



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

Estudo Morfotectônico da Região da
Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/SP

Marcos Roberto Pinheiro

Versão Corrigida

São Paulo
2014

Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Estudo Morfotectônico da Região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/SP

Marcos Roberto Pinheiro

Tese de doutoramento apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências.

ORIENTADOR: Prof. Dr. José Pereira de Queiroz Neto

São Paulo

2014

Versão Corrigida

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

P645e Pinheiro, Marcos Roberto
Estudo Morfotectônico da Região da Serra de São
Pedro e do Baixo Piracicaba/SP / Marcos Roberto
Pinheiro ; orientador José Pereira de Queiroz Neto. -
São Paulo, 2014.
293 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras
e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
Departamento de Geografia. Área de concentração:
Geografia Física.

1. Morfotectônica. 2. Neotectônica. 3.
Geomorfologia Estrutural. 4. Geologia Estrutural. 5.
Bacias Sedimentares. I. Queiroz Neto, José Pereira
de, orient. II. Título.

"Se vi mais longe (...) é porque me apoiei nos ombros de gigantes."

Isaac Newton

Agradecimentos

Agradeço...

a Deus porque ele é fiel.

ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. José Pereira de Queiroz Neto, exemplo de dedicação à missão de ser um educador, pela orientação, confiança e total liberdade para a realização desta pesquisa. Muito obrigado por nunca me dar respostas prontas, mas me estimular a pensar e encontrar as minhas próprias resoluções. E, principalmente, por me mostrar que com coragem é possível fazer qualquer trabalho.

à minha grande Mestra, Profa. Dra. Rosely Pacheco Dias Ferreira, maior geomorfóloga que conheci, pelos preciosos conselhos dados no Exame de Qualificação e nas nossas inúmeras conversas. Rosy, muito obrigado pelo carinho com que sempre me tratou e por tudo o que me ensinou desde os tempos da graduação.

às Profas. Dras. Sidneide Manfredini e Sonia Maria Dias Furian, por tudo que me ensinaram e pelos muitos conselhos dados nesses 8 anos de LABOPED. Muito obrigado também pelo carinho e respeito com que sempre me trataram.

aos Profs. Drs. Marcos Egydio Silva, Mario da Costa Campos Neto e Miguel Angelo Stipp Basei, do Instituto de Geociências da USP, por permitirem que eu fizesse o curso de Geologia Estrutural por eles ministrado. Agradecimento especial ao professor Marcos Egydio por estar sempre disposto a ajudar e pelas dicas fundamentais que me fizeram repensar os resultados preliminares do trabalho.

ao Prof. Dr. Allaoua Saadi, do Instituto de Geociências da UFMG, pelas discussões e reflexões fundamentais feitas durante o curso de Geomorfologia Estrutural no Quadrilátero Ferrífero e pela disposição em ouvir e discutir os resultados do meu trabalho.

ao Prof. Dr. Francesco Salvini, do Dipartimento di Scienze da Università degli Studi "Roma Tre", Italia, pela ajuda fundamental no uso do software Daisy.

à Agência Nacional do Petróleo e ao Instituto Geológico do Estado de São Paulo, em especial ao Helio Diniz, pela disponibilização dos perfis das sondagens.

aos proprietários e caseiros das fazendas Tainá, Santana, Rosaria e outras propriedades que não registrei os nomes, por terem permitido o acesso às suas terras.

aos amigos e integrantes do Grupo Nostradamos, do Laboratório de Pedologia do DG – FFLCH – USP, pelas muitas dicas, questionamentos e discussões realizadas ao longo desses últimos 4 anos.

ao geógrafo Alex Silva Souza, Msc. Andre Barreiros, Msc. Evandro Daniel, Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela, Msc. Marcelo Nakashima e Msc. Otavio Cardona, pela imprescindível ajuda nos inúmeros trabalhos de campo. Sem a ajuda de vocês, este trabalho não teria sido realizado.

à Rita Grigorowitschs, pelas preciosas orientações na elaboração dos desenhos e pelo carinho e sorriso com que sempre me recebe.

a todos os meus professores do ensino básico na EEPSG Manuel Bandeira, em especial à professora Rute (*in memoriam*), que mesmo com todas as dificuldades da escola pública fizeram o melhor que puderam para que seus alunos fossem um pouco mais longe.

à Helga, pelo carinho, paciência, incentivo e pela ajuda fundamental em vários momentos desta jornada.

à minha família, base da minha vida, em especial aos meus pais, Clementina e Antonio, pelo amor e bons valores transmitidos a mim e meus irmãos, e por me mostrar que com esforço e dedicação é possível chegar lá.

A todos os que diretamente ou indiretamente me ajudaram a chegar até aqui, os meus mais sinceros agradecimentos. Muito obrigado.

Resumo

As cuestas são definidas como uma forma de relevo dissimétrico, composta por uma vertente em declive íngreme de um lado e uma rampa em declive suave no reverso, decorrente da erosão diferencial das rochas. A região da Serra de São Pedro/SP, área de ocorrência de basaltos juro-cretáceos (topo da escarpa) e arenitos eólicos (escarpa e glaciais) do Triássico ao Cretáceo Médio, consiste em uma das zonas mais típicas das cuestas na Bacia do Paraná, porém a configuração geometrizada do relevo da área, do sistema fluvial e até do baixo rio Piracicaba sugerem um controle tectônico das formas. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho foi verificar o possível controle tectônico no relevo da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, focalizando a ação da Neotectônica, tendo como hipótese a existência de um forte controle das estruturas modernas sobre as formas. Os resultados mostraram que a atividade neotectônica na área é caracterizada principalmente pela atividade de falhas transcorrentes e normais subverticais WNW-ESE, W-E, NW-SE e NE-SW, ambas de pequeno rejeito e de impacto reduzido na morfologia do relevo. A influência das estruturas nas formas é mais intensa no sistema fluvial, comandando a dissecação do relevo de toda a área a partir de linhas estruturais que correspondem aos planos de juntas, grandes fraturamentos e falhas, ainda que a tectônica recente seja responsável pelo controle da direção apenas dos canais de 1º e 2º ordens. A Neotectônica condiciona ainda a formação de facetas triangulares na frente da escarpa da Serra de São Pedro, provoca perturbações de depósitos fluviais quaternários, anomalias no perfil longitudinal dos rios e inflexões dos interflúvios e canais de drenagem, além de pequenos basculamentos de blocos que causam a formação e degradação de terraços fluviais nos afluentes da margem direita do baixo Piracicaba. Essas informações são coerentes com os dados das estruturas medidas e materiais descritos em campo, bem como com as informações do contorno estrutural e dados geofísicos da área. Apesar do claro registro de neotectônica na região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, os resultados demonstraram que a magnitude dessa atividade é reduzida e o seu impacto no relevo é pequeno, sendo que a configuração geomorfológica atual é mais influenciada por fatores litológicos, pela disposição das camadas sedimentares das rochas, pelos (paleo)climas e pela orientação/distribuição de estruturas tectônicas anteriores ao Neógeno, refutando assim a hipótese inicial do trabalho.

Palavras Chave: Morfotectônica; Neotectônica; Cuesta; Serra de São Pedro.

Abstract

Cuestas are asymmetric landforms characterized by a steep slope along the plateau front and a gentle slope on its reverse, and they are interpreted as a relief formed by differential erosion of rocks. The São Pedro Ridge (Serra de São Pedro)/SP region, area with occurrence of juro-cretacic basalts (top of the ridge) and Triassic – medium Cretaceous aeolian sandstone (scarp and glacis), is one of the most typical examples of the cuestas in the Paraná Basin. Although São Pedro Ridge is considered a cuesta, the geomorphological settings and the fluvial system (including the Lower Piracicaba River) of the area suggest a tectonic control on the landforms. Thus, the aim of this research was to verify a possible tectonic control on the São Pedro Ridge and Lower Piracicaba River landforms, emphasizing the Neotectonic influence. The hypothesis is that modern tectonics has a strong influence in the actual landforms. The results showed that the neotectonic activity in the study area is characterized mainly by sub-vertical strike-slip and normal faults WNW-ESE, W-E, NW-SE and NE-SW, both with very small offsets and inconspicuous impact in the relief. The influence of the tectonic activity in the landforms is more intense in the fluvial system, controlling the relief dissection from joint planes, large fractures and faults, though modern tectonics is responsible for the control of the direction only of first and second order drainage channels. Neotectonics also controls the formation of triangular facets at the escarpment front of the São Pedro Ridge, faulting in quaternary fluvial deposits, anomalies in the longitudinal profiles of streams and changes in the direction of ridge lines and watercourses (river bends), as well as small block tilting which influences the formation and degradation of fluvial terraces of the Piracicaba right margin tributaries. These interpretations are coherent with the data set concerning the structures measured and materials characterized in the field, as well as with the information about the structural contour and geophysical data of the area. Despite the clear record of neotectonics in the São Pedro Ridge and Lower Piracicaba River region, the results demonstrated that the magnitude of the modern tectonic activity is small, and that the actual geomorphological configuration is more influenced by lithological factors, paleoclimates and the arrangement of sedimentary rock layers and pre-Neogene tectonic structures, thus refuting the initial hypothesis of this study.

Key-words: Morphotectonic; Neotectonic; Cuesta, São Pedro Ridge.

Resumen

Cuestas son definidas como una forma de relieve asimétrico, compuesta por una vertiente en declive pronunciado de uno lado y una pendiente suave en el otro lado, derivado de la erosión diferencial. La región de la Sierra de São Pedro/SP, área de ocurrencia de basaltos juró-cretácico (topo de la escarpa) y areniscas eólicas (escarpa y glacis) del Triásico al Cretácico Medio, es una de las áreas más típicas de las Cuestas en la Cuenca del Paraná. Aunque la Sierra de São Pedro sea considerada una cuesta, la configuración geometrizada del relieve y del sistema fluvial de la área, incluso el bajo Piracicaba, sugieren una influencia estructural en las formas, así que el objetivo de esta investigación fue verificar el posible control tectónico del relieve de la región, enfocando la acción de la Neotectónica, tiendo como hipótesis uno fuerte control de la tectónica moderna. Los resultados mostraron que la Neotectónica en el área es caracterizada sobre todo por la actividad de fallas transcurrentes y normales sub-verticales WNW-ESE, W-E, NW-SE y NE-SW, ambas de desplazamiento pequeño y influencia reducida en el relieve. La influencia de las estructuras en las formas es más fuerte en el sistema fluvial, comandando la disecación del relieve del área por medio de las líneas estructurales que corresponden a los planos de juntas, gran fraturamientos y fallas, aunque la tectónica reciente sea responsable por el control de la dirección solamente de los canales de 1º e 2º ordenes. Neotectónica condiciona también la formación de facetas triangulares en la frente de la escarpa, provoca perturbaciones de depósitos fluviales cuaternarios, anomalías en el perfil longitudinal de los ríos y inflexiones de los interflúvios y canales de drenaje, además de pequeños basculamientos de bloque que causan la formación y degradación de terrazas fluviales en los afluentes de la margen derecha del bajo Piracicaba. Estas informaciones son coherentes con los datos de las estructuras medidas y materiales descritos en campo, así como las informaciones del contorno estructural y datos geofísicos del área. A pesar de los registros claros de neotectónica en la región de la Sierra de São Pedro e del Bajo Piracicaba, los resultados demuestran que la magnitud de esta actividad es reducida y su impacto en el relieve es pequeño. Además, la configuración geomorfológica actual es más influenciada por factores litológicos, por la disposición de las capas sedimentares de las rocas, por los paleoclimas y pela orientación / distribución de estructuras tectónicas anteriores al Neógeno, refutando la hipótesis principal del trabajo.

Palabras claves: Morfotectónica, Neotectónica, Cuesta, Sierra de São Pedro.

Zusammenfassung

Die "cuestas" werden als asymmetrische Reliefs definiert, zusammengesetzt von einem steil abschüssigen Abhang auf der einen Seite und einer sanft abschüssigen Ebene auf der Rückseite. Als ein Relief beschrieben, entstanden infolge der differentialen Erosion der Felsen, hat das Gebiet "Serra de São Pedro" / Bundesstaat São Paulo ein Vorfalldgebiet von Jurabasalt (Spitze der Felsenkueste) und aeolische Sandsteine (Felsenkueste und „Glacis“ [Gletscher]) von der Trias bis zur mittleren Kreidezeit, als eine der typischsten Zonen der „Cuestas“ in dem hydrographischen Einzugsgebiet „Bacia do Paraná“. Obwohl das Gebiet "Serra de São Pedro" als eine "cuesta" betrachtet wird, deutet die geometrische Formung des Reliefs, des Flusssystemes und bis hin zum Flachgebiet des Flusses „Rio Piracicaba“ auf eine tektonische Domination der Formen hin. Im diesem Sinn war das Ziel dieser Arbeit die mögliche tektonische Domination des Reliefs das Gebiet "Serra de São Pedro" und des Flachgebietes des Flusses "Baixo Piracicaba", unter Fokussierung der neotektonischen Wirkung, als Hypothese der starken Kontrolle der modernen Strukturen über die Formen zu ermitteln. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass die neotektonische Aktivität in diesem Gebiet hauptsächlich charakterisiert ist durch die Aktivität der subvertikalen und normalen Verwerfungen WNW-ESE, W-E, NW-SE und NE-SW, beide mit geringen Rückständen und reduzierter Auswirkung auf die Morphologie des Reliefs. Der Einfluss der Strukturen auf die Formen ist in den Flusssystemen intensiver und führt zur Zergliederung des Reliefs im gesamten Bereich, ausgehend von Strukturlinien die der Gesamtebene entsprechen, bis hin zu großen Brüchen und Verwerfungen, auch wenn die jüngste Tektonik für die Kontrolle der Richtung des Wasserlaufs 1. und 2. Ordnung verantwortlich ist. Die Neotektonik konditioniert weiterhin die Entstehung von dreieckigen Facetten vor der Felsküste des Berges „Serra de São Pedro“, verursacht Störungen der Quartärflussablagerungen, Unregelmäßigkeiten am Längsprofil der Flüsse und Krümmungen der oberirdischen Wasserscheiden und Entwässerungsabläufe sowie kleine gekippte Blöcke welche die Entstehung und Abstufung von Flussterrassen an den Zulaufflächen an dem rechten Ufer des Flachgebietes vom Fluss „Baixo Piracicaba“ verursachen. Diese Informationen sind folgerichtig mit den Daten der gemessenen Strukturen und der in situ beschriebenen Materialien sowie mit den Informationen über die Strukturkontur der geophysikalischen Daten des Gebietes. Obwohl in der Region des Berges "Serra de São Pedro" und dem Flachgebiet vom Fluss "Baixo Piracicaba" klare neotektonische Aktivitäten registriert wurden, zeigen die Ergebnisse, dass die Stärke dieser Aktivitäten schwach und die Auswirkungen auf die Reliefs gering sind, wobei die derzeitige geomorphologische Gestaltung mehr durch lithologischen Faktoren, durch die Lage der Sedimentschichten der Felsen, durch das Paleo(Klima) und durch die Orientierung/Aufteilung der dem Neogen

vorhergegangenen tektonischen Strukturen beeinflusst wurde, was die Haupthypothese der Arbeit widerlegt.

Schlüsselworte: Morphotektonik; Neotektonik; Cuesta; Berg "Serra de São Pedro"

SUMÁRIO

<u>1 - INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS</u>	1
<u>2 - APRESENTAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</u>	8
<u>3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	21
3.1 - O RELEVO DE CUESTA NA BACIA DO PARANÁ: ESTADO DA ARTE E HIPÓTESE DO TRABALHO	21
3.2 – A MORFO(NEO)TECTÔNICA E OS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS ..	31
<u>4 - PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS E TÉCNICO-OPERACIONAIS</u>	44
4.1 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	44
4.2 - PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	49
<u>4.2.1 - Elaboração e Análise dos Produtos Gráficos</u>	49
4.2.1.1 – Produtos Elaborados sobre as Cartas Base	49
4.2.1.2 – Materiais Elaborados sobre Produtos de Sensoriamento Remoto	56
<u>4.2.2 – Análise dos Dados Estruturais e Definição das Paleotensões</u>	78
<u>4.2.3 – Datações Absolutas</u>	80
<u>4.2.4 – Trabalhos de Campo</u>	82
<u>5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES</u>	84
5.1 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E MORFOESTRUTURAL DA SERRA DE SÃO PEDRO E BAIXO PIRACICABA: FORMAS, ESTRUTURAS, PROCESSOS E MATERIAIS	84
5.2 – CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM	119
<u>5.2.1 – Unidades Homogêneas, Padrões e Anomalias da Rede de Drenagem</u>	119

<u>5.2.2 – Condicionamento Estrutural dos Canais de 1º e 2º Ordem e sua Relação com a Neotectônica</u>	132
<u>5.2.3 – Análise Azimutal dos Canais de Drenagem para Identificação de Falhas Transcorrentes</u>	139
<u>5.2.4 - Análise da Simetria das Bacias de Drenagem para Identificação de Possíveis Basculamentos Tectônicos</u>	145
<u>5.2.5 – Caracterização Estrutural, Tectônica e Determinação das Paleotensões</u>	153
5.2.5.1 – Análise das Estruturas de Megaescala e Determinação das Paleotensões Regionais	153
5.2.5.2 – Análise das Estruturas de Mesoescala e Determinação das Paleotensões Locais	160
<u>5.2.6 - Análise dos Perfis Longitudinais dos Rios, Contorno Estrutural e Definição dos Níveis de Deformação Crustal</u>	181
5.2.6.1 – Análise dos Perfis Longitudinais de Drenagem e da Relação RDEs/RDEt	182
5.2.6.2 – Análise dos Índices de RDE Total, Contorno Estrutural e Níveis de Deformação Crustal	196
5.3 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	202
5.4 – EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MORFOTECTÔNICA DA SERRA DE SÃO PEDRO E DO BAIXO PIRACICABA	207
<u>5.4.1 – Análise Morfotectônica</u>	207
<u>5.4.2 - Proposta de Modelo Genético-Evolutivo</u>	234
<u>6 – REFLEXÕES SOBRE A GÊNESE DA SERRA DE SÃO PEDRO, DO BAIXO PIRACICABA E DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA</u>	248
<u>7 – CONCLUSÕES E O FUTURO DAS PESQUISAS NA ÁREA</u>	254
<u>BIBLIOGRAFIA</u>	264

ANEXO 1: Mapa Morfológico da Região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba

ANEXO 2: Mapa Morfotectônico da Região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba

ANEXO 3: Perfis Longitudinais e Gráficos da Relação RDEs/RDEt dos Rios

ANEXO 4: Perfis Interfluviais do Glacis e Reverso

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: Serra de São Pedro e Entorno	2
Figura 1-2: Perfil Topográfico A-B	3
Figura 1-3: Perfil Topográfico C-D	3
Figura 1-4: Perfil Topográfico E-F	3
Figura 2-1: Localização da Área de Estudo	8
Figura 2-2: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná.....	10
Figura 2-3: Esquema geomorfológico e superfícies de aplainamento do Estado de São Paulo.....	13
Figura 2-4: Esboço da coluna estratigráfica da região de São Pedro/SP	15
Figura 2-5: Precipitação e temperatura médias - município de Charqueada/SP	20
Figura 3-1: Legenda para estudos morfotectônicos	34
Figura 3-2: Elementos geomorfológicos em uma área de falha transcorrente	36
Figura 3-3: Características gerais e esquema de formação de estruturas em falhas transcorrentes.....	36
Figura 3-4: Modelo evolutivo de escarpas de falha	37
Figura 3-5: Ciclo de eventos de falhamentos e entalhamento fluvial.....	38
Figura 3-6: Exemplo de influência estrutural no cinturão meândrico de um rio.....	39
Figura 3-7: Mudanças no padrão fluvial de rios meandrantés de áreas em ascensão e subsidência.....	40
Figura 3-8a: Padrões de drenagem básicos.....	41
Figura 3-8b: Padrões de drenagem básicos modificados.....	41
Figura 3-9: Anomalias da drenagem e seus significados estruturais e tectônicos...	42
Figura 4-1: Etapas do trabalho	48
Figura 4-2: Parâmetros medidos e utilizados no cálculo do índice SL de um setor de um perfil longitudinal de drenagem.....	52
Figura 4-3: Perfil longitudinal de um rio mostrando o seu deslocamento em relação à curva teórica de melhor ajuste.....	54
Figura 4-4: Localização dos transectos e modelo interpretativo do espectro azimutal dos canais de drenagem junto às zonas de falhas transcorrentes.....	68
Figura 4-5: Representação ciclográfica dos eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e sua relação com os tipos de falhamentos.....	79

Figura 5-1: Compartimentos Morfológicos e Morfoestruturais da Região da Serra de São Pedro e Vale do Piracicaba.....	87
Figura 5-2: Mapa morfológico de trecho do setor central do Reverso da Serra de São Pedro	92
Figura 5-3: Afloramento de ferricrete da Formação Itaqueri	92
Figura 5-4: Neossolo Quartzarênico com linha de pedra de fragmentos de couraças ferruginosas da Formação Itaqueri	92
Figura 5-5: Neossolo Litólico desenvolvido sobre a Formação Itaqueri	92
Figura 5-6: Colinas suaves de topos convexos do Reverso da Serra de São Pedro	92
Figura 5-7: Mapa morfológico de trecho do grande promontório de Santa Maria da Serra	96
Figura 5-8: Seção geológica A-B da Serra de São Pedro – Setor Oeste	96
Figura 5-9: Cascalheira de basalto sobre o arenito Pirambóia no sopé da Escarpa da Serra de São Pedro – Setor Oeste	96
Figura 5-10: Depósito de tálus no sopé da escarpa da Serra de São Pedro	96
Figura 5-11: Patamar intermediário da Escarpa da Serra de São Pedro	96
Figura 5-12: Detalhe da cascalheira de basalto sobre o arenito Pirambóia	96
Figura 5-13: Mapa morfológico de trecho das Cabeceiras do Ribeirão Samambaia	97
Figura 5-14: Seção geológica E-F da Serra de São Pedro – Setor Leste	97
Figura 5-15: Nível de cimeira e promontório rebaixado da Serra de São Pedro	97
Figura 5-16: Depósito de cone de dejeção recente na base da escarpa reentalhado pela drenagem do Samambaia	97
Figura 5-17: Fraturas subverticais em arenito da Formação Pirambóia	97
Figura 5-18: Depósito de cone de dejeção antigo na base da escarpa reentalhado pela drenagem do Samambaia	97
Figura 5-29: Cachoeira das Furnas (cabeceiras do Ribeirão Samambaia) entalhando em grande fratura de mergulho subvertical no basalto	97
Figura 5-20: Mapa morfológico de trecho do Glacis Preservado	103
Figura 5-21: Mapa morfológico de trecho do Glacis Dissecado	103
Figura 5-22: Seções geológicas do Glacis	103

Figura 5-23: Interflúvios longos de topos convexos do Glacis Preservado	103
Figura 5-24: Interflúvios estreitos e vertentes com cornijas no Glacis Dissecado .	103
Figuras 5-25 (a) e (b): Depósitos neocenozóicos com linhas de seixos	103
Figura 5-26: Planície Fluvial do Ribeirão Samambaia	106
Figura 5-27: Mapa morfológico de trecho do Alto Samambaia	106
Figura 5-28: Sequência de depósitos arenosos e grosseiros (arenito e basalto) em terraço do Ribeirão Samambaia	106
Figura 5-29: Terraço fluvial em planície do Ribeirão Samambaia	106
Figura 5-30: Mapa morfológico da Bacia do Ribeirão Pinotti, Oeste da Serra de São Pedro	107
Figura 5-31: Antiga cascalheira associada a depósito de cone exumada pelo entalhe do ribeirão Pinotti	107
Figura 5-32: Seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito na planície do ribeirão Pinotti	107
Figura 5-33: Antigo depósito de cone com seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito na bacia do Ribeirão Pinotti	110
Figura 5-34: Mapa morfológico de trecho da planície fluvial do rio Piracicaba, próximo à desembocadura do Ribeirão Vermelho	110
Figura 5-35: Vista geral da planície do Piracicaba, próxima à desembocadura do ribeirão Vermelho	110
Figura 5-36: Backswamp na planície do Piracicaba, próxima à desembocadura do ribeirão Vermelho	110
Figura 5-37: Cordões com depósitos fluviais silto-argilo-arenosos e nível de terraço na planície do Piracicaba	110
Figura 5-38: Detalhe dos depósitos silto-argilo-arenosos em terraço da planície do Piracicaba	110
Figura 5-39: Cascalheira fluvial de quartzo, quartzito e siltito sobre a Formação Pirambóia	110
Figura 5-40: Mapa morfológico de trecho do setor oeste do Interflúvio Piracicaba-Tietê	112

Figura 5-41: Estratificação cruzada em afloramento de arenito da Formação Pirambóia em uma das vertentes do Morro do Barreiro	112
Figura 5-42: Amostra de diabásio extraída de afloramento do topo do Morro do Barreiro	112
Figura 5-43: Vista geral do Morro do Barreiro e planície fluvial do Rio Tietê	112
Figura 5-44: Colinas suaves da bacia do Piracicaba	112
Figura 5-45: Mapa Morfológico de trecho da Serra de São Pedro (Oeste) e Pedra de Torrinha	117
Figura 5-46: Seção geológica C-D da Pedra de Torrinha	117
Figura 5-47: Pedra de Torrinha	117
Figura 5-48: Lâmina delgada de blocos da Formação Itaqueri (objetiva de 10x) .	117
Figura 5-49: Lâmina delgada de arenito Pirambóia silicificado (objetiva de 10x) .	117
Figura 5-50: Lâmina delgada de basalto (objetiva de 10x)	117
Figura 5-51: Pedra de Torrinha e colinas suaves do Glacis Preservado	117
Figura 5-52: Mapa morfológico da região do Morro do Cristo e Morro do Barreiro	118
Figura 5-53: Vista geral do Morro do Cristo	118
Figura 5-54: Morrinho Vermelho esculpido no Arenito Botucatu	118
Figura 5-55: Vista geral do Morro do Barreiro que é sustentado por um dique de diabásio que aflora no topo da estrutura	118
Figura 5-56: Dique de diabásio aflorando em corte realizado no topo do Morro do Cristo	118
Figura 5-57: Mapa de Manchas Homogêneas e Anomalias da Rede de Drenagem.	120
Figura 5-58: Lineamentos Associados aos Canais de 1º e 2º Ordens.....	134
Figura 5-59: Modelo de cisalhamento rúptil de Riedel (1929).....	135
Figura 5-60: Localização dos transectos realizados e das prováveis falhas e fraturas	140
Figura 5-61: Diagramas em que foram detectados desvios azimutais nos canais de drenagem próximos a possíveis falhas de rejeito direcional.....	141
Figura 5-62: Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (a) e Simetria Topográfica Transversal (b).....	145

Figura 5-63: Possível Influência Tectônica nas Principais Bacias Hidrográficas da Área de Estudo.....	147
Figura 5-64: Fotolineamentos Regional.....	155
Figura 5-65: Orientações Predominantes dos Principais Fotolineamentos da Área	159
Figura 5-66: Juntas métricas da família principal em arenitos finos da Formação Pirambóia.....	161
Figura 5-67: Duas famílias de juntas conjugadas em ferricrete alterada da Formação Itaqueri.....	162
Figura 5-68: Junta NE-SW cortando cascalheira litificada em terraço quaternário do ribeirão Bonito.....	163
Figura 5-69: Projeção Estereográfica das Juntas.....	165
Figura 5-70: Estrutura de grabens e horsts com bandas de deformação simples em arenito da Formação Botucatu.....	168
Figura 5-71: Eixos de tensão determinados a partir dos indicadores cinemáticos das falhas	168
Figura 5-72: Detalhe de banda de deformação em falha normal	168
Figura 5-73: Detalhe da banda de deformação. Aumento de 100x em lupa binocular	168
Figura 5-74: Estrutura em hemigraben formada em arenitos finos a conglomeráticos da Formação Pirambóia	169
Figura 5-75: Detalhe das falhas normais (a) e (b) com rejeito milimétrico e abatimento do bloco da esquerda.....	169
Figura 5-76: Eixos de tensão determinado a partir dos indicadores cinemáticos das falhas	169
Figura 5-77: Falha normal cortando dique de diabásio em afloramento da rodovia que liga Santa Maria da Serra a Torrinha	170
Figura 5-78: Paleotensões de falhas normais NNW-SSE e NW-SE em basaltos e diabásios da Formação Serra Geral	170
Figura 5-79: Paleotensões de falhas normais NNE-SSW em basaltos e diabásios da Formação Serra Geral na Serra de São Pedro	172
Figura 5-80: Roseta das falhas transcorrentes da área de estudo	173

Figura 5-81: Estrutura em flor positiva cortando basalto da Formação Serra Geral e arenito Botucatu na escarpa da Serra de São Pedro	173
Figura 5-82: Detalhe da base da estrutura em flor	173
Figura 5-83: Falhas transcorrentes sinistrais com componente normal cortando arenitos conglomeráticos silicificados da Formação Itaqueri	175
Figura 5-84: Roseta das falhas transcorrentes descritas por Bjornberg (1969) na Serra de São Pedro	176
Figura 5-85: Estrias de atrito sub-verticais e sub-horizontais em plano de falha NNW-SSE num basalto	177
Figura 5-86: Mapa de Falhas e Juntas (colocar a drenagem e o contorno da serra)	180
Figura 5-87: Localização dos Perfis de Drenagem	183
Figura 5-88: Possível falha transcorrente com componente normal NE-SW em basalto no reverso.....	185
Figura 5-89: Sucessão de 3 quedas d'água sobre basalto colunar e maciço em córrego sem nome no reverso da escarpa	185
Figura 5-90: Esquema evolutivo da formação e degradação de knickpoints e terraços fluviais a partir de modificações no sistema fluvial derivadas de movimentos tectônicos	188
Figura 5-91: Depósito fluvial quaternário de seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito sobre a Formação Pirambóia	190
Figura 5-92: Detalhe de falha normal milimétrica do perfil anterior	190
Figura 5-93: Barra de seixos arredondados e subarredondados em trecho de canal com leito rochoso no Ribeirão Vermelho	191
Figura 5-94: Erosão marginal no pedúnculo de um meandro da planície fluvial do Córrego Pinotti	192
Figura 5-95: Cascalheira litificada (conglomerado) na base de um terraço fluvial sendo reentalhada pelo Ribeirão Serelepe	193
Figura 5-96: RDE total e Nível de Deformação Crustal	196
Figura 5-97: Contorno estrutural da Formação Irati sobreposto à topografia da área e seu entorno	198

Figura 5-98: a) Validação do modelo residual com exagero de 5 vezes (modelo terrestre de grau 4) e b) Gradiente do tensor vertical (modelo EGM2008)	201
Figura 5-99: Blocos Tectônicos da Área de Estudo	204
Figura 5-100: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas e microfalhas medidas no Reverso	208
Figura 5-101: Sucessão de cachoeiras sobre basalto no reverso	210
Figura 5-102: Afloramento de couraça ferruginosa da Formação Itaqueri	210
Figura 5-103: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas (a) e falhas (b) medidas na escarpa	212
Figura 5-104: Patamar no grande promontório de Santa Maria da Serra	213
Figura 5-105: Knickpoint decorrente de variação litológica em drenagem da escarpa	213
Figura 5-106: Basalto colunar na base do patamar do grande promontório de Santa Maria da Serra	213
Figura 5-107: Crista que separa as bacias do Meio e Samambaia	214
Figura 5-108: Crista que separa o alto curso das bacias do Meio e Samambaia ...	214
Figura 5-109: Foto aérea (1:25.000) de promontório que divide as bacias do Córrego da Barra e Ribeirão Tabaranás	214
Figura 5-110: Detalhe de diabásio que sustenta a parte frontal do promontório .	214
Figura 5-111: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas (a) e falhas (b) medidas no glacis	212
Figura 5-112: Afloramento de fácies sedimentares da Formação Pirambóia em cornija no glacis preservado	218
Figura 5-113: Detalhe de fácies composta por arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada associada a ambiente fluvial de rios entrelaçados	218
Figura 5-114: Imagem oblíqua mostrando a cornija na paisagem	218
Figura 5-115: Detalhe de fácies de arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada associada a sistema fluvial de rios entrelaçados	218
Figura 5-116: Detalhe de fácies constituída de arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo associada a ambiente eólico úmido	218
Figura 5-117: Falhas normais milimétricas NW-SE cortando arenitos da Formação Pirambóia na margem esquerda do Ribeirão Vermelho	219

Figura 5-118: Falha normal milimétrica NNE-SSW cortando a Formação Pirambóia e depósitos fluviais quaternários litificados da margem direita do Ribeirão Vermelho	220
Figura 5-119: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas e falhas medidas no Interflúvio Piracicaba-Tietê.....	221
Figura 5-120: Falhas normais milimétricas WNW e NW-SE cortando arenitos finos da Formação Pirambóia na margem direita do Rio Tietê	223
Figura 5-121: Bandas de deformação falhadas em arenitos finos da Formação Pirambóia na margem direita do Rio Tietê	223
Figura 5-122: Contato entre arenito Pirambóia e diabásio alterado no topo do Morro do Cristo	224
Figura 5-123: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas medidas nos afloramentos de arenito Pirambóia da Volta Grande do Samambaia	226
Figura 5-124: Terraço fluvial (nível II) grosseiro do rio Piracicaba, cerca de 35 m acima do rio Piracicaba	229
Figura 5-125: Baixo terraço fluvial do rio Piracicaba, cerca de 3 m acima do canal	230
Figura 5-126: Proposta de modelo evolutivo para a Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba durante o Neógeno e Quaternário	237
Figura 6-1: Perfil esquemático da gênese e evolução da Depressão Periférica e Serra de São Pedro na área de estudo	253

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 2-1: Climas durante o Cenozóico	18
Quadro 2-2: Clima global durante o Cenozóico	18
Tabela 4-1: Proposta de Legenda do Mapa Morfológico	60
Tabela 4-2: Proposta de Legenda do Mapa Morfotectônico e Morfoestrutural	75
Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem	121
Tabela 5-2: Fatores de Assimetria da Bacia de Drenagem (AF) e Simetria Topográfica Transversal (T)	148

1 - INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A influência da tectônica na configuração do relevo constituiu nosso interesse desde o início da graduação e das primeiras aulas de Geomorfologia Estrutural. Embora as pesquisas que fizemos posteriormente tenham sido direcionadas para outras questões, como o levantamento de solos (trabalho de graduação) e a erosão (dissertação de mestrado), as áreas escolhidas para a realização desses estudos eram reconhecidas na literatura como tendo clara influência tectônica na sua gênese.

O estudo de solos foi feito na região do Alto Estrutural do Pau D'Alho - Piracicaba/SP, local que nos chamou a atenção durante a elaboração do trabalho não apenas por ser uma área de relevo declivoso em meio à paisagem colinosa da Depressão Periférica Paulista, como também por encontrarmos em campo a ocorrência de pelo menos 3 unidades litoestratigráficas (formações Corumbataí, Pirambóia e Serra Geral) em posições altimétricas inusitadas ou mesmo a ocorrência de ambas formações num único afloramento, no qual observávamos falhas e camadas basculadas.

Já o estudo sobre a erosão foi realizado na alta bacia do Ribeirão Araquá – Municípios de São Pedro e Charqueada/SP, cujas cabeceiras se situam nas serras de São Pedro e Itaqueri, que por sua vez integram as chamadas cuestas do contato Planalto Ocidental – Depressão Periférica Paulista. Na época da realização dessa pesquisa, a observação da área nos mapas e fotografias aéreas nos impressionou por mostrar uma paisagem geometrizada (figuras 1-1 a 1-4), com nítidos alinhamentos e rupturas nas serras, nos interflúvios e nos rios, o que, somado aos

planos de fraturamento encontrados nos trabalhos de campo, nos colocou a questão sobre qual seria a relação entre esse relevo e a tectônica.

Durante a realização desses dois trabalhos tivemos também o primeiro contato com os estudos que levantavam as principais questões acerca da gênese das duas zonas. Essas pesquisas registravam a influência da tectônica nas áreas, porém havia muitas divergências sobre a magnitude da atuação desta não somente na região das Serras de São Pedro e Itaqueri, objeto de nosso estudo sobre a erosão, como também nas cuestas da Bacia do Paraná como um todo. Essa questão fundamental nos foi apresentada de forma magnífica na tese de doutorado da Profa. Margarida Penteado, publicada em 1976, acerca da geomorfologia da região centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista, e, nesse contexto, juntamente com nossas próprias indagações e as provocações de nosso sábio orientador, se colocou como a premissa que deu origem à presente pesquisa.

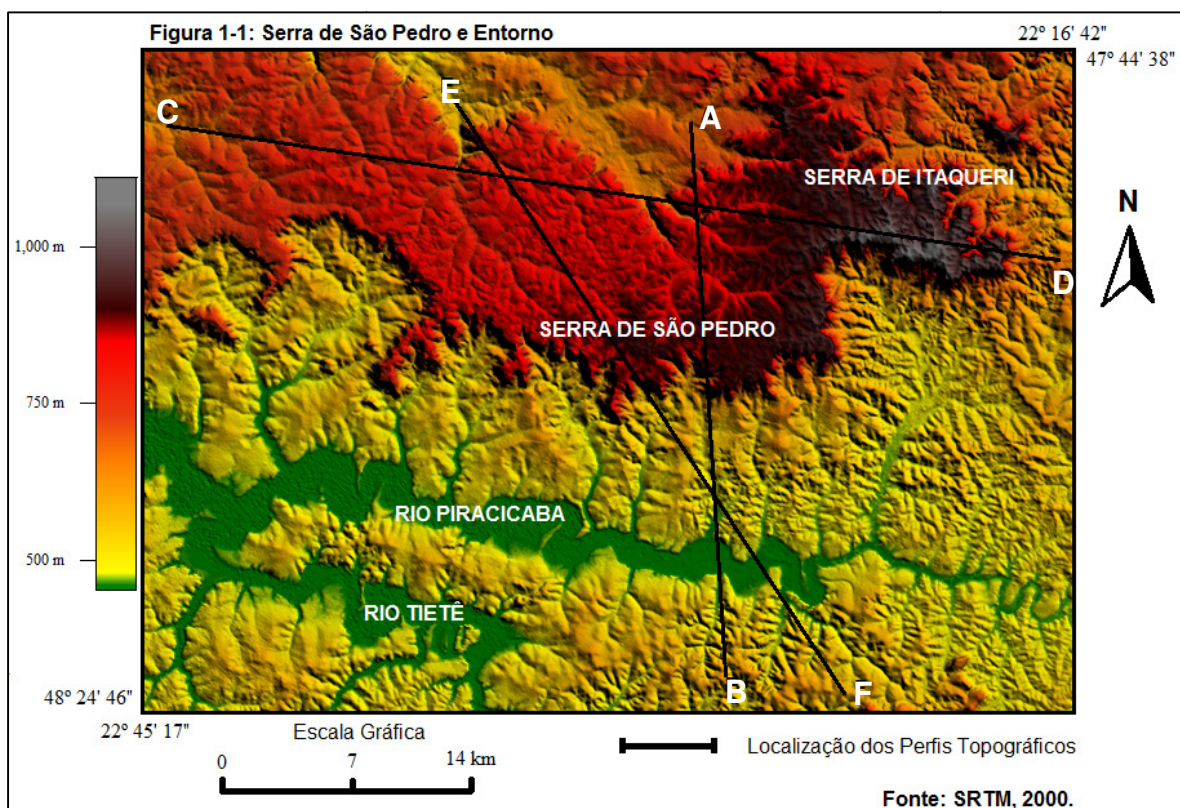


Figura 1-2: Perfil Topográfico A-B



Figura 1-3: Perfil Topográfico C-D

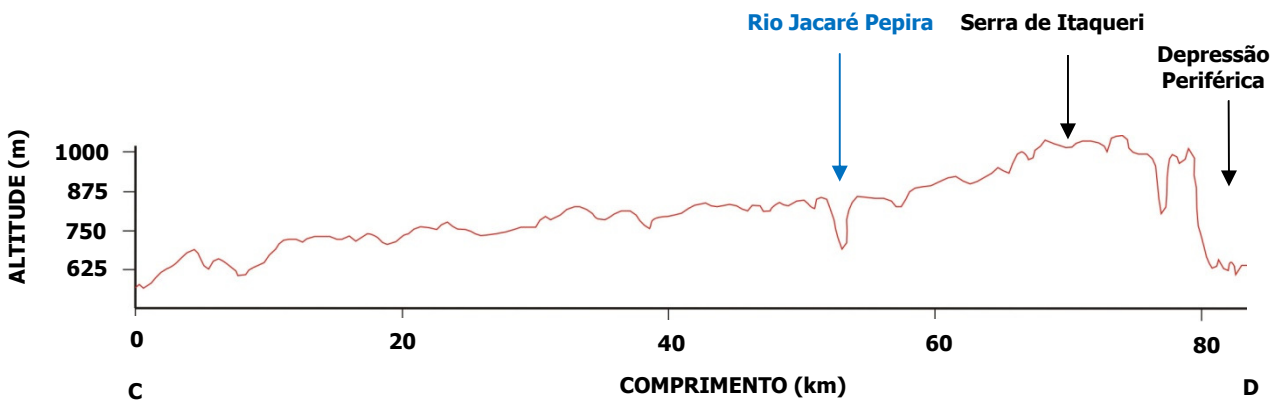


Figura 1-4: Perfil Topográfico E-F



Embora o relevo da região das serras de São Pedro e Itaqueri seja tradicionalmente chamado de *cuesta*, a própria definição desse tipo de relevo é variável na literatura geomorfológica. Esse conceito remonta aos estudos de Davis¹ (1899) que definia a *cuesta* como um relevo assimétrico que é característico de planícies costeiras desnudadas. Essa definição sofreu poucas modificações ao longo do tempo, mantendo-se o aspecto descritivo fundamental da forma (relevo dissimétrico), mas acrescentando-se a variável genética sobre o mecanismo gerador do relevo, como na proposta de Penteadó (1983): o relevo de *cuestas* é “dissimétrico constituído por um perfil côncavo em declive íngreme e do outro lado um planalto suavemente inclinado” (pg. 38), formando-se na borda de bacias homoclinais, ainda que não exclusivamente nessas áreas, por **erosão diferencial**.

Penteadó (*op.cit.*) não foi a primeira a considerar o fator genético como elemento fundamental na definição do relevo de *cuesta*. De Martonne (1940), Büdel (1957) e Derruau (1970) também consideravam que as *cuestas* são formas de relevo erosivas, enquanto que Tricart (1949), ao discutir o papel da tectônica na formação das *cuestas*, deixa claro que na sua leitura há uma interação dos fatores erosivos e os agentes tectônicos. Coque (1977), por outro lado, ainda que descreva a morfologia típica das *cuestas* de forma muito semelhante à dos outros autores e as considere como uma forma estrutural elementar, não vai além do caráter descritivo, não esclarecendo sobre quais seriam para ele os mecanismos geradores das *cuestas*. Esse cenário acerca das diferentes definições de *cuesta* mostra o

¹ O termo *Cuesta* vem do espanhol e Davis o utilizou em suas pesquisas considerando a semelhança das formas de sua área de estudo, no Novo México, com as usadas por Hill (1896) como exemplo de *cuestas* no Texas. Para Hill, a *cuesta* é uma planície estrutural que constitui superfícies resultantes de camadas de rocha dura residuais, sendo que a escarpa frequentemente é produzida por uma falha paralela a ela.

quanto é complexa a questão e que não há um consenso em relação aos fatores que dão origem a essa forma de relevo².

Há relatos de cuestras desenvolvidas em diversas partes do mundo, como na bacia de Londres (Inglaterra), na bacia de Paris (França), no Sudeste do Marrocos, na região de Bandiagara (Sudão), no Planalto do Colorado (Estados Unidos) e na Bacia do Paraná (Brasil). As cuestras da Bacia do Paraná foram descritas por Demangeot (1961) em seu trabalho sobre as cuestras e pseudo-cuestras da zona intertropical, onde foi ressaltado o provável papel da tectônica na gênese desse relevo, estudo este que posteriormente foi bastante contestado por Ab'Saber (1965), para o qual as cuestras da Bacia do Paraná são fruto da erosão diferencial. Essas divergências demonstram a dificuldade das pesquisas de uma forma de relevo tão particular em uma zona tão perturbada pela tectônica como a Bacia do Paraná. Esse cenário parece ainda mais complexo quando se foca apenas as cuestras situadas no estado de São Paulo porque entre a borda leste da Bacia do Paraná, no limite com o Planalto Atlântico, e a atual escarpa da Serra Geral, borda do Planalto Ocidental, há uma extensa superfície deprimida e de relevo suave conhecida como Depressão Periférica Paulista, cuja gênese também é controversa.

A primeira menção às cuestras da Bacia do Paraná é de Pierre Denis, em 1927. Desde então se sucederam uma série de estudos sobre a região tentando demonstrar que a Serra Geral seria de **origem erosiva** (DU TOIT e REED, 1927; MORAES REGO, 1932; JAMES, 1942 e 1946; AB'SABER, 1949, 1965 e 1969; ALMEIDA, 1949 e 1964; SOARES, 1973(a); SOARES e LANDIM, 1976), portanto, seguindo a definição de Penteadó (1983), uma cuestra. Outros trabalhos (MACK,

² No presente trabalho adotou-se a definição de Penteadó (1983).

1947; GUTMANS, 1949; FREITAS, 1955; FULFARO, LANDIM e ELLERT, 1967; PENTEADO, 1968 e 1976; MENDES e FULFARO, 1968; BJORNBERG, GANDOLFI e PARAGUASSU, 1968 e 1971; BJORNBERG, 1969; BARRETO, 1970; VIEIRA, 1982; FULFARO e BARCELOS, 1989; FACINCANI, 2000; NASCIMENTO, CORSI e GARCIA, 2003) exploraram, além do trabalho erosivo das drenagens, os prováveis **aspectos estruturais e tectônicos** na origem da Serra Geral, o que a excluiria da classe das cuestras ou a colocaria como uma cuesta de origem complexa, como defendido por Penteado (1976).

Apesar do grande número de pesquisas sobre a gênese das cuestras da Bacia do Paraná, a questão ainda se apresenta longe de uma resposta definitiva ou pelo menos satisfatória. Isso ocorre porque no período em que grande parte desses estudos foi realizada sabia-se pouco sobre os mecanismos ligados à tectônica intraplaca, principalmente no que diz respeito à Neotectônica (Neógeno – Quaternário) e seus efeitos na elaboração do relevo do sudeste brasileiro.

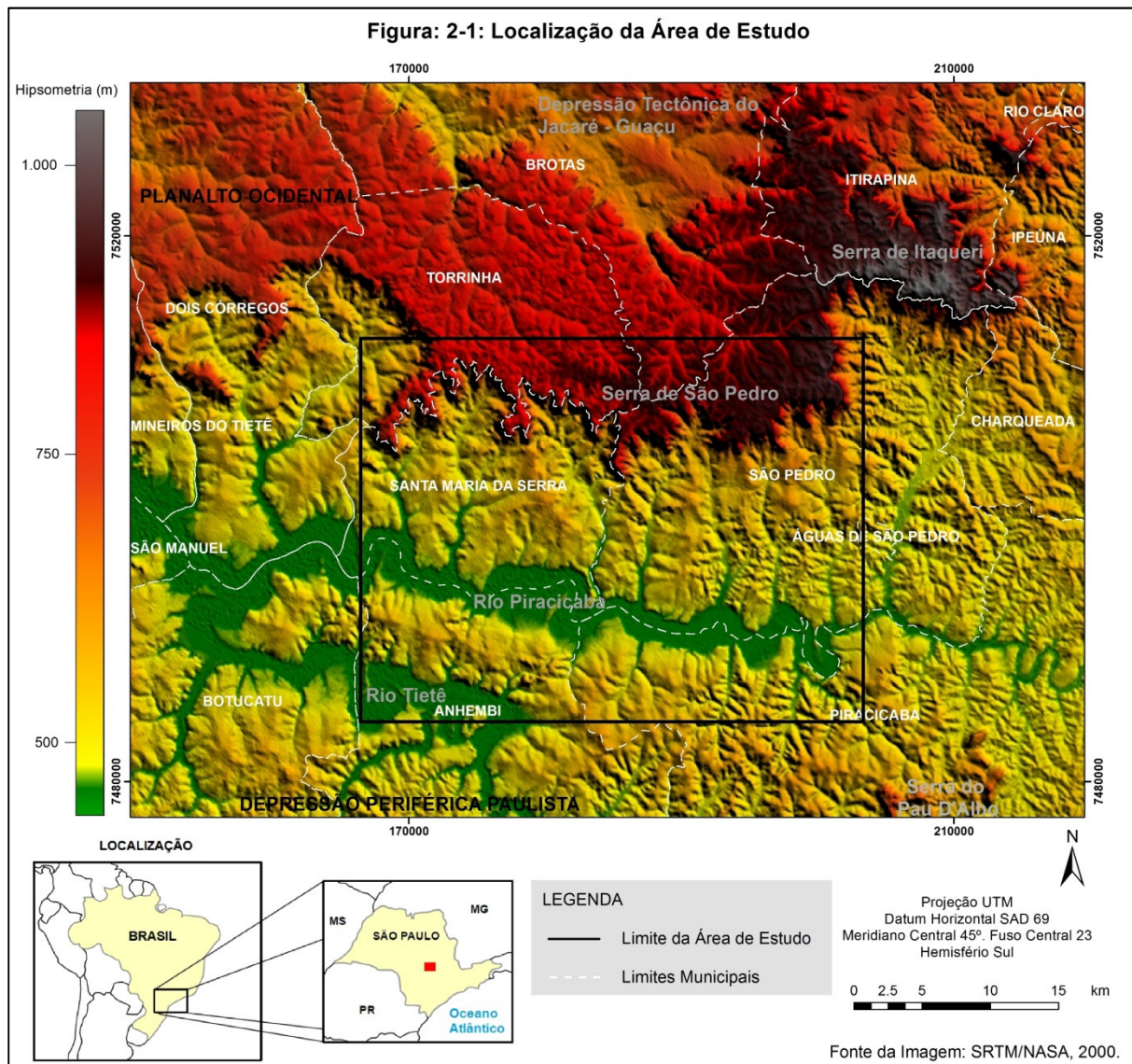
Embora atualmente se tenha avançado bastante nos conhecimentos acerca da tectônica moderna, um estudo baseado exclusivamente no regime tectônico vigente se colocaria como insuficiente para explicar a origem de uma área de cuesta, tal com a região Serra de São Pedro, uma vez que essa questão só pode ser respondida através de uma análise da evolução geomorfológica e tectônica de longo prazo. Apesar disso, estudos restritos ao período da neotectônica podem dar uma grande contribuição para o entendimento da atividade recente das estruturas e a sua relação com a configuração da paisagem atual, ainda que não se possa precisar qual foi o fator inicial e fundamental na geração das atuais escarpas de cuesta.

Nesse sentido, propõe-se para este trabalho estudar a evolução morfotectônica da região da Serra de São Pedro, entre o município homônimo e a cidade de Santa Maria da Serra/SP, e do baixo Piracicaba, tida como um dos trechos mais notáveis do relevo de cuesta no território paulista, explorando a relação da gênese das formas com a Neotectônica.

Esta pesquisa, juntamente com uma releitura dos estudos já realizados sobre a região, permitirá que se entenda melhor a evolução das cuestas da bacia do Paraná no Estado de São Paulo e contribuirá para o estabelecimento de um modelo genético-evolutivo que poderá ser aplicado a outras regiões do contato entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista.

2 - APRESENTAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada nos municípios de Santa Maria da Serra, São Pedro, Torrinha, Itirapina, Anhembi e Piracicaba, região central do Estado de São Paulo, no contato entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista, próxima à confluência do rio Piracicaba com o Tietê, principal rio consequente da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. A área é limitada por um retângulo de coordenadas 22°27'41"S; 48°14'33"W e 22°41'59"S; 47°53'54"W (figura 2-1), sendo que o acesso ao local se dá pelas rodovias SP-191, que liga São Manuel a Rio Claro, e SP-304, que vai de Piracicaba a Jaú.



A Bacia do Paraná é uma extensa área de sedimentação na porção centro oriental da América do Sul, que evoluiu durante o Paleozóico/Mesozóico e apresenta registros estratigráficos de mais de 400 milhões de anos (Neo-Ordoviciano ao Neo-Cretáceo) da história geológica do planeta, sendo considerada uma típica bacia intracratônica por seu posicionamento geotectônico atual e suas características sedimentares (MILANI e RAMOS, 1998).

Ocupando uma área de 1.750.000 km², a Bacia do Paraná apresenta uma profundidade superior a 5.000 metros de sedimentos e lavas (figura 2-2). Ela deixou de se comportar como área de sedimentação, excetuando a Mesopotâmia argentina, apenas após o Mesozóico e teve a sua configuração fortemente influenciada por arqueamentos e flexuras do embasamento (ALMEIDA, 1980). Para este, desde a origem da bacia ela demonstra um condicionamento tectônico e estrutural relacionado ao embasamento Pré-Siluriano sobre o qual ela se formou. Para Almeida (*op.cit.*), a história geológica da bacia pode ser dividida em 4 estágios:

1-) Subsidiência da bacia e avanço do mar no Devoniano seguido de soerguimento e recuo do mar no Frasniano.

2-) Período de maior movimentação tectônica entre o Carbonífero Superior e o Permiano Médio, com forte atividade dos grandes lineamentos estruturais e deposição em ambiente glacial, seguido de calmaria tectônica, fim dos fenômenos glaciais, lenta subsidiência do centro da bacia e avanço do mar.

3-) Ambiente tectonicamente calmo entre o Triássico e o Jurássico, com subsidiência moderada em trechos da bacia e deposição das Formações Pirambóia (chamada de Rosário no Sul no RS) e Botucatu. Este período marca o fim da fase de sinéclise da Bacia do Paraná.

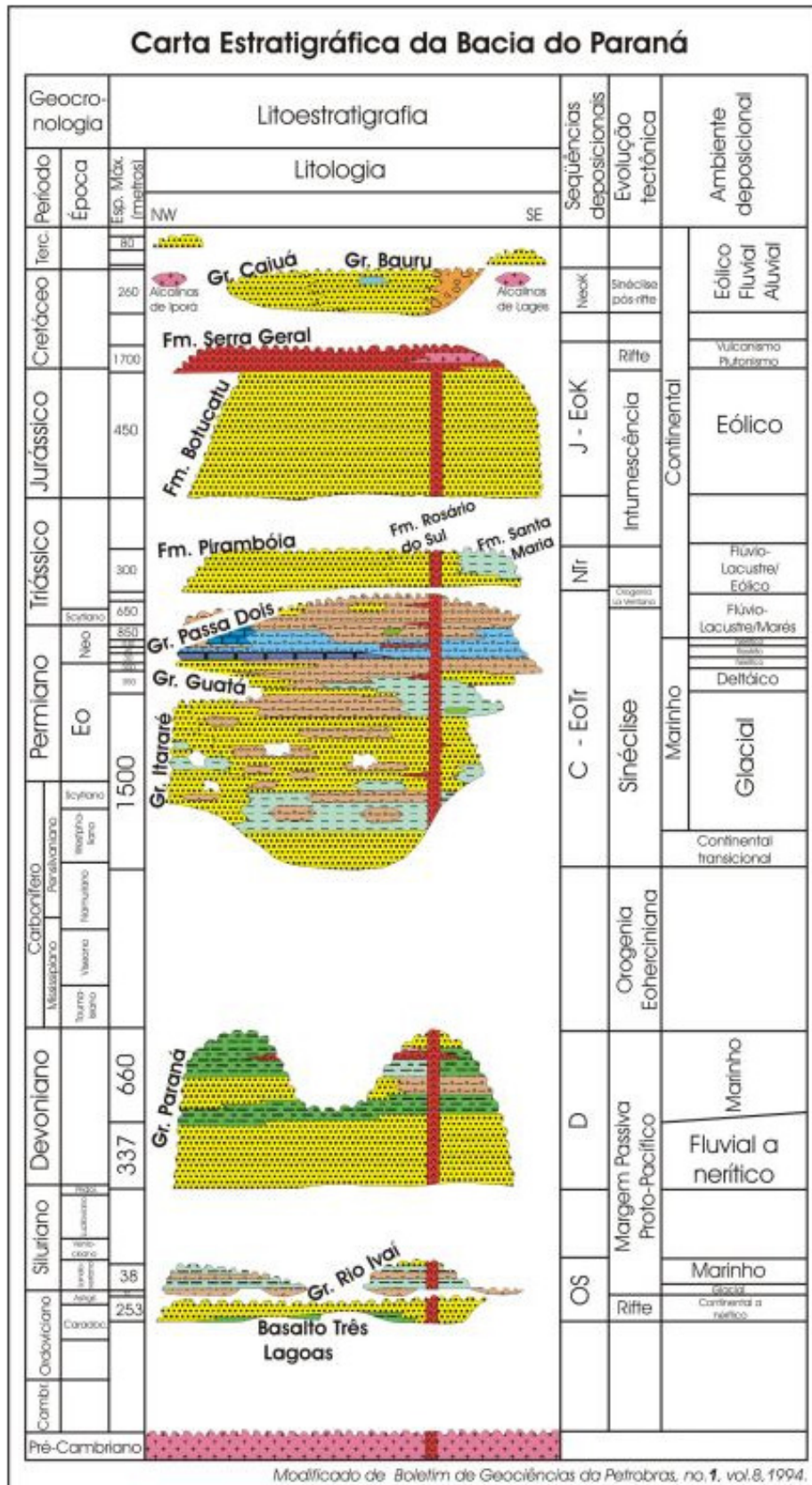


Figura 2-2: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná segundo Milani (1997).

Modificado por Bizzi *et.al.* (2001).

4-) Fase de anfíclise, fortemente influenciada pela abertura do Atlântico. É caracterizada por intenso diastrofismo e reativação de falhas e fraturas que deram acesso para que o magma basáltico chegasse até a superfície, além de permitirem intrusões nas estruturas marginais e transversais da borda da bacia. Esse estágio é marcado por 3 fases, sendo a primeira do fim do Jurássico até o Cretáceo inferior pré-Aptiano, que é caracterizada pelo vulcanismo básico trapiano, intrusões alcalinas e ultrabásicas, reativação de antigos lineamentos e formação de domos, grabens, horsts, flexuras e basculamentos. Na segunda fase, entre o Aptiano e o Eoceno, há o fim do magmatismo trapiano, recrudescimento de intrusões com auge no Senoniano, deposição detrítica continental do Grupo Bauru e, ao final do período, calmaria tectônica e formação da superfície de aplainamento paleogênica de King (1956). Na última fase ocorrem movimentações diastróficas com soerguimento epirogênico, deformação da superfície paleogênica pela formação de basculamentos, grabens, horsts e flexuras, bem como a formação da Serra do Mar e das bacias terciárias de Taubaté, Resende, São Paulo e Curitiba.

Sobre a direção principal dos esforços, Almeida *et. al.* (1981) salienta que eles foram E-W, N-NE e NW, sendo compressivos no Paleozóico e distensivos no Mesozóico, estes influenciados pela separação da América do Sul e África.

Rostirolla *et.al.* (2000) salientam o caráter homoclinal da bacia, ou seja, as camadas sedimentares mergulham em direção ao centro dela numa mesma inclinação. Esta conformação geológica propiciou um desgaste erosivo mais acentuado nas bordas da Bacia do Paraná, o que, nos Estados de SP e PR, teria dado origem à Depressão Periférica entre o Paleogeno ou Eoceno-Oligoceno e o final do Plioceno, ocorrendo neste a sua principal fase de denudação (AB'SABER, 1965).

Com a escavação desta zona deprimida e o estabelecimento de uma configuração geomorfológica semelhante à atual, formaram-se então algumas das principais superfícies de aplainamento do sudeste brasileiro, conforme o modelo de De Martonne (1940) exposto na figura 2-3.

Na transição entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental (Estado de São Paulo) e o Segundo e Terceiro Planaltos (Estado do Paraná) se desenvolve um relevo dissimétrico tradicionalmente chamado de cuesta. Esta e a Depressão Periférica se iniciam no nordeste do Estado de São Paulo, cortam o estado na direção sudeste, praticamente desaparecem na *percée* do Rio Paranapanema e seguem para o Oeste no Paraná até a região de Guarapuava. Segundo Almeida (1964), os pontos mais elevados do topo da Serra Geral têm entre 1.000 e 1.200 metros, sendo que o desnível altimétrico em relação à Depressão pode exceder 400 metros. Adaptando a proposta de Deffontaines (1935), Almeida (1964) dividiu a Depressão Periférica Paulista em 3 grandes zonas: Médio Tietê, Mogi-Guaçu e Paranapanema. Estas levam os nomes dos principais rios que atravessam a Depressão Periférica e rompem a escarpa da Serra Geral, seguindo pelo Planalto Ocidental até atingirem o rio Paraná. O autor considera que na zona do Médio Tietê, onde está a área objeto deste estudo, a Serra Geral apresenta o aspecto de cuesta mais característico, com a escarpa bem íngreme e a presença de promontórios e morros testemunhos. Na zona do Mogi-Guaçu, a noroeste, os promontórios e morros testemunhos são maiores, mas a escarpa de cuesta está mais atacada pela erosão, chegando a quase desaparecer entre os rios Pardo e Mogi-Guaçu. Em termos morfológicos e evolutivos, a zona do Paranapanema ocuparia situação intermediária entre essas duas áreas.

Esquema Geomorfológico e Superfícies de Aplainamento do Estado de São Paulo - Adaptado de DE MARTONNE (1940)

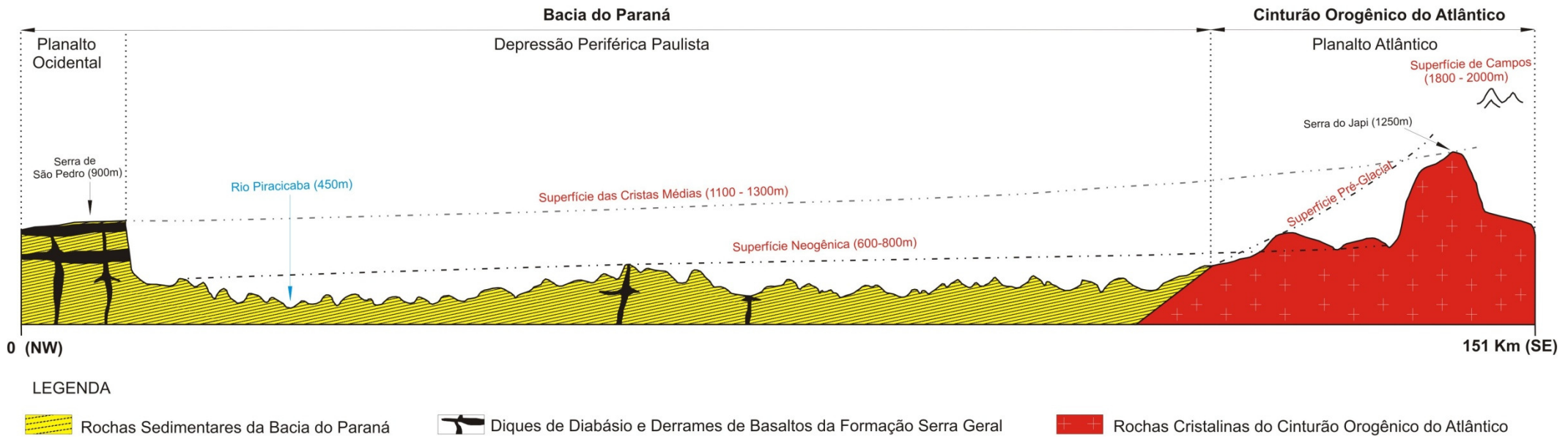


Figura 2-3: Esquema geomorfológico e superfícies de aplainamento do Estado de São Paulo. Adaptado de De Martonne (1940)

Na região de Santa Maria da Serra e São Pedro, a Serra Geral tem o nome local de Serra de São Pedro. Esta apresenta orientação E-W e ESE-WNW entre esses dois municípios, mas na sua borda leste, onde estão as nascentes do ribeirão Araquá, a sua configuração é N-S. A Serra de São Pedro é caracterizada pela assimetria típica do relevo da Serra Geral: uma frente escarpada muito íngreme na borda do Planalto Ocidental e, em seu reverso, um planalto suave com mergulho geral na direção NW. A altimetria máxima no topo da serra está próxima de 1.060 metros, sobretudo na área leste, diminuindo gradativamente em direção a oeste, onde os pontos mais elevados não ultrapassam 880 metros. A escarpa é amplamente festonada e apresenta inúmeros anfiteatros dissecados por drenagens de orientação N-S que descem a serra, cortam colinas de topos alongados (glacis) e deságuam no rio Piracicaba. A frente da escarpa apresenta ainda inúmeros promontórios, esporões, interflúvios em crista e paredões rochosos.

O topo da Serra de São Pedro é sustentado por basaltos eocretáceos (RENNE *et.al.*, 1992; THIEDE e VASCONCELOS, 2010) da Formação Serra Geral e sedimentos da Formação Itaqueri (Paleógeno) que muitas vezes se apresentam litificados (PONÇANO *et.al.*, 1982). Os materiais da Formação Itaqueri foram descritos por Almeida e Barbosa (1953) como arenitos de matriz argilosa, folhelhos e, pontualmente, arenitos silicificados. Para Buzzato (2000), sobre a Serra de São Pedro dominam arenitos ferruginizados (ferricretes) e silicificados (silcretes), cuja ocorrência se estende também para a Serra de Itaqueri, a nordeste, conforme foi exposto por Ladeira (2001) e Santos e Ladeira (2006). Estes identificaram ainda um conglomerado polimítico basal no Itaqueri, composto de seixos de natureza variada e cimentados no contato com o arenito Botucatu. Sobre os basaltos desenvolvem-se

solos variados, como neossolos litólicos, plintossolos, cambissolos e latossolos vermelho argilosos (OLIVEIRA e PRADO, 1984 e 1989; PINHEIRO, 2009), enquanto que sobre a Formação Itaqueri são encontrados paleossolos silicificados e latossolos vermelho-amarelos argilosos (LADEIRA, 2000; SANTOS e LADEIRA, 2006).

Era	Período	Grupo	Formação
Cenozóico	Quaternário		Dep. Neocenozóicos
	Neógeno		
	Paleógeno		Itaqueri
Mesozóico	Cretáceo	São Bento	Serra Geral
	Jurássico		Botucatu
	Triássico		Intrusivas Básicas
	Permiano	Passa Dois	Pirambója
			Corumbataí

Figura 2-4: Esboço da coluna estratigráfica da região de São Pedro/SP. Modificado de Milani (1997).

Na escarpa são encontrados basaltos e diabásios da Formação Serra Geral e arenitos eólicos eocretáceos (SCHERER, 1998) finos bimodais da Formação Botucatu (DAEE/UNESP, 1984), além de solos muito rasos. Parte desses materiais é

removida nos movimentos de massa e se acumula no sopé da escarpa (QUEIROZ NETO e JOURNAUX, 1978; PINHEIRO, 2009), demonstrando a intensa atividade morfodinâmica que é particular da área. Esses materiais recobrem os arenitos finos a grosseiros com estratificação plano paralela e cruzada que integram a Formação Pirambóia (Triássico), cuja origem ainda é bastante discutida: para Almeida e Barbosa (1953) e Schneider *et.al.* (1974) são arenitos de origem fluvial; para Caetano-Chang (1997) e Caetano-Chang e Wu (2006) são sedimentos depositados em ambiente predominantemente eólico de dunas e interdunas, mas com depósitos grosseiros (areia grossa e cascalho) relacionados a rios entrelaçados; para Gesicki (2007) são arenitos formados em ambiente eólico de duas fases: inicialmente úmido, com a presença de rios, e posteriormente seco, com o aumento da aridez e o fim do transporte fluvial.

À frente da escarpa se estendem colinas de topos amplos denominadas de glaciais por Queiroz Neto e Journaux (1978). Estas formas suaves são elaboradas no arenito Pirambóia, sobre o qual se estendem espessas camadas arenosas cuja origem é pouco conhecida, mas são comumente mapeadas nos levantamentos pedológicos da área e zonas próximas como Neossolos Quartzarênicos (OLIVEIRA e PRADO, 1989; OLIVEIRA, 1992 e 1997; DIAS FERREIRA, 1997; FURQUIM, 1997 e 2002, PINHEIRO, 2009). Nos levantamentos geológicos elas são genericamente denominadas de Depósitos Neocenozóicos. O glacial apresenta uma zona mais dissecada pela erosão a sul e sudeste da área urbana de São Pedro, enquanto que na direção de Santa Maria da Serra ele se encontra mais preservado.

Defronte ao glacial está a planície do baixo rio Piracicaba. Ela se forma a partir da confluência deste com o ribeirão Araquá (ALMEIDA, 1964), aproximadamente na

mesma longitude em que a Serra de São Pedro passa da direção N-S para E-W. A planície é caracterizada pela presença de pelo menos 4 níveis de terraços (DIAS FERREIRA *et.al.*, 1978) numa larga planície meândrica onde são encontrados também meandros abandonados, diques marginais, *backswamps* e numerosas inflexões na direção do canal principal, cuja orientação principal (E-W e ESE-WNW) é coincidente com a da Serra. Nesses locais se desenvolvem gleissolos e neossolos flúvicos (OLIVEIRA e PRADO, 1989), embora grande parte desses materiais e das morfologias fluviais naturais esteja hoje submersa por conta da construção da represa de Barra Bonita no rio Tietê.

Em relação aos aspectos tectônicos, destaca-se que a região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba é cortada por grandes estruturas de importância regional: o Lineamento Santa Maria Cabreúva (NW-SE), definido por Pires Neto (1996), o Alinhamento do Tietê (NW-SE), assinalado por Coimbra *et.al.* (1977), e o Alinhamento do Mogi Guaçu (NNW-SSE), delimitado por Riccomini (1995). Essas linhas estruturais atingem inclusive o embasamento e consistem em largas faixas de lineamentos que apresentaram comportamento variado ao longo do tempo geológico, com provável atividade de falhas normais e inversas do Cretáceo ao Paleógeno e predomínio de transcorrências no regime tectônico vigente.

A variedade de formas e materiais apresentada ao longo deste capítulo é fruto não apenas da complexa história geológica que envolve a gênese e evolução da Bacia do Paraná como também das condições climáticas cenozoicas, que conforme sustentam Calder (1983) e Zachos *et.al.* (2001), apresentaram grandes variações (quadros 2-1 e 2-2):

Quadro 2-1: Climas durante o Cenozóico. Adaptado de Salgado-Labouriau, 1994.

Período	Época	Idade (10 ³ anos)	Clima
Quaternário	Holoceno	10	Interglacial – calor e umidade
	Pleistoceno	1.600	Grande glaciação
Terciário	Plioceno	5.300	Temperatura em Forte declínio
	Mioceno	23.000	Temperatura amena e sub úmido
	Oligoceno	36.500	Aridez e pequena glaciação
	Eoceno	53.000	Temperaturas elevadas
	Paleoceno	65.000	Clima quente e sub úmido

Quadro 2-2: Clima global durante o Cenozóico. Adaptado de Zachos *et.al.* (2001).

Período	Época	Clima
Paleógeno	Médio Paleoceno (59 m.a.) ao Baixo Eoceno (± 52 m.a.)	Temperatura em elevação. Pico climático entre 52 e 50 m.a.
	Baixo ou médio Eoceno (50 a 48 m.a.) ao baixo Oligoceno (35 a 34 m.a.)	Longa tendência de resfriamento
	Baixo Oligoceno, entre 33 m.a. e 27 – 26 m.a.	Temperatura baixa, com expansão do gelo antártico.
Paleógeno - Neógeno	Alto Oligoceno (± 25 m.a.) ao médio Mioceno (± 15 m.a.)	Aumento da temperatura, exceto em períodos de breves glaciações na transição do Oligoceno para o Mioceno. Ótimo climático entre 17 e 15 m.a.
Neógeno	Médio Mioceno (± 15 m.a.) até o baixo Plioceno.	Tendência de resfriamento com expansão do gelo na Antártida Ocidental e Ártico.
	Baixo Plioceno ao alto Plioceno (± 3.2 m.a.)	Tendência de aumento da temperatura

No próprio Quaternário, que corresponde a um período de tempo relativamente curto se comparado ao Cenozóico como um todo, há indícios da ocorrência de pelo menos 5 glaciações que, em diferentes níveis, afetaram todo o globo (SALGADO-LABOURIAU, 1994): Donau (1.6 m.a), Günz (600 – 500 mil anos), Mindel (480 – 440 mil anos), Riss (230 a 190 mil anos) e Würm (115 a 12 mil anos). A dimensão dos impactos dessas mudanças no clima do sudeste brasileiro ainda é pouco conhecida, embora uma série de estudos aponte para a presença de climas mais frios e secos

no último glacial que teriam modificado inclusive a distribuição dos grandes domínios vegetacionais sul-americanos (AB´SABER, 1977 e 2003; LICHTER, 1990; LEDRU, 1993; LEDRU et al, 1996; BEHLING e LICHTER, 1997; BEHLING et al, 1998; STEVAUX, 2000; BEHLING, 2002; PESSENDA et al, 2004; SAIA et al, 2008) e, por conseguinte, alterado a morfogênese da região (BIGARELLA, 1964; CRISTOFOLETTI e PENTEADO, 1970).

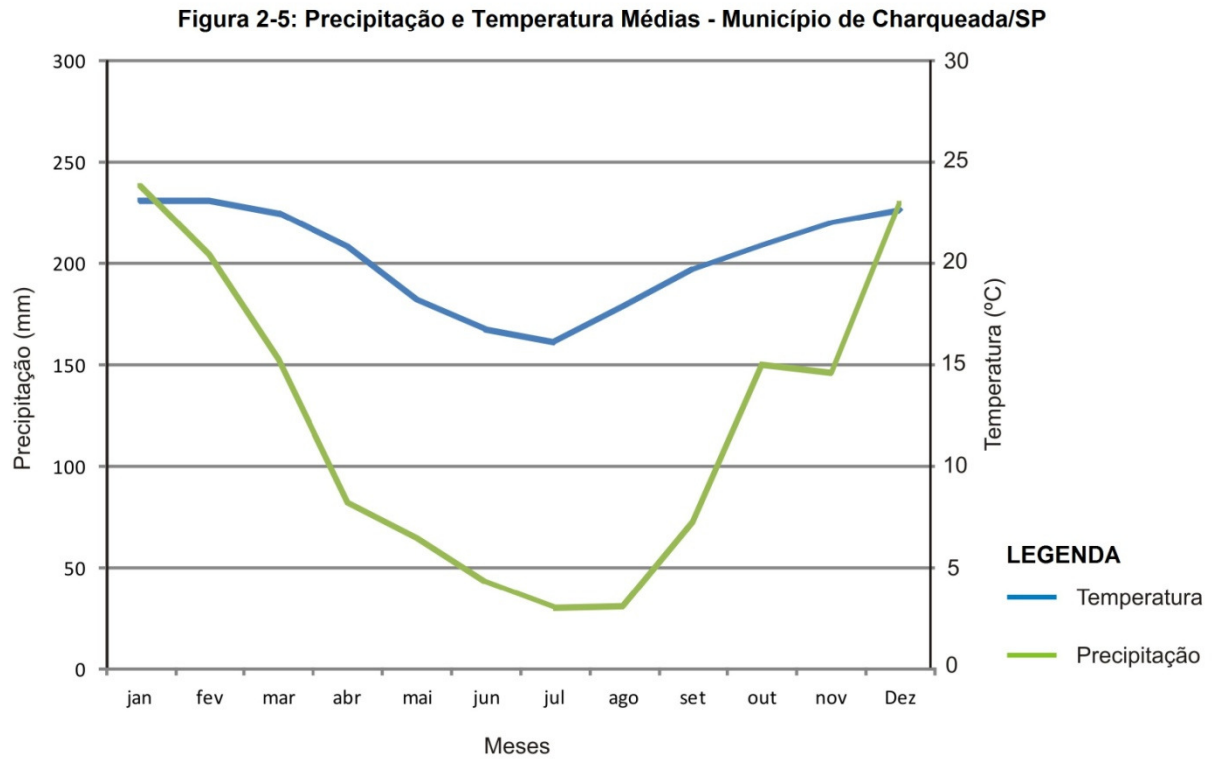
Atualmente o clima da região da Serra de São Pedro é, segundo a classificação de Köppen (SETZER, 1966), Temperado (temperatura média abaixo dos 22°C no mês mais quente) e, na região do glaciais e planície do Piracicaba, Quente (temperatura média do mês mais quente acima dos 22°C), sendo que nas duas áreas a temperatura média do mês mais frio fica abaixo dos 18°C. Essas condições de temperatura e os valores de precipitação anuais médios acima de 1.400 mm (estação meteorológica D4-054), figura 2-5, concentrados entre Outubro e Março não propiciam um recuo rápido da escarpa³, porém oferecem condições ótimas para a ação do intemperismo químico sobre os blocos e fragmentos de rocha escorregados, apagando um precioso indicador da velocidade com que a serra foi recuada, restando apenas os materiais relativos aos movimentos de massa mais recentes.

O quadro exposto aqui demonstra a complexidade da área de pesquisa e dos inúmeros fenômenos naturais atuais e pretéritos que estão por trás de sua gênese.

Esses elementos são fatores complicadores e aumentam ainda mais o desafio de

³ Tricart (1949) salienta que o recuo das escarpas em clima seco é mais rápido que nos climas úmidos porque há uma incidência maior dos movimentos de massa nos climas áridos e semi-áridos, uma vez que a vegetação é mais rarefeita. Embora o recuo das escarpas nos climas úmidos se dê também pela alteração geoquímica das rochas, esta é muito menos eficiente em termos de velocidade se comparada, por exemplo, às quedas de blocos. Por outro lado, nos climas secos os vestígios (depósitos) dos movimentos de massa e, portanto, do recuo das escarpas, são preservados por mais tempo, ao passo que nos clima úmidos eles são alterados e apagados da paisagem mais rapidamente.

nossa pesquisa, porém demonstram também a necessidade de se avançar no sentido de uma melhor compreensão dos processos e formas de relevo das grandes bacias sedimentares homoclinais do mundo tropical, onde se insere este trabalho.



3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 - O Relevo de Cuesta na Bacia do Paraná: Estado da Arte e Hipótese do Trabalho

O relevo da Serra Geral no Estado de São Paulo vem sendo alvo de estudos há mais de 80 anos. Embora muitos trabalhos não tenham sido realizados com o objetivo de responder se a região é de fato uma cuesta, definição esta que é quase unânime entre os geógrafos, geólogos e geomorfólogos, os mecanismos geradores dessa extensa zona escarpada sempre foram objeto de grande controvérsia.

Du Toit e Reed (1927) mencionavam que os planaltos cobertos por lava na Bacia do Paraná terminavam em escarpas de erosão, frequentemente formando feições em patamares, rápidos e cachoeiras. Essa posição era compartilhada por Moraes Rego (1932), que afirmou não conhecer falhas propriamente ditas no sistema de Santa Catarina, mas apenas fraturas sem deslocamentos apreciáveis. Ele considerou que em algumas fraturas com intrusões básicas poderiam ter ocorrido deslocamentos pequenos e localizados, mas que a escarpa da Serra Geral é uma forma de erosão. Contrariando esses estudos, Oppenheim e Malamphy (1936) apontaram de forma pioneira a relação entre a tectônica da Bacia do Paraná e a gênese do relevo da borda do Planalto Ocidental. Para estes autores, a influência tectônica na gênese dessas formas se daria de duas maneiras: com intrusões magmáticas de grandes ramificações e por meio de fraturas e falhas de pequena projeção vertical e grande desenvolvimento territorial.

Para Preston James (1942 e 1946), a Depressão Periférica e as cuestas da borda do planalto interior foram esculpidas a partir da erosão fluvial nas formações Permo-Triássicas provocada pelos tributários do Alto Paraná. O autor registra ainda

a presença de "cuestas" menores na depressão associadas a afloramentos da Formação Irati e salienta que elas são derivadas de falhamentos e erosão diferencial.

Maack (1947), em seu estudo sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina, afirma que a Serra Geral compreende um degrau estrutural esculpido pela erosão, destacando entretanto que a posição inicial dessa feição possa se dar em linhas de falha atualmente distantes da Serra. Essa hipótese é compartilhada por Gutmans (1949), para o qual os planaltos da Bacia do Paraná são feições relacionadas a falhamentos, uma vez que estas são bastante frequentes na periferia da bacia e a atual grande distância da Serra em relação às falhas se explicaria pelo recuo erosivo acentuado da feição. Os sedimentos decorrentes dessa erosão recobririam as falhas ou fendas que deram origem às escarpas.

Freitas (1955), no estudo das Serras de Avaré, Fartura, Botucatu, São Pedro, Itaqueri e Cuscuzeiro, nomes locais da Serra Geral no Estado de São Paulo, concluiu que a gênese delas está ligada a falhas do tipo normal que foram trabalhadas pela erosão. O bloco mais baixo estaria hoje no topo da escarpa e o mais alto faria parte da Depressão Periférica. Tal situação seria atribuída à inversão do relevo por conta de erosão diferencial relacionada à maior resistência da rocha do topo do bloco mais baixo (basalto ou arenito vitrificado por metamorfismo optálico) e maior suscetibilidade à erosão pelo material do bloco mais elevado. As falhas seriam pré-cretáceas e o trabalho erosivo pós-Cretáceo. Mesmo considerando as áreas de serras como escarpas de linha de falha, o autor ainda as denominava, de forma equivocada, como "escarpas obsequentes de linha de falha".

Em 1964, Almeida publica um trabalho fundamental sobre a relação entre a litologia, a estrutura e as formas de relevo no Estado de São Paulo, estabelecendo assim os "Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista". Neste trabalho o autor considera a Serra Geral como uma cuesta e deixa claro que, na sua leitura, a origem é erosiva, resgatando uma questão importante levantada por Preston James (1942 e 1946): além da cuesta na Serra Geral, haveria outras cuestas menores na Depressão Periférica, como a de Laranjal, sustentada por sedimentos da Formação Irati, margem esquerda do Tietê, e a das Pereiras, mantida por estruturas silicificadas e sílex da Formação Corumbataí, margem direita do mesmo rio.

Ab'Saber (1965 e 1969), resgatando algumas de suas idéias publicadas em 1949, considera que a Depressão Periférica é uma feição denudacional, portanto erosiva, rebaixada por fenômenos de circundesnudação marginal. Em sua tese de livre docência, de 1965, o autor afirma que com a formação das cristas de cimeira eoterciárias teriam sido estabelecidas extensas drenagens lineares em clima úmido que seriam responsáveis pela escavação das grandes depressões marginais do território brasileiro. A idade dessas superfícies interplanálticas seria terciária (Paleogeno ou Eoceno-Oligoceno), com o término de sua principal fase de desnudação no Plioceno. Acerca da gênese da escarpa arenítico-basáltica, o autor considera que esta consiste em feições erosivas, portanto verdadeiras cuestas. Demangeot (1961) considerava que grande parte das cuestas da Bacia do Paraná consistia na verdade em pseudo-cuestas, reconhecendo a influência estrutural e tectônica na sua esculpuração, sendo posteriormente contraposto por Ab'Saber (1965), para o qual o cientista francês estava confundindo o front de cuesta com o relevo de cuesta.

Na contramão dos estudos de Almeida e Ab'Saber, valorizando os aspectos estruturais e tectônicos na esculturação da Serra Geral, Fulfaro, Landim e Ellert (1967) estudaram os aspectos tectônicos das serras de Santana e São Pedro e verificaram a influência de um sistema de falhas de direção NE-SW a ENE – WSW acompanhando a frente da escarpa. Este sistema seria composto de falhamentos do tipo normal, com basculamentos para NW. As falhas teriam dado origem à própria escarpa da Serra Geral e às depressões tectônicas do rio Jacaré, próximo à Itirapina, e de Brotas, no Planalto Ocidental.

Penteado (1968 e 1976) concorda em parte com as idéias de Ab'Saber e considera que a circundesnudação que deu origem à Depressão Periférica é fruto de uma erosão diferencial desenvolvida por uma drenagem posterior a falhamentos pós-cretácicos, nesse sentido, a escarpa seria de fato uma cuesta pela sua natureza erosiva. Apesar disso, possivelmente influenciada pelos trabalhos de Fulfaro, Landim e Ellert e outros trabalhos contemporâneos que apontavam para um tectonismo na Serra Geral, a autora apontou algumas questões importantes que levantam dúvidas em relação à gênese da escarpa arenítico-basáltica e da própria Depressão Periférica:

1-) os falhamentos poderiam ter criado desnivelamentos de blocos em escadaria dando origem a escarpas incipientes cuja erosão formaria a Depressão Periférica? 2-) Com a ausência de dados concretos sobre a idade, tipos de falhamentos e amplitude dos rejeitos não se pode concluir que as escarpas arenítico-basálticas sejam escarpas de falha recuadas por erosão posterior.

Mesmo com essas dúvidas, Penteado (*op.cit.*) é incisiva ao afirmar que o desenho retangular das escarpas regionais e o desenho ortogonal das drenagens

está ligado às atividades tectônicas, embora saliente que se esses fenômenos tectônicos se estenderem a toda zona concêntrica da Bacia do Paraná, como ela supunha, a morfogênese seria complicada, sendo mais adequado considerar a área com um relevo de cuestas de origem complexa.

Mendes e Fulfaro (1968) consideram que as falhas da Serra Geral são de rejeito relativamente pequeno, mas somadas alcançam valores superiores a 100 m e sugerem 2 hipóteses sobre a tectônica moderna da bacia do Paraná:

1-) Os falhamentos são responsáveis pelo soerguimento das bordas da Bacia ou pelo rebaixamento do seu centro;

2-) o planalto basáltico foi sobrelevado progressivamente por um sistema de falhamentos em degraus inclinados.

Para Bjornberg *et.al.* (1968 e 1971), a partir do estudo que realizaram acerca dos basculamentos tectônicos modernos do Estado de São Paulo, a Depressão Periférica se formou pela ação conjunta de fenômenos da tectônica rígida e a ação erosiva da drenagem subsequente. Os autores consideram que a relação sedimentológica de materiais do Grupo Bauru presentes em superfícies que atualmente estão em níveis altimétricos diferentes é, juntamente com o rejeito das falhas, uma evidência de que essas superfícies são na verdade blocos que compunham uma mesma superfície que foi perturbada pela tectônica moderna. Embora os rejeitos tratados de forma isolada sejam pequenos, estatisticamente eles são significativos. Ainda que os dados demonstrem que as falhas transcorrentes são mais frequentes que as normais, falhas que produzem desnivelamentos de blocos, os autores consideram que falhas transcorrentes e esforços que se cruzam podem induzir a formação de grabens e horsts.

A valorização dos aspectos tectônicos nos trabalhos do final dos anos 60 e 70 do século XX também se refletiram em Barreto (1970), que afirma ter encontrado em São Pedro indícios de falhamentos e salienta que os fatores de formação da Serra Geral são de ordem estrutural, litológica e tectônica, sendo todo o conjunto influenciado por processos morfoclimáticos atuais e pretéritos. Para sustentar a sua hipótese de atividade tectônica na gênese da escarpa, a autora enumera uma série de indicativos: identificação de falhas através de estudos geofísicos, traçado regular da rede hidrográfica (N-S, NE-SW, NW-SE), linhas de "cuesta" retilíneas e seguindo as mesmas direções, vales suspensos, desnível grande e abrupto entre a base e o topo da escarpa, dissimetria entre as margens dos rios e paralelismo no abrupto das margens.

Fazendo um contraponto aos trabalhos tectonistas de sua época, Soares (1973a), em uma nota sobre a tectônica moderna na Depressão Periférica, aponta explicações atectônicas para as ideias apregoadas pelos estudiosos que defendiam uma tectônica moderna com falhamentos transcorrentes. Para ele, muitas das estrias encontradas nas rochas básicas são de deslize e não de espelhos de falha e os gradientes variáveis das superfícies erosivas da Depressão Periférica interpretados como possíveis adernamentos de blocos são na verdade condicionamentos da erosão à estrutura antiga e embaciamentos morfológicos dessas mesmas superfícies. Outro aspecto fundamental levantado é que as descontinuidades neocenozóicas só poderiam ser atribuídas a falhamentos se os diferentes níveis correspondessem à mesma superfície erosiva aplainada e que na região tem altimetria superior a 900 m. Por fim, Soares destaca que estrias, escalonamento de encostas e espelhos de "falha" podem ser frutos de

escorregamentos e solapamentos da vertente, mecanismos comuns de evolução de vertentes escarpadas em rochas básicas.

O mesmo autor, num trabalho conjunto com Landim (SOARES e LANDIM, 1976) sobre os depósitos cenozóicos da região centro sul do país, retoma algumas das antigas interpretações erosivas para explicar a gênese da Depressão Periférica e da Serra Geral. Para os autores, a Depressão se formou através da coalescência de uma série de depressões associadas aos grandes canais consequentes (Parapanema, Tietê, Mogi-Guaçu, Piracicaba, Pardo e seus afluentes). Esses grandes rios teriam dificuldade de entalhar os derrames de basalto mais espessos, rompendo essa barreira nos altos estruturais regionais em que a erosão eo-cretácica já teria diminuído a espessura dos pacotes de rochas básicas.

Para Vieira (1982), a Depressão Periférica tem origem tectono-erosiva, formando-se pelo afundamento da borda nordeste da Bacia do Paraná e por uma série de eventos geológicos que afetaram o sudeste do Brasil. Com a reativação Wealdeniana (Cretáceo Inferior) que causou o grande magmatismo que afetou as bacias do Paraná e Santos, acentuou-se o desequilíbrio isostático entre essas duas zonas e a área cristalina que as separa, o que provocou a subsidência da bacia de Santos e o soerguimento da faixa oeste adjacente, dando origem a falhamentos normais. Nessas zonas de fraqueza ocorreu o deslizamento gravitacional que determinou o basculamento tectônico para Oeste de blocos crustais que, esculpidos pela erosão, deram origem às serras do Mar e da Mantiqueira. Esse modelo teria se estendido de leste para oeste, passando pelo Planalto Ocidental (FREITAS, 1955) e Oeste do Rio Paraná. A reação da área da atual Depressão Periférica a esse cenário, ao rejuvenescimento de grandes falhas da faixa pré-cambriana e ao peso dos

sedimentos e dos derrames seria o afundamento da região por fraturas ao longo das direções de fraqueza, sendo que o processo teria sido mais intenso a oeste, mais próximo dos derrames basálticos. A ação erosiva seria posterior pelo sistema fluvial.

Fulfaro e Barcelos (1989) propuseram uma nova visão acerca da gênese da Serra Geral e da Depressão Periférica utilizando elementos erosivos e tectônicos. Para esses autores, a escavação da Depressão Periférica está associada às movimentações verticais terciárias ocorridas no Planalto Atlântico, que teriam estabelecido uma erosão diferencial sobre as camadas arenítico-basálticas. A remoção dessa grande quantidade de material teria causado o levantamento da linha de escarpa e seu reverso por uma compensação isostática. O indício desses processos é que antes haveria um sistema de drenagens vindo do reverso e que teriam tido seu curso invertido pela elevação da Serra Geral, deixando uma linha de lagoas e charcos paralelos à frente desta.

Com base no avanço dos estudos da tectônica ressurgente na plataforma Sulamericana e na Bacia do Paraná, Facincani (2000) elaborou um estudo morfotectônico sobre as regiões de Piracicaba, Rio Claro e São Carlos, identificando uma importante relação entre os depósitos sedimentares neoceno-zóicos e a morfotectônica para a compreensão do relevo, fortemente influenciado pela atividade neotectônica. Foram estabelecidos pela autora dois eventos tectônicos principais ocorridos na área: um primeiro evento distensivo (pré-atual) e um segundo transcorrente (atual - Neotectônica), ambos reativando antigas estruturas pré-existentes e demonstrando o caráter ressurgente da atividade. A região estudada foi dividida em 2 grandes blocos tectônicos (Depressão de São Pedro e Depressão de Monte Alegre) limitados por zonas de falhas dextrais de direção E-W,

embora, saliente a autora, as principais feições estruturais da área sejam marcadas por falhas normais NW-SE com mergulhos para NE e SW, falhas transcorrentes dextrais E-W, falhas transcorrentes sinistrais de direção aproximada N-S e falhas inversas de direção NE-SW.

Os trabalhos de Ladeira (2001) e Santos e Ladeira (2006) no reverso da Serra Geral, na região da Serra de Itaqueri, estabeleceram através da análise de perfis de alteração a história geomorfológica e tectônica cenozóica da área. Para estes, houve uma recorrência de movimentos tectônicos em estruturas NE e NW, ainda que tenham sido identificadas estruturas em direções próximas de E-W e N-S, mas não apontam esclarecimentos a respeito da razão pela qual os falhamentos normais ocorreram em direções opostas (NE e NW). Os autores destacam ainda o forte controle dos lineamentos na drenagem atual e, desta forma, na dissecação do relevo, promovendo, entre outras feições, a formação de escarpas facetadas e vales suspensos.

Analisando a rede de drenagem do baixo curso do Piracicaba, Nascimento *et.al.* (2003) registraram as mesmas direções preferenciais do Piracicaba identificadas por Facincani (2000): E-W no canal principal, com inflexões NW e NE. Esses autores apontam uma assimetria entre os canais afluentes das duas margens e, embora o objetivo desse trabalho não fosse geomorfológico, eles mencionam a hipótese de que os lineamentos estruturais influenciaram diretamente no "encaixe" do Piracicaba e na esculturação das serras.

O estado da arte dos conhecimentos sobre a Serra Geral expostos neste capítulo mostra que os trabalhos feitos até meados da década de 1960, em sua maioria, propugnam pela origem erosiva para as cuestas da Bacia do Paraná no

Estado de São Paulo. A partir dessa época até meados dos anos 70, o caráter “tectonista” domina grande parte dos estudos, possivelmente por coincidirem com o momento em que a teoria da deriva continental, inspirada nas idéias de Wegener (1915), passou a ser mais aceita. Os novos conhecimentos sobre a história geológica da Bacia do Paraná e acerca das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário, além dos estudos que mostram o caráter ressurgente da tectônica cenozóica, influenciaram os trabalhos dos últimos 30 anos, mas estes pouco avançaram na questão da origem da escarpa da Serra Geral.

Com base nesses trabalhos, bem como na experiência do autor adquirida em seus trabalhos anteriores na área, estabelece-se previamente 4 hipóteses possíveis para a gênese e conformação atual da Serra Geral: 1-) Escarpa de falha retrabalhada pela erosão; 2-) Escarpa de falha retrabalhada pela erosão, mas perturbada por movimentação tectônica recente; 3-) Escarpa erosiva esculpida pelo sistema fluvial; 4-) Escarpa erosiva perturbada pela tectônica cenozoica. A comprovação de uma dessas hipóteses não é o objetivo da presente pesquisa, uma vez que as questões a serem aqui discutidas irão focar a evolução geomorfológica da área a partir do Terciário Superior, sendo assim, a hipótese fundamental deste trabalho, que é recorrente nos estudos citados, é que a **atual configuração geomorfológica da área da Serra de São Pedro e do baixo Rio Piracicaba é fortemente condicionada por estruturas tectônicas recentes ou por estruturas antigas que foram reativadas no período neotectônico**. Esta questão deverá ser validada ou refutada ao final do trabalho.

3.2 – A Morfotectônica e os Estudos Geomorfológicos

O relevo é produto da interação de fatores endógenos (tectônicos e estruturais) e exógenos (climáticos), sendo que a ação diferencial desses elementos fundamentais deriva formas bastante diversas nas quais dificilmente se consegue avaliar qual é o fator mais importante na sua esculturação. Os estudos geomorfológicos brasileiros ainda estão muito ligados a antigas idéias e concepções acerca da evolução do relevo (VITTE, 2011), o que acaba fazendo com que em muitos trabalhos sejam negligenciadas questões importantes na gênese das formas, como a influência da tectônica.

Uma das possibilidades de análise da evolução das formas é a chamada Morfotectônica, que consiste no estudo das relações entre a tectônica e o relevo (SUMMERFIELD, 1987). Nessa proposta, as formas são interpretadas a partir de seu significado tectônico tanto nas escalas pequenas, onde se destacam as morfoestruturas, como nas escalas de detalhe, nas quais podem ser observadas formas de tamanho reduzido derivadas de esforços locais.

A Morfotectônica é um ramo da Geomorfologia Estrutural e pode ser dividida em Morfoneotectônica e Morfopaleotectônica (PANIZZA e CASTALDINI, 1987). A primeira abrange as relações entre as formas de relevo e a Neotectônica (PANIZZA e PIACENTE, 1976; DEMEK e EMBLETON, 1978), enquanto que a segunda explora as relações da atividade tectônica mais antiga e a evolução de longo termo do relevo, expressa principalmente nas morfoestruturas. Apesar dessa divisão, a Morfoneotectônica é utilizada principalmente como sinônimo de Morfotectônica, uma vez que os estudos morfotectônicos abrangem de uma forma geral a influência da tectônica recente na gênese das formas (DOORNKAMP, 1986).

A Neotectônica, por sua vez, está associada à tectônica ocorrida durante o Cenozóico, embora não haja um consenso entre os cientistas de várias partes do mundo em relação ao período exato em que ela ocorreu. Para o geólogo soviético Obruchev (1948), a quem se atribui o pioneirismo no uso do termo Neotectônica, a atividade neotectônica está relacionada à tectônica neogênica e quaternária, sendo decisiva na formação da topografia, posição divergente da adotada por Hancock e Williams (1986), para o qual é infrutífera a adoção arbitrária desses períodos como correspondentes à neotectônica no nível global. Nesse sentido, este autor propõe como alternativa que a análise de cada região considere como o início do período neotectônico a fase em que a configuração atual dos limites e movimentos das placas relevantes se estabeleceram.

Blenkinsop (1986) *apud* Hancock e Williams (*op.cit.*) não fixa um período global único que marcaria o início da deformação neotectônica, destacando que o seu início está relacionado ao estabelecimento dos campos de tensões contemporâneos de cada área, opinião semelhante à de Pavlides (1989), para o qual o período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico. Trifonov (1989), numa extensa revisão sobre os estudos neotectônicos soviéticos, considera que essa atividade tectônica ocorreu mesmo a partir do Neógeno, particularmente no Quaternário Superior (Holoceno). Por sua vez, Vita-Finzi (1986) e Summerfield (1991) entendem que a Neotectônica estaria relacionada aos processos e efeitos da atividade tectônica do final do Cenozóico.

No Brasil, Saadi (1993) também considera a impossibilidade da definição de um período neotectônico global por conta das diferenças nos regimes de tensões entre as diferentes regiões, fruto dos distintos estágios da evolução tectônica. Nesse

cenário, Hasui (1990) estabelece duas possibilidades de conceituação da Neotectônica no Brasil de acordo com o tempo geológico: 1-) Todos os processos tectônicos desde o Permiano que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual; 2-) Processos tectônicos desde meados do Terciário relacionados à deriva continental da Plataforma Sulamericana. O autor destaca que essa segunda possibilidade é a mais provável porque inclui os fenômenos ainda vigentes, com manifestação de ambiente intraplaca, e exclui fenômenos tectônicos compressivos/distensivos relacionados à abertura do Atlântico Sul, que terminaram em meados do Terciário. **No presente estudo, será adotado como período neotectônico essa segunda proposta de Hasui, englobando o Terciário Superior (Neógeno) e o Quaternário.**

O número de trabalhos que utilizam os princípios da Morfotectônica tem sido crescente e os interesses principais são sobretudo a identificação das formas de relevo indicadoras dos movimentos tectônicos contemporâneos ou recentes, as deformações das superfícies de aplainamento, as mudanças de longo termo no nível do terreno, os efeitos morfológicos provocados por terremotos em tempos recentes e o uso de evidências geomorfológicas para prever terremotos e zonas de risco a sismos (EMBLETON, 1987). Apesar das novas demandas, até meados dos anos 80 do século XX havia uma carência de métodos e procedimentos que servissem de base para a elaboração dos estudos. Nesse sentido, Panizza e Castaldini (1987) lançaram uma proposta que estabeleceu as etapas fundamentais para a realização dos estudos morfotectônicos e está baseada no trabalho dos autores dentro do *Working Group International Geography Union* publicado em 1985, no qual foi

apresentada a seguinte proposta de legenda morfotectônica (figura 3-1):

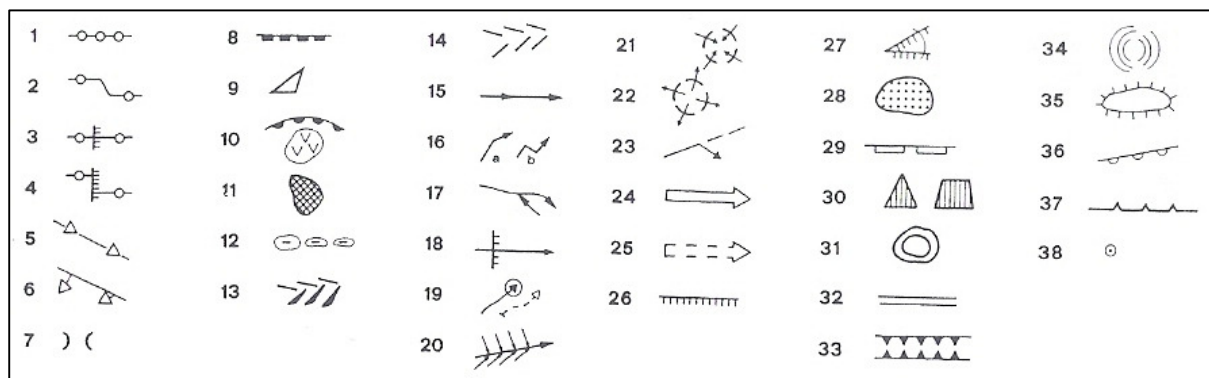


Figura 3-1: Legenda para estudos morfotectônicos (reproduzido de PANIZZA e CASTALDINI, 1987). 1-) Topos lineares; 2-) Descontinuidade planar de topos; 3-) Descontinuidade altimétrica de topos; 4-) Descontinuidade planar e altimétrica de topos; 5-) Picos alinhados; 6-) Não coincidência entre picos alinhados e divisores de água; 7-) Colo; 8-) Escarpa; 9-) Vertente do reverso; 10-) Movimento de massa; 11-) Formas erosivas alinhadas; 12-) Formas karsticas e de pseudo dolinas; 13-) Vale assimétrico; 14-) Vale retilíneo; 15-) Voçoroca; 16-) Cotovelo e cotovelo duplo fluvial; 17-) Confluência farpada; 18-) Degrau ou *knickpoint*; 19-) Vale cego e vale seco; 20-) Assimetria no padrão de drenagem; 21-) Drenagem centrípeta; 22-) Drenagem radial; 23-) Captura fluvial; 24-) Drenagem retilínea; 25-) Paleodrenagem retilínea; 26-) Borda de terraço; 27-) Terraços convergentes e divergentes; 28-) Agradação; 29-) Costa reta; 30-) Facetas triangular e trapezoidal; 31-) Relevo isolado; 32-) Linha de natureza indefinida; 33-) Linha tectônica distinta; 34-) Estrutura circular; 35-) Paleosuperfície; 36-) Anomalia em paleosuperfície; 37-) Fissura; 38-) Vulcão de areia ou lama.

Essa proposta se consolidou como uma das mais importantes referências nos mapeamentos morfotectônicos e os seus elementos estão contidos em uma série de pesquisas nacionais (FACINCANI, 2000; HIRUMA *et.al.*, 2001; SOUSA, 2002) e internacionais (DELLA SETA *et.al.*, 2004; ENRICO e PIACENTINI, 2011, entre outros). Valorizando os elementos do relevo que são indicativos de prováveis condicionamentos estruturais e tectônicos das formas, essa proposta dá grande importância aos itens que são tidos como anômalos na paisagem e que são explorados há muito tempo nos estudos geomorfológicos, constituindo-se um dos principais referenciais bibliográficos deste trabalho.

Os elementos dessa legenda estão baseados em conhecimentos consolidados de como as estruturas tectônicas podem dar pistas de seu comportamento a partir das feições de relevo. Nesse sentido, Keller e Pinter (1996) destacam que cada morfologia corresponde a um tipo específico de falhamento, ainda que possa ocorrer uma sobreposição de processos e geometria de acordo com o comportamento da estrutura.

Para Burbank e Anderson (2001), figura 3-2, falhas transcorrentes podem gerar drenagens e interflúvios alinhados, da mesma forma que podem provocar inflexões e deslocamentos dessas feições quando elas não seguem a mesma orientação do plano de falha, além de, em certos casos, precipitar capturas fluviais e a formação de vales secos. Escarpas de falha também podem ser formadas em falhas direcionais, sobretudo quando o movimento relativo dos blocos é oblíquo, gerando desnivelamentos e expondo rochas de resistências distintas.

Mc'Clay e Bonora (2001) destacam que falhas transcorrentes podem apresentar compressão ou distensão localizadas, formando estruturas em flor positiva e *pop-ups* (altos estruturais) nas zonas sujeitas a compressão e estruturas em flor negativa e bacias de *pull-apart* (bacias romboédricas) nas áreas de tensão elevada (figura 3-3).

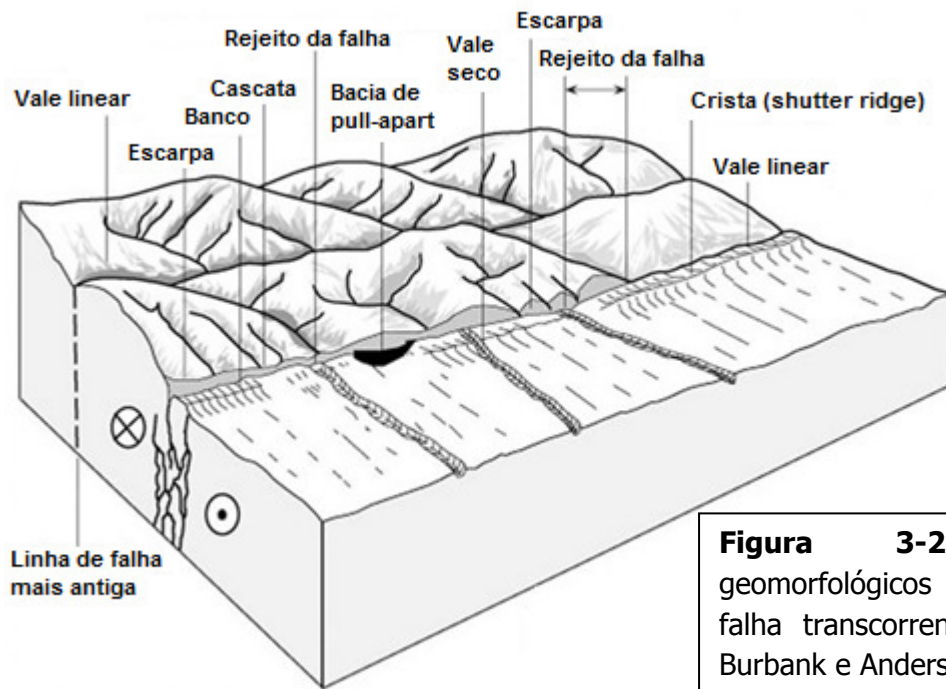


Figura 3-2: Elementos geomorfológicos em uma área de falha transcorrente. Extraído de: Burbank e Anderson (2001).

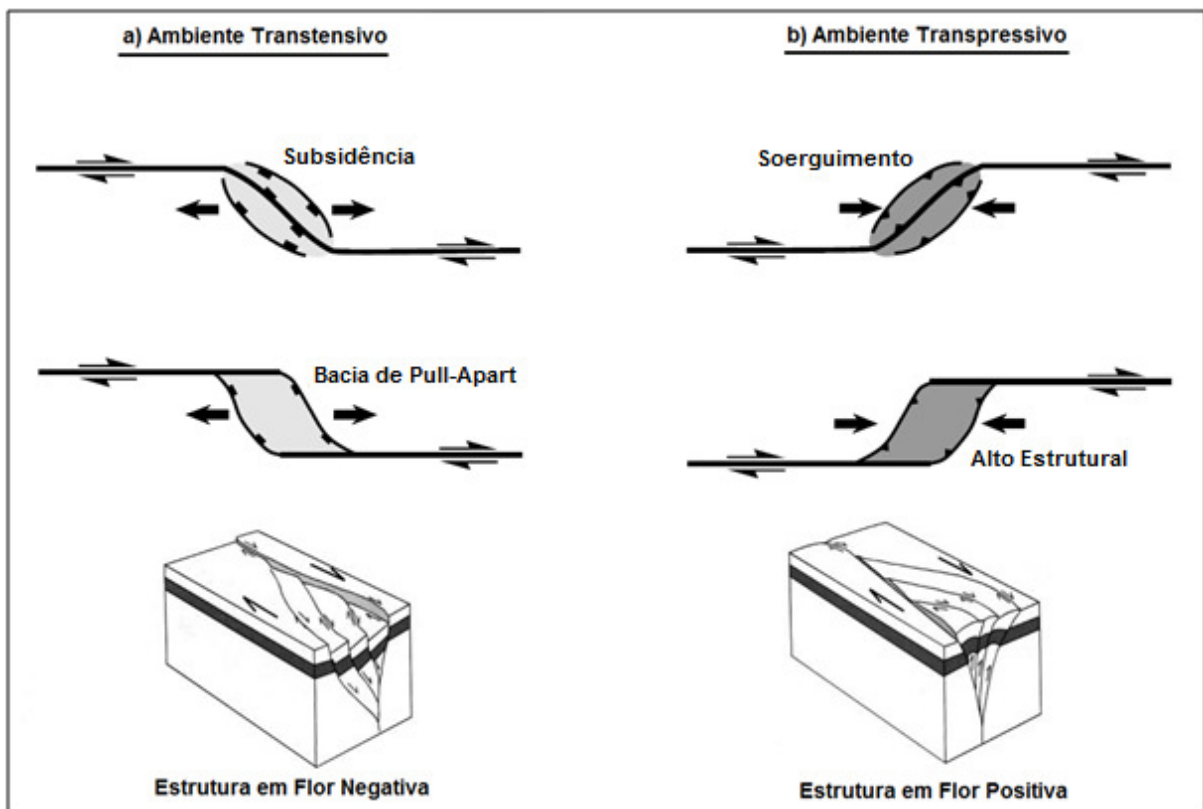


Figura 3-3: Características gerais e esquema de formação de estruturas em falhas transcorrentes. Fonte: Modificado de Mc´Clay e Bonora (2001) e USGS (2014).

Falhas normais e inversas também podem dar origem a escarpas de falha que devido ao trabalho erosivo podem apresentar morfologias bastante variadas, de acordo com o estágio evolutivo da feição (STEWART e HANCOCK, 1990). Para os autores, a frente das escarpas de falha, inicialmente, apresenta facetas trapezoidais, as quais evoluem para facetas triangulares a partir do aprofundamento dos talwegues e estreitamento do topo dos interflúvios, formando-se cones de dejeção na frente escarpa (figura 3-4). Entretanto, Hilley *et.al.* (2001) salientam que a redução de escarpas de falha e a ampliação do campo de deformação pode causar interpretações equivocadas, uma vez que essa morfologia poderia ser interpretada como de uma escarpa antiga quando na verdade é decorrente do deslocamento de blocos ao longo das fraturas e próximo das falhas.

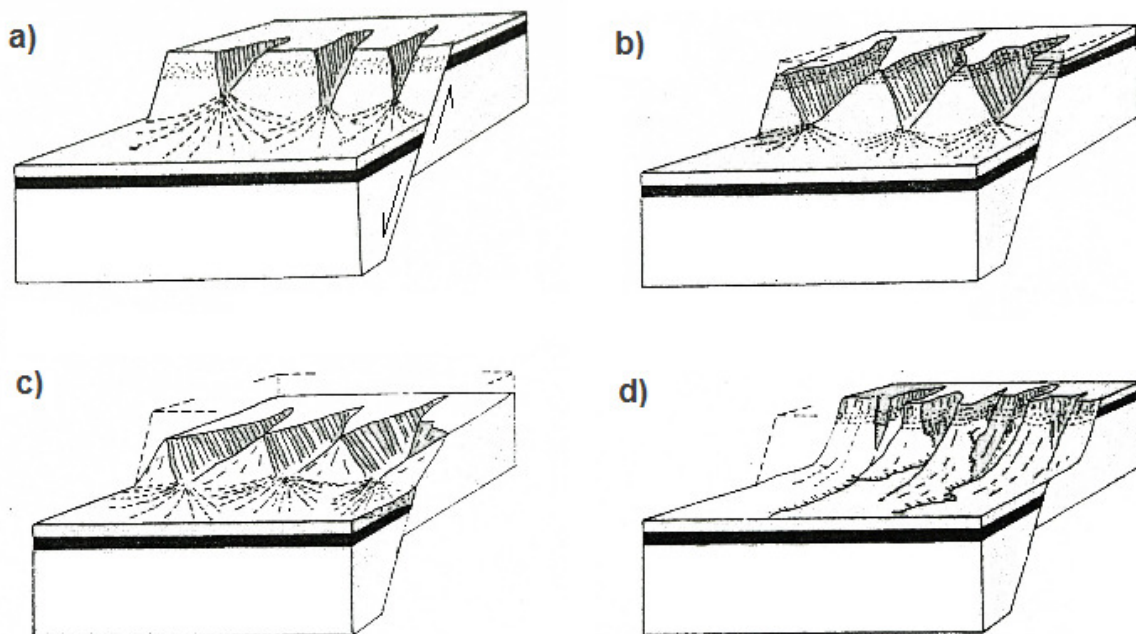


Figura 3-4: Modelo evolutivo de escarpas de falha: a) início da dissecação da escarpa e formação de facetas trapezoidais; b) avanço da dissecação na escarpa e formação das facetas triangulares; c) rebaixamento da escarpa e aumento da deposição na saída das drenagens; d) destruição das facetas, aumento da dissecação e da sinuosidade da frente da escarpa. Fonte: extraído e modificado de Loczy e Ladeira, 1980.

Ciclos de intensa atividade tectônica e trabalho erosivo mais efetivo podem complicar a morfologia do relevo (figura 3-5), como mostrado por Avouac e Peltzer (1993): em a) o rio forma uma extensa área de deposição numa zona de relevo suave e falhas encobertas pelos sedimentos; b) a reativação de falhas do embasamento interrompe o antigo canal, formam-se vales suspensos no bloco elevado e há uma propagação de rupturas na cobertura sedimentar até a superfície; c) a erosão fluvial consegue dissecar a área elevada, restabelece-se o antigo curso da drenagem bem como o seu perfil de equilíbrio e formam-se terraços a partir do reentalhe dos antigos depósitos fluviais; d1) um novo evento de tectonismo e ascensão da área gera uma situação semelhante ao do item b, mas com terraços elevados associados ao primeiro evento de epirogênese; d2) o trabalho erosivo das drenagens diseca novamente o bloco elevado, o rio principal restabelece o antigo rumo e forma-se um segundo nível de terraço fluvial.

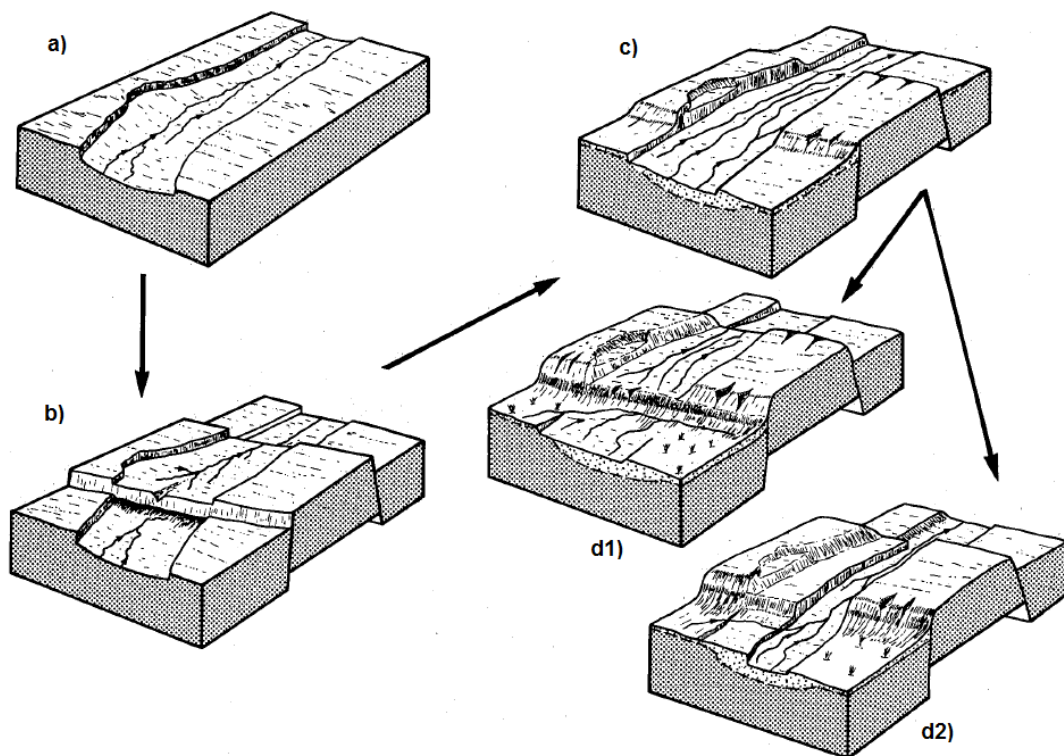


Figura 3-5: Ciclo de eventos de falhamentos e entalhamento fluvial. Extraído de Avouac e Peltzer, 1993.

As falhas normais, inversas ou mesmo a ascensão / subsidência de grandes áreas podem gerar outras modificações no relevo e na rede de drenagem. Nesse sentido, Leeder e Alexander (1987) afirmam que inclinações ou basculamentos da superfície podem causar o desenvolvimento de cinturões meândricos assimétricos (figura 3-6). Por sua vez, a orientação do eixo dos cordões arenosos ligados aos meandros abandonados registra o sentido da migração do antigo canal, enquanto que o eixo dos cordões arenosos dos meandros ativos registram o sentido da erosão marginal mais recente; as mudanças na direção e sentido da migração do canal podem estar relacionadas com a tectônica (NANSON, 1980), embora também possa ser relacionada com fatores litológicos, climáticos e de mudanças no uso da terra na bacia hidrográfica.

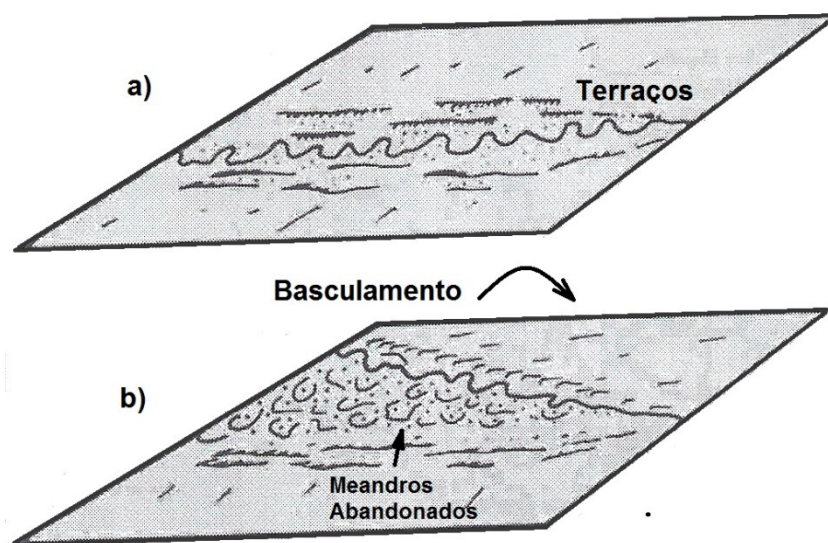


Figura 3-6: Exemplo de influência estrutural no cinturão meândrico de um rio. A) situação anterior ao basculamento. B) Situação posterior ao basculamento. Fonte: modificado de Leeder e Alexander (1987).

Os rios tendem a estabilizar ou manter o equilíbrio do gradiente de forma a possibilitar o transporte da carga de sedimentos (SCHUMM, 1977), dessa forma,

num cenário de deformação crustal as drenagens com planície fluvial e sistema meandrante tendem a manter a o equilíbrio do gradiente através de modificações na sinuosidade (figura 3-7): quando a deformação é negativa e provoca aumento do gradiente, há um aumento da sinuosidade do canal; se a deformação é positiva e diminui o gradiente, o canal se torna mais retilíneo (ADAMS, 1980).

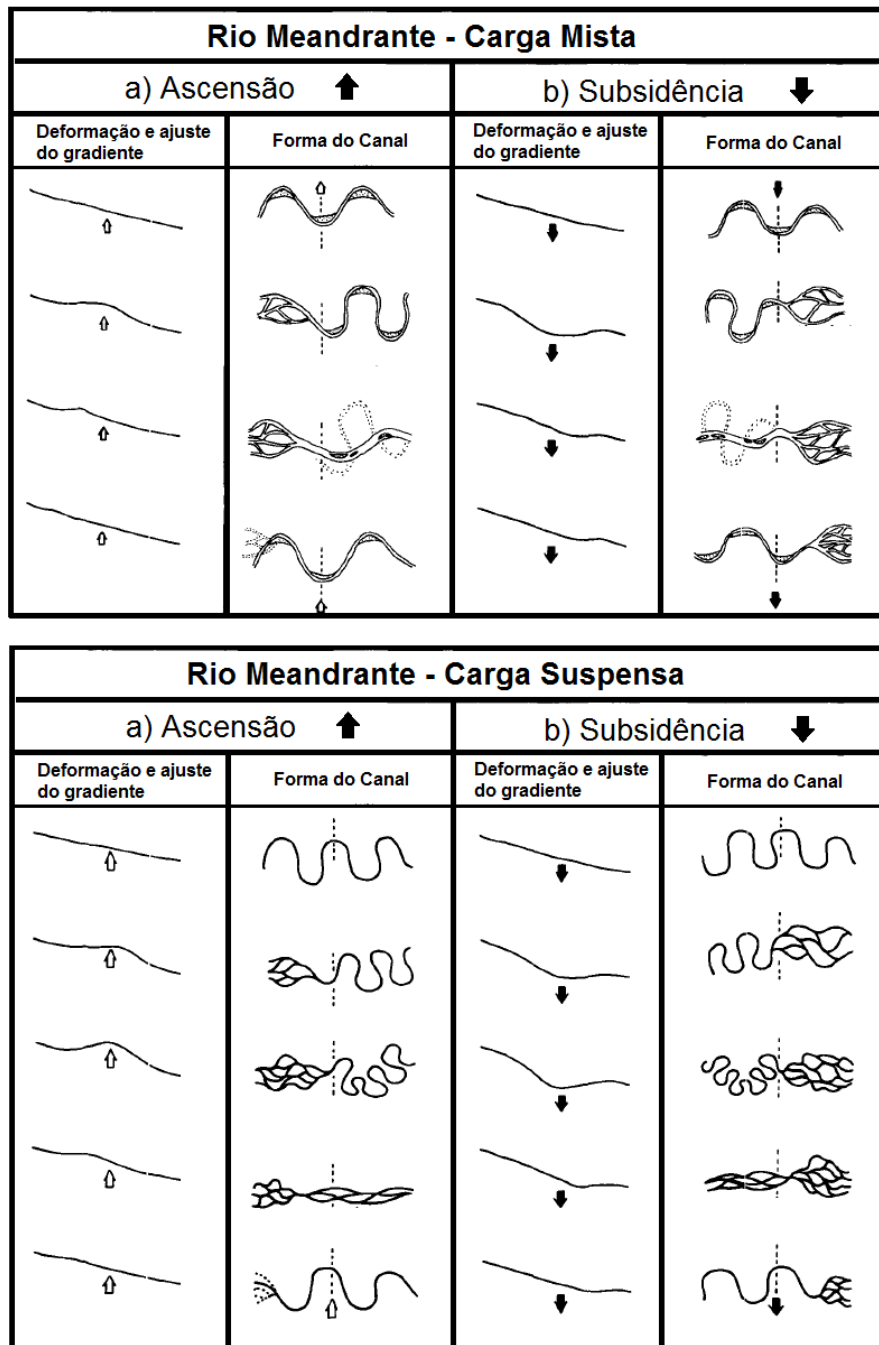


Figura 3-7: Mudanças no padrão fluvial de rios meandrantés de áreas em ascensão e subsidência. Fonte: modificado de Ouchi, 1985.

Para Howard (1967) a análise da drenagem pode fornecer indicativos sobre feições estruturais inativas expostas na superfície, estruturas que atualmente estão enterradas e estruturas que estão surgindo. Os parâmetros mais importantes a serem analisados são o padrão de drenagem (figuras 3-8a e 3-8b), textura, padrões de canais individuais e as anomalias.

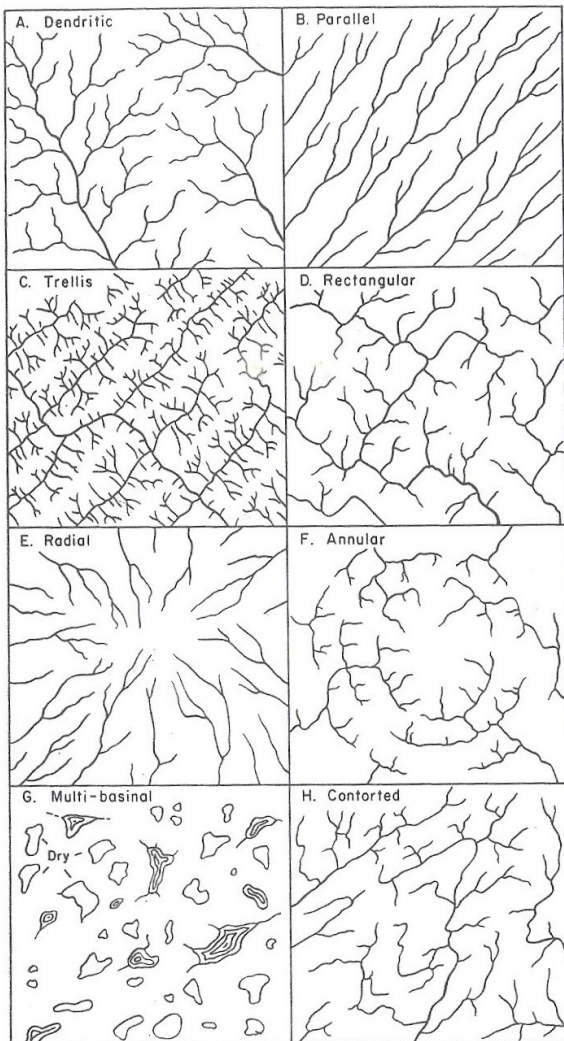


Figura 3-8a: Padrões de drenagem básicos. Extraído de Howard, 1967.

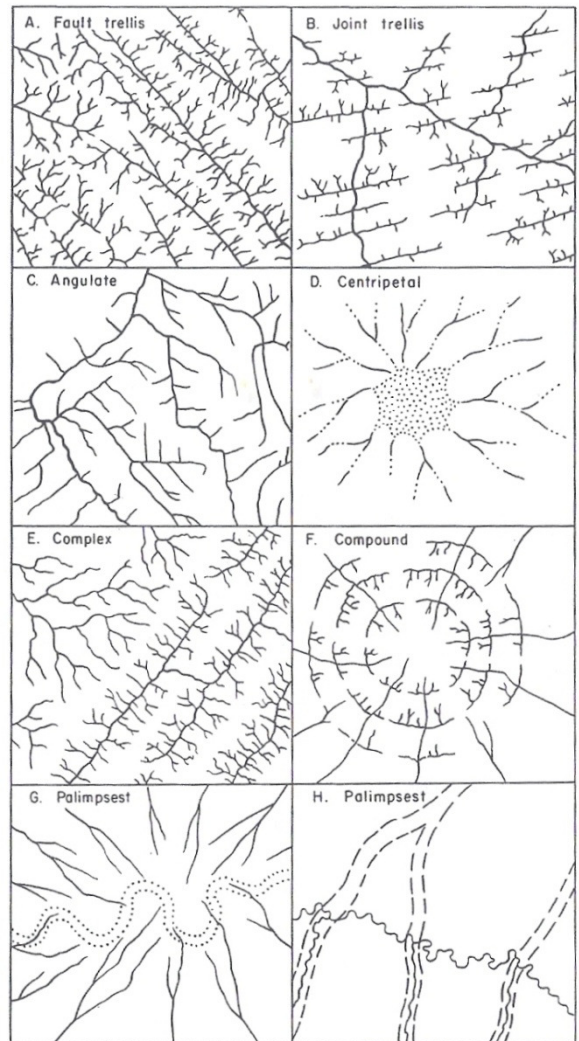


Figura 3-8b: Padrões de drenagem básicos modificados. Extraído de: Howard, 1967.

Howard (op.cit) destaca ainda que a análise das anomalias (figura 3-9) é fundamental porque estas sugerem a presença de desvios estruturais ou topográficos do padrão regional, além de darem indicativos importantes sobre

feições estruturais locais, deformação ativa, subsidência diferencial ou mudanças no regime hidrológico.

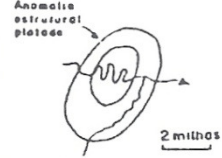


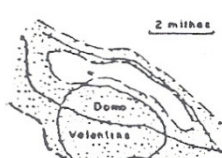
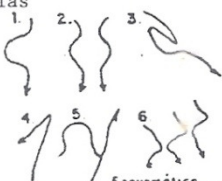
TIPO DE CANAL	ANOMALIAS	CAUSAS A SEREM INVESTIGADAS
RETILÍNEO	RETILINEARIDADE	LITOESTRUTURAIS: Indica a presença de fraturas, veios ou diques
MEANDRANTE	Meandros comprimidos e entalhados 	MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Indicados pela formação de um novo padrão de meandros. Se o movimento é rápido cessa a erosão lateral e a incisão vertical fixa os meandros. Se o movimento é lento, o canal retifica o talvegue diminuindo a sinuosidade.
	Ocorrência local e abrupta 	MUDANÇAS NA DINÂMICA DE FLUXO: Dada pela perda de volume devido ao acréscimo local do fluxo inferior e ao aumento da carga de sedimentos que se torna maior que a competência do fluxo. MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Nos tributários que aumentam a carga de sedimentos, ou no canal principal que causa a diminuição do gradiente.
ENTRELAÇADOS E RAMIFICADOS	Ocorrência local e abrupta 	No caso de aumento são válidas as causas acima enunciadas. No caso de diminuição pode estar associada a ocorrência de movimentos ascensionais neotectônicos, ou o aumento da capacidade erosiva devido a diminuição de carga do rio.
	Variação no tamanho de barras e ilhas 	
OUTRAS FEIÇÕES	Curvas e voltas anômalas 	MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS ASCENSIONAIS: Transversais ao canal, que provocam o seu desvio e formação de curvas ao redor da feição e/ou por bloqueio nos tributários que são defletidos para uma drenagem vizinha formando confluências farpadas e/ou abandonando canais.
	VARIAÇÃO NO GRAU DE SINUOSIDADE	MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS: - Se diminui a sinuosidade pode estar ocorrendo movimentos ascensionais. - Se aumenta pode estar ocorrendo movimentos de subsidência.

Figura 3-9: Anomalias da drenagem e seus significados estruturais e tectônicos. Extraído de Pires Neto, 1996. Elaborado com base em Howard, 1967.

Em suma, o quadro exposto neste capítulo demonstra a complexidade dos estudos morfotectônicos e algumas das indefinições sobre o objeto de pesquisa desta área da Geomorfologia Estrutural. A discussão acerca da idade dos fenômenos tectônicos (morfoneotectônica ou morfopaleotectônica) é uma questão fundamental a ser resolvida, porém parece clara a necessidade de um avanço na direção do estabelecimento de indicativos mais seguros na determinação do grau de influência das estruturas nas formas. De todo modo, fica evidente nesta revisão a validade da Morfotectônica enquanto instrumento metodológico de investigação das relações entre a evolução geomorfológica e a tectônica.

4 - PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS E TÉCNICO-OPERACIONAIS

4.1 – Procedimentos Metodológicos

O estudo da Morfotectônica da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba foi inspirado na proposta de Panizza e Castaldini (1987), que estabeleceram os 4 níveis para a realização dos estudos morfotectônicos:

I-) Pesquisa bibliográfica e de sensoriamento remoto: levantamento das informações sobre a litologia, estruturas tectônicas, atividade tectônica e sísmica da área. Esses dados devem ser lançados sobre uma base topográfica (1:100.000 a 1:250.000);

II-) Interpretação detalhada das fotografias aéreas: mapeamento das feições de relevo derivadas das estruturas tectônicas ativas e análise estatística das fraturas;

III-) Levantamento de campo: localização, identificação e caracterização das estruturas tectônicas, lançamento das informações num mapa de lineamentos, checagem das litologias e realização de uma análise estrutural estatística;

IV-) Síntese Final.

De acordo com os autores, essas fases são indicadas para estudos em áreas montanhosas, mas elas também podem ser seguidas em áreas de planícies fluviais, sendo necessário um levantamento maior de informações de alguns aspectos do ambiente local, como as mudanças do sistema de drenagem, uso da terra, dados arqueológicos e pré-históricos.

Apesar de não ter sido seguida de forma rígida, outra proposta cujos princípios nortearam a realização desta pesquisa é a de Ab'Saber (1969), que estabelece as bases geomorfológicas que servem de referência para os estudos do Quaternário do

território intertropical brasileiro. Segundo o autor, há 3 níveis de abordagem para os estudos geomorfológicos: 1-) Compartimentação Topográfica, 2-) Estrutura Superficial da Paisagem e 3-) Fisiologia da Paisagem. No primeiro nível são delimitados os principais compartimentos topográficos, o que serve de base para a compreensão das formas de relevo e a sua distribuição. No segundo nível são levantadas as informações acerca da estrutura superficial da paisagem, que consiste no estudo da gênese das formas e na hierarquização cronológica dos eventos. No último nível, da fisiologia, é explicado o funcionamento da paisagem.

As duas propostas implicam não apenas numa divisão e sequência lógicas das etapas do trabalho como também numa visão multiescalar da paisagem, partindo da abordagem regional e culminando com os estudos de detalhe. Essa visão é resgatada por Köhler (2001), para o qual a escala nos estudos geomorfológicos tem um componente espacial e outro temporal, sendo necessária a adaptação das técnicas de análise em função da escala de abordagem.

A primeira etapa de elaboração deste trabalho, correspondente ao primeiro nível das propostas de Panizza e Castaldini e de Ab´Saber, foi a compartimentação topográfica, onde foram identificados e delimitados os principais compartimentos geomorfológicos e morfoestruturais da área de estudo e seu entorno, representados na escala 1:100.000. A compartimentação foi realizada através da leitura de materiais cartográficos elaborados a partir de cartas base (cartas hipsométrica e clinográfica, além dos perfis topográficos), e produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas e imagens SRTM). Foi realizado também um levantamento dos principais lineamentos estruturais da área e de seu entorno, que posteriormente foram representados em diagramas polares para verificar as direções

predominantes. Esse trabalho de gabinete foi apoiado pela extensa bibliografia existente na área e por trabalhos de campo exploratórios.

A segunda parte deste trabalho correspondeu ao segundo e terceiro níveis da proposta de Panizza e Castaldini e ao segundo da metodologia de Ab'Saber. Nesta fase foram realizados os levantamentos de campo sistemáticos das falhas, fraturas e mergulho dos estratos das rochas, além de elaborados, apenas para a área de estudo, os mapas morfológico, da rede de drenagem, geológico (este estaria contido no 1º nível da proposta de Panizza e Castaldini) e de fotolineamentos, ambos na escala 1:50.000. Os mapas da rede de drenagem e morfológico foram produzidos por meio da interpretação de fotografias aéreas e restituição analógica das informações, as quais foram posteriormente digitalizadas e vetorizadas. Estes mapas foram apoiados em trabalhos de campo e estudos prévios realizados na área e em zonas contíguas. O mapa geológico foi feito a partir da compilação dos mapeamentos geológicos existentes, fotointerpretação e com base nos levantamentos de campo. O mapa de fotolineamentos foi realizado a partir das fotografias aéreas e dos mapas morfológico e da rede de drenagem, bem como do modelo digital de terreno construído sobre as imagens SRTM.

Ainda nessa etapa, foram identificadas e mapeadas as anomalias do relevo e da rede de drenagem, tais como: quebras nas vertentes; a presença de assimetrias nas bacias de drenagens que sugerem basculamentos tectônicos; quebras nas direções dos canais e mudanças de padrão que podem indicar condicionamento estrutural e tectônico da drenagem; *knickpoints* no perfil longitudinal dos rios possivelmente relacionados aos movimentos verticais da crosta; terraços fluviais; mudança no azimute dos canais de drenagem nas imediações de prováveis falhas,

sugerindo transcorrência nas linhas estruturais; coincidência entre as direções de migração dos meandros e meandros abandonados com as falhas e fraturas, podendo indicar condicionamento estrutural e tectônico no cinturão meândrico. As anomalias do relevo e da rede de drenagem foram interpretadas em conjunto com os dados estruturais das juntas e falhas levantadas em campo, que por sua vez possibilitaram inferir a posição dos paleotensores que reativaram ou deram origem às estruturas.

Por fim, correspondendo ao terceiro e quarto níveis da proposta de Panizza e Castaldini e ao último nível da proposta de Ab'Saber, foi estabelecida a compartimentação tectônica da área e elaborado o mapa morfotectônico, que não consistiram apenas em uma síntese dos levantamentos de campo e gabinete. Esses produtos representaram um instrumento metodológico de interpretação do condicionamento estrutural e tectônico das formas na área de estudo, sendo fundamental para o estabelecimento do modelo evolutivo morfotectônico e geomorfológico da área. A figura 4-1, a seguir, expõe uma síntese das principais etapas do trabalho.

Morfotectônica da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba

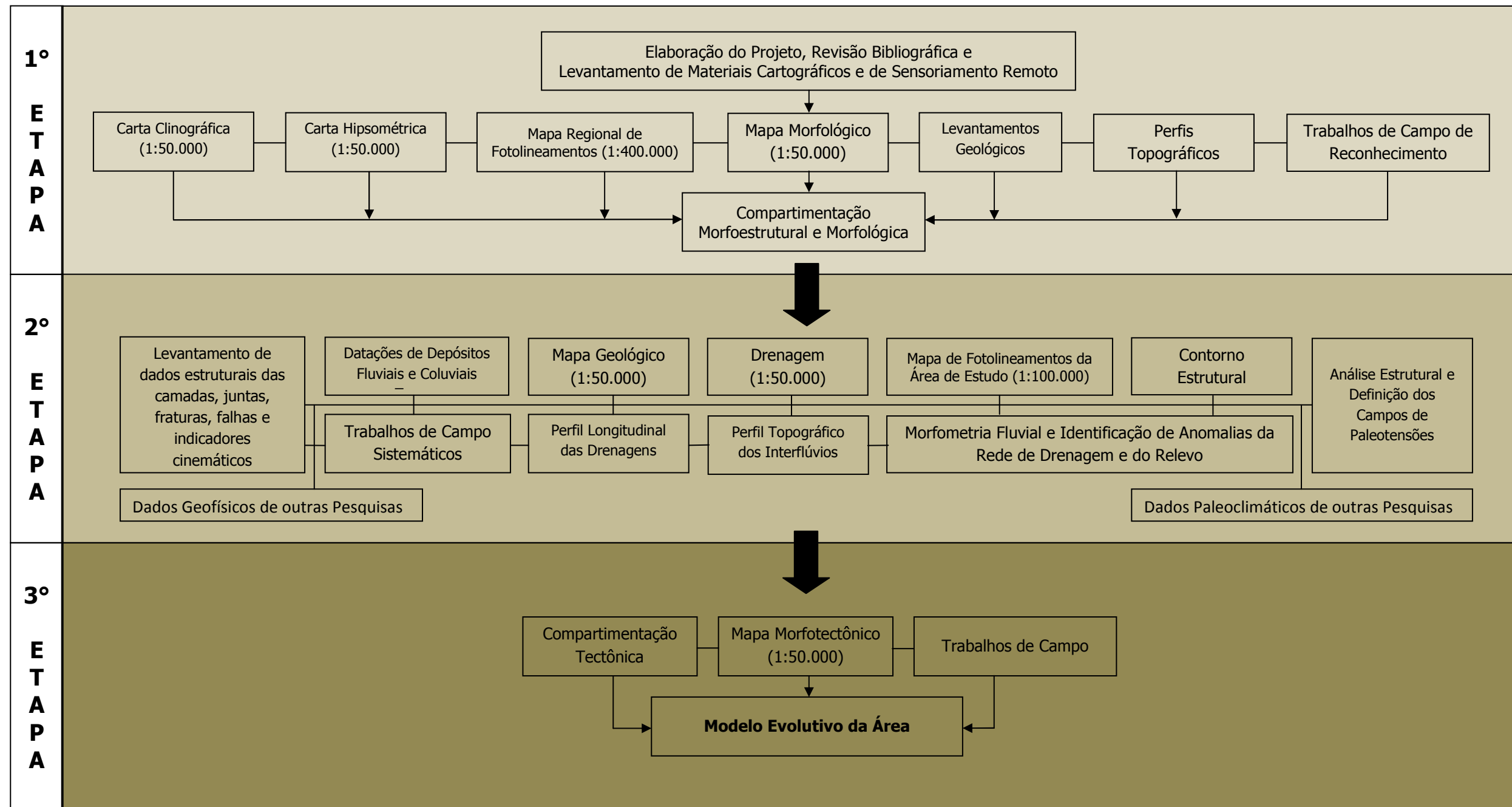


Figura 4-1: Etapas do trabalho

4.2 - Procedimentos Técnico-Operacionais

Os procedimentos técnico-operacionais estão divididos em atividades de gabinete e campo. Nos próximos itens serão detalhados os procedimentos e bases adotadas na elaboração dos produtos gráficos, bem como seus referenciais bibliográficos, além dos critérios e parâmetros que foram utilizados na sua análise. Serão mostrados também os tipos de levantamento realizados em campo, o tratamento que foi dado aos dados obtidos e como eles foram interpretados.

4.2.1 - Elaboração e Análise dos Produtos Gráficos

Os produtos gráficos estão divididos de acordo com os materiais base sobre os quais foram elaborados, tais como cartas base (topográficas e planialtimétricas) e produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas e MDTs – Modelo Digital de Elevação), conforme será exposto a seguir.

4.2.1.1 – Produtos Elaborados sobre as Cartas Base

As cartas base representam os aspectos fundamentais da topografia e hidrografia do terreno através de curvas de nível, pontos cotados e da rede de drenagem. Em muitos casos são representados também o sistema viário e o uso da terra. Esses produtos cartográficos são livres de distorções geométricas e tem a sua precisão e equidistância das curvas de nível (intervalo altimétrico entre as curvas de nível) definida em função da escala do produto. Neste trabalho, por sua natureza multiescalar, foram utilizadas cartas base de escalas variadas:

- Folhas Planialtimétrica, 1979, Escala 1:10.000, Projeto Macro-Metrópole do IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo.

- Folhas Topográficas, 1971, Escala 1:50.000, IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Este material foi obtido gratuitamente em formato digital no sítio na internet do projeto PIRACENA⁴.

• **A Carta Hipsométrica e a Carta Clinográfica**

A leitura e a interpretação do relevo pode se dar diretamente sobre as cartas base através da observação do arranjo das curvas de nível e a distribuição dos pontos cotados. Entretanto, grande parte das informações geomorfológicas que podem ser extraídas desses produtos ficam mais facilmente identificáveis em cartas elaboradas sobre essas bases, tais como as cartas hipsométricas e clinográficas.

Nas cartas hipsométricas são representados os diferentes patamares altimétricos da área representada, permitindo enxergar de forma mais clara a variação da topografia. A cada classe hipsométrica é atribuída uma cor diferente e o limite entre cada classe deve ser necessariamente uma curva de nível. O número de classes hipsométricas é definido em função do desnível altimétrico da área e sobretudo pelo objetivo do trabalho. Os perfis topográficos auxiliam na identificação dos principais níveis altimétricos, o que é fundamental no reconhecimento e delimitação dos compartimentos geomorfológicos.

Na carta clinográfica são representadas as variações na declividade do terreno, possibilitando identificar, por exemplo, as áreas com declividades mais elevadas e as zonas com inclinações menores. A declividade é definida pela relação entre a equidistância das curvas de nível e a distância horizontal entre estas. Cada classe é representada por uma cor e o limite delas é a curva de nível. O número de classes

⁴ www.cena.usp.br/piracena

de declividade e o intervalo delas são bastante variáveis, devendo ser definidos fundamentalmente pelas características da área e pelos objetivos do trabalho, tal como na carta hipsométrica. A leitura conjunta das cartas clinográfica e hipsométrica, juntamente com os perfis topográficos, permite compartimentar a área com maior segurança.

Neste trabalho, tanto a carta hipsométrica como a clinográfica foram elaboradas nas escalas 1:100.000 (área de estudo e o entorno) sobre a base do IBGE (1:50.000), em ambiente digital, por meio do software ARC GIS 9.3. As classes hipsométricas e de declividade foram definidas em função das características topográficas da área e auxiliaram na primeira aproximação da compartimentação geomorfológica, bem como na contextualização da área em relação aos grandes compartimentos geomorfológicos regionais.

• **Perfis Longitudinais dos Rios e Cálculo do Índice RDE**

Outra representação cartográfica de grande importância feita a partir das cartas base são os perfis longitudinais dos rios. Estes representam as variações altimétricas e os diferentes gradientes do canal de drenagem desde a sua cabeceira até a foz. Eles são muito usados na Geologia como um indicador diagnóstico dos materiais subjacentes, processos geológicos, história geomorfológica da área (HACK, 1973), evolução da paisagem, elevação e subsidência tectônica, mudanças no nível de base, mudanças climáticas e ambientais (PHILLIPS e LUTZ, 2008).

Nos perfis, o comprimento do rio é representado no eixo X e as variações altimétricas no eixo Y. Quando adotada a escala aritmética para os dois eixos, a curva no perfil tende a ser côncava, ao passo que quando se utiliza a escala

logarítmica para o eixo das abscissas, que facilita na identificação de irregularidades no perfil, a curva tende a se aproximar de uma reta. No primeiro caso, quanto mais côncava for a curva, mais próximo do perfil de equilíbrio está o rio (Mc KEOWN et al, 1988), enquanto que no segundo caso, quanto mais retilíneo estiver o perfil longitudinal, mais equilibrado estará o rio. Para Gilbert (1887), um rio equilibrado é aquele em que há um balanço entre a erosão e a sedimentação.

Hack (1973) estabeleceu o índice SL (*stream gradient index*), que corresponde a uma relação entre a declividade de um determinado trecho do canal e a distância deste em relação à cabeceira do rio (figura 4-2), sendo diretamente proporcional ao volume da descarga:

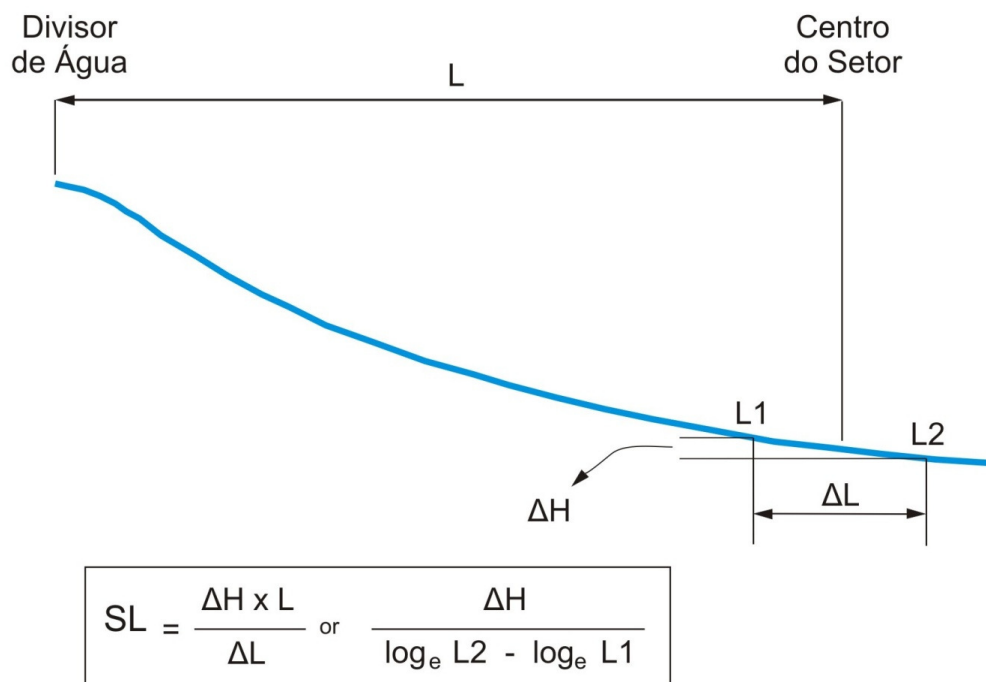


Figura 4-2: Parâmetros medidos e utilizados no cálculo do índice SL de um setor de um perfil longitudinal de drenagem. Modificado de Hack (1973).

Esse índice aponta o grau de deslocamento de determinado trecho do perfil em relação ao perfil de equilíbrio do canal e foi denominado de "RDE setor" (Relação

Declividade-Extensão do setor) por Etchebehere (1999 e 2000). Nesse sentido, quanto maior for o índice, maior será a deformação do perfil do rio para o trecho calculado. Essas irregularidades são chamadas de *knickpoints*.

Embora o índice RDE tenha sido criado para apontar as irregularidades em cada setor do perfil longitudinal, Mc Keown *et.al.* (1988) propuseram a criação de um índice que vale para o canal fluvial inteiro (RDE total), sendo calculado a partir da seguinte equação:

$$\mathbf{RDE\ total = \Delta H / Ln (\Delta L)}$$

Sendo:

ΔH : diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz do rio;

$Ln (\Delta L)$: logaritmo natural do comprimento total do rio;

Os valores de RDE total de cada rio podem ser plotados em mapas no ponto médio das respectivas drenagens e traçadas linhas de isovalores. Considerando que os RDE totais refletirão irregularidades no perfil que podem estar associadas a fatores tectônicos, o mapa de isolinhas pode representar indiretamente a distribuição espacial da deformação crustal, conforme discutido no trabalho de Etchebehere (2000) numa adaptação da proposta de Mc Keown *et.al.* (*op.cit.*).

As irregularidades do perfil longitudinal e que influenciam no RDE das drenagens e de setores destas podem ser produto das variações na descarga de água dos rios nas confluências com os tributários, da heterogeneidade litológica no leito rochoso dos rios, atividades tectônicas de estruturas que cruzam o canal (Mc KEOWN *et.al.*, *op.cit.*), mudanças no nível de base e migração de *knickpoints*

(ETCHEBEHERE, 2014)⁵. Desta forma, para considerar que índices elevados de RDE efetivamente correspondem à influência da tectônica é necessário uma conferência sistemática das informações no campo e uma análise conjunta desses índices com os outros dados estruturais e litológicos da área. Da mesma maneira, deslocamentos positivos ou negativos do perfil longitudinal em relação à curva de melhor ajuste do perfil proposta por Hack (1973) podem ser associados respectivamente a áreas em ascensão e subsidência, porém tais relações necessitam de informações suplementares de campo e gabinete para serem sustentadas.

Partindo das questões discutidas neste item, foram elaborados os perfis longitudinais dos principais canais de drenagem da área de estudo. Os perfis foram feitos em escala aritmética e logarítmica (eixo das abscissas), sendo observados os deslocamentos dos perfis longitudinais em relação às curvas de melhor ajuste de cada drenagem. Os deslocamentos acima da curva de melhor ajuste foram considerados como possíveis trechos em ascensão, enquanto que os setores em que a irregularidade estava abaixo foram classificados como sofrendo possível subsidência (figura 4-3).

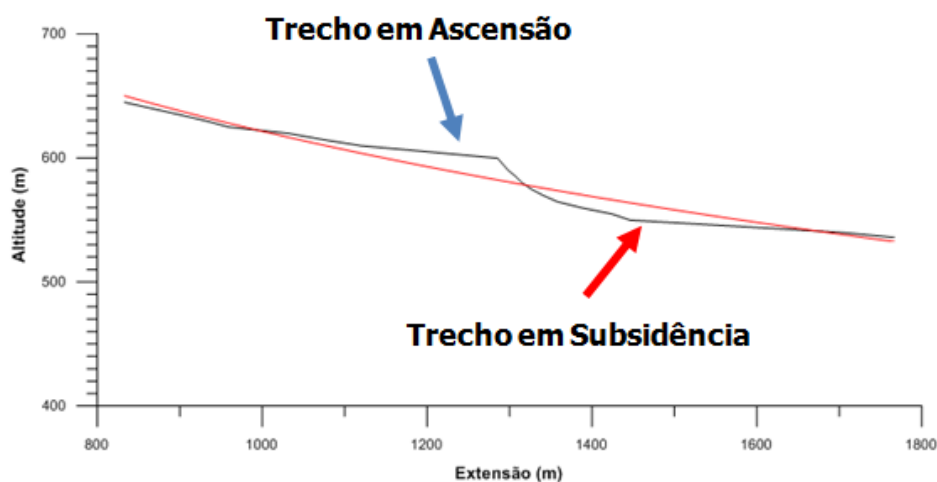


Figura 4-3: Perfil longitudinal de um rio mostrando o seu deslocamento em relação à curva teórica de melhor ajuste (linha vermelha).

⁵ Informação verbal proferida em 30/10/2014 durante a defesa da presente tese de doutoramento.

Para a construção dos perfis, cálculo dos RDEs por setor e determinação das curvas de melhor ajuste dos rios, descartou-se os 800 m iniciais de cada drenagem, considerando a recomendação de Hack (*op.cit.*) para o qual nas zonas próximas aos divisores os canais não são esculpidos preponderantemente pela energia cinética do fluxo da água. No caso dos canais que nascem na serra e na borda do reverso, descartou-se nos perfis todo o trecho da escarpa e trechos a montante, uma vez que nesses setores o gradiente elevado está relacionado não apenas à dinâmica fluvial, como também aos processos de vertente (quedas de blocos e escorregamentos) e variações litológicas grandes que são particulares desta zona.

Também foram feitos gráficos para cada drenagem expressando a relação entre o RDE setor e o RDE total ao longo da extensão do rio. Valores até 2 foram interpretados como deformações de 2º ordem (menos intensas), enquanto que as até 10 correspondem a deformações de 1º ordem (mais intensas), seguindo a proposta de Seeber e Gornitz (1983) que foi utilizada com sucesso por Etchebehere nas bacias do Rio do Peixe (2000) e Rio Corumbataí (2011), ambas no Estado de São Paulo. Considerando que os canais de drenagem conseguem apagar rapidamente os indícios de perturbações no perfil longitudinal, salienta-se que as possíveis deformações tectônicas encontradas nas drenagens serão atribuídas ao regime neotectônico.

Por fim, os RDEs totais dos canais fluviais com mais de 5 km de extensão foram plotados no ponto médio das respectivas drenagens e interpolados no software ARC GIS 9.3 para determinar as zonas com maior RDE e provável deformação crustal mais acentuada. Os perfis foram feitos no software Excel 2007 e

Grapher 10, tendo como base informações extraídas de cartas 1:10.000, cuja equidistância das curvas de nível é de 5 m.

4.2.1.2 – Materiais Elaborados sobre Produtos de Sensoriamento Remoto

Neste trabalho foram utilizadas fotografias aéreas e imagens SRTM. As imagens serviram de base para a elaboração de perfis topográficos e identificação das feições morfotectônicas no MDE – Modelo Digital de Elevação. Os perfis topográficos foram feitos no software *Global Mapper* 10, sendo tratados posteriormente no software *Corel Draw* X13. Os produtos gerados a partir das fotografias aéreas serão descritos em detalhe a seguir.

• Fotografias Aéreas, Fotointerpretação e Restituição Aerofotogramétrica

Segundo Soares e Fiori (1976), a análise de fotografias aéreas é um processo que pode ser dividido em 3 etapas: fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação. A fotoleitura é o reconhecimento e a identificação dos elementos das imagens com os objetos correspondentes e sua repartição. A fotoanálise é o estudo das relações entre as imagens, associação e ordenação das partes delas. A fotointerpretação envolve a identificação e relação dos objetos da imagem, chegando-se assim à descoberta e avaliação da importância e da função de cada objeto, bem como as suas relações.

Para Boon *et.al.* (1965), a fotointerpretação pode ser dividida em detecção, reconhecimento e identificação, análise, dedução, classificação e idealização. Para Avery (1977), a fotointerpretação é feita com base em duas chaves de

interpretação: as seletivas e as de eliminação. Nas de eliminação as relações são feitas do geral para o específico. As seletivas consistem na descrição e caracterização dos objetos de uma determinada categoria, os quais são separados para que se façam comparações e sejam estabelecidos exemplos ou hipóteses próximos da feição a ser identificada.

Para Cruz (1981), a fotointerpretação está dividida em 3 etapas de identificação e observação: Forma e tamanho, Cor (tonalidade), textura e feições associadas (sombra, padrão, sítio e associação). A cor está relacionada à luz absorvida e refletida pelos objetos ou alvos, constituindo uma das variáveis principais na distinção dos objetos do terreno. A textura pode variar entre lisa ou crespada e ajuda a determinar objetos, grupos e padrões que definem uma paisagem. Através de comparações, a forma e o tamanho possibilitam a distinção e a identificação dos objetos, como a diferenciação entre uma residência e o galpão de uma indústria. A sombra permite inferir a altura do objeto, ao passo que os padrões e as associações definem áreas com o mesmo arranjo espacial.

Neste estudo a fotointerpretação foi realizada de forma analógica, com uso das fotografias aéreas pancromáticas em papel (IA / SMA, escala 1:25.000, ano de 1962⁶) e os estereoscópios de bolso e de espelhos. A restituição foi feita em papel ultraphan, devidamente posicionado sobre as fotografias aéreas, e as aerofotos foram fixadas em conjunto numa cartolina, seguindo a técnica do estéreo-tríplet, com duas fotos laterais e uma central. Foram desenhados os pontos centrais e

⁶ O baixo Piracicaba constitui hoje uma extensão do reservatório de Barra Bonita, construído nos anos 60 do século XX, assim, optou-se pela utilização das fotos aéreas de 1962 porque elas retratam a área de estudo no período anterior à construção do reservatório, possibilitando, desta forma, a visualização e representação da morfologia fluvial original da planície.

homólogos das exposições e a linha de vôo, conforme a proposta de Garcia e Marchetti (1977).

Os overlays restituídos das fotografias herdaram os problemas geométricos destas, sendo assim, como forma de minimizar esses problemas e compor um único mapa que reuniu todos os overlays, estes foram posteriormente digitalizados, georeferenciados e vetorizados no software Arc GIS 9.3.

• **Mapa Morfológico**

Os mapeamentos do relevo podem ser feitos de várias formas, de acordo com os objetivos do trabalho, a escala da representação gráfica, o material utilizado como base e a legenda adotada. Os mapeamentos que constituem o inventário mais completo sobre as formas e o seu arranjo espacial são os mapas geomorfológicos, que para Tricart (1965) devem compor 4 níveis de representação das informações do relevo: a morfometria, a morfografia (ou morfologia), a morfogênese e a morfocronologia. A morfometria compreende a dimensão das formas, que pode ser lida a partir das curvas de nível. A morfografia ou morfologia corresponde ao desenho ou à representação qualitativa das formas. A morfogênese está relacionada aos processos (atuais e pretéritos) responsáveis pela morfoesculturação, enquanto que a morfocronologia indica a idade das formas.

São inúmeras as propostas de legendas para mapeamentos geomorfológicos, destacando-se a legenda francesa exposta na RCP-77, cuja aplicação em meio tropical úmido foi apresentada em 1978 no Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro realizado no Instituto de Geografia / USP. Nessa legenda, as representações são feitas por meio de linhas, pontos, polígonos e símbolos,

compondo um verdadeiro desenho da forma, sendo que as cores dos símbolos representam fatores cronológicos e morfogenéticos. Outras legendas propõem representações que definem zonas homogêneas, inspiradas na proposta de Demek (1967), cujos maiores exemplos de aplicação no Brasil foram o Projeto Radambrasil e o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS e MOROZ, 1997).

Neste trabalho foi realizado um mapeamento das formas do relevo que inicialmente teve um caráter exclusivamente morfográfico, porém, devido ao conhecimento acumulado sobre os processos geradores de formas no mundo tropical e à presença de trabalhos de Geomorfologia e Pedologia realizados em áreas próximas ou contíguas (DIAS FERREIRA, 1978 e 1997; OLIVEIRA, 1992 e 1997; FURQUIM, 1997 e 2002; LADEIRA, 2001 e PINHEIRO, 2004 e 2009), bem como uma carta geomorfológica que cobre parte da área de estudo (QUEIROZ NETO e JOURNAUX, 1978), o mapa final é morfológico, explorando também alguns aspectos morfogenéticos. A proposta de legenda adotada (Tabela 4-1) foi baseada nos trabalhos de Coutard *et.al.* (1978), Dias Ferreira (1978), Queiroz Neto e Journaux (1978), Coltrinari (1982 e 1984), Furquim (1997) e Pinheiro (2004 e 2009).


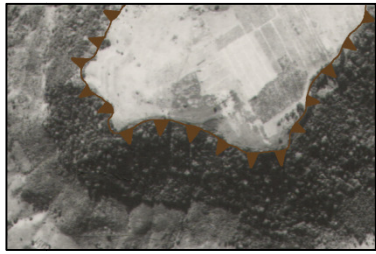


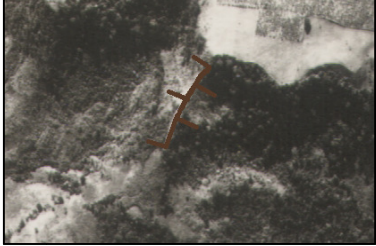
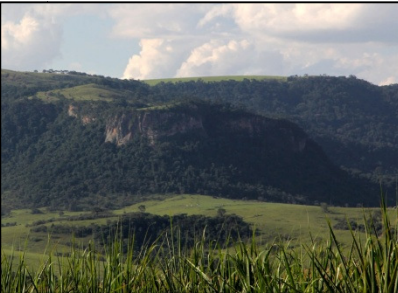

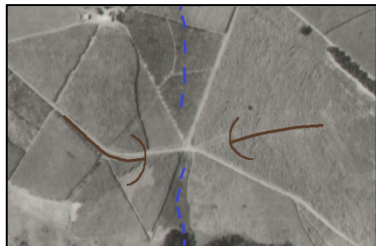

Tabela 4-1: Proposta de Legenda do Mapa Morfológico (Org.: PINHEIRO, M. R.).

HIDROGRAFIA



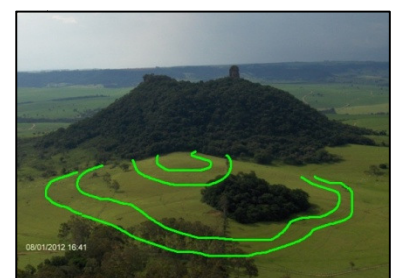
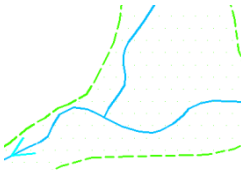



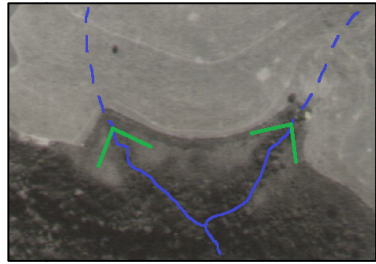
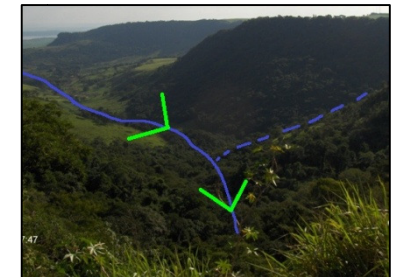
REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Curso d'água perene			Corresponde aos eixos de vales com dissecação vertical nítida, além de eventualmente serem acompanhados por vegetação ciliar e planícies fluviais. São canais com escoamento contínuo e alimentados por nascentes perenes.
	Curso d'água intermitente			É constituído por canais pluviais funcionais apenas durante eventos de chuva ou em estações mais úmidas. Corresponde também às cabeceiras de drenagem na retaguarda dos nichos de nascente e nos eixos de vale em berço.
	Represamento			É formado por locais onde há represamento da água dos canais fluviais. Podem ser lagos naturais ou induzidos pela construção de barramentos na drenagem.
	Meandro ou Segmento de Canal Abandonados			Meandro ou segmento de canal abandonados pelo sistema fluvial.

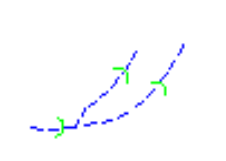
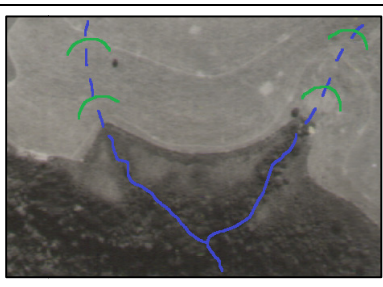

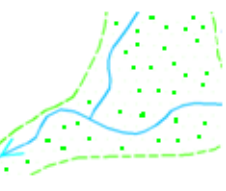
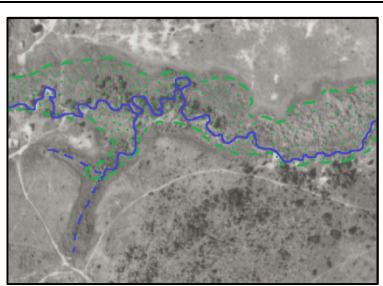
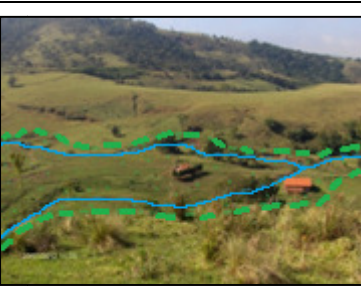
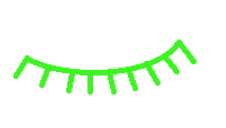
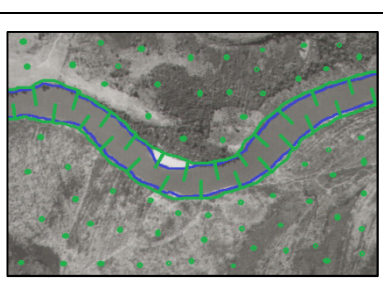


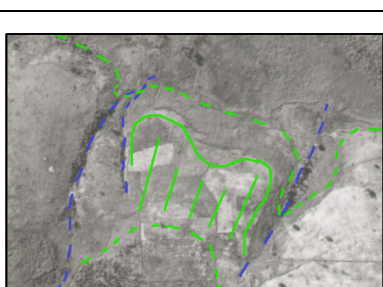

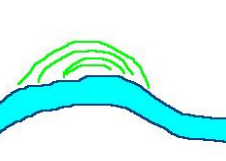
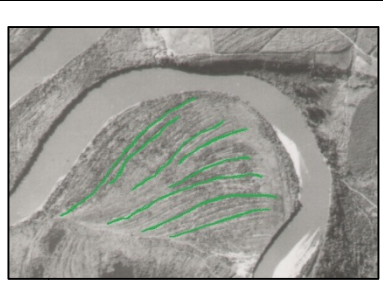

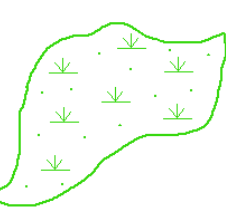
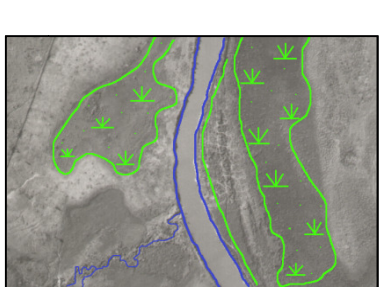
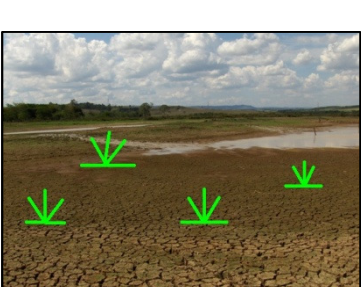

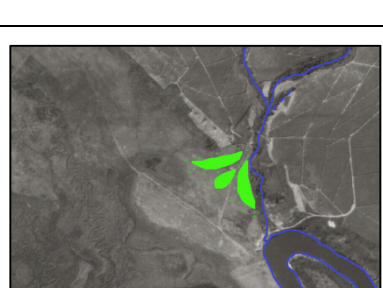


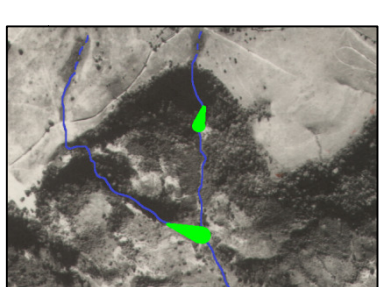

FORMAS ESTRUTURAIS

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Cornija			São feições de relevo caracterizadas por uma ruptura de declive brusca nas vertentes. Sua amplitude é bastante diversa.


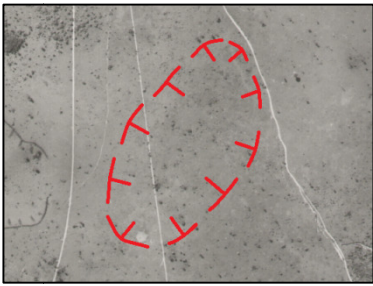
REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Escarpa			Correspondem às faces escarpadas da Serra de São Pedro, representada por paredões rochosos e vertentes com declividades bastante acentuadas. A amplitude altimétrica dessas feições pode alcançar centenas de metros.
	Crista			Constituem-se de interflúvios muito estreitos, alongados e com vertentes muito íngremes ou paredões rochosos.
	Colo			Área deprimida no topo dos interflúvios decorrente de erosão diferencial.

FORMAS LIGADAS À AÇÃO FLUVIAL








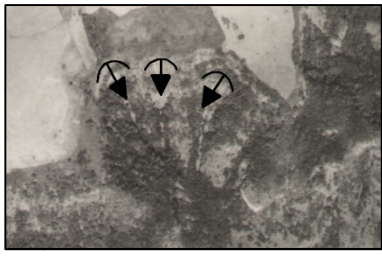

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Ruptura Convexa			Representa as rupturas convexas que marcam o aumento da declividade nas rampas e a passagem dos topos para as vertentes.
	Ruptura Côncava			São rupturas côncavas suaves de origem fluvial que ocorrem principalmente no contato entre o sopé das vertentes com os vales de fundo chato e planícies fluviais.
	Vale em "V"			São vales bem entalhados com drenagem perene. Na fotointerpretação, considerou-se vale em "V" aqueles em que há incisão bem marcada, erosão linear e gradiente elevado.

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Vale em Berço			Corresponde aos vales mais abertos e com menor grau de entalhamento, onde não ocorre incisão linear e o escoamento é difuso e temporário.
	Planície Fluvial			Vale com fundo plano que corresponde às planícies fluviais.
	Borda de Terraço			Ruptura abrupta de declive em antigos depósitos fluviais reentalhados pelo sistema fluvial posterior.
	Terraço			Superfície plana correlata a um antigo nível de planície de inundação. É composto por depósitos fluviais e, eventualmente, coluviais.
	Diques Marginais e Cordões Arenosos			Feições lineares arenosas deposicionais situadas em ilhas, terraços fluviais ou entre o canal atual e as <i>backswamps</i> e lagos.
	Backswamp e Várzea Orgânica			Área deprimida e úmida/alagada situada entre os diques marginais/cordões arenosos e o sopé das vertentes ou terraços. São compostas de materiais minerais (argila, silte e areia) e orgânicos (tais como turfas).
	Cone Arenoso Recente			Feição arenosa deposicional em forma de leque estabelecida na desembocadura de cursos d'água de áreas afetadas pela erosão acelerada.
	Cone Torrencial			Feição deposicional em forma de leque ou cone constituída de material detrítico pouco trabalhado e mal selecionado. É comumente encontrado nos talvegues estabelecidos na base das escarpas.

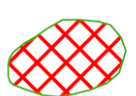
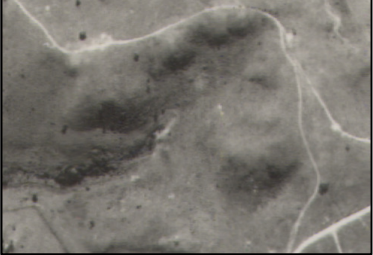

FORMAS DECORRENTES DA DISSOLUÇÃO GEOQUÍMICA





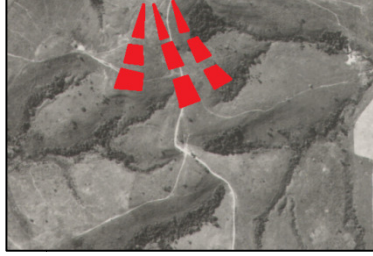

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Depressões Fechadas		Feição não fotografada em campo	Áreas deprimidas sem aparente conexão com o sistema fluvial. Estão possivelmente associadas a fenômenos de erosão geoquímica.

FORMAS EROSIVAS e PROCESSOS DE VERTENTE

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Ravina			Feição erosiva linear de profundidade variável, mas que não atinge o lençol freático. É formada por escoamento superficial concentrado
	Voçoroca			Feição erosiva linear com ramificações, grande profundidade, afloramento do lençol freático e conectada à rede de drenagem. Atinge grandes áreas, podendo representar coalescências de ravinas e abatimentos no terreno.
	Movimento de Massa			Cicatrizes deixadas por movimentos de massa que ocorrem predominantemente em áreas escarpadas. Abrangem escorregamentos, deslizamentos, queda de blocos e corridas de terra e lama.

FORMAS POLIGÊNICAS

REPRESENTAÇÃO	NOMENCLATURA	IMAGEM VERTICAL	IMAGEM OBLÍQUA	DESCRIÇÃO
	Afloramento de Couraça			Colinas, morrotes, morros e relevos ruiformes com afloramentos de couraças ferruginosas

	<p>Glacis Preservado</p>			<p>Interflúvios amplos e alongados situados na frente da escarpa</p>
	<p>Glacis Dissecado</p>			<p>Interflúvios estreitos e alongados situados na frente da escarpa. Constitui um estágio de maior dissecação do relevo em relação ao glacis preservado</p>

• Mapeamento e Parâmetros Analíticos da Rede de Drenagem

Um dos temas mapeados mais importantes do mapa morfológico é a rede de drenagem, que foi analisada em conjunto com os outros temas da morfologia, mas compôs também uma prancha separada. O mapa de rede drenagem possibilitou a análise detalhada do sistema fluvial e ressaltou as suas características mais importantes.

Para Howard (1967), a análise da rede de drenagem fornece informações das características estruturais e dos tipos de materiais, mas nessa análise, além dos padrões básicos, deve-se considerar também as suas modificações, as formas variadas, a textura, os padrões dos canais e as anomalias. O autor considera ainda que os padrões de drenagem podem prover um número de informações que em zonas de relevo mais suave, como é o caso da Depressão Periférica Paulista, não seriam obtidos em campo.

Os parâmetros utilizados na análise da rede de drenagem, conforme as propostas de Howard (1967), Christofolletti (1974) e Soares e Fiori (1976), foram os seguintes:

- Padrão: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, centrípeta (multi-basinal) e desordenado ou sem padrão (*deranged*);

- Densidade: consiste na relação entre o comprimento total dos canais (em km) e a área total (km²) da região amostrada. Os graus de densidade de drenagem utilizados foram os propostos por Strahler (1957): baixa (até 5 km de canais/km²), média (5 a 13,5 km de canais/km²), alta (13,5 a 155,5 km de canais/km²) e muito alta (>155,5 km de canais/km²);

- Angularidade da confluência dos canais: baixa ($<60^\circ$), média (60 a 120°) e alta ($>120^\circ$);

- Tropa: este índice mostra o número de direções preferenciais da orientação dos canais, sendo considerada unidirecional quando houver uma única direção, bidirecional para duas direções, tridirecional para três direções e multidirecional quando a drenagem não for estruturada.

- Assimetria: se comparados os canais afluentes das duas margens de um rio, a assimetria é fraca se a diferença entre eles se der apenas no tamanho, média quando a diferença for da forma e alta quando envolver forma e tamanho.

- Formas anômalas: são as feições que se diferenciam daquilo que predomina no arranjo geral da drenagem, tal como a ocorrência pontual de um padrão de drenagem em uma área em que predomina outro padrão, retilinearidade dos canais, meandros abandonados, meandros restritos a apenas um determinado ponto da planície, mudanças abruptas na direção do canal e planícies e/ou terraços suspensos.

• Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) e Assimetria das Bacias de Drenagem (AF)

Além dos parâmetros qualitativos e quantitativos próprios da Geomorfologia Fluvial descritos anteriormente, foram aplicados também dois fatores de análise das bacias de drenagem que são importantes para identificar possíveis basculamentos tectônicos: O Fator de Simetria Topográfica Transversal – T (HARE e GARDNER, 1985) avalia em várias seções transversais dos canais principais o deslocamento destes em relação ao eixo central das suas bacias. O Fator de Assimetria da Bacia de

Drenagem – AF (COX, 1994) é baseado na relação entre a área da margem direita do canal principal da bacia e a sua área total, o que permite inferir se há uma assimetria. O índice T varia de 0 a 1 e quanto maior o valor, maior é o possível basculamento. AF pode variar de 0 a 100, sendo que 50 equivale a uma bacia simétrica, valores maiores que 50 indicam um basculamento para a esquerda e números menores que 50 sugerem um basculamento para a direita da bacia. Esses fatores foram aplicados nas principais bacias de drenagem da área.

• **Análise Azimutal dos Canais de Drenagem para a Definição de Falhas Transcorrentes**

Devido à natureza das rochas que compõe a área de estudo e aos espessos mantos de alteração de solos, as estruturas tectônicas foram de difícil identificação no campo. Por conta disso, foram utilizados também métodos indiretos para o estudo destas, como a aplicação de índices estatísticos sobre a rede de drenagem.

Considerando a hipótese de que falhas transcorrentes podem produzir a rotação das direções preferenciais dos canais fluviais adjacentes (CAPUTO *et.al.*, 1993), verificou-se a distribuição estatística do azimute dos rios de 1º e 2º ordem ao longo de transectos perpendiculares às possíveis linhas de falha (figura 4-4), conforme a proposta de Ciccacci *et.al.* (1986) e Belisario *et.al.* (1999). Os resultados foram exibidos na forma de curvas gaussianas, sendo o eixo X o comprimento do transecto e o Y o azimute dos canais. O modelo interpretativo de Belisario *op.cit.* aponta que quando há transcorrência na linha estrutural cruzada pelo transecto, a curva no histograma tende a ser convexa (*bell-shaped spectra*) ou côncava (*valley shaped spectra*) próxima à falha. A forma convexa indica rotação dos canais no

sentido horário (transcorrência sinistral) e a cônica sugere rotação no sentido anti-horário (transcorrência destal).

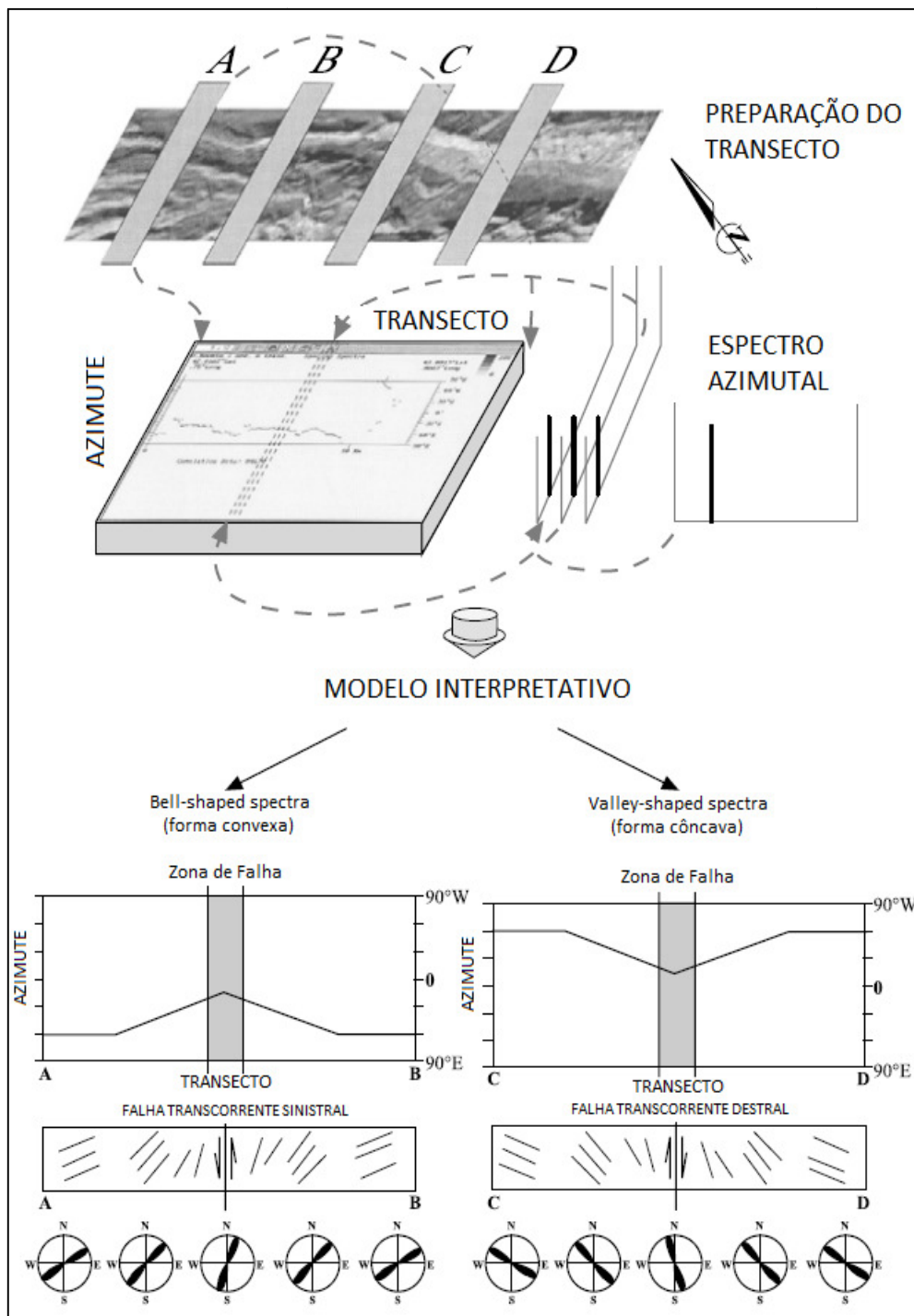


Figura 4-4: Localização dos transectos e modelo interpretativo do espectro azimuthal dos canais de drenagem junto às zonas de falhas transcorrentes (modificado de BELISARIO *et.al.*, 1999 e DELLA SETA, 2004).

Partindo da premissa colocada por Caputo *et.al.* (1993), para o qual os canais de drenagem de ordem inferior refletem a atividade tectônica mais recente, a análise azimutal dos canais de drenagem de 1º e 2º ordem realizada neste trabalho forneceu elementos para a definição de falhas que tiveram movimentação direcional neotectônica. Essa relação entre a ordem dos canais de drenagem e a idade das estruturas tectônicas foi discutida em Ribolini e Spagnolo (2008) e seus princípios foram aplicados de forma experimental na área de região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba (PINHEIRO, 2013a).

A análise do azimute dos canais foi realizada sobre o mapa da rede de drenagem restituída de fotografias aéreas. Os canais foram hierarquizados de acordo com a proposta de Strahler (1957) e a análise estatística da distribuição azimutal dos canais foi feita no software Daisy 3.493.11 (SALVINI, 2002) ao longo de 21 transectos.

● **Mapa Geológico (1:50.000)**

Os mapeamentos geológicos são produtos gráficos onde se representa a distribuição espacial das diferentes unidades litoestratigráficas de determinada área, suas respectivas idades, tipos de contato e as estruturas. O tipo de levantamento determina o nível de detalhamento (Grupo, Formação, Membro, etc) alcançado, que é compatível com a escala de representação e objetivo do trabalho (IBGE, 1998).

Neste trabalho o mapeamento geológico foi realizado com o objetivo de identificar a repartição das unidades litoestratigráficas e estruturas, relacionando-as com a morfologia do relevo. Esse levantamento foi uma compilação dos levantamentos existentes (ALMEIDA e BARBOSA, 1953; MEZZALIRA, 1965; CPRM,

1980a e 1980b; PAULIPETRO, 1980; DNPM, 1984), porém os limites das unidades foram aprimorados através da fotointerpretação e controle de campo. Algumas estruturas tectônicas mapeadas neste estudo que não existiam nos levantamentos prévios também foram incorporadas a esse novo produto.

• Mapa de Fotolineamentos

Normalmente associados a fenômenos de subsuperfície, os lineamentos são definidos como:

“feição linear superficial mapeável, simples ou composta cujas partes são alinhadas em uma retilínea ou levemente curvilínea relação que difere distintamente dos padrões das feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno subsuperficial”. (O’LEARY, FRIEDMAN e POHN, 1976, PP. 1468)

Eles podem ser identificados a partir de grandes linhas de drenagem retilíneas, afluentes de margens opostas seguindo a mesma orientação, topos de interflúvios alinhados, rupturas contínuas nas vertentes, nichos de nascente alinhados, além de cristas, escarpas e terraços fluviais retilíneos. Eles podem ser não apenas falhas e fraturas como também contatos litológicos, diáclases e estruturas das rochas, como a atitude dos estratos sedimentares e de foliações metamórficas. Os lineamentos na paisagem podem ser fruto também de fatores antrópicos, como estradas, ferrovias e cercas, cabendo ao pesquisador a devida cautela para não confundi-los com as linhas naturais e que em geral são as de interesse dos estudos do meio físico.

O mapa de fotolineamentos consiste na representação gráfica dos lineamentos de relevo e da rede de drenagem a partir de produtos cartográficos, sensores remotos e controle de campo. Neste trabalho, os fotolineamentos foram

identificados a partir da interpretação das fotografias aéreas, conforme proposta de Ricci e Petri (1965) e Setzer (1966), cartas topográficas e modelo digital de elevação derivado dos dados SRTM. Os lineamentos foram compilados em um mapa regional, de escala: 1:400.000, e um mapa mais detalhado restrito à área de estudo (escala 1:100.000).

Como forma de comparar os dados locais com os regionais, as medidas dos lineamentos foram representadas em gráficos de rosetas construídos no software AutoCAD por meio da rotina roseta.lsp cedida por Gilberto Girello, desenhista do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE da UNESP de Rio Claro/SP. Esses dados foram comparados com as medidas das atitudes das falhas e fraturas levantadas em campo e auxiliaram na definição das zonas com diferentes domínios morfoestruturais.

• **Mapa Morfotectônico e Morfoestrutural**

Um dos princípios fundamentais da Geomorfologia é que o relevo é produto de fatores endógenos (estruturais e tectônicos) e exógenos (climáticos), sendo difícil distinguir qual é o agente principal na esculturação da forma. Apesar disso, é possível definir através da representação espacial das formas e estruturas, bem como do estudo dos materiais (rochas, solos e depósitos correlativos), os fatores fundamentais na gênese do relevo.




Considerando a forma como um produto da interação de vários fatores, o desafio de seu estudo consiste também na identificação de qual foi o elemento principal ou inicial que deu origem à determinada feição de relevo. Uma escarpa de falha dissecada, por exemplo, é produto fundamental dos agentes tectônicos, porém







a sua dissecação e retrabalhamento foram condicionados não somente pelas estruturas e diferentes litologias como também pelos fatores climáticos. Apesar disso, não fosse o pulso inicial da tectônica, a escarpa não existiria e a conformação atual dessa paisagem seria bastante distinta. Desta forma, considera-se a tectônica, nesse caso, como o fator fundamental. Nesse sentido, o mapa morfotectônico consiste não apenas numa representação das formas como também numa interpretação das relações do relevo com os condicionantes tectônicos (antigos e modernos).




Com base nesses pressupostos, o mapa morfotectônico da área de estudo foi elaborado inicialmente a partir do mapa morfológico, que constituiu um inventário das diferentes formas de relevo e propiciou uma reflexão inicial sobre a sua gênese. Partindo disso, foram estabelecidos os domínios morfológicos e morfoestruturais, bem como as relações dessas formas com os lineamentos e as estruturas tectônicas mapeadas, além daquelas extraídas de outros levantamentos. Essas informações foram comparadas com os dados das diferentes estruturas (mergulho das camadas sedimentares, juntas e falhas) medidas em campo, perfis de sondagem, contorno estrutural e parâmetros geomorfológicos de campo e gabinete, o que juntamente com as informações dos materiais possibilitou o estabelecimento dos prováveis limites dos blocos tectônicos da área.








A legenda utilizada no mapeamento morfotectônico e morfoestrutural foi baseada trabalho de Panizza e Castaldini (1987). Foram feitas adaptações em alguns símbolos e incluídos alguns itens na legenda em função das características da área estudada. A proposta de legenda empregada está exposta em detalhes na tabela 4-2, a seguir.

Tabela 4-2: Proposta de Legenda do Mapa Morfotectônico e Morfoestrutural

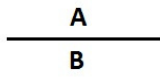

CONTROLE TECTÔNICO DA REDE DE DRENAGEM		
Símbolo	Nome	Descrição
	Drenagem Retilínea	Segmento de canal fluvial com nítida orientação e sem inflexões
	Cotovelo no Canal Fluvial	Inflexão na direção do canal fluvial
	Cotovelo Duplo no Canal Fluvial	Inflexão dupla na direção do canal fluvial
	Confluência em 90°	Confluência de canais fluviais perpendiculares
	Confluência Discordante	Confluência de canais que seguem direções opostas ou com ângulo superior a 120°
	Assimetria no Padrão de Drenagem	Variação no padrão de drenagem quando comparadas as duas margens separadas pelo canal principal
	Vale em "V" Retilíneo	Vale com orientação bem definida e nítida incisão linear
	Vale em "V" Retilíneo e Assimétrico	Vale com orientação bem definida, incisão linear marcada, mas diferenças entre as duas margens
	Vale de Fundo Plano e Retilíneo	Vale com orientação bem definida e fundo plano com ou sem depósitos fluviais
	Terraço Fluvial	Corresponde a antigos depósitos fluviais que foram reentalhados pelo sistema fluvial

	Meandro Abandonado	Meandro ou segmento de canal abandonados pelo sistema fluvial.
	Voçoroca	Feição erosiva linear com ramificações, grande profundidade, afloramento do lençol freático e conectada à rede de drenagem. Atinge grandes áreas, podendo representar coalescências de ravinas e abatimentos no terreno
	<i>Knickpoint</i>	Pequenas quebras positivas no perfil longitudinal do canal fluvial associadas a corredeiras e soleiras
	Queda D'água	Irregularidades positivas de grande porte no perfil longitudinal do canal fluvial associadas a cachoeiras
	Drenagem Centrípeta	Convergência de canais fluviais para uma área deprimida central não conectada à rede de drenagem principal (bacia endorréica)
	Drenagem Radial	Rede de canais fluviais com origem em um mesmo ponto elevado, mas que seguem direções variadas

CONTROLE TECTÔNICO DO RELEVO		
Símbolo	Nome	Descrição
	Escarpa	Complexo de vertentes íngremes e paredões rochosos associados a serras e bordas de planalto
	Faceta Triangular e/ou Trapezoidal	Vertente retilínea e íngreme estabelecida na frente de esporões, promontórios e escarpas de falha recuadas por erosão. A forma trapezoidal é o estágio inicial da faceta e a triangular constitui a fase mais avançada
	Patamar Estrutural	Patamar ou degrau decorrente de fatores litológicos ou tectônicos

	Quebra na Vertente	Quebra positiva na declividade da vertente
	Topo Retilíneo	Topo alongado de interflúvio
	Descontinuidade Altimétrica dos Topos	Topos de interflúvio alinhados, mas com altimetrias diferentes
	Colo	Rebaixamento erosivo em trecho do topo do interflúvio associado a drenagem situadas em posições opostas do interflúvio.
	Relevo Isolado	Morrotes e morros isolados
	Voçoroca	Feição erosiva linear com ramificações, grande profundidade, afloramento do lençol freático e conectada à rede de drenagem. Atinge grandes áreas, podendo representar coalescências de ravinas e abatimentos no terreno
	Movimentos de Massa	Cicatrizes de movimentos de massa típicos de zonas escarpadas

ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Símbolo	Nome	Descrição
	Falha Normal	Fratramento com deslocamento relativo vertical dos blocos onde a Capa desce em relação à Lapa. O rejeito é vertical, sendo que "A" corresponde ao bloco Alto e "B" ao bloco baixo
	Falha Transcorrente Inferida	Fratramento com deslocamento relativo horizontal dos blocos. Quando o rejeito é lateral esquerdo, o movimento é sinistral, enquanto que no rejeito lateral direito o deslocamento é dextral

- - - .	Falha Inferida	Provável falhamento, mas sem indicações sobre o tipo de rejeito
- . - . - . -	Fratura	Fraturamento com possível deslocamento vertical e/ou horizontal dos blocos não determinado ou ausente

• Contorno Estrutural

O contorno estrutural corresponde à intersecção de superfícies horizontais por uma estrutura planar, como uma camada sedimentar. Cada superfície horizontal apresenta um único valor de altimetria, tal qual uma curva de nível, e os pontos em que elas são cortadas pela camada permitem inferir a atitude desta estrutura. A união dos pontos de igual altimetria cortados pela estrutura define uma curva de contorno estrutural da camada.

O contorno estrutural pode ser realizado a partir de dados de campo, onde é elencada uma camada guia e a partir da sua altitude e atitude são inferidos os pontos onde esta deverá interceptar a superfície topográfica. Uma das técnicas mais simples e utilizadas em geologia estrutural é o chamado "Problema dos 3 pontos", que a partir da altimetria de 3 pontos possibilita inferir a atitude da camada e os pontos onde a mesma deverá aflorar. Quando a estrutura não aflora nas cotas previstas, considera-se que a presença de falhas pode ter provocado perturbações da coluna estratigráfica ou modificações no mergulho da camada entre os pontos.

Outra possibilidade de estabelecimento do contorno estrutural de uma camada ou mesmo de uma formação geológica é através de dados de sondagens. Os perfis estratigráficos permitem o reconhecimento da posição altimétrica da

camada/formação nos diferentes pontos, os quais podem ser plotados em mapas topográficos e interpolados para o estabelecimento de curvas de isovalor. Os trabalhos de Santoro e Massoli (1985), sobre o topo dos derrames de basalto no estado de São Paulo, Silva (1996), na bacia de São Paulo, e Salamuni *et.al.* (1997), sobre o embasamento da Bacia de Curitiba, são bons exemplos da aplicação dessa técnica, que pode ser refinada com a integração dos dados das sondagens com os de campo.

Na área de estudo o contorno estrutural foi realizado a partir da interpolação de dados de uma rede de sondagens profundas⁷, muitas das quais atingem inclusive o embasamento cristalino. Elencou-se o topo da Formação Irati como camada guia, tal como realizado por Oppenheim e Malamphy (1936) na Depressão de São Pedro e Alto Estrutural de Pitanga/SP, o que permitiu estabelecer superfícies de tendência, altos estruturais e depocentros. Como não há afloramentos desta formação na área, não foi possível realizar um cruzamento dos dados dos poços com os de campo, embora o resultado do contorno estrutural tenha sido comparado com os dados estruturais, perfis topográficos e longitudinais dos rios, além do comportamento isostático dos blocos tectônicos. A interpolação foi feita no software Arc GIS 9.3., utilizando a opção "*topo to raster*" com método interpolador.

⁷ As sondagens foram realizadas em vários momentos do século XX por conta de uma série de pesquisas sobre a presença de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. Utilizou-se nesta pesquisa os dados de poços perfurados pelos estudos pioneiros sobre o petróleo no Estado de São Paulo (WASHBURNE, 1930 e OPPENHEIN e MALAMPHY, 1936), bem como das sondagens feitas posteriormente pela Petrobrás S.A. e Paulipetro. Os perfis estratigráficos dos poços foram obtidos no IPT/SP, IG-SP, na ANP e no boletim do IGG Nº43, sobre a geologia das folhas Piracicaba e São Carlos.

4.2.2 – Análise dos Dados Estruturais e Definição das Paleotensões

Em campo foram levantados os dados relativos à atitude das camadas sedimentares e às estruturas rúpteis, tais como juntas, falhas e estrias associadas aos planos de cisalhamento. A análise dessas feições e seus respectivos dados possibilitou a determinação da posição dos eixos de tensão que geraram essas estruturas e a qual regime tectônico elas estariam envolvidas.

Os dados foram analisados de acordo com a litologia e o domínio morfoestrutural ao qual estavam associados. Inspirado no trabalho de Salamuni (1998) acerca da tectônica da Bacia de Curitiba, foi aplicado o método dos Diedros Retos (ANGELIER e MECHLER, 1977) para a determinação e análise das paleotensões.

O método dos diedros retos é baseado no princípio de que as falhas geradas sobre o mesmo episódio tectônico apresentam movimentação que resulta de um estado de tensões uniforme para o volume rochoso considerado (SALAMUNI, 1998). Tal como no método de Arthaud, a atitude do plano de falha e a orientação das estrias de atrito são determinantes para a definição dos eixos de tensão:

- σ_1 : Eixo de tensão máxima;
- σ_2 : Eixo intermediário;
- σ_3 : Eixo de tensão mínima;

A figura 4-5 mostra um exemplo da associação entre os diferentes tipos de falhamentos e os eixos de tensão:

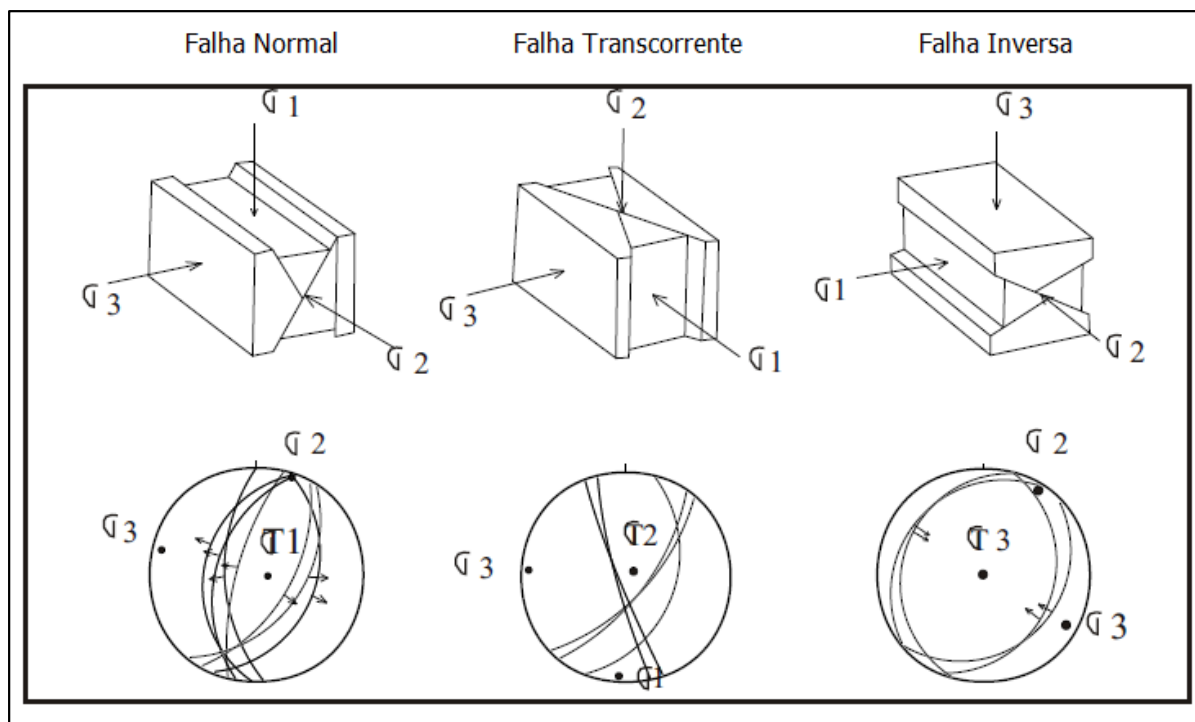


Figura 4-5: Representação ciclográfica dos eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e sua relação com os tipos de falhamentos: Modificado de Anderson (1942) e Salamuni (1998).

Os dados foram medidos em campo em bússola do tipo CLAR e trabalhados nos softwares *Openstereo* e *Wintensor* para representação na projeção estereográfica (diagrama de Schmidt) e cálculo da posição provável dos eixos de tensão.

Foi avaliado ainda o grau de coincidência entre os dados estruturais levantados em campo e a orientação dos canais de drenagem e feições tectônicas do relevo (*tectonic landforms*), como forma de avaliar o nível do condicionamento estrutural na configuração da paisagem da área, conforme exposto por Salamuni *et.al.* (2004).

Por fim, foi feita uma sobreposição das rosetas com a direção dos lineamentos ao modelo do cisalhamento rúptil de Riedel como forma estimar, através de dados bidimensionais, o comportamento cinemático das estruturas e a provável posição de

σ_1 e σ_3 , partindo do pressuposto de que no regime neotectônico esses tensores devem ser sub-horizontais. Esses dados foram posteriormente comparados com as tensões definidas a partir de dados tridimensionais das estruturas medidas em campo.

4.2.3 – Datações Absolutas

A determinação da idade (absoluta ou relativa) de solos e depósitos é fundamental para a compreensão da evolução geológica-geomorfológica da paisagem, uma vez que esse dado auxilia na definição da autoctonia/aloctonia dos materiais e, numa análise integrada com dados paleoambientais, sedimentológicos e estruturais, permite estabelecer hipóteses mais seguras sobre a gênese dos materiais e do relevo.

Um exemplo que ilustra essa questão é o trabalho de Coutard *et.al.* (1978), que realizou uma cronologia relativa dos terraços fluviais do baixo Piracicaba baseada na idade das 4 grandes glaciações que teriam ocorrido no Quaternário, atribuindo, dessa forma, os ciclos de deposição e entalhamento fluvial às mudanças ambientais. Em contrapartida, Pires Neto (1996) levanta a hipótese de que parte desses terraços seria derivada de reativações de estruturas que cortam o Rio Piracicaba. Nesse cenário, a determinação da idade absoluta dos depósitos, juntamente com o levantamento dos dados estruturais da área, forneceriam indicativos mais precisos para determinar qual foi o elemento fundamental que deu origem a esses terraços.

Coutard *et.al.* (*op.cit.*) interpretou também que a cobertura arenosa do glaciais da região de São Pedro/SP seria alóctone e, tal como os terraços fluviais, decorrente

de mudanças ambientais do Quaternário. Complementando essas interpretações, Melo (1995) e Melo *et.al.* (1997) assinalaram que esses depósitos seriam de natureza coluvial, neocenozóicos, recobririam também o reverso da escarpa e se estenderiam por outras áreas da Depressão Periférica, embora sua origem ainda fosse desconhecida, enquanto que para Facincani (2000) haveria um controle neotectônico da sedimentação neocenozóica da região de Piracicaba, Rio Claro e São Carlos. Nesse contexto, a definição precisa da idade desses materiais confrontada com os dados estruturais ajudaria não apenas a dirimir as dúvidas acerca da aloctonia/autoctonia dos materiais como também permitiria estabelecer hipóteses mais seguras sobre a gênese dos supostos depósitos.

Diante desse cenário, neste trabalho foram realizadas datações dos materiais de cobertura do reverso da Serra de São Pedro e do glacis, coletando-se amostras abaixo do nível das linhas de pedra (no glacis, próximo ao contato com o arenito Pirambóia, que é subjacente), nas próprias linhas de materiais grosseiros e acima delas. Coletou-se também materiais para datação de dois dos quatro níveis de terraços do Piracicaba, o que possibilitou estabelecer com mais segurança as relações dessas feições com as perturbações tectônicas da bacia e as mudanças ambientais quaternárias, além de permitir a verificação das correspondências entre as idades determinadas e as inferências/interpretações realizadas no trabalho de Coutard *et.al.* (1978) acerca da cronologia dos depósitos fluviais.

A técnica de datação utilizada foi a LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada), que determina o último momento em que o material foi exposto à luz, sendo bastante adequada para a datação de sedimentos quaternários. Essa técnica está baseada no princípio de que a interação de materiais não condutores com

partículas α e β , radiação- γ e raios cósmicos pode provocar danos nas propriedades físicas dos minerais (SALLUN *et.al.*, 2007). Segundo Duller (2004), as técnicas de datação por luminescência são adequadas para a determinação da idade de eventos deposicionais.

Os materiais datados foram coletados em perfis de cortes de estrada ou barrancas dos terraços por meio de tubos de aço inoxidável de 2" de diâmetro e 40 cm de comprimento cada. Os tubos foram introduzidos nos perfis com o auxílio de marretas, sendo imediatamente fechados e lacrados com tampões de PVC opaco e fita adesiva. Por último, os tubos foram acondicionados em sacos de plástico preto e encaminhados para a empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., responsável pela realização das análises.

4.2.4 – Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram divididos em 5 etapas, de acordo com os objetivos e necessidades de cada fase do trabalho.

- Primeira etapa: as primeiras campanhas de campo tiveram o objetivo de fazer um reconhecimento geral da área e de seu entorno, levantando-se informações básicas sobre as formas, estruturas e materiais (rochas, depósitos e solos);

- Segunda etapa: neste momento foi feita uma conferência da restituição da morfografia e morfologia da área;

- Terceira etapa: consistiu no levantamento geológico de detalhe, onde aprimorou-se os limites das unidades litoestratigráficas e iniciou-se o levantamento das estruturas (falha, juntas e camadas) presentes na área;

- Quarta etapa: levantamento detalhado da atitude das falhas, juntas e mergulho das camadas sedimentares, bem como a conferência da existência de *knickpoints* e terraços fluviais nas bacias de drenagem principais;
- Quinta etapa: finalização do levantamento de dados estruturais e conferência do mapeamento morfotectônico, além da coleta de materiais dos terraços e coberturas arenosas do glacis e reverso para a realização de datações.

5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo será apresentada inicialmente a compartimentação geomorfológica e morfoestrutural da área, momento em que a área de estudo será contextualizada em relação às grandes unidades geológicas/geomorfológicas do Estado de São Paulo e dividida em unidades morfológicas e morfoestruturais a partir de suas características fisiográficas reconhecidas em campo, nos mapeamentos e na literatura.

Em seguida se procederá aos resultados da análise morfotectônica da área, onde serão apresentadas as interpretações dos diversos indícios de controle tectônico no arranjo da drenagem e na conformação do relevo, estudo esse realizado através da análise de parâmetros qualitativos e quantitativos, dos dados estruturais levantados em campo e da relação dessas informações com os materiais e seus processos associados.

Por fim, será exposta uma análise morfotectônica integrada dos dados gerados ao longo do trabalho e extraídos da literatura, culminando com a apresentação de um modelo evolutivo morfotectônico e geomorfológico da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, focalizando sobretudo os processos ocorridos a partir do Terciário tardio.

5.1 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E MORFOESTRUTURAL DA SERRA DE SÃO PEDRO E BAIXO PIRACICABA: FORMAS, ESTRUTURAS, PROCESSOS E MATERIAIS

A Região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba engloba 3 grandes compartimentos geomorfológicos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo

que são resultado da complexa evolução geológica/geomorfológica do sudeste brasileiro. Inicialmente esses compartimentos foram denominados por Deffontaines (1935) e Almeida (1964) como Planalto Ocidental, Cuestas Basálticas e Depressão Periférica. Esta compartimentação foi posteriormente revista na nova divisão geomorfológica do Estado de São Paulo proposta por Ross e Moroz (1997) que, utilizando os conceitos de Morfoestrutura e Morfoescultura, eliminaram o compartimento das Cuestas Basálticas, que passou a ser incluído na Morfoescultura do Planalto Ocidental e suas subdivisões.

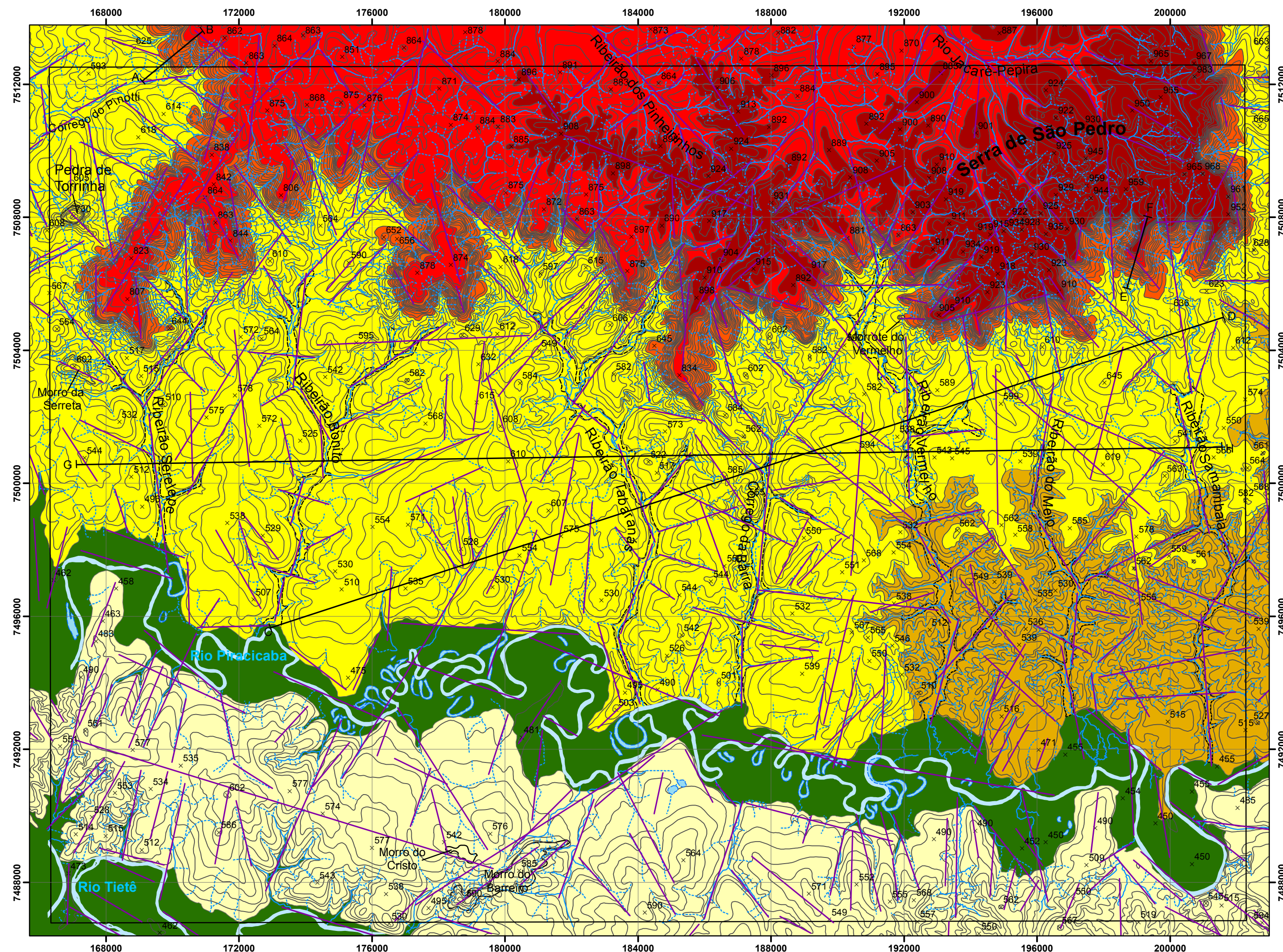
Diante das particularidades das formas que se estabelecem na transição do Planalto Ocidental para a Depressão Periférica, bem como da expressiva extensão espacial dessa unidade que atravessa o Estado de SP desde a região Nordeste até o rio Paranapanema, consideramos que é imprescindível a individualização das Cuestas Basálticas dentro da Bacia do Paraná, tal como já havia sido feito nos levantamentos geomorfológicos mais antigos. Assim, a compartimentação morfológica e morfoestrutural tratada ao longo deste capítulo irá respeitar essa divisão clássica do relevo paulista, ainda que utilize também os conceitos de Morfoestrutura e Morfoescultura que nortearam os estudos de Ross e Moroz (*op.cit.*).

Parte da área objeto desta pesquisa é comum à Carta Geomorfológica de São Pedro (QUEIROZ NETO e JOURNAUX, 1978) que, juntamente com o trabalho de Dias Ferreira (1978) na Serra do Limoeiro em Bofete/SP, constitui um dos estudos mais importantes já realizados sobre a Geomorfologia das chamadas Cuestas da Bacia do Paraná. Nesse sentido, a compartimentação

morfológica que será aqui proposta já estava, até certo ponto, contida no trabalho de Queiroz Neto e Journaux uma vez que este estudo mostrou não apenas a distribuição das formas da região, como também a articulação entre os diversos compartimentos expressa na gênese dos materiais que os compõem. Isso está evidente na Carta Geomorfológica de São Pedro inclusive pelo seu caráter interpretativo da morfogênese, que pode ser percebido, por exemplo, na leitura feita pelos autores de que os blocos de rochas do sopé da serra são depósitos correlativos do recuo da escarpa em clima tropical seco, sendo estes progressivamente mais antigos quanto maior o seu estágio de alteração.

A gênese das formas e sobretudo a sua cronologia ainda não estão bem definidas no mapa morfológico da área de estudo aqui apresentado (Anexo 1), porém este produto, juntamente com a leitura da carta topográfica e de seus sub-produtos (carta hipsométrica, clinográfica e perfis topográficos), permitiu dividir a região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba em 6 unidades morfoestruturais e 7 unidades morfológicas (figura 5-1), que correspondem a subdivisões dos 3 grandes compartimentos geomorfológicos já citados. As formas, estruturas, materiais e os processos morfodinâmicos atuantes na provável gênese de cada unidade serão expostos em detalhe a seguir.

Figura 5-1: Compartimentação Morfoestrutural e Morfológica da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba



COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOLÓGICA

Unidades Morfoestruturais	Unidades Morfológicas	Unidades Litoestratigráficas	Direção dos Lineamentos Estruturais
Reverso da Escarpa	Nível de Cimeira da Serra de São Pedro	Formação Itaqueri, Formação Serra Geral e Depósitos Neocenozóicos	NW-SE, NE-SW e N-S
	Nível Secundário do Topo da Serra de São Pedro		
Escarpa de Cuesta	Vertentes Escarpadas e Sopé da Escarpa	Formação Serra Geral e Formação Botucatu	NW-SE, NE-SW e N-S
Glacis Dissecado	Glacis Dissecado	Formação Pirambóia, Depósitos Neocenozóicos e aluviões nas planícies fluviais dos canais de drenagem principais	NW-SE, NE-SW, N-S e E-W
Glacis Preservado	Glacis Preservado		
Interflúvio Piracicaba-Tietê	Interflúvio Piracicaba-Tietê	Formação Serra Geral, Formação Pirambóia e Depósitos Neocenozóicos	NNE-SSW, WNW-ESE
Planície Fluvial do Baixo Piracicaba e Médio Tietê	Planície Fluvial do Baixo Piracicaba e Médio Tietê	Depósitos Quaternários	WNW-ESE, NE-SW e N-S

Legenda

- Drenagem Perene
- Drenagem Temporária
- Meandros Abandonados
- Limite das Planícies Fluviais
- Lineamentos Estruturais Principais
- Localização dos Perfis
- Limite da Área de Estudo
- Curva de Nível
- Ponto Cotado

Escala 1:100.000



Projeção UTM
Datum Horizontal: SAD69
Fuso 23



Elaboração: PINHEIRO, 2011.
Base Cartográfica: Folhas Topográficas de Santa Maria da Serra, Brotas, São Pedro e Itirapina. Escala 1:50.000. IBGE.
Equidistância das Curvas de Nível: 20m.

- O trecho da área de estudo situado no **Planalto Ocidental** foi denominado de unidade morfoestrutural do **Reverso da Escarpa**, porém, devido às variações nos padrões de formas da área, esse compartimento foi subdividido em 2 unidades morfológicas: **Nível de Cimeira da Serra de São Pedro** e **Nível Secundário do Topo da Serra de São Pedro**. Essas unidades constituem o nível mais elevado da área e corresponderiam ao testemunho da Superfície das Cristas Médias proposta por De Martonne (1940), Superfície Sulamericana de King (1956) e Superfície Japi de Almeida (1964). Embora a cota máxima desta superfície na área esteja próxima de 920 m, abaixo dos atuais níveis da Serra do Japi (1.250 m) e Planalto de Campos do Jordão (próximo de 2.000 m), ela teria sido nivelada com estas áreas por processos de pediplanação no Cretáceo Superior (KING, 1956).

O **Nível de Cimeira da Serra de São Pedro** está restrito às regiões central/leste do reverso e corresponde às cotas altimétricas superiores a 880 m, sendo sustentado por ferricretes e silcretos atribuídas à Formação Itaqueri, cuja posição estratigráfica dentro do Grupo Bauru e, principalmente, sua idade ainda é motivo de grande controvérsia: para Almeida e Barbosa (1953), Barcelos *et.al.* (1983), Fulfaro *et.al.* (1983) e Lima *et.al.* (1986) a Formação Itaqueri é do Cretáceo tardio, possivelmente, para os últimos, do Coniaciano; para Hasui (1990), Riccomini (1995 e 1997) e Fulfaro e Perinotto (1996), ela é do início do Paleógeno, portanto pós-Bauru; para Riccomini (1995) ela poderia ser ainda do Eoceno. Considerando a constituição petrográfica e mineralógica da Formação Itaqueri apontada por Almeida e Barbosa (1953), Ponçano *et.al.* (1982), Buzato (2000) e Ladeira (2001), que destacam a ocorrência de materiais que teriam

como área fonte as regiões cristalinas do Cinturão Orogênico do Atlântico e formações paleozóicas da Bacia do Paraná, acreditamos que essa unidade possa ser correlata à Superfície Sulamericana e anterior à escavação da Depressão Periférica.

O relevo dessa unidade é marcado pela presença de uma paisagem colinosa com interflúvios alongados e canais de drenagem retilíneos orientados preferencialmente nas direções NW-SE, NE-SW e E-W, direções coincidentes com as principais falhas mapeadas por Santos e Ladeira (2006) na Serra de Itaqueri. É frequente, nos pontos mais elevados, a ocorrência de morrotes e relevos ruiformes sustentados por couraças, correspondendo a algumas das áreas mais típicas de afloramento da Formação Itaqueri. O interflúvio principal do Nível de Cimeira da Serra de São Pedro apresenta ainda um rebaixamento na sua porção central, semelhante a um grande colo, que provavelmente está associado à erosão remontante das cabeceiras do Ribeirão Vermelho e afluentes do Rio Jacaré-Pepira.

A altitude diminui de leste para oeste na Serra e na unidade do **Nível Secundário do Topo da Serra de São Pedro** está contida a faixa altimétrica predominante nessa área do reverso, entre 820 e 880 metros. Embora seja uma cota mais baixa que a do compartimento anterior e composta de colinas, morros baixos e declividades que raramente excedem 20 graus (figura 5-6), nela é dominante a Formação Itaqueri, ainda que sua ocorrência na forma de material litificado seja mais restrita e possivelmente se limite sobretudo ao entorno dos morrotes isolados assinalados na Carta Geomorfológica de São Pedro e no mapa morfológico apresentado (figuras 5-3 e 5-5). Nos demais

pontos, a Formação Itaqueri se apresenta bastante alterada na forma de Latossolos Vermelho-Amarelos de textura média, Neossolos Quartzarênicos e Plintossolos. Chama a atenção ainda a ocorrência pontual de camadas arenosas a argilo-arenosas com linhas de pedra constituídas de quartzo, quartzito e fragmentos de couraça (figura 5-4). Esses depósitos tem origem desconhecida, sepultam parcialmente a Formação Itaqueri e seus níveis grosseiros apresentam idades de 17.150 (± 2.700) a 12.000 (± 1.500) anos AP. Essas idades coincidem respectivamente com o período do último máximo glacial (MAYLE *et.al.*, 2009), e a transição Pleistoceno-Holoceno, que também constituiria um período muito seco (STEVAUX, 1993; ARAUJO, 2013, entre outros), com predomínio de morfogênese mecânica.

As drenagens principais (Ribeirão dos Pinheirinhos e Jacaré-Pepira) e seus afluentes mais importantes seguem pelo Reverso na direção NW-SE e apresentam perturbações no perfil longitudinal. Essas irregularidades correspondem a segmentos encachoeirados que estão associados a prováveis falhamentos NE-SW e variações na estrutura dos derrames basálticos.

Os níveis mais baixos dessa unidade correspondem aos bordos da escarpa, aos topos dos promontórios, às cabeceiras dos canais que descem a serra e ao talvegue dos canais que drenam para o Reverso. Nesses locais, os materiais de origem sedimentar da Formação Itaqueri já foram total ou parcialmente erodidos, aflorando basaltos da Formação Serra Geral e mais raramente os arenitos da Formação Botucatu. Esse cenário é bastante evidente nos promontórios, que marcam as posições menos recuadas da Serra e juntamente com as cristas são testemunhos do avanço da erosão sobre o

Planalto Ocidental. A altimetria do topo desses promontórios diminui nos pontos em que eles são mais estreitos ou estão mais afastados da parte preservada do Planalto, o que reforça a tese de que se trata de um rebaixamento relacionado ao desgaste erosivo, tal como no grande promontório na porção oeste da Serra de São Pedro, entre Santa Maria da Serra e Torrinha, e no promontório na parte leste da mesma serra, onde foi construída a rodovia que liga São Pedro a Itirapina. Em ambos os casos, o Itaqueri já não está mais presente.

Unidade Morfoestrutural do Reverso da Escarpa e Unidades Morfológicas Associadas



Figura 5-3: Afloramento de ferricrete da Formação Itaqueri. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.



Linha de pedra com fragmentos de quartzo e couraças (17.150 anos AP (± 2.700)).

Figura 5-4: Neossolo Quartzarênico com linha de pedra de fragmentos de couraças ferruginosas da Formação Itaqueri. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 07/05/2012.

Figura 5-2: Mapa morfológico de trecho do setor central do Reverso da Serra de São Pedro. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

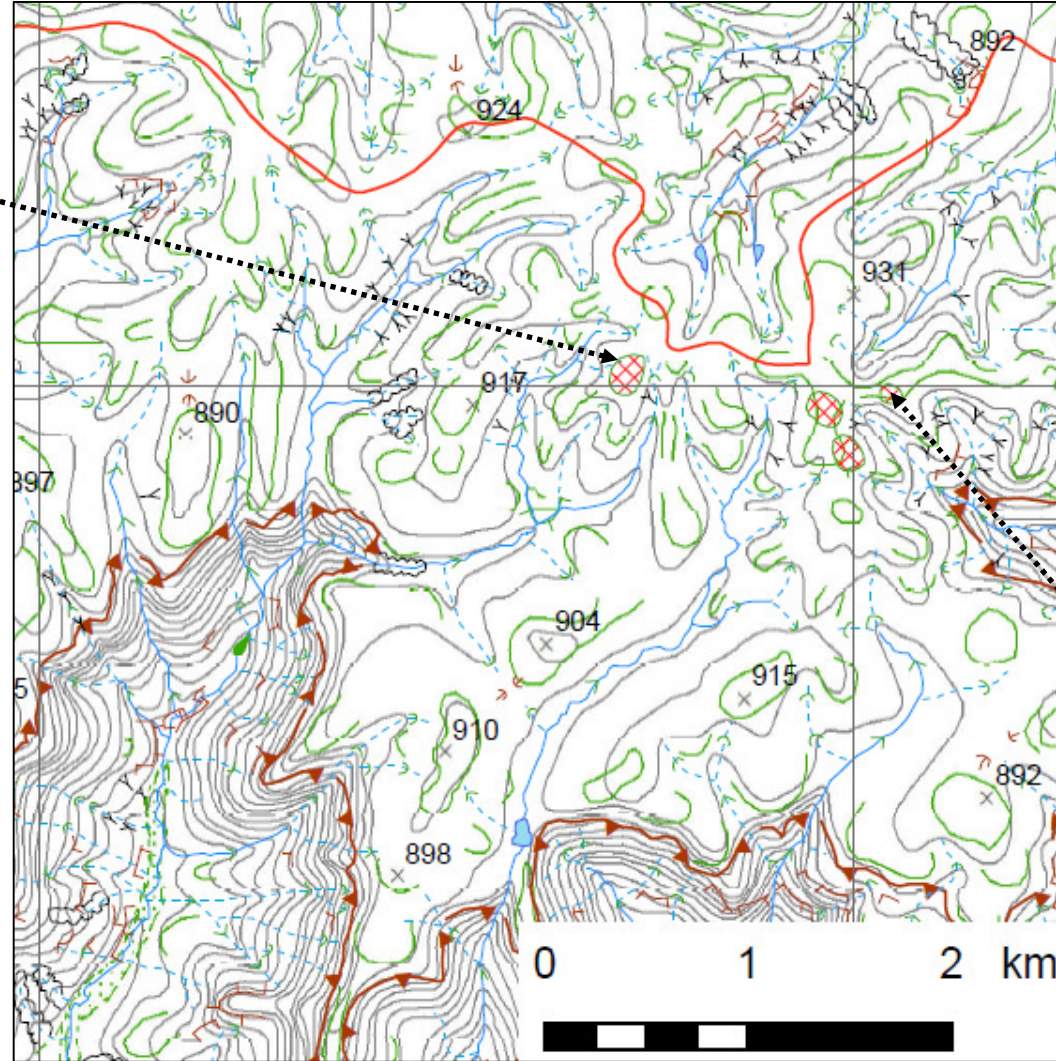
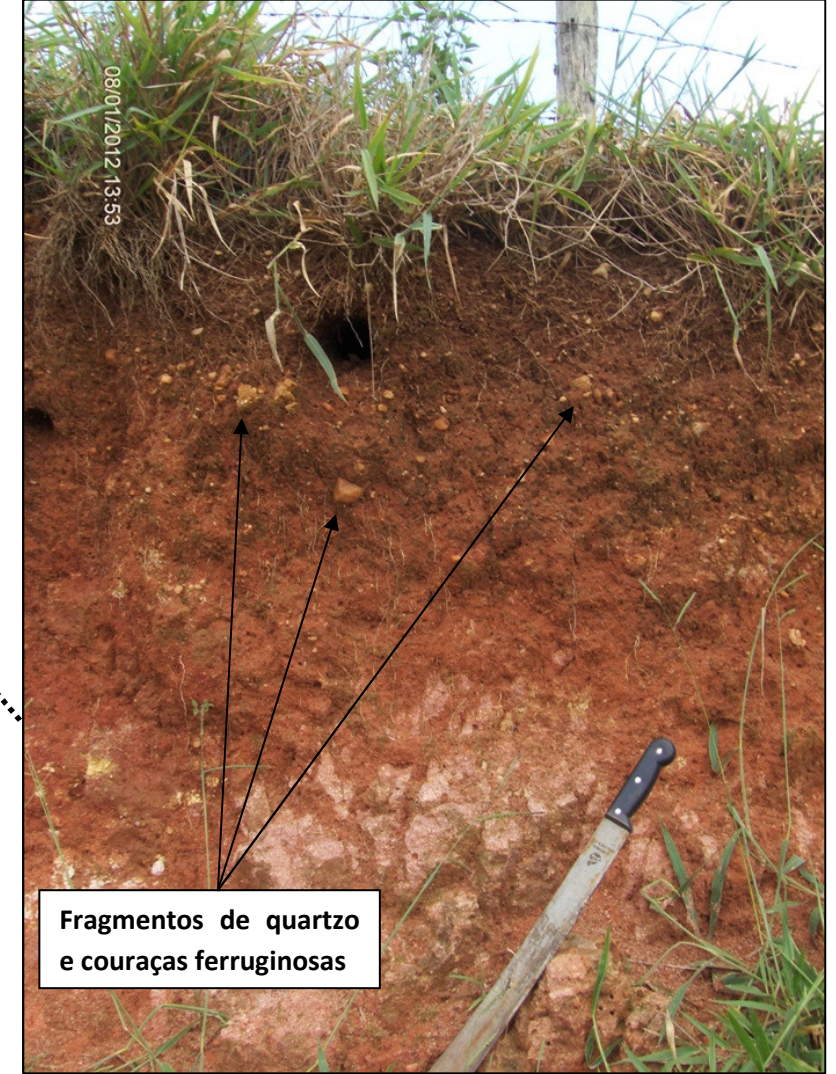


Figura 5-5: Neossolo Litólico desenvolvido sobre a Formação Itaqueri. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.



Fragmentos de quartzo e couraças ferruginosas



Figura 5-6: Colinas suaves de topos convexos do Reverso da Serra de São Pedro. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.

- O compartimento morfoestrutural **Escarpa** aparece na transição do Planalto Ocidental para a Depressão Periférica com uma amplitude altimétrica de até 300 metros e declividades geralmente com valores superiores a 30°, constituindo a zona em que o relevo é mais declivoso. A Escarpa se estende por toda a borda da Serra da São Pedro nas direções W-E, WNW-ESE e NW-SE, apresentando um aspecto bastante festonado e irregular. Da mesma forma que se destacam esporões, cristas e extensos promontórios na frente da escarpa, na retaguarda destes há inúmeros grandes anfiteatros que, segundo Coutard *et.al.* (1978) e as nossas observações feitas em campo e gabinete, evidenciam o avanço da erosão sobre a borda do Planalto Ocidental através do trabalho erosivo das drenagens que drenam para o Rio Piracicaba. Outro mecanismo importante na evolução geomorfológica da Escarpa e responsável pelo transporte de grande quantidade de material são os movimentos de massa, tais como os escorregamentos, quedas de blocos e corridas de lama. Devido à elevada competência dos movimentos de massa, são transportados materiais de tamanhos muito variados, desde matacões até material já alterado/pedogeneizado, removidos das vertentes escarpadas e depositados na base das mesmas.

Diante desse quadro, dividiu-se este compartimento morfoestrutural em duas unidades morfológicas, **Vertentes Escarpadas** e **Sopé da Escarpa**, predominando processos de remoção de material na primeira e acumulação na segunda. Apesar de reconhecermos a existência das duas unidades, no mapeamento não foi possível individualizá-las, uma vez que as vertentes muito íngremes, que constituem a unidade das Vertentes Escarpadas, apresentam

pouca continuidade espacial, o que inviabiliza o seu agrupamento. Além disso, muitas das vertentes que se supunha serem escarpadas apresentam declive mais moderado por conta da própria evolução da morfologia da escarpa e pelo acúmulo de material escorregado na sua base e em patamares intermediários.

Na unidade **Vertentes Escarpadas** as declividades são muito elevadas e as rampas eventualmente estão recobertas por solos rasos (Neossolos Litólicos) ou grandes cascalheiras com material parcialmente alterado (figuras 5-9 e 5-12). Nos casos em que as vertentes são tão íngremes que não há condição de permanência dos materiais, predominam os paredões rochosos onde afloram arenitos (Formação Botucatu) e basaltos.

No **Sopé da Escarpa** encontram-se rampas que em geral estão recobertas por grande quantidade de blocos e matações de basalto e arenito transportados das partes mais elevadas da Serra e que parecem constituir depósitos de tálus (figura 5-12). Esses blocos apresentam graus diversos de alteração, como indicado nos estudos vinculados à elaboração da Carta Geomorfológica de São Pedro (QUEIROZ NETO e JOURNAUX, 1978), estando eventualmente envolvidos por material pedogeneizado, exceto nos talwegues, onde os materiais finos teriam sido removidos. Na base dos paredões rochosos ou vertentes muito íngremes, os blocos e matações são geralmente facetados e com vértices bem definidos (figura 5-16). Com o aumento da distância em relação à Escarpa, os materiais passam a ser menores e apresentam tendência ao arredondamento (figura 5-18).

As vertentes escarpadas apresentam algumas irregularidades que constituem grandes patamares com declividade mais baixa e que são

bordejados pelas cornijas (figura 5-11). Esses patamares são degraus mais baixos na frente da Escarpa, porém, nos casos em que foi feita a checagem de campo, como no patamar do grande promontório de Santa Maria da Serra, não se verificou a presença de falhas e constatou-se que eles são apenas patamares residuais sustentados por uma sequência de derrames basálticos. Em geral, as irregularidades nas vertentes escarpadas parecem refletir as mudanças litológicas presentes na Escarpa (figuras 5-8 e 5-14), onde frequentemente os basaltos e arenitos eólicos se alternam.

Salienta-se ainda que, ao contrário do que se imaginava no início deste estudo, as vertentes mais íngremes atualmente estão em sua maioria associadas apenas às paredes dos grandes anfiteatros, onde a dissecação e a remoção de material é mais intensa, ao passo que nas vertentes dos promontórios, esporões e cristas o declive se apresenta mais discreto.

Figura 5-7: Mapa morfológico de trecho do grande promontório de Santa Maria da Serra. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

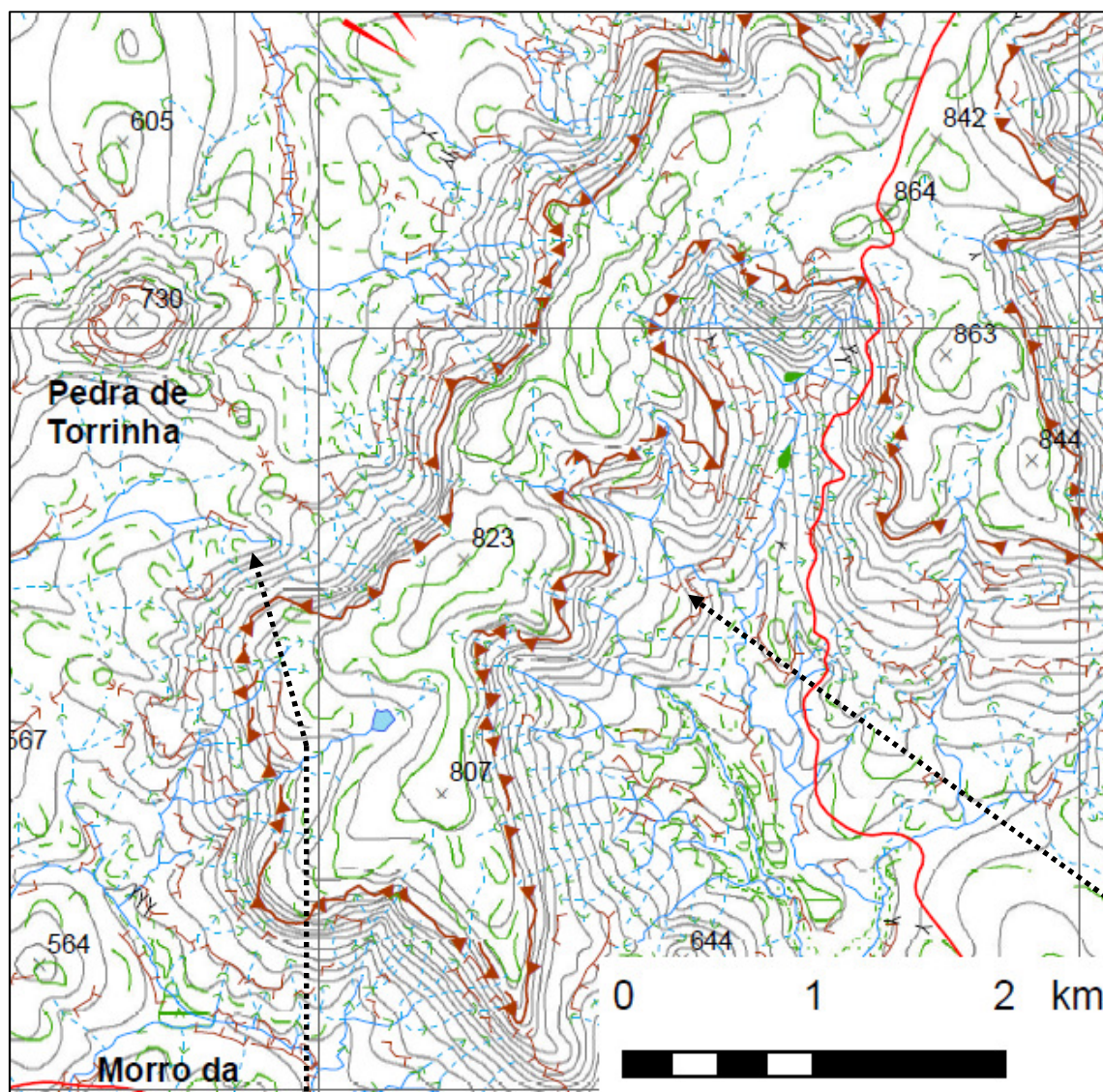
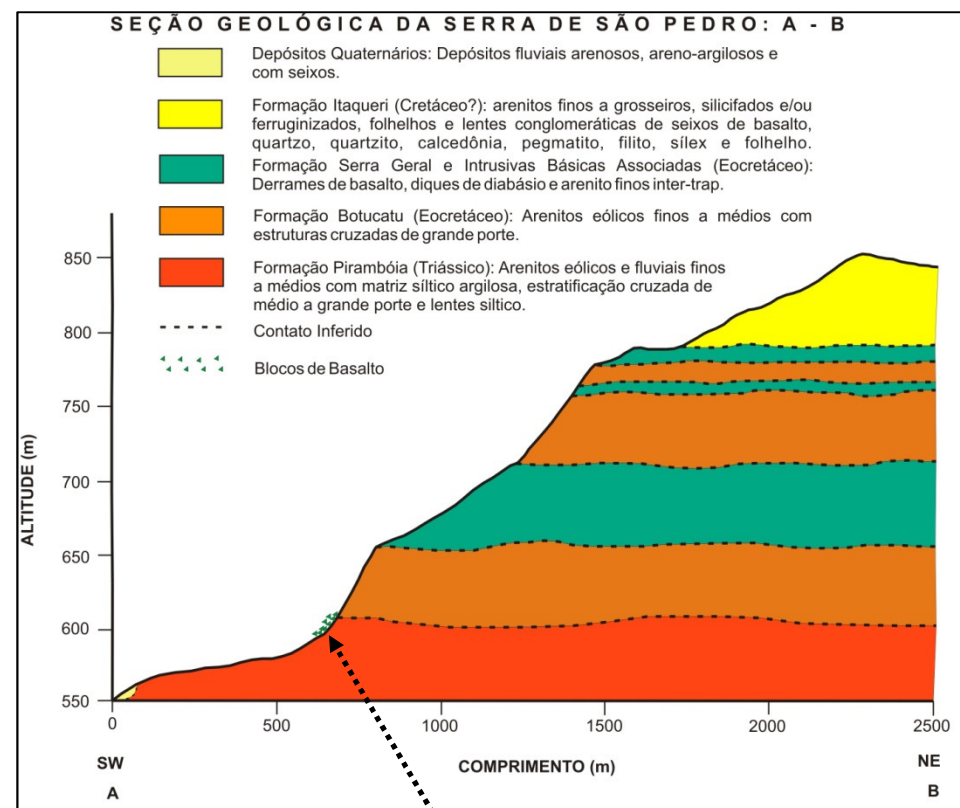


Figura 5-10: Depósito de tálus no sopé da escarpa da Serra de São Pedro Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/10/2011.



Figura 5-11: Patamar intermediário da Escarpa da Serra de São Pedro Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.

Figura 5-8: Seção geológica A-B da Serra de São Pedro – Setor Oeste. A localização da seção está na Figura 5-1 (Mapa de Compartimentação Morfológica).



Unidade Morfoestrutural da Escarpa e Unidades Morfológicas Associadas - Setor Oeste

Figura 5-9: Cascalheira de basalto sobre o arenito Pirambóia com duas famílias de juntas no sopé da Escarpa da Serra de São Pedro – Setor Oeste. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 07/05/2012.



Figura 5-12: Detalhe da cascalheira de basalto sobre o arenito Pirambóia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 07/05/2012.

Figura 5-13: Mapa morfológico de trecho das cabeceiras do Ribeirão Samambaia. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

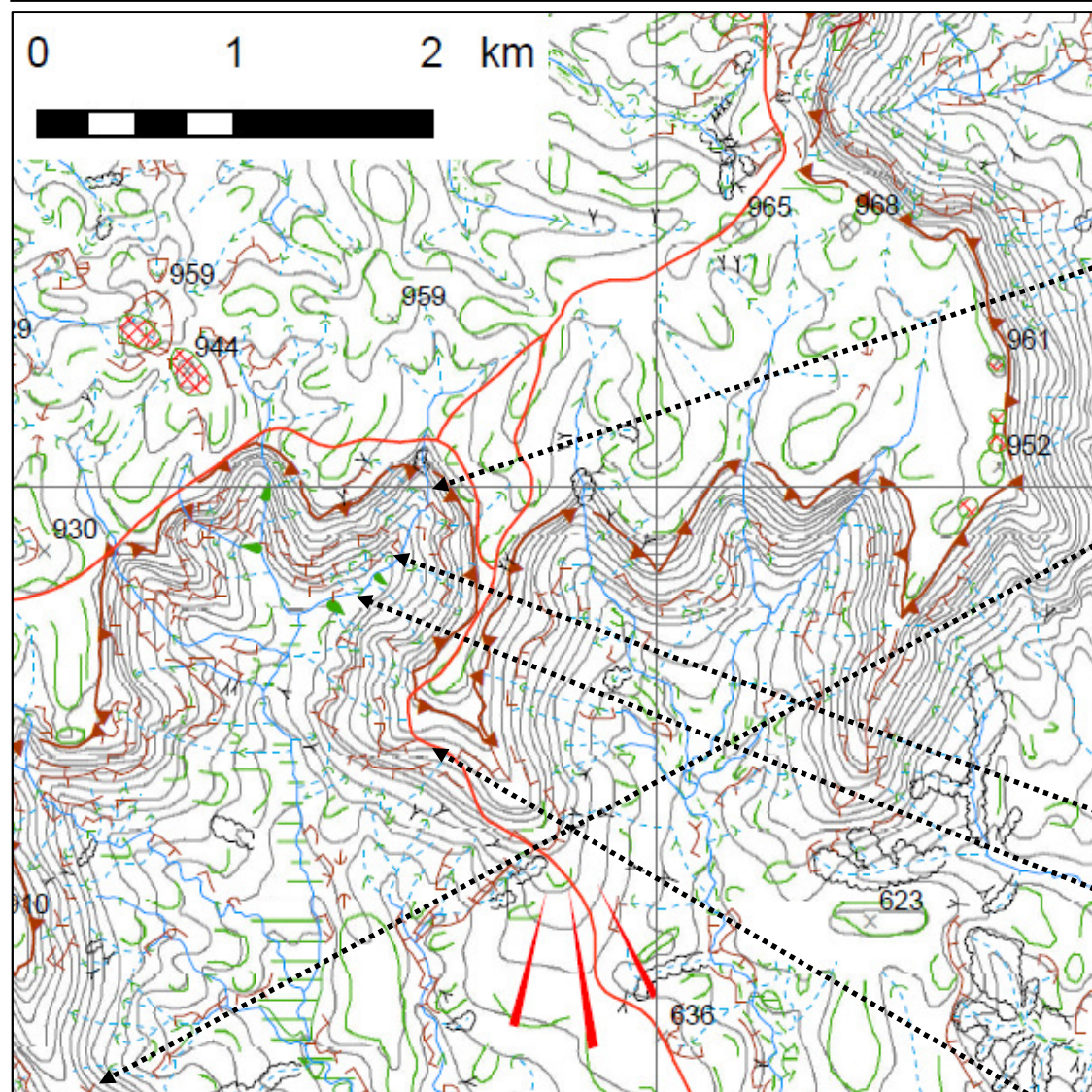


Figura 5-15: Nível de cimeira e promontório rebaixado da Serra de São Pedro. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/05/2012.



Figura 5-16: Depósito de cone de dejeção recente na base da escarpa reentalhado pela drenagem do Samambaia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/06/2012.

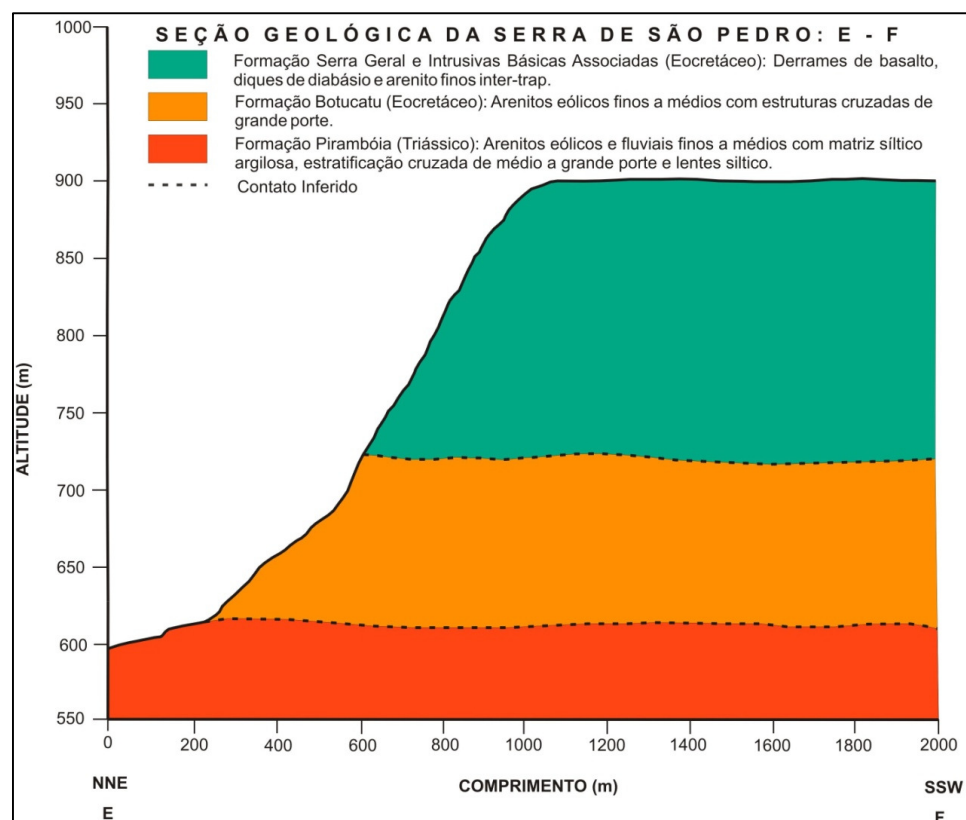


Figura 5-14: Seção geológica E-F da Serra de São Pedro – Setor Leste. A localização da seção está na Figura 5-1 (Mapa de Compartimentação Morfológica).



Figura 5-17: Fraturas subverticais em arenito da Formação Pirambóia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/05/2012.



Figura 5-18: Depósito de cone de dejeção antigo na base da escarpa reentalhado pela drenagem do Samambaia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/06/2012.



Figura 5-19: Cachoeira das Furnas (cabeceiras do Ribeirão Samambaia) entalhando em grande fratura de mergulho subvertical no basalto. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 07/07/2012.

Unidade Morfoestrutural da Escarpa e Unidades Morfológicas Associadas- Setor Leste

- A **Depressão Periférica**, por sua vez, está dividida em quatro unidades Morfoestruturais e Morfológicas: **Glacis Preservado** e **Glacis Dissecado**, **Planície Fluvial do Baixo Piracicaba e Médio Tietê**, **Interflúvio Piracicaba Tietê**. Ela apresenta um relevo suave composto de colinas de topos e vertentes convexas, morros testemunhos, altos estruturais relacionados a intrusões de rochas básicas e basculamento de blocos tectônicos e planícies fluviais associadas aos principais canais de drenagem. A Depressão Periférica possui um nível predominante na faixa dos 600 a 620 m marcado pelo topo das colinas, correspondendo à Superfície Neogênica (DE MARTONNE, 1940), Superfície Velhas (KING, 1956) e Superfície Alto Tietê (ALMEIDA, 1964). Esta superfície foi identificada na bacia do Piracicaba por HERZ (1980) e, na área de estudo deste trabalho, corresponde ao topo de grandes interflúvios de topos amplos e convexas que são cortados pelas drenagens obsequentes. Parte desses interflúvios já havia sido mapeada na Carta Geomorfológica de São Pedro (QUEIROZ NETO & JOURNAUX, 1978) e foi denominada de **Glacis**, que se apresenta mais degradado na porção sudeste, entre os ribeirões Araquá e Vermelho. Por conta dessa diferença na zona do Glacis, este foi dividido em **Glacis Preservado** e **Glacis Dissecado**.

- O **Glacis Preservado** corresponde aos grandes interflúvios de direção N-S que se estendem do Sopé da Escarpa até a planície fluvial do rio Piracicaba, sendo cortados por lineamentos estruturais N-S, NW-SE e NE-SW, direções estas que correspondem à orientação dos principais canais de drenagem e suas rupturas anômalas.

Os interflúvios são caracterizados pelos amplos topos com baixas declividades e rupturas convexas suaves decorrentes da ação fluvial (figuras 5-20 e 5-23). Na passagem dos topos para as vertentes há um aumento progressivo da declividade que culmina com o aparecimento de cornijas quando as inclinações são superiores a 12°. As cornijas estão presentes também nas zonas de cabeceira onde a dissecação é maior ou ocorrem nichos de nascente. Em geral, as cornijas coincidem com afloramentos de rocha ou solos rasos.

O Glacis preservado é coberto por uma espessa cobertura arenosa mapeada na região de São Pedro por Oliveira e Prado (1989) como sendo Neossolos Quartzarênicos derivados da alteração dos arenitos da Formação Pirambóia. Esse solo é extremamente homogêneo, poroso e permeável (COUTARD *et.al.*, 1978), concorrendo para o aumento da infiltração da água e ocasionando uma densidade de drenagem muito baixa. Partindo do topo em direção ao talvegue dos canais de drenagem principais, observa-se que há uma mudança progressiva da cobertura pedológica que, tal como foi demonstrado na região de São Pedro por Dias Ferreira (1997) e Furquim (1997 e 2002), tem como provável sistema pedológico predominante a sequência Neossolo Quartzarênico, Argissolo Vermelho-Amarelo Textura Média ou Neossolo Quartzarênico com bandas onduladas, Neossolo Litólico e Gleissolos. Essa configuração é particularmente importante porque pode indicar que os processos atuantes no Glacis Preservado como um todo são os mesmos apontados por Dias Ferreira e Furquim (*op.cit.*) nas suas respectivas topossequências, onde a evolução do modelado está condicionada não apenas aos processos superficiais de remoção mecânica do material como também aos

processos internos químicos e geoquímicos ligados à dinâmica da água no solo, que provoca a dissolução dos minerais e ocasiona não somente mudanças morfológicas da cobertura pedológica como também alterações no relevo.

Não há dúvidas de que a parte superficial da extensa cobertura arenosa do glacis seja mesmo o solo, porém há variações em relação ao seu material origem: de forma geral, os solos das vertentes são derivados da alteração dos arenitos Pirambóia, enquanto que a cobertura pedológica dos topos é produto sobretudo da alteração de depósitos neocenozóicos. Esses depósitos são de natureza coluvionar, arenosos e frequentemente apresentam níveis grosseiros (linhas de pedra) compostas de quartzo, quartzito e couraças ferruginosas (COUTARD *et.al.*, 1978; MELO *et.al.*, 1997; MELO *et.al.*, 2001). Apesar da imbricação visível nos seixos das *stone lines*, a ausência de estratificação e a área de ocorrência dos depósitos (nos topos das colinas) dificultam a definição do ambiente de sedimentação. As datações realizadas em dois pontos do glacis mostram que a deposição desses materiais é do último período glacial (Würm), a partir de 106.900 anos AP (± 20.250), descartando qualquer possibilidade destes serem contemporâneos das formações Rio Claro e Piraçununga. Como não foi possível coletar material para datação no contato entre o depósito e a rocha, não se descarta a possibilidade de que as camadas desses locais, um pouco mais profundas, apresentem idades mais antigas.

De todo modo, considerando que em períodos secos predomina a morfogênese mecânica e nos climas mais úmidos há um aumento do intemperismo químico (CAILLEUX e TRICART, 1959; CHRISTOFOLETTI e PENTEADO, 1970), os dois níveis de cascalhos datados no ponto 1 (81.260

anos AP ± 10.250 na cascalheira superior e 106.900 anos AP ± 20.250 na inferior), figura 5-25(b), no trevo da cidade de São Pedro, devem corresponder a períodos de clima árido ou semi-árido. Esses dados são coerentes com os das datações realizadas no ponto 2, figura 5-25(a), cerca de 13 km a oeste do ponto 1, na rodovia que liga São Pedro a Santa Maria da Serra: esse perfil apresenta apenas 1 cascalheira, que é equivalente à cascalheira superior do ponto 1, tendo sido determinada a idade de 85.000 anos AP (± 12.000) no nível grosseiro e 81.750 AP (± 14.750) no material mais fino, cerca de 80 cm acima no perfil. Em ambos os pontos as coletas foram realizadas em materiais com profundidade estimada de 12 a 15 m. Em síntese, esses dados reforçam a hipótese de que os paleoclimas tiveram influência preponderante na morfogênese do glacis e da área estudada como um todo, mas ainda que as datações confirmem a aloctonia dos materiais, não é possível dizer se eles de fato são depósitos correlativos da erosão e recuo da escarpa.

- No **Glacis Dissecado** os topos das colinas são mais estreitos, ligeiramente convexos e limitados por cornijas que marcam uma passagem abrupta para as vertentes (figuras 5-21 e 5-24), cujas declividades predominantes são superiores a 12° . As vertentes são bastante irregulares e seu perfil é marcado por patamares que coincidem com a posição das cornijas, que por sua vez correspondem aos afloramentos de rocha e solos rasos.

Tal como o Glacis Preservado, o Glacis Dissecado é cortado por lineamentos estruturais de direção NW-SE, NE-SW e N-S, embora esta última orientação seja de ocorrência menor nesta unidade e apareçam mais linhas na direção E-W. Esta unidade também está sobre a Formação Pirambóia, porém

constitui uma zona onde a dissecação do relevo é muito mais intensa e a densidade de canais é muito maior, ainda que grande parte dessas drenagens seja temporária e de 1º ordem. Essa mudança se reflete também na cobertura pedológica, que passa a ser composta de solos mais rasos, como os Argissolos Vermelho-Amarelos de textura média e os Neossolos Litólicos.

É importante frisar que tanto no Glacis Dissecado como no Glacis Preservado são encontradas cascalheiras em superfície ou no contato com a Formação Pirambóia. Essas cascalheiras são predominantemente de materiais quartzosos (quartzo e quartzito) e de litologias atribuídas às formações paleozóicas da Bacia do Paraná, como siltitos e folhelhos arroxeados. Essas ocorrências de materiais grosseiros foram mapeadas na Carta Geomorfológica de São Pedro e sua gênese foi interpretada por Coutard *et.al.* (1978) como sendo de resíduos de antigos terraços fluviais degradados do rio Piracicaba, interpretação esta colocada em dúvida por Dias Ferreira (1984) e Rezende Filho *et.al.* (2008), para os quais esses terraços podem corresponder a terraços rochosos associados a níveis mais grosseiros residuais da Formação Pirambóia, que é subjacente. Embora a origem desses materiais ainda não tenha sido determinada, os limites aproximados desses possíveis terraços estão registrados no mapa morfológico (Anexo 1).

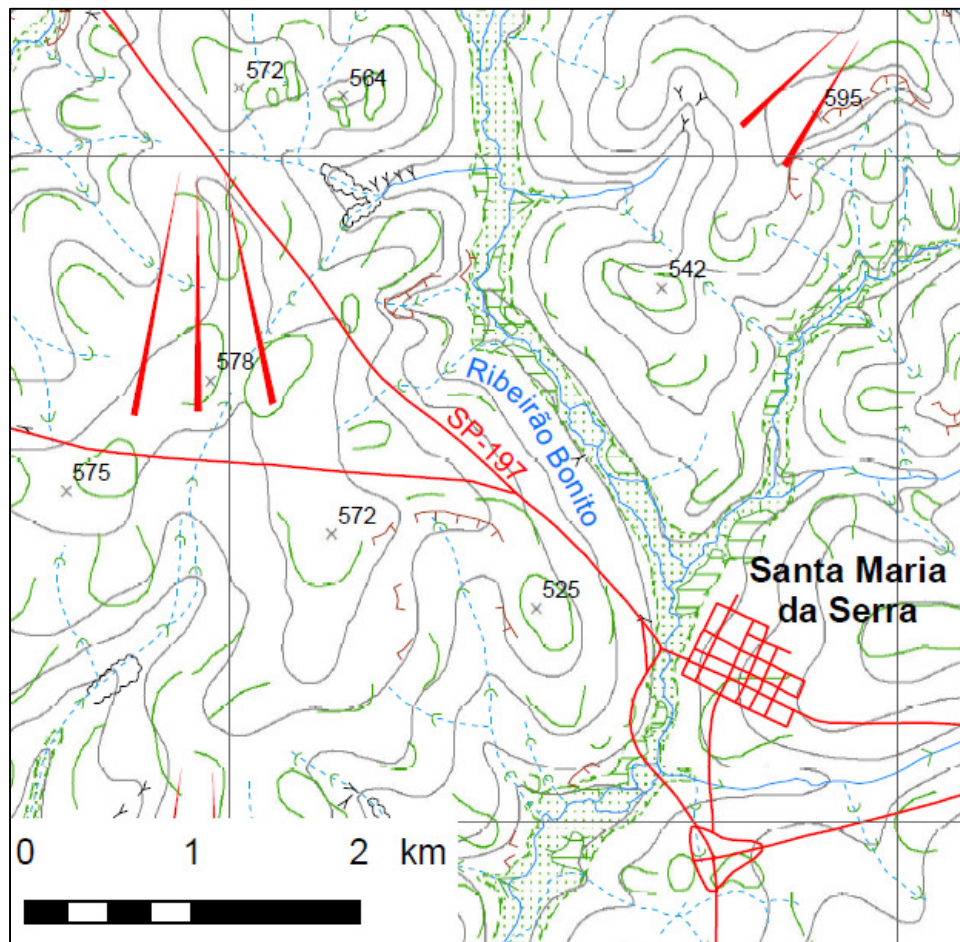


Figura 5-20: Mapa morfológico de trecho do Glacis Preservado. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

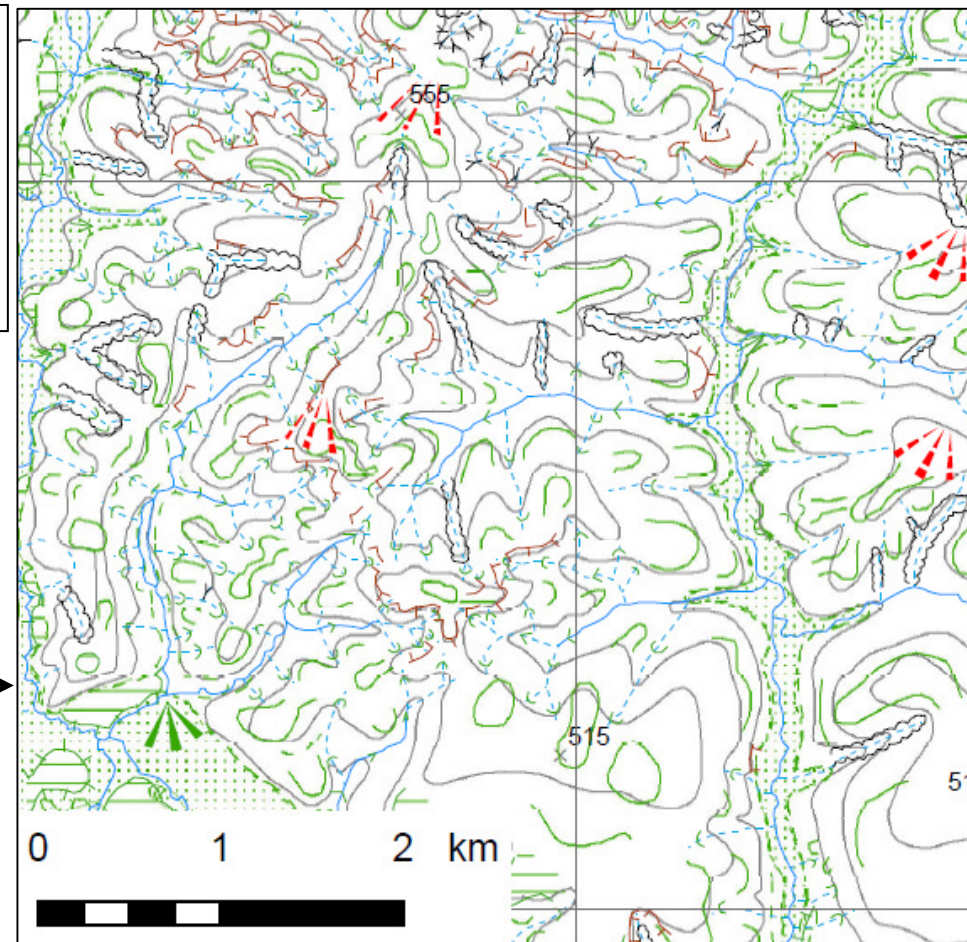


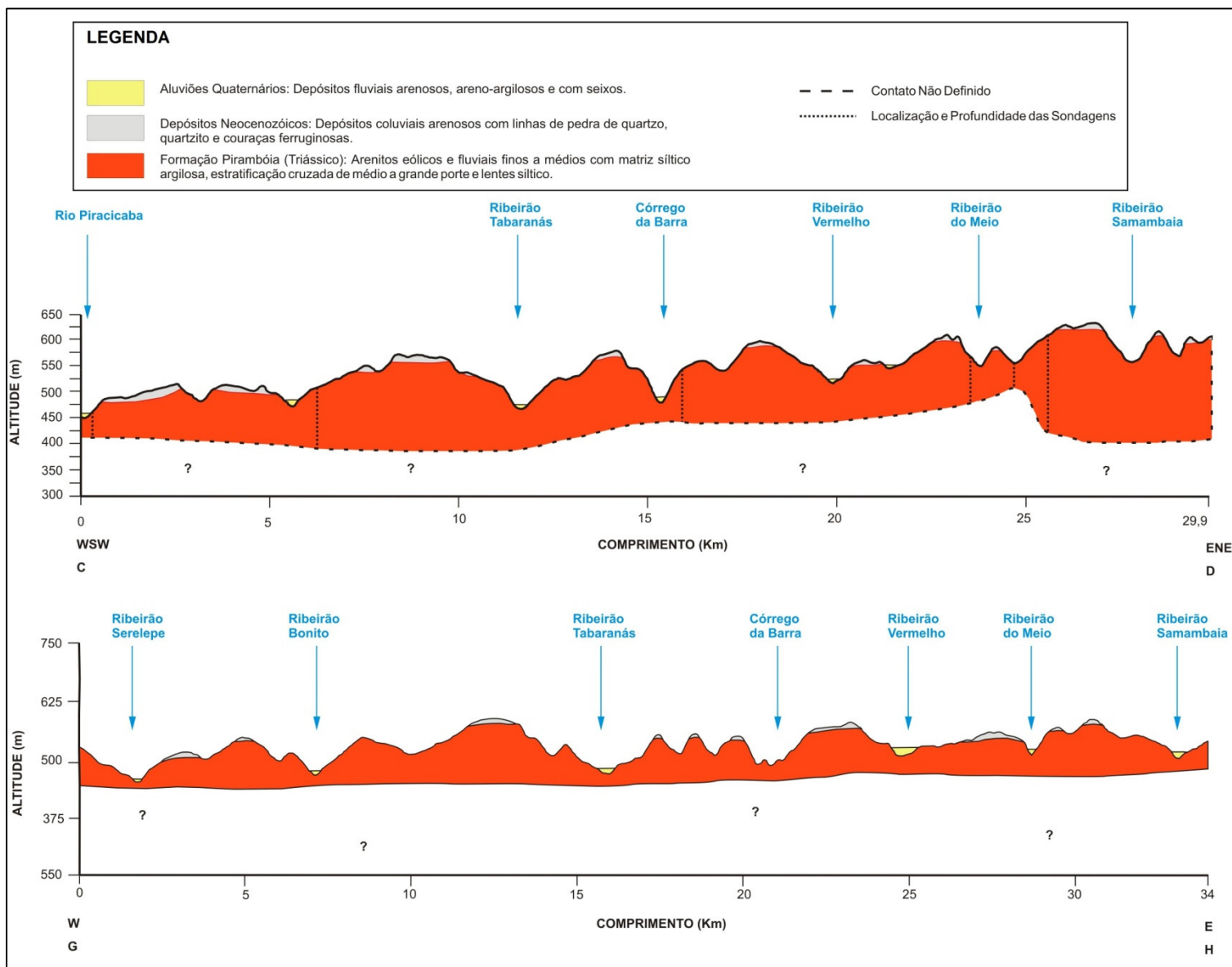
Figura 5-21: Mapa morfológico de trecho do Glacis Dissecado. Elaboração: PINHEIRO, 2012.



Figura 5-23: Interflúvios longos de topos convexos do Glacis Preservado. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.

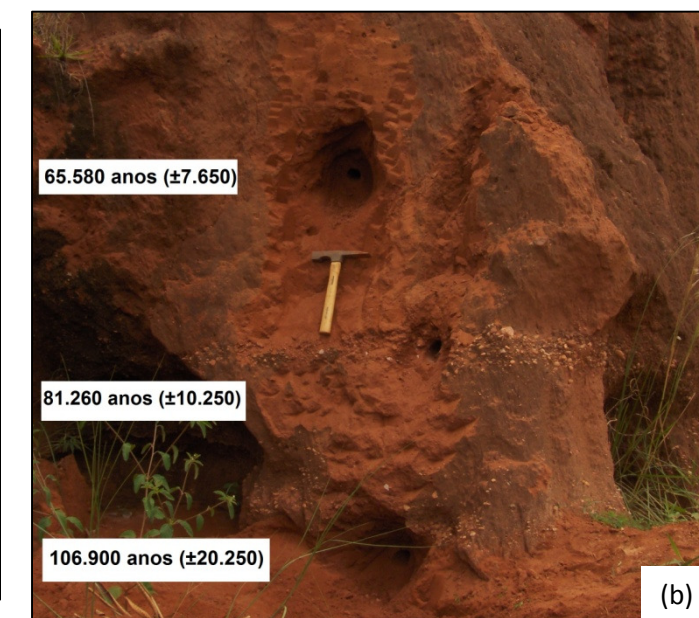
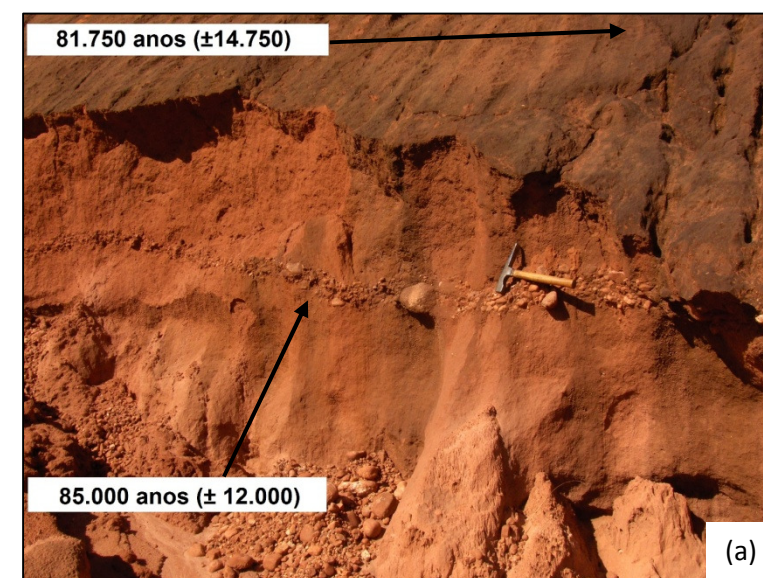


Figura 5-24: Interflúvios estreitos e vertentes com cornijas no Glacis Dissecado. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 02/10/2011.



Unidades Morfoestruturais e Morfológicas: Glacis Preservado e Glacis Dissecado

Figura 5-22: Seções geológicas do Glacis. A localização das seções está na figura 5-2 (mapa de compartimentação Morfoestrutural e Morfológica). Elaboração: PINHEIRO, 2012.



Figuras 5-25 (a) e (b): Depósitos neocenozóicos com linhas de seixos. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 25/02/2014. Localização: Ponto 1 (b): 201.527; 7.501.636. Fuso 23. Ponto 2 (a) 805.429; 7.500.677. Fuso 22.

O Glacis (Preservado e Dissecado) na área de estudo é seccionado por 7 canais de drenagem (Ribeirão Serelepe, Ribeirão Bonito, Ribeirão Tabaranás, Córrego da Barra, Ribeirão Vermelho, Ribeirão do Meio e Ribeirão Samambaia) que nascem no Reverso da Serra de São Pedro e deságuam no Piracicaba. Esses canais apresentam gradiente topográfico elevado quando cruzam a Escarpa e a sua base, porém a partir do médio e baixo cursos, já na zona do Glacis, quando o gradiente passa a ser bem mais baixo, eles apresentam a formação de planícies fluviais. Estas são mais estreitas ou mesmo descontínuas próximas ao sopé da escarpa, mas tornam-se mais largas na direção do Piracicaba e estendem-se inclusive para o baixo curso de alguns afluentes.

Essas planícies são constituídas essencialmente de depósitos arenosos e materiais grosseiros, como seixos e blocos arredondados e subarredondados. Os depósitos grosseiros são mais comuns junto à base da Escarpa e estão associados não apenas à deposição própria da dinâmica fluvial, como também aos depósitos de cone de dejeção (figura 5-31, 5-32 e 5-33) e aos momentos em que o regime do rio se torna torrencial por conta de eventos de chuvas muito fortes que ocorrem na região da Serra.

As planícies desses canais que descem a Serra de São Pedro apresentam níveis de terraços descontínuos com composição variável. Enquanto os terraços mais próximos da escarpa são compostos de camadas com seixos de basalto e arenito alternando-se com os pacotes arenosos (figuras 5-26, 5-28 e 5-29), o que sugere uma energia bastante variável no sistema, os terraços mais distantes da serra apresentam granulometria arenosa e homogênea, não apenas pela diminuição da competência dos rios em transportar até esta área

os sedimentos mais grosseiros da escarpa, mas também devido ao aporte excessivo de areia aos canais na zona do Glacis. Esse aporte de material arenoso nos canais de drenagem está relacionado à erosão acelerada da área, expressa tanto pela presença de ravinas e voçorocas como também pela ocorrência de cones torrenciais arenosos (figura 5-26) na desembocadura dos canais cujas bacias estão mais impactadas pela erosão.

Embora no médio e baixo cursos desses canais seja mais frequente a presença de depósitos mais finos, foram encontradas cascalheiras quaternárias degradadas de arenito e basalto arredondados e subarredondados, ambos parcialmente litificados. Esses materiais estavam depositados em discordância erosiva sobre a Formação Pirambóia, até cerca de 2 m acima do nível dos rios, e eventualmente apresentavam-se truncados por falhas e famílias de juntas, o que sugere mudanças no nível de base das drenagens que estariam relacionadas a fatores tectônicos, como será discutido em detalhes nos itens seguintes.

Unidades Morfoestruturais e Morfológicas do Glacis Preservado e Glacis Dissecado: Detalhe da Bacia do Samambaia (Leste da Serra de São Pedro)

Figura 5-27: Mapa morfológico de trecho do alto Samambaia. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

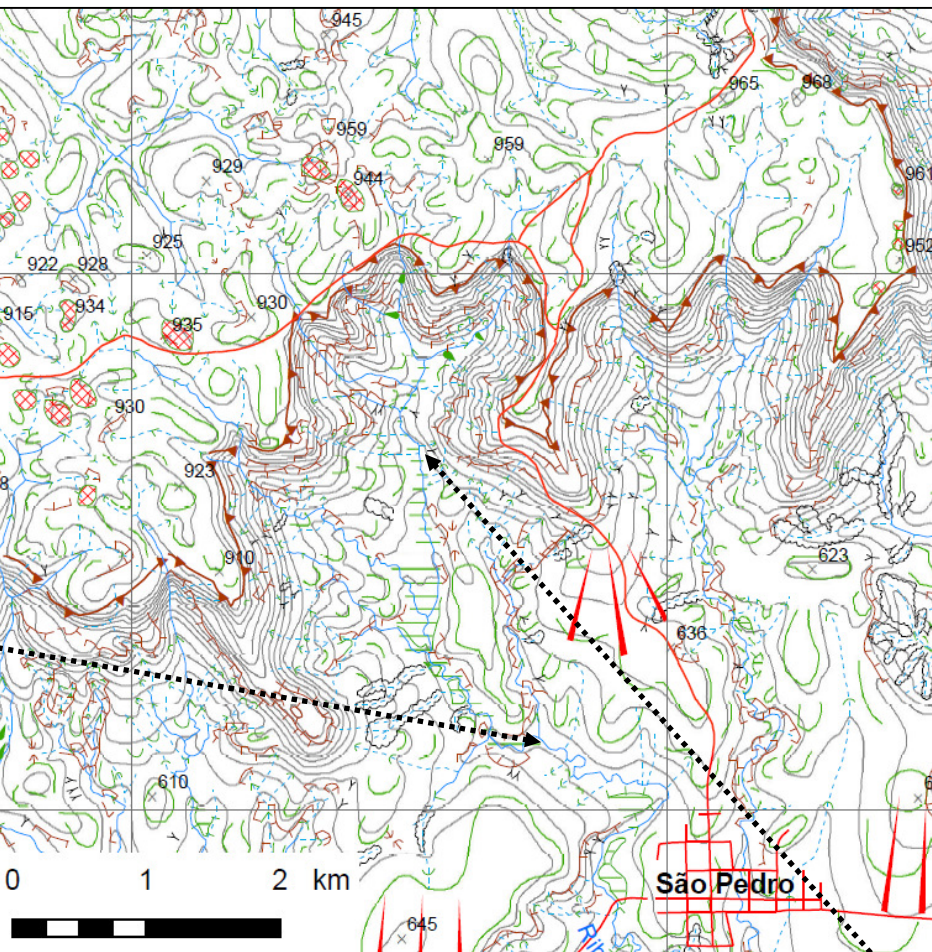


Figura 5-26: Planície Fluvial do Ribeirão Samambaia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/07/2012.



Figura 5-28: Sequência de depósitos arenosos e grosseiros (arenito e basalto) em terraço do Ribeirão Samambaia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/07/2012.



Figura 5-29: Terraço fluvial em planície do Ribeirão Samambaia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/07/2012.

Unidades Morfoestruturais e Morfológicas do Glacis Preservado e Glacis Dissecado: Detalhe da Bacia do Ribeirão Pinotti (Oeste da Serra de São Pedro)

Figura 5-31: Cascalheira exumada pelo entalhe do ribeirão Pinotti, associada a antigo depósito de cone. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012.



Figura 5-30: Mapa morfológico da Bacia do Ribeirão Pinotti, Oeste da Serra de São Pedro. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

Figura 5-32: Seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito na planície do ribeirão Pinotti. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012.

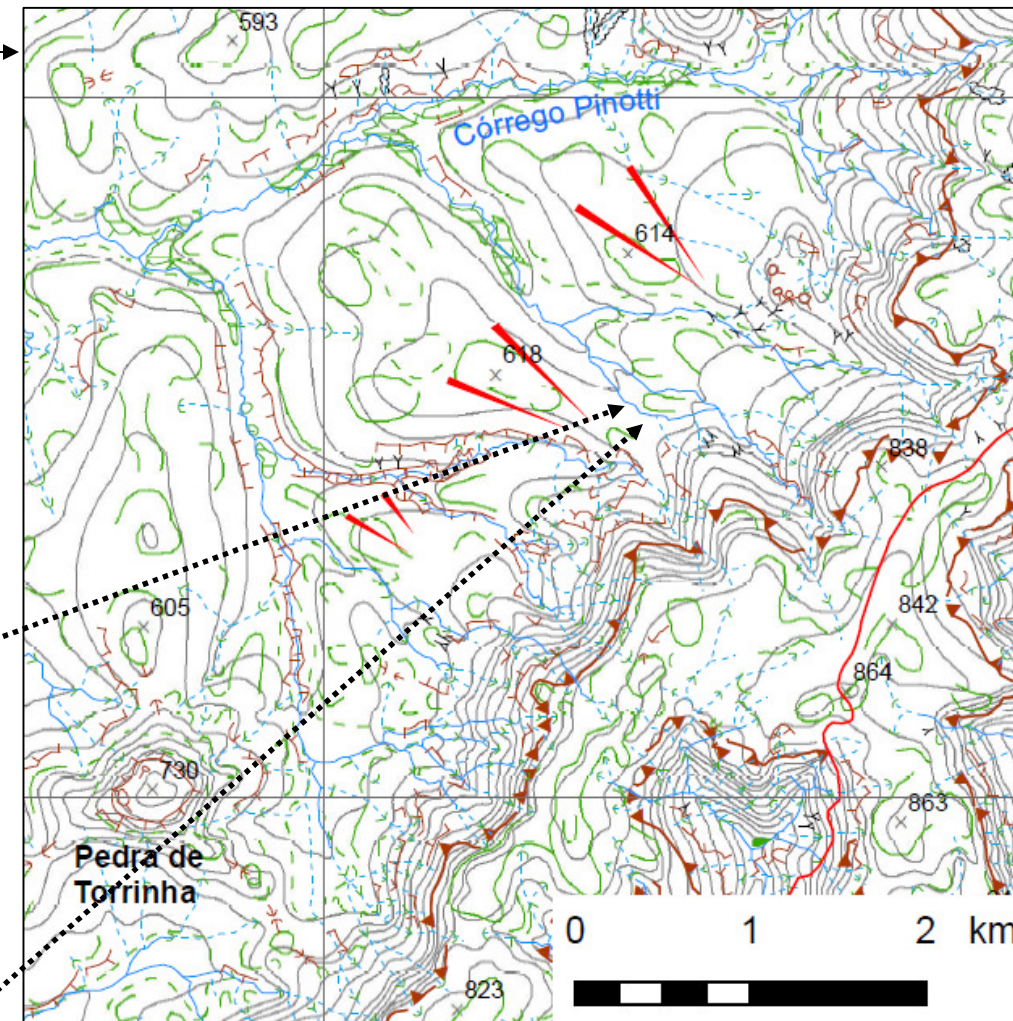


Figura 5-33: Antigo depósito de cone com seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito na bacia do Ribeirão Pinotti. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012.

- Os Rios Piracicaba e Tietê são alguns dos principais canais de drenagem não apenas da área de estudo como também de toda a Bacia do Paraná. Ambos apresentam largas planícies fluviais, sendo que no Piracicaba elas estão restritas ao seu baixo curso, iniciando-se próximo à desembocadura do ribeirão Vermelho, onde o rio deixa seu padrão de meandros encaixados nas rochas permo-triássicas e passa para uma planície fluvial mais extensa onde se estabelecem meandros divagantes com leitos móveis.

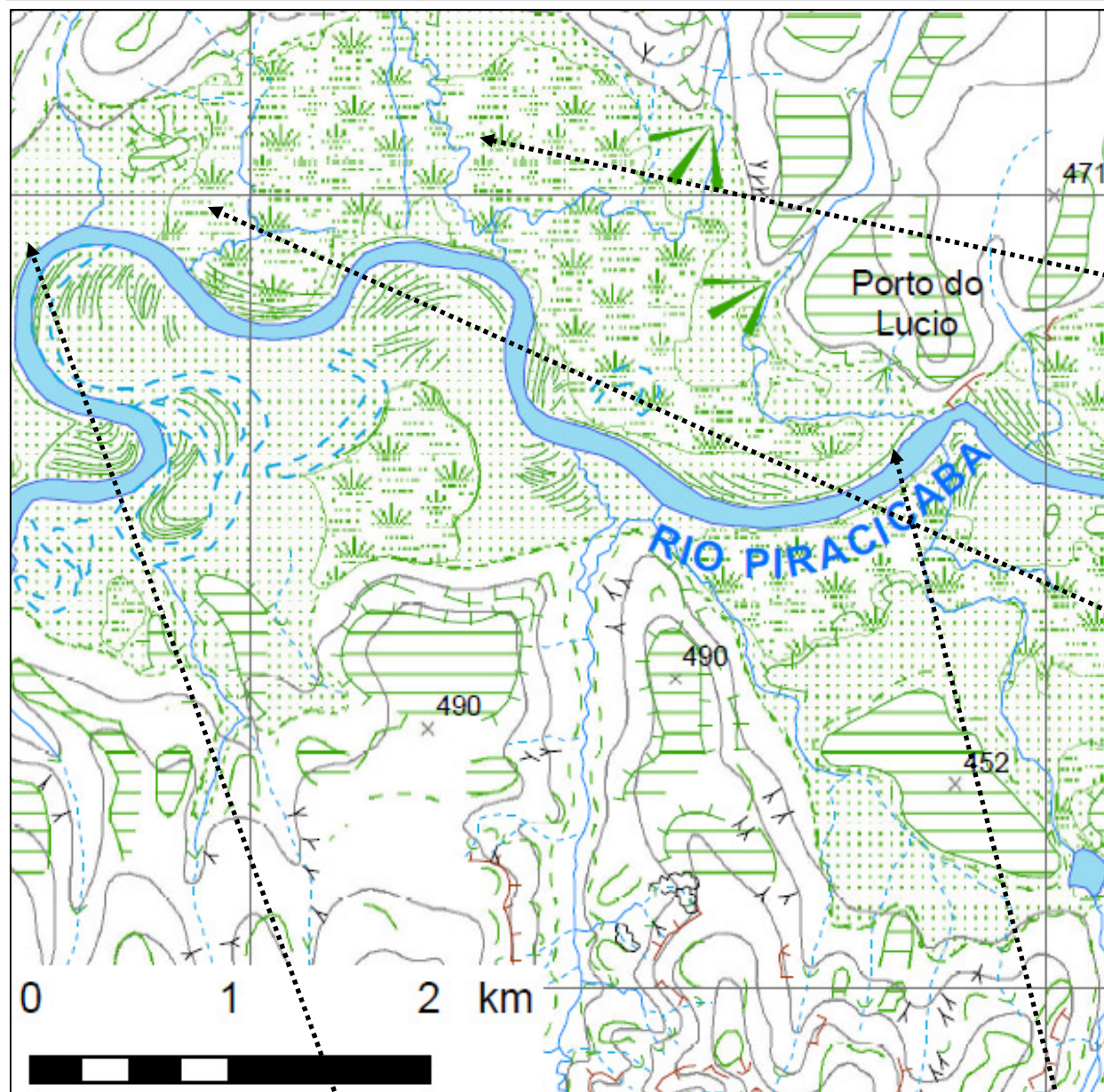
Desta forma, optou-se pela criação da unidade morfoestrutural e morfológica da **Planície Fluvial do Baixo Piracicaba e Médio Tietê**. Estas planícies estão a aproximadamente 450 m de altitude e, no caso do rio Piracicaba na região de Santa Maria da Serra, a planície chega a atingir 4 km de largura em seu ponto mais largo. Nelas se estabelecem pelo menos dois níveis de terraços, sendo que outros dois que estariam ligados à mesma dinâmica se encontram sobre a borda do Glacis (figura 5-39), portanto fora da planície, na forma de terraços degradados ou residuais (COUTARD *et.al.*, 1978). Os terraços são compostos de materiais finos (areias e argilas) e grosseiros (seixos e cascalhos) arredondados de basalto, diabásio, quartzo, quartzito, sílex, siltitos, arenitos e folhelhos, cujas origens estão relacionadas às áreas cristalinas da borda da Bacia do Paraná, à erosão das rochas do Grupo São Bento e Formação Serra Geral, nos bordos do Planalto Ocidental, e ao transporte de materiais de litologias que compõem as formações paleozoicas da bacia.

Os rios Piracicaba e Tietê apresentam gradientes topográficos muito baixos e traçados bastante sinuosos na planície. Nesta estão presentes inúmeros meandros abandonados, lagos, cordões arenosos (figura 5-37),

diques marginais, cones torrenciais arenosos, *backswamps* (figura 5-36) e várzeas ricas em material orgânico. Essas feições, que parcialmente encontram-se submersas pelo reservatório de Barra Bonita, já haviam sido mapeadas (até a foz do Ribeirão Vermelho) no trabalho de Queiroz Neto e Journaux (1978).

A planície do Piracicaba e do pequeno trecho da planície do Tietê contido neste estudo apresentam uma nítida orientação W-E e WNW-SSE, acompanhando a direção do próprio canal, porém essa orientação geral apresenta uma série de irregularidades, sobretudo nas direções NE-SW, NW-SE e N-S. Essas orientações coincidem com as direções de algumas inflexões do cinturão meândrico, de canais afluentes e de prováveis estruturas tectônicas (juntas e falhas), sugerindo que o arranjo das morfologias fluviais dessa planície está subordinado inclusive à tectônica, questão essa que será explorada mais adiante.

Figura 5-34: Mapa morfológico de trecho da planície fluvial do rio Piracicaba, próximo à desembocadura do Ribeirão Vermelho. Elaboração: PINHEIRO, 2012.



Unidade Morfoestrutural e Morfológica da Planície Fluvial do Baixo Piracicaba e Médio Tietê

Figura 5-35: Vista geral da planície do Piracicaba, próxima à desembocadura do ribeirão Vermelho. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/10/2011.



Figura 5-36: *Backswamp* na planície do Piracicaba, próxima à desembocadura do ribeirão Vermelho. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/10/2011.

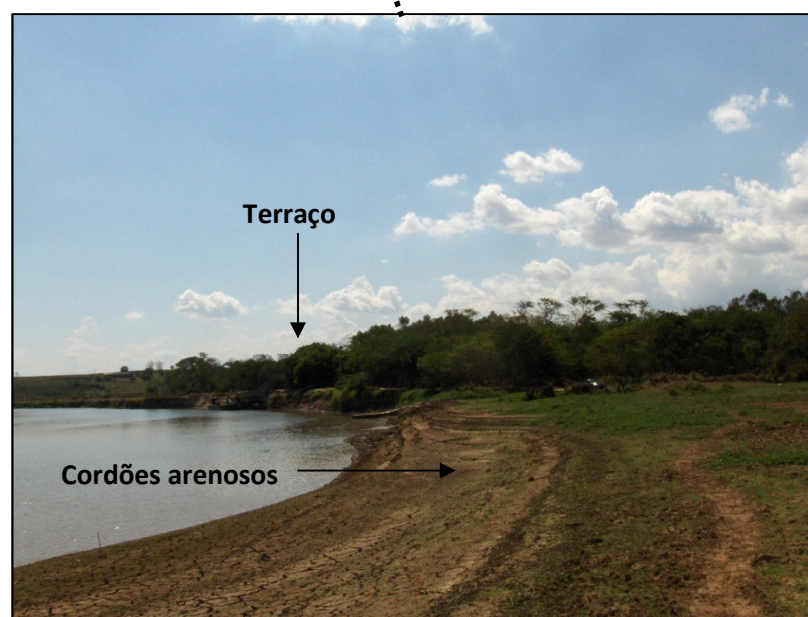


Figura 5-37: Cordões com depósitos fluviais silto-argilo-arenosos e nível de terraço na planície do Piracicaba. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 06/10/2011.



Figura 5-38: Depósitos siltosos a cascalhentos em terraço da planície do Piracicaba. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 25/09/2013.

Figura 5-39: Cascalheira fluvial de quartzo, quartzito e siltito sobre a Formação Pirambóia. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012. Localização: Rodovia SP-191 (Santa Maria da Serra - São Manuel), próximo à ponte sob o rio Piracicaba (margem esquerda).



- A unidade morfoestrutural e morfológica do **Interflúvio Piracicaba-Tietê** apresenta relevo suave de colinas convexas sobre a Formação Pirambóia (figura 5-41) com eventuais morros e serras relacionados a falhamentos e intrusões de diabásio (figura 5-42). O interflúvio é relativamente estreito, apresenta orientação WNW-ESE e altimetria na faixa dos 600 m nas porções mais elevadas, equivalente ao topo do Glacis preservado, porém com um relevo mais dissecado por conta da posição singular da área, entre duas grandes drenagens.

Na parte do interflúvio em que as drenagens seguem para o Tietê, o relevo é mais dissecado (figura 5-43) e a densidade hidrográfica é mais elevada, semelhante às formas do Glacis Dissecado, enquanto que no trecho em que as drenagens seguem para o Piracicaba as rampas são mais uniformes e apresentam apenas suaves rupturas convexas (figura 5-44). Da mesma forma que na margem direita do Piracicaba, sobre o Glacis, na margem esquerda, sobre o Interflúvio Piracicaba- Tietê, as cascalheiras também são bastante comuns e recobrem o setor inferior de parte das vertentes suaves junto à planície. Essas cascalheiras são compostas de quartzo, quartzito, sílex, siltitos, folhelhos e outras litologias comuns nas formações paleozóicas da Bacia do Paraná.

As orientações NNE-SSW das drenagens e WNW-ESE do interflúvio são concordantes com as direções de falhas e grandes fraturamentos que cortam a área e zonas adjacentes, o que sugere que não apenas a configuração estrutural da unidade como também a sua dissecção estão subordinadas à orientação das linhas estruturais.

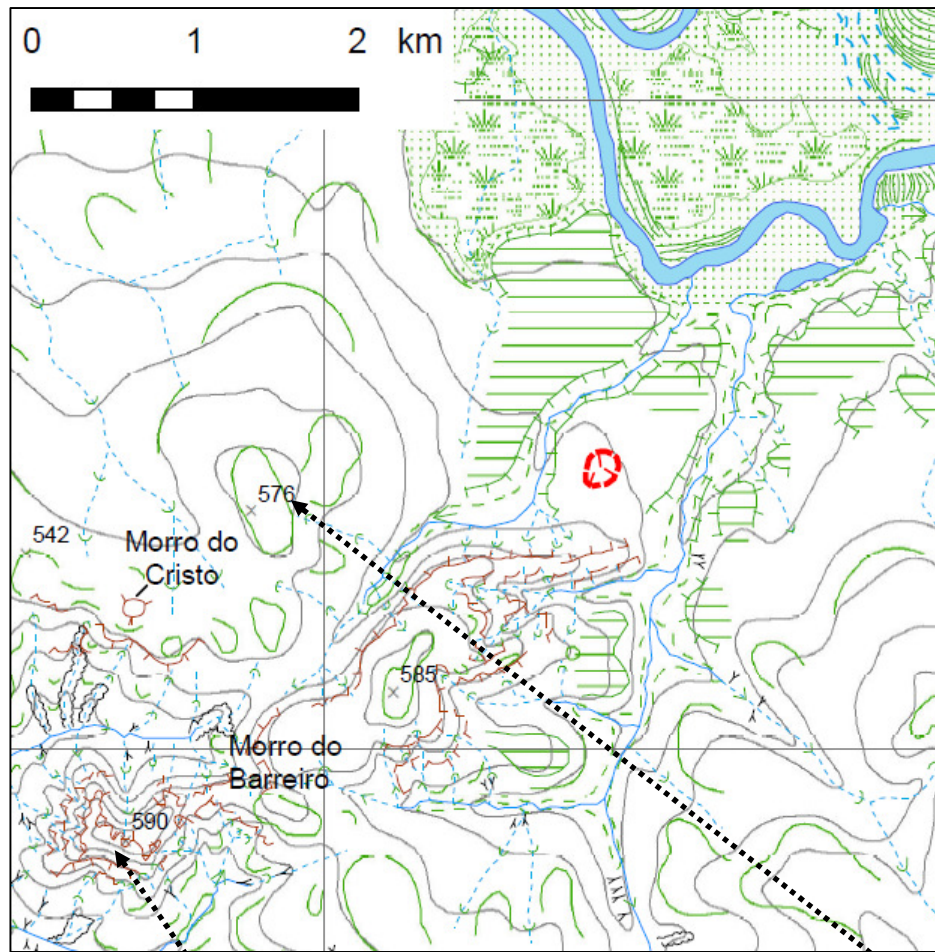


Figura 5-40: Mapa morfológico de trecho do setor oeste do Interflúvio Piracicaba-Tietê. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

**Unidade Morfoestrutural e Morfológica:
Interflúvio Piracicaba-Tietê**



Figura 5-41: Estratificação cruzada em afloramento de arenito da Formação Pirambóia em uma das vertentes do Morro do Barreiro. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 19/07/2012.



Figura 5-42: Amostra de diabásio extraída de afloramento do topo do Morro do Barreiro. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 19/07/2012.



Figura 5-43: Vista geral do Morro do Barreiro e planície fluvial do Rio Tietê. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 19/07/2012.



Figura 5-44: Colinas suaves da bacia do Piracicaba. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 19/07/2012.

Por fim, embora não possam ser individualizados como uma unidade morfoestrutural ou morfológica pela sua área muito restrita, cabe destacar aqui a presença de morros e morrotes isolados na Depressão Periférica, os quais estão assinalados no mapa 5-1. Estes apresentam extensões variadas e gêneses distintas, destacando-se a Pedra de Torrinha, a oeste do grande promontório de Santa Maria da Serra e Torrinha, o Morro da Serreta¹, ao sul do promontório citado, o Morrote do Vermelho², junto ao grande anfiteatro da bacia do ribeirão homônimo, o Morro do Cristo³ e o Morro do Barreiro⁴, estes últimos no interflúvio Piracicaba-Tietê. As principais características dessas feições de relevo e seus significados para a interpretação da evolução geomorfológica da área são os seguintes:

A **Pedra de Torrinha** (figuras 5-46, 5-47 e 5-51), a oeste do grande promontório de Santa Maria da Serra, tem altitude máxima de 747 m e é constituída de basalto (figura 5-50) desde a sua base até muito próximo do seu topo, onde afloram arenitos da Formação Botucatu. As vertentes apresentam declividades semelhantes às da Escarpa e a passagem para o topo é abrupta e marcada por uma grande cornija. O topo é predominantemente plano com uma ligeira inclinação para sudeste, porém sobressaem-se nele duas protuberâncias residuais com aspecto ruiforme que marcariam antigos níveis do topo. Essas torres são constituídas de arenito Botucatu que ao menos na base das feições

¹ Este morro não apresenta nenhum nome nas cartas base oficiais, então atribuímos a ele o nome de Morro da Serreta em referência à propriedade em que está situado.

² Este morrote também não tem nenhum nome registrado nas cartas base, por isso o denominamos de Morrote do Vermelho em referência à bacia hidrográfica do qual ele faz parte.

³ Este morro também não apresenta nenhum nome registrado nas cartas base, desta forma ele será referido aqui como Morro do Cristo, em alusão ao monumento construído no seu topo.

⁴ Morro sem nome oficial referido nas cartas base, aqui será chamado de Morro do Barreiro, em referência ao nome da propriedade do qual ele faz parte.

não apresenta nenhum indício de silicificação ou cozimento que poderia conferir-lhes uma resistência mais elevada que o entorno já rebaixado, porém são inúmeros os blocos de arenitos silicificado (figura 5-49) caídos na sua base e que provavelmente teriam se desprendido das partes mais elevadas, o que denunciaria a presença de um material mais resistente sustentando o topo do morro. Destaca-se ainda que no nível de topo mais geral, abaixo do nível das torres, foram encontrados dezenas de blocos métricos de materiais encouraçados residuais que, por sua semelhança ao que é encontrado no topo da Serra de São Pedro, atribuiu-se à Formação Itaqueri (figura 5-48). Não foram encontradas falhas nas rochas da Pedra de Torrinha, apenas juntas e fraturas com orientações que coincidem com as direções das drenagens principais do entorno do morro.

O **Morro da Serreta**, ao sul do promontório de Santa Maria da Serra, é mais baixo que a Pedra de Torrinha, atingindo apenas 596 m em seu ponto culminante. Apresenta topo amplo, suave e ligeiramente convexo até a cornija principal que marca o início das vertentes. Estas são íngremes e irregulares, com inúmeras cornijas descontínuas que marcam afloramentos do basalto. O basalto se estende da base ao topo do morro, porém a elevada presença de areia no incipiente solo que se desenvolve no topo testemunharia uma antiga cobertura de arenito erodida. Na concavidade da base do morro o basalto dá lugar ao arenito que, em alguns pontos, está recoberto por blocos de basalto e material já alterado transportado das vertentes. Não foram encontradas juntas, fraturas ou algum indício de falhamento neste morro.

O **Morro do Vermelho**, próximo às cabeceiras do Ribeirão Vermelho, apresenta forma em meia laranja, cujo arredondamento lembra a de um pão de açúcar (figura 5-54). A altitude máxima no topo é de 706 m e ele está esculpido totalmente em arenito Botucatu com duas famílias de fratura e estratificação cruzada de grande porte. As fraturas apresentam direções coincidentes com a orientação da Serra de São Pedro e do próprio canal principal da Bacia do Vermelho.

Os três morros citados constituem testemunhos de antigas posições da Serra porque sua coluna estratigráfica é semelhante à da escarpa, apresentam litologias que explicariam a sua maior resistência em relação à morfogênese, não possuem falhas de rejeito vertical que indicariam que eles seriam altos estruturais, não apresentam rochas intrusivas que sugeririam um relevo dômico e, por fim, apresentam colos que indicam uma antiga ligação com o Planalto Ocidental. Foram identificados nas fotografias aéreas alguns morrotes na frente da Escarpa que, de acordo com as informações de campo, não constituem testemunhos de antigas posições Serra. Eles são na verdade antigos depósitos de tálus compostos de blocos de basalto, diabásio, arenito e material pedogeneizado que foram reentalhados na sua retaguarda pelas drenagens e acabaram sendo separados do sopé da escarpa e dos depósitos atuais.

O **Morro do Cristo e o Morro do Barreiro** são feições de relevo que se destacam no meio da paisagem colinosa e suave do interflúvio Piracicaba-Tietê. O morro do Barreiro (figura 5-55) apresenta topo plano limitado por cornijas que marcam o início de vertentes íngremes, irregulares e com muitas rupturas estruturais relacionadas aos solos rasos e afloramentos do arenito da Formação

Pirambóia. Em contrapartida, o Morro do Cristo (figura 5-53) apresenta topo estreito e convexo, enquanto que as vertentes são íngremes e apresentam eventuais cornijas. Tanto o Morro do Cristo como o do Barreiro são sustentados por intrusões de diabásio (figura 5-56) visíveis apenas nos topos e provavelmente devem constituir o centro das estruturas, tendo o arenito como rocha encaixante. Por dificuldade de acesso a esses dois morros, não foram observados indícios claros de perturbação da coluna estratigráfica ou a ocorrência de falhas, porém não se descarta a existência desses elementos no local devido à semelhança da área com os Altos Estruturais do Pau D'Alho (CASTRO, 1973 e SOUSA, 2002) e Anhembi (ARAUJO *et.al.*, 2006), onde foram encontradas intrusões de diabásio associadas a falhas normais que alçaram as Formações do Grupo Passa Dois (Corumbataí e Irati) ao nível da Formação Pirambóia.

Embora não tenha sido possível fazer uma verificação sistemática da presença de falhas na área dos dois morros, foram encontradas duas famílias de juntas, NW-SE e NNW-SSE, no arenito no contato com o diabásio. Essas orientações são compatíveis com a direção de alguns dos afluentes do Piracicaba/Tietê, com as orientações dos lineamentos estruturais adjacentes e com as rupturas na orientação do cinturão meândrico do rio Piracicaba. Diante desses elementos e ao fato de que as intrusões básicas geralmente estão associadas a falhamentos, esses dois morros também podem corresponder a altos estruturais derivados da tectônica mesozoica extensiva/distensiva provocada pela abertura do Atlântico Sul.

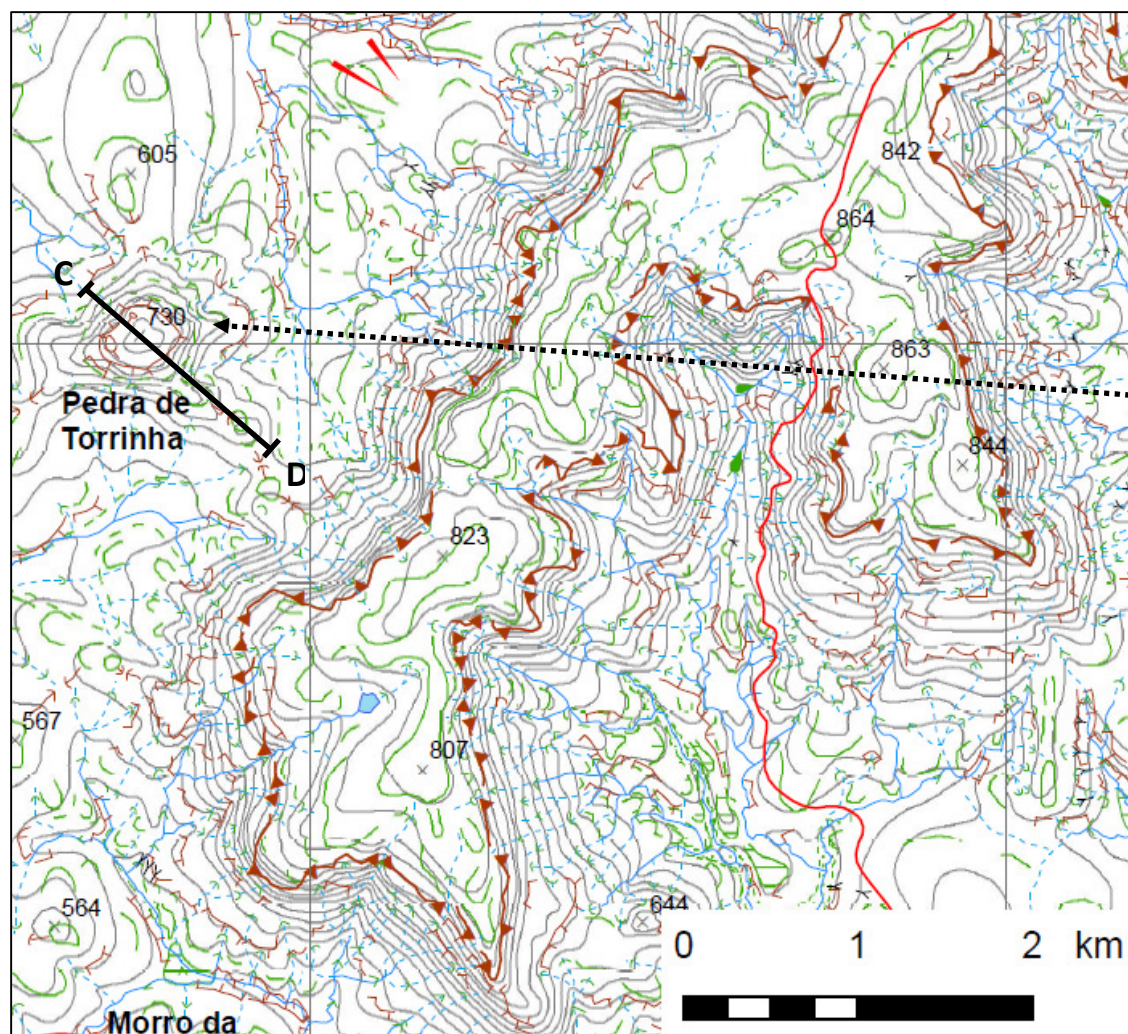


Figura 5-45: Mapa Morfológico de trecho da Serra de São Pedro (Oeste) e Pedra de Torrinhã. Elaboração: PINHEIRO, 2012.



Figura 5-47: Pedra de Torrinhã. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012 12:14

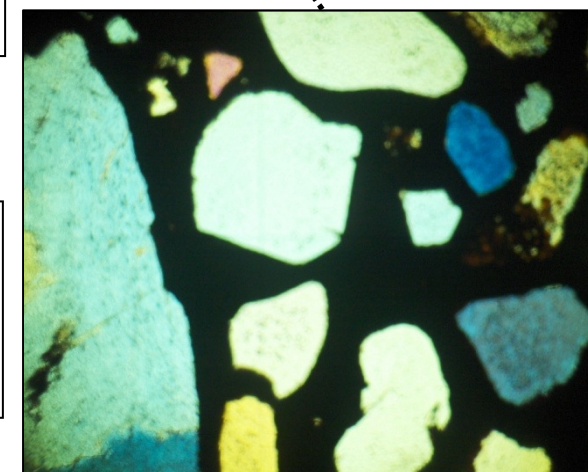


Figura 5-50: Lâmina delgada de basalto (objetiva de 10x) onde se observam linhas avermelhadas que mostram a migração do Fe e o avanço do processo de alteração sobre a rocha.

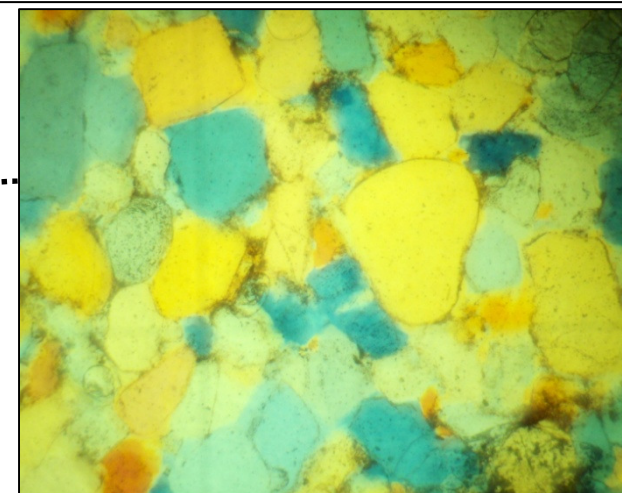


Figura 5-49: Lâmina delgada de arenito Botucatu silicificado (objetiva de 10x).

Figura 5-48: Lâmina delgada de blocos da Formação Itaqueri (objetiva de 10x) onde se observam grãos de quartzo e quartzito (alguns arredondados) no esqueleto envolto por cimento ferruginoso (material escuro).

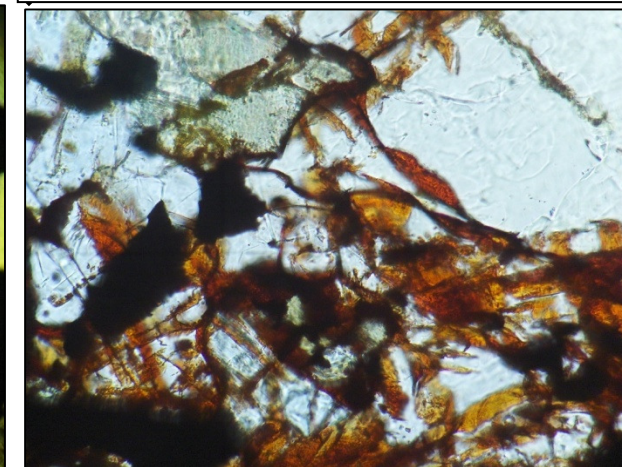


Figura 5-51: Pedra de Torrinhã e colinas suaves do Glacis Preservado. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 08/01/2012.

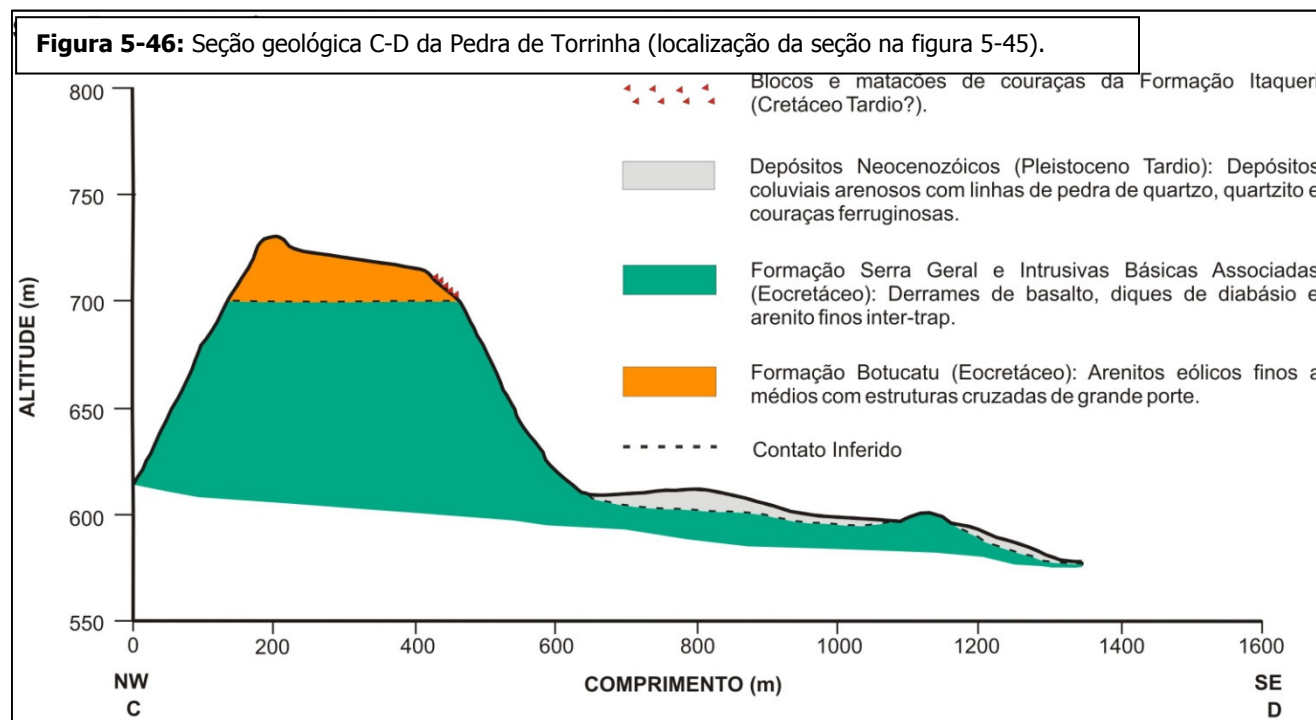
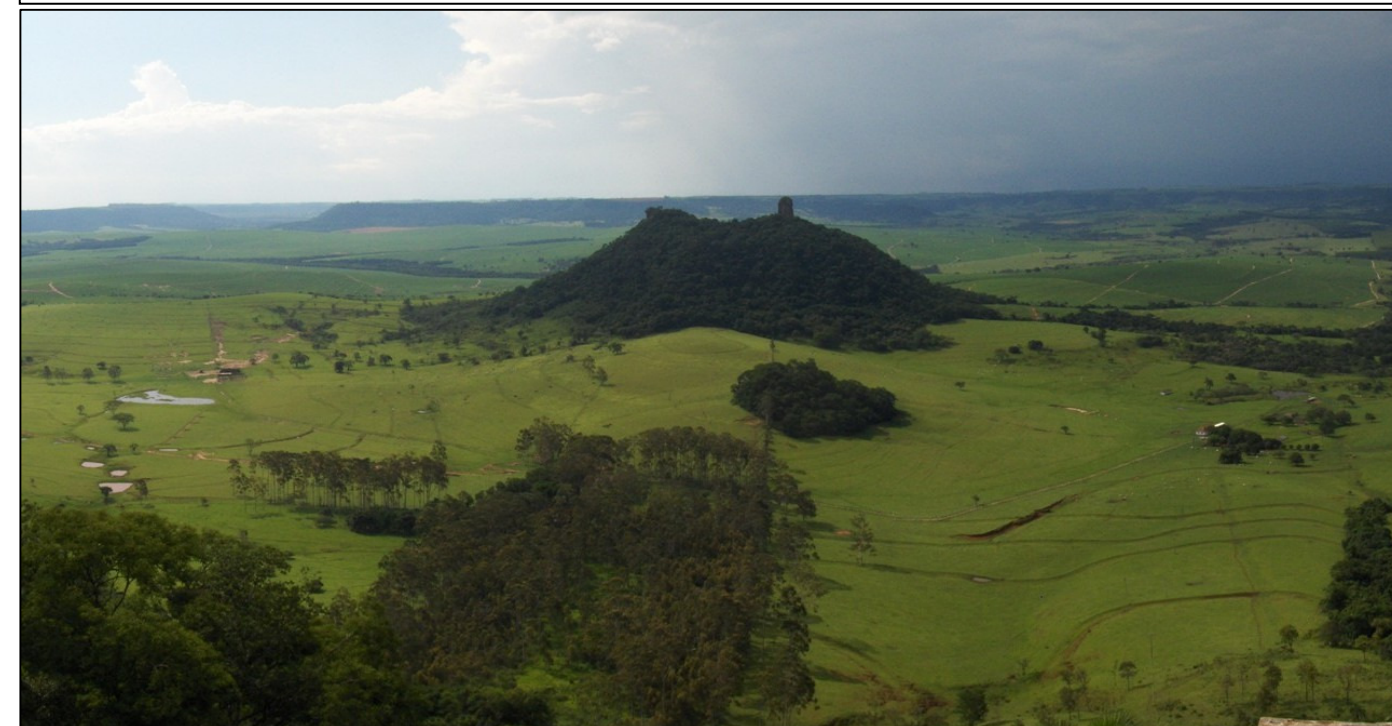


Figura 5-52: Mapa morfológico da região do Morro do Cristo e Morro do Barreiro. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

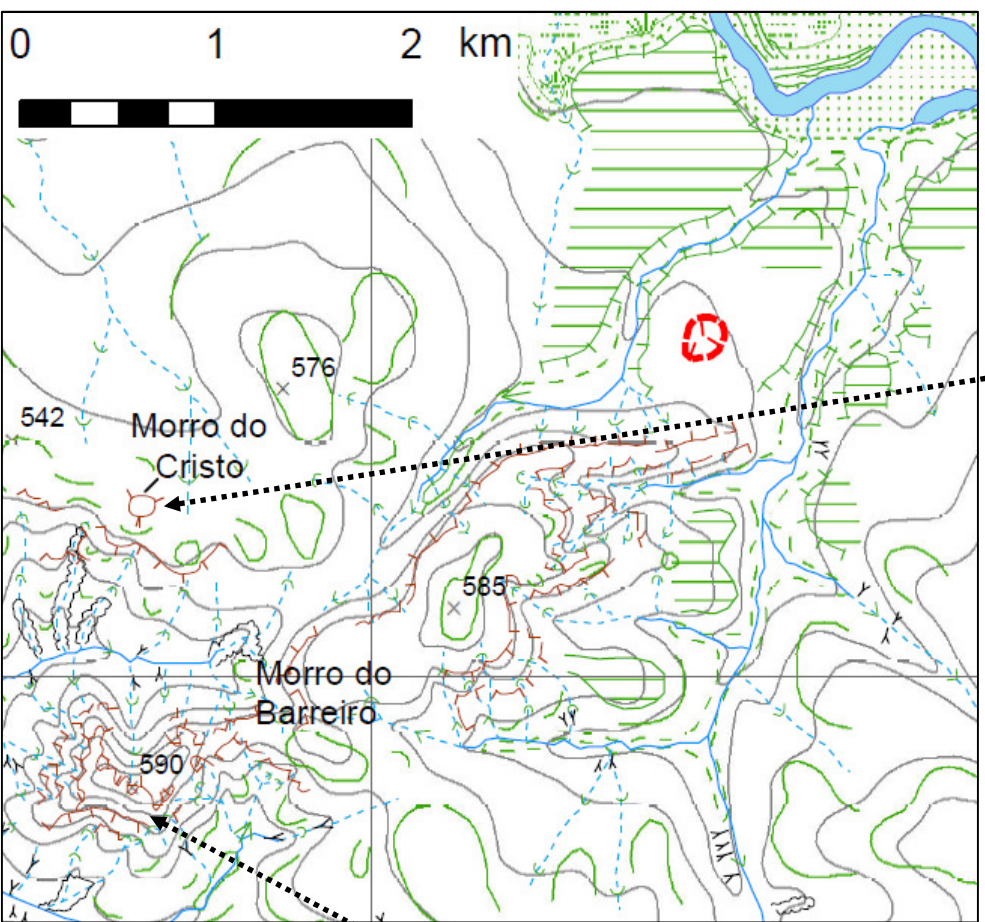


Figura 5-53: Vista geral do Morro do Cristo. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 19/07/2012.



Figura 5-54: Morrote do Vermelho esculpido no Arenito Botucatu. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/01/2012. Localização: Bacia do Ribeirão Vermelho nas coordenadas 192.038 E; 7.504.809 S. Zona 23.



Morros e Morrotes Isolados da Depressão Periférica: Morro do Barreiro, Morro do Cristo e Morrote do Vermelho



Figura 5-55: Vista geral do Morro do Barreiro que é sustentado por um dique de diabásio que aflora no topo da estrutura. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012.

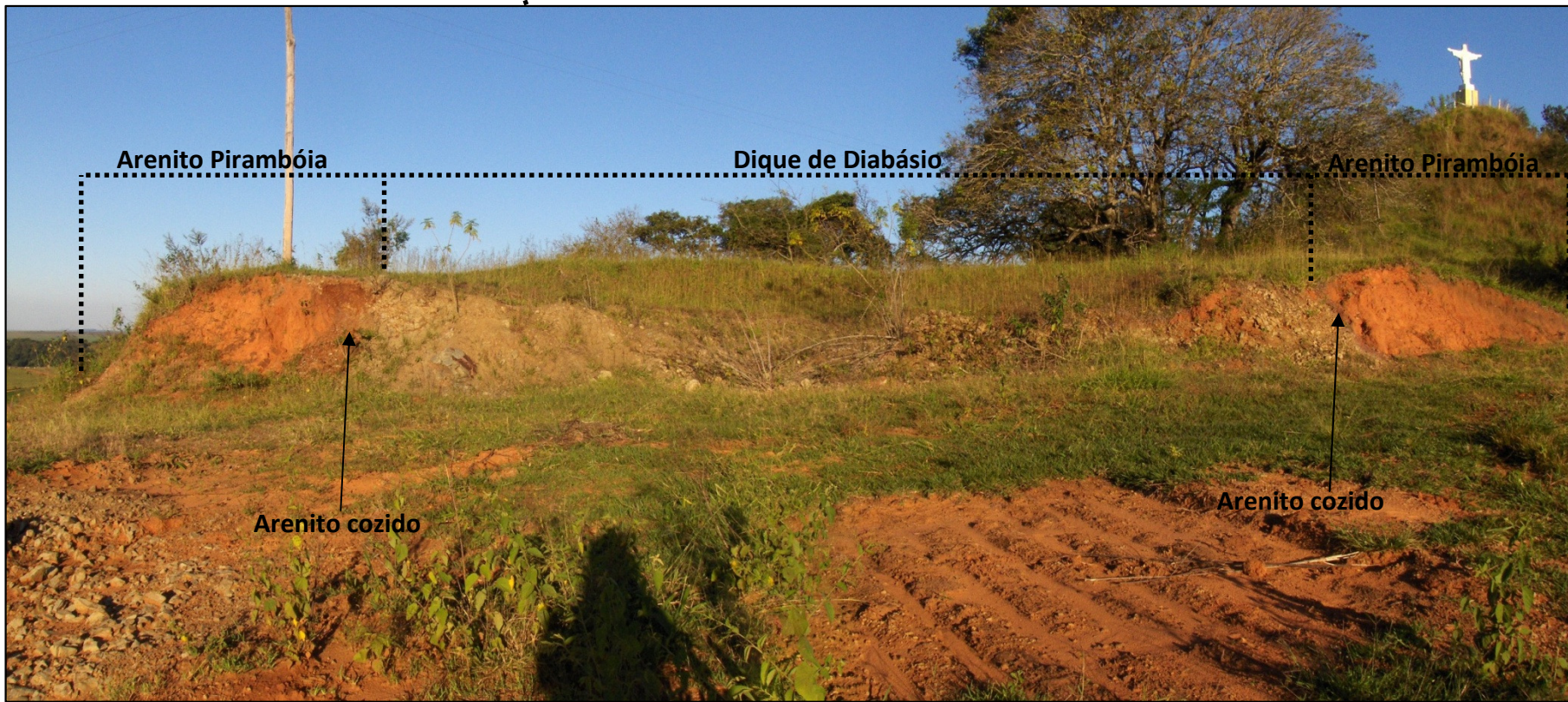


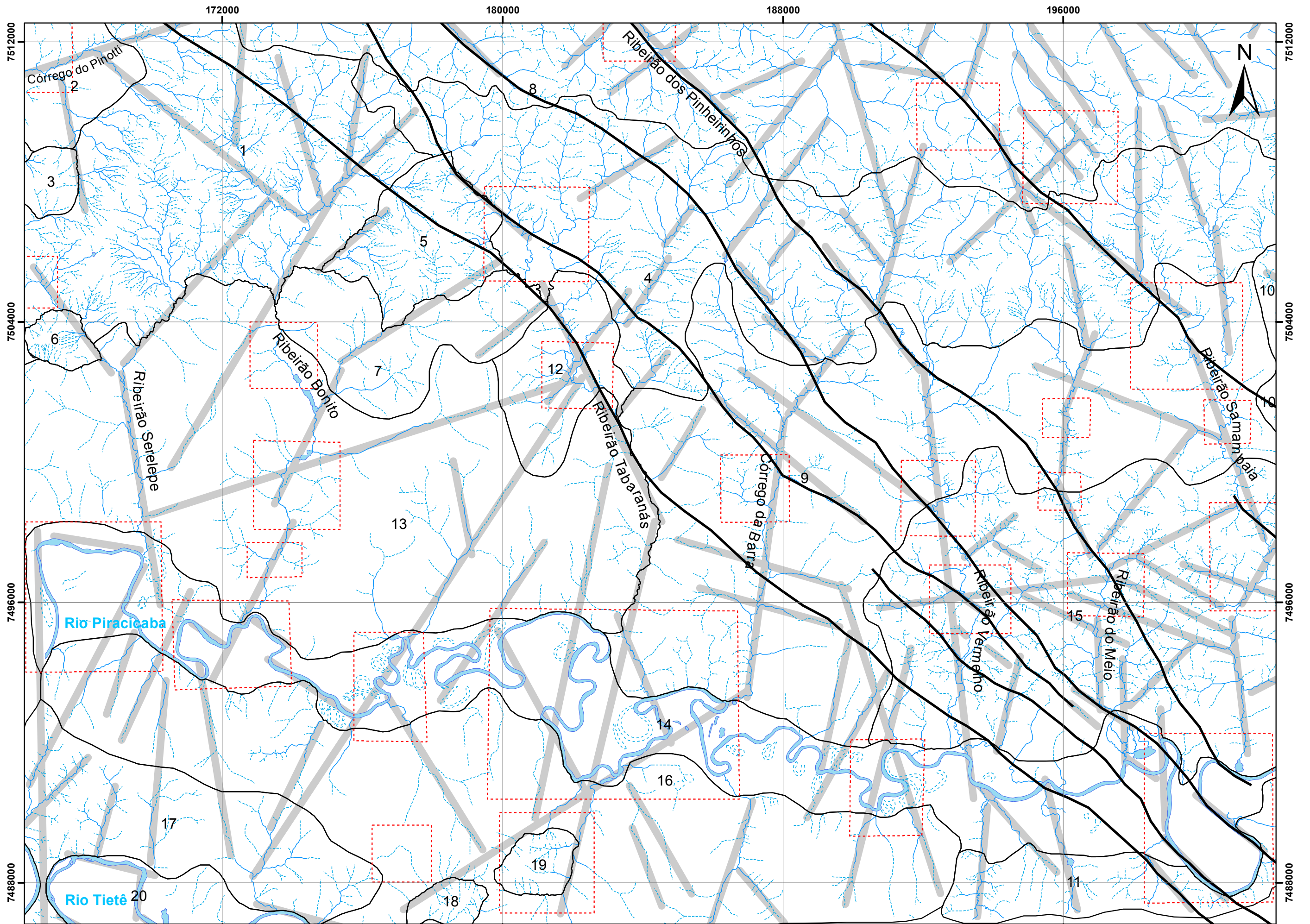
Figura 5-56: Dique de diabásio aflorando em corte realizado no topo do Morro do Cristo. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 09/07/2012.

5.2 – CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM

5.2.1 – Unidades Homogêneas, Padrões e Anomalias da Rede de Drenagem

A rede de drenagem da região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba apresenta características bastante variadas de acordo com os atributos fisiográficos da área. Por conta disso, para a análise da drenagem da região agrupou-se os canais fluviais em unidades homogêneas de acordo com o padrão, a densidade de drenagem e a densidade hidrográfica de cada setor. Embora apenas esses critérios tenham sido utilizados nessa separação inicial, posteriormente, dentro de cada unidade, foram avaliadas também outras características importantes, tais como a assimetria, a tropia, a angularidade e a presença de formas anômalas.

Embora a divisão da região em manchas homogêneas tenha resultado em 20 unidades (figura 5-57), de forma geral é possível dividir a drenagem da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba em apenas 5 grandes unidades cujos limites correspondem basicamente ao recorte dos grandes compartimentos morfológicos e morfoestruturais da área: Reverso, Escarpa, Glacis (Preservado e Dissecado), Planície Fluvial do Piracicaba e Tietê e Interflúvio Piracicaba-Tietê. As 20 manchas homogêneas correspondem a um detalhamento dessas 5 grandes unidades, sendo que na tabela 5-1 apresenta-se uma síntese das principais características de cada mancha.



LEGENDA

- Drenagem Perene
- - - Drenagem Intermitente
- Meandro Abandonado
- Lineamento Sta. Maria - Cabreúva
- Unidades Homogêneas

ANOMALIAS NA REDE DE DRENAGEM

- Áreas com Ruptura na Direção dos Canais
- Linearidade dos Canais

Escala 1:100.000

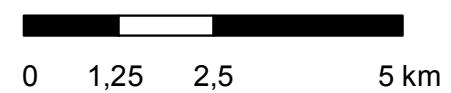


Figura 5-57: Unidades Homogêneas e Anomalias da Rede de Drenagem

Fonte: PROSPEC S.A - IA. Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de SP. Escala 1:25.000. 1962. Elaboração: PINHEIRO, 2012.

Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem

Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km de canais/km²)	Densidade Hidrográfica (canais/km²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
1	Dendrítico com tendência a Subparalelo	3,84	10,70	-Média entre os canais de terceira ordem ou superior. - Fraca na confluência dos canais de primeira, segunda e terceira ordem.	Multidirecional	Não há	Retilinearidade de canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
2	Subdendrítico	1,67	2,23	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Bidirecional (NE-SW e NW-SE)	Fraca (diferença no número de canais)	Mudanças bruscas na direção dos canais
3	Radial	2,57	6,51	Fraca	Multidirecional	Não há	Não há
4	Dendrítico com tendência a Subparalelo	3,36	5,90	-Média entre os canais de terceira ordem ou superior. - Fraca na confluência dos canais de primeira, segunda e terceira ordem.	Multidirecional	Fraca (diferença no número de canais)	Retilinearidade das drenagens e mudanças bruscas na direção dos canais
5	Radial	4,42	9,45	Fraca	Multidirecional	Não há	Não há

Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem

Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km de canais/km²)	Densidade Hidrográfica (canais/km²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
6	Radial	4,66	13,15	Fraca	Multidirecional	Não há	Não há
7	Dendrítico	1,50	2,15	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Tridirecional (NE-SW, NW-SE e N-S)	Fraca (diferença no número de canais).	Retilinearidade de canais
8	Treliça	2,49	4,96	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Bidirecional (NE-SW e NW-SE)	Não há	Mudanças bruscas na direção dos rios, retilinearidade de canais e drenagens ortogonais ao canal principal
9	Retangular a Subdendrítico	2,05	4,00	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (N-S, E-W, NE-SW e NW-SE)	Forte	Retilinearidade de canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
10	Dendrítico	2,12	4,61	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (WNW-ESE, N-S, E-W)	Fraca (diferença no número de canais).	Não há

Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem

Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km de canais/km²)	Densidade Hidrográfica (canais/km²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
11	Subdendrítico a Paralelo	1,94	3,64	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (N-S, E-W, WNW-ESE, NW-SE)	Fraca (diferença no número de canais).	Retilinearidade dos canais
12	Dendrítico	2,24	2,81	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (NNW-SSE, NE-SW, E-W e N-S)	Forte	Retilinearidade dos canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
13	Dendrítico	1,85	2,80	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Tridirecional (N-S, WNW-ESE e NW-SE)	Forte	Retilinearidade dos canais e mudanças bruscas na direção das drenagens

Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem

Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km de canais/km²)	Densidade Hidrográfica (canais/km²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
14	Meândrico	1,56	1,20	Média a baixa	Tridirecional (WNW-ESE, E-W e N-S)	Forte	Meandros encaixados e inflexões do cinturão meândrico coincidindo com as direções das estruturas tectônicas
15	Dendrítico	3,39	8,60	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (N-S, WNW-ESE, NW-SE e NE-SW)	Não há	Retilinearidade de canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
16	Paralelo	0,98	1,00	Baixa entre os canais extensos e retilíneos; Média entre os canais de primeira ordem e o canal principal.	Multidirecional (NNW-SSE, NNE-SSW, NW-SE e N-S)	Não há	Retilinearidade dos canais

Tabela 5-1: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem

Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km de canais/km²)	Densidade Hidrográfica (canais/km²)	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
17	Dendrítico	1,79	3,38	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (NNW-SSE, NNE-SSW, NW-SE e N-S)	Não há	Retilinearidade dos canais
18	Radial	5,36	11,30	Fraca	Multidirecional	Não há	Não há
19	Radial	4,27	10,18	Fraca	Multidirecional	Não há	Não há
20	Meândrico ⁵	1,40	0,73	Média a baixa	Tridirecional (WNW-ESE, E-W e N-S)	Forte	Meandros encaixados inflexões do cinturão meândrico coincidindo com as direções das estruturas tectônicas

⁵ Não existe padrão de drenagem meândrico, apenas padrão de canal, porém, devido à especificidade dessa unidade, ela foi diferenciada das demais a partir das características do canal fluvial.

A unidade 8 corresponde ao alto curso dos canais fluviais que drenam para o Reverso da Escarpa, em direção ao centro da Bacia do Paraná. Nesse setor a densidade de drenagem e a densidade hidrográfica são relativamente baixas se comparadas à área da escarpa, e o padrão é variável entre dendrítico (setor Oeste da Serra) e treliça (Setor Leste da Serra). Os canais fluviais principais são orientados na direção NW-SE, enquanto os tributários, cujos ângulos de confluência com a drenagem mais importante são quase sempre de 90°, sobretudo na região Leste, apresentam-se principalmente na direção NE-SW. Há forte assimetria nas bacias e as formas anômalas do sistema fluvial ficam por conta de uma inflexão no canal principal do Ribeirão dos Pinheirinhos e da retilinearidade dos canais principais e de alguns tributários, que em geral são ortogonais ao rio principal.

Como a declividade é baixa em grande parte do Reverso na área de estudo e o local está recoberto sobretudo por solos porosos e permeáveis (Neossolos Quartzarênicos e Latossolos argilosos e de textura média), bem como os materiais da Formação Itaqueri, grande parte da água da chuva infiltra e, em consequência, o deflúvio é reduzido, o que condiciona uma densidade drenagem/hidrográfica mais baixa que em outras regiões. A orientação e retilinearidade dos canais, bem como os ângulos de confluência próximos de 90°, principalmente na porção Leste da Serra de São Pedro, onde a Formação Itaqueri mapeada por Buzzato (2000) está mais preservada, são condicionados por fatores estruturais, considerando que as orientações NW-SE e NE-SW dos canais principais são coincidentes com as direções regionais e locais mais

importantes que já haviam sido identificadas por Ladeira (2001) e Santos e Ladeira (2006) em ferricretes e silcretes falhadas situadas na Serra do Itaqueri.

As unidades 1, 4 e 5 estão inseridas no domínio da Escarpa e marcam o setor onde a densidade de drenagem e a densidade hidrográfica são as mais elevadas da área, respectivamente 3,36 a 4,42 km de canais/km² e 5,90 a 10,70 canais/km² (tabela 5-1). O padrão é dendrítico com tendência a subparalelo, exceto na unidade 6, onde o padrão é radial devido à presença de um promontório que se estreita na direção da escarpa e condiciona uma organização dos canais fluviais semelhante à dos morros isolados da Depressão Periférica. A tropia é multidirecional, a angularidade varia de média a baixa, a assimetria vai de fraca a inexistente e as formas anômalas são principalmente a retilinearidade dos canais e as mudanças abruptas na direção destes.

A alta densidade de drenagem/hidrográfica na área da escarpa é fruto da presença de rochas pouco permeáveis (basaltos, diabásios e arenitos silicificados) e solos rasos, além da declividade elevada que diminui o tempo de residência dos fluxos nas bacias, dificulta a infiltração e, conseqüentemente, aumenta o *runoff*. A declividade mais elevada dessa área produziu também alterações no padrão de organização dos canais, gerando uma tendência a subparalelo nos trechos mais íngremes, o que explica o paralelismo observado principalmente nos canais intermitentes. A retilinearidade dos canais também pode ser um produto da alta declividade (HOWARD, 1967), porém esse fator não afasta a possibilidade de um condicionamento estrutural no arranjo dos canais, uma vez que ela é reforçada pelas bruscas mudanças na direção das drenagens principais.

As unidades 2, 3, 6, 7, 9, 10, 12, 13 e 15 contemplam a área do Glacis, que por sua vez está dividido em 2 partes: Glacis Preservado e Glacis Dissecado. A densidade de drenagem (de 1,50 a 2,24 km de canais/km²) e a densidade hidrográfica (2,15 a 4,61 canais/km²) são muito baixas no Glacis Preservado (unidades 2, 7, 10, 12 e 13), enquanto que no Glacis Dissecado (unidade 15) e nos morros isolados (unidades 3 e 6) elas atingem valores muito próximos àqueles verificados na Escarpa. A baixa densidade de drenagem e de canais por área no Glacis Preservado está associada à extrema permeabilidade das espessas coberturas arenosas que recobrem essa área, sobretudo nos topos do interflúvios, enquanto que a elevada densidade no Glacis Dissecado é consequência da maior dissecação sofrida nesse setor, que acaba expondo solos menos permeáveis e mais rasos (Neossolos Litólicos e Argissolos), além da própria rocha. As áreas dos morros isolados apresentam maior presença de canais fluviais por serem zonas mais elevadas, onde naturalmente se estabelecem nichos de nascente e cabeceiras de drenagem, além de serem áreas constituídas de rochas pouco permeáveis (basaltos e arenitos silicificados), o que aumenta o escoamento superficial e a formação de canais.

Enquanto nos morros isolados a drenagem é radial e não orientada, no glacis como um todo ela varia entre dendrítica e sub-dendrítica com angularidade média (confluência dos canais próxima de 90°), tropia bidirecional a multidirecional (coincidindo em grande parte com as direções das estruturas e alinhamentos regionais) e assimetria de fraca a forte no Glacis Preservado e inexistente no Glacis Dissecado. As formas anômalas são especialmente as inúmeras mudanças bruscas na direção das drenagens e a sua retilinearidade,

principalmente nos rios que drenam o Glacis Preservado. No Glacis, o provável condicionamento estrutural sobre a drenagem fica mais evidente que em outros trechos da área porque é possível verificar com mais facilidade a linearidade de muitas drenagens e os grandes alinhamentos de canais em direções diversas que seguem por quase toda a área. Outro indício sobre o caráter tectônico do arranjo da drenagem é que algumas das principais inflexões na direção dos canais se dão justamente no ponto em que cruzam o chamado Alinhamento Santa Maria-Cabreúva, mapeado por Pires Neto (1996), e outras prováveis estruturas tectônicas.

As manchas homogêneas 14 e 20 contemplam o compartimento da Planície Fluvial do Piracicaba e Tietê, que constitui o nível de base geral de toda a região. Nelas, a densidade de drenagem e hidrográfica é baixa se comparada à área da Escarpa, porém os canais são de maior porte. Os rios Tietê e Piracicaba apresentam padrão meândrico e orientação geral WNW-ESE que é truncada em vários pontos por outras direções: NE-SW, NNE-SSW, N-S e NW-SE. Essas direções secundárias são evidenciadas pelas inflexões do cinturão meândrico e do próprio canal ou mesmo pela formação de grandes voltas e meandros abandonados. Embora a partir da desembocadura do Ribeirão Vermelho o Piracicaba já se estabeleça sobre um leito móvel, como o Tietê, as inflexões do cinturão meândrico de ambos e a orientação dos afluentes próximos de pequeno porte se dá numa mesma direção, coincidindo inclusive com o eixo de alguns meandros/meandros abandonados. Isso sugere um controle estrutural não apenas da direção principal do Piracicaba e do Tietê

como também dessas suas anomalias, conforme será exposto em detalhe no capítulo 5.4.

Por fim, o compartimento do Interflúvio Tietê-Piracicaba foi dividido nas manchas 11, 16, 17, 18 e 19. A maior parte dos canais de drenagem é intermitente e as bacias são de até 3º ordem, apresentando densidade de drenagem e densidade hidrográfica muito baixas na unidade 16, cujas coberturas pedológica e sedimentar bastante permeáveis é semelhante à do Glacis Preservado, com canais de até 2º ordem. Nas manchas 17 e 11, analogamente ao que ocorre no Glacis Dissecado, a dissecação do relevo é maior e o número de canais é mais elevado. Já as manchas 18 e 19 se diferenciam das demais não apenas por apresentarem densidade de drenagem e hidrográfica muito mais elevada como também por terem padrão radial na organização dos canais. As diferenças dessas duas manchas estão associadas à presença de dois morros isolados que são compostos de arenitos e diques de diabásio.

Na mancha 17 o padrão é dendrítico e a tropia apresenta-se multidirecional, embora seja clara a orientação N-S e NE-SW dos canais principais. Nas manchas 11 e 16 o padrão varia de subdendrítico a paralelo, com canais longos, retilíneos e tributários que deságuam nos canais principais em ângulos que raramente ultrapassam os 60º. As orientações dos canais principais são as mesmas da mancha 17 e em grande parte elas coincidem com direções das inflexões do cinturão meândrico do Piracicaba e Tietê, o que reforça a tese de que há um condicionamento estrutural não apenas nos canais do interflúvio Tietê-Piracicaba como também nestes dois grandes rios.

Foram apresentadas e analisadas aqui as características principais da rede de drenagem da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba, destacando os principais mecanismos fisiográficos que explicam as particularidades do sistema fluvial em cada um dos setores. A análise mostrou de forma clara a relação entre os atributos da drenagem, a distribuição dos materiais (solos e rochas) e as características do relevo, ressaltando as estruturas lineares (juntas e falhas) como fatores fundamentais na organização dos canais.

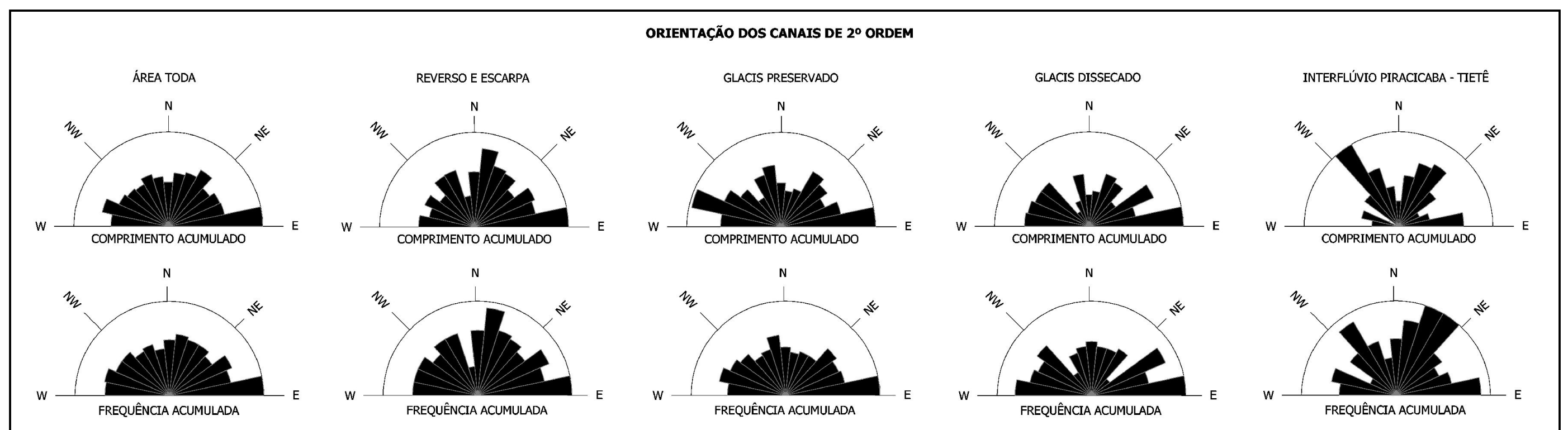
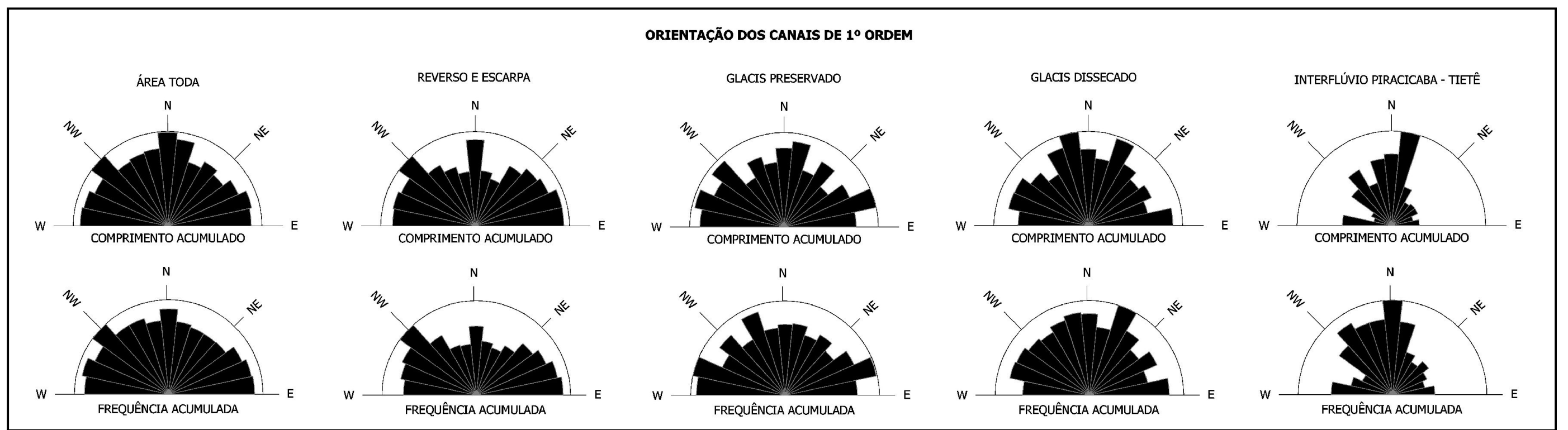
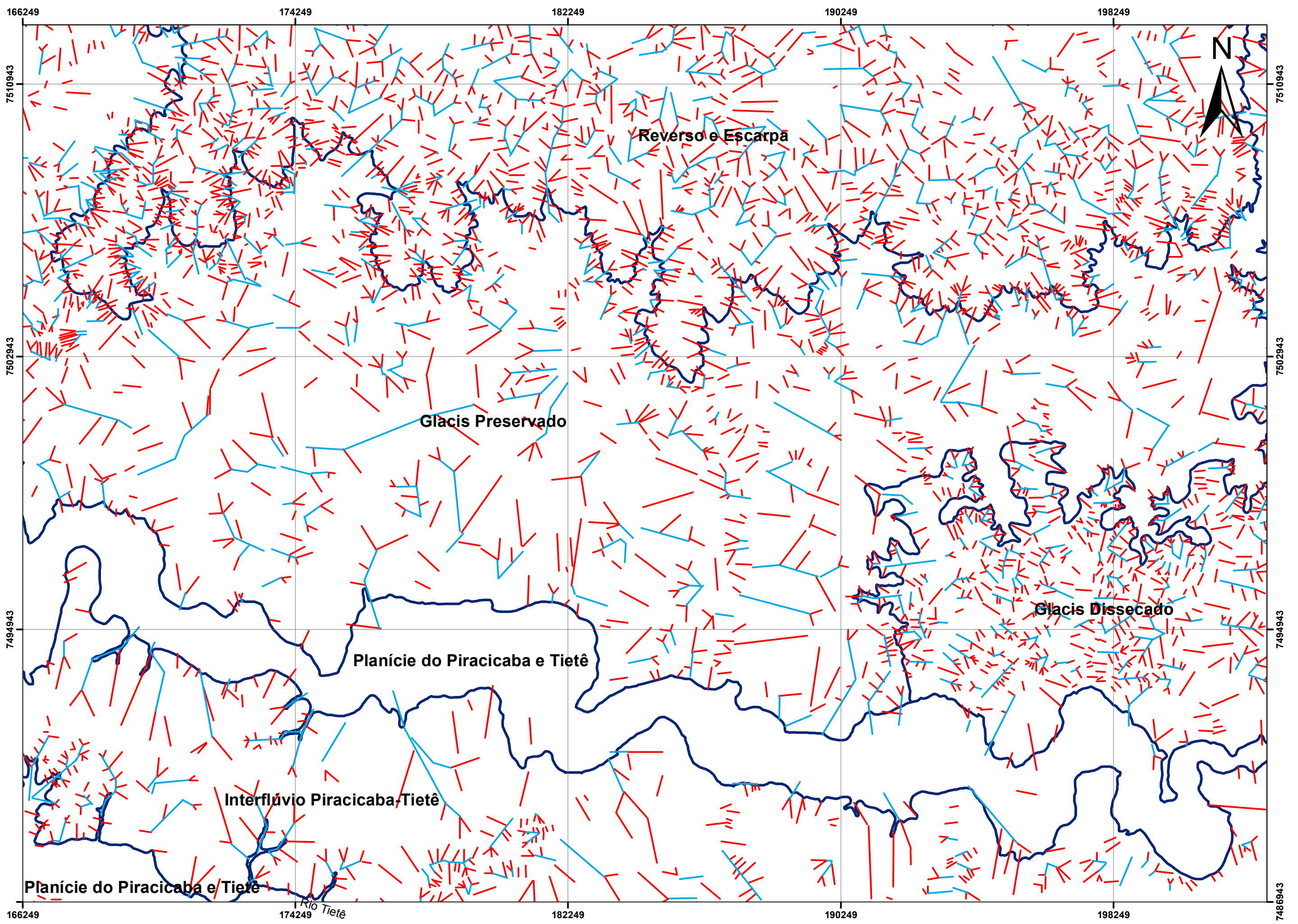
5.2.2 – Condicionamento Estrutural dos Canais de 1º e 2º Ordem e sua Relação com a Neotectônica

A circulação da água nas rochas, solos e depósitos se dá preferencialmente em zonas onde a porosidade e a permeabilidade são mais elevadas. Quando as zonas de concentração de fluxo se articulam, uma verdadeira rede é estabelecida. Em materiais consolidados, essas zonas preferenciais de circulação da água correspondem às linhas estruturais, tais como os falhamentos, contatos litológicos e os diversos tipos de juntas. A concentração dos fluxos nas linhas estruturais faz com que o processo de meteorização das rochas e esculturação do relevo ocorra de forma mais intensa a partir dessas zonas, podendo evoluir até o nível de um canal fluvial. Nesse sentido, considera-se que o próprio arranjo da rede de drenagem é um reflexo das estruturas e da sua distribuição espacial.

A premissa da rede de drenagem estruturalmente controlada é bastante aceita na Geomorfologia e norteia os estudos dos principais modelos de padrões de drenagem, como o proposto por Howard (1967), porém nem sempre os lineamentos refletem um condicionamento tectônico, uma vez que as juntas também podem estar associadas a fatores reológicos, alívio de pressão, dissolução e resfriamento heterogêneo da rocha (FOSSÉN, 2012). Apesar disso, a análise estatística de um grande número de juntas pode mostrar não somente a orientação predominante delas como também auxiliar na determinação da posição dos prováveis eixos de tensão que as geraram e que em geral apresentam correspondências com as tensões regionais (KOHLBECK e SCHEIDEGGER, 1977; SCHEIDEGGER, 1981 e 1985).

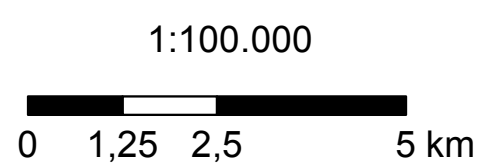
Partindo da hipótese de que a drenagem está condicionada aos lineamentos estruturais e que numa análise estatística as direções principais refletem principalmente a tectônica, Caputo *et.al.* (1993) consideram que os canais de drenagem de ordem inferior (que são os mais jovens) refletem a atividade tectônica mais recente, enquanto que os canais de ordem superior devem estar relacionados às estruturas tectônicas mais antigas. Nesse sentido, as direções dos canais de ordem inferior devem estar associadas ao regime neotectônico, da mesma forma que a orientação dos canais de ordem superior deve refletir regimes tectônicos anteriores. Assim, foi realizada no presente trabalho uma análise da orientação dos canais de drenagem de 1º e 2º ordem, que dentro das questões aqui colocadas corresponderiam às direções das estruturas neotectônicas da área estudada, a exemplo de outros estudos semelhantes realizados em outras regiões (SALAMUNI, 1998; DELLA SETA *et.al.*, 2004; SALAMUNI, EBERT e HASUI, 2004; CHAVES-KUS e SALAMUNI, 2008, entre outros).

A análise das rosetas dos canais de 2º ordem (figura 5-58) mostra que eles estão orientados em todas as direções, porém apresentam uma ligeira concentração em E, ENE/NE e WNW, com predomínio da primeira orientação. Esse resultado é muito próximo do encontrado por Facincani (2000) para estruturas de áreas contíguas, como as da chamada Depressão de São Pedro, que abrange a bacia do ribeirão Araquá. Para a autora, essas estruturas são transcorrentes dextrais e estão associadas ao regime neotectônico.



LEGENDA

- Limite dos Compartimentos Morfoestruturais
- Lineamentos das Drenagens de 2º Ordem
- Lineamentos das Drenagens de 1º Ordem



Projeção UTM
Datum Horizontal SAD69
FUSO 23

Figura 5-58: Lineamentos Associados aos Canais de 1º e 2º Ordens

Elaboração: PINHEIRO, M. R. 2013.

Sobrepondo-se as rosetas das direções dos canais de 2º ordem ao modelo de cisalhamento rúptil de Riedel (figura 5-59), verifica-se uma boa correspondência das estruturas com um binário transcorrente sinistral E e ENE. Essas direções corresponderiam aos planos de cisalhamento de Riedel (R) e de cisalhamentos Y e P, enquanto que as orientações para N seriam o plano de cisalhamento conjugado de Riedel (R') e a direção NE corresponderia às juntas de tração (T). Nesse quadro, considerando uma posição horizontal para os eixos de tensão principal e mínima, σ_1 deve estar na orientação NE-SW, enquanto σ_3 estaria a NW-SE, diferente do verificado por Facincani (2000).

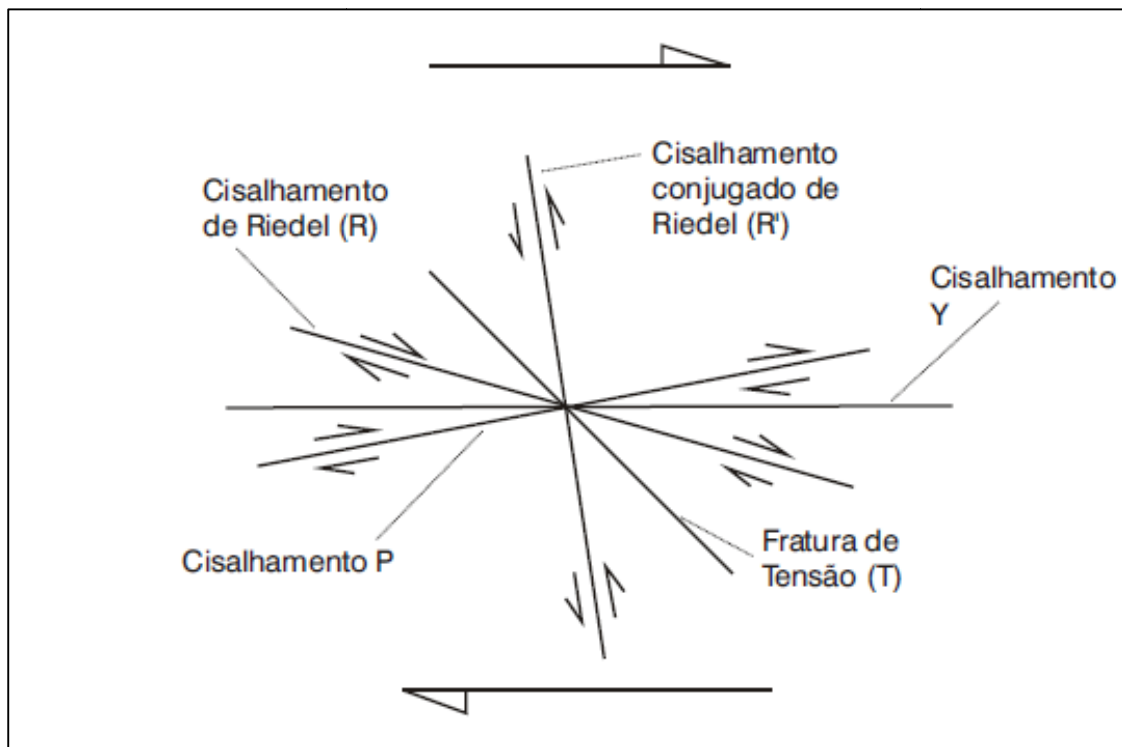


Figura 5-59: Modelo de cisalhamento rúptil de Riedel (1929).
Extraído de Salamuni (1998).

Quando avaliados os compartimentos morfoestruturais individualmente⁶, observa-se que as direções dos lineamentos e a provável posição dos eixos de

⁶ Não foram feitas análises dos compartimentos associados às planícies do Piracicaba, Tietê e afluentes principais porque nessas áreas não havia canais de primeira e segunda ordem. O compartimento da Escarpa e Sopé da Escarpa foi incorporado ao reverso, uma vez que muitas estruturas cortavam as 3 unidades

tensão no Reverso e na Escarpa são os mesmos da área como um todo. No Glacis as orientações também são muito semelhantes ao da área inteira, com um ligeiro aumento de lineações NNW e WNW na área preservada e N, NE e E na zona dissecada, o que implica num ligeiro desvio do eixo de maior tensão para NNE-SSW e o e de menor tensão para WNW-ESE.

Na área do interflúvio Piracicaba-Tietê ocorrem as direções NNE e NE, E e NW, com predomínio da última, caracterizando um binário transcorrente dextral NW com plano de cisalhamento Riedel (R) e de cisalhamentos Y e P para NW, enquanto que o plano de cisalhamento conjugado (R') é NE e as juntas de tração apontam para N. Nesta unidade, σ_1 é N-S e σ_3 é E-W.

Considerando a área toda, os canais de 1º ordem também apresentam uma distribuição em todas as direções, com ligeiro destaque somente para NW, N e WNW. A sobreposição das rosetas ao modelo de Riedel sugere um binário transcorrente dextral WNW e W, com os planos R, Y e P nessas direções, o plano conjugado de Riedel a N e as juntas de tração em NW. Nesse cenário, o eixo de maior compressão estaria na direção NW-SE e o de maior distensão na direção NE-SW. Esse quadro coincide com a situação descrita por Riccomini (1995 e 1997) e Santos e Ladeira (2006) para a tectônica quaternária transcorrente que deformou os depósitos Terciários do topo da Serra de Itaqueri. Da mesma forma, coincide com a situação verificada nas Depressões de São Pedro e Campo Alegre por Facincani (2000) e para os Altos Estruturais do Pau D'Alho, Artemis, Jibóia e Pitanga por Sousa (2002).

morfoestruturais, o que impossibilitava uma análise individualizada. Os morros isolados também foram incorporados às unidades maiores em que estão presentes.

Quando analisados os compartimentos individualmente, observa-se que no Reverso e na Escarpa há uma situação semelhante ao da área como um todo, apenas diminuindo um pouco a concentração de lineações N-S, o que não chega a mudar a posição dos eixos de tensão. Quando considerada a área do Glacis Dissecado e Preservado, há um aumento da frequência de lineações NNW e NNE, caracterizando um binário dextral WNW e NW, com plano de cisalhamento de Riedel (R) na direção NW, planos de cisalhamento R e Y para WNW, plano conjugado de Riedel (R') para NNE e juntas de distensão NNW. Os eixos σ_1 e σ_3 apresentam-se respectivamente nas direções NNW-SSE e ENE-WSW, ou seja, pouco deslocados em relação ao verificado para a área toda. O interflúvio Piracicaba-Tietê é a única unidade onde os lineamentos concentram-se em outras direções, predominando as orientações N e NNE, NW, W e NNW, o que sugere um binário transcorrente provavelmente sinistral N e NE, onde se situam os planos R, Y e P, com cisalhamento conjugado em W e juntas T em NW, mantendo-se a posição dos eixos de tensão principal e menor em NW-SE e NE-SW.

Esta análise dos canais de 1º e 2º ordens forneceu indícios importantes acerca das estruturas tectônicas associadas ao regime neotectônico, porém os resultados da determinação dos eixos de tensão precisam ser analisados com ressalvas, uma vez que as lineações contidas nos mapas são informações bidimensionais. A definição segura dos campos de paleotensões só pode ser realizada a partir de estruturas medidas em campo, o que será tratado no item 5.2.5. Apesar disso, considera-se que a boa correlação encontrada aqui na comparação feita entre os dados das tensões determinadas a partir dos canais de 1º ordem com a dos resultados das pesquisas das áreas próximas é um sinal de que esta primeira

aproximação consiste num método válido de caracterização estrutural e cinemática da tectônica recente na área. Os resultados determinados a partir da orientação dos canais de 2º ordem estão em desacordo com os resultados das regiões próximas e parecem incompatíveis com as estruturas da área de estudo.

Em síntese, as estruturas neotectônicas da área distribuem-se em direções diversas, com predomínio em NW, N e WNW, e pequenas variações entre as unidades morfoestruturais. O regime de tensão provável aponta para σ_1 e σ_3 subhorizontais respectivamente orientados em NW-SE e NE-SW, resultado semelhante aos estudos de zonas contíguas. Isso reforça a hipótese do controle estrutural da drenagem da área inclusive nos canais de menor porte e que a análise de dados estruturais bidimensionais também podem fornecer indícios importantes sobre as paleotensões.

5.2.3 – Análise Azimutal dos Canais de Drenagem para Identificação de Falhas Transcorrentes

A ausência de bons afloramentos e indícios mais claros que possibilitassem a identificação das estruturas tectônicas no campo gerou a necessidade da busca de métodos indiretos e quantitativos para a determinação das prováveis linhas tectônicas que cruzam a área e são responsáveis pela atual configuração do relevo.

Baseado na hipótese de que falhas transcorrentes podem produzir a rotação das direções preferenciais dos canais fluviais adjacentes (CAPUTO *et.al.*, 1993), foi medido o azimute dos canais de 1º e 2º ordem ao longo de transectos perpendiculares às possíveis linhas de falha onde se instalam os rios principais, seguindo a proposta de Ciccacci *et.al.* (1986) e Belisario *et.al.* (1999). Os dados foram exibidos em gráficos, utilizando como modelo interpretativo o seguinte critério: quando há transcorrência sinistral na linha estrutural cruzada pelo transecto, a curva que mostra os azimutes dos canais no histograma tende a ser convexa (*bell-shaped spectra*), ao passo que quando o movimento é dextral, a curva é côncava (*valley shaped spectra*) próxima à falha. Mais detalhes sobre essa técnica e o modelo interpretativo já foram expostos no capítulo 4.2.1.2.

Foram feitos 21 transectos cruzando os principais lineamentos da área e que possivelmente corresponderiam a falhamentos (figura 5-60). A análise preliminar dos transectos publicada em Pinheiro (2013b) sugeria que em pelo menos 12 dos transectos havia indícios de transcorrências, o que foi refutado pelos resultados de campo e posição dos eixos de tensão neotectônico, mantendo-se apenas 5 transectos (figura 5-61).

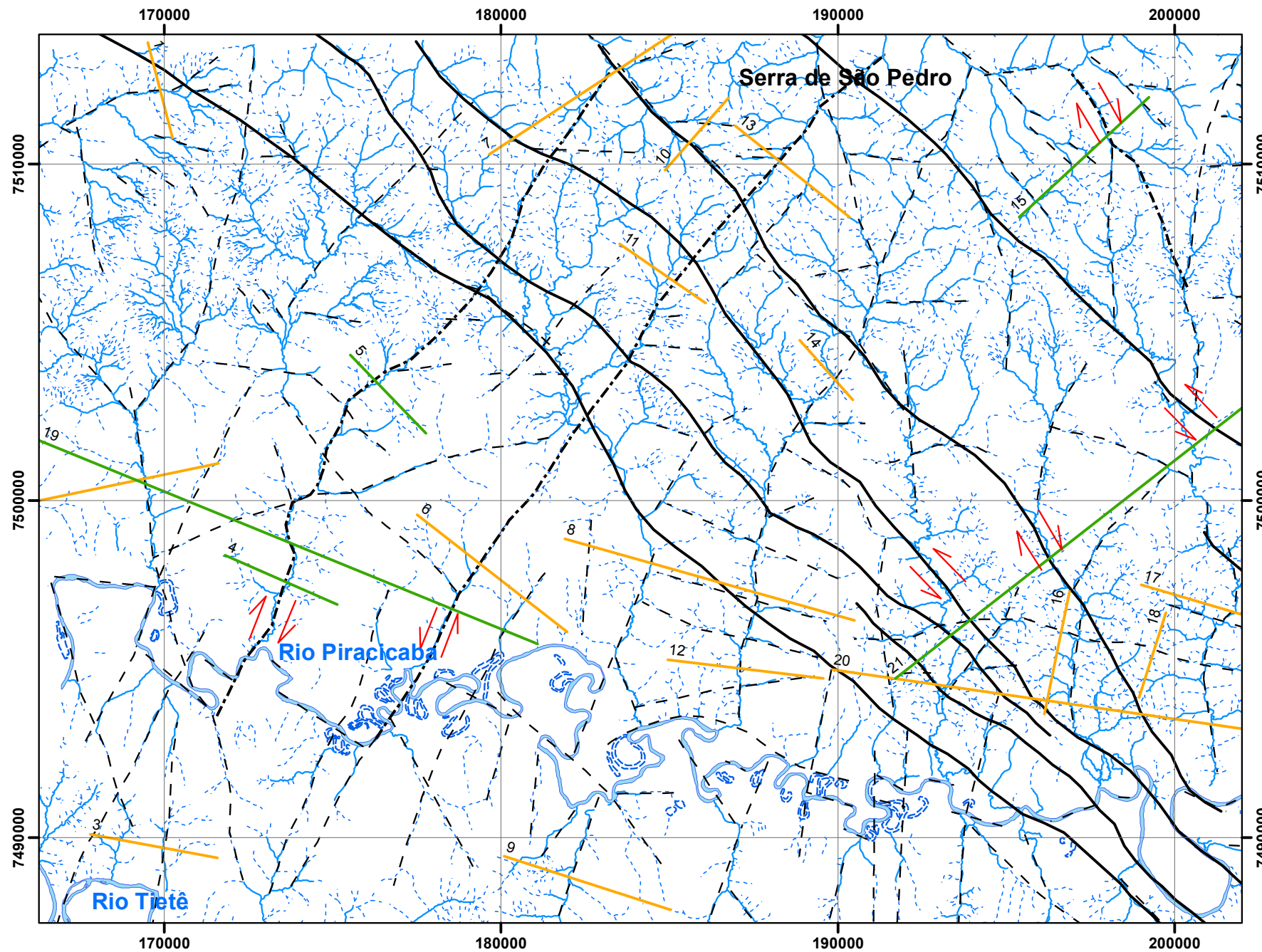
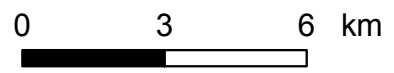


Figura 5-60: Localização dos Transectos Realizados e das Prováveis Falhas e Fraturas

Projeção UTM - Fuso 23
Datum Horizontal: SAD69



Escala 1:160.000

Fonte: I.A. Levantamento Aero-fotogramétrico do Estado de São Paulo. Escala 1:25.000. 1962.

Legenda

- Drenagem Perene
 - - - Drenagem Temporária
- Meandros Abandonados
 - Transecto sem Deslocamento Azimutal das Drenagens
- Transecto com Deslocamento Azimutal das Drenagens
 - - - Fraturas Principais
- Falhas Transcorrentes Inferidas
 - Lineamento Santa Maria - Cabreúva

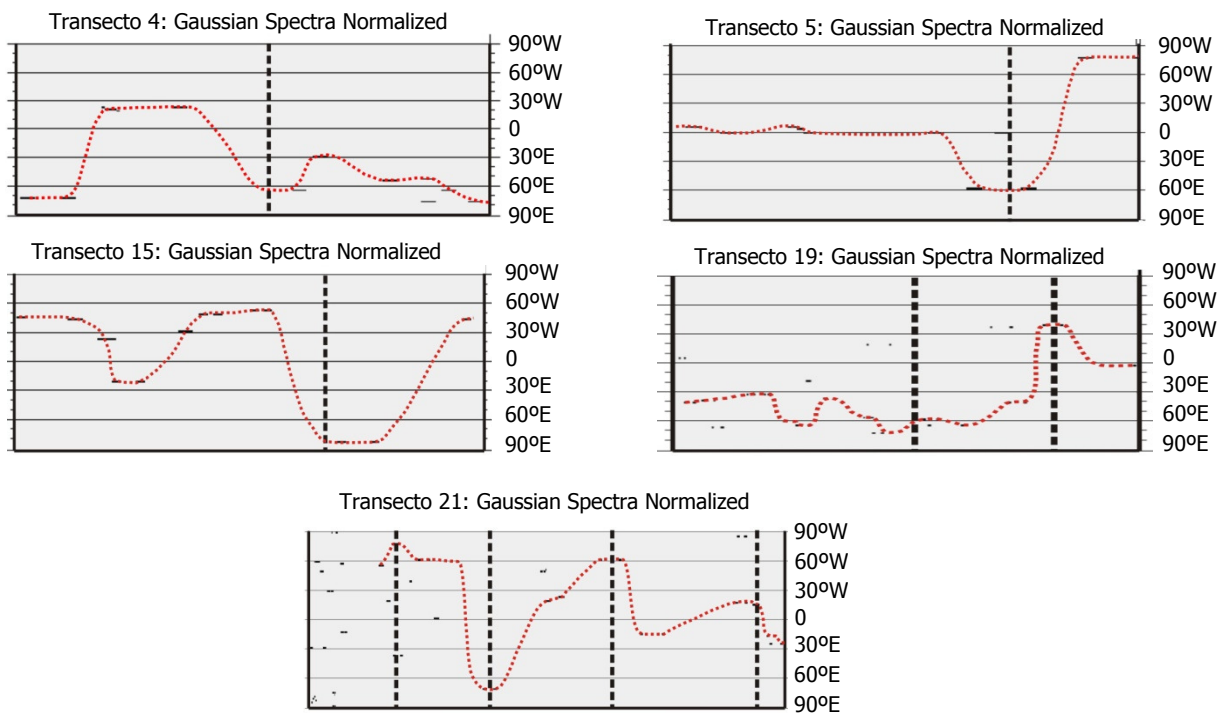


Figura 5-61: Diagramas em que foram detectados desvios azimutais nos canais de drenagem próximos a possíveis falhas de rejeito direcional. A linha tracejada em preto representa a posição do lineamento estrutural/falha assinalado no mapa.

Em grande parte dos transectos que estão na região da Serra de São Pedro e de seu sopé (1, 7, 10, 11, 13 e 14), bem como em muitos dos situados junto à margem direita do Rio Piracicaba (2, 6, 8, 12, 14, 16, 17, 18 e 20) e no interflúvio Tietê-Piracicaba (3 e 19), as mudanças no azimute dos canais junto às possíveis falhas foram pequenas ou inexistentes. Apesar disso, ainda que não tenha sido verificada a tendência de mudança do azimute dos canais fluviais na serra, isso não anula a possibilidade das linhas estruturais do local terem movimentos direcionais, uma vez que em zonas escarpadas a declividade também exerce um papel fundamental na determinação da orientação da drenagem, o que faz com que os canais não estejam necessariamente orientados apenas de acordo com os possíveis movimentos dos blocos. No caso dos canais junto à margem direita do Piracicaba e no interflúvio deste com o Tietê, ressalta-se a possibilidade de que não foi apontado

um desvio do azimute das drenagens não somente por ele possivelmente não ocorrer, como também porque a densidade de canais nesses locais é bastante baixa, o que diminui muito a confiabilidade do modelo estatístico.

Os transectos estabelecidos no reverso da Serra de São Pedro (transecto 15) e no Glacis (transectos 4, 5, 19 e 21) foram os únicos que mostraram indícios de falhas transcorrentes ou reativações com movimentações direcionais e/ou oblíquas de antigas falhas de rejeito vertical. Parte dessas estruturas são predominantemente NW-SE e estão relacionadas ao Lineamento Santa Maria – Cabreúva, que consiste numa extensa faixa de alinhamentos de relevo e drenagem na qual se encontram falhas e grandes fraturas, estendendo-se desde a região de Cabreúva até Santa Maria da Serra na orientação NW-SE, tendo sido definida por Pires Neto (1996).

A principal estrutura desse lineamento apresenta na área uma provável movimentação sinistral, o que é reforçado pela presença de uma grande curva anômala no Piracicaba (Volta Grande do Samambaia) e por inflexões dos seus afluentes da margem direita no trecho em que estes são cruzados pelas estruturas. Além disso, ao longo dessas linhas foram encontradas estruturas em flor negativa, típicas de falhas transcorrentes, bem como algumas falhas normais e famílias de juntas subverticais NW-SE e NNW-SSE cortando depósitos quaternários, provavelmente associadas a transtensão.

A falha determinada para a zona do Reverso tem orientação NNW-SSE e se estenderia até o médio curso do Ribeirão Samambaia, no Glacis. Essa estrutura corresponde provavelmente ao falhamento transcorrente identificado em campo por Riccomini (1995) no topo da Serra de São Pedro, sendo posteriormente confirmada por Facincani (2000) e em nossos trabalhos de campo. As medidas estruturais feitas

por Riccomini mostram uma movimentação sinistral e normal para a falha, em desacordo com os resultados do transecto 15, que sugeria uma movimentação dextral. Tendo em vista que os indicativos cinemáticos de campo são mais precisos e confiáveis, considera-se que a cinemática determinada pelo autor citado provavelmente é a correta.

Quanto às estruturas NE-SW, não há evidências seguras de campo que confirmem o seu comportamento direcional sugerido pelos resultados dos transectos 4, 5 e 19. Foram identificados grandes planos de fraturamento subverticais NE-SW cortando não apenas os paredões do arenito Pirambóia nas margens do Piracicaba e no glaciis preservado, como também alguns depósitos quaternários do ribeirão Bonito. Essas estruturas podem corresponder a falhas transcorrentes ativas no período neotectônico, porém não é possível confirmar essa hipótese pela ausência de indicadores cinemáticos nesses planos estruturais. Estes permitiriam não apenas determinar o comportamento das estruturas como também associá-lo às paleotensões. Se essas estruturas apresentaram movimentações direcionais, não se formaram estrias e ressaltos nos planos devido às características dos materiais onde foram medidas as estruturas.

Considerando um regime neotectônico com σ_1 em NW-SE e σ_3 em NE-SW, ambos sub-horizontais, conforme determinado no item anterior e confirmado no item 5.2.5, não seria viável a formação de transcorrências NE-SW, entretanto, se a tensão principal tiver sido orientada em WNW-ESE e a tensão mínima em NNE-SSW, essas transcorrências seriam possíveis com movimentação dextral no modelo de cisalhamento rúptil de Riedel (fratura de cisalhamento P, sintética). Esse regime de paleotensões não foi verificado na área de estudo, porém Riccomini (1995) e

Siqueira (2011) o identificaram em região próxima, em Pitanga, associando-o à formação do Alto Estrutural homônimo, o que suscita ainda mais dúvidas sobre a existência de transcorrências NE-SW na área objeto de nosso estudo. Mesmo com essas dúvidas, chama a atenção que no trecho em que essas supostas falhas cruzam o rio Piracicaba, há inflexões abruptas não apenas do canal como de toda planície fluvial, além de mudanças na direção da erosão marginal atestada pela diferença de orientação entre o eixo dos meandros atuais e o eixo dos meandros abandonados e cordões arenosos. Essas anomalias podem ser decorrência apenas do controle estrutural das famílias de juntas transversais ao rio, porém podem sugerir também movimentações transcorrentes recentes no local, ainda que não existam dados suficientes para comprovar essa hipótese.

Em síntese, a técnica utilizada neste item permitiu a inferência de uma série de transcorrências recentes, porém apenas algumas delas obtiveram a comprovação dos dados de campo ou se mostraram compatíveis com o regime de tensão neotectônico. As transcorrências inferidas que não se apresentaram coerentes com essas informações são de orientação NE-SW e serão descartadas. As únicas estruturas confirmadas são NW-SE e NNW-SSE, estando em grande parte associadas ao Lineamento Santa Maria - Cabreúva.

Por fim, embora não seja possível afirmar a idade dessas estruturas mapeadas, as transcorrências devem ser recentes e relacionados ao regime neotectônico porque os movimentos horizontais dos blocos passaram a ser mais comuns a partir do Terciário Superior (HASUI, 1990). Soma-se a isso o fato de que os canais de drenagem utilizados na análise azimutal aqui realizada são de 1º e 2º

ordem, cuja origem está em muitos casos vinculada a estruturas recentes, portanto neotectônicas, como demonstrado por Caputo *et.al.* (1993).

5.2.4 - Análise da Simetria das Bacias de Drenagem para Identificação de Possíveis Basculamentos Tectônicos

Os cálculos de T (Fator de Simetria Topográfica Transversal) e AF (Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem) foram feitos apenas para as 7 principais bacias de drenagem que compõem a área estudada, conforme exposto na figura 5-63. O índice T (HARE e GARDNER, 1985) varia de 0 a 1 e quanto maior o valor, maior é o possível basculamento (figura 5-63 b). Já o índice AF (COX, 1994) pode variar de 0 a 100, sendo que 50 equivale a uma bacia simétrica e valores maiores que 50 indicam um basculamento para a esquerda, enquanto que números inferiores a 50 sugerem um basculamento para a direita da bacia (figura 5-62 a).

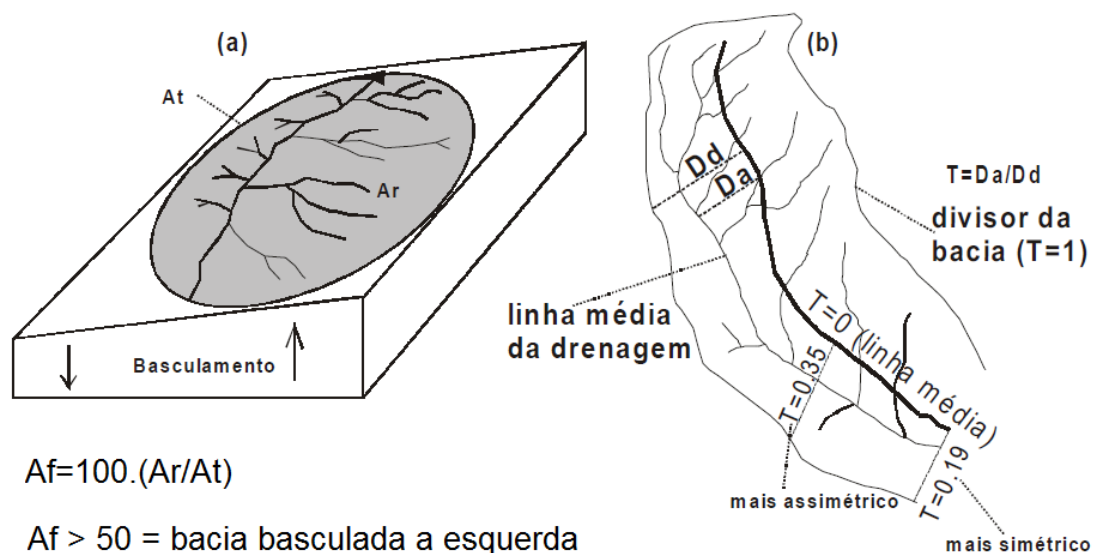
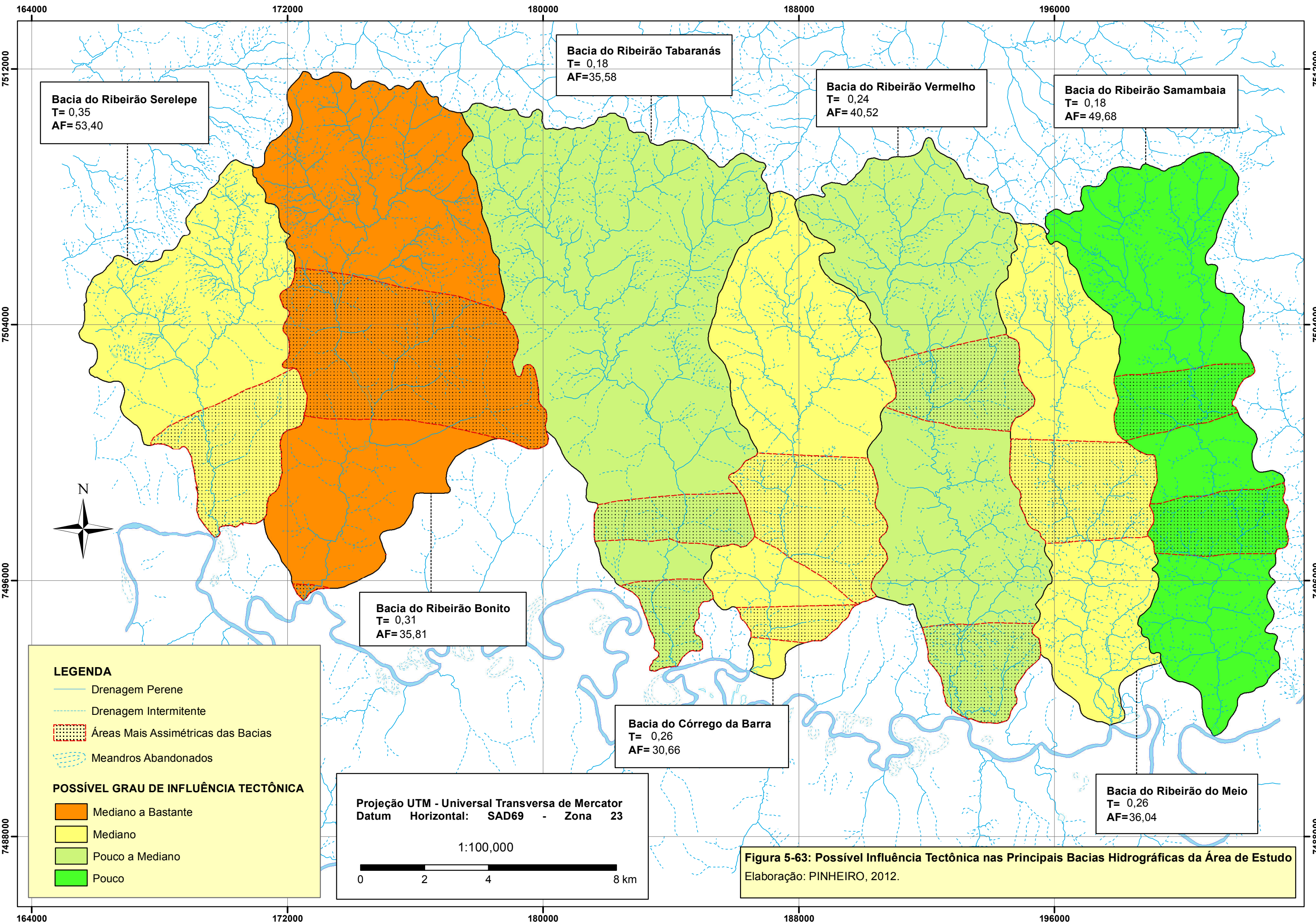


Figura 5-62: Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (a) e Simetria Topográfica Transversal (b). Fonte: modificado de Salamuni *et al*, 2004.

Segundo a proposta de Hare e Gardner (1985), o fator T deve ser medido em seções transversais do canal principal aos divisores de água da bacia e essas medidas devem ser realizadas a cada 4 km. No presente estudo as medidas foram realizadas a cada 1 km, como forma de aumentar o detalhamento dos resultados e tentar delimitar as zonas em que a assimetria era mais forte, considerando que os resultados iniciais haviam demonstrado que as assimetrias eram restritas a determinados trechos.

A análise conjunta dos dois índices nas bacias possibilitou dividi-las em 4 graus de intensidade de uma possível influência tectônica: Pouco, Pouco a Mediano, Mediano e Mediano a Bastante. A figura 5-63 e a tabela 5-2 apresentam o resultado dessa divisão e os valores de T (valor médio das seções transversais) e AF. As zonas mais assimétricas dentro de cada bacia também foram assinaladas na figura 5-63.



Bacia do Ribeirão Tabaranás
 T= 0,18
 AF=35,58

Bacia do Ribeirão Vermelho
 T= 0,24
 AF= 40,52

Bacia do Ribeirão Samambaia
 T= 0,18
 AF= 49,68

Bacia do Ribeirão Serelepe
 T= 0,35
 AF= 53,40

Bacia do Ribeirão Bonito
 T= 0,31
 AF= 35,81

Bacia do Córrego da Barra
 T= 0,26
 AF= 30,66

Bacia do Ribeirão do Meio
 T= 0,26
 AF=36,04

LEGENDA

- Drenagem Perene
- Drenagem Intermitente
- Áreas Mais Assimétricas das Bacias
- Meandros Abandonados

POSSÍVEL GRAU DE INFLUÊNCIA TECTÔNICA

- Mediano a Bastante
- Mediano
- Pouco a Mediano
- Pouco

Projeção UTM - Universal Transversa de Mercator
 Datum Horizontal: SAD69 - Zona 23

1:100,000

0 2 4 8 km

Figura 5-63: Possível Influência Tectônica nas Principais Bacias Hidrográficas da Área de Estudo
 Elaboração: PINHEIRO, 2012.

Tabela 5-2: Fatores de Assimetria da Bacia de Drenagem (AF) e Simetria Topográfica Transversal (T)

Bacia	T			AF	Possível Efeito da Tectônica	
	Seção	Dd	Da			T
Serelepe	1	2534	196	0,08	53,40	Mediano
	2	2483	314	0,13		
	3	1203	502	0,42		
	4	1356	749	0,55		
	5	1163	680	0,58		
	MÉDIA			0,35		
Ribeirão Bonito	1	3214	30	0,01	35,81	Mediano a Bastante
	2	5151	1216	0,24		
	3	3019	1499	0,50		
	4	3401	1705	0,50		
	5	3403	1701	0,50		
	6	3455	1934	0,56		
	7	4709	1677	0,36		
	8	3086	991	0,32		
	9	4495	529	0,12		
	10	2337	490	0,21		
	11	2277	272	0,12		
	12	2024	412	0,20		
	13	2242	382	0,17		
	14	199	119	0,60		
MÉDIA			0,31			
Tabaranás	1	3095	364	0,12	35,58	Pouco a Mediano
	2	3257	306	0,09		
	3	2734	578	0,21		
	4	3609	159	0,04		
	5	3019	237	0,08		
	6	2562	91	0,04		
	7	2906	26	0,01		
	8	2480	596	0,24		
	9	1161	4	0,00		
	10	2401	82	0,03		
	11	1040	678	0,65		
	12	731	352	0,48		
	13	547	194	0,35		
MÉDIA			0,18			
Barra	1	2618	494	0,19	30,66	Mediano
	2	1756	624	0,36		
	3	2071	366	0,18		
	4	2273	1133	0,50		

Tabela 5-2: Fatores de Assimetria da Bacia de Drenagem (AF) e Simetria Topográfica Transversal (T)

	5	3401	1029	0,30		
	6	2525	307	0,12		
	7	2206	511	0,23		
	8	992	427	0,43		
	9	511	28	0,05		
	MÉDIA			0,26		
	1	2033	703	0,35		
	2	2077	940	0,45		
	3	1976	332	0,17		
	4	2203	85	0,04		
	5	2093	194	0,09		
	6	2446	193	0,08		
Vermelho	7	2352	175	0,07	40,52	Pouco a Mediano
	8	2718	202	0,07		
	9	3450	271	0,08		
	10	1810	682	0,38		
	11	1753	893	0,51		
	12	1089	705	0,65		
	MÉDIA			0,24		
	1	1624	152	0,09		
	2	2037	474	0,23		
	3	1849	491	0,27		
	4	2473	1196	0,48		
	5	2156	892	0,41		
	6	1707	636	0,37		
Meio	7	1632	226	0,14	36,04	Mediano
	8	1574	448	0,28		
	9	1633	107	0,07		
	10	1566	400	0,26		
	11	1575	490	0,31		
	12	446	82	0,18		
	MÉDIA			0,26		
	1	2214	434	0,20		
	2	2074	659	0,32		
	3	2177	475	0,22		
	4	1724	412	0,24		
Samambaia	5	2132	140	0,07	49,68	Pouco
	6	2180	604	0,28		
	7	1821	709	0,39		
	8	1791	185	0,10		
	9	1797	42	0,02		

10	2079	23	0,01
11	1836	187	0,10
12	619	34	0,05
13	165	61	0,37
MÉDIA			0,18

A bacia do ribeirão Serelepe apresenta valores de T e AF que denotam uma relativa assimetria, que pode estar associada a um efeito mediano da tectônica. O valor de T, que é uma média de cinco seções transversais da bacia, sugere uma possibilidade apenas de Pouco a Mediano de ter havido basculamento da bacia, porém os valores individuais de cada seção transversal mostram que embora em dois pontos a bacia seja praticamente simétrica (T com valor próximo a zero), nos outros a assimetria fica muito evidente com valores de até 0,58. Isso indica que a bacia apresenta assimetria, porém esta é restrita e, caso tenha havido basculamento, este afetou somente parte da área. Além disso, analisando a assimetria da rede de drenagem, verificou-se que de forma localizada há também uma variação tanto na forma dos canais quanto na sua extensão, o que é coerente com os resultados do T e AF. Outro indicador importante que reforça esses resultados é o basculamento de 8° para Sul da região do médio e alto Serelepe, conforme identificado por Bjornberg (1969).

O padrão de drenagem na bacia do Serelepe é dendrítico com tendência a subparalelo, porém isso provavelmente não revela um condicionamento estrutural nos canais porque o seu paralelismo é verificado apenas na área da escarpa, onde a declividade exerce papel mais importante no arranjo dos canais. Embora a tropia seja multidirecional, mostrando não haver apenas uma direção preferencial para a

drenagem, é importante ressaltar a retilinearidade de alguns canais do médio e baixo curso, bem como as mudanças bruscas na direção do canal principal, que revela um provável controle estrutural nesses pontos.

No caso das bacias do ribeirão Bonito e córrego da Barra, os índices AF e T apontam para um grau de influência da tectônica de Mediano a Bastante (ribeirão Bonito) e Mediano (córrego da Barra). Da mesma forma que na bacia do Serelepe, os valores pontuais de T utilizados para o cálculo do valor médio das bacias revelam que embora em alguns trechos elas sejam quase simétricas, em outros a assimetria é elevada e até mais forte e frequente que na primeira bacia. O padrão da drenagem nas bacias do ribeirão Bonito e córrego da Barra é dendrítico, a angularidade de confluência dos canais é média, com ângulos próximos de 90°, e há pelo menos 3 direções preferenciais dos canais: N-S, WNW-ESE e NW-SE. Isso, juntamente com a retilinearidade apresentada pelos canais sobretudo dos médio e baixo cursos, sugere um controle estrutural da drenagem. Nesses mesmos setores, a assimetria dos canais é forte, coincidindo com aquilo que já havia sido interpretado a partir dos valores de T e AF.

Nas bacias dos ribeirões Vermelho e Meio os índices de assimetria das bacias e simetria topográfica transversal mostram que a eventual influência tectônica nelas não é forte: Pouco a Mediano na bacia do Vermelho e Mediano na bacia do Meio. Nessas bacias, a assimetria é sensivelmente menor que a verificada na bacia do Ribeirão Bonito, que é a unidade com a provável influência tectônica mais forte em toda a área. Apesar disso, as outras características da drenagem e assimetria pontual nas unidades se repetem tanto na bacia do Vermelho como na do Meio. Mesmo na bacia do Samambaia, onde a influência tectônica baseada nos índices de

assimetria parece ser a menor dentre as bacias investigadas, a julgar pelo AF próximo de 50 e T pouco acima de 0, persistem a recorrência das características da drenagem das outras bacias, sobretudo a assimetria localizada.

Na bacia dos Tabaranás as características citadas da rede de drenagem são as mesmas e o valor de AF mostra uma ligeira assimetria da bacia como um todo, porém os baixos valores de T revelam que a topografia transversal ao canal principal é praticamente simétrica, exceto pelas zonas próximas do seu baixo curso.

As áreas mais assimétricas assinaladas em cada bacia reforçam a constatação do caráter restrito das assimetrias e mostram que a unidade em que elas são mais evidentes é mesmo a bacia do Ribeirão Bonito. Nesta não apenas o possível basculamento da margem direita fica mais caracterizado no valor de AF (35,81) como a zona assimétrica contempla a maior parte da bacia.

A repetição das mesmas características da rede de drenagem em todas as bacias mostra que elas são semelhantes inclusive nas suas anomalias, como a assimetria apenas localizada e um possível basculamento à direita dos blocos de 5 das bacias analisadas (Serelepe, Bonito, Barra, Vermelho e Meio). A predominância de ângulos de confluência próximos de 90° entre os canais que estão fora da escarpa, a retilinearidade deles e a sua orientação coincidente com as direções regionais (NE, NW, N e NNE) sugere um provável condicionamento estrutural da rede hidrográfica. Outra característica bastante recorrente na área é a coincidência entre as zonas mais assimétricas e as inflexões dos canais de drenagem, tendo as bacias do Bonito, Córrego da Barra, Vermelho e Meio como os exemplos mais evidentes.

Embora os dados apresentados neste item reforcem a hipótese de uma influência tectônica nas bacias, os dados de campo não apontam para a ocorrência de grandes basculamentos de blocos, pois além de não terem sido identificados falhamentos em campo com rejeitos expressivos e grandes perturbações na coluna estratigráfica, os estratos das rochas só apresentam-se com alterações no mergulho junto aos planos de cisalhamento, demonstrando que essa é uma situação apenas pontual. Em muitos casos, as assimetrias nas bacias refletem apenas a disposição das camadas sedimentares, que apresentam mergulho suave para NW.

Nesse sentido, considera-se que os “graus de influência tectônica” representados no mapa (figura 5-63) não são corretos, uma vez que não há indícios de campo e gabinete que possam sustentá-los. Esses graus de influência tectônica podem ser considerados apenas como “graus de assimetrias das bacias”, os quais estão associados principalmente a fatores atectônicos, como o mergulho das estruturas sedimentares. Há basculamentos de blocos, tal como Bjornberg (1969) assinalou, porém eles são restritos e sua área de ocorrência não corresponde aos limites das bacias hidrográficas.

5.2.5 – Caracterização Estrutural, Tectônica e Determinação das

Paleotensões

5.2.5.1 – Análise das Estruturas de Megaescala e Determinação das Paleotensões Regionais

As estruturas tectônicas são reconhecidas através de alinhamentos de drenagem e relevo. Embora se apresentem como uma linha retilínea ou ligeiramente curva na superfície, essas feições estruturais são tridimensionais, sendo compostas por um plano com orientação e mergulho variáveis. A identificação e análise de

lineamentos através apenas de mapas, fotografias aéreas e MDTs raramente possibilita a identificação do tipo de estrutura (falha ou junta), porém a análise dos lineamentos constitui uma ferramenta importante na determinação das direções das estruturas tectônicas locais e na sua contextualização dentro do quadro estrutural regional.

Nesse sentido, foi feito um mapeamento dos principais lineamentos da área de estudo e de seu entorno (figura 5-64). Esse levantamento mostrou que as principais direções da rede de drenagem são N-S, NW-SE e, numa intensidade menor, NE-SW e WNW-ESE. A direção N-S está presente principalmente nos afluentes do Tietê e Piracicaba até a *percée* do Tietê, enquanto que a direção NW-SE está contida no canal do Tietê, a partir do ponto em que este rompe a Serra Geral, e nos canais fluviais do Reverso das Serras de São Pedro, Itaqueri e porção norte da Serra de Botucatu. A orientação NE-SW é bastante evidente nos afluentes diretos do Tietê a sul da Serra do Pau D'Alho e nos tributários da margem direita do Rio Pardo, no Reverso da Serra de Botucatu, enquanto que a direção WNW-ESE é mais evidente como uma orientação geral do Piracicaba, do Rio Pardo e de alguns seguimentos do Tietê.

Com relação aos lineamentos do relevo, observa-se que as direções preferenciais são NW-SE, NNE-SSW, NE-SW e E-W. A direção NW-SE é dominante nos bordos da Serra de São Pedro e nos interflúvios do Reverso desta e das Serras de Itaqueri, Botucatu e Pau D'Alho. As orientações NNE-SSW, NE-SW e eventualmente N-S são dominantes no grande interflúvio que separa o Tietê do Piracicaba, no Glacis estabelecido na frente da escarpa da Serra de São Pedro e a norte do Rio Pardo, no Reverso da Serra de Botucatu.

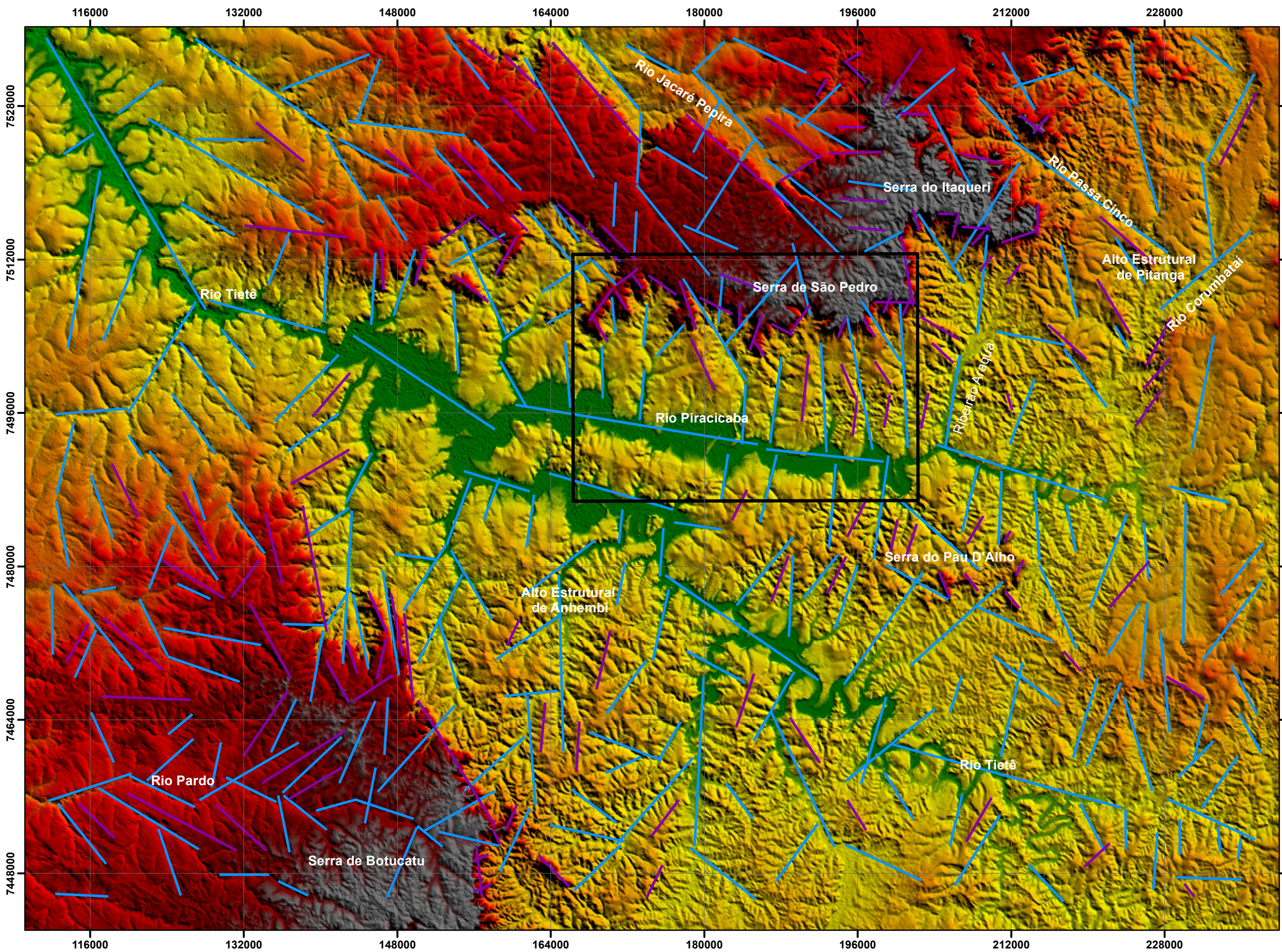
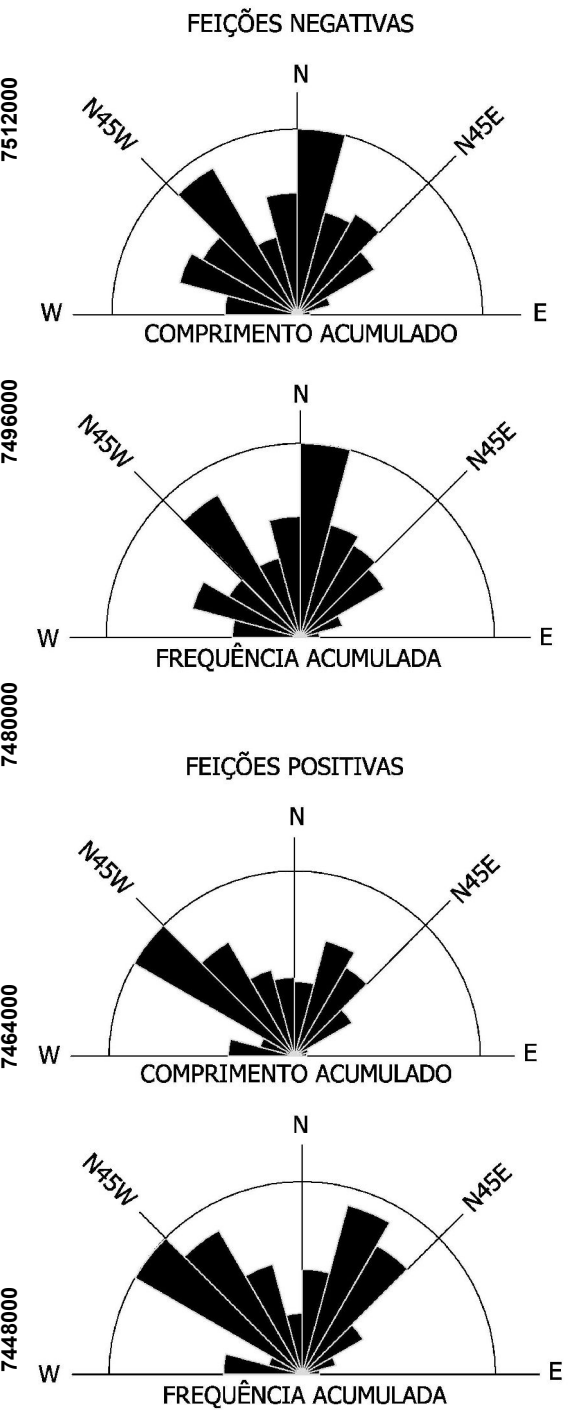


DIAGRAMA POLAR DE FOTOLINEAMENTOS



LEGENDA

- Fotolineamentos do Relevo
- Fotolineamentos da Rede de Drenagem
- Limite da Área de Estudo

Projeção UTM - Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal: SAD69 - Zona 23

1:400.000

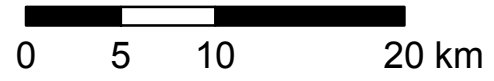


Figura 5-64: Mapa de Fotolineamentos das Regiões do Médio Tietê, Baixo Piracicaba, Serra de São Pedro e Serra de Botucatu

Elaboração: PINHEIRO, 2012.

Numa análise conjunta dos lineamentos de relevo (feições positivas) e drenagem (feições negativas), a direção NW-SE é a dominante e nela estão contidas as estruturas dos alinhamentos de Tietê (RICCOMINI, 1995 e 1997) e Santa Maria – Cabreúva (PIRES NETO, 1996), que se estendem desde o Cinturão Orogênico do Atlântico e provavelmente compõem algumas das estruturas mais antigas da área. As direções WNW-ESE e W-E não se sobressaíram às outras nos diagramas polares, mas o mapa mostra que elas são direções regionais importantes que marcam justamente as principais feições morfológicas da região, como as serras de São Pedro e Itaqueri, o interflúvio Tietê-Piracicaba e os canais principais desses dois rios, sobretudo deste último.

Ainda que os alinhamentos do Tietê e Piracicaba sejam estruturas de grande extensão, eles não são absolutamente contínuos por estarem perturbados por outras estruturas de menor porte que os cortam transversalmente. Nesse sentido, fica claro que os lineamentos do Tietê e Piracicaba seriam não apenas algumas das estruturas principais como também as mais antigas, estando em parte descaracterizadas por estruturas secundárias posteriores.

Comparando esses resultados do quadro regional com os fotolineamentos principais apenas da área de estudo (figura 5-65) representados numa escala de maior detalhe, percebe-se que as direções regionais principais se repetem de uma forma geral. Há um predomínio das direções N-S, NE-SW, NW-SE e WNW-ESE no que diz respeito às feições negativas. A direção N-S, com variações para NNW-SSE e NNE-SSW, é visível principalmente no canal principal dos rios que nascem na Serra de São Pedro e deságuam no Piracicaba. Esses alinhamentos N-S são muitas vezes interrompidos ou perturbados por linhas NE-SW e NW-SE marcadas por alguns

tributários dos canais principais dessas bacias. A direção WNW-ESE é representada sobretudo pelas orientações nítidas dos canais do Piracicaba e Tietê. As quebras nessa direção geral ocorrem em inflexões do vale do Piracicaba e Tietê para NW-SE, NE-SW e N-S, justamente nos trechos em que linhas estruturais com essas orientações cruzam os rios.

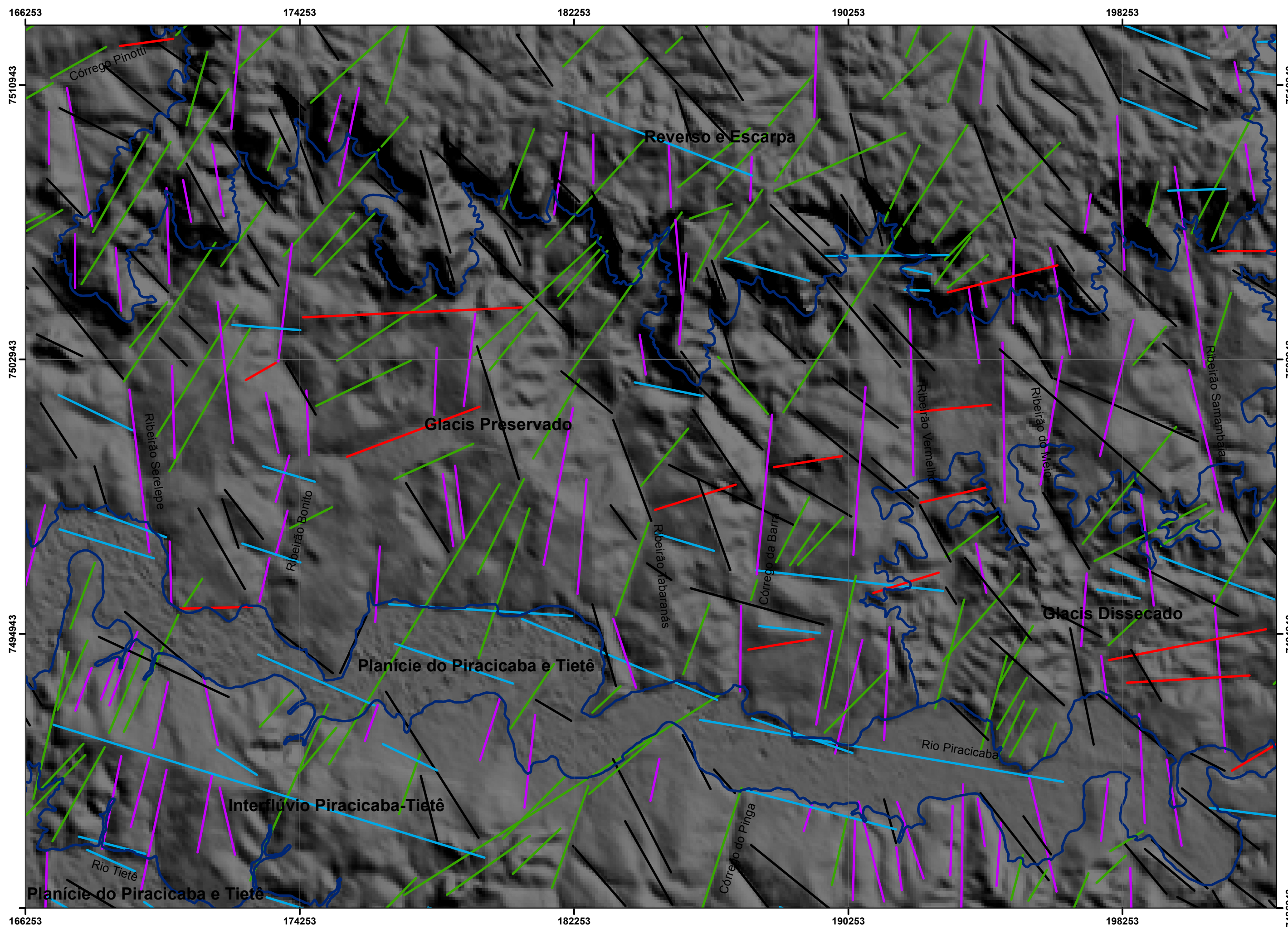
As direções preferenciais das feições do relevo são NNE-SSW, N-S, NE-SW e NW-SE. As direções NNE-SSW, NE-SW e N-S correspondem às orientações dos interflúvios secundários da margem esquerda do Piracicaba e direita do Tietê, bem como aos topos dos interflúvios do Glacis. Essas direções marcam ainda a orientação geral dos principais promontórios e esporões da escarpa. Esta, por sua vez, tem orientação geral WNW-ESE e NW-SE, que coincide com a orientação dos rios Piracicaba e Tietê, bem como do interflúvio que os separa, além da direção dos interflúvios secundários estabelecidos no Reverso.

Quando analisadas as direções das estruturas por compartimento morfoestrutural, observa-se que praticamente não há diferenças entre as unidades da margem direita do Piracicaba (Reverso e Escarpa, Glacis Preservado e Glacis Dissecado), nas quais dominam as mesmas direções já citadas para a área como um todo. Porém, na unidade da margem esquerda do rio (Interflúvio Piracicaba-Tietê), as direções dominantes passam a ser NNE-SSW.

Na Planície do Piracicaba-Tietê se sobressai a direção WNW-ESE, que é a orientação do canal principal. Essa direção do Piracicaba-Tietê coincide com a orientação de estruturas tectônicas (juntas e falhas) identificadas em campo nos paredões de arenito Pirambóia junto à margem desses rios, ressaltando o controle estrutural na direção desses grandes vales. Da mesma forma, os planos com

direções diferentes (NW-SE e NE-SW) encontrados nos afloramentos estão na mesma orientação das linhas estruturais inferidas que cortam o rio nos pontos em que ele apresenta inflexões e curvas anômalas. Isso reforça a hipótese da existência de uma grande estrutura no vale do Piracicaba, provavelmente bastante antiga, controlando a orientação geral do rio e sendo parcialmente descaracterizada por estruturas posteriores.

Apesar de nem todas essas estruturas descritas terem sido geradas ou reativadas no regime neotectônico, a sobreposição das rosetas ao modelo de cisalhamento rúptil de Riedel gerou resultados bastante consistentes, com eixo de tensão principal na direção NW-SE e alívio em NE-SW, dados coerentes com as tensões determinadas no item 5.2.2 e verificada nos estudos das áreas próximas.



LEGENDA

— Limite dos Compartimentos Morfoestruturais

Direção dos Lineamentos

- E - ENE
- NE - NNE
- N
- NW - NNW
- W - WNW

Projeção UTM
Datum Horizontal SAD69
FUSO 23

1:100.000

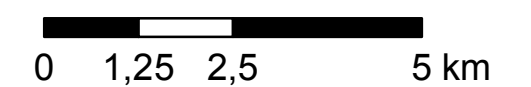
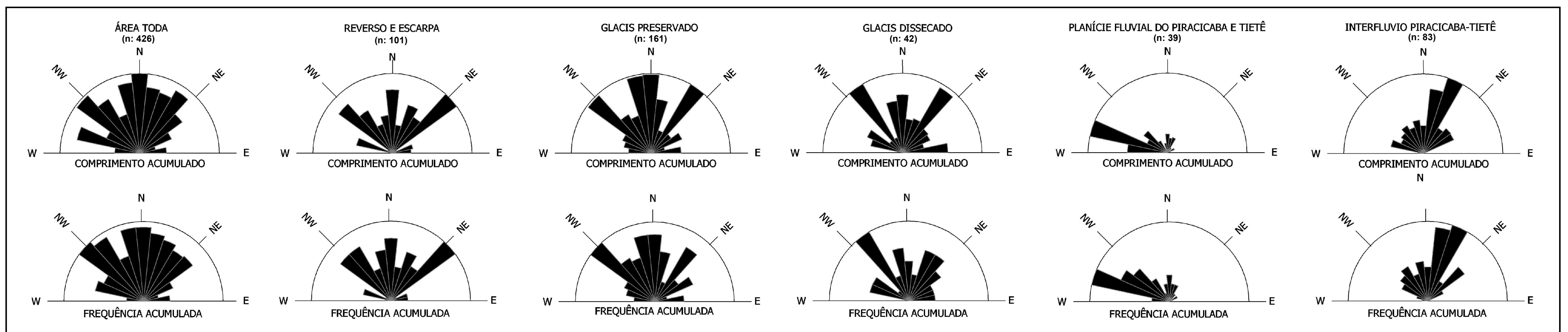


Figura 5-65: Orientações Predominantes dos Principais Fotolineamentos da Área

Imagem de Fundo: Modelo Digital de Elevação SRTM.
Elaboração: PINHEIRO, 2013.



5.2.5.2 – Análise das Estruturas de Mesoescala e Determinação das Paleotensões Locais

As estruturas de mesoescala identificadas e descritas em campo são juntas e falhas. As juntas são estruturas planares que apresentam gêneses variadas e podem ser decorrentes de processos tectônicos (juntas de cisalhamento ou estruturas que precedem as falhas) e atectônicos (juntas de dissolução, disjunção colunar, juntas por alívio de carga e gretas de contração), sendo descritas neste trabalho apenas as estruturas interpretadas como tectônicas. Por sua vez, as falhas são estruturas tectônicas associadas a um campo de tensão responsável pela sua nucleação e aos diversos campos de esforços subsequentes que modificam e reativam as feições, sendo os indicadores cinemáticos registrados no plano de falha um testemunho dessa história geológica. A seguir serão apresentadas as características e a distribuição das juntas e falhas na área de estudo, além dos campos de tensão associados à sua gênese e evolução.

• Juntas

As juntas identificadas na área apresentam características bastante variadas de acordo com a natureza dos materiais (rochas, solos e depósitos quaternários) e a região em que foram encontradas. Nos arenitos Pirambóia, as juntas apresentam-se em pelo menos duas famílias, sendo que as estruturas da família principal são mais numerosas, menos espaçadas, alcançam até dezenas de metros de comprimento e estão mais abertas, facilitando a percolação da água (figura 5-66).

Nos basaltos e diabásios há uma série de famílias de juntas, porém a maioria delas é decorrente da disjunção colunar provocada pelo resfriamento heterogêneo

da rocha, assim foram medidos apenas os planos que cortavam as diferentes fases dos derrames e que apresentaram correspondência com as estruturas medidas em rochas de outra natureza.

Nos ferricretes e silcretos da Formação Itaqueri identificou-se pelo menos 3 famílias de juntas, sendo que as duas mais frequentes formam pares conjugados com um padrão em X (figura 5-67). Nos depósitos quaternários (arenosos e cascalhentos) e conglomerados polimíticos também foram encontradas juntas, embora a identificação dos planos seja muito mais difícil devido às características do material, ocorrendo geralmente apenas um plano de fraturamento (figura 5-68).



Figura 5-66: Juntas métricas da família principal em arenitos finos da Formação Pirambóia. Localização: 803.086; 7.502.008. Fuso 22.
Autor: PINHEIRO, 29/07/2013.

Os dados de campo demonstram que as principais famílias de juntas são subverticais e estão orientadas nas direções NW-SE, NNE-SSW e NE-SW, ENE-WSW

e E-W. A distribuição dessas direções é desigual na área de estudo, predominando a orientação NW-SE na parte central, Noroeste, Leste e Sudeste. Essa orientação é a mesma do Lineamento Santa Maria - Cabreúva e a localização das juntas medidas coincide com a região cortada por essa grande estrutura, cujos traços principais na paisagem são as drenagens alinhadas, inflexões nos canais, topos de interflúvio alinhados, cristas e intrusões de diques de diabásio.



Figura 5-67: Duas famílias de juntas conjugadas em ferricrete alterada da Formação Itaqueri. Localização: 200.539; 7.510.352. Fuso 23.
Autor: PINHEIRO, 24/08/2013.

As juntas NNE-SSW e NE-SW são a segunda mais frequente e ocorrem nas mesmas áreas das juntas NW-SE e também na parte Oeste, muitas vezes formando pares conjugados. Os afloramentos em que foram encontradas essas estruturas estão em pontos que são cortados por extensos lineamentos NE-SW (possíveis

falhas ou grandes fraturamentos), demonstrando a importância dessas estruturas dentro do quadro local e regional. Não é possível dizer se há uma diferença de idade entre as famílias de juntas NW-SE e as NNE-SSW / NE-SE, sendo mais provável que elas sejam contemporâneas. Considerando a afirmação de Scheidegger (1991 e 1993), para o qual as juntas são decorrência do campo de tensão local associado ao regime neotectônico, as juntas descritas na área poderiam refletir a tectônica recente.

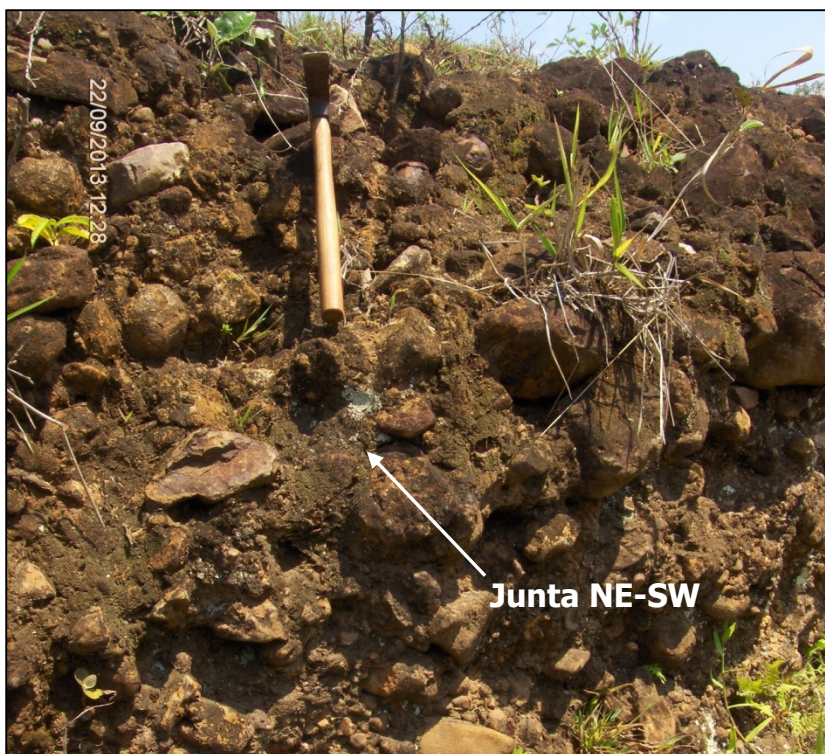


Figura 5-68: Junta NE-SW cortando conglomerado em terraço quaternário do ribeirão Bonito. Localização: 791.476; 7.507.177. Fuso 22. Autor: PINHEIRO, 22/09/2013.

As famílias de juntas ENE-WSW, E-W e WNW-ESE são mais frequentes na parte Leste da área, nos pontos em que há inflexões com essas direções nos canais principais dos ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia, nas cachoeiras basálticas e afloramentos da Formação Itaqueri no Reverso e nos afloramentos do arenito Pirambóia junto ao vale do Piracicaba. Essas direções são coincidentes com as de estruturas rúpteis ativas no regime neotectônico em uma área muito próxima, a chamada Depressão de São Pedro, no vale do Ribeirão Araquá (FACINCANI, 2000),

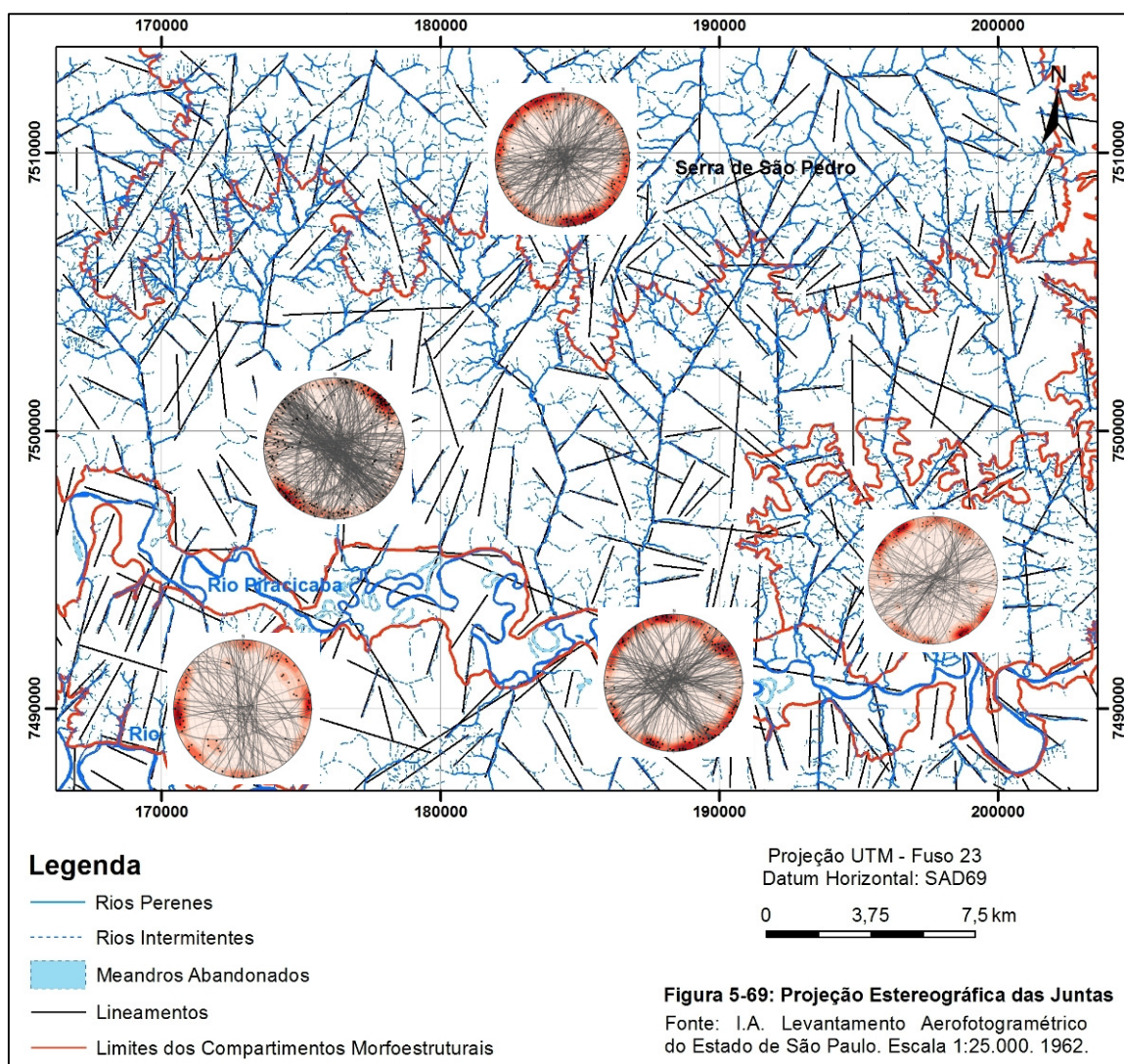
e com as orientações principais dos canais de segunda e primeira ordem de grande parte da área de estudo, que por sua vez também estão associados à tectônica recente.

Embora essas últimas direções sejam mencionadas como as típicas para o campo de tensão neotectônico, só foram encontrados em campo cortando depósitos quaternários os planos de fratura NW-SE e NE-SW, o que demonstra que o campo de tensão recente também gera reativações em direções normalmente associadas a estruturas mais antigas.

Considerando que a tensão intraplaca tem gerado dominância de movimentações transcorrentes no sudeste brasileiro desde o Neógeno (HASUI, 1990) e que nesse regime o tensor intermediário σ_2 em geral é subvertical, sobreposamos ao modelo do cisalhamento de Riedel o diagrama de rosetas com as medidas das juntas da área para inferir a posição provável dos eixos de tensão máxima e mínima, bem como o comportamento cinemático das estruturas. A sobreposição mostra uma correspondência das juntas a um binário transcorrente dextral NW, sendo que nesta direção estariam contidos os planos de cisalhamento Y e P, enquanto que o cisalhamento de Riedel (R) seria NNW. Entre as direções N e NNE estariam as juntas de tensão T e em NE o plano de cisalhamento conjugado de Riedel (R'). Nesse cenário, σ_1 estaria posicionado aproximadamente em NNE-SSW e σ_3 em WNW-ESE. Esses resultados apresentam-se bem diferentes das tensões determinadas a partir das estruturas associadas aos canais de primeira ordem, como exposto no capítulo 5.2.2, onde σ_1 seria NW-SE e σ_3 estaria orientado em NE-SW.

Em suma, os dados das juntas apresentados neste item mostram uma grande correspondência entre as direções dos planos e as estruturas/lineamentos de relevo

e drenagem inferidos para as unidades morfoestruturais, reforçando a hipótese do condicionamento tectônico da rede de drenagem e da dissecação do relevo. Entretanto, o resultado da determinação dos eixos de paleotensões não foi satisfatório porque foram utilizados apenas dados bidimensionais de juntas, que por sua vez não consistem em planos de cisalhamento. Os resultados mais confiáveis das paleotensões foram extraídos a partir dos dados estruturais das falhas, como será tratado a seguir.



● Falhas

Os alinhamentos de canais, interflúvios, escarpas e inflexões nas drenagens sugerem a presença de um grande número de juntas e falhas na área, porém os

dados de campo demonstraram que embora exista um controle tectônico da morfologia do relevo, o número de falhas é pequeno e o rejeito apresentado por elas é reduzido. A dificuldade de se encontrar falhamentos em campo poderia ser explicada apenas pela escassez de bons afloramentos para observação das estruturas, sobretudo no glacis (dissecado e preservado) e interflúvio Piracicaba-Tietê, entretanto os estudos de Bjornberg (1969), que são concentrados principalmente na região da escarpa, dentro da área objeto do presente estudo, também apontam para a pequena frequência de ocorrência de falhas e a pouca expressão dos rejeitos, o que confirma os resultados levantados nesta pesquisa e mostra que a dificuldade de se encontrar falhamentos no campo está mais ligada à pouca expressividade da tectônica do que somente à ausência de boas exposições para a descrição das estruturas. Assim, optou-se por também utilizar nesta análise os dados das estruturas levantados em campo por Bjornberg, completando as nossas observações e possibilitando a realização de uma caracterização estrutural e cinemática mais confiável, bem como a definição das tensões da área.

Os dados levantados mostram que há um predomínio de falhas normais e transcorrentes, sendo que as primeiras são dominantes nas direções WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW. As últimas concentram-se na direção WNW-ESE, W-E, NE-SW e NW-SE. As falhas inversas são muito raras e estão orientadas em WNW-ESE e E-W. A dificuldade na identificação segura dos indicadores cinemáticos das falhas normais principalmente nos arenitos possibilitou a definição dos campos de paleotensão de forma apenas pontual, em alguns afloramentos, dificultando a sua extrapolação para o resto da área. As falhas transcorrentes também apresentaram indicadores cinemáticos pouco evidentes, porém a possibilidade da sobreposição das rosetas das

direções dessas estruturas com o modelo Riedel permitiu uma boa aproximação da determinação dos eixos de maior e menor tensão.

As falhas normais levantadas em campo estão situadas principalmente no glaciais (nos trechos cortados pelo lineamento Santa Maria – Cabreúva), nas porções Leste e Oeste da escarpa da Serra de São Pedro, na região oeste do interflúvio Piracicaba-Tietê e em alguns trechos encachoeirados dos canais fluviais do reverso. As falhas apresentam rejeito pequeno que varia de milimétrico a centimétrico e formam estruturas em graben (figura 5-70) e hemigraben (figura 5-74), sugerindo a predominância de um regime distensivo.

As falhas normais NW-SE e WNW-ESE cortam basaltos, diabásios e arenitos (Botucatu e Pirambóia), sendo que a primeira direção corresponde não apenas à orientação das estruturas do Lineamento Santa Maria - Cabreúva como também aos inúmeros diques de diabásio que em certos casos preenchem essas estruturas. Isso indica que essas falhas são provavelmente anteriores ao magmatismo Serra Geral (eocretáceo). Porém, os falhamentos encontrados nessas rochas básicas (figura 5-77) sugerem uma reativação dos antigos planos de cisalhamento dentro de um regime distensivo, provavelmente entre Eocretáceo e o Oligoceno, situação semelhante à identificada por Sousa (2002) nos altos estruturais de Pau D'Alho e Jibóia, que também são cortados pelo grande lineamento citado, e por Soares (1973a), Sousa (1997 e 2002) e Sousa & Morales (1999 e 2003) no sistema de falhas Passa Cinco-Cabeça, a Leste da área de estudo. O campo de tensão provável para essas estruturas (figura 5-78) é com σ_1 subvertical, σ_2 NE-SW e σ_3 NW-SE, resultado semelhante ao determinado por Facincani (2000) para falhas normais NW-SE interpretadas pela autora como posteriores à reativação Sulatlântica.

Figura 5-70: Estrutura de grabens e horsts com bandas de deformação simples em arenito da Formação Botucatu. Localização: 787.959; 7.508.226; Autor: PINHEIRO, 2013.

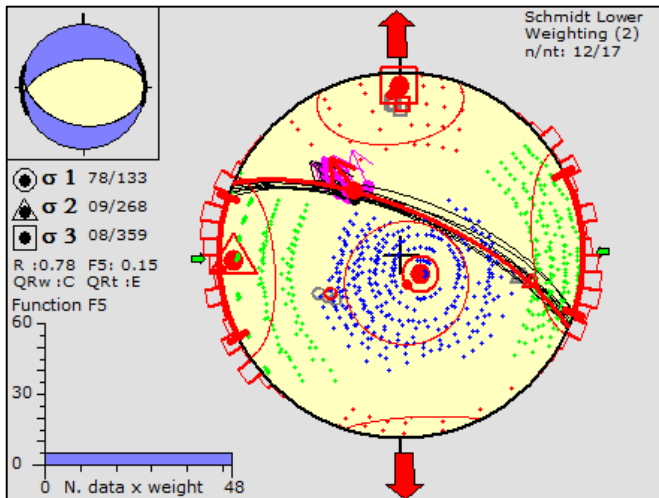
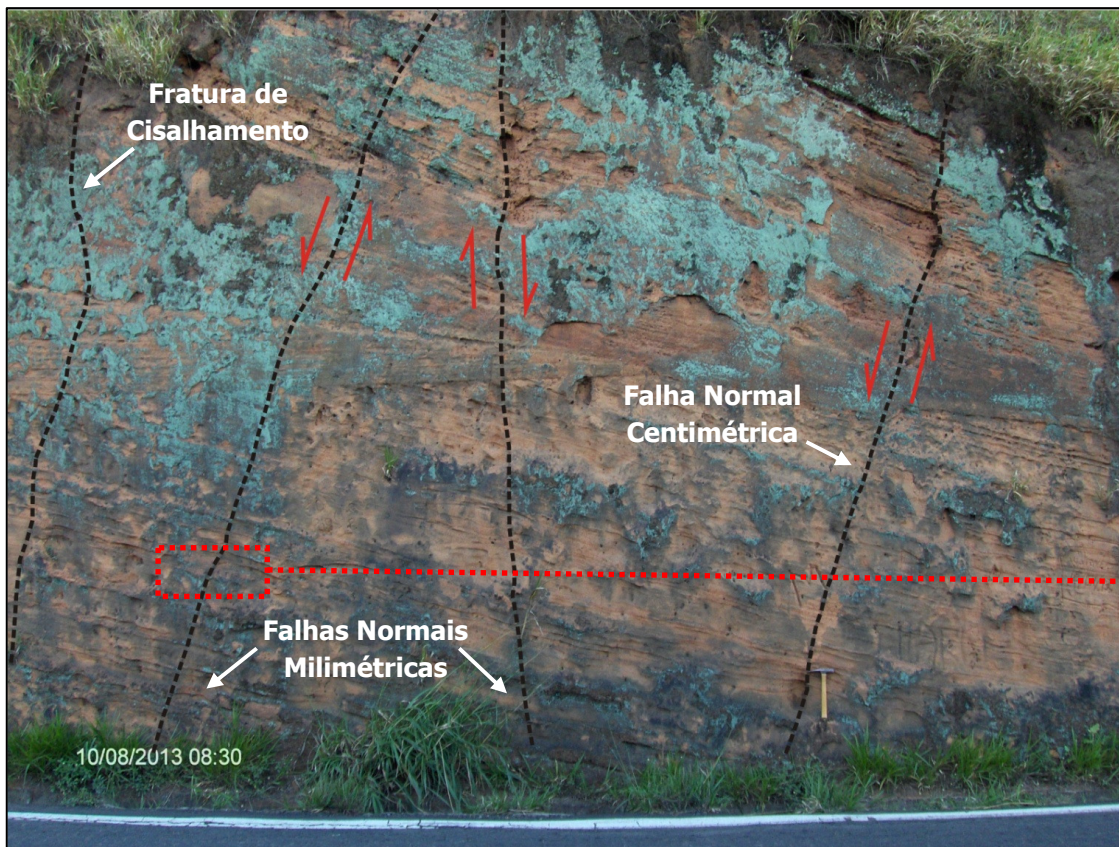


Figura 5-71: Eixos de tensão determinados a partir dos indicadores cinemáticos das falhas normais.

Figura 5-72: Detalhe de banda de deformação em falha normal.

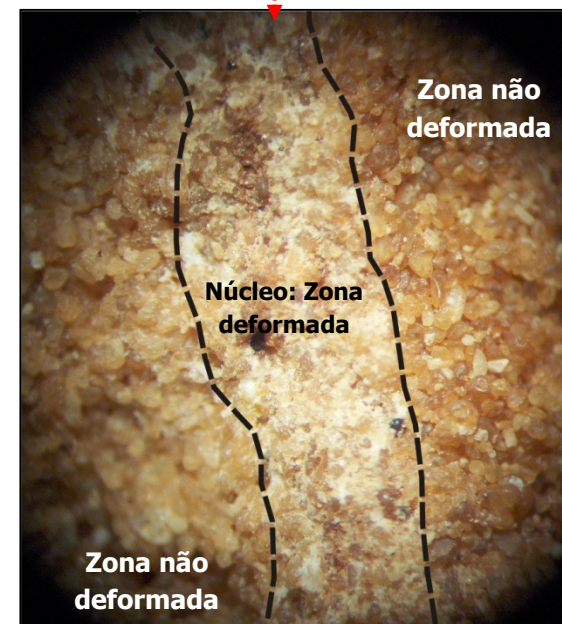


Figura 5-73: Detalhe da banda de deformação. Aumento de 100x em lupa binocular.

Figura 5-74: Estrutura em hemigraben formada em arenitos finos a conglomeráticos da Formação Pirambóia. Localização: 804.455; 7.500.740. Fuso 23. Autor: PINHEIRO, 2013.

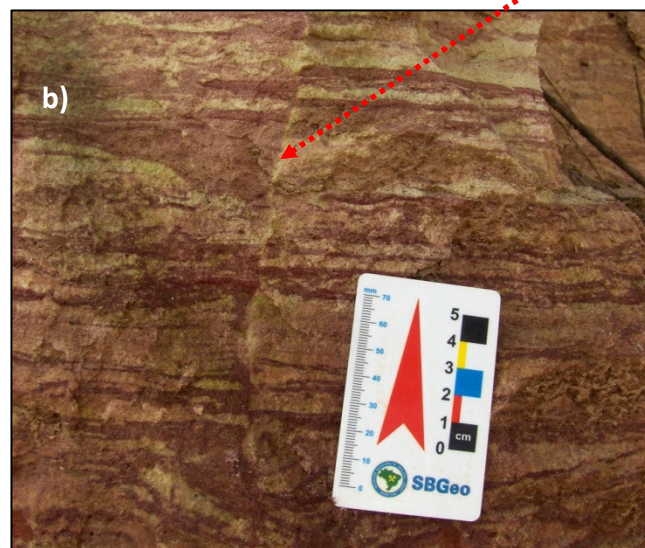
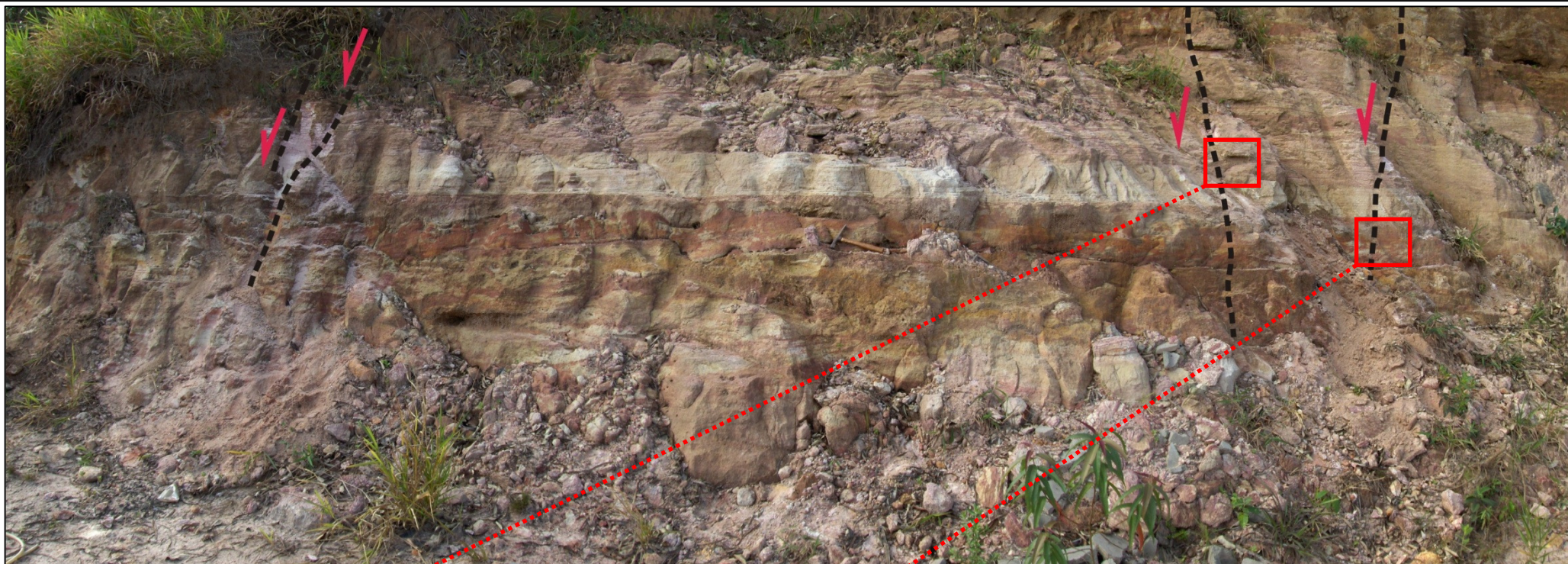


Figura 5-75: Detalhe das falhas normais (a) e (b) com rejeito milimétrico e abatimento do bloco da esquerda. Autor: PINHEIRO, M. R. 2013.

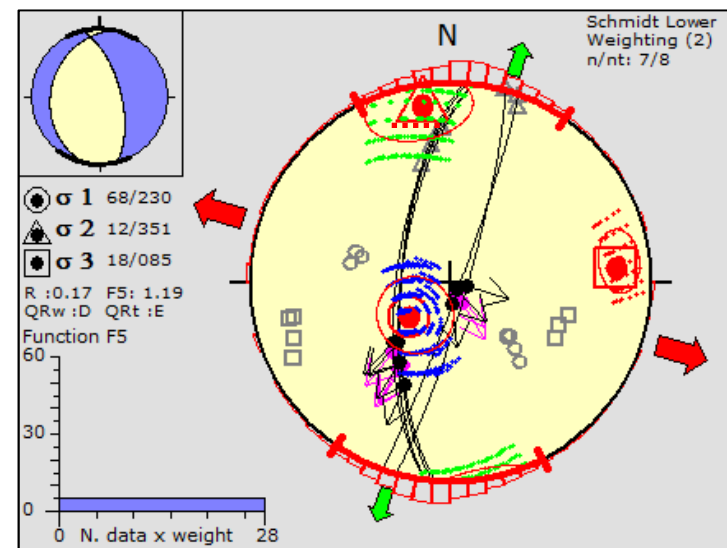


Figura 5-76: Eixos de tensão determinado a partir dos indicadores cinemáticos das falhas.



Figura 5-77: Falha normal cortando dique de diabásio em afloramento da rodovia que liga Santa Maria da Serra a Torrinha. Localização: 788.296; 7.508.811. Fuso 22.

Autor: PINHEIRO, 08/07/2012.

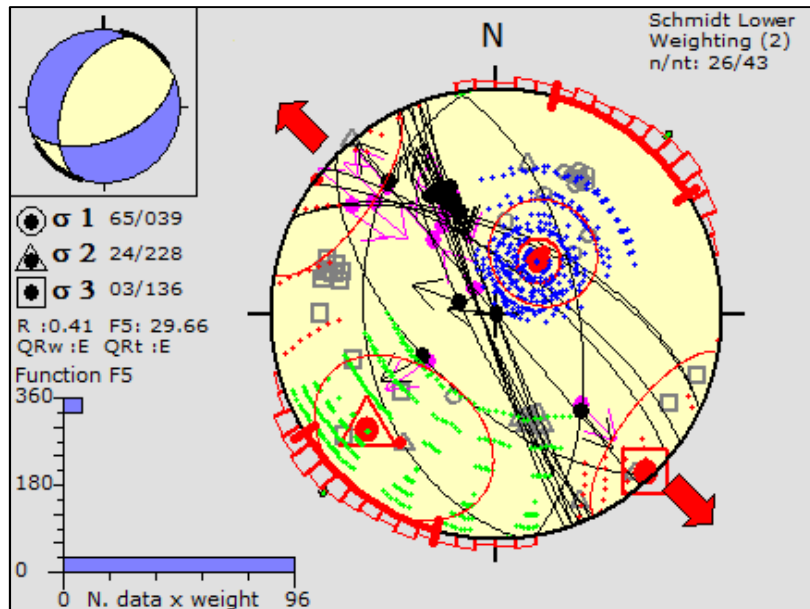


Figura 5-78: Paleotensões de falhas normais NNW-SSE e NW-SE em basaltos e diabásios da Formação Serra Geral.

Os dados de campo de Bjornberg registram a presença de falhas normais NE-SW e ENE-SSW cortando rochas básicas na porção leste da Serra de São Pedro. A determinação da posição dos eixos de tensão associados à gênese dessas estruturas mostra que o campo de esforços é o mesmo das estruturas anteriores, desta forma, interpreta-se que sejam estruturas contemporâneas ou desenvolvidas sob o mesmo regime tectônico.

As falhas normais NNE-SSW são menos frequentes na área, mas foram identificadas em pontos diversos tanto nos nossos trabalhos de campo, em arenitos da Formação Pirambóia (figura 5-74), como em basaltos e diabásios no estudo feito por Bjornberg. Elas apresentam possivelmente o seguinte campo de tensão (figura 5-79): σ_1 é subvertical, enquanto que σ_2 e σ_3 são sub-horizontais, respectivamente orientados nas direções NNW-SSE e ENE-SSW. Os tipos de falhas e o elipsóide de deformação sugerem a presença de um regime distensivo na gênese das falhas, porém algumas dessas estruturas cortam depósitos quaternários no vale do ribeirão Vermelho, o que indica que esses falhamentos são recentes ou são estruturas antigas que foram reativadas durante a Neotectônica, que por sua vez é caracterizada por movimentações transcorrentes. Apesar dessa aparente divergência, movimentações verticais no período neotectônico também foram identificadas em áreas próximas, como no Vale do Passa Cinco (RICCOMINI, 1991, 1995 e 1997), em situação muito semelhante à deste trabalho, e na Serra do Itaqueri (RICCOMINI, 1995 e 1997; LADEIRA e SANTOS, 1996; SANTOS e LADEIRA, 2006), ambas interpretadas como um fenômeno associado à transpressão e transtensão e que parece ser a explicação mais aceitável para o que encontramos na área de estudo.

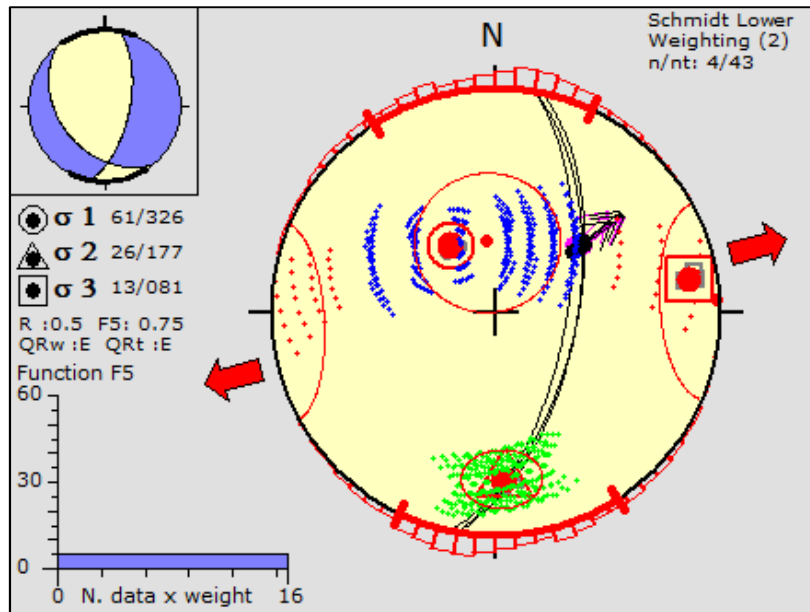


Figura 5-79: Paleotensões de falhas normais NNE-SSW em basaltos e diabásios da Formação Serra Geral na Serra de São Pedro.

Com relação às falhas transcorrentes, verificou-se em campo que há um predomínio de estruturas de direção WNW-ESE e W-E, com ocorrência menos frequente de planos de orientação NW-SE e NNE-SSW (figura 5-80). Essas falhas parecem se estender por toda a área, mas a maior parte das ocorrências foi registrada na escarpa, onde os afloramentos são mais numerosos. Essas estruturas cortam basaltos, diabásios e arenitos (Pirambóia e Botucatu), apresentam mergulho sub-vertical e plano de falha bastante regularizado, sendo bastante tênues as estrias, uma vez que as movimentações parecem ser pequenas e as características das rochas não favorece a formação dos indicadores cinemáticos. Embora sejam raras as estrias sub-horizontais que atestem as transcorrências, foram encontradas uma série de estruturas em flor negativa (figuras 5-81 e 5-82) que confirmam a presença de falhas de rejeito direcional e sugerem a presença de um regime transtensivo localizado.

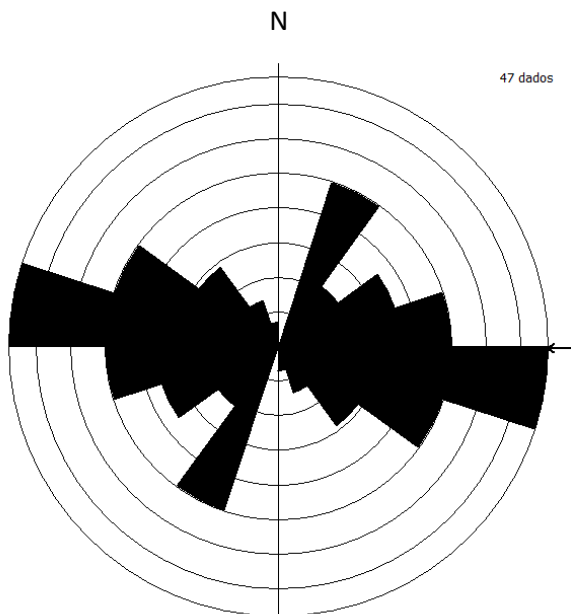


Figura 5-80: Roseta das falhas transcorrentes da área de estudo.



Figura 5-81: Estrutura em flor negativa cortando basalto da Formação Serra Geral e arenito Botucatu na escarpa da Serra de São Pedro. Localização: 787.950; 7.507.011. Fuso 22. Autor: PINHEIRO, 10/08/2013.

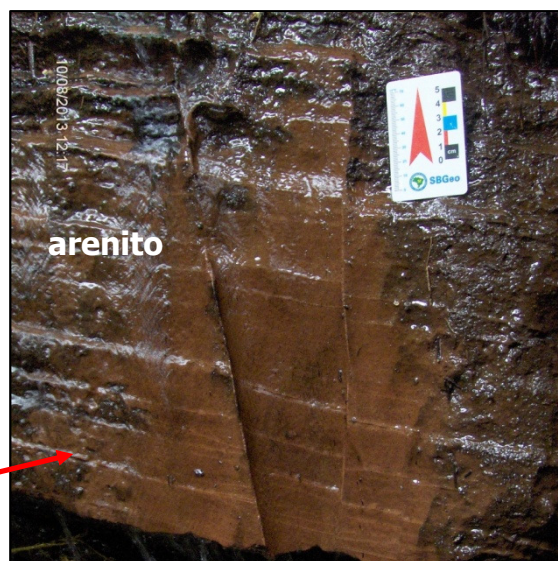


Figura 5-82: Detalhe da base da estrutura em flor.

A sobreposição ao modelo Riedel das rosetas com as direções das falhas transcorrentes mostrou uma ótima correspondência. De acordo com esse modelo, a área estaria sujeita a um binário transcorrente dextral com os planos de cisalhamento R, Y e P orientados para W e WNW, as fraturas de tensão para NW e o cisalhamento conjugado de Riedel (R') para NNE. Nesse quadro, σ_1 estaria orientado na direção NW-SE, σ_3 seria NE-SW e σ_2 estaria na posição subvertical. Tal como apontado para as falhas normais, esse quadro também é coerente com os estudos neotectônicos das áreas próximas (RICCOMINI, 1995 e 1997; FACINCANI, 2000; SOUSA, 2002; MORALES, 2005; SANTOS e LADEIRA, 2006).

Porém, quando comparados os nossos dados levantados em campo com aqueles obtidos por Bjornberg, há algumas divergências. Para este autor as falhas direcionais na parte oeste da Serra de São Pedro são principalmente NE-SW e secundariamente NW-SE / NNW-SSE; na parte leste da mesma serra predominam estruturas NNW-SSE, com ocorrências menos frequentes de estruturas WNW-ESE e NE-SW. Essas direções também foram registradas durante os nossos trabalhos de campo, tal como nos outros estudos das áreas contíguas, porém eram menos frequentes, assim a predominância de estruturas NE-SW e NNW-SSE nos dados de Bjornberg é surpreendente.

Como as notações sobre a direção da movimentação dos blocos está incompleta no trabalho de Bjornberg, não é possível definir mais precisamente as paleotensões associadas a essas estruturas, mas a sobreposição ao modelo Riedel da roseta com as direções dessas falhas (figura 5-84) mostra de forma aproximada a seguinte situação: a área estaria sob a ação de um binário dextral W-E ou WNW-ESE, as fraturas de tensão (T) estariam orientadas para NW-SE e o plano de

cisalhamento conjugado de Riedel (R'), cuja movimentação é sinistral, seria NNE-SSW. Nesse cenário, σ_1 estaria em NW-SE, σ_3 em NE-SW e σ_2 seria subvertical. Esse campo de tensões é o mesmo determinado de forma mais precisa pelo método dos diedros retos com base em nossos dados de campo, o que mostra que as falhas transcorrentes descritas por Bjornberg também são compatíveis com o regime de tensão neotectônico. Essas paleotensões também coincidem com a dos outros estudos já citados, destacando-se aqui o trabalho de Riccomini (1995), que num afloramento da Formação Itaqueri na porção Leste da Serra de São Pedro, dentro da área objeto deste estudo, encontrou falhas transcorrentes sinistras com componente normal orientadas na direção NNW-SSE (figura 5-83), que também é a direção predominante determinada por Bjornberg. Essas estruturas descritas por Riccomini (*op.cit.*) foram destacadas no trabalho de Facincani (2000) e confirmadas durante nossos trabalhos de campo.



Figura 5-83: Falhas transcorrentes sinistras com componente normal cortando arenitos conglomeráticos silicificados da Formação Itaqueri. Localização: 200.600; 7.510.300 (Reverso da Serra de São Pedro). Foto extraída de Riccomini, 1995.

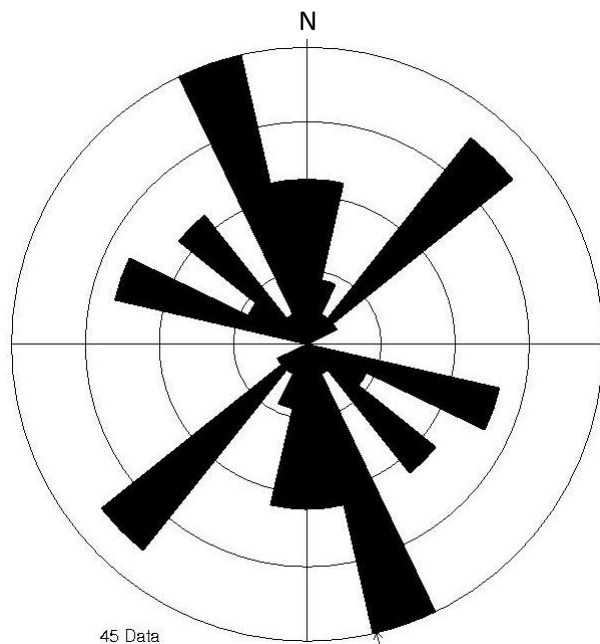


Figura 5-84: Roseta das falhas transcorrentes descritas por Bjornberg (1969) na Serra de São Pedro.

No campo de tensão citado pode-se inferir que as falhas WNW-SSE apresentariam uma movimentação dextral, porém não é possível prever o comportamento cinemático das estruturas NE-SW, uma vez que elas não são compatíveis com uma compressão máxima em NW-SE e distensão em NE-SW. Considera-se a possibilidade de que essas falhas NE-SW apontados por Bjornberg estejam associadas a outros campos de tensão mais antigos ou são apenas juntas. Para elucidar esse problema em relação aos dados de Bjornberg seria necessário que o autor tivesse complementado as informações da cinemática desses planos de cisalhamento, sem as quais não é possível entender mais precisamente o comportamento dos campos de tensão.

Salienta-se que tanto os nossos dados de campo como aqueles levantados por Bjornberg mostram situações em que há conjuntos de estrias de cisalhamento sub-verticais e horizontais no mesmo plano de falha (figura 5-85), o que demonstra que há reativações das estruturas respondendo às mudanças na posição dos eixos

de tensão e confirma a hipótese de Hasui (1990) para o qual a tectônica apresenta um caráter ressurgente.

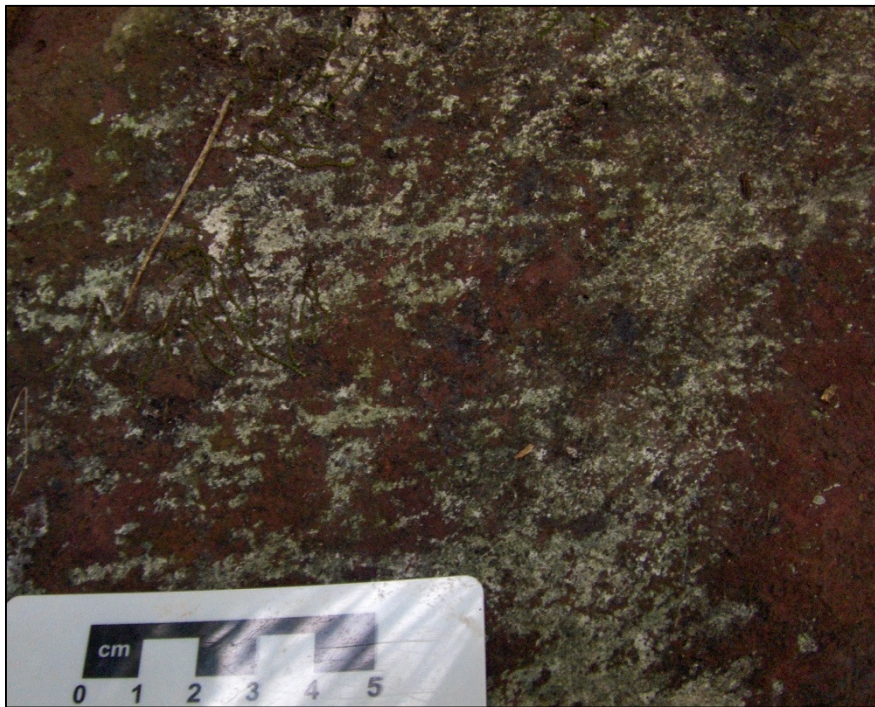


Figura 5-85: Estrias de atrito sub-verticais e sub-horizontais em plano de falha NNW-SSE num basalto. Localização: Escarpa da Serra de São Pedro, próximo ao restaurante Mirante do Cristo. Autor: PINHEIRO, M. R. Data: 01/05/2013.

Em síntese, os dados levantados neste item mostram o seguinte: a) há um predomínio de falhas normais WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW, além de transcorrentes WNW-ESE, W-E, NE-SW e NW-SE; b) As falhas transcorrentes são mais jovens ou foram reativadas no regime neotectônico, enquanto que as falhas normais são anteriores a esse período e em geral estão associadas à abertura do Atlântico Sul; c) As falhas normais e inversas em áreas de transcorrências estão relacionadas respectivamente a ambientes transtensivos e transpressivos neotectônicos. Nos locais em que não foi possível verificar as estrias no plano de falha, a presença de estruturas em flor foi utilizada como indício de movimentos direcionais; d) Foram encontradas falhas em todas as unidades morfoestruturais,

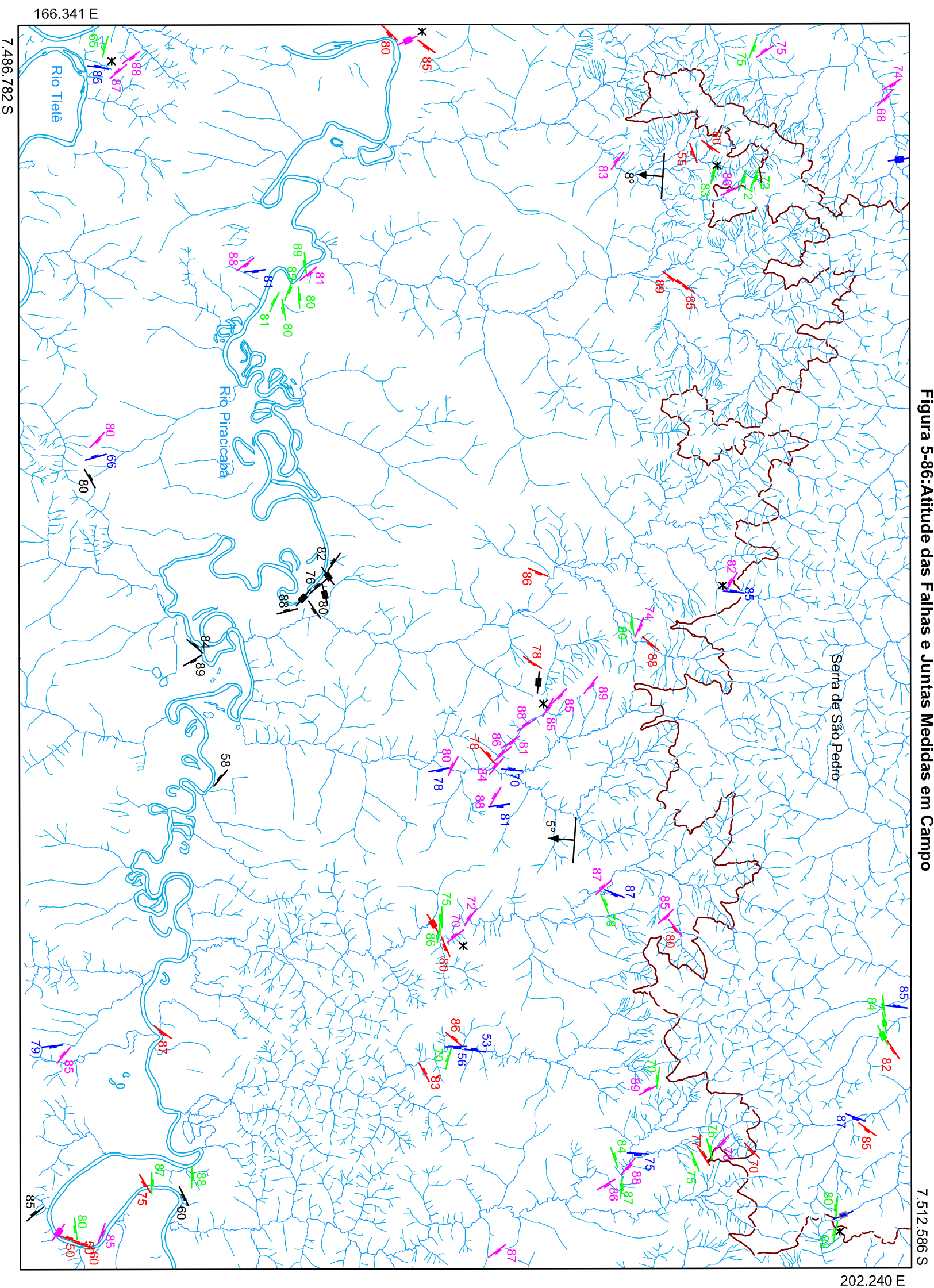
porém o rejeito de todas elas é pequeno. Apesar disso, em casos em que há uma sequência de pequenas falhas, os rejeitos somados podem apresentar desníveis consideráveis; e) a determinação das paleotensões neotectônicas aponta para σ_1 em NW-SE e σ_3 em NE-SW, ambos sub-horizontais; f) A relação entre a direção das falhas e juntas medidas em campo com a orientação das feições de relevo e principalmente dos canais fluviais e suas inflexões reforça mais uma vez o controle das estruturas sobre a forma. Por fim, a figura 5-86 mostra as principais estruturas tectônicas (juntas e falhas) descritas em campo, o que ilustra as correspondências entre a direção destas e as feições do relevo e do sistema fluvial.

Os dados das estruturas medidas em campo e as rosetas dos lineamentos sobrepostas ao modelo de Riedel apontaram para um campo de tensão neotectônico na área com binário dextral em que σ_1 e σ_3 são horizontais e estão respectivamente orientados para NW-SE e NE-SW, resultado compatível com os trabalhos das áreas contíguas, conforme já discutido anteriormente e com a tensão determinada a partir da orientação dos canais de primeira ordem, tal como apresentado no item 5.2.2. Porém, algumas evidências geomorfológicas como inflexões nos canais de drenagem (Ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia), interflúvios e estruturas em flor sugerem movimentações sinistrais em estruturas NW-SE ligadas ao Lineamento Santa Maria - Cabreúva, além de dextrais nas linhas NE-SW, sendo estas últimas incompatíveis com o campo de tensão inferido para a área.

Para que as estruturas NW-SE apresentassem movimentação sinistral e as NE-SW fossem dextrais, seria necessário um campo de tensão com eixo de maior compressão em WNW-ESE e distensão em NNE-SSW. Embora essas tensões não

tenham sido determinadas nas estruturas medidas em campo em nossa área de pesquisa, esse campo de tensão foi determinado em uma área próxima, na região de Pitanga, para estruturas pós-eocretáceas transcorrentes (RICCOMINI, 1995) que inclusive teriam dado origem ao alto estrutural homônimo (RICCOMINI *op.cit.*; SIQUEIRA, 2011), sendo associadas à proximidade da região em relação aos alinhamentos do Mogi-Guaçu e Tietê, que por sua vez apresentariam respectivamente movimentação dextral e sinistral. Considerando que a região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba também está próxima a essas duas grandes estruturas, não se descarta a atuação desse campo de tensão entre o Cretáceo Superior e o Terciário na área, ainda que não se tenha elementos para comprovar essa hipótese. Admitindo-se essa hipótese como verdadeira, as transcorrências das estruturas NW-SE e NE-SW não estariam ligadas à neotectônica, ainda que também não se enquadrem no regime distensivo dominante entre o Eocretáceo e o Oligoceno.

Figura 5-86: Atitude das Falhas e Juntas Medidas em Campo



LEGENDA	
	Rede de Drenagem
	Limite da Escarpa
	Estruturas em Flor
	Estruturas WNW, W e ENE
	Estruturas N, NNW e NNE
	Estruturas NW
	Estruturas NE
	Dados Extraídos de Outros Trabalhos*
	Pequenos Basculamentos**

Fonte: Drenagem fotointerpretada do Levantamento Aerofotogramétrico de São Paulo, 1962, Escala 1:25.000.
 * Medidas estruturais extraídas do EIA/RIMA do Projeto Aproveitamento Múltiplo Santa Maria da Serra, 2013.
 ** Basculamentos identificados por BJORNBERG, 1969.

5.2.6 - Análise dos Perfis Longitudinais dos Rios, Contorno Estrutural e Definição dos Níveis de Deformação Crustal

Como forma de verificar a existência de deformações que indiquem a ação neotectônica na área de estudo, foram feitos perfis longitudinais de 38 canais de drenagem distribuídos por toda a área, dando-se atenção especial aos canais mais extensos, que correspondem aos rios que nascem no Reverso e seguem para NW no Planalto Ocidental ou nascem no Reverso da Serra, descem a Escarpa e deságuam no Piracicaba ou Tietê.

A análise baseou-se na identificação de irregularidades dos perfis em relação à curva de melhor ajuste ou perfil de equilíbrio do rio, conforme a proposta de Hack (1973). Deslocamentos do perfil longitudinal abaixo da curva teórica foram interpretados como trechos em subsidência, enquanto que os segmentos acima da curva de melhor ajuste foram considerados como trechos em ascensão. As irregularidades no perfil foram quantificadas através da relação entre os índices RDEs (relação declividade – extensão de cada setor do rio) RDEt (relação declividade – extensão da drenagem inteira), conforme a proposta de Seeber e Gornitz (1983). Esses dados foram confrontados com as informações das estruturas tectônicas, distribuição das unidades litoestratigráficas, presença de terraços e investigações de campo. Por fim, os valores de RDE total das drenagens principais foram plotados nos pontos médios dos respectivos rios e construídas isolinhas para definir as zonas com maior valor do índice, definindo assim as áreas com maior deformação crustal.

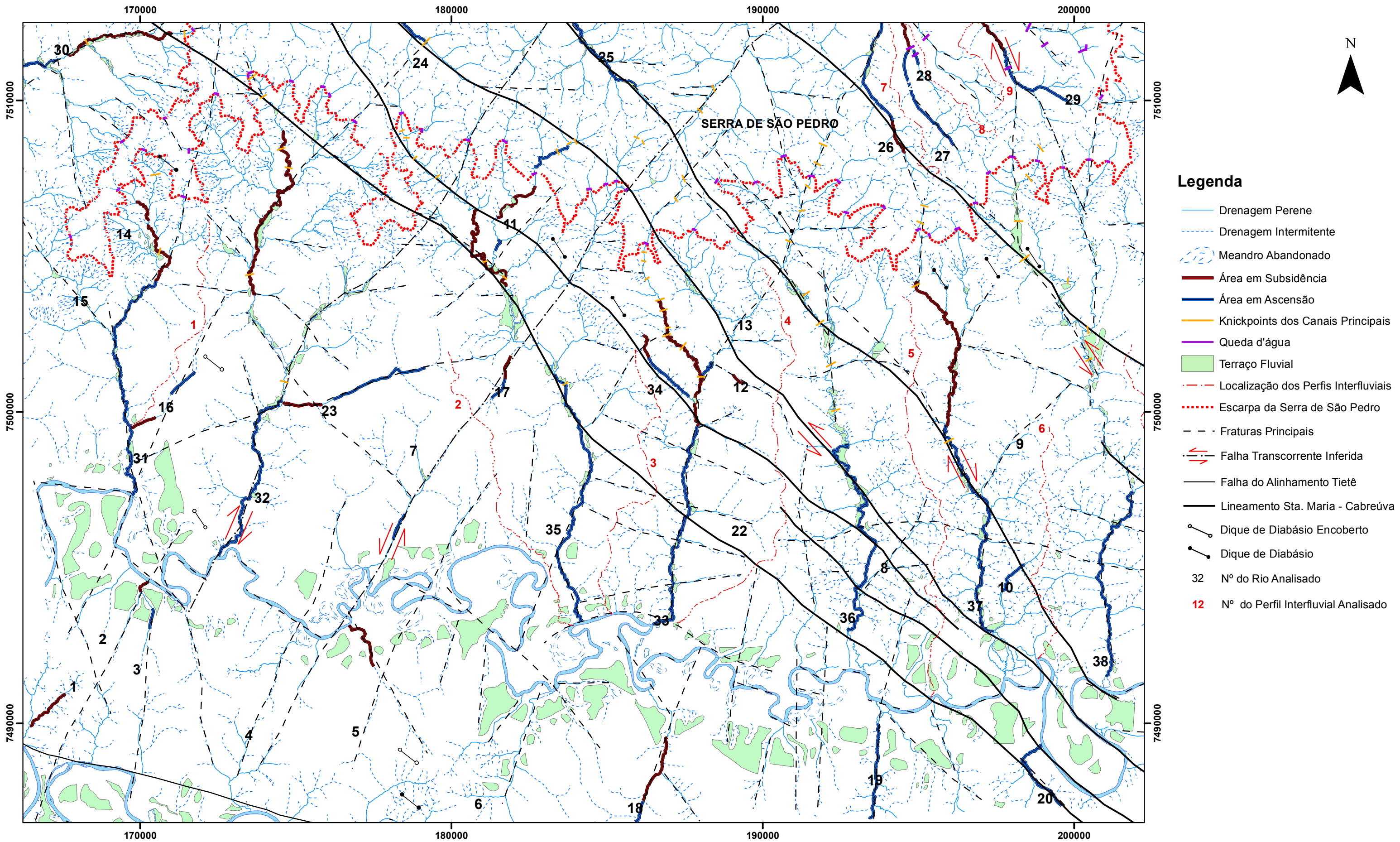
5.2.6.1 – Análise dos Perfis Longitudinais de Drenagem e da Relação RDEs/RDEt

A análise dos perfis⁷ de 1 a 6 (figura 5-87), situados no interflúvio Piracicaba-Tietê, mostra que os canais fluviais desta área apresentam-se próximos da situação de equilíbrio, com irregularidades tênues nas drenagens 1, 3 e 5, conforme pôde ser percebido nos gráficos que mostram a relação RDEs/RDEt. Como não há variabilidade litológica nesse setor cortado pelas drenagens e não foi verificado um aporte excessivo de sedimentos por parte dos afluentes que explicaria a formação dos *knickpoints* no canal principal, as irregularidades do perfil devem ser decorrência de atividade tectônica, considerando a presença de uma grande falha no setor (Falha do Tietê) e uma grande intrusão de diabásio nos Morros do Cristo e do Barreiro, que está associada a outra linha estrutural.

Na parte Leste deste interflúvio os canais 18, 19 e 20 apresentam mais *knickpoints* e um maior deslocamento em relação à curva de melhor ajuste da drenagem, sugerindo que alguns trechos dos rios estão em desequilíbrio. O trecho de jusante do canal 18 e dos canais da parte Oeste do interflúvio citados no parágrafo anterior apresentam-se com desvio negativo em relação ao perfil de equilíbrio, sugerindo que esses trechos estão em subsidência, ao contrário dos canais 19 e 20, a Leste, cujas anomalias positivas em relação à curva de melhor ajuste sugeriram zonas em ascensão. Esse quadro denota um soerguimento discreto da parte Leste do interflúvio Piracicaba-Tietê em relação à área Oeste. Como as drenagens 19 e 20 estão situadas nas adjacências do Lineamento Santa Maria – Cabreuva, o mais provável é que as irregularidades dos perfis desses canais estejam subordinadas a essa grande estrutura.

⁷ Os perfis longitudinais e os gráficos que mostram a relação RDEs/RDEt em cada drenagem estão em anexo. As figuras 5-87 e 5-96 representa uma síntese dessas informações.

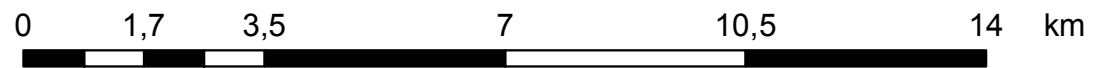
FIGURA 5-87: DEFORMAÇÕES NO PERFIL LONGITUDINAL DAS DRENAGENS



Legenda

- Drenagem Perene
- - - Drenagem Intermitente
- ~ ~ ~ Meandro Abandonado
- Área em Subsidência
- Área em Ascensão
- Knickpoints dos Canais Principais
- Queda d'água
- Terraço Fluvial
- - - Localização dos Perfis Interfluviais
- · · Escarpa da Serra de São Pedro
- - - Fraturas Principais
- ↔ Falha Transcorrente Inferida
- Falha do Alinhamento Tietê
- Lineamento Sta. Maria - Cabreúva
- Dique de Diabásio Encoberto
- Dique de Diabásio
- 32 N° do Rio Analisado
- 12 N° do Perfil Interfluvial Analisado

Projeção UTM - Fuso 23
Datum Horizontal: SAD69



Escala 1:110.000

Elaboração: Marcos R. Pinheiro. 2013.
Fonte: I.A. Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de São Paulo. Escala 1.25.000. 1962. SRTM, 2000.

No reverso da Serra de São Pedro, as drenagens 24 a 29 apresentam extensos segmentos em notável desajuste em relação ao perfil de equilíbrio esperado. Esses deslocamentos apontam para uma possível ascensão das áreas à montante dos knickpoints principais, onde se estabelecem cachoeiras, e o rebaixamento das zonas de jusante, situação típica de áreas falhadas com rejeito vertical (bloco alto no topo da queda d'água) e corroborada por algumas rupturas discretas encontradas nos perfis topográficos dos topos dos interflúvios.

Os trabalhos de campo, porém, apresentaram dados que demonstraram uma situação mais complexa: embora tenham sido encontradas falhas com provável rejeito vertical (figura 5-88), reativações direcionais e fraturamentos sub-verticais, os deslocamentos dos blocos foram seguramente muito menores que os desníveis apresentados na área atualmente, sobretudo nas cachoeiras, que em alguns casos apresentam até 8 m de altura. Apesar dos indícios de tectônica, nesses mesmos pontos há evidências sugerindo que as quebras do relevo são provenientes também do desgaste erosivo diferenciado das litologias, pois ainda que todos os *knickpoints* principais se deem sobre um único tipo de rocha, o basalto, os derrames apresentam-se bastante heterogêneos, sendo visível, em certos casos, trechos encachoeirados em escadaria, respondendo à sucessão de basalto maciço para o colunar (figura 5-89).

Considerando que a direção dos fraturamentos e das prováveis falhas medidas em campo coincide com a orientação de grandes lineamentos que cortam a área no sentido NE-SW, o mais provável é que esses desnivelamentos no relevo tenham origem tectônica, mas a magnitude deles tenha sido acentuada pelo trabalho erosivo do sistema fluvial, que é favorecido pela presença de estruturas subverticais.



Figura 5-88: Possível falha transcorrente com componente normal NE-SW em basalto no reverso. Localização: 195.140; 7.511.982. Fuso 23. Autor: PINHEIRO, 30/04/2013.

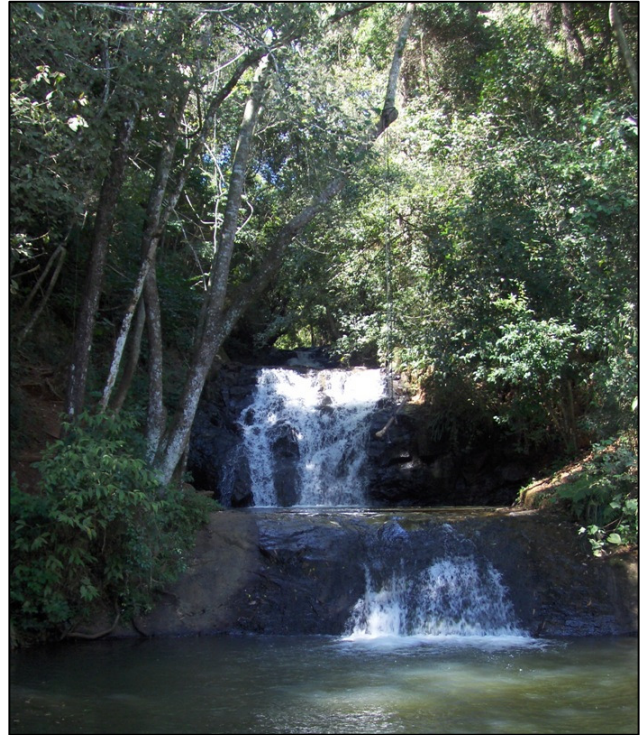


Figura 5-89: Sucessão de 3 quedas d'água sobre basalto colunar e maciço em córrego sem nome no reverso da escarpa. Localização: 195.140; 7.511.982. Fuso 23. Autor: PINHEIRO, 30/04/2013.

As drenagens que nascem na Serra e cortam o glacis até o Piracicaba (drenagens de 30 a 38) foram as que mostraram os resultados mais significativos em termos de relação das irregularidades do relevo com a tectônica. Esses rios apresentaram um comportamento muito semelhante, com knickpoints concentrados sobretudo na borda do reverso e no pé da escarpa, justamente os locais onde a variação litológica é grande e se justificaria a presença de convexidades no perfil.

No trecho do glacis os *knickpoints* são menos frequentes, mas chama a atenção o comportamento dos perfis longitudinais em relação à curva teórica de equilíbrio esperado para essas drenagens: nas zonas mais próximas ao pé da escarpa os perfis se mostram abaixo do nível da curva de melhor ajuste, enquanto que mais a jusante eles se mostram acima dessa linha. Esse quadro mostra um

desequilíbrio dos rios e sugere que estaria havendo uma subsidência da área norte do glacis, junto ao pé da escarpa, e uma ascensão do sul.

No glacis a heterogeneidade litológica é muito pequena, desta forma, descartando-se também as variações climáticas no Quaternário, as irregularidades dos perfis longitudinais dos canais principais estão relacionadas, em alguns casos, ao grande aporte de sedimentos de alguns tributários e, sobretudo, ao fator tectônico. Isso se deve ao fato de que em grande parte das drenagens há uma relação muito evidente entre a ocorrência das estruturas tectônicas cortando os canais, a posição dos *knickpoints* e dos terraços fluviais (figura 5-87).

Tomando-se como exemplo os ribeirões do Vermelho, Meio e Samambaia, observa-se que os terraços estão quase sempre restritos à montante dos trechos em que as principais estruturas tectônicas (Lineamento Santa Maria-Cabreúva) cortam os canais. Da mesma forma, os *knickpoints* também estão situados a montante das estruturas. Esse quadro permite supor que reativações dessas linhas tectônicas criaram *knickpoints* nos perfis e estabeleceram novos níveis de base locais onde num primeiro momento ocorreu a sedimentação e posteriormente, com o recuo ou desaparecimento dos *knickpoints*, houve um reentalhe dos depósitos e a formação desses terraços. Essa interpretação explica não apenas a localização atual mais recuada dos *knickpoints* como também a posição dos terraços em relação às estruturas tectônicas nas drenagens citadas.

Etchebehere *et.al.* (2011) apontaram para uma relação entre *knickpoints*, atividade tectônica e a formação de terraços na bacia do rio Corumbataí, região central do Estado de São Paulo. Nesse trabalho os autores consideraram que o bloco do trecho de montante do rio teria subido relativamente em relação ao bloco de

jusante, criando um *knickpoint* e estabelecendo um novo nível de base. A erosão remontante geraria uma suavização, recuo e desaparecimento do *knickpoint*, formando-se um novo plano aluvial, restando apenas os terraços reentalhados como testemunho do antigo nível de base anterior ao falhamento.

No caso da nossa área de estudo, os dados dos perfis longitudinais, das falhas identificadas em campo e do contorno estrutural da área sugerem que houve uma situação inversa, com ascensão relativa do bloco a jusante em relação ao bloco de montante, o que teria provocado um barramento temporário dos canais e a formação dos depósitos a montante da estrutura (figura 5-90). Esse barramento provavelmente não foi suficiente para barrar o fluxo para jusante por muito tempo, uma vez que a elevação do nível da água por conta da interrupção do canal deve ter sido suficiente para transpor o *knickpoint*, não evitando, entretanto, um aumento expressivo da sedimentação a montante dessa ruptura. Com o desaparecimento do *knickpoint* e o restabelecimento do equilíbrio no canal, esses depósitos foram entalhados e formaram parte dos atuais terraços encontrados nos ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia. A granulometria muito mais fina (arenosa) dos terraços a jusante das áreas cortadas pelas estruturas, comparada com as espessas cascalheiras que constituem os materiais dos terraços de montante, constitui mais uma evidência da perda de energia destes rios por perturbações tectônicas no seu perfil.

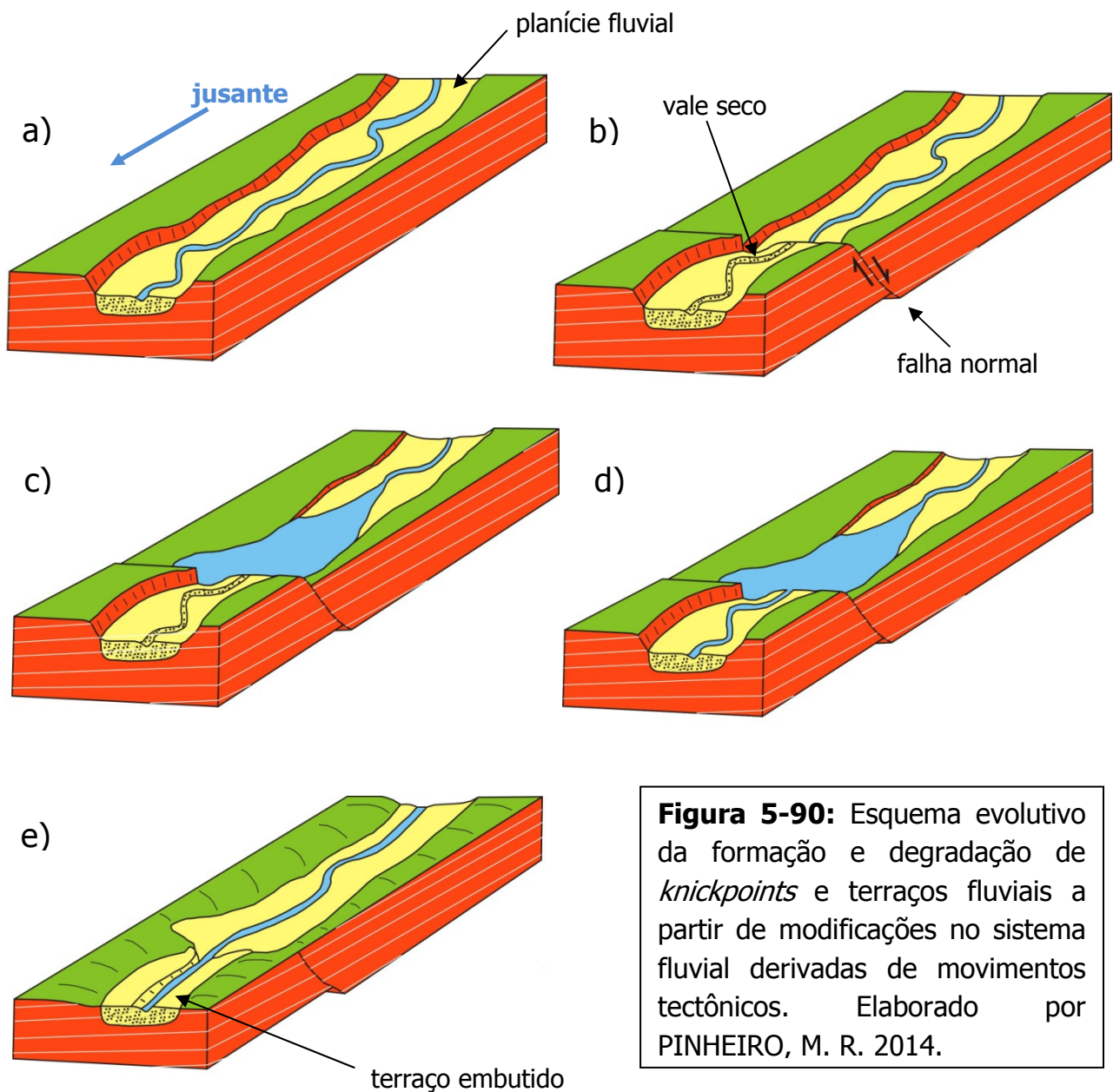


Figura 5-90: Esquema evolutivo da formação e degradação de *knickpoints* e terraços fluviais a partir de modificações no sistema fluvial derivadas de movimentos tectônicos. Elaborado por PINHEIRO, M. R. 2014.

Os resultados das investigações de campo realizadas nos vales dessas drenagens principais são concordantes com as hipóteses aqui discutidas. Tomando-se o Ribeirão Vermelho (drenagem 36) como exemplo, foram verificadas as áreas a montante das zonas cruzadas pelas falhas e encontrou-se extensos níveis de terraços fluviais com materiais grosseiros (cascalhos e blocos) alternados com

camadas de sedimentos finos (argila, silte e areia). Em alguns casos os materiais finos não compunham uma camada, mas preenchem os interstícios situados entre os sedimentos mais grosseiros. As cascalheiras atingem até 2 m de espessura, são compostas de seixos arredondados de basalto, diabásio, quartzo e arenito discordantemente dispostos sobre o arenito Pirambóia que em certos casos está cerca de 1,5 m acima do nível atual do rio (figura 5-91). Algumas cascalheiras apresentam-se litificadas com cimento ferruginoso (conglomerados) e com avançado estágio de alteração dos fragmentos de rocha.

Junto a uma das rupturas na direção do ribeirão Vermelho, atribuída ao condicionamento estrutural do Lineamento Santa Maria – Cabreuva, foram encontradas em campo duas falhas normais e inversas com rejeito pequeno (1 cm) atingindo o arenito Pirambóia e os depósitos quaternários (figuras 5-91 e 5-92), situação análoga à verificada por Riccomini (1995) no vale do Rio Passa Cinco, junto ao alto estrutural de Pitanga. A origem dessas falhas está relacionada à transpressão e transtensão provocadas por movimentações direcionais do Lineamento dentro de um regime neotectônico, uma vez que os depósitos mais recentes também foram afetados. Considerando que essa grande estrutura deve ser muito antiga (Paleozóico?) mas que há indícios de sua reativação no Quaternário, fica evidente o caráter ressurgente da tectônica da área.

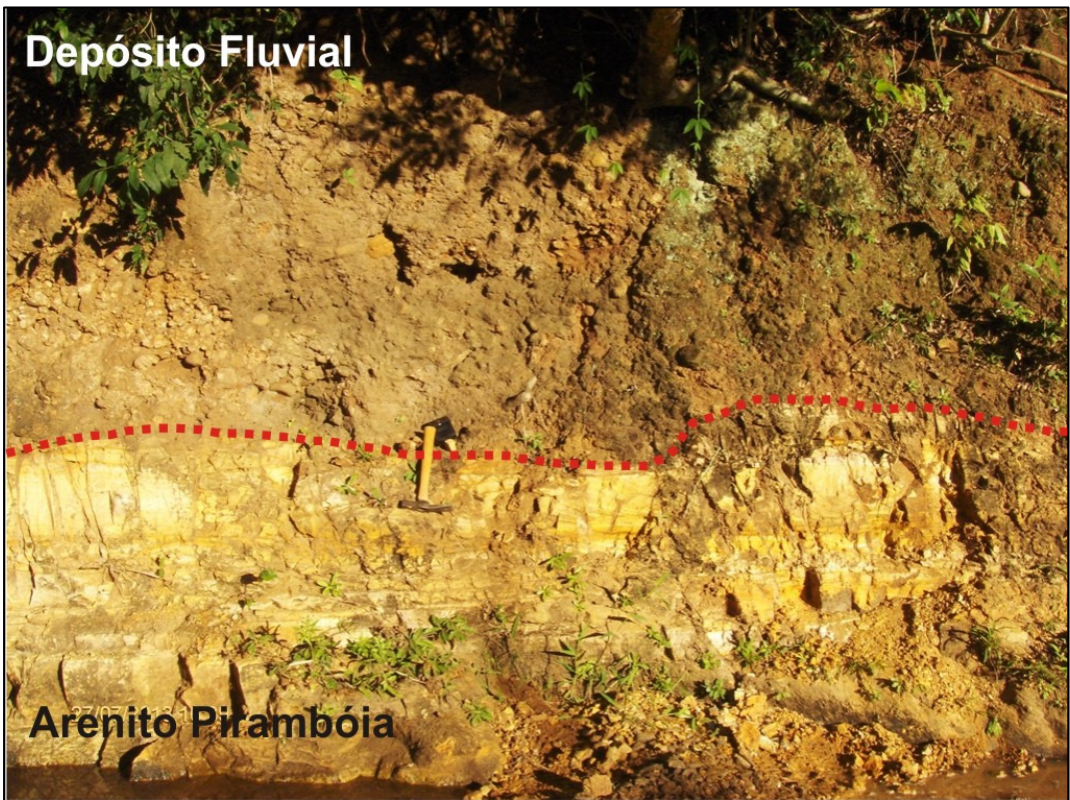


Figura 5-91: Depósito fluvial quaternário de seixos arredondados de basalto, diabásio e arenito sobre a Formação Pirambóia. As falhas e o intenso fraturamento atingem inclusive o depósito recente. Localização: 192.721; 7.498.978. Fuso 23.



Figura 5-92: Detalhe de falha normal milimétrica do perfil anterior.

Ainda na bacia do Vermelho, verificou-se à montante das áreas citadas mais uma série de terraços com níveis finos e grosseiros, alguns dos quais atribuídos a

depósitos de cone ou a eventuais regimes torrenciais decorrentes de eventos de chuva de grande magnitude em regimes climáticos mais secos, tal como foi sugerido por Christofolletti e Penteado (1970) para os depósitos grosseiros pleistocênicos da Bacia de Rio Claro e afluentes do rio Corumbataí. Essa situação é mais frequente no pé da escarpa, onde além dos cascalhos há muitos blocos que se apresentam mais desarestados quanto mais distantes estão da escarpa.

O desequilíbrio geral das drenagens ou a busca de um novo ponto de equilíbrio dinâmico é destacado não apenas pelas irregularidades dos perfis como também por duas situações que são recorrentes nos canais: a formação de depósitos de barras atuais em trechos em que o canal apresenta leito rochoso (figura 5-93) e a intensa degradação que os terraços e depósitos de barras vêm sofrendo pela erosão marginal (figura 5-94).



Figura 5-93: Barra de seixos arredondados e subarredondados em trecho de canal com leito rochoso no Ribeirão Vermelho. Localização: 808.473; 7.503.780. Fuso 22. Autor: PINHEIRO, 28/07/2013.



Figura 5-94: Erosão marginal no pedúnculo de um meandro da planície fluvial do Córrego Pinotti. Localização: 785.890; 7.512.798. Fuso 22.
Autor: PINHEIRO, 30/07/2013.

Por fim, destaca-se que as drenagens menores (7 a 17 e 22 a 23) afluentes dos canais principais que cortam o glaciais também apresentam irregularidades na forma do perfil longitudinal, embora sejam desvios menores. Esses resultados apresentam-se coerentes com o que já foi apresentado anteriormente, mas cabe ressaltar aqui alguns aspectos de algumas drenagens: as irregularidades nos perfis 13 e 14 são provenientes da heterogeneidade litológica; a anomalia do perfil 16 deve estar associada a uma rocha intrusiva básica cuja presença no local foi confirmada em um perfil de sondagem; as anomalias no trecho final das drenagens 17 e 23 podem ser decorrentes de dois grandes lineamentos NE-SW que cortam exatamente a área dessas drenagens.

A maior parte dos *knickpoints* presentes na área foi interpretada como decorrência de fatores tectônicos e litológicos, o que foi confirmado durante os trabalhos de campo, porém, em alguns casos, é possível que fatores paleoclimáticos

também tenham condicionado a formação das convexidades nos perfis longitudinais das drenagens. Essa questão foi suscitada por duas situações observadas durante os trabalhos de campo: a) a granulometria muito grosseira de alguns terraços fluviais distantes da escarpa é muito maior que a granulometria dos depósitos de barras e de fundo de canal atuais, além de ser incompatível com a competência do canal atual, mesmo considerando as vazões de pico nos eventos de chuva; b) além das cascalheiras de basalto, diabásio, arenito, quartzo e quartzito litificadas que estão bem acima do nível do canal atual, foram identificadas também situações em que os conglomerados não apenas estão no nível do canal atual como sustentam níveis de base locais (figura 5-95).



Figura 5-95: Cascalheira litificada (conglomerado) na base de um terraço fluvial sendo entalhada pelo Ribeirão Serelepe. Localização: 788.003; 7.505.747. Fuso 22. Autor: PINHEIRO, 23/09/2013.

A incompatibilidade dos depósitos grosseiros dos terraços com a pequena vazão dos canais atuais pode ser interpretada como decorrência da atuação de

paleoclimas quaternários mais secos em que as chuvas estavam concentradas em períodos curtos, o que lhes conferia temporariamente uma grande competência de transporte. A presença desses terraços em até cerca de 2 m acima do canal atual sugere que eles são jovens, o que os colocaria provavelmente no final do Pleistoceno.

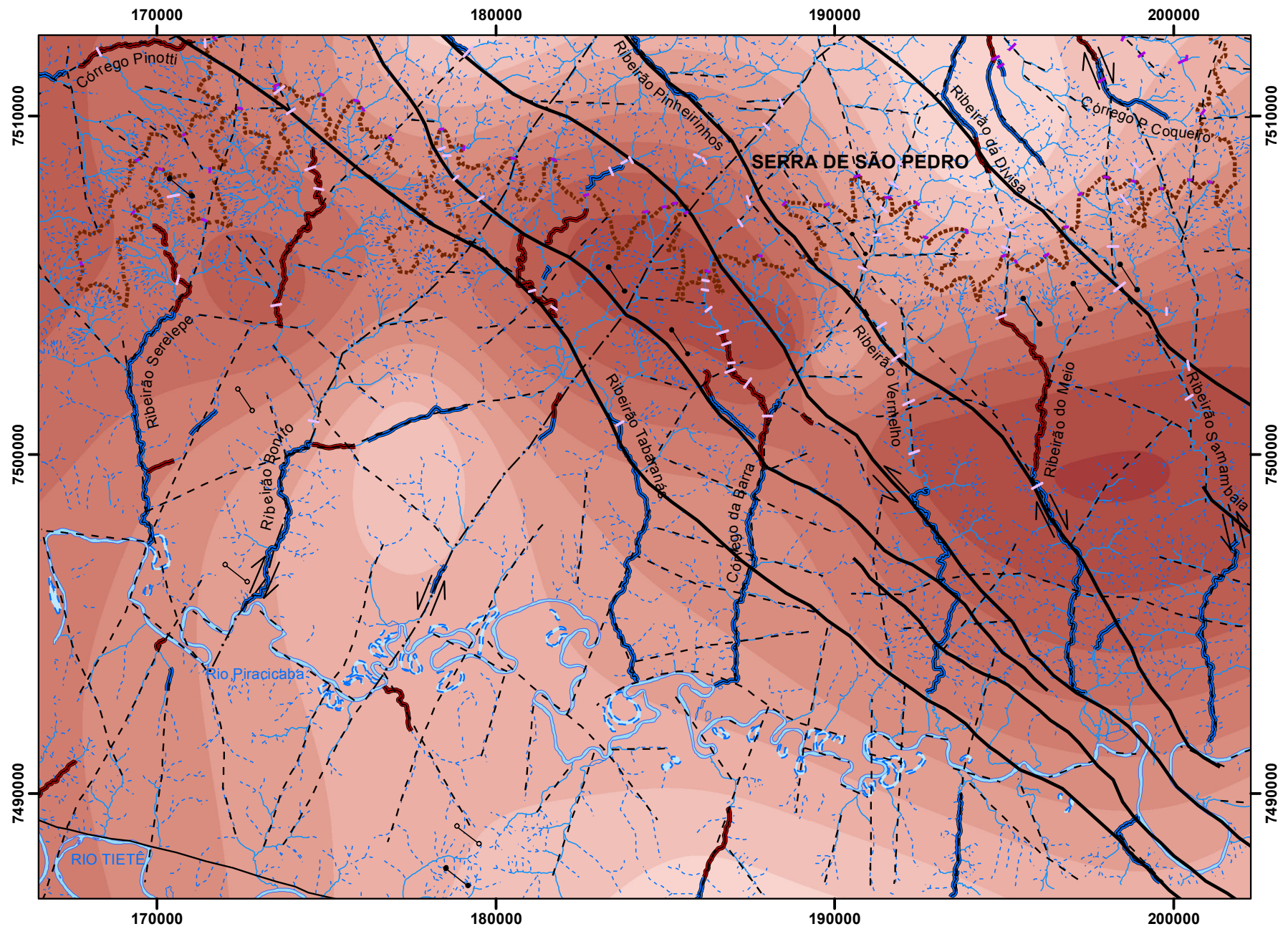
Os conglomerados sustentando níveis de base e sendo erodidos pelo canal atual demonstram situações de desequilíbrios em determinados trechos das drenagens, uma vez que os processos de deposição de material grosseiro subatuais agora estão sendo reentalhados. Em alguns casos, a granulometria desses conglomerados, bem como a petrologia e forma dos sedimentos, é semelhante à das barras atuais, porém a litificação sugere que se tratam de depósitos mais antigos. Seu reentalhe indica mudanças no regime da bacia que podem estar associadas a fatores climáticos ou às mudanças bruscas no uso da terra nos últimos dois séculos, embora fraturamentos desses depósitos ressaltem também a atuação de uma tectônica recente.

5.2.6.2 – Análise dos Índices de RDE Total, Contorno Estrutural e Níveis de Deformação Crustal

A determinação, análise e representação espacial dos níveis de RDE total (RDEt) foram realizadas com base nos índices de apenas 19 dos 38 canais de drenagem selecionados para análises dos perfis longitudinais. Isso ocorreu porque o critério adotado para a escolha das drenagens foi a extensão do canal principal, que deveria ter pelo menos 5 km. Etchebehere (2000) sugeriu que os canais escolhidos para estudo do RDE total tivessem pelo menos 15 km, entretanto se esse mesmo

critério fosse adotado para a região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba, restaria um número tão pequeno de canais que inviabilizaria a análise. Desta forma, foram avaliados os RDEt dos rios 11, 13, 18 a 21, 23 a 26, 29 a 33 e 35 a 38, sendo o resultado representado na figura 5-96.

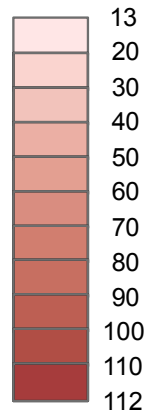
FIGURA 5-96: RDE TOTAL E DEFORMAÇÕES NO PERFIL LONGITUDINAL DAS DRENAGENS



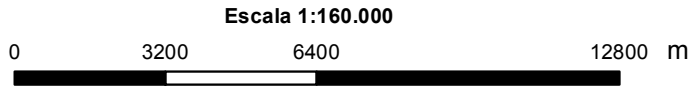
Legenda

- Drenagem Perene
- Drenagem Intermitente
- Meandro Abandonado
- Knickpoint
- Queda d'água
- Área em Subsidência
- Área em Ascensão
- Escarpa da Serra de São Pedro
- Falha Transcorrente Inferida
- Falha do Tietê
- Fraturas Principais
- Lineamento Sta. Maria - Cabreúva
- Dique de Diabásio Encoberto
- Dique de Diabásio

RDE TOTAL



Projeção UTM - Fuso 23
Datum Horizontal: SAD69



Elaboração: Marcos R. Pinheiro. 2013.
Fonte: I.A. Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de São Paulo. Escala 1.25.000. 1962. SRTM, 2000.

O mapa com as isolinhas de valores de RDE totais, que refletem as irregularidades no perfil longitudinal e que pode representar indiretamente a distribuição espacial de deformação crustal, mostra que há pelo menos 3 zonas com níveis mais elevados que o restante da área: 1-) a região Leste do glacis, entre o sopé da escarpa e o vale do Piracicaba; 2-) as cabeceiras do ribeirão Tabaranás e Córrego da Barra, bem como seu entorno próximo; 3-) a região Noroeste da área, no alto e médio cursos do Ribeirão Serelepe e Córrego Pinotti. Esses resultados são coerentes com as informações de campo, da literatura, dos perfis analisados no item anterior e no contorno estrutural da área.

Na zona 1 há uma grande concentração de falhas associadas ao Lineamento Santa Maria – Cabreúva, além de outras linhas estruturais menores com indícios de transcorrência. Soma-se a isso a presença de diques de diabásio nas cabeceiras do Córrego da Barra, Ribeirão Vermelho e junto à confluência dos dois principais afluentes do Samambaia, além de uma extensa área em provável ascensão (o glacis dissecado) em relação à zona preservada mais próxima do pé da escarpa. Esses fatores estruturais são responsáveis pela deformação crustal da área e explicam o RDEt mais elevado no setor, mostrando que esse índice efetivamente pode fornecer indicativos das regiões com maiores deformações. Considerando que essa faixa Leste do Glacis é também a única em que se observa uma diferenciação significativa na sua morfologia e que a área de maior deformação é justamente a transição entre a parte preservada e a zona dissecada, coloca-se como hipótese que a possível ascensão do trecho sudeste do Glacis (Glacis Dissecado) tenha provocado um aumento da sua dissecção, estreitamento dos interflúvios e adelgaçamento da cobertura pedológica.

A hipótese da ascensão do Glacis Dissecado é reforçada pelo contorno estrutural da área (figura 5-97), feito com base nas cotas do topo da Formação Irati, determinadas a partir dos dados das sondagens das pesquisas de Petróleo realizadas na região de São Pedro. Esses dados mostram que na área dissecada a Formação Irati está significativamente mais elevada, diminuindo a sua altimetria em direção a norte, onde está a zona mais preservada, situação muito semelhante ao verificado na Formação Corumbataí, sugerindo uma subsidência da região nordeste da área preservada e ascensão de toda a zona dissecada do Glacis, a sudeste, coincidindo e complementando o trabalho de Oppenheim e Malamphy (1936), que definiram uma depressão tectônica na bacia do Araquá (Depressão de São Pedro), que é contígua à área em questão. O mapa de contorno estrutural confirma a existência dessa depressão e mostra que ela extrapola a bacia do Araquá, se estendendo até o médio curso do Ribeirão Vermelho, no Glacis Preservado.

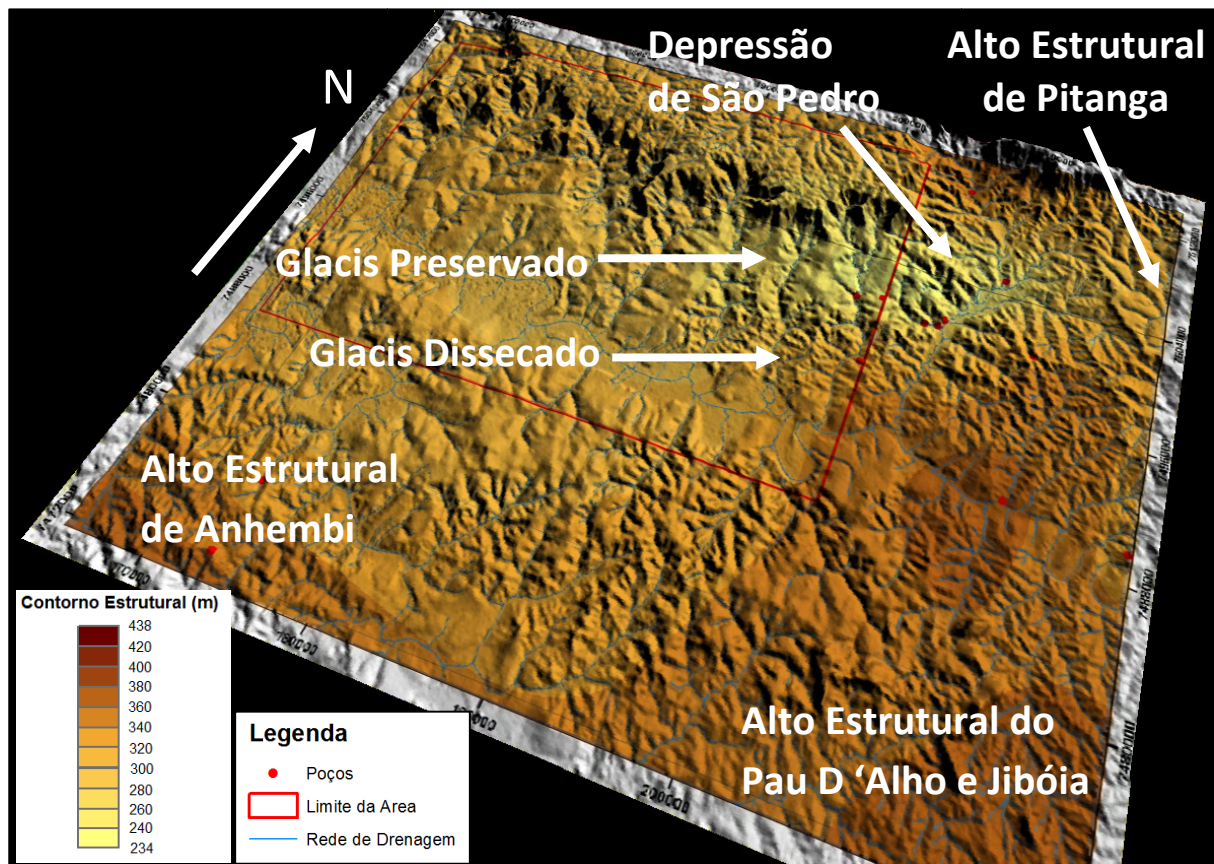


Figura 5-97: Contorno estrutural da Formação Irati sobreposto à topografia da área e seu entorno. Elaboração: Pinheiro, M. R. 2013

Na zona 2 há uma ocorrência de lineamentos estruturais NE-SW inferidos, que podem ser falhas transcorrentes dextrais, e a estrutura principal do Lineamento Santa Maria – Cabreúva, no qual verificou-se em campo uma grande intrusão de diabásio, que provavelmente é a responsável pela formação do promontório que separa as bacias do Tabaranás e Barra. Ainda que o rejeito das falhas descritas em campo seja pequeno nesse local, é possível que os desnivelamentos sejam significativos se somados os rejeitos de vários pontos, conforme destacado por Bjornberg (1969). De qualquer forma, o RDEt dessa região é um dos mais elevados da área de estudo, o que é coerente com o quadro estrutural do local e reforça a importância do grande lineamento NW-SE como a principal linha tectônica da área.

Na zona 3 os níveis de RDEt apresentam-se ligeiramente mais baixos que nas duas primeiras unidades, porém ainda um pouco mais elevados que no restante da área de estudo. Esses valores de RDE estão associados não somente à ruptura da escarpa como também à presença de uma extensa linha estrutural NW-SE, um dique de diabásio encoberto junto à margem esquerda do Serelepe, às falhas descritas em campo (ainda que seu rejeito seja reduzido) na rodovia que liga Santa Maria da Serra a Torrinha/SP (SP-225) e sobretudo ao basculamento de um grande bloco para Sul junto ao grande promontório de Santa Maria da Serra, conforme apontado por Bjornberg (*op.cit.*).

As outras regiões da área de estudo apresentam RDEt baixos, destacando-se somente o trecho Sudoeste, onde estão as duas grandes voltas do Piracicaba e Tietê que apresentam indícios de controle estrutural e tectônico, além da parte Oeste do interflúvio que separa essas duas linhas de drenagem e que muito provavelmente sofreu influência da falha E-W da margem direita do Tietê, a qual já havia sido

mapeada em outros levantamentos (SOARES, 1973(b); PAULIPETRO, 1980; DAEE/UNESP, 1984) e foi incorporada a este trabalho.

A definição das zonas de maior deformação, a ascensão do Glacis Dissecado, a subsidência do Glacis Preservado e da Depressão de São Pedro também são confirmadas na interpretação dos dados geofísicos de Arbieto e Yamamoto (2013) e Arbieto (2014; em preparação): esses dados mostram baixos gravimétricos nas áreas do Glacis Preservado e Depressão de São Pedro, além de altos gravimétricos no Glacis Dissecado (figura 5-98). Os dados mostram ainda a possibilidade da existência de outra depressão, menos acentuada, na região de Santa Maria da Serra, situação coerente com os resultados das deformações do perfil longitudinal deste setor, os quais indicam uma subsidência da área⁸. Os dados gravimétricos confirmam também o caráter estrutural do Alinhamento Tietê.

Em suma, os dados apresentados neste item confirmam a importância da atividade neotectônica na área. Através deles foi possível verificar que existem 3 zonas de maior deformação crustal e que o comportamento delas condiciona a dissecação do relevo, bem como a formação e degradação dos terraços fluviais. A ascensão do Glacis Dissecado, a subsidência do Glacis Preservado e da própria Depressão de São Pedro devem corresponder a um processo relativamente antigo e contínuo no tempo geológico, porém as deformações nas drenagens, que normalmente são facilmente apagadas pela erosão fluvial, demonstram uma persistência, provavelmente mais lenta, desses processos no Quaternário. Por fim,

⁸ Não foram feitas correlações entre o contorno estrutural do topo da Formação Irati e os prováveis índices de deformação crustal para a região de Santa Maria da Serra e outros pontos além da zona 1 porque apenas neste trecho havia uma densidade adequada de sondagens. Nos demais pontos não havia sondagens ou elas estavam concentradas apenas em um determinado setor, o que diminui bastante a confiabilidade da interpolação dos dados.

ressalta-se a importância do índice RDEt enquanto indicativo de movimentos na crosta, uma vez que os resultados dessa análise foram compatíveis com os outros dados e interpretações feitas sobre a área.

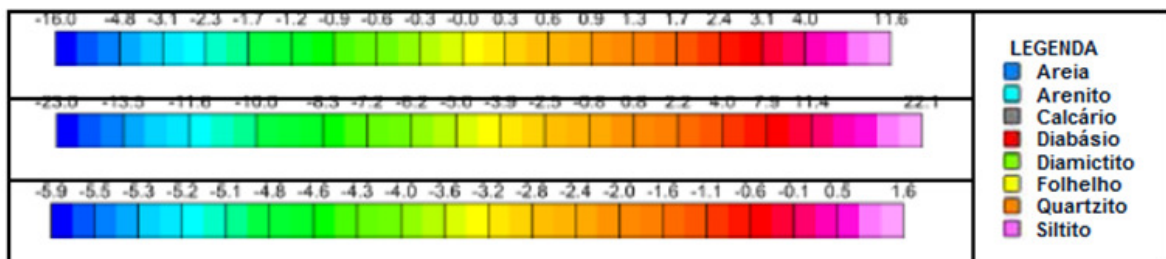
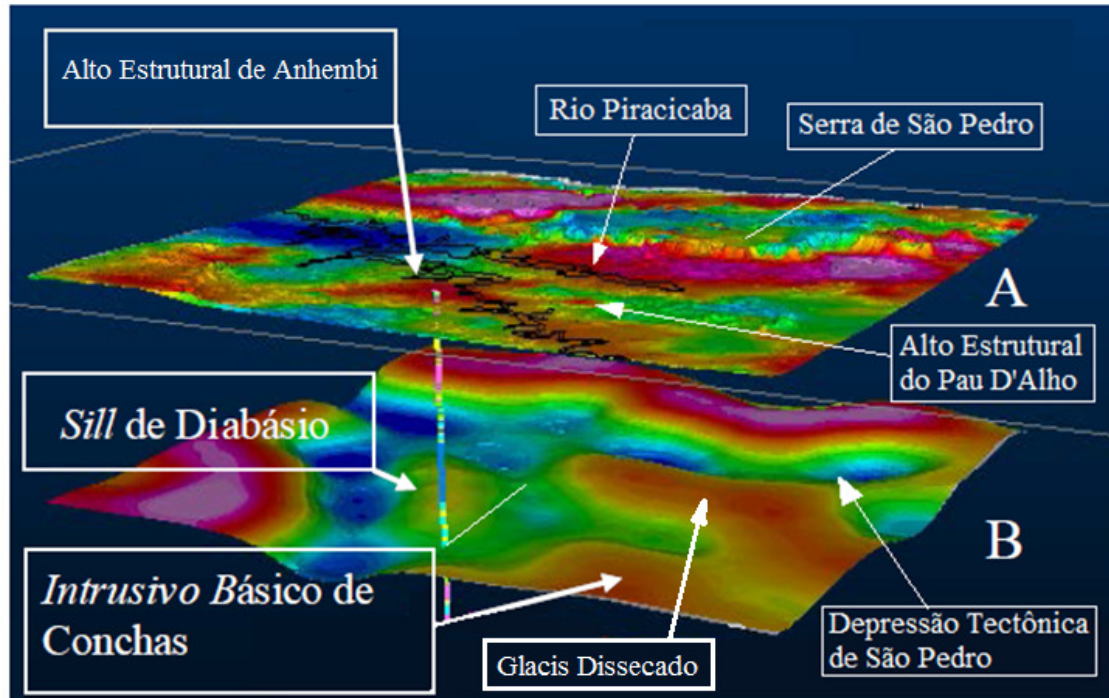


Figura 5-98: a) Validação do modelo residual com exagero de 5 vezes (modelo terrestre de grau 4) e b) Gradiente do tensor vertical (modelo EGM2008). Modificado de Arbiato e Yamamoto, 2013.

5.3 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

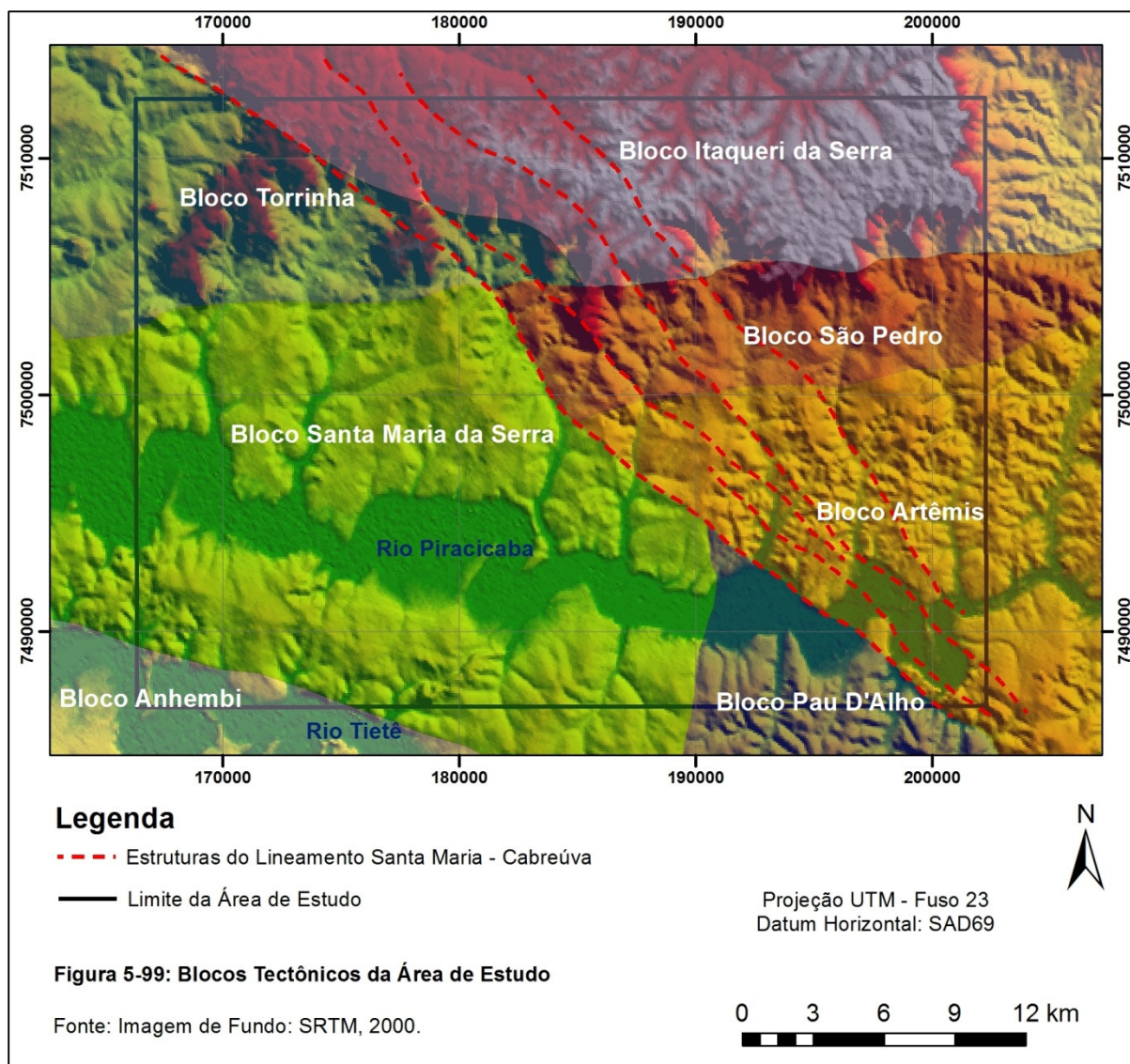
A compartimentação morfoestrutural e morfológica apresentada anteriormente e que norteia esta pesquisa se mostrou bastante adequada, porém, utilizando outros critérios e valorizando outros aspectos, é possível dividir a área de estudo de outras formas. A região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba havia sido compartimentada por Pires Neto (1996) em dois grandes blocos tectônicos separados pelo grande lineamento Santa Maria Cabreúva, que também foi definido pelo mesmo autor. Essa divisão é adequada e compatível com a escala regional (1.250.000) em que foi realizada, mas quando se observa a área em escalas maiores e com o apoio de dados estruturais de campo e gabinete, verifica-se que esses dois grandes blocos podem ser subdivididos em unidades menores que apresentam comportamentos distintos.

Assim, a área de estudo foi dividida em blocos tectônicos cujos limites não são idênticos aos dos compartimentos morfoestruturais expostos ao longo do trabalho, embora exista uma correspondência evidente entre as duas propostas de compartimentação. Essa diferenciação se deve ao fato de que a primeira proposta de divisão é baseada na distribuição dos padrões de formas que embora sejam fruto também de elementos estruturais, são condicionados sobretudo por fatores litológicos e erosivos. Nesta nova divisão, os limites dos blocos refletem principalmente a distribuição das estruturas e o seu provável comportamento tectônico, havendo uma complementação entre as duas compartimentações.

Inicialmente, é possível perceber uma nítida divisão da área em dois grandes conjuntos de blocos, o Leste e Oeste, limitados pelo lineamento Santa Maria – Cabreúva, que por sua vez não se apresenta como uma linha contínua, mas sim uma

faixa de estruturas lineares NW-SE que representa uma zona de transição entre duas grandes unidades tectônicas. Essas unidades foram subdivididas em 7 blocos romboédricos (figura 5-99) tendo-se como base o contorno estrutural da área, as indicações sobre as zonas com diferentes níveis de deformação, a provável movimentação vertical dos blocos, os dados geofísicos de Arbieto e Yamamoto (2013) e Arbieto (2014; no prelo), as características dos elementos estruturais (juntas, falhas e lineamentos em geral) expostos na superfície e os indicadores geomorfológicos, como a presença dos terraços fluviais.

Os blocos São Pedro, Artêmis e Pau D'Alho são as unidades com maior quantidade de dados de campo e gabinete, o que possibilita caracterizá-las com mais segurança. O bloco São Pedro apresenta indícios de subsidência lenta, o que é reforçado pela presença de falhas normais, perturbação da coluna estratigráfica visível nas sondagens (as formações Irati e Corumbataí apresentam-se muito mais baixas nesse setor), baixos gravimétricos, rios com perfis longitudinais deslocados para baixo da curva teórica de equilíbrio e formação de terraços fluviais. Por outro lado, os blocos Artêmis e Pau D'Alho apresentam indícios de ascensão relativa em relação ao bloco São Pedro, hipótese sustentada pela presença mais elevada das formações Irati e Corumbataí, altos gravimétricos, maior dissecação do relevo, rios com perfis longitudinais deslocados para cima da curva teórica de equilíbrio, dissecação dos antigos depósitos fluviais e formação de terraços.



Não é possível precisar a idade da provável subsidência do bloco São Pedro e/ou ascensão dos blocos Artêmis e Pau D'Alho que causou a diferença altimétrica de mais de 80 m entre as unidades do Grupo Passa Dois na unidade, porém considera-se a possibilidade de que se trate de fenômenos ocorridos entre o Eocretáceo e o Paleoceno, por serem compatíveis com o regime tectônico distensivo vigente nesse período. Por outro lado, a elevada dissecação nos blocos Artêmis e Pau D'Alho, as deformações no perfil longitudinal das drenagens e a formação dos terraços sugerem uma resposta morfodinâmica bastante recente a esses processos, o que pode significar que mesmo com a mudança no regime de tensões a partir do

Neógeno, a movimentação vertical dos blocos continuou ativa no Quaternário, ainda que de uma forma mais lenta, a julgar pela pouca expressão dos rejeitos de falha que cortam os depósitos recentes.

É possível ainda que o bloco São Pedro possa compor um prolongamento da Depressão Tectônica de São Pedro, que diminuiria sua profundidade de Leste para Oeste, do Araquá até o Lineamento Santa Maria - Cabreúva. A subida dos blocos de Artêmis e Pau D'Alho deve ser correlativa à da ascensão dos altos estruturais mesozóicos homônimos em que eles se inserem.

O bloco Santa Maria da Serra apresenta indícios de ascensão em relação ao bloco Torrinha, ao norte. Isso parece claro pelo comportamento dos perfis longitudinais das drenagens principais de cada bloco, que sugerem subsidência da área junto à Serra em relação às regiões ao Sul. A julgar pela baixa dissecação no bloco Santa Maria da Serra, a ascensão deste bloco, caso esteja ocorrendo (ou tenha ocorrido e se encerrado), é reduzida. Da mesma forma, a subsidência do bloco Torrinha, seria tênue. O pequeno número de sondagens próximas não permite inferir com muita segurança o comportamento da coluna estratigráfica nesses dois blocos, embora a interpolação feita no mapa de contorno estrutural sugira uma tendência sutil de aumento da profundidade do Grupo Passa Dois em direção ao bloco Torrinha, em que se supõe a subsidência, coincidindo com o baixo gravimétrico determinado para o local. Soma-se a isso a grande ocorrência de depósitos fluviais nesse bloco ao norte, a predominância de falhas normais e juntas de distensão, um basculamento de 5° para Sul em grande parte da unidade, conforme apontado por Bjornberg (1969), e a elevada deformação crustal apontada pelos altos índices de RDE total dos canais fluviais.

O bloco Anhembi ocupa um pequeno trecho na parte sudoeste da área e determinar o seu comportamento tectônico com segurança implicaria estudar outras unidades que não compõem a área objeto de estudo. Apesar disso, cabe destacar alguns aspectos que podem indicar um pouco do comportamento tectônico do setor: esse bloco é limitado a norte por uma falha determinada nos estudos da Paulipetro (1980) e confirmada em nossos trabalhos de campo, embora a cinemática da estrutura não tenha sido reconhecida. Essa falha coincide com a margem direita do Rio Tietê e, admitindo-se que essa estrutura seja do tipo normal, possivelmente seu bloco alto deve compor a margem esquerda ou o leito do canal de drenagem, sendo o bloco baixo a parte mais elevada na topografia atual. Essa situação parece ser a mais provável porque há uma elevação dos níveis das Formações do Grupo Passa Dois e São Bento em direção ao Sul, onde se situa o Alto Estrutural de Anhembi (Eocretáceo) e foi determinada a presença de uma série de falhas normais e intrusões básicas. Os dados gravimétricos de Arbieto e Yamamoto (2013) confirmam o caráter estrutural do Alinhamento do Tietê.

Por fim, o comportamento do bloco Itaqueri da Serra é o que suscita mais dúvidas. Os perfis longitudinais das drenagens apresentam longos trechos acima da curva de equilíbrio teórico, o que sugere uma elevação geral da unidade e poderia explicar parcialmente as razões pelo avanço da dissecação sobre o grande interflúvio que separa os afluentes do Jacaré Pepira dos tributários do Piracicaba. Porém, ainda que tenham sido identificadas falhas com movimentação vertical e oblíqua nesse bloco, considera-se a possibilidade de que as irregularidades nos perfis das drenagens sejam em grande parte respostas litológicas às heterogeneidades dos derrames de basalto em vez de deformações tectônicas. Essas dúvidas são

agravadas pela ausência de sondagens profundas na área do bloco que permitam compreender o comportamento da coluna estratigráfica, o que nos impossibilita, por enquanto, inferir a evolução tectônica desta unidade.

5.4 – EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MORFOTECTÔNICA DA SERRA DE SÃO PEDRO E DO BAIXO PIRACICABA

O mapeamento morfotectônico da área (Anexo 2) foi feito com base em legendas que tradicionalmente são adotadas em trabalhos que expõem a relação entre formas e estruturas tectônicas. Nesse sentido, a priori, assumir-se-ia que **as formas representadas no mapa compreenderiam elementos cuja origem estaria subordinada a um condicionamento tectônico**. Essa premissa sempre se constituiu como um eixo fundamental na execução desta pesquisa, porém a reflexão acerca dos resultados de campo e gabinete demonstrou que embora determinadas formas sejam tradicionalmente atribuídas à tectônica nos trabalhos de Geomorfologia/Geologia Estrutural, a complexidade da gênese das formas é muito maior e **nem todos os chamados "tectonic landforms" estão, nesta área, verdadeiramente relacionados à tectônica**, como será discutido ao longo dos próximos itens.

5.4.1 – Análise Morfotectônica

O **Reverso da Serra de São Pedro** é dissecado por drenagens NE-SW, NW-SE, N-S e E-W / ENE-WSW que entalham canais retilíneos cujas confluências se dão sistematicamente em ângulo reto ou entre 45 e 60 graus. Esses rios apresentam inúmeras irregularidades no perfil longitudinal, compondo desde pequenas soleiras a

cachoeiras com desníveis variados. Os interflúvios, por sua vez, também são alongados e estão orientados nas mesmas direções citadas, não apresentando deslocamentos ou inflexões evidentes, apenas discontinuidades altimétricas onde se formam colos ou elevações localizadas que se destacam na paisagem.

Esse cenário sugere uma influência das estruturas na morfologia do relevo da área, o que é evidenciado por essa configuração geometrizada da rede de drenagem e dos interflúvios. O controle tectônico na orientação dos rios é comprovado pela correspondência entre a direção dos planos de falha e juntas medidos em campo (figura 5-100) e a orientação dos canais, situação essa que pode ser observada desde as drenagens principais até os canais de ordem inferior. Esse quadro acaba se refletindo nos interflúvios porque a dissecação se dá a partir dessas discontinuidades, sendo facilitada pelo mergulho subvertical das estruturas. Da mesma forma, os colos aparecem como rebaixamentos do topo dos interflúvios a partir do trabalho erosivo das drenagens, que por sua vez são controladas pelos fraturamentos, o que demonstra que há também um controle indireto das estruturas na ocorrência dos colos.

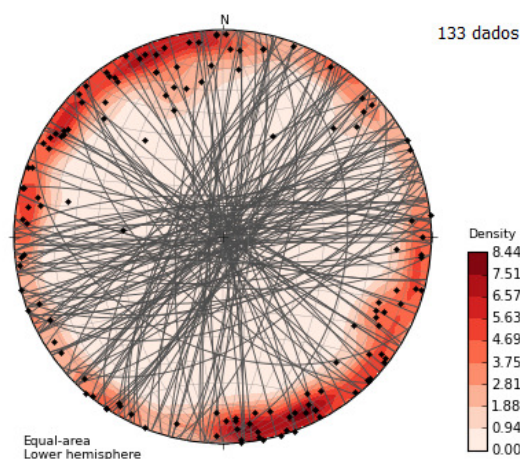


Figura 5-100: Projecção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas e microfalhas medidas no Reverso. Hemisfério inferior de igual área. Projecção de Schmidt.

Os *knickpoints* nos canais de drenagem também sugerem um controle tectônico do perfil longitudinal dos rios do reverso, porém os dados de campo mostram que embora existam planos de falha cortando os vales e provocando eventuais convexidades no perfil, a heterogeneidade dos derrames basálticos é a principal responsável pelos degraus nos rios do Reverso (figura 5-101). Isso ficou evidente pela coincidência entre a presença de soleiras e cachoeiras com as variações dos derrames, conforme discutido no item 5.2.6. Da mesma forma, as quebras nas vertentes, que ocorrem sobretudo nos topos dos anfiteatros, estão associadas a diferenças de resistência dos materiais da Formação Itaqueri e afloramentos de basalto.

Nos pontos mais elevados dos topos de interflúvio, mapeados como “relevos isolados”, são encontradas juntas e eventualmente até falhas normais e transcorrentes, porém não foi encontrado nenhum indício que comprove que as estruturas tectônicas são o elemento fundamental na elaboração dessas formas, a julgar pelo rejeito bastante discreto das falhas. Como essas elevações estão geralmente associadas à fácies conglomeráticas encouraçadas da Formação Itaqueri (figura 5-102), que consistem em materiais mais resistentes, considera-se que essas feições são residuais e derivadas da erosão diferencial. Essa interpretação não exclui a ação das estruturas na gênese dessas formas e considera-se inclusive que algumas dessas feições possam compor verdadeiros altos estruturais, como identificado na Serra de Itaqueri por Santos e Ladeira (2006), porém, possivelmente pelo avançado estado de alteração da Formação Itaqueri em grande parte da Serra de São Pedro, não foram encontrados indícios que sustentem essa hipótese.



Figura 5-101: Sucessão de cachoeiras sobre basalto no reverso.

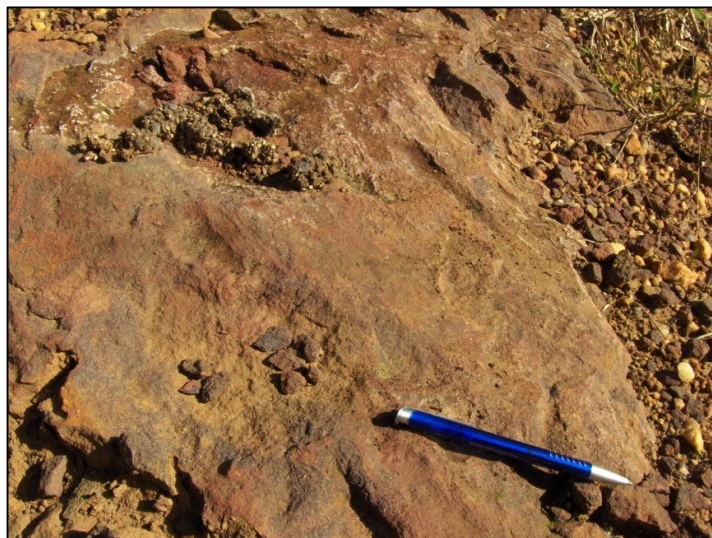
Autor: PINHEIRO,
23/09/2013.

Localização: Alto curso do Ribeirão Tabaranás – 800.592 E; 7.508.597 S; Fuso 22.

Figura 5-102: Afloramento de couraça ferruginosa da Formação Itaqueri.

Autor: PINHEIRO,
30/04/2013.

Localização: 195.429 E; 7.507.605 S; Fuso 23.



Na **Escarpa** observa-se uma morfologia mais complexa que a do Reverso. A escarpa apresenta orientação geral WNW-ESE, mesma orientação do Piracicaba e de grande parte dos planos de falha medidos nesse setor, mas é amplamente festonada (índice de sinuosidade: 2,48), destacando-se na sua morfologia os grandes anfiteatros, promontórios, cristas e esporões. Nesses anfiteatros se estabelece uma rede de drenagem muito densa com canais de orientação muito variada, predominando direções mais bem definidas apenas nos rios principais, os quais estão orientados em NW-SE, NE-SW e N-S. As cristas, esporões e principalmente os promontórios também obedecem a essas orientações, além de apresentar forma alongada e topos que variam de planos e amplos a fortemente convexos e estreitos

bordejados por vertentes com declives elevados. As vertentes são bastante íngremes, porém com muitas quebras (cornijas) que marcam o estabelecimento desde pequenas discontinuidades até a formação de grandes patamares (figuras 5-104 e 5-105). Essas irregularidades nas vertentes se repetem nos perfis longitudinais das drenagens (figura 5-106), marcando não apenas soleiras como também grandes quedas d'água na ruptura entre o reverso e a escarpa.

Esse cenário descrito mostra uma frente escarpada amplamente esculpida pelo entalhe do sistema fluvial e pelos movimentos de massa. A correspondência entre a direção dos planos de falha medidos em campo (figuras 5-103 B) com a direção geral da Serra, bem como a coincidência dos planos das juntas (figuras 5-103 A) com orientação das drenagens principais, demonstra que neste setor também há um controle estrutural elevado da morfologia do relevo e da rede de drenagem, que por sua vez comanda a dissecação da escarpa⁹. A grande variação na direção dos canais de menor ordem se deve ao fato de que nesses casos a orientação dos rios reflete sobretudo a declividade de cada setor em detrimento da orientação das estruturas.

Os promontórios, esporões e cristas são produto dessa dissecação e constituem antigas posições menos recuadas da frente da escarpa, sendo que a explicação para a gênese deles envolve aspectos litológicos e tectônicos: tomando-se com exemplo o promontório que separa o alto curso das bacias do Samambaia e Meio, verificou-se que o topo desta feição é sustentado por basalto, diabásio e arenito silicificado, constituindo um provável *neck* vulcânico (figuras 5-107 e 5-108),

⁹ As coincidências entre a direção das falhas e juntas com a orientação das drenagens é observada mais evidentemente quando se trabalha em escala de maior detalhe. Em geral, quando se lança nos mapas as medidas das estruturas descritas em campo, percebe-se que a orientação dos canais obedece a direção das estruturas daquele local.

hipótese já levantada anteriormente por Queiroz Neto e Journaux (1978); outro exemplo importante é o grande promontório que separa as bacias do Ribeirão Tabaranás e Córrego da Barra, pois verificou-se em campo que na parte frontal da feição, onde se dá uma leve inflexão para NW-SE, há um grande dique de diabásio (figuras 5-109 e 5-110) que, juntamente com o grande derrame basáltico que aflora no topo da unidade, seria o responsável pela maior resistência da feição aos processos morfodinâmicos. Salienta-se ainda que tanto o *neck* quanto o dique são elementos que estão relacionados à ocorrência de falhas e grandes fraturas, o que indica que nesses pontos há no mínimo um controle indireto das estruturas na formação dos promontórios.

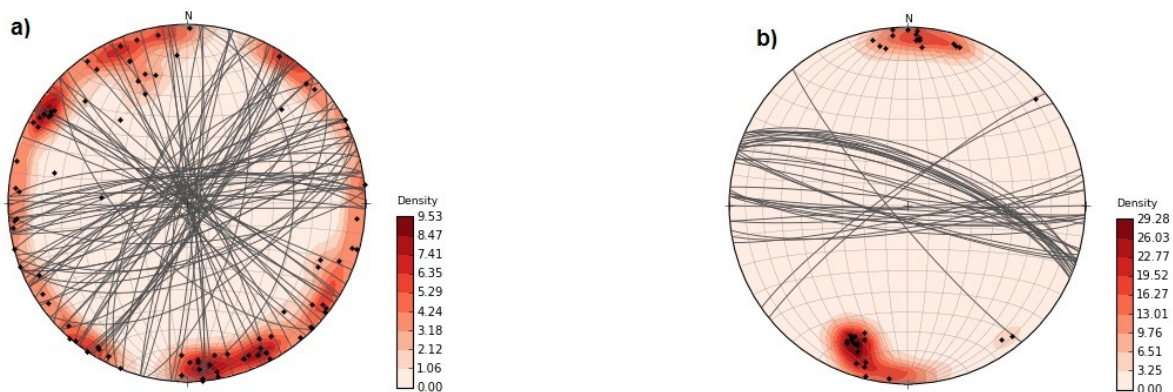


Figura 5-103: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas (a) e falhas (b) medidas na escarpa. Hemisfério inferior de igual área. Projeção de Schmidt.

As inúmeras quebras nas vertentes que compõem a escarpa estão geralmente associadas às variações litológicas, tanto nos derrames basálticos e nas rochas intrusivas básicas como nos arenitos da Formação Pirambóia (os arenitos da Formação Botucatu são mais bem selecionados e não apresentam variações significativas). As quebras de declive mais expressivas constituem verdadeiros patamares nas encostas e se assemelham bastante a blocos baixos de falhas

normais, porém os trabalhos de campo demonstraram que estas feições na verdade são plataformas ou degraus sustentados por arenitos (eventualmente silicificados) e derrames basálticos (figura 5-104 e 5-105), uma vez que não há nenhum indício de adernamento dos blocos e não foram encontradas falhas com rejeitos expressivos. Algumas das irregularidades das vertentes podem corresponder aos planos de falha, mas essa situação é apenas pontual.

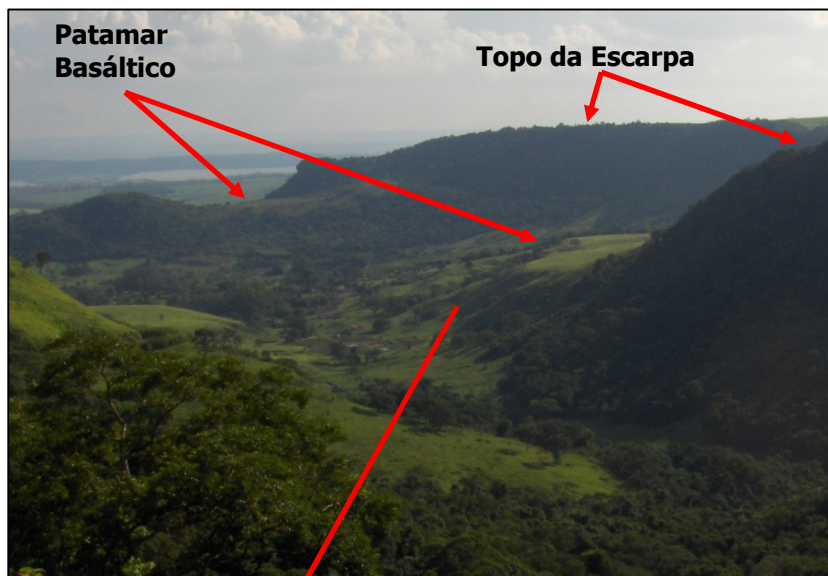


Figura 5-104: Patamar no grande promontório de Santa Maria da Serra. Autor: PINHEIRO, 08/01/2012.

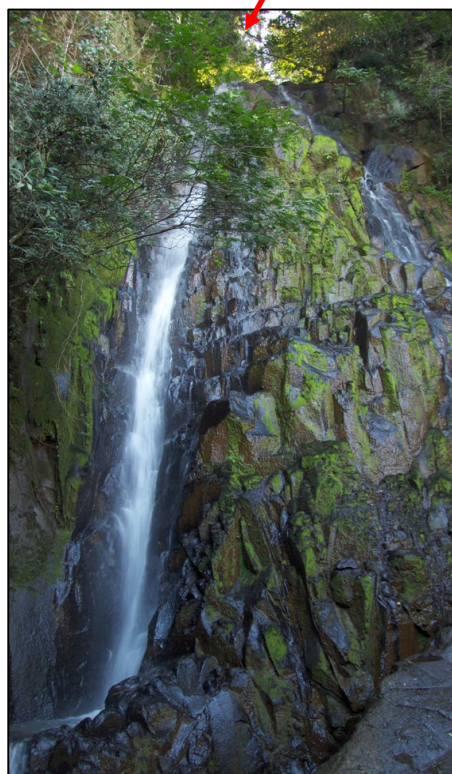


Figura 5-105: *Knickpoint* decorrente de variação litológica em drenagem da escarpa. Autor: Pedro Marques, 2008.



Figura 5-106: Basalto colunar na base do patamar do grande promontório de Santa Maria da Serra. Autor: PINHEIRO, 20/07/2012.

Figura 5-107: Crista que separa as bacias do Meio e Samambaia. Fonte: Google Earth / Digital Globe, 2007.

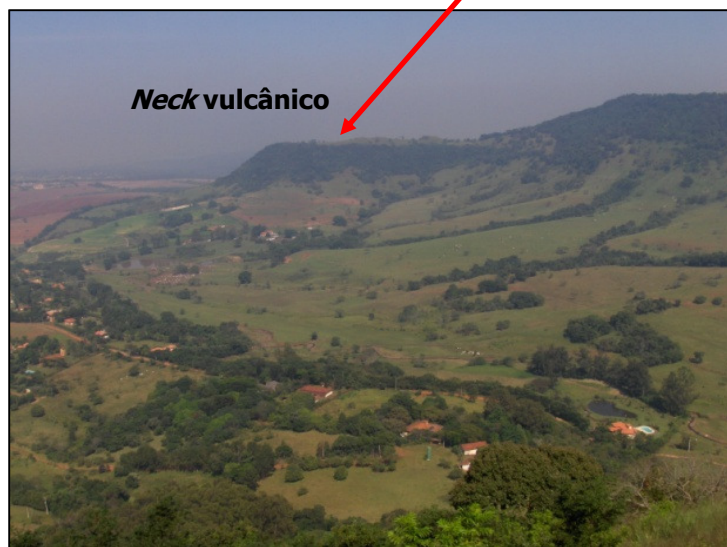
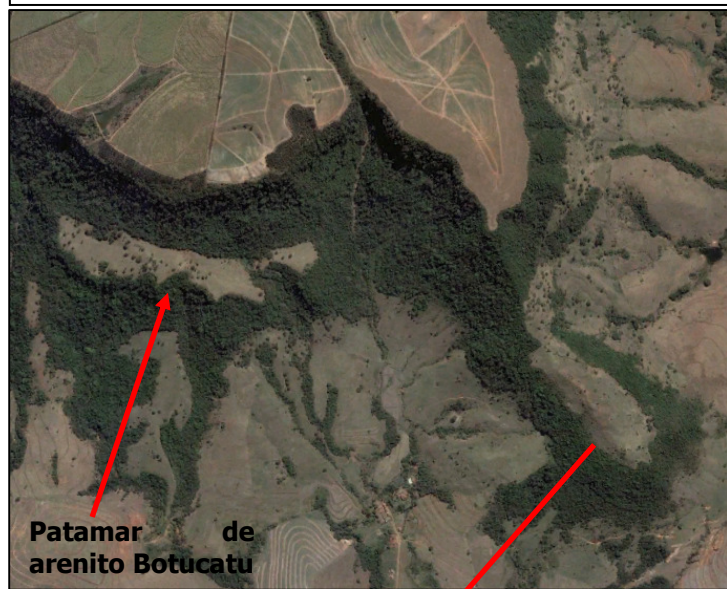


Figura 5-108: Crista que separa o alto curso das bacias do Meio e Samambaia. Autor: PINHEIRO, 01/05/2013.

Figura 5-109: Foto aérea (1:25.000) de promontório que divide as bacias do Córrego da Barra e Ribeirão Tabaranás.



Figura 5-110: Detalhe de diabásio que sustenta a parte frontal do promontório. Autor: BARREIROS, A, 29/07/2013.

Em contrapartida à escarpa, o **Glacis** apresenta um relevo suave composto por colinas alongadas de topos amplos e convexos com uma densidade de drenagem baixa, exceto no glacis dissecado, onde a densidade é mais elevada. O glacis é cortado por drenagens principais com orientação N-S, NNW-SSE e NNE-SSW que apresentam inflexões NW-SE, NE-SW e WSW-ESE, sendo que os canais tributários desaguam nesses rios principais em ângulos geralmente próximos de 90 graus.

As características dos rios sugerem um forte controle estrutural na rede de drenagem, o que é corroborado pelos dados estruturais levantados em campo, que demonstram haver correspondência entre a orientação das drenagens e as famílias de juntas e falhas (figuras 5-111 A e B), tal como já havia sido verificado na Escarpa e no Reverso. Nos casos em que não se verificou uma coincidência entre a orientação preferencial da drenagem e os dados estruturais, observou-se que havia inflexões no canal e que a orientação destas era compatível com a das estruturas, o que demonstra que os rios não apenas se desenvolveram a partir de juntas e falhas como o seu traçado tende a ser modificado por reativações das estruturas tectônicas que cortam esses canais, tendo como exemplo mais didático as inflexões dos ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia, bem como as do próprio Piracicaba. Nos trechos em que essas inflexões são mais evidentes, foram encontradas em campo diversas falhas normais com orientação compatível com a da grande estrutura (Lineamento Santa Maria – Cabreúva) responsável pelas inflexões dos rios e terraços fluviais cuja gênese está relacionada à formação de *knickpoints* decorrentes das movimentações verticais e horizontais da linha estrutural. Esse controle estrutural se estende também para os canais de menor ordem, que em geral também apresentam

traçado retilíneo e orientação compatível com as medidas das estruturas, embora nesses rios a gênese dos *knickpoints* esteja relacionada principalmente a fatores litológicos.

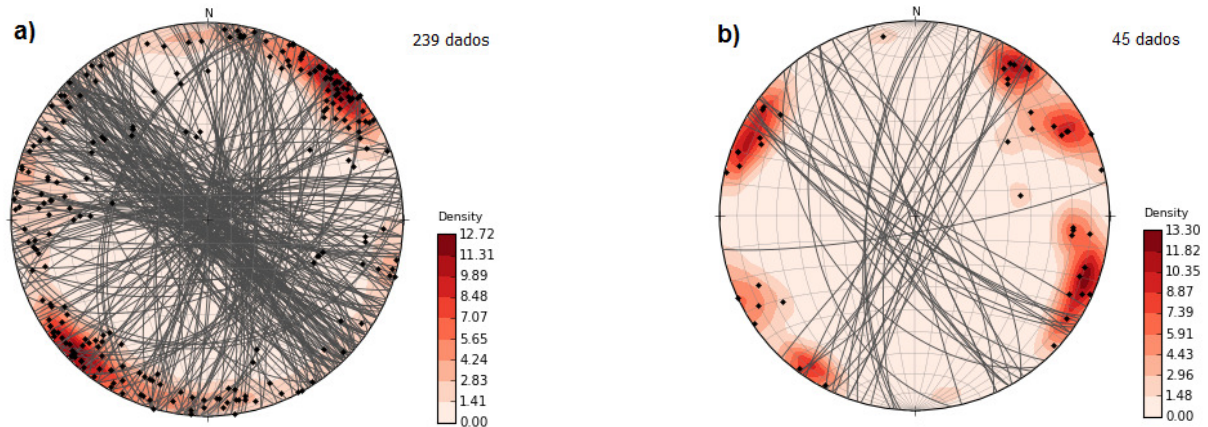


Figura 5-111: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas (a) e falhas (b) medidas no glacis. Hemisfério inferior de igual área. Projeção de Schmidt.

Na área menos dissecada do glacis, as cornijas são mais frequentes nos limites dos anfiteatros e nas vertentes da margem direita dos canais principais, rampas estas que muitas vezes apresentam uma declividade ligeiramente mais elevada. No glacis dissecado, as cornijas são muito mais frequentes e não apenas limitam os topos dos interflúvios, que são mais estreitos, como também marcam quebras sistemáticas nas vertentes. Junto ao sopé da escarpa as cornijas também são frequentes e limitam vales bem entalhados.

Não há indícios de que as quebras de declive nas vertentes e *knickpoints* nos perfis longitudinais das drenagens secundárias que nascem no glacis sejam decorrentes de falhamentos. O controle de campo demonstrou que essas irregularidades refletem a heterogeneidade da própria Formação Pirambóia, que apresenta fácies com granulometria, tipo de estratificação e resistências bastante heterogêneas (figuras 5-112 a 5-116). Em geral, essas quebras correspondem a afloramentos de camadas mais resistentes e menos permeáveis o que, nas

vertentes, corresponde às insurgências do freático e nos canais formam soleiras ou pequenas cachoeiras.

As assimetrias entre as vertentes também parecem refletir um controle das estruturas sedimentares do arenito Pirambóia porque, além das camadas apresentarem características bastante variáveis, não se observou nas medidas da atitude dos estratos nenhum indício claro de basculamento de grandes blocos tectônicos, refutando parte dos resultados apresentados no item 5.2.4., que apontavam que assimetrias nas principais bacias da área poderiam estar associadas a grandes basculamentos tectônicos. As perturbações no mergulho das camadas são muito discretas e visíveis apenas nas imediações das falhas. Por outro lado, em algumas situações junto ao talvegue dos rios principais verificou-se que em áreas de estratos cruzados de alto grau havia um controle muito claro da morfologia da vertente pelas camadas sedimentares: quando o mergulho da estrutura é discordante do mergulho da vertente, esta apresenta declividade muito elevada, enquanto que nas situações em que o mergulho da vertente e das estruturas sedimentares são concordantes, a rampa é mais suave.

Na zona dissecada do glacis há uma série de voçorocas que geram um aporte excessivo de sedimentos aos canais de drenagem, formando barras de materiais recentes e até *knickpoints*. Além desses depósitos modernos, são encontrados nas drenagens principais terraços fluviais de granulometria variada cuja presença é, em algumas situações, como já discutido no item anterior, influenciada por estruturas tectônicas NW-SE e NE-SW que além de condicionarem essa sedimentação provavelmente quaternária, posteriormente perturbam esses depósitos (figura 5-118), demonstrando um aspecto ressurgente da tectônica.

Figura 5-112: Afloramento de fácies sedimentares da Formação Pirambóia em cornija no glacis preservado. **Data:** 29/07/2013. **Localização:** Fazenda Santa Julia – 803.086 E; 7.502.008 S. Fuso 22.

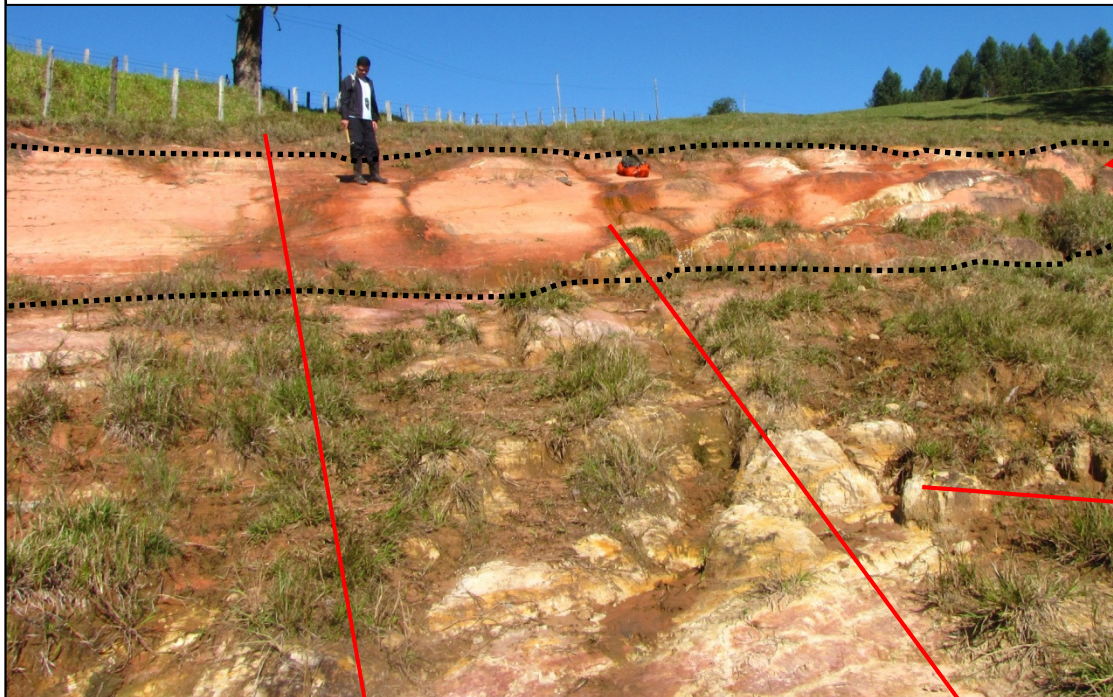


Figura 5-113: Detalhe de fácies composta por arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada associada a ambiente fluvial de rios entrelaçados.

Figura 5-114: Imagem oblíqua mostrando a cornija na paisagem. Fonte: Imagem Google Earth/Digital Globe, 2011.



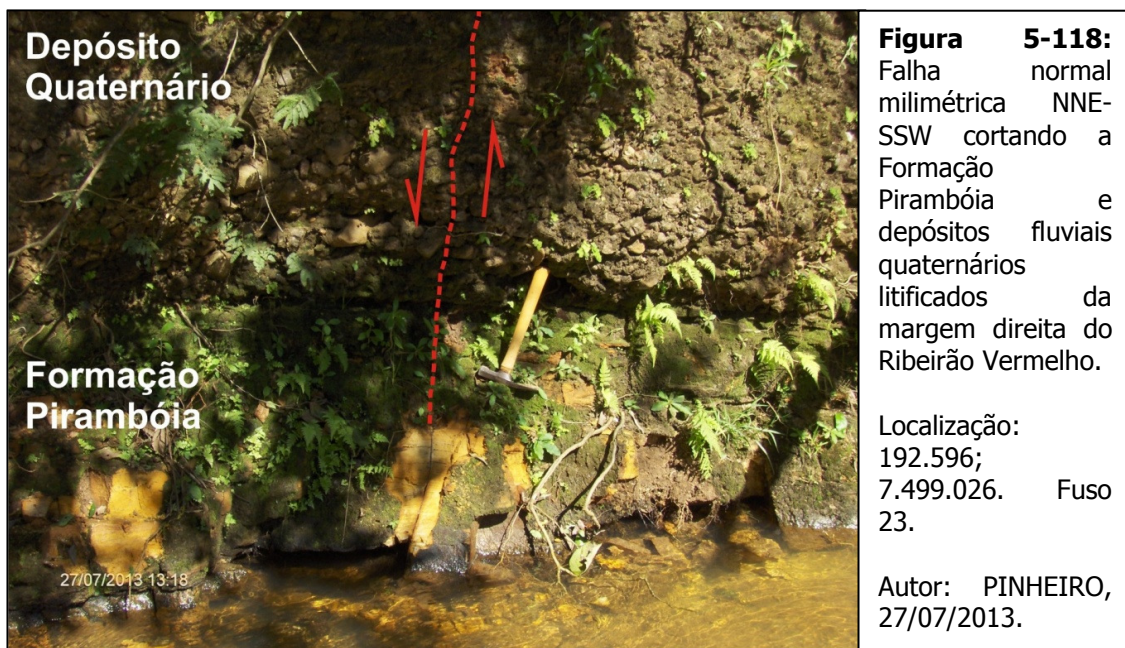
Figura 5-115: Detalhe de fácies de arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada associada a sistema fluvial de rios entrelaçados.



Figura 5-116: Detalhe de fácies constituída de arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo associada a ambiente eólico úmido.

As principais feições tectônicas da área que cortam o glaciais compõem o Lineamento Santa Maria – Cabreúva, que apresenta indícios de movimentação transcorrente sinistral em regime neotectônico, embora também tenham sido encontradas em campo falhas normais milimétricas (figura 5-117) e centimétricas, eventualmente cortando depósitos quaternários (figura 5-118), sugerindo a atuação de um regime distensivo moderno (provável transtensão) localizado. As estruturas NE-SW e NNE-SSW, que não estão associadas a esse grande lineamento, também apresentam indícios na paisagem de atuação tectônica (inflexões no Piracicaba, drenagens e interflúvios alinhados) moderna, sobretudo nessas direções, a julgar pela presença de fraturas ou possíveis falhas subverticais NE-SW em terraços grosseiros encontrados na Bacia do Ribeirão Bonito em zonas cortadas por grandes lineamentos inferidos e que apresentam a mesma orientação dos planos medidos em campo. Como as características dos materiais dos terraços não favorece a determinação segura de uma possível movimentação relativa dos blocos, a classificação dessas estruturas como falhas é impossível com os dados levantados.





Cabe destacar ainda a presença de morros isolados, como a Pedra de Torrinha e o Morro da Serreta. Ambos não apresentam indícios de falhamentos que possam sugerir que estes se tratem de altos estruturais. Os levantamentos de campo mostraram que ambos são sustentados por basalto e apresentam colos que indicam antigas ligações com a escarpa, constituindo, portanto, testemunhos de antigas posições da Serra de São Pedro. A Pedra do Vermelho é o único relevo isolado em arenito Pirambóia, apresentando também um colo bastante pronunciado que indica a antiga ligação entre esta feição e a escarpa.

O **Interflúvio Piracicaba-Tietê** apresenta características semelhantes às do glaciais preservado, como a baixa densidade de drenagem, e é composto de canais principais bastante entalhados e retilíneos com orientação NNE-SSW, N-S, NE-SW e NW-SE, mesmas direções da maior parte dos planos de juntas (figura 5-119), sendo que os afluentes deságuam nestes canais em ângulo muito próximo de 90°. As

quebras nas vertentes são raras, predominando cornijas apenas na região sudoeste da área, nas vertentes que drenam para o Tietê, e nos Morros do Cristo e Barreiro, além de em algumas situações pontuais onde aflora o Pirambóia. Os interflúvios são amplos e a sua orientação acompanha a das drenagens, embora a direção do interflúvio principal que corta essa unidade morfoestrutural como um todo seja WNW-ESE, mesma orientação do Piracicaba e da Serra de São Pedro. Tanto o interflúvio principal como os secundários não apresentam deslocamentos horizontais ou inflexões, porém há uma série de descontinuidade altimétricas que constituem colos nos topos e patamares nas vertentes.

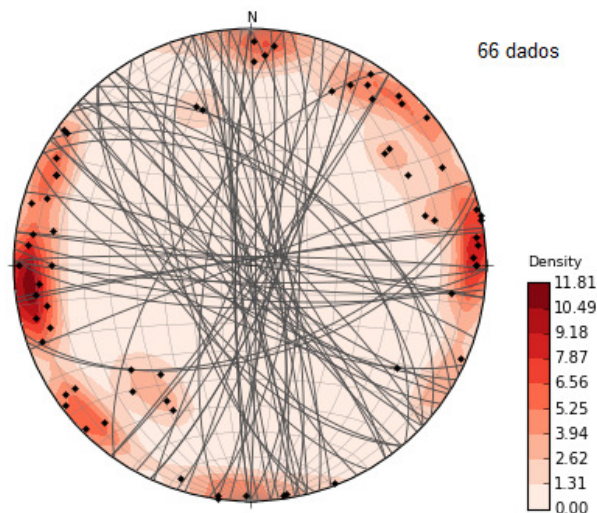


Figura 5-119: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas e falhas medidas no Interflúvio Piracicaba-Tietê. Hemisfério inferior de igual área. Projeção de Schimidt.

Essas características demonstram que neste setor também há um controle estrutural da drenagem e, portanto, da dissecação do relevo, ainda que grande parte das estruturas constituam apenas juntas. A ausência de deslocamentos horizontais nos interflúvios e de inflexões nos canais afasta a possibilidade de transcorrências no local, que é o tipo de movimentação mais comum nas falhas

desde o Neógeno. Entretanto, a elevada concentração de quebras nas vertentes na porção sudoeste da área, bem como na região dos Morros do Cristo e Barreiro, onde aflora um grande dique de diabásio, reforça a possibilidade da presença de falhas com movimentação vertical:

- na parte sudoeste da área, os estudos da Paulipetro (1980) já haviam inferido a presença de uma grande falha normal em arenitos Pirambóia junto à margem direita do Tietê, sendo posteriormente confirmadas em nossos trabalhos de campo e nos estudos geofísicos de Cavallaro (2013), que atribui essas estruturas ao complexo de falhas do Lineamento Tietê. Os geólogos da Paulipetro identificaram uma série de falhas normais WNW-ESE com rejeito de até 20 cm, coincidente com a direção do Tietê, além de outras falhas NW-SE com rejeito milimétrico (figura 5-120), que corresponde à orientação de um grande meandro formado nesse trecho do Tietê. São visíveis também duas famílias de juntas subverticais com padrão em X, bandas de deformação falhadas preenchidas por óxidos de ferro (figura 5-121) e fraturamentos subverticais NW-SE que podem corresponder a falhas transcorrentes. As quebras sucessivas na vertente representam pequenos desnivelamentos dos blocos e uma resposta erosiva diferencial das fácies do Pirambóia, que pode ter sido potencializada pelo aumento localizado do ângulo de mergulho das camadas provocado pela falha.



Figura 5-120:
Falhas normais milimétricas WNW e NW-SE cortando arenitos finos da Formação Pirambóia na margem direita do Rio Tietê.

Localização:
783.571; 7.489.772.
Fuso 22.

Autor: PINHEIRO,
31/12/2013.

Figura 5-121:
Bandas de deformação falhadas em arenitos finos da Formação Pirambóia na margem direita do Rio Tietê.

Localização:
783.571; 7.489.772.
Fuso 22.

Autor: PINHEIRO,
31/12/2013.



- na área dos Morros do Cristo e Barreiro há uma grande intrusão de diabásio que sustenta as duas feições de relevo (figura 5-122), entretanto, como essas rochas muitas vezes estão associadas a estruturas tectônicas, é possível que existam falhas no local que serviram de condutos para o magma, tal como ocorreu nos altos estruturais das áreas próximas e que são bastante comuns na Depressão Periférica. A quase inacessibilidade ao local pela falta de autorização dos proprietários da área inviabilizou um levantamento sistemático de dados em campo que pudesse dar

mais segurança nas interpretações, porém as investigações feitas no Morro do Cristo mostram um aumento no mergulho das camadas do Pirambóia apenas próximo ao contato com a intrusão. Essa perturbação no mergulho das estruturas não é verificada em outros pontos do morro, da mesma forma que não foram encontrados indícios de perturbação da coluna estratigráfica. Se essa situação se repetir de forma sistemática nos dois morros, pode-se inferir que estas feições não correspondam a altos estruturais, como se supunha no início deste trabalho, uma vez que não há afloramentos de formações litoestratigráficas mais antigas que o Pirambóia e as perturbações nas camadas do arenito são, por sua ocorrência espacial apenas pontual, decorrentes da própria intrusão e não de movimentações dos blocos.



Figura 5-122: Contato entre arenito Pirambóia e diabásio alterado no topo do Morro do Cristo.

Localização: 795.187; 7.489.419.
Fuso 22.

Autor: PINHEIRO, 11/05/2013.

Por fim, as discontinuidades altimétricas dos divisores d'água do Interflúvio Piracicaba-Tietê também não apresentam nenhum indício de que correspondem a abatimentos de blocos. Os colos são decorrência da atuação do entalhe fluvial por

drenagens (estruturalmente controladas) em vertentes opostas dos interflúvios e os patamares constituem uma provável resposta às variações faciológicas do Pirambóia.

Na **Planície do Piracicaba**, as inflexões do cinturão meândrico, as curvas anômalas, o canal junto a uma das margens em determinados trechos, os meandros abandonados e os cordões arenosos parecem ser os elementos mais evidentes de um controle tectônico na dinâmica fluvial. Entretanto, os dados das estruturas medidas em campo não são suficientes para comprovar a existência de falhas transcorrentes NE-SW e NNE-SSW inferidas na área e que teriam originado as inflexões e migrações do canal, sendo que a movimentação sinistral determinada no item 5.2.3 para algumas dessas estruturas seria impossível dentro do campo de tensão neotectônico determinado para a região. Assim, com os dados que se dispõe, considera-se que essas estruturas correspondem apenas a grandes conjuntos de juntas que funcionam como descontinuidades favoráveis à dissecação. Nesse sentido, as inflexões da planície e curvas anômalas do baixo Piracicaba devem ser produto das próprias irregularidades apresentadas pela estrutura sobre a qual o rio entalhou o seu curso. Se essas irregularidades na estrutura onde está o Piracicaba forem decorrentes de falhamentos transcorrentes, estariam relacionadas a movimentações mais antigas (Mesozóicas?), anteriores ao regime tectônico vigente e provavelmente ao próprio Piracicaba.

As únicas estruturas tectônicas que cortam a planície do Piracicaba e apresentam elementos claros que comprovam a sua existência e seu comportamento cinemático são NW-SE e estão associadas ao Lineamento Santa Maria – Cabreúva. Além das inflexões nos canais e interflúvios do glaciais, intrusões de diabásio, falhas normais e estruturas em flor identificadas ao longo da extensão

dessa estrutura, no trecho em que ela cruza o Piracicaba se forma uma grande curva anômala em leito rochoso: a chamada Volta Grande do Samambaia. Nesse trecho o rio ainda apresenta-se encaixado na rocha e as vertentes são assimétricas: na margem esquerda há um grande paredão de arenito Pirambóia, enquanto que na margem direita há uma rampa suave onde se assentam dois níveis de terraço fluvial sobre o Pirambóia. Os planos de fraturamento (falhas e juntas) medidos nesse local (figura 5-123) mostram o predomínio de direções WNW-ESE e W-E, que coincide com a orientação geral do Piracicaba, e NW-SE / NNW-SSE, que correspondem à direção do eixo do meandro e dos paredões de rocha, o que reforça a hipótese do controle estrutural na gênese do meandro.

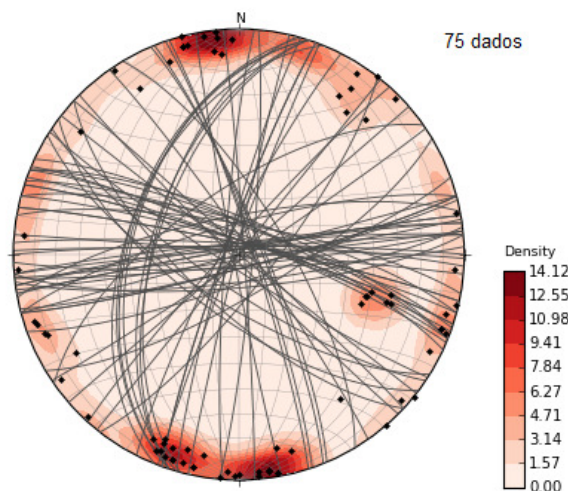


Figura 5-123: Projeção estereográfica dos polos e grandes círculos da atitude das juntas medidas nos afloramentos de arenito Pirambóia da Volta Grande do Samambaia. Hemisfério inferior de igual área. Projeção de Schimidt.

A direção WNW-ESE e W-E deve corresponder a estruturas antigas, pré magmatismo Serra Geral, uma vez que muitos desses planos de fraturamento e os estratos sedimentares adjacentes apresentam resíduos de óleo que teria migrado da Formação Irati. A migração do óleo da Formação Irati teria ocorrido durante ou em período próximo ao da Formação Serra Geral porque as intrusões seriam as

responsáveis pela maturação do óleo que teria ascendido pelas falhas (ARAUJO *et.al.*, 2006 e THOMAZ-FILHO *et.al.*, 2008).

A idade da estrutura NW-SE que corta o rio (Lineamento Santa Maria – Cabreúva) é desconhecida, sabendo-se apenas que é anterior ao eocretáceo por apresentar intrusões de diabásio em alguns trechos. Por outro lado, os indícios neotectônicos (falhas e juntas em terraços, estruturas em flor e perturbações no perfil longitudinal dos rios) sugerem uma movimentação transcorrente sinistral recente nela, o que não exclui a possibilidade de que seu comportamento cinemático tenha sido diferente em outros regimes tectônicos mais antigos. Apesar das incertezas acerca da idade da estrutura, não há dúvidas que esta condicionou a formação da Volta Grande do Samambaia.

Os terraços presentes nesse grande meandro encaixado podem ser fruto de mudanças no nível de base decorrentes da atividade tectônica do Lineamento Santa Maria – Cabreúva, tal como supôs Pires Neto (1996), entretanto esses e outros depósitos fluviais do Piracicaba também podem estar associados às mudanças paleoclimáticas quaternárias, conforme proposto por Coutard *et.al.* (1978). Para dirimir essas dúvidas, foram levantados dados sobre as flutuações do clima no último glacial e datados 3 níveis de terraços do Piracicaba: um terraço do nível II da Carta Geomorfológica de São Pedro (QUEIROZ NETO e JOURNAUX, 1978), situado na Volta Grande do Samambaia, aproximadamente 35 m acima do canal atual; um nível de terraço alto próximo ao porto de Santa Maria da Serra e que possivelmente também equivaleria ao nível II na proposta de Coutard *et.al.*, *op.cit.*; um nível de terraço cerca de 3 m acima do Piracicaba e equivalente aos depósitos mais baixos e jovens desse grande meandro.

As datações mostraram que os níveis de terraços mais antigos do Piracicaba (nível II – figura 5-124) são correlativos do último glacial, 39.300 (± 4.100) anos AP na Volta Grande do Samambaia e 28.930 (± 2.720) anos AP próximo ao porto de Santa Maria da Serra, refutando a idade relativa estimada por Coutard *et.al.* (1978), para o qual o nível II dos terraços do Piracicaba são contemporâneos da glaciação Mindel (480 – 440 mil anos).

De acordo com os estudos de Ledru, 1993; Ledru *et.al.*, 1996; Behling e Lichte (1997), entre aproximadamente 50.000 e 40.000 anos o clima do Sudeste brasileiro foi árido ou semi-árido, apresentando elevação da umidade posteriormente; entre 30.000 e 18.000 anos haveria novo período seco (BEHLING *et.al.*, 1998). Nesse quadro, o terraço da Volta Grande do Samambaia corresponderia provavelmente à sedimentação fluvial do final desse primeiro período seco e o terraço de Santa Maria da Serra equivaleria ao segundo ciclo de estiagem.

Nesses períodos mais secos e de queda da temperatura, a vegetação seria rarefeita ou de pequeno porte (campos), o que ofereceria pouca proteção ao solo e tornaria os interflúvios bastante suscetíveis aos eventos de chuva torrenciais, gerando um aporte grande de materiais finos e grosseiros ao Piracicaba, que, com a retomada da vazão normal após a chuva, não tinha competência para transportá-los, dando origem a grandes barras, bancos de sedimentos e ilhas fluviais, além de elevar o nível de base. Com o retorno do clima mais úmido, a volta das coberturas de mata sobre os interflúvios e o aumento da vazão do rio, os depósitos foram entalhados e deram origem aos terraços altos.

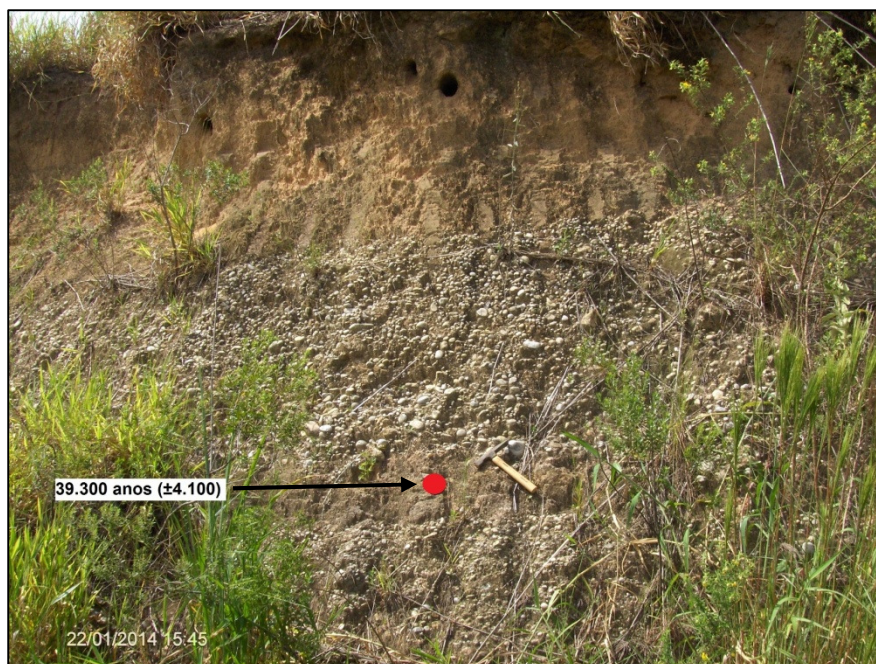


Figura 5-124: terraço fluvial (nível II) grosseiro do rio Piracicaba, cerca de 35 m acima do rio Piracicaba. A coleta foi feita a aproximadamente 2 m de profundidade.

Autor: PINHEIRO, 22/01/2014.

Localização: 199.312E; 7.491.952S. Fuso 23.

Os materiais do terraço mais baixo (figura 5-125) são muito mais recentes, cerca de 750 anos AP (± 120). Há poucas informações sobre mudanças no clima holocênico, porém cabe destacar que esse período corresponde ao início da chamada Pequena Idade do Gelo (1.300 – 1.850 AP), que poderia ter diminuído a vazão dos rios e aumentado a sedimentação. Não é possível provar com uma única datação de um único terraço baixo do Piracicaba que eventuais mudanças no clima durante a Pequena Idade do Gelo teriam provocado alterações importantes na dinâmica do Piracicaba a ponto de formar os depósitos que atualmente integram os terraços mais jovens do rio, entretanto alguns trabalhos recentes tem mostrado que pequenas flutuações no clima do Holoceno têm influenciado no sistema fluvial¹⁰: Storani e Perez Filho (2012) identificaram 1 pedimento (3.650 anos AP ± 350) e 4 níveis de terraços (o mais antigo é de 1.900 anos AP ± 225) no rio Mogi-Guaçu/SP e os atribuíram às flutuações climáticas holocênicas; Marques Neto e Perez Filho

¹⁰ Em informação verbal proferida durante arguição da defesa de mestrado da aluna Helga Grigorowitschs, na FFLCH/USP (14/11/2013), o professor Archimedes Perez Filho salientou que suas pesquisas em andamento em rios do Planalto Ocidental vêm encontrando terraços com idades muito recentes, entre 400 e 600 anos.

(2012) verificaram que os terraços do Rio Verde (Sul de MG) são muito recentes, entre 610 anos AP \pm 80 e 870 anos AP \pm 150.

Figura 5-125:
Barranca de baixo terraço fluvial do rio Piracicaba, cerca de 3 m acima do canal. A coleta foi feita a 60 cm de profundidade.

Autor: PINHEIRO,
24/09/2013.

Localização:
194.948E;
7.490.501S. Fuso
23.



Assim, a correspondência da idade dos sedimentos dos terraços mais altos com os climas secos e a ausência de registros de eventos neotectônicos significativos no baixo Piracicaba que poderiam ter induzido a formação dos terraços são indicativos importantes de que estes estão relacionados às mudanças paleoambientais do último glacial, em detrimento da atividade tectônica.

Em síntese, todo o cenário exposto neste item pode ser resumido da seguinte forma:

1) A morfologia do relevo do reverso está subordinada às estruturas tectônicas (falhas e juntas), sobre os quais se estabelece a rede de drenagem e se dá a dissecação. As estruturas formam ainda pequenas irregularidades nas vertentes e perfis longitudinais dos rios, porém essas feições geralmente são decorrência de, respectivamente, variações faciológicas da Formação Itaqueri e heterogeneidades dos derrames basálticos. As grandes linhas estruturais devem corresponder a falhas

NW-SE e NE-SW mais antigas (anteriores ao Neógeno), sendo registrados poucos indícios de atividade neotectônica no reverso, o que sugere uma atividade tectônica moderna com impacto reduzido na morfologia do relevo da área.

2) A escarpa apresenta aspecto festonado que está relacionado ao avanço da dissecação dos rios a partir de planos de falha e grandes fraturamentos orientados principalmente em NW-SE, NE-SW, WNW e N-S. Essas estruturas são anteriores ao período neotectônico, mas muitas delas apresentam indícios de reativação moderna na forma de transcorrências, ainda que isso tenha pouco impacto na morfologia do relevo. As facetas triangulares, os patamares estruturais, os promontórios, os esporões e as cristas derivam de fatores litológicos (erosão diferencial) e da própria dissecação fluvial nas linhas estruturais, sendo que os três últimos marcam antigas posições da frente da escarpa, atestando o seu recuo erosivo.

3) Tal como nos outros compartimentos, a dissecação no glaciais se dá por meio de uma rede de drenagem estruturalmente controlada por planos de falha e famílias de juntas. As principais estruturas tectônicas são NW-SE e estão relacionadas ao Lineamento Santa Maria – Cabreúva, que embora seja uma estrutura antiga, apresenta indícios de transcorrências em regime neotectônico, provocando inflexões em alguns grandes afluentes da margem direita do Piracicaba e condicionando a formação de terraços fluviais. A porção nordeste do glaciais preservado sofreu subsidência e provavelmente compõe uma extensão menos rebaixada da Depressão Tectônica de São Pedro, enquanto que o glaciais dissecado sofreu ascensão relativa que provocou um aumento da dissecação do setor. As irregularidade e assimetrias das vertentes são controladas sobretudo pela disposição das estruturas sedimentares do arenito Pirambóia e suas variações faciológicas. A

Pedra de Torrinha e o Morro da Serreta não apresentam falhamentos, são sustentados por basalto e possuem antigas ligações (colos) com a escarpa, constituindo, portanto, testemunhos de antigas posições da Serra de São Pedro.

4) No interflúvio Piracicaba - Tietê também há um controle estrutural da drenagem a partir de fraturamentos, condicionando a dissecação do relevo. Grande parte das estruturas é apenas planos de juntas ou falhas cuja identificação é difícil pela ausência de indicadores cinemáticos. As principais falhas da área estão associadas ao Alinhamento do Tietê, onde se verificam falhas normais WNW e NW-SE mesozoicas ou mais antigas e possíveis transcorrências modernas nas mesmas orientações. Essas transcorrências devem apresentar movimentações reduzidas, pois não foram detectados deslocamentos horizontais dos interflúvios e inflexões dos rios. As discontinuidades das vertentes do sudoeste da área são fruto de pequenos desnivelamentos dos blocos e uma resposta erosiva diferencial das fácies do Pirambóia. Os Morros do Cristo e Barreiro são relevos isolados sustentados por diabásio, que é mais resistente à erosão mecânica que os arenitos das zonas rebaixadas do seu entorno.

5-) A planície do Piracicaba apresenta orientação WNW-ESE que provavelmente é decorrente da incisão fluvial do rio em linhas estruturais regionais antigas, o que é comprovado pela presença na área de um grande número de juntas e falhas cujas orientações coincidem com as do rio. Essa orientação geral apresenta-se truncada por uma série de inflexões NE-SW, NNE-SSW, NW-SE e N-S que são condicionadas por grandes fraturamentos ou transcorrências anteriores ao regime neotectônico. As únicas estruturas que truncam o rio e que apresentam uma cinemática compatível com as tensões neotectônicas estariam associadas ao

Lineamento Santa Maria – Cabreúva, sendo as responsáveis pela formação da Volta Grande do Samambaia. Quanto aos altos terraços do Piracicaba, eles provavelmente estão relacionados a mudanças paleoambientais do último glacial.

5.4.2 - Proposta de Modelo Evolutivo

Com base nos resultados apresentados ao longo deste trabalho e no conhecimento acumulado na literatura geológica e geomorfológica da área e de toda a bacia do Paraná, foi elaborado um modelo Geomorfológico e Morfotectônico para a região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, considerando a sua história evolutiva desde o Neógeno, passando pelo Pleistoceno e Holoceno até os dias atuais e fazendo uma projeção do seu arranjo futuro.

Esse modelo constitui uma reflexão do autor sobre a área, porém para a elaboração desta proposta foram assumidos alguns pressupostos sobre a gênese e evolução geológica, geomorfológica, tectônica e paleoclimática da região e de grande parte do sudeste do Brasil. Esses pressupostos são os seguintes:

a) A teoria das superfícies de erosão preconizada por King (1956) é válida, ainda que os dados estruturais do centro-leste brasileiro demonstrem não ter havido um período de calma tectônica e a extensão das áreas pediplanadas possa ser menor do que se supunha, como destacado por Grohmann e Riccomini (2012). Nesse quadro, o topo da escarpa constitui o nível da Superfície Sulamericana e o nível geral do Glacis marca a Superfície Neogênica.

b) O regime tectônico intraplaca no sudeste do Brasil atuante entre o Cretáceo e provavelmente o início do Neógeno é marcado por distensão/compressão, sendo que a partir do Neógeno estabelece-se o período neotectônico, que é caracterizado por movimentações transcorrentes (HASUI, 1990 e SAADI, 1993).

c) A Depressão Periférica Paulista se formou por processos de circundesnudação marginal da borda da bacia do Paraná a partir do estabelecimento

de grandes linhas de drenagem (AB´SABER, 1965 e 1969), apesar de muitos trabalhos (BJORNGERG, GANDOLFI e PARAGUASSU, 1971; RICCOMINI, 1997; FACINCANI, 2000; MORALES, 2005; SANTOS e LADEIRA, 2006; SIQUEIRA, 2011; entre outros) terem demonstrado a forte atuação da tectônica cenozóica no Planalto Ocidental e na própria Depressão.

d) O Quaternário é marcado por fortes mudanças climáticas associadas a pelo menos 5 grandes glaciações no hemisfério Norte com duração aproximada de 100.000 anos e interglaciais de 20.000 anos (SALGADO-LABOURIAU, 1994). Estas não produziram avanço nas áreas cobertas por gelo e quedas bruscas na temperatura no sudeste brasileiro, porém estabeleceram um clima mais seco e frio (semi-árido) que teria propiciado o avanço da vegetação de cerrado e caatinga sobre as áreas atualmente ocupadas pela Mata Atlântica (BIGARELLA, 1964; AB´SABER, 1977 e 2003) ou a substituição das matas úmidas por extensas áreas de pastagens com vegetação arbórea restrita a apenas as adjacências de alguns rios ou zonas mais úmidas (LICHTE, 1990; BEHLING e LICHTE, 1997; BEHLING *et.al.*, 1998; STEVAUX, 2000; PESSENDA *et.al.*, 2004; SAIA *et.al.*, 2008). O número de glaciações quaternárias ainda é objeto de discussão e os impactos gerados por elas no Brasil são pouco conhecidos uma vez que os dados palinológicos e estratigráficos se referem ao final do Pleistoceno, porém os indicativos geomorfológicos também apontam para a atuação de climas quaternários mais secos com predominância de uma morfogênese mecânica (CAILLEUX e TRICART, 1959; CHRISTOFOLETTI e PENTEADO, 1970; COUTARD *et.al.*, 1978).

As pesquisas posteriores apontam para uma série de fragilidades das teorias destacadas nesses 4 itens, porém muitos dos fundamentos que sustentam as propostas ainda são válidos e, na nossa opinião, permanecem como referenciais importantes para a compreensão da evolução da área. O modelo Geomorfológico e Morfotectônico aqui proposto está dividido em 4 momentos principais, conforme ilustrado nas figuras 5-126 A a 5-126 D, destacando os principais processos endógenos e exógenos na gênese do relevo, como será tratado em detalhes a seguir.

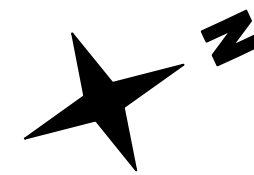
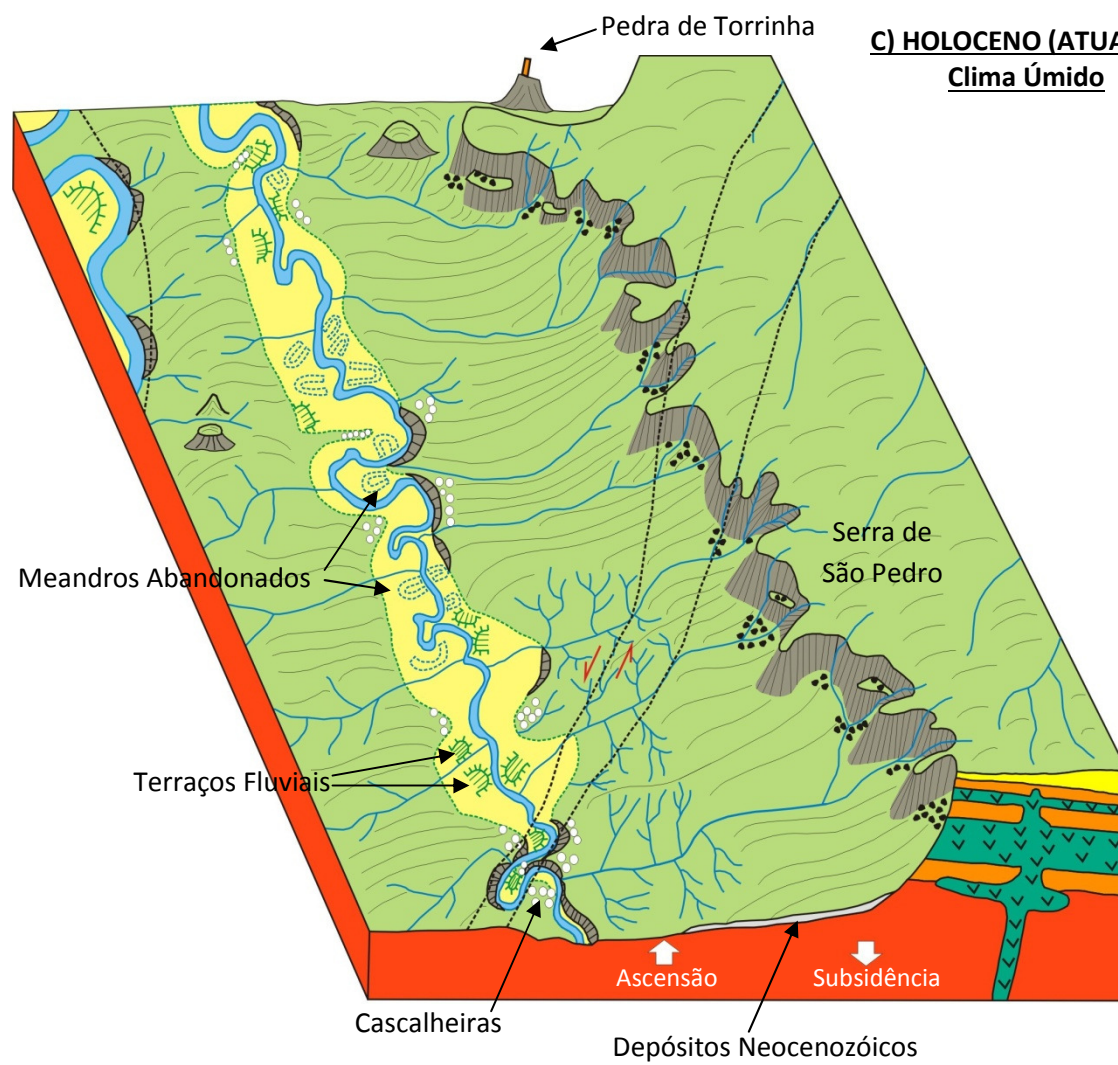
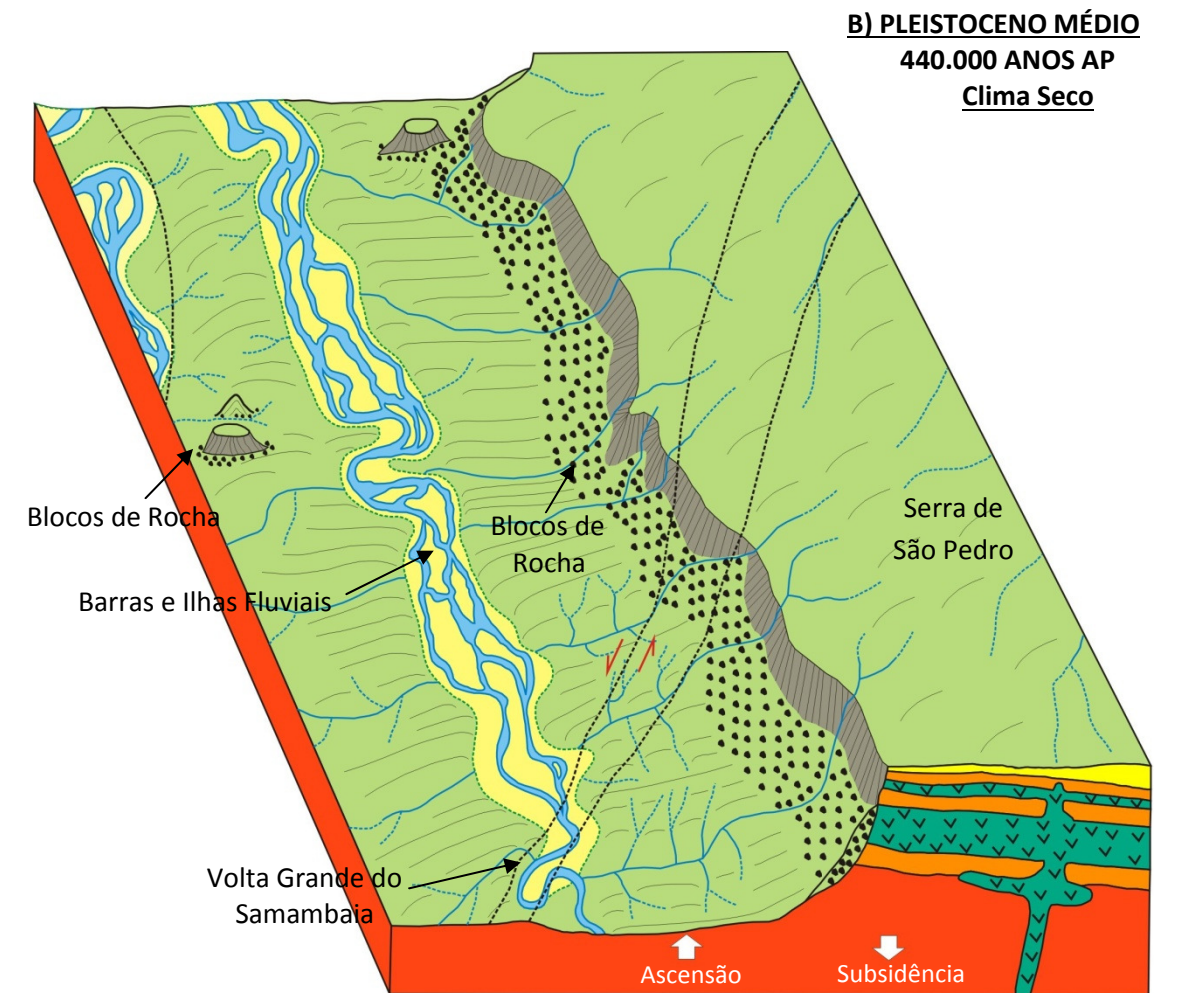
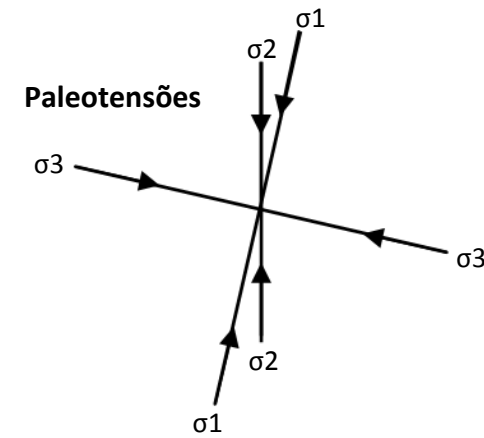
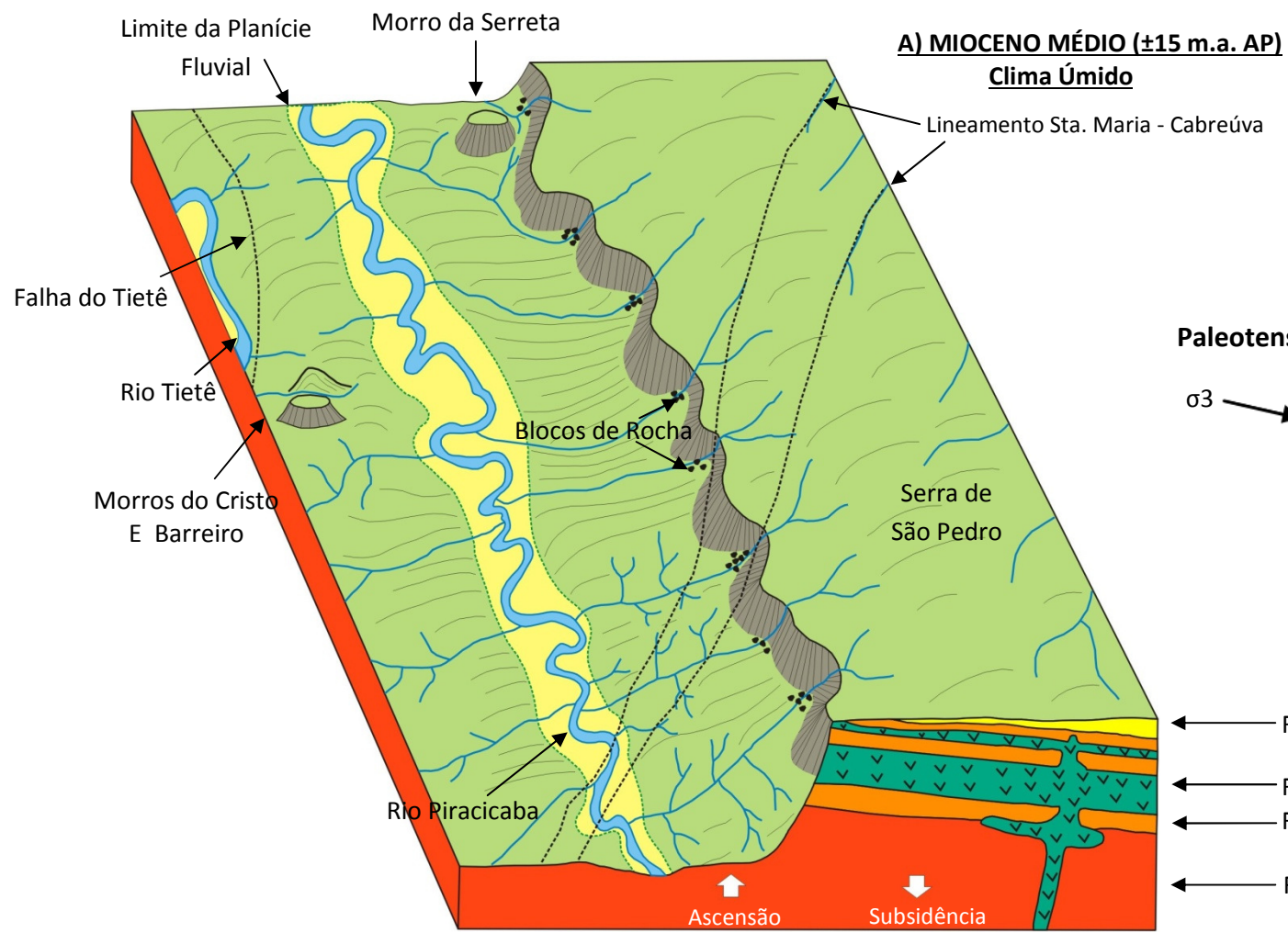
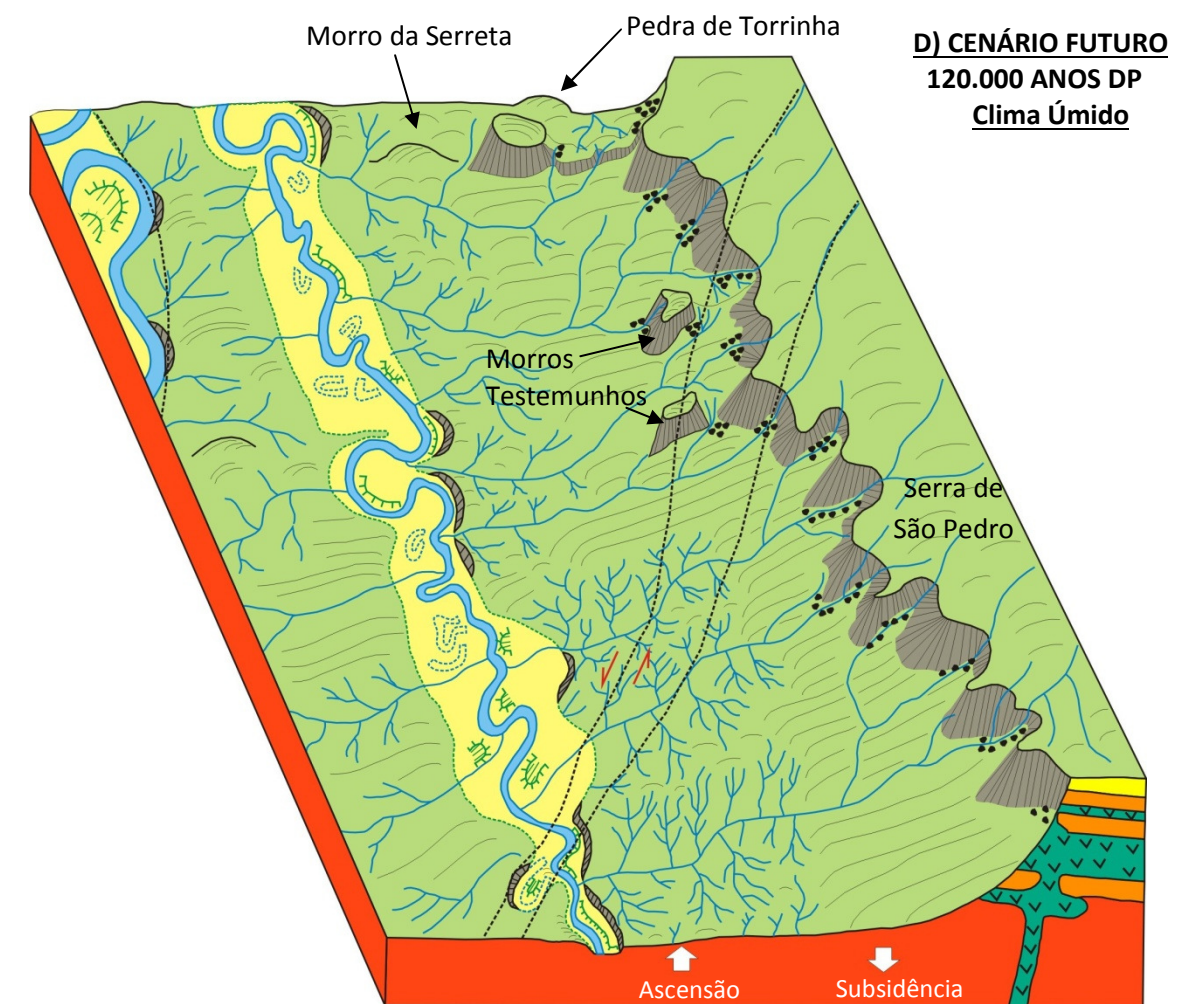


Figura 5-126: **Proposta de modelo evolutivo para a Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba durante o Neógeno e Quaternário.**
Elaborado por PINHEIRO, 2014.



Mioceno Médio (± 15 m.a. AP)

Neste período a Serra de São Pedro já existia e provavelmente apresentava um desnível altimétrico próximo do atual, considerando uma possível gênese erosiva terciária para a área a partir do trabalho erosivo das drenagens estabelecidas em linhas estruturais e a possibilidade de que neste momento a Superfície Neogênica já havia sido esculpida. Apesar da amplitude altimétrica da serra ser semelhante à atual, esta apresentava-se em uma posição menos recuada e seu arranjo era menos recortado, considerando que embora já existissem as drenagens que atualmente descem a serra e desaguam no Piracicaba, a área de captação dessas sub-bacias provavelmente era muito menor e ainda não haviam se formado os grandes anfiteatros, promontórios e cristas que marcam a morfologia atual da escarpa.

O recuo da escarpa, cuja provável posição inicial anterior era junto ao Rio Piracicaba, é testemunhado pela separação quase total entre o Morro da Serreta, sustentado por basalto, e a frente da escarpa. Da mesma forma, na margem esquerda do Piracicaba já se destacavam os Morros do Barreiro e Cristo, ambos sustentados por diabásio e se destacando em meio à paisagem colinosa e mais rebaixada do setor devido à posição peculiar da área, entre duas grandes drenagens (Piracicaba e Tietê).

No Terciário Superior o Piracicaba já apresentava uma larga planície fluvial com canal sinuoso e leitos móveis, além de algumas inflexões no cinturão meândrico possivelmente associadas a estruturas NE-SW mais antigas. Além do Piracicaba, de uma forma geral as drenagens principais já se apresentavam estruturalmente controladas a partir dos fraturamentos do terreno, sendo que os canais do Reverso eram condicionados pelo Lineamento Santa Maria - Cabreúva e outras estruturas

NW-SE contemporâneas a ele, enquanto que os canais N-S, NNW-SSE e NNE-SSW afluentes das duas margens do Piracicaba respondiam às direções das grandes famílias de juntas, falhas normais e até transcorrências que indicariam o início do regime neotectônico.

Considerando a possibilidade de que neste período já havia uma ascensão do glacis dissecado, pode-se inferir que também já ocorria um avanço maior da dissecação nesse trecho, ainda que a área do glacis como um todo fosse muito menor que a atual. Essa ascensão do glacis dissecado pode ser uma compensação pela subsidência da Depressão Tectônica de São Pedro, que se estende até o nordeste do glacis preservado, ou uma resposta compressiva aos esforços decorrentes da abertura do Atlântico Sul.

Por fim, admitindo-se um provável clima tropical úmido no médio Mioceno, os depósitos correlativos da erosão da escarpa não deviam ser abundantes, tal como na situação atual, devido ao avanço do intemperismo químico sobre os materiais. Esses depósitos provavelmente estavam restritos à base da escarpa, junto aos talwegues e paredões associados aos anfiteatros, apresentando-se na forma de material bastante alterado ou blocos de rocha (basaltos, arenitos e couraças ferruginosas) sucessivamente menores e mais alterados quanto mais distantes se encontravam da Serra.

Pleistoceno Médio (440.000 anos AP)

Esse período constitui o momento provável do fim da terceira grande glaciação quaternária (Mindel), que no sudeste brasileiro teria estabelecido um clima mais seco, possivelmente semiárido, onde as temperaturas tiveram um decréscimo significativo, causando uma retração das matas úmidas e o avanço de uma

vegetação arbustiva e rarefeita que oferecia pouca proteção ao solo. Apesar do clima seco e frio durante os períodos glaciais quaternários, houve também momentos mais quentes e úmidos nos períodos interglaciais e aumento da temperatura e pluviosidade em ciclos curtos dentro dos próprios períodos glaciais.

Nesse contexto paleoclimático, a Serra de São Pedro apresentava um reverso aplanado e uma escarpa sensivelmente mais recuada que no período anterior. A frente da escarpa se apresentava um pouco mais retilinizada e no sopé dela havia extensos depósitos de material detrítico relacionado ao predomínio da morfogênese mecânica associada ao clima mais seco, que, por sua vez, também favoreceu a preservação dos depósitos, tal como hoje se observa em cuestas estabelecidas em áreas de clima árido e semiárido do Arizona (EUA) e sudeste da Espanha. Esses depósitos também eram encontrados, em menor grau, na base dos morros testemunhos, que por sua vez já se apresentavam menores e mais baixos que no final do Terciário. O clima mais seco propiciou ainda a formação de paleopavimentos detríticos, estes derivados do escoamento difuso em episódios de chuva intensa.

O sistema fluvial respondeu às mudanças ambientais para um clima mais seco não apenas com uma diminuição na densidade de drenagem e aumento no número de canais temporários. O Piracicaba provavelmente apresentou um aumento da sedimentação e estabeleceu-se um padrão de canais entrelaçados composto por uma série de canais de leitos móveis, barras, bancos de sedimentos e ilhas fluviais. Durante as chuvas concentradas havia intensa erosão das barras, bancos e ilhas, modificação da posição e forma dos canais, bem como o aporte e deposição de material grosseiro.

Outra variável que seguramente influenciou na rede de drenagem e na evolução da paisagem de uma forma geral foi a tectônica porque, embora não existam registros de grandes movimentações tectônicas na Bacia do Paraná nesse período, há uma série de zonas dentro da própria bacia do Piracicaba que apresentaram falhas, arqueamentos e basculamentos ativos no Quaternário, como na bacia de Rio Claro, no Corumbataí, na Serra do Itaqueri, no Vale do Passa Cinco, na região de Pitanga, no Ribeirão Vermelho e na própria área de rochas cristalinas onde nascem os principais afluentes do rio Piracicaba. Ainda que a ação dos eventos tectônicos tenha sido moderada e sua ocorrência apenas pontual, não há dúvidas de que seus efeitos acabaram se refletindo no regime hidrodinâmico da bacia como um todo.

O regime neotectônico vigente desde o Neógeno provocou mudanças no campo de tensão intraplaca de todo o sudeste brasileiro, fazendo com que os campos de maior e menor compressão se posicionassem de forma sub-horizontal. Esse cenário provocou reativações direcionais de antigos planos de falha e a formação de novas falhas transcorrentes, sendo que na região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba o exemplo mais importante dessa dinâmica se refere aos feixes de estruturas NW-SE do Lineamento Santa Maria - Cabreúva. Sua movimentação transcorrente sinistral não apenas gerou inflexões nos ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia como também teve papel fundamental na formação da Volta Grande do Samambaia, no Rio Piracicaba, e na própria dissecação da escarpa. Essas reativações deram origem a regimes compressivos e distensivos localizados, causando falhamentos de rejeitos pouco expressivos, mas que estabeleceram novos níveis de base nas drenagens secundárias, afluentes do

Piracicaba, o que, juntamente com as mudanças no clima, foram responsáveis pela formação e degradação dos terraços fluviais.

Holoceno (Tempos atuais)

Considera-se que o período atual é interglacial, sendo que a última grande glaciação (Würm) teria se encerrado entre 10.000 e 18.000 A.P. Com a mudança para o clima atual, mais quente e úmido, houve um avanço das áreas com matas úmidas e um retrocesso daquela ocupada pelos campos ou cerrados e caatingas. Essas condições ambientais alteraram também o tipo e a magnitude dos processos geradores de formas, passando de uma morfogênese predominantemente mecânica para uma situação em que o intemperismo químico é mais intenso e possibilita uma alteração mais rápida de rochas e depósitos, criando inclusive condições para a intensificação dos processos pedogenéticos e formação dos solos.

Nesse cenário de condições climáticas mais propícias para o intemperismo químico e o estabelecimento de uma rede de drenagem mais densa, a Serra de São Pedro apresenta um arranjo bastante recortado, onde se destacam promontórios, cristas, patamares e grandes anfiteatros. Essa morfologia irregular da escarpa é um reflexo da variação litológica e da orientação dos planos de falha e juntas, pois a partir deles é que se organizou toda a rede de drenagem que é responsável pela dissecação do relevo.

O clima mais quente e úmido condicionou uma maior dissecação do relevo do reverso e aprofundamento dos talwegues, além de acelerar a alteração dos materiais da Formação Itaqueri, formando relevos isolados com aspecto ruiforme e solos lateríticos. Embora o avanço da dissecação da área seja uma resposta às condições climáticas, sem dúvida houve mudanças no relevo e no sistema fluvial em

decorrência da ascensão e subsidência modernas de blocos tectônicos da área, tal como verificado por outros autores na Serra de Itaqueri, ainda que a confirmação desta hipótese em campo no Reverso da Serra de São Pedro seja difícil pela natureza dos materiais da área e seu elevado estágio de alteração.

O aumento da pluviosidade durante as oscilações para períodos úmidos no último glacial e, em menor grau, os efeitos da Neotectônica em posições diversas da bacia do Piracicaba provocaram mudanças no equilíbrio dinâmico do sistema fluvial. Nesses períodos houve um aumento da erosão marginal no Baixo Piracicaba, o restabelecimento de um único canal principal e o entalhe dos depósitos fluviais que assorearam o rio e elevaram o nível de base nas fases secas. Esse processo deu origem aos terraços altos do Piracicaba (39.300 anos AP (± 4.100) e 28.930 anos AP (± 2.720)). Num segundo momento, houve um aumento da sinuosidade e estabeleceu-se um padrão de canal meândrico, formando meandros abandonados e outras morfologias fluviais típicas desse ambiente. Esse ciclo de sedimentação e entalhe dos depósitos se repetiu várias vezes no último glacial e, com intensidade muito menor, no Holoceno, onde oscilações climáticas propiciaram a formação dos terraços baixos do Piracicaba. Nos canais afluentes também ocorreram mudanças como resposta às modificações no nível de base decorrentes do clima, porém a influência tectônica na dinâmica fluvial nesses rios menores foi mais importante devido à ascensão de determinadas áreas, como a do glaciais dissecado, e a subsidência de outras, como a do glaciais preservado na região de São Pedro.

No momento atual o recuo da escarpa fica ainda mais evidente devido à formação dos promontórios, morros testemunhos e o avanço dos rios afluentes do Piracicaba sobre a borda do Planalto Ocidental, porém a quase inexistência dos

depósitos correlativos registrando as antigas posições da escarpa sempre se mostrou um obstáculo para sustentar a hipótese do recuo da serra pelo avanço da erosão. Sob a ótica do atual conhecimento acumulado sobre a área e dos estudos geomorfológicos acerca das escarpas desenvolvidas em regiões de clima tropical, semiárido e peri-glaciais, considera-se que a ausência dos depósitos correlativos do recuo da escarpa é decorrência da intensa alteração dos materiais nas condições climáticas atuais (interglacial) e nos períodos interglaciais pleistocênicos, bem como nas oscilações para clima mais úmido e quente nas glaciações quaternárias. Essa hipótese é sustentada pelas características dos blocos de rochas depositados no pé da escarpa, os quais já se apresentam bastante alterados mesmo sendo correlativos de uma morfogênese atual ou sub-atual.

Durante o último glacial houve também a deposição de espessas coberturas arenosas com níveis grosseiros (linhas de pedra) que correspondem a paleopavimentos detríticos desenvolvidos em clima árido ou semi-árido. Ainda não se sabe a origem desses colúvios, porém a posição de cimeira dos materiais no Glacis coloca em dúvida a adoção desse nível como correspondente à Superfície Neogênica porque os materiais são muito jovens, o que suscita duas hipóteses: a) a Superfície Neogênica, se existiu, foi desmantelada durante o Quaternário e o nível atual do topo do glacis corresponde à outra superfície, muito jovem, do último glacial e correlativa à erosão e ao retrabalhamento desses depósitos neocenozóicos; b) a superfície neogênica existe, porém está sepultada por essa delgada camada de depósitos recentes. Essas mesmas dúvidas se aplicam ao topo da Serra de São Pedro, equivalente à Superfície Sulamericana (Cretáceo Tardio ou Paleoceno), sobre o qual são encontradas camadas de material arenoso ou argilo-arenoso com linhas

de pedra datadas do final do último glacial. É possível que esses depósitos do topo da serra consistam em retrabalhamentos dos materiais da própria Formação Itaqueri durante climas mais secos. Estudos futuros deverão validar essas hipóteses.

Cenário Futuro (120.000 DP)

Prever o arranjo geomorfológico da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba constitui um grande desafio, uma vez que para inferir o relevo futuro seria necessário prever também o(s) clima(s) e o comportamento das estruturas tectônicas na área de estudo e na bacia do Piracicaba como um todo. Diante desse desafio, este modelo foi elaborado considerando o estabelecimento de novo período glacial entre 1.000 anos D.P. e 100.000 D.P., com oscilações para climas mais úmidos e quentes, e um interglacial com clima semelhante ao atual entre 100.000 e 120.000 D.P., sendo que o cenário aqui tratado retrataria a área no fim desse período mais úmido e de temperaturas mais amenas. Em relação ao comportamento tectônico, considerou-se a possibilidade da manutenção do regime tectônico atual, com eixos de maior compressão e distensão horizontais ou sub-horizontais, provocando sobretudo transcorrências e eventuais falhas normais e inversas de pequena projeção vertical.

As condições climáticas acima descritas provocarão um recuo mais rápido da escarpa durante os climas secos, uma vez que a morfogênese mecânica e a degradação das formas se darão principalmente por quedas de blocos de rocha. O período interglacial e as oscilações para climas mais úmido e quente durante as glaciações apresentarão condições para a alteração desses depósitos grosseiros, tal como se supõe ter ocorrido com os depósitos correlativos pleistocênicos, o que

implicará num cenário semelhante ao atual, onde os depósitos de talus estão restritos à base da escarpa, junto aos canais de drenagem.

Apesar do recuo da escarpa ser mais rápido durante os climas secos, nas fases de clima mais úmido é que se dará um avanço mais intenso da dissecação, provocando não apenas um aumento da incisão sobre o glacis e o interflúvio Piracicaba-Tietê como também a acentuação do festonamento da escarpa e a formação de novos morros testemunhos. Os morros mais antigos deverão apresentar formas mais suaves e amplitudes altimétricas menores.

No reverso, as drenagens que seguem para o Piracicaba deverão modificar a posição dos interflúvios e capturar trechos das bacias dos Ribeirões Pinheirinho e Jacaré - Pepira. Isso ocorrerá provavelmente por uma ação conjunta do avanço da erosão fluvial das cabeceiras de drenagem sobre os atuais interflúvios e de transcorrências que não somente serão zonas de fragilidade para o entalhe fluvial como também deverão provocar o deslocamento e inflexões de canais e divisores d'água.

Quanto ao Piracicaba, a queda da temperatura e pluviosidade no período glacial diminuirá a sua competência e aumentará a sedimentação, possivelmente estabelecendo novamente um padrão de canais entrelaçados com barras e ilhas fluviais, situação semelhante ao descrito para o Pleistoceno Médio. Com o restabelecimento do clima tropical úmido, a ocorrência de deformações tectônicas na bacia, tal como verificado ao longo de todo Cenozóico, e eventual aumento da área das sub-bacias por conta de capturas fluviais, inicialmente haverá um entalhe dos depósitos e serão formados novos terraços, os quais deverão apresentar uma granulometria bastante variável em decorrência das variações da energia do rio no

período seco. Em seguida haverá um aumento da sinuosidade e a formação de meandros e meandros abandonados, como a Volta Grande do Samambaia. Por fim, a planície apresentará um aumento da sua área devido ao recuo da borda do Glacis, sendo que nos afluentes da margem direita do Piracicaba esses efeitos das mudanças climáticas e atividades tectônicas também deverão propiciar a formação e a degradação de terraços fluviais, tal como se verifica atualmente.

6 – REFLEXÕES SOBRE A GÊNESE DA SERRA DE SÃO PEDRO, DO BAIXO PIRACICABA E DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA

A elaboração deste trabalho focou na evolução geomorfológica e tectônica da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba desde o Neógeno até os dias atuais, porém a gênese dessa região sempre se apresentou para nós como uma questão fundamental, embora não tenha sido colocada como o objetivo desta pesquisa. Os resultados do trabalho não permitem chegar a uma conclusão sobre a gênese da área, mas os conhecimentos adquiridos ao longo desta jornada nos colocam em posição de refletir e nos posicionarmos sobre alguns assuntos relacionados à origem da Serra de São Pedro e outras temáticas que vão muito além de nossa área de estudo, revisitando velhas questões fundamentais do relevo paulista, como a gênese da Depressão Periférica.

Considera-se aqui que a Depressão Periférica é uma feição denudacional decorrente de processos de circundesnudação periférica a partir do estabelecimento de grandes linhas de drenagem, em acordo com as interpretações de Ab'Saber (1949, 1965 e 1969), Almeida (1965) e Penteado (1968 e 1976). Admitindo-se como verdadeiras as variações paleoclimáticas globais expostas em Calder (1983) e Zackos *et.al.* (2001), levanta-se a hipótese de que a primeira fase de escavação da Depressão Periférica teria sido iniciada no final do Cretáceo ou início do Paleógeno, pós sedimentação da Formação Itaqueri, com o estabelecimento de um clima mais quente e úmido que propiciaria a formação dos grandes rios consequentes e um avanço da dissecação da borda NE da Bacia do Paraná.

As grandes linhas de drenagem consequentes do Estado (Paranapanema, Tietê, Mogi-Guaçu e Pardo) teriam se estabelecido a partir das mudanças do clima

para mais úmido no Cretáceo Superior, instalando-se em grandes alinhamentos tectônicos antigos reativados devido à fragmentação da Gondwana e abertura do Atlântico Sul. A partir do baixo Eoceno se formariam importantes drenagens regionais (Piracicaba, Peixe, Paraíba do Sul, Aguapeí, Sapucaí, entre outros) associadas a outras grandes estruturas. Com a instalação de um clima global mais frio (ZACKOS *et.al.*, 2001) e provavelmente mais seco entre o baixo ou médio Eoceno e o baixo Oligoceno teria ocorrido uma fase de aplainamento generalizado na área, que durante o alto Oligoceno e Médio Mioceno seria novamente dissecada em um clima mais úmido e quente. Esse cenário, somado à ascensão da borda NE da Bacia do Paraná e de toda faixa atlântica do SE do Brasil (ASMUS e FERRARI, 1978; VIEIRA, 1982, ALMEIDA e CARNEIRO, 1998), que é confirmada nos trabalhos de Tello Saenz *et.al.* (2003), Ribeiro *et.al.* (2005) e Godoy *et.al.* (2006), teria provocado uma intensificação da dissecção da Depressão Periférica e estabelecido o arranjo inicial da Serra Geral que compõe hoje a borda do Planalto Ocidental.

Tomando a área objeto desta pesquisa como um exemplo desse quadro geral, parece claro que a Serra de São Pedro teve como seu ponto inicial e mais avançado o rio Piracicaba, cujo trabalho erosivo inicial deu origem a uma proto-escarpa. Com o avanço da principal fase de dissecção na Depressão Periférica até o Plioceno, tal como defendido por Ab´Saber (1949, 1965 e 1969), a Serra já apresentaria um desnível altimétrico próximo do atual, embora se situasse muito mais próxima do Piracicaba (figura 6-1A). O recuo da escarpa da Serra ocorreu por ação conjunta de grandes deslizamentos e quedas de blocos em climas mais secos e avanço da dissecção fluvial e alteração das rochas e depósitos nos climas mais úmidos, o que confere à morfologia da Serra de São Pedro um caráter absolutamente poligênico.

Enquanto na margem direita do Piracicaba se encontra a Serra de São Pedro, na margem esquerda o relevo é bastante suave. Essa dissimetria pode ser explicada por uma erosão mais acelerada na margem esquerda, uma vez que ela constitui parte de um interflúvio estreito que separa duas grandes drenagens regionais: o Piracicaba e o Tietê. Quando a incisão do Piracicaba deu origem à proto-escarpa da Serra de São Pedro na margem direita, havia possivelmente uma feição análoga na margem esquerda, que posteriormente foi destruída pelo avanço da dissecação não apenas do Piracicaba e seus afluentes como também do próprio Tietê. Não fosse esse avanço maior da dissecação, o interflúvio Piracicaba-Tietê seria hoje um verdadeiro planalto residual com altimetria equivalente à do Planalto Ocidental e possivelmente recoberto pela Formação Itaqueri (figura 6-1A).

A possibilidade aventada de uma origem tectônica para a Serra de São Pedro parece improvável, uma vez que os dados dos levantamentos geofísicos (ARBIETO e YAMAMOTO, 2013) e das sondagens profundas utilizadas no levantamento do contorno estrutural da região não sugerem a presença de uma perturbação na coluna estratigráfica que seja compatível com a formação de uma escarpa de falha ou de linha de falha. As deformações na coluna estratigráfica são apenas pontuais, como nos altos estruturais do Pau D'Alho, Artemis, Jibóia, Anhembi e Pitanga, além da Depressão de São Pedro, sendo provavelmente anteriores à formação da Superfície Sulamericana, excetuando apenas o caso do Alto de Pitanga, que para Riccomini (1995) e Siqueira (2011) é uma feição decorrente de esforços neotectônicos.

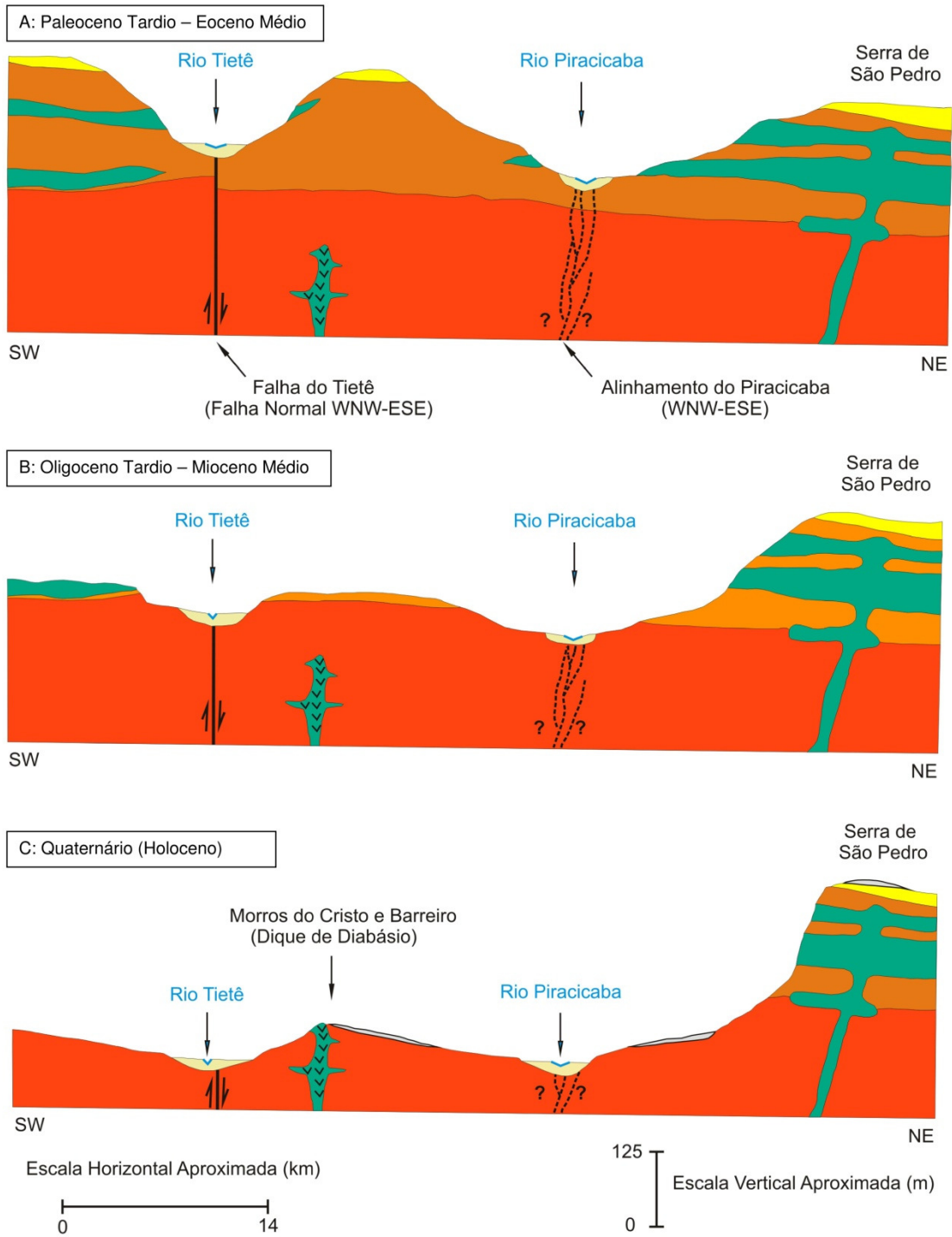
As deformações tectônicas ocorridas no NE da Bacia do Paraná, a partir do estabelecimento da Superfície Sulamericana, são muito pequenas, como

demonstrado por Bjornberg *et.al.* (1971) que embora tenham verificado perturbações modernas nas superfícies geomórficas, consideram que os rejeitos de falha são muito discretos, levando-os a supor que a Depressão Periférica teria se formado por uma ação conjunta de tectônica rígida com ação erosiva da drenagem subsequente.

O único estudo sistemático que tenta provar que não apenas a Serra de Pedro como também as de Itaqueri, Botucatu, Cuscuzeiro, Fartura e Avaré são escarpas de linha de falha é o de Freitas (1955). Essas feições seriam derivadas de falhas normais pré-cretáceas e erosão pós-cretácea, onde o bloco baixo seria posteriormente alçado à posição topograficamente mais elevada por erosão diferencial. Esse cenário implicaria em perturbações da coluna estratigráfica de quase toda a extensão da Depressão Periférica, o que não se verificou na região da nossa área de estudo e em pesquisas realizadas em outras áreas.

Não se nega aqui a ação de uma tectônica rígida na configuração da Serra de São Pedro, do baixo Piracicaba e na Depressão Periférica como um todo, inclusive porque os resultados desta e de outras pesquisas demonstram os efeitos da neotectônica e de eventos tectônicos mais antigos na área, porém nessas regiões a tectônica cenozóica é mais efetiva no controle do relevo apenas através da formação de linhas estruturais que são zonas preferenciais de escoamento da água, alteração das rochas e dissecação do relevo. Basculamentos, ascensão e subsidência de grandes áreas correspondem a situações pontuais e de intensidade reduzida que, excetuando o caso do alto estrutural cenozoico de Pitanga, não produziu grandes modificações na paisagem.

Por fim, admitindo-se como verdadeira a hipótese da gênese erosiva (pulso inicial) para a serra de São Pedro, e a sua posterior perturbação neotectônica, como demonstrado nesta pesquisa e em Bjornberg (1969), confirmaria-se a hipótese levantada por Penteado (1968 e 1976), que nesse cenário de gênese híbrida entre erosão e tectônica classificaria a área como uma **cuesta complexa**. Nesse contexto, discordamos apenas dessa classificação de *cuesta complexa* porque entendemos que todas as *cuestas* e outros tipos de relevo apresentam algum nível de influência tectônica, uma vez que esta é um fenômeno absolutamente global (com magnitudes e frequências diferentes), não existindo, portanto, um relevo de *cuesta strictu sensu*, totalmente livre dos agentes tectônicos. Assim, considerando a ação erosiva como fator inicial e fundamental na gênese da região da Serra de São Pedro, esta constitui verdadeiramente um relevo de *cuestas*, tal como se convencionou chamá-la, ainda que a tectônica moderna tenha imposto modificações suaves na arquitetura desta feição.



LEGENDA

- Aluviões Quaternários
- Depósitos Neocenozóicos (Pleistoceno Superior)
- Formação Itaqueri
- Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas (Eocretáceo)
- Formação Botucatu (Eocretáceo)
- Formação Pirambóia (Triássico)

Figura 6-1: Perfil esquemático da gênese e evolução da Depressão Periférica e Serra de São Pedro na área de estudo. Elaboração: PINHEIRO, M. R. 2014.

7 – CONCLUSÕES E O FUTURO DAS PESQUISAS NA ÁREA

O estudo morfotectônico da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba possibilitou compreender melhor o efeito da neotectônica na configuração geomorfológica da área. A análise de parâmetros qualitativos e quantitativos do relevo e da drenagem forneceram indicativos importantes sobre a evolução tectônica e geomorfológica da região, ainda que algumas das inferências feitas tenham sido descartadas com base nas informações de campo.

A retilinearidade de muitos canais de drenagem, as confluências em ângulos próximos a 90 graus e as nítidas inflexões nos rios sugeriram inicialmente um controle tectônico do sistema fluvial. Essa hipótese foi confirmada pela correspondência entre as direções dos canais e dos planos das estruturas (falhas e juntas) medidas em campo, situação esta que se repete desde os canais mais importantes até os de 1º ordem. Além disso, as inflexões nos rios coincidem com a localização e o comportamento cinemático das estruturas, tal como foi verificado no rio Piracicaba, na região da Volta Grande do Samambaia, e nos seus afluentes principais da margem direita. Como muitas das estruturas sobre as quais a rede de drenagem está instalada são anteriores ao Neógeno, considera-se que apenas os canais de 1º e 2º ordem são formados a partir de estruturas neotectônicas. Nos demais canais os efeitos da tectônica moderna estão relacionados apenas às inflexões, formação de *knickpoints* e terraços fluviais.

A possibilidade de que haveria grandes basculamentos de blocos na área de estudo foi descartada pela não identificação de falhamentos com rejeitos expressivos e grandes perturbações na coluna estratigráfica. Os estratos das rochas só apresentam-se com alterações no mergulho junto aos planos de cisalhamento,

demonstrando que essa é uma situação apenas pontual e provavelmente anterior ao regime neotectônico.

As falhas são encontradas principalmente nas regiões da Escarpa e do Glacis, apresentando como aspecto comum o rejeito reduzido. Há um predomínio de falhas normais e transcorrentes, sendo que as primeiras são mais frequentes nas direções WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW, enquanto que as últimas concentram-se em WNW-ESE, W-E, NE-SW e NW-SE. As falhas transcorrentes são mais jovens ou sofreram reativação no regime neotectônico, ao passo que as falhas normais, em grande parte, são anteriores a esse período e devem estar relacionadas à extensão/distensão derivada da abertura do Atlântico Sul. As falhas normais e inversas encontradas ao longo das grandes estruturas com indícios de transcorrências, como no Lineamento Santa Maria - Cabreúva, estão ligadas a ambientes transtensivos e transpressivos pontuais e derivados de movimentações direcionais recentes.

A pouca expressividade do rejeito das falhas provoca efeitos pouco significativos no relevo, principalmente nas áreas de falhas transcorrentes. Na maioria das vezes, o efeito da tectônica na paisagem está restrito ao controle da dissecação, que se dá a partir de uma rede de drenagem controlada pelas estruturas. Apesar de individualmente as falhas apresentarem deslocamentos pequenos, quando há uma sequência de pequenas falhas os rejeitos somados podem apresentar desníveis consideráveis.

As diferentes técnicas utilizadas para a determinação das paleotensões neotectônicas apontaram para σ_1 em NW-SE e σ_3 em NE-SW, ambos sub-horizontais, dados que se mostraram compatíveis com os estudos de áreas

adjacentes e com a cinemática das estruturas presentes na área. As possíveis estruturas NE-SW que cortam a área não apresentam dados de campo que atestem a sua movimentação, além de não serem compatíveis com o regime de tensões neotectônicas da área e seu entorno. Essas estruturas provavelmente não são falhas, mas apenas grandes fraturamentos ou famílias de juntas. Se forem falhas, sua movimentação não estaria relacionada à Neotectônica.

A região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba apresenta pelo menos 3 zonas de maior deformação crustal: a) a região Leste do glacis, entre o sopé da escarpa e o vale do Piracicaba; b) as cabeceiras do ribeirão Tabaranás e Córrego da Barra, bem como seu entorno próximo; c) a região Noroeste da área, no alto e médio cursos do Ribeirão Serelepe e Córrego Pinotti. Essas áreas coincidem com os pontos cortados por estruturas tectônicas NW-SE, grandes fraturamentos NE-SW, ocorrências de diques de diabásio (que em geral estão presentes em falhas ou grandes fraturamentos), e zonas brechadas ou com ligeiros basculamentos.

A hipótese da ascensão do Glacis Dissecado foi confirmada pela posição mais elevada das Formações Irati e Corumbataí na área, ao passo que a posição mais profunda dessas mesmas unidades no Glacis Preservado corrobora a hipótese da subsidência deste setor, que por sua vez consistiria numa extensão menos profunda da Depressão Tectônica de São Pedro, situada na bacia do Araquá. Essas hipóteses encontram apoio nos levantamentos geofísicos recentes realizados na área e, como grande parte das inferências sobre as deformações foi feita com base nas irregularidades dos perfis longitudinais dos rios, que são facilmente apagadas pela erosão fluvial, as deformações identificadas na área devem refletir também uma tectônica recente. Salienta-se, entretanto, que o desnivelamento da coluna

estratigráfica entre o glacis e a Depressão de São Pedro é muito expressivo, contrastando com o rejeito reduzido das falhas que cortam os depósitos quaternários no local, o que nos permite concluir que grande parte do desnível das unidades litoestratigráficas é anterior a esse período. É mais plausível que a subsidência seja um processo que vem ocorrendo continuamente desde a fragmentação gondwânica, persistindo, com uma intensidade menor, no período neotectônico.

A região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba está dividida em dois grandes blocos limitados pela faixa de estruturas NW-SE que compõem o Lineamento Santa Maria – Cabreúva. Essas duas unidades estão subdivididas em sete blocos romboédricos que apresentam comportamentos tectônicos diferentes. O bloco São Pedro apresenta indícios de subsidência lenta e parece compor uma extensão da Depressão Tectônica de São Pedro, enquanto que os blocos Artêmis e Pau D’Alho apresentam indícios de ascensão relativa em relação a essas zonas, hipótese sustentada pelas diferentes posições das formações Irati e Corumbataí nos blocos, pela presença de baixos gravimétricos no bloco São Pedro e altos gravimétricos nos blocos Artêmis e Pau D’Alho, pelo aumento da sedimentação no bloco em subsidência e aumento da dissecação do relevo nos blocos em ascensão, pelo deslocamento dos perfis longitudinais de rios para cima da curva teórica de equilíbrio no(s) bloco(s) em ascensão, e pela dissecação dos antigos depósitos fluviais e formação de terraços.

O bloco Santa Maria da Serra está em ascensão relativa em relação ao bloco Torrinha, ao norte, situação que fica clara pelo comportamento dos perfis longitudinais das drenagens principais de cada bloco, que sugerem subsidência da

área junto à Serra em relação às regiões ao Sul. A ausência de sondagens profundas nesses blocos não permite indicar com segurança a posição altimétrica do Grupo Passa Dois, porém a hipótese da subsidência do Bloco Torrinha é reforçada pela presença de um baixo gravimétrico na área. Soma-se a isso a ocorrência de grandes depósitos fluviais nesse bloco, a predominância de falhas normais e juntas no local, denotando um ambiente distensivo, e a elevada deformação crustal apontada pelos altos índices de RDE total dos canais fluviais.

Com relação aos blocos Itaqueri da Serra e Anhembi, não há dados suficientes que permitam inferir o comportamento tectônico das unidades, cabendo destacar apenas alguns aspectos em relação ao bloco Anhembi: é limitado a norte por uma série de falhas normais atribuídas ao Alinhamento do Tietê e os poucos dados de sondagens profundas de que se dispunha para o setor e entorno mostram uma tendência de elevação dos níveis das formações do Grupo Passa Dois e São Bento em direção ao Sul, onde se situa o Alto Estrutural de Anhembi (Eocretáceo) e foi identificada a presença de uma série de falhas normais e intrusões básicas.

A literatura geológica/geomorfológica aponta uma série de indícios no relevo que funcionam como indicadores do controle tectônico na forma, premissa que norteou o mapeamento morfotectônico da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, porém ao longo da elaboração do trabalho percebeu-se que nem todos os chamados *tectonic landforms* estão, nesta área, verdadeiramente relacionados à tectônica: 1) Os patamares estruturais, descontinuidades altimétricas no interflúvios, rupturas e assimetrias nas vertentes refletem basicamente variações litológicas ou a disposição dos estratos sedimentares; 2) Relevos isolados constituem feições residuais sustentadas por rochas ou fácies sedimentares mais resistentes que o seu entorno,

tal como os morrotes com materiais encouraçados do Reverso e os morros testemunhos do Glacis e Interflúvio Piracicaba – Tietê, sustentados, respectivamente, por basalto e diabásio; 3) Apesar de estudos apontarem para a relação entre as voçorocas e a Neotectônica na região de São Pedro, essas feições erosivas não apresentam, em nossa opinião, relação com a tectônica, sendo decorrentes de desequilíbrios hidrológicos no interior da cobertura pedológica; 4) A formação de meandros abandonados e dos altos terraços fluviais no Piracicaba está relacionada à própria dinâmica do sistema fluvial que é reflexo sobretudo das mudanças climáticas desde o último glacial. Por outro lado, uma série de indicadores da atividade tectônica mostrou resultados bastante consistentes sobre o efeito das estruturas nas formas da área, como as inflexões nos canais de drenagem, *knickpoints*, alterações no perfil longitudinal, formação de terraços nos afluentes do Piracicaba, presença de facetas triangulares na frente da escarpa e diferenças no grau de dissecação do relevo.

Não há dúvidas acerca da importância da tectônica na elaboração do relevo da área, ainda que muitas das formas sejam decorrentes de fatores litológicos, pedológicos e climáticos. Porém, uma questão fundamental a ser colocada é a idade desses fenômenos tectônicos, uma vez que este trabalho teve como objetivo o estudo da relação das formas com a Neotectônica. Essa questão se mostrou difícil de ser resolvida porque nem sempre foi possível determinar a idade das estruturas ou de sua atividade, ficando as respostas dependentes de nossas interpretações, correlações com os regimes de tensão atuantes no regime neotectônico e a eventual perturbação de depósitos reconhecidamente quaternários. Nesse sentido, a

separação entre formas herdadas de estruturas antigas e relevos derivados de estruturas recentes ou reativadas foi um dos grandes desafios desta pesquisa.

A configuração geometrizada do relevo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba é fruto das inúmeras estruturas tectônicas que cortam a área e condicionaram o estabelecimento da rede de drenagem em planos preferenciais, comandando a dissecação do relevo, porém a maior parte dessas estruturas é anterior ao período Neotectônico, quando estas sofreram reativações de intensidade reduzida. Nesse sentido, a Neotectônica tem impacto apenas reduzido no relevo da área, sendo responsável apenas por algumas feições e processos, tais como a formação e degradação de terraços fluviais dos afluentes do Piracicaba, o estabelecimento dos canais de ordem inferior em estruturas com direções compatíveis com o regime de tensão vigente, inflexões nos canais e interflúvios, ascensão/subsidência lenta de blocos e aumento da dissecação do relevo em zonas em elevação. Assim, a hipótese inicial do trabalho, de que a atual configuração geomorfológica da área da Serra de São Pedro e do baixo Rio Piracicaba é **fortemente condicionada por estruturas tectônicas recentes ou por estruturas antigas que foram reativadas no período neotectônico**, está **descartada**. A Neotectônica é responsável apenas por modificações discretas ou pontuais no relevo, prevalecendo a influência das estruturas antigas, as diferenças litológicas e as variações do clima da área.

Por fim, este trabalho representa uma contribuição aos estudos da Neotectônica no SE brasileiro e à relação entre as estruturas, formas e paleoambientes na transição entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista.

Questões a serem respondidas nos estudos futuros

Ao longo da elaboração deste trabalho, nos defrontamos com uma série de questões que não puderam ser respondidas por falta de dados ou simplesmente por extrapolarem os limites dos objetivos da pesquisa. Em nossa opinião, os novos estudos e a continuidade deste trabalho devem abordar as seguintes perguntas para que se avance na compreensão da gênese da área estudada:

1) Qual é a origem e o significado da cobertura coluvionar do reverso e do glacis? Considera-se que esses depósitos são do último período glacial, mas em qual ambiente foram depositados, uma vez que ocupam os topos das colinas? Eles recobrem, respectivamente, as superfícies Sulamericana e Neogênica, sepultando-as, ou são correlativos do desmantelamento delas? Estudos pedológicos e sedimentológicos ao longo de topossequências, apoiados em datações absolutas, podem ajudar a responder essas questões.

2) Qual a origem/idade dos níveis de cascalhos atribuídos aos terraços do nível I na Carta Geomorfológica de São Pedro e que recobrem trechos do topo do Sul do Glacis? Esses níveis corresponderiam aos terraços pleistocênicos mais altos do Piracicaba, como Coutard *et.al.* (1978) supuseram? Descrições macro e micromorfológicas dos materiais, juntamente com análises físicas, químicas, mineralógicas e datações absolutas dos materiais desde a cascalheira até a rocha podem responder essas questões.

3) Os materiais que recobrem as vertentes do sopé da Serra de São Pedro são depósitos correlativos do recuo da Serra de São Pedro ou correspondem à alteração das rochas subjacentes? O estudo desses materiais ao longo de topossequências pode dirimir as dúvidas e contribuir para o entendimento da

velocidade com que se dá o recuo da escarpa, caso as formações superficiais dessas rampas sejam mesmo uma sucessão de depósitos em que se possam determinar as idades por meio de datações absolutas.

4) Há perturbações na coluna estratigráfica quando se compara o glacis com o reverso da escarpa? Não foram encontradas sondagens profundas no reverso, o que impossibilita chegar a uma resposta definitiva sobre a questão, porém estudos geofísicos na área e no seu entorno podem contribuir para o esclarecimento dessa dúvida.

5) O desnível altimétrico encontrado entre o topo da Formação Irati no glacis dissecado e na Depressão de São Pedro é elevado, embora as falhas situadas entre esses pontos sejam de rejeito reduzido. Será que há uma grande falha normal, ainda não identificada, separando essas duas zonas ou esse desnível é decorrência da soma do rejeito de uma série de pequenas falhas que formariam uma estrutura em hemigraben? Novos trabalhos de campo nessas áreas e o uso de técnicas geofísicas podem ajudar na resolução dessa questão.

6) Até que ponto a Neotectônica pode ter influenciado nas mudanças do sistema fluvial do rio Piracicaba? Algumas informações levantadas por nós e que não foram incorporadas aos resultados desta pesquisa mostram que houve uma série de alterações nas direções da erosão marginal do Piracicaba em zonas cruzadas por supostos lineamentos. Estudos pedológicos e sedimentológicos dos materiais dos terraços e cordões arenosos, bem como investigações sobre a presença de falhas cortando os depósitos recentes, devem possibilitar a determinação da velocidade de mudança na posição do canal e o eventual controle tectônico dessa dinâmica, além

de permitir também o estabelecimento de correlações com as mudanças ambientais do Quaternário.

7) Qual a origem das concreções ferruginosas presentes nas linhas de pedra dos depósitos neocenozóicos? Elas seriam mesmo originárias do desmantelamento da Superfície de Urucaia (690-720 m), intermediária entre a Sulamericana e a Neogênica, e que apresentava couraças? Os blocos de couraças ferruginosas encontradas na Pedra de Torrinha, cujo topo apresenta correspondência altimétrica com a suposta superfície de Urucaia, seria um testemunho da existência dessa feição na área de estudo? Datações das couraças da Pedra de Torrinha e das encontradas nos topos do interflúvios da localidade de Santana de Urucaia, que é um testemunho dessa superfície, podem dizer se elas são contemporâneas. Uma comparação entre a composição mineralógica dessas couraças com aquelas encontradas nas stone lines dos depósitos neocenozóicos pode reforçar ou descartar a possibilidade da filiação genética entre esses materiais.

BIBLIOGRAFIA

ABOARRAGE, A. M. & LOPES, R. da C. **Projeto a Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1986. 18 v.

AB'SABER, A. N. Regiões de Circundesnudação Pós-Cretácea, no Planalto Brasileiro. In: **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. nº.1. p. 3-21. 1949.

AB'SABER, A. N. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. In: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo. V.6, Nº2, p. 41-48. 1957.

AB'SABER. A. N. **Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro**. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência. 1965.

AB'SABER. A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. São Paulo: **Instituto de Geografia/USP. (Geomorfologia)**, 18, 1969. 23p.

AB'SABER, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. **Geomorfologia**, v.53, p.1-23.

AB'SABER, A.N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê editorial, 2003.

ADAMS, J. Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand. **Bull. Geol. Soc. Am.** 91, 1-114. 1980.

ALEXANDER, J. E LEEDER, M. R. Active tectonic control on alluvial architecture. In: **Recent Developments in Fluvial Sedimentology** (Ed. by F.G.

Ethridge, R. M. Flores and M. D. Harvey), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 39, 243. 1987.

ALMEIDA, F.F.M. de. Relevo de Cuesta na bacia sedimentar do Rio Paraná.

Boletim Paulista de Geografia, nº 3, p. 21-33. São Paulo. 1949

ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Geologia do Estado de São Paulo, São Paulo, 1964. **IGG**, 41, p. 167-263.

ALMEIDA F. F. M. 1980. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: **3º. Simp Reg Geol.**, Curitiba, PR, p. 1-20.

ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro – Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, n.143, p.1-96, 1953.

ALMEIDA, F.F.M. de e CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(2): 135-150.

ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. DE; BISTRICHI, C.A. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo (escala 1:500.000)**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. 126p.

ANGELIER J. e MECHLER P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. **Bull. Soc. géol. France**, 19: 1309–1318. 1977.

ARAUJO, A. G. M. Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas. **In:** Julio Cesar Rubin; Rosicler Theodoro da Silva. (Org.). Geoarqueologia. 1ed.Goiania: Editora da PUC Goiás, 2013, v. , p. 135-180.

ARAUJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. ROSTIROLLA, S. P. Arenitos asfálticos da Bacia do Paraná: estudos das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. In: Petrobras, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 14: 47-70. 2006.

ARBIETO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. Estudo das estruturas do embasamento da confluência do Rio Tietê e Piracicaba. Gravimetria terrestre e satélite. In: **Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Anais... 13ºSBGf - Rio de Janeiro. Agosto de 2013.

ASMUS, H. E. & FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: **Petrobrás**. p.75-88. (Projeto REMAC, 4). 1978.

AVERY, T. E. **Interpretation of serial photographs**. Minneapolis, Burgess, 1977.

AVOUAC, J. e PELTZER, G. Active tectonics in southern Xinjiang, China: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system. **Journal of Geophysical Research**, 98. 1993. doi: 10.1029/93JB02172.

BANDY, O. L.; MARINCOVICH. L. J. Rates of late cenozoic uplift, baldwin hills, Los Angeles, California. **Science**, 181 (4100): p. 653-655, 1973.

BARCELOS, J. H.; SOUZA FILHO, E. E.; FULFARO, V. J.; LANDIM. P. M. B.; COTTAS, L. R.; WU, F. T.; GODOY, A. M. A Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 4, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG, p. 245-252, 1983.

BARRETO, M.M.R. Geomorfologia da área de São Pedro (SP). **Notícia Geomorfológica**, v. 10, n. 19, p. 47-61, 1970.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 177 (1), 19–27. 2002.

BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research** 48 (3), 348–358. 1997.

BEHLING, H., LICHTER, M., MIKLOS, A. W. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatu region (São Paulo State), southeast Brazil. **Quat. South Am. Antarct. Penins.** 11, 99-110. 1998.

BELISARIO F., DEL MONTE M., FREDI P., FUNICIELLO R., LUPIA PALMIERI E., SALVINI F. (1999) Azimuthal analysis of stream orientations to define regional tectonic lines. **Zeitschrift für Geomorphologie**. N.F., Suppl.Bd. 118, 41-63.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, 1964.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B. LEÃO NETO, R.; MATOS G. M. M. de; SANTOS, J. O. S. dos (Coords.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: sistema de informações geográficas - SIG**. Rio de Janeiro : CPRM , 2001. Mapas Escala 1:2.500.000. 4 CDs ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

BJORNBERG, A. J. S. **Contribuição ao estudo do cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia**. São Carlos, 1969. 128 f. Tese (Provimento de Carga de Professor) – Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo.

BJORNBERG, A. J. S. ; GANDOLFI, N. ; PARAGUASSU, A. B. . O Controle Tectônico da Serra Geral. In: **XX Reunião Anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência**, 1968, São Paulo. Resumo das Comunicações, 1968. v. 20.

BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N; PARAGUASSU, A.B. 1971. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 25, São Paulo, Anais, 2:159-174.

BLYTHE, A.E., BURBANK, D.W., CARTER, A., SCHMIDT, K., PUTKONEN, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Himalaya: 1. Apatite and zircon fission-track and apatite [U–Th]/He data. **Tectonics** 26, TC3002. doi:10.1029/2006TC001990.

BROWN, C. W. Comparision of joints, faults and airphoto linears. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. N.45, p. 1888-1892, 1961.

BÜDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den Fenchten Tropen. **Zeits. Fur Geomorph.**, Berlim, 1 (2), p. 201-228, 1957.

BURBANK, D. e ANDERSON, R. **Tectonic geomorphology**. Blackwell Science, 274 p.

BURBANK, D.W., LELAND, J., FIELDING, E., ANDERSON, R.S., BROZOVIC, N., REID, M.R., DUNCAN, C. Bedrock incision, rock uplift and threshold slopes in the northwestern Himalayas. **Nature** 379, 505–510, 1996.

BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.

BUZATO, E. **Distribuição atual e tipos de ferricretes nas serras de São Pedro e Itaqueri (SP) e sua relação com o relevo**. São Paulo, 2000. Ano de Obtenção: 2000. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Departamento de

Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

CAETANO-CHANG, M.R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo**. Rio Claro, 1997. 196 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia, na porção centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 296-304, 2006.

CAILLEUX, A. e TRICART, J. 1959. **Initiation à l'étude des sables et des galets**, vol. 1, Paris, Centre de Documentation Universitaire, 369 p.

CALDER, N. **El libro del clima**. Herman Blume Ediciones. Madrid, 1983.

CAPUTO C., CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., LUPIA PALMIERI E., SALVINI F. Drainage pattern and tectonics in some volcanic areas of Latium (Central Italy). **Geologica Romana**, 29, 1-14. 1993.

CASTRO, P. R. M. **Contribuição ao estudo da estrutura do Pau D'Alho – Piracicaba – SP**. São Paulo, 1973. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

CAVALLARO, F. de A. **Investigação Geofísica do Alto Estrutural de Anhembi - SP**. São Paulo, 2013. 148f. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

CHAVEZ-KUS L. & SALAMUNI E. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. **Rev. Bras. Geociências**, 38(3): 439-454. 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP. 1974.

CHRISTOFOLETTI, A.; PENTEADO, M. M. Cronologia relativa do Quaternário na depressão periférica paulista. **Notícia Geomorfológica**, 10 (19): 35-46. 1970.

CICCACCI S., FREDI P., LUPIA PALMIERI E., SALVINI F. An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend. **International Geomorphology**, II, 49-68; Wiley and Sons, Chichester. 1986.

COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL**, I, São Paulo. Atas.... São Paulo, SBG. p. 145-152.

COLTRINARI, L. Um exemplo de carta geomorfológica de detalhe: a carta do Médio Vale do Rio Parateí, SP (1:25.000). **Revista do Departamento de Geografia**, USP-FFLCH, São Paulo, n.1, p. 55-61, 1982.

COLTRINARI, L. Cartas Geomorfológicas. **Orientação**, São Paulo, n.5, p. 96-99, 1984.

COQUE, R. **Geomorfología**. Madrid: Alianza, 1977.

COUTARD, J. P.; DIAS FERREIRA, R. P.; PELLERIN, J. & QUEIRÓZ NETO, J. P. Excursão à região da Serra de São Pedro e Vale do Piracicaba. In: **Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro**. Estudo e Cartografiação de Formações Superficiais e suas Aplicações em Regiões Tropicais. Guia de Excursões. V.2. 1978.

COX, R. T. Analysis of Drainage-basin symmetri as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississipi Embayment. **Geological Society of American Bulletin**, University of Coluymbia, v. 106, Missouri, 1994, p 571-581.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Relatório de Fotointerpretação - Bloco 46**. Projeto PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT. 1980a.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia do bloco 46**. Relatório Final. Projeto PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT. 1980b.

CRÓSTA, A. P.; SOUZA FILHO, C. R. Sensoriamento Remoto. In: **ANUÁRIO Fator GIS 97**. Curitiba: Sagres, 1997. p. C-10-C21.

CRUZ, Olga. Alguns conhecimentos básicos para a fotointerpretação. In **Aerofotogeografia**, (25), São Paulo, IGEOG/USP, 1981.

DAVIS, W. M. The drainage of cuestas. **Proceedings of the Geologists Association**. Volume 16, N. 2, 1899, P. 75–93.

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

DE MARTONNE, E. 1940. Problemes morphologiques du Bresil tropical atlantique. *Annales de Geographie*, 49:1-27 e 106-129. Trad. **Revista Brasileira de Geografia**, 5:523-550, 6:155-178,1943/1944.

DELLA SETA, M. DEL MONTE, M. FREDI, P. e PALMIERI, E. L. Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy. **Géomorphologie : relief, processus, environnement**, 2004, n° 4, p. 267-284. 2004.

DEMANGEOT, J. (1961): Pseudo-cuestas de la zone intertropicale, **Bull. Ass. Géogr. Fr.**, n. 296-297, 1961, p. 2-16.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. In: DEMEK, J (Ed.) **Progress made in geomorphology mapping**. Brno, IGU Commission on Applied Geomorphology, 1967, p. 36-72.

DEMEK, J. e EMBLETON, C. **Guide to medium-scale geomorphological mapping**. - Schweizerbart, Stuttgart, 348 pp. 1978

DENIS, P. **Amérique Du Sud**. Paris: Armand Colin, tome XV, 1927. 210p. (Géographie Universelle).

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO (DAEE). 1982. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo – Folha Bauru**. São Paulo/SP, DAEE, mapa geológico, escala 1:250.000.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO (DAEE). 1982. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo – Folha Piracicaba**. São Paulo/SP, DAEE, mapa geológico, escala 1:250.000.

DERRUAU, M. **Geomorfologia**. Ed. Omega Barcelona, 1970.

DIAS FERREIRA, R. P. **Geomorfologia da região da Serra do Limoeiro, SP**. São Paulo, 1978. Dissertação (Mestrado em Geografia (Geografia Física)) - Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

DIAS FERREIRA, R. P. **Solos e Morfogênese em São Pedro**. São Paulo, 1997. Tese (Doutorado em Ciências). Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

DIAS FERREIRA, R. P. COUTARD, J. P.; PELLERIN, J. Q.; QUEIROZ NETO, J. P. Carta Geomorfológica de São Pedro, SP (1:50.000) - Memorial Explicativo. **Sedimentologia e Pedologia**, IGEOG - USP, V. 12, 1978.

DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Mapa Geológico - Folha Piracicaba**. Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná. Escala 1:100.000. 1984.

DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of Geological Society**, 143:335-42. 1986.

DOORNKAMP, J. C. & KING, C. A. M. The measurement and organization of slope data. In: **Numerical analysis in geomorphology**. London. E. Arnold ed. 1971.

DULLER, G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. **Jour. Quat. Sci.**, 19:183-192.

DU TOIT, A. L. e REED, F. R. C. **A Geological Comparison of South America with South Africa**, Carnegie Institution of Washington, Washington, USA. 1927.

EMBLETON, C. Neotectonic and morphotectonic research. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v.63, p. 1-7, 1987.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2000. 2v. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Relação Declividade/Extensão de Curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais da bacia hidrográfica do Rio do Peixe, SP. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE**, 6, São Pedro, 1999. Boletim de resumos... Rio Claro, SBG-SP/RJ/ES/UNESP, p.93, 1999.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C.; MORALES, N. Análise fluviomorfométrica do rio Corumbataí (SP) - Implicações tectônicas vinculadas à migração de nickpoint. **Revista Geociências - UnG**, v. 10, p. 74-94, 2011.

FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da depressão periférica paulista, cuesta basáltica e planalto interior. Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba-SP.** Rio Claro, 2000. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho.

FOSSSEN, H. **Geologia Estrutural.** Oficina de Textos, Brasil. 2012.

FREITAS, R. O. 1955. Sedimentação, Estratigrafia e Tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). Geologia, FFCL/USP, **Boletim 194**, n. 14, p. 185.

FÚLFARO, V. J.; ANGELI, N.; BARCELOS, J. H. Os depósitos de cascalhos na bacia hidrográfica do alto Paraná. In: **Simpósio Regional de Geologia.** SBG, n. 11, p. 267-273, 1983.

FULFARO, V. J. BARCELOS, J. H. Movimentações verticais e evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. In: **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 1, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos... Rio de Janeiro. SBG, 1989, p. 109-110.

FULFARO, V. J.; LANDIM, P. M. B.; ELLERT, N. A tectônica das serras de Santana e São Pedro. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 21, Curitiba, 1967. Anais. Curitiba: SBG, 1967. P. 198-205.

FULFARO, V. J. e PERINOTTO J. A. J. A Bacia Bauru: Estado da Arte. In: **Simp. Cretáceo do Brasil**, 4, Águas de São Pedro, SP. Boletim..., 297-303. 1996.

FULFARO, V. J. e SUGUIO, K., 1974 - O Cenozôico paulista: gênese e idade. In: **congresso brasileiro de geologia**, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v.3, 91-101.

FURQUIM, S. A. C. **Compartimentação Morfopedológica do Setor Centro-Norte do Interflúvio entre os Ribeirões Samambaia e Araquá, São**

Pedro, SP. São Paulo, 1997. Trabalho de Graduação Individual. Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

FURQUIM, S. A. C. **Interações entre modelado e solo no transecto espriado, São Pedro, SP.** 2002. Dissertação (Mestrado em Geografia (Geografia Física)) - Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

GARCIA, G. J.; MARCHETTI, D. A. B. Fotointerpretação comparativa de fotografias pancromáticas, coloridas e infravermelhas coloridas através de vegetação. **Científica**, Botucatu, SP, v. 2, n. 2, p. 115-121, 1977.

GESICKI, A. L. D. **Evolução Diagenética das formações Pirambóia e Botucatu (sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo.** 2007. 175p. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of the Henry Mountains.** Washington DC, United States Geological and Geographical Survey, Rocky Mountain Region, vol. 170. 1877.

GODOY, D. F.; HACKSPACHER, P. C.; GUEDES, S.; HADLER NETO, J. C. Reconhecimento da tectônica mesozóica-cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no Domo de Pitanga (Sudoeste de Rio Claro, SP). **Geociências**, 25(1): 151-164. 2006.

GROHMANN, C. H. & RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. **Geologia USP, Série Científica.** 12:129-150. 2012.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Inácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UNG - Geociências**, v. 5, nº 1, p. 75-102, 2006.

GUTIERREZ, M.; SANCHO, C.; ARAUZO, T. Scarp retreat rates in semi-arid environments from talus flatirons (Ebro Basin-Ne Spain). **Geomorphology**, 25, 111-121, 1998.

GUTMANS, M. Tectônica da Bacia do Paraná. **Engenharia, Mineração e Metalurgia**. V. XIV, N. 80, p. 47-50, 1949.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journ. Research of the U.S. Geol. Survey**, v.1, n.4, p.421-429, 1973.

HANCOCK, P. L. WILLIAMS, G. D. Neotectonics. **Journal of the Geological Society**, London, 143:325-326, 1986.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M.; Hack, J.T (eds.) **Tectonic Geomorphology: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.**, 1985. Boston: Unwin, 1989. p. 76-104.

HASUI, Y. Neotectônica c aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, **I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no SE do Brasil.**, Belo Horizonte, Anais, 11:1-31. 1990.

HERZ, S. M. S. G. **Identificação de testemunhos da superfície neogênica na área da Bacia do Rio Piracicaba (SP) através de imagens de satélite Landsat.** São Paulo, 1980. 146 f. Dissertação (Mestrado em Geografia (Geografia

Física)) - Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

HILL, R. T. Descriptive topographic terms of Spanish America. **National Geographic**, 7, 291–302, 1896.

HILLEY, G. E., ARROWSMITH, J R., AMOROSO, L. Interaction between normal faults and fractures and fault scarp morphology. **Geophysical Research Letters**, 28, 3777–3780, 2001. doi:10.1029/2001GL012876

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. São Paulo: **Revista Brasileira de Geociências**, 31(3): 375-384. 2001.

HOWARD, A.D., 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: a summation: **The Amer. Assoc. of Petr. Geol.**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259.

IAC – INSTITUTO AGRONÔMICO DE CAMPINAS. **Carta pedológica semi-detalhada do Estado de São Paulo – Folha São Carlos**. São Paulo, IA – Instituto Agrônomo / IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico. Escala 1:100.000. 1981.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geologia**. Manuais técnicos em geociências, nº6. Rio de Janeiro, IBGE, 306p. 1998.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Divisão de Minas e Geologia Aplicada. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. Monografias, São Paulo, IPT, 6 (1):1-94, 1981.

JAMES, P. E. **Latin America**. The Odissey Press, New York. 1942.

JAMES, P. E. A configuração da superfície do sudeste do Brasil. **Boletim Geográfico** (C. N. G.), ano IV, n.45, Dezembro de 1946, pp. 1105-1121. Rio de Janeiro.

KELLER, E. A. e PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes**; Prentice Hall, New Jersey. 1996.

KING, L. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, 18(2):147-263. 1956.

KOHLBECK, F. E. & SCHEIDEGGER, A. E. On the Theory of the Evaluation of Joint Orientation. **Rock Mechanics** n.9, 9-25. 1977.

KOHLER, H. C. A Escala na Análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.21-23, 2001.

LADEIRA, F.S.B. **Paleossolos silicificados na Serra de Itaqueri-Itirapina/SP: subsídios para a reconstituição paleoambiental**. São Paulo, 2001. 362 p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

LADEIRA, F.S.B. e SANTOS, M. Ferricrete terciária falhada na Serra de São Pedro (SP): indicação de movimentação neotectônica. **Geociências**, v. 15, n. 2, p. 445-453, 1996.

LATTMAN, L. H. e MATZKE, R. H. Geological significance of fracture traces. **Photogrammetric Engineering** 27(5): 635-638. 1961.

LARUE, J. P. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). **Geomorphology**, 93, p. 343–367, 2008.

LEDRU, M.P. 1993. Late quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Resource**. v.39, p.90-98.

LEDRU, M.P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIES, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. 1996. The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.123, p.239-257.

LEEDER, M. R.; ALEXANDER, J. 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. **Sedimentology**, 34:217-226.

LIMA, M.R.; MEZZALIRA, S.; DINO, R.; SAAD, A.R. 1986. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do estado de São Paulo. **Revista do Instituto de Geociências**, 7(1/2):5-9.

LICHTE, M. Stonelines as a definite cyclic feature in southeast Brazil: a geomorphological and pedological case study. **Pedologie**, xL-1,101-109. 1990.

LOCZY, L., LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPQ, 1980. 528p.

LUCCHITTA, I., 1975. Application of ERTS images and image processing to regional geologic problems and geologic mapping in northern Arizona: **IV B. The Shivwits Plateau. Natl. Aeronautics Space Adm. Tech. Rep.** 32-1597, 41-72.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arq. Biologia Técnica**, Curitiba, v. 2, p. 66-154, 1947.

MARQUES NETO, R. e PEREZ FILHO, A. Datação absoluta por luminescência opticamente estimulada (LOE) de depósitos fluviais da planície aluvial do Rio Verde, Sul de Minas Gerais: discussão preliminar. **In:** IX Simpósio Nacional de

Geomorfologia, 2012, Rio de Janeiro. Anais do IX Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2012.

MAYLE, F. E.; BURN, M. J.; POWER, M.; URREGO, D. H. Vegetation and fire at the Last Glacial Maximum in tropical South America. **In:** VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRY, M. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Springer, 2009, p. 89-112.

Mc'CLAY, K. e BONORA, M. Analog models of restraining stepovers in strike - slip fault systems. **AAPG Bulletin**, 85, 2, 233 - 260. 2001.

McKEOWN, F.A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. Denver: **U.S. Geol. Survey Bull.** 1807, 1988, 39p.

MELO, Mário Sérgio de; COIMBRA, Armando Márcia; CUCHIERATO, Gláucia. Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, neoceno-zóico da Depressão Periférica Paulista. **Rev. Inst. Geol.**, São Paulo, v. 18, n. 1-2, dic. 1997.

MELO, M. S. de; COIMBRA, A. M; CUCHIERATO, G. Genesis of Quaternary colluvial eluvial sedimentary covers in southeastern Brazil. [Genèse de couvertures sédimentaires colluvio-éluviales quaternaires au sud-est du Brésil]. **In: Quaternaire** - Volume 12 - Numéro 3 - 2001. pp. 179-188.

MENDES, J.C. & FULFARO, V.J. - 1968 - Nova interpretação da tectônica moderna da bacia do Paraná. **Ciência e Cultura**, São Paulo, 20(2):155.

MEZZALIRA, S. Descrição geológica e geográfica das folhas de Piracicaba e São Carlos, SP. São Paulo, **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, 43, 2 folhas geológicas. 1965.

MICCADEI, E. e PIACENTINI, T. Two tectonic geomorphology studies on landscape and drainage network of chain and piedmont areas of the Abruzzi region (Central Apennines, Italy). In: **New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence**, Uri Schattner Editor. pp. 173-214. INTECH, Rijeka, Croatia. 2011.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre , 1997.

MILANI, E.J & RAMOS, V. Orogenias paleozóicas no domínio ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. 28 (4): 473-484p. 1998.

MORAES REGO, L. F. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. São Paulo: **IAG**, 1932. 43 p.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, 2005. 201p. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

NANSON, G. C. A regional trend to meander migration. **Journal of Geology**, 88 (1):100-108. 1980. DOI:10.1086/628477.

NASCIMENTO, P. S. de R.; CORSI, A. C. e GARCIA, G. J. Análise dos lineamentos da rede de drenagem da sub-bacia do baixo Piracicaba no Estado de São Paulo. In: **VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, Boletim de Resumos...** SBG, 2003, pg. 105.

OBRUCHEV, V.A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. **Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol.**, 5: 13-24. 1948.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, D. de. **Estudo da origem dos materiais dos solos da cobertura arenosa do glacis de São Pedro, em São Pedro-SP**. São Paulo, 1992. Trabalho de Graduação Individual. Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

OLIVEIRA, D. de. **Estudo macro e micromorfológico de uma topossequência na bacia do Córrego do Retiro em São Pedro-SP**. São Paulo, 1997. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.

OLIVEIRA, J. B.; PRADO, H. **Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo**: Quadrícula de São Carlos. Memorial Descritivo. Boletim Técnico, 98, Instituto Agrônomo, 1984.

OLIVEIRA, J. B.; PRADO, H. **Carta pedológica semi-detalhada do Estado de São Paulo – Folha Piracicaba**. São Paulo, IA – Instituto Agrônomo / IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico. Escala 1:100.000. 1989.

OPPENHEIM, V. E MALAMPHY, M.C. **Notas sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada**. Rio de Janeiro, SFPM, 12p, 1936 (Avulso 7).

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of American Bulletin**, v. 96, p. 504-15, 1985.

PANIZZA, M. e CASTALDINI, D. Scheme of morpho-neotectonic analysis for applied studies. **Prog. Working Group Int. Geog. Un., Morphotectonics-Geomorphological Survey and Mapping**, Czechoslovakia, Sepr. 1985.

PANIZZA, M. e CASTALDINI, D. Neotectonic research in applied geomorphologic studies. **Zeitschrift fur Geomorphologie**. Suppl.-Bd. 63, 173–211, 1987.

PANIZZA, M. e PIACENTE, S. Convergenza geomorfologica di morfosculture eterogenetiche, Messa a punto per ricerche di Neotettonica. - Quad. Gr. St. Pad. 3: 39-43. (1978): **Rapporti fra geomorfologia e neotettonica. Messa a punto concettuale**. - Geogr. Fis. Dinam. Quat. 1: 138-140, 1976.

PAULIPETRO. **Geologia do bloco 46 - Folha Botucatu**. Escala 1:100.000. 1980.

PAVLIDES, S. B. Looking for a definition of neotectonics, **Terra Nova**, V.1, 3, pp. 233-235, 1989.

PENTEADO, M. M. Implicações tectônicas na gênese das cuevas da bacia de Rio Claro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, 8(15):19-41. 1968.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista**. Serie teses e monografias, nº 22, 1976. IGEOG/USP, SP, 86p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro. Editora IBGE, 1983. 186p.

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., BOULET, R., VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation in southeastern Brazil as deduced from fossil

charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International** 114 (1), 35–43. 2004.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, D. J. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, 102, p. 554–566, 2008.

PINHEIRO, M. R. **Fotopedologia da região do Pau D'Alho – Piracicaba/SP. A fotointerpretação como um instrumento no mapeamento de solos**. São Paulo, 2003. 100f. Trabalho de Graduação Individual. Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

PINHEIRO, M. R. **Técnicas cartográficas e aerofotogramétricas no estudo da erosão: alta bacia do Ribeirão Araquá - São Pedro e Charqueada / SP**. São Paulo, 2009. 186f. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Ciências). Programa de Pós-Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

PINHEIRO, M. R. Relações entre a hierarquia da rede de drenagem e os lineamentos estruturais: uma proposta de interpretação cronológica das estruturas tectônicas da região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba / SP. In: **XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII international Symposium on Tectonics**, 2013, Chapada dos Guimarães. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII international Symposium on Tectonics, 2013a.

PINHEIRO, M. R. Análise do azimute de canais de drenagem para a identificação de possíveis falhas transcorrentes na região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba / SP. In: **XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII international Symposium on Tectonics**, 2013, Chapada dos Guimarães. Anais

do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII international Symposium on Tectonics, 2013b.

PIRES NETO, A. G. **Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá e Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica.** Relatório de Pós-Doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 70p. 1996.

PONÇANO, W. L., STEIN, D. P., ALMEIDA, F. F. M., ALMEIDA, M. A., MELO, M. S. 1982. A Formação Itaquerí e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 32, Salvador, Anais, 4:1339-1350.

QUEIROZ NETO, J. P. de. JOURNAUX, A. (Coords.). Carta geomorfológica de São Pedro, SP. USP, IGEOG, **Sedimentologia e Pedologia** 12-33 p., Mapa na Escala 1:50.000. 1978.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, 258: 975-979.

REZENDE FILHO, A. T. ; FERREIRA, R. P. D. ; CASTRO, S. S. ; FURIAN, S. Estudo Micromorfológico de um Terraço do Rio Piracicaba/SP. In: **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia - II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008**, Belo Horizonte, MG. Dinâmica e Diversidade de Paisagens, 2008. v. v.1.

RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J.C.; TELLO, S.C.A; IUNES, P.J.; FRANCO, A.O.B.; GODOY, D.F. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic with Paraná Basin. **Radiation Measurements**, 39: 669-673. 2005.

RIBOLINI, A., SPAGNOLO, M. Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French Italian Alps). **Geomorphology**, 98, 253-266. 2008.

RICCI, M.; PETRI, S. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. São Paulo, Editora Nacional, 1965.

RICCOMINI, C. **Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas**. Tese de Livre-Docência USP/São Paulo (mimeo), 100 p. 1995.

RICCOMINI, C. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, 18 (1/2): 41-48. 1997.

RICCOMINI, C.; MANCINI, F. ; HASEBE, F. K. ; RIDENTE JR., J. L.; SANT'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. Evidências de neotectonismo no Vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná.. In: **II Simpósio de Geologia do Sudeste**, 1991, São Paulo. Atas do 2. Simp. Geol. Sudeste, 1991. p. 27-28.

RIEDEL, W. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspalten. **Zentralblatt für Mineralogie**, 1919:354-368. 1929.

ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, SP: FFLCH/USP e IPT/FAPESP, 1997. Mapas e Relatório.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTHUR, P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 30, pp. 639-648, Dez. 2000.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**. Diamantina, v.1, n.1, p.1-5, 1993.

SAIA, S. E. et al. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. **Quaternary International**, v. 184, p. 195-201, 2008.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Rio Claro, 1998. 214f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Rio Claro.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUY, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(4):469-478, Dezembro de 2004.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; BERNARDI, J. V. E.; BORGES, M. da S. Mapeamento do contorno estrutural do embasamento da Bacia Sedimentar de Curitiba - PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, N. 45, p. 133-148, 1997.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: E. Bücher, 1994.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; SANTOS, J. & BARRETO, A.M.F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, 37:402-413, 2007.

SALVINI F. **Daisy 3, the Structural Data Integrated Analyzer**. Free distribution by e-mailing to daisy@uniroma3.it. Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di "Roma Tre", Roma. 2002.

SANTORO, J.; MASSOLI, M. Mapa de contorno estrutural do topo do basalto subjacente ao Grupo Bauru no estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**. São Paulo. v.6 n.1/2: 39-44. Dezembro de 1985.

SANTOS, M. LADEIRA, F. S. B. Tectonismo em perfis de alteração na serra da Itaqueri (SP): análise através de indicadores cinemáticos de falhas. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 135-149, 2006.

SCHERER, C.M.S. 1998. **Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 230p.

SCHMIDT, K. H. Eine neue Methode zur Ermittlung Von Stufenrückwanderungsrate, dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufen, Colorado Plateau, USA. **Z. Geomorphol.** 24, 180–191. 1980.

SCHMIDT, K.-H. Rates of scarp retreat: A means of dating Neotectonic activity. **Lecture Notes in Earth Sciences**. Volume 15, p.445-462, 1988.

SCHMIDT, K.-H. The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, 14, 93-105. 1989.

SCHMIDT, K.-H. Talus and pediment flatirons: indicators of climatic change on scarp slopes on the Colorado Plateau, USA. **Z. Geomorphol. Suppl.** Bd 103, 135-158. 1996.

SCHEIDEGGER, A. E. La connexion de algunos rasgos geológicos y geomorfológicos con la tectónica. **Geologia Colombiana**, 12, 33-56, 1981.

SCHEIDEGGER, A. E. The significance of surface joints. **Geophysical Surveys**, 70, P. 259-271. 1985.

SCHEIDEGGER, A. E. Neotectonic joints: discussion. Bulletin of Geological Society of America. Boulder, Co. v.103, p.432. 1991.

SCHEIDEGGER, A. E. Joints as neotectonics plate signatures. *Tectonophysics*. Amsterdam, v.219, p.235-239. 1993.

SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 28**, 1974. Porto Alegre. Anais... Porto Alegre. SBG: V.1, p.1-45.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York, John Wiley & Sons, 338 p. 1977.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v.92, p.335-367, 1983.

SETZER, J. **Atlas climático e ecológico do Estado de São Paulo**. Comissão interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 1966. 61p.

SETZER, J. Água subterrânea no cristalino paulista. **Revista Brasileira de Geografia**, n.3, p. 187-204, Julho a Setembro de 1966.

SILVA, A. da. Bacia de São Paulo: contorno estrutural integrando dados de poços e de superfície. In: **XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia** (39: 1996: Salvador). Anais... Salvador: SBG, V.6, 1996. p. 307-310.

SIMON, A. L. H., et al. Análise da morfologia original nos estudos sobre a evolução do relevo antropogênico. In: **VI Seminário Latino Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero Americano de Geografia Física**, 2010, Coimbra. Sustentabilidade da "Gaia", ambiente, ordenamento e desenvolvimento. Coimbra : Universidade de Coimbra, 2010. v. 1. p. 1-10.

SIQUEIRA, L. F. da S. de. **Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP**. São Paulo, 2011. 62f. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em

Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

SOARES, P. C. Nota sobre a tectônica moderna na depressão periférica paulista. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v.13, n.25, p.75-81. 1973(a).

SOARES, P.C. **O Mesozóico Gondwânico no Estado de São Paulo**. Rio Claro, 1973(b). 153 p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71–104, Dez. 1976.

SOARES, P.C. e LANDIM, P.M.B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. **An. Acad. Brás. CL**, 48(suplemento):313-324.

SOUSA, M. O. L. **Caracterização estrutural do Domo de Pitanga**. Rio Claro, 1997. 116f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista - Campus Rio Claro.

SOUSA, M. O. L. **Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia- Centro do Estado de São Paulo**. 2002. 116 f. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro, 2002.

SOUSA, M. O. L.; MORALES, N. Evolução tectônica do Alto Estrutural de Pitanga - SP. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos; Simpósio Internacional de Tectônica, 7.**, 1999. Lençóis - BA. Anais... Lençóis: SBG, 1999, p. 40-42.

SOUSA, M. O. L.; MORALES, N. Feições neotectônicas presentes na região dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, centro do estado de São Paulo. In: **Simpósio de Geologia Do Sudeste**, 8., São Pedro – SP, 2003. Boletim de Resumos... São Pedro: SBG, 2003, p. 90-90.

STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: Geomorfogênese, Sedimentação e Evolução Quaternária do seu Curso Superior (região de Porto Rico-PR)**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/ USP. São Paulo-SP. 1993.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73-85, 2000.

STEWART, I.S.; HANCOCK, P.L. What is a fault scarp? **Episodes**, v. 13, n. 4, p. 255-263, Dezembro de 1990.

STORANI, D. L. e PEREZ FILHO, A. Relações relevo-solos na planície de inundação do rio Mogi Guaçu, SP. **Revista Geonorte**, Edição Especial, V.2, N.4, p.1721–1728, 2012.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. New Haven: Transactions: **American Geophysical Union**, v.38. p. 913-920. 1957.

SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geography**. London, v.11, n.3, p.384-397, 1987.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Longman Group. Ltd., 537 p. 1991.

TELLO SÁENZ, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.O.; RIBEIRO, L.F.B; PAULO, S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission track analysis in

Precambrian areas of Southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. **Journal of South America Earth Science**, 15: 765-774. 2003.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusión hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, 38(8): 747-750.

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P. & ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia de petróleo. In: **Revista Brasileira de Geociências**, volume 38 (2 - suplemento), 2008. Rio de Janeiro.

TRICART, J. O relevo de Cuestas In: **Boletim Geográfico**, IBGE, ano VII, nº 80, p.885-896. 1949.

TRICART, J. **Principes et méthodes de l geomorphologie**. Paris:Masson Ed., 1965, 201p.

TRIFONOV, V. G. An overview of neotectonic studies. **International Geology Review**. Columbia, v.31, n.3, p.111-161, 1989.

USGS - UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Disponível em: <<http://www.usgs.gov/>>. Acesso em: 2013.

VIEIRA, P. C. Hipótese sobre a origem da Depressão Periférica Paulista. **Revista do Instituto Geológico**, vol.3, no.2, p.61-67, 1982.

VITA-FINZI, C. **Recent earth movements: an introduction to neotectonics**. Academic Press, 226 pp. 1986.

VITTE, Antonio Carlos. A Construção da Geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Vol. 12, Fac. 3, pp. 91-108. 2011.

YAIR, A., GERSON, R., 1974. Mode and rate of escarpment retreat in an extremely arid environment Sharm el Sheikh, southern Sinai Peninsula. **Z. Geomorphol.** 21, 106–121.

YOUNG, R.A., 1985. Geomorphic evolution of the Colorado Plateau margin in West-Central Arizona: a tectonic model to distinguish between the causes of rapid, symmetrical scarp retreat and scarp dissection. In: Morisawa, M., Hack, J.T. _Eds., **Tectonic Geomorphology**. Allen and Unwin, Boston, pp. 261–278.

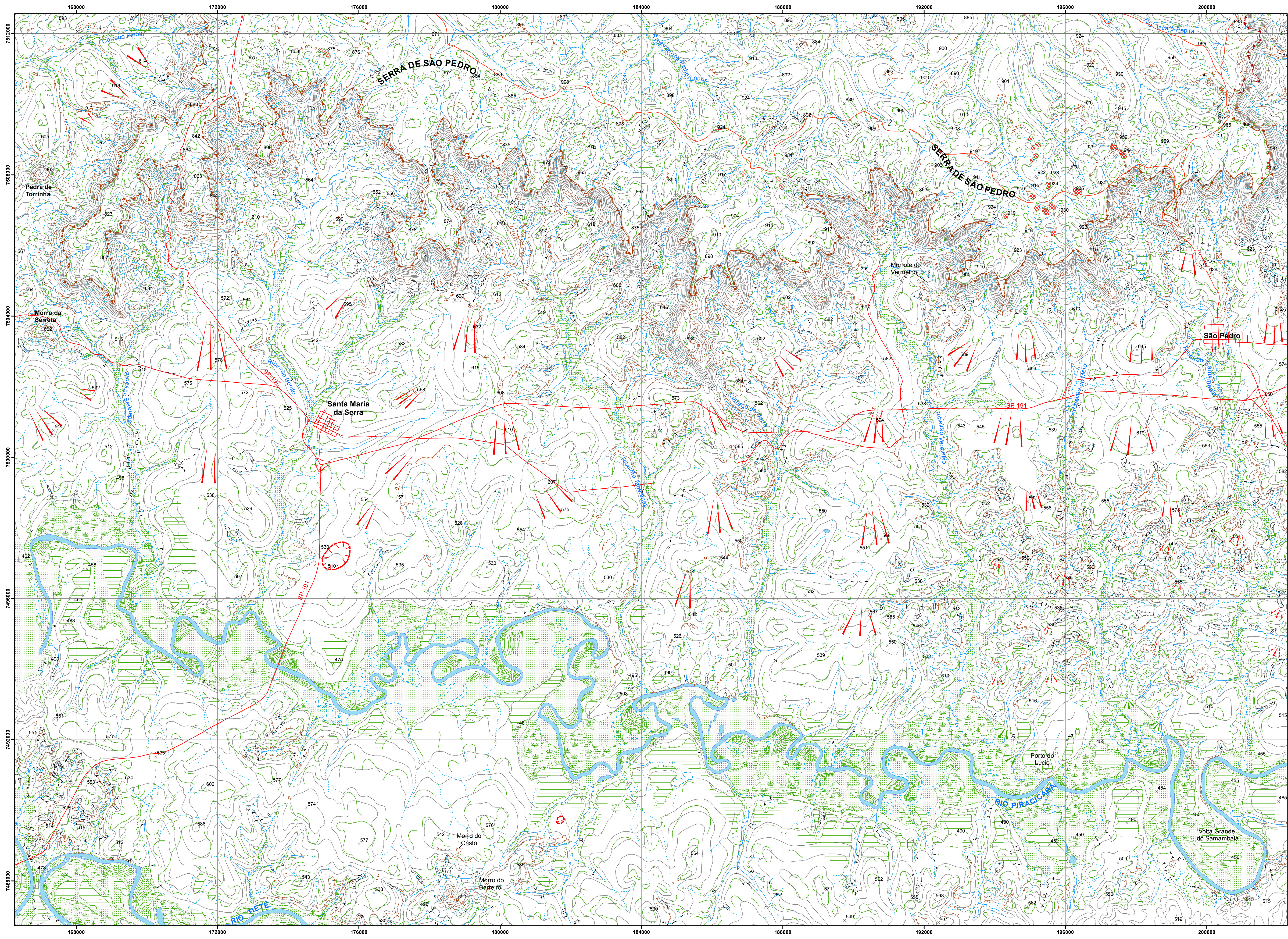
WASHBURNE, C.W. Petroleum geology of the State of São Paulo - Brasil. **Boletim Comissão Geográfica e Geológica**, n.22, São Paulo, 282p.

WEGENER, A. **Die Entstehung der Kontinente und Ozeane**. Vol. 23. p94. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig. 1915.

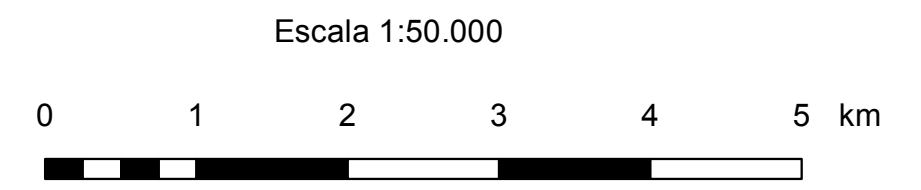
WHIPP, D.M.J., EHLERS, T.A., BLYTHE, A.E., HUNTINGTON, K.W., HODGES, K.V., BURBANK, D.W. Plio-Quaternary exhumation history of the central Himalaya: 2. Thermokinematic model of the thermochronometer exhumation. **Tectonics** 26, TC3003, 2007. doi:10.1029/2006TC001991.

ANEXO 1

ANEXO 1: MAPA MORFOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA DE SÃO PEDRO E BAIXO PIRACICABA



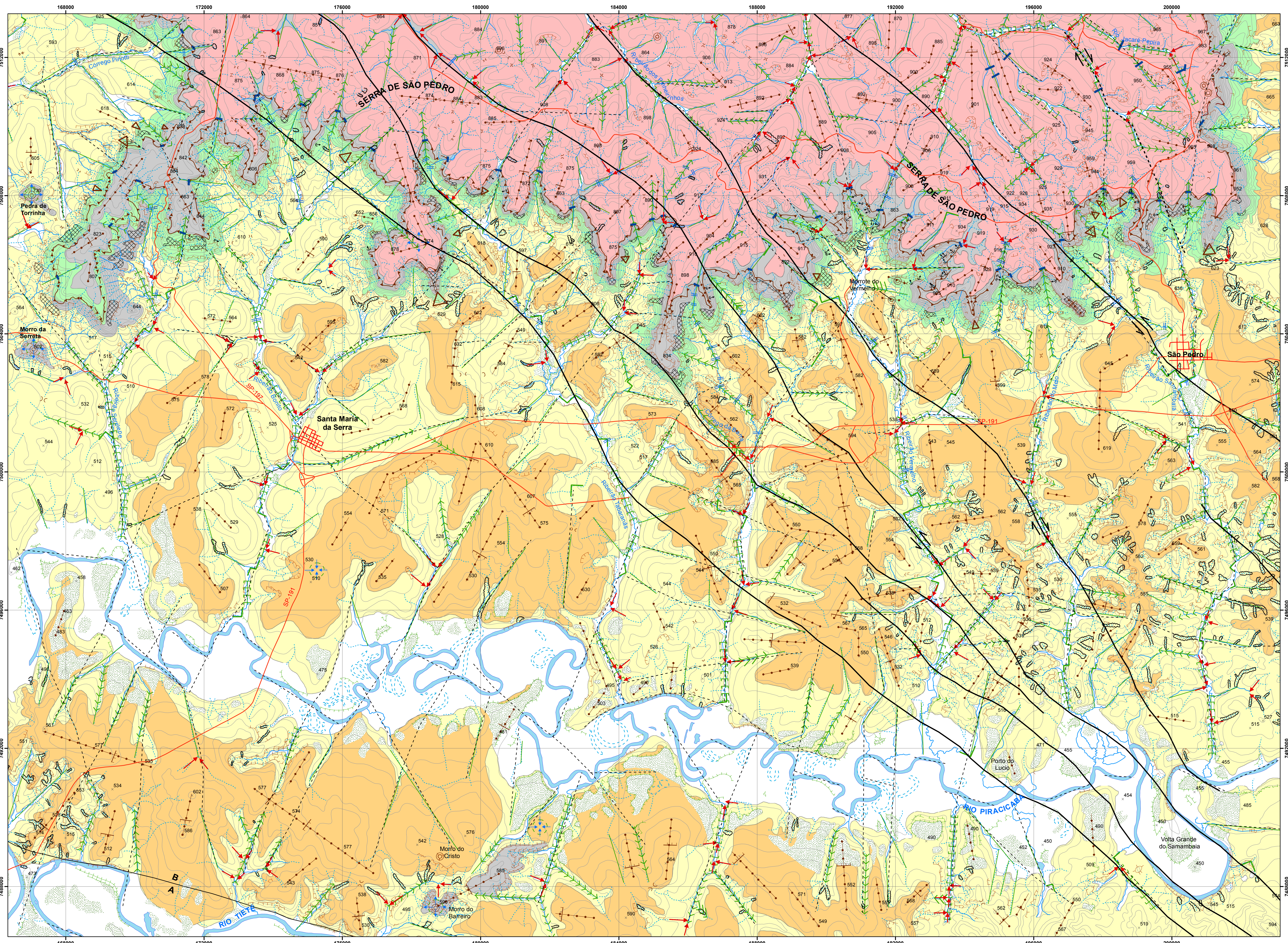
LEGENDA	
HIDROGRAFIA	
	Curso D' Água Perene
	Curso D' Água Temporário
	Lagos e Represamentos
	Meandros ou Seguimentos de Canais Abandonados
FORMAS ESTRUTURAIS	
	Cornija
	Crista
	Escarpa
	Colo
FORMAS LIGADAS À AÇÃO FLUVIAL	
	Ruptura Convexa
	Ruptura Côncava
	Planície Fluvial
	Terraço
	Borda de Terraço
	Backswamps e Várzeas Orgânicas
	Vale em Berço
	Vale em V
	Cone Torrencial
	Cone Arenoso Recente
	Diques Marginais e Cordões Arenosos
FORMAS LIGADAS À DISSOLUÇÃO	
	Depressão Fechada
FORMAS EROSIVAS E PROCESSOS DE VERTENTE	
	Ravina
	Voçoroca
	Cicatriz de Escorregamento
FORMAS POLIGÊNICAS	
	Afloramento de Couraça
	Glacis Preservado
	Glacis Dissecado
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS	
	Ponto Cotado
	Curva de Nível
	Sistema Viário



Projeção UTM - Universal Transversa de Mercator
 Datum Horizontal: SAD 69
 Datum Vertical: Imbituba/SC
 Meridiano Central 45°. Fuso central 23.
 Equidistância das Curvas de Nível: 20 m

Base Cartográfica: Folhas Topográficas do IBGE: Santa Maria da Serra, Brotas, São Pedro e Itirapina. Escala 1:50.000.
 Levantamento Aerofotogramétrico de SP, 1962, escala 1:25.000.
 Elaboração: PINHEIRO, 2012.

ANEXO 2



LEGENDA

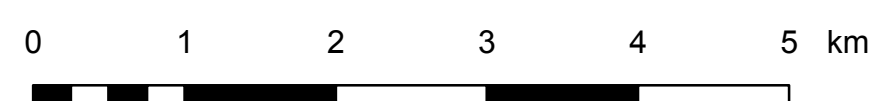
- Rede de Drenagem**
- Curso D' Água Perene
 - Curso D' Água Temporário
 - Lagos e Represamentos
- Controle Tectônico da Rede de Drenagem**
- Meandros Abandonados
 - Knickpoint
 - Queda D' Água
 - Drenagem Retilínea
 - Cotovelo no Canal Fluvial
 - Cotovelo Duplo no Canal Fluvial
 - Confluência em 90°
 - Confluência Discordante
 - Terraço Fluvial
 - Vale em "V" Retilíneo
 - Vale em "V" Assimétrico
 - Vale de Fundo Plano Retilíneo
 - Drenagem Centrípeta
 - Drenagem Radial
- Controle Tectônico do Relevo**
- Escarpa
 - Faceta Triangular ou Trapezoidal
 - Quebra na Vertente
 - Topo Retilíneo
 - Topo Retilíneo com Descontinuidade Altimétrica
 - Colo
 - Relevo Isolado
 - Patamar Estrutural
 - Vôçoroca
 - Cicatriz de Escorregamento
- Estruturas Tectônicas**
- Fratura
 - Falha Normal
 - Falha Transcorrente Inferida
 - Lineamento Santa Maria - Cabreúva
- Convenções Cartográficas**
- Curva de Nível
 - Ponto Cotado
 - Sistema Viário

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

- Depósitos Quaternários**
- Depósitos fluviais arenosos, areno-argilosos e com seixos.
- Depósitos Neocenozóicos: Pleistoc. Tardio**
- Depósitos coluviais arenosos com linhas de pedra de quartzo, quartzito e couraças ferruginosas.
- Formação Itaqueri**
- Arenitos finos a grosseiros, silicificados e/ou ferruginizados, folhosos e lentes conglomeráticas de seixos de basalto, quartzo, quartzito, calcidônia, pegmatito, filito e sillex.
- Grupo São Bento: Triássico - Cretáceo**
- Formação Serra Geral: derrames de basalto, diques de diabásio e arenitos finos inter-trap.
 - Formação Botucatu: Arenitos eólicos finos a médios com estruturas cruzadas de grande porte.
 - Formação Pirambóia: Arenitos eólicos e fluviais finos a médios com matriz silício argilosa, estratificação cruzada de médio a grande porte e lentes silício-argilosas plano paralelas.



Escala 1:50.000



Projeção UTM - Universal Transversa de Mercator

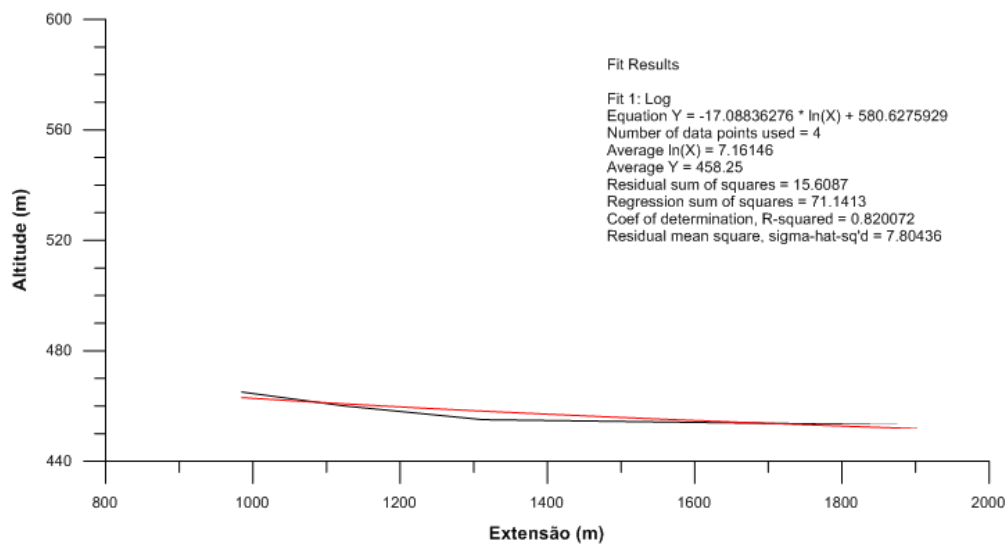
Datum Horizontal: SAD 69
Datum Vertical: Imbituba/SC
Meridiano Central 45°. Fuso central 23.
Equidistância das Curvas de Nível: 20 m

Fonte: Folhas Topográficas do IBGE: Santa Maria da Serra, Brotas, São Pedro e Itirapina. Escala 1:50.000. Levantamento Aerofotogramétrico de SP, 1962, escala 1:25.000.
Elaboração: PINHEIRO, 2013.

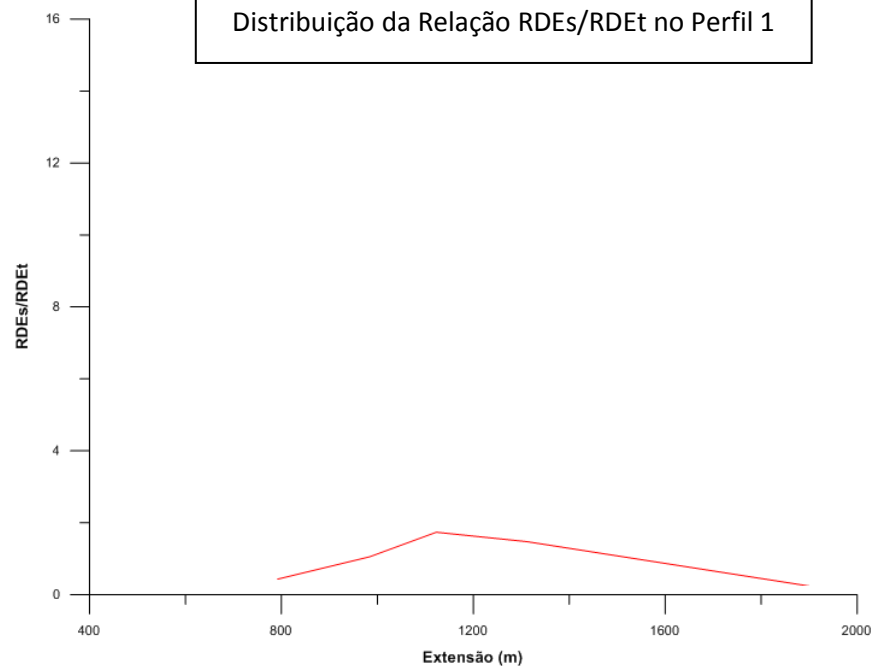
ANEXO 3

ANEXO 3: Perfis Longitudinais dos Rios e Relação RDEs/RDEt

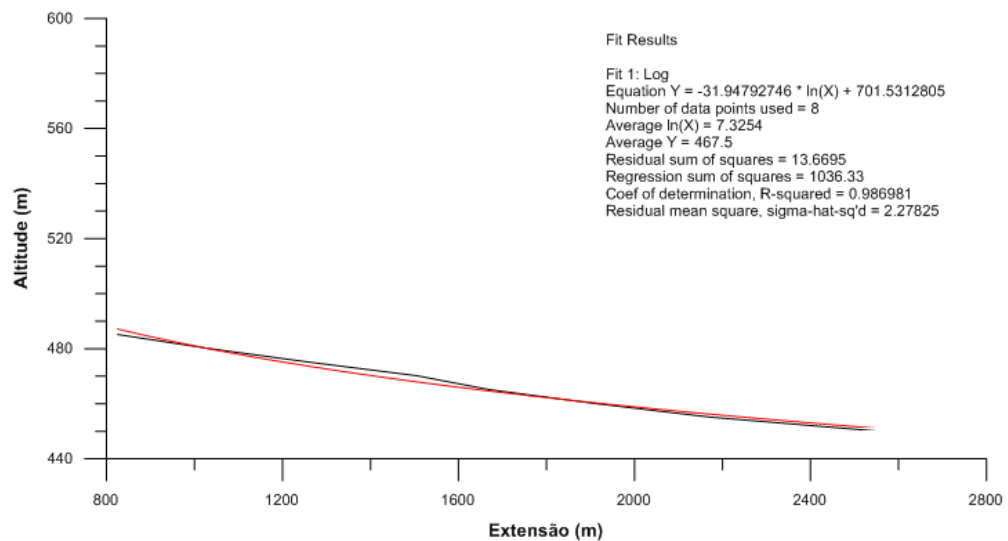
Perfil Longitudinal 1 e a Curva de Melhor Ajuste



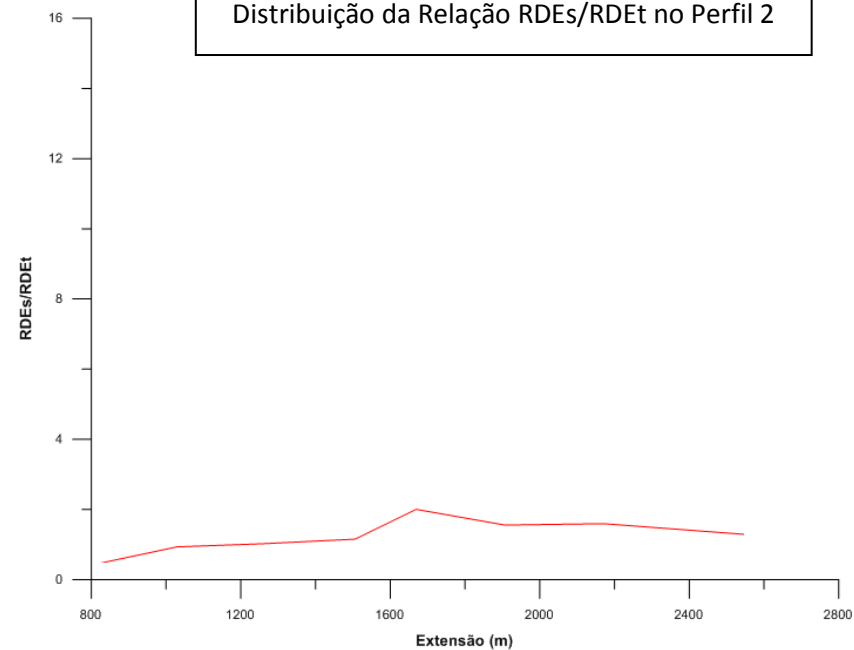
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 1



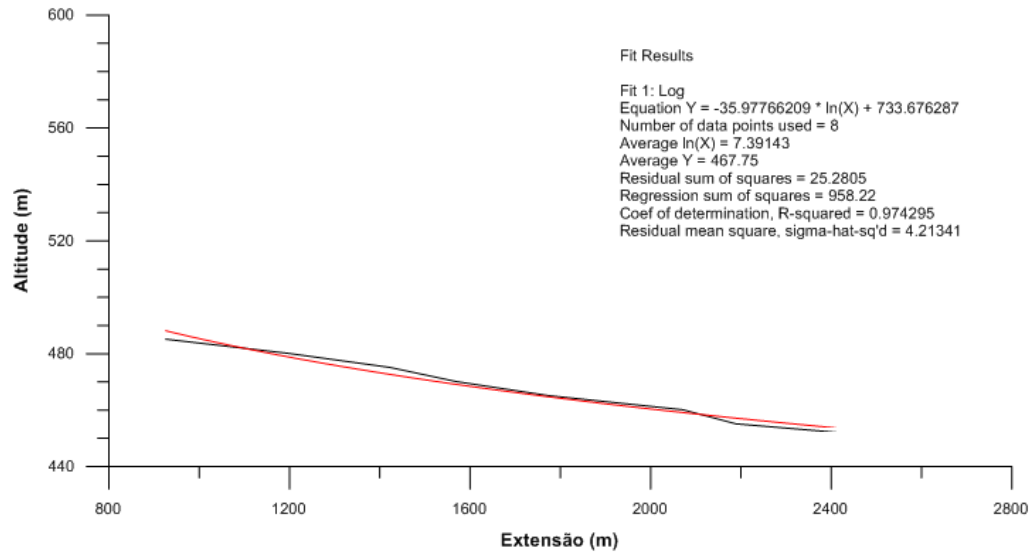
Perfil Longitudinal 2 e a Curva de Melhor Ajuste



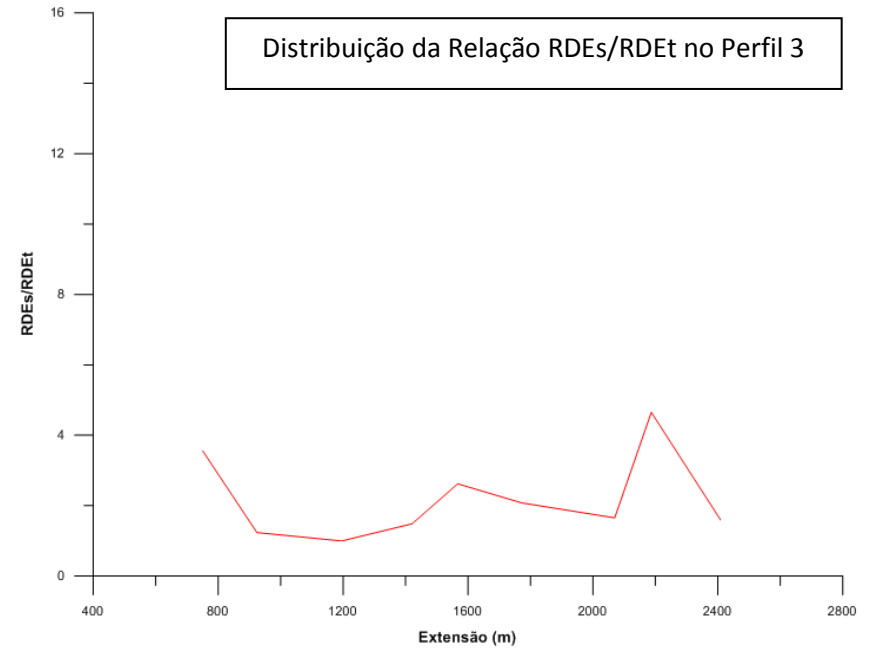
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 2



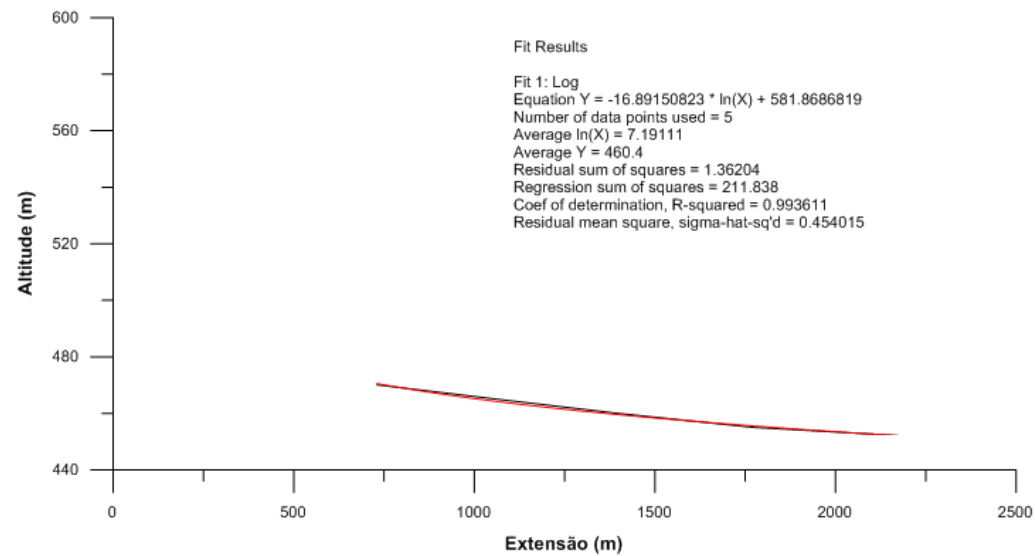
Perfil Longitudinal 3 e a Curva de Melhor Ajuste



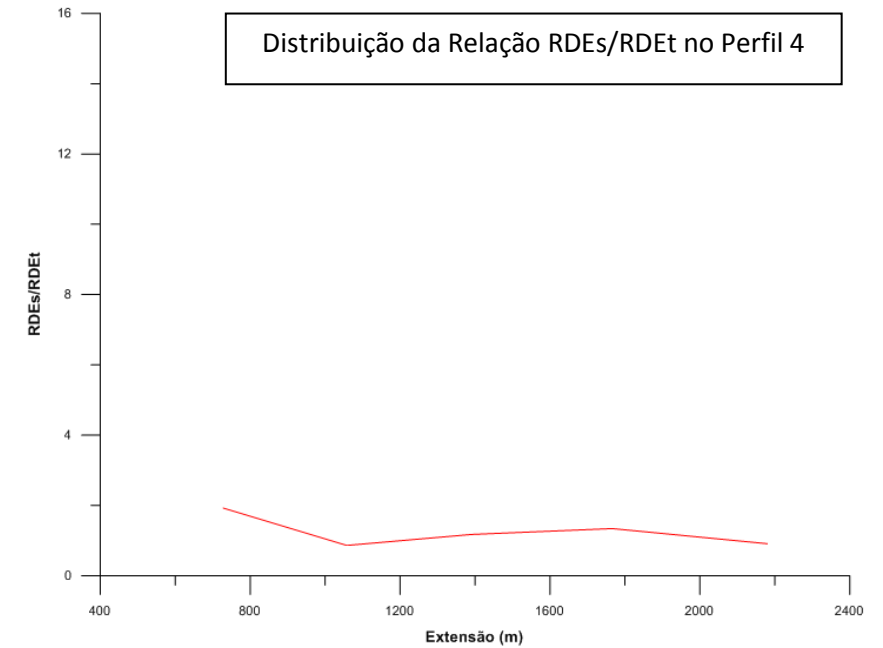
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 3



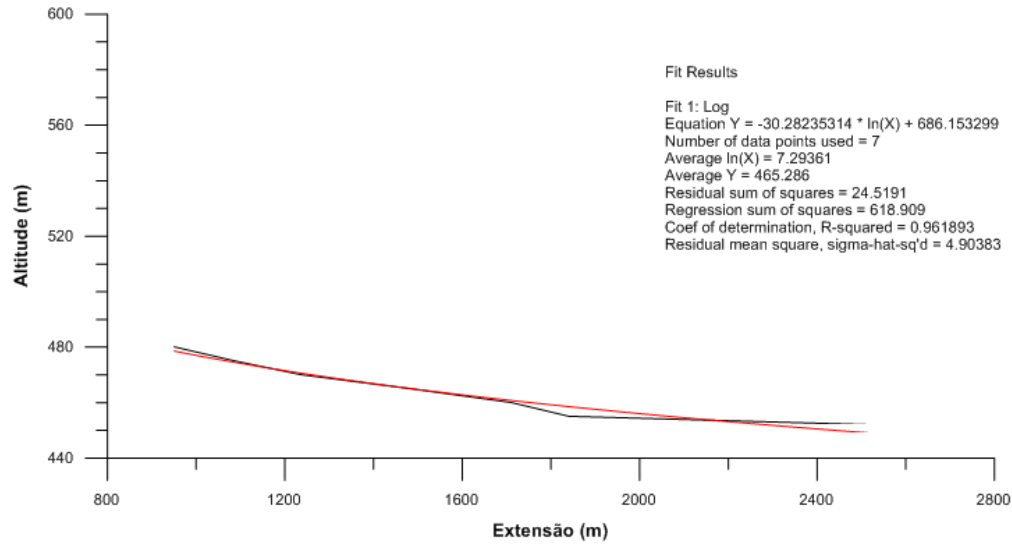
Perfil Longitudinal 4 e a Curva de Melhor Ajuste



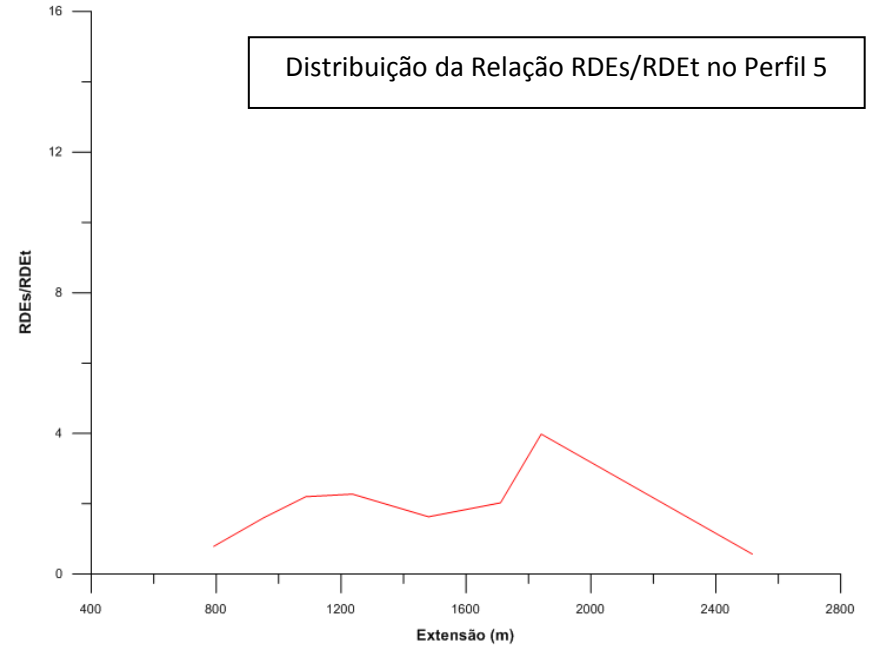
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 4



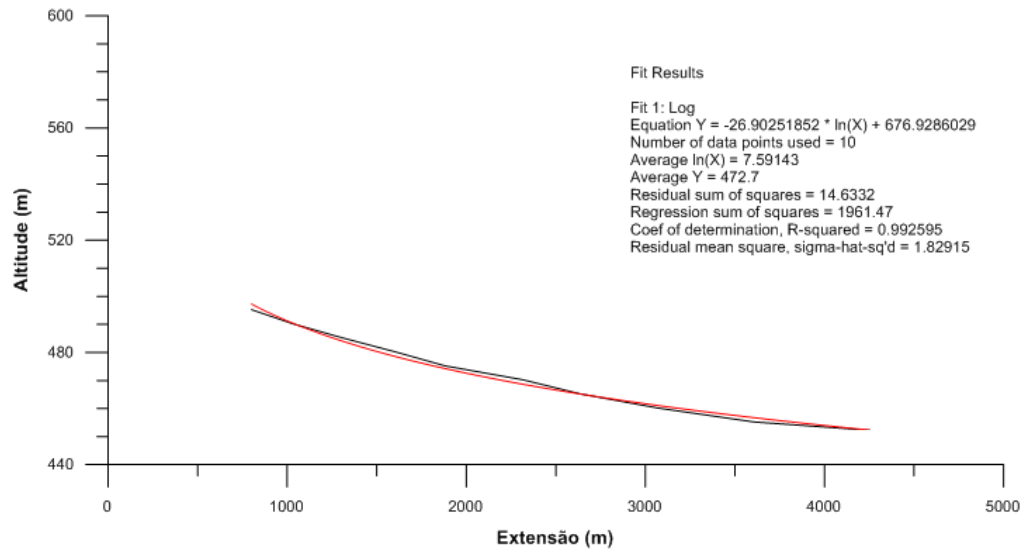
Perfil Longitudinal 5 e a Curva de Melhor Ajuste



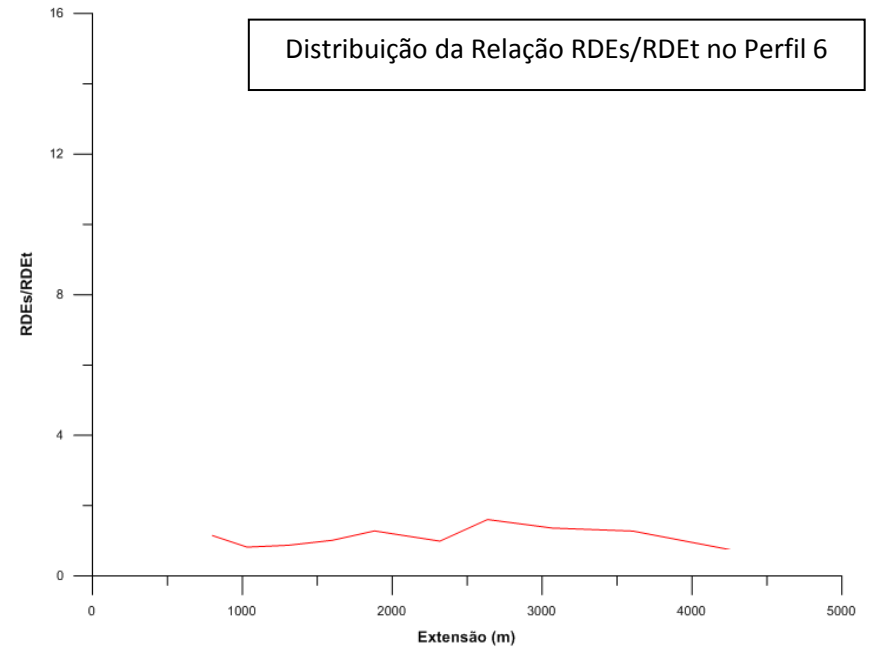
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 5



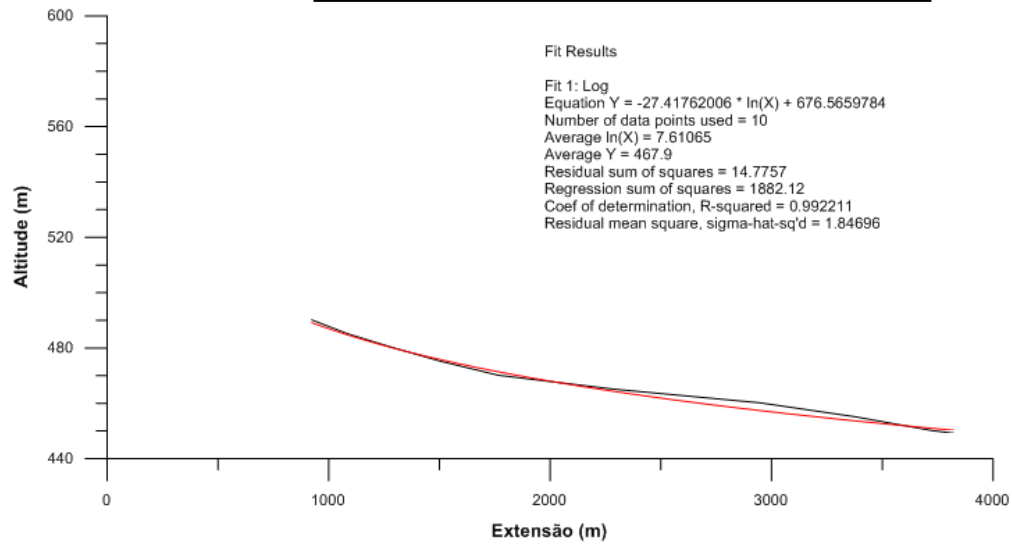
Perfil Longitudinal 6 e a Curva de Melhor Ajuste



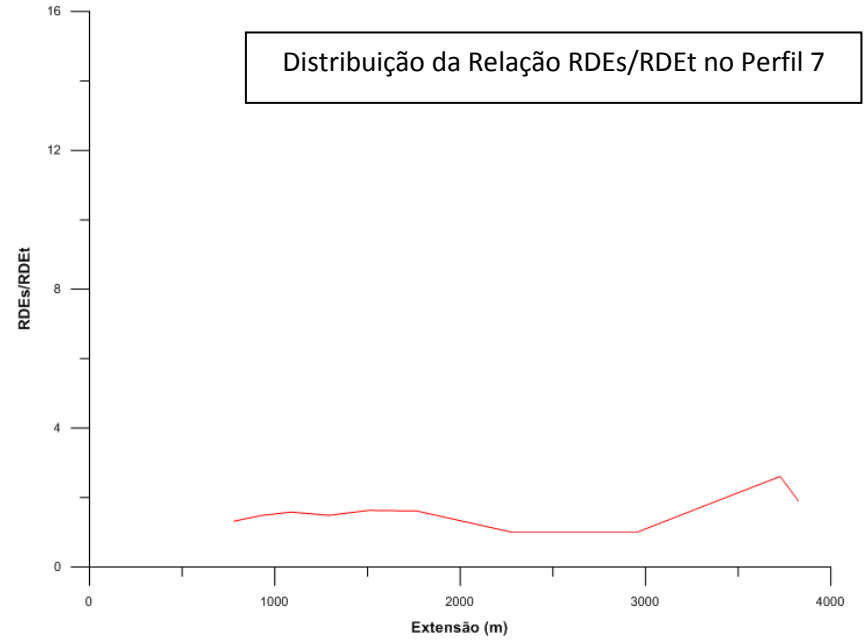
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 6



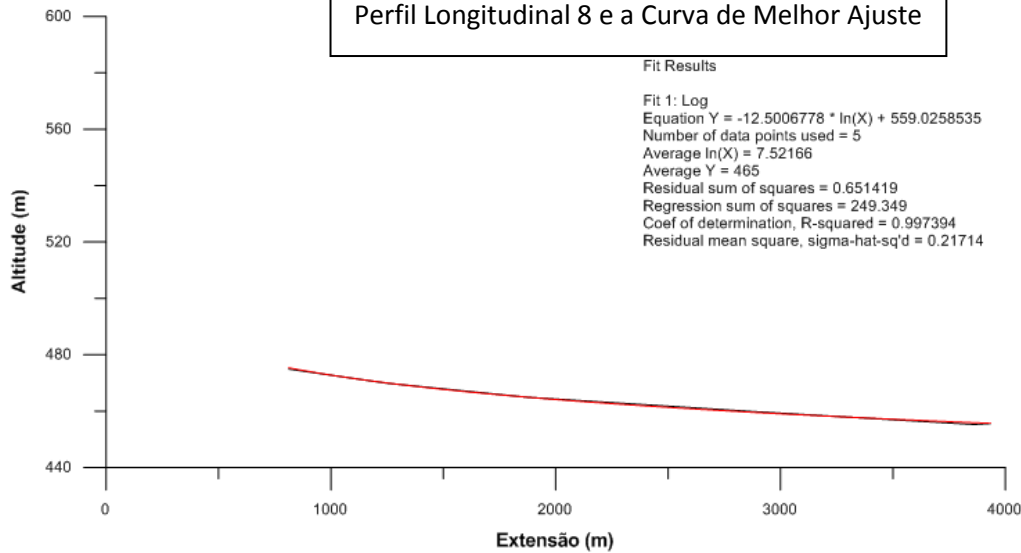
Perfil Longitudinal 7 e a Curva de Melhor Ajuste



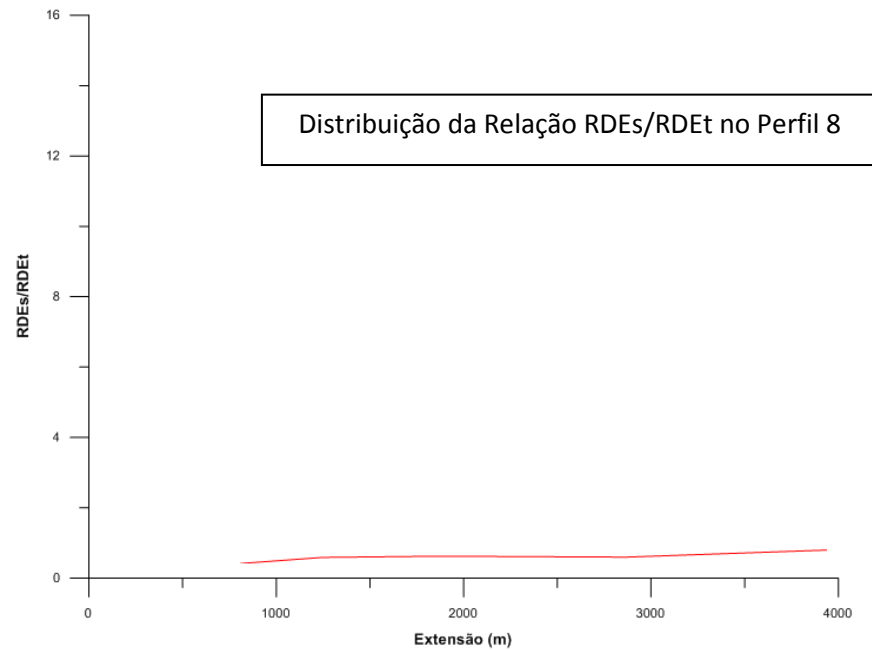
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 7



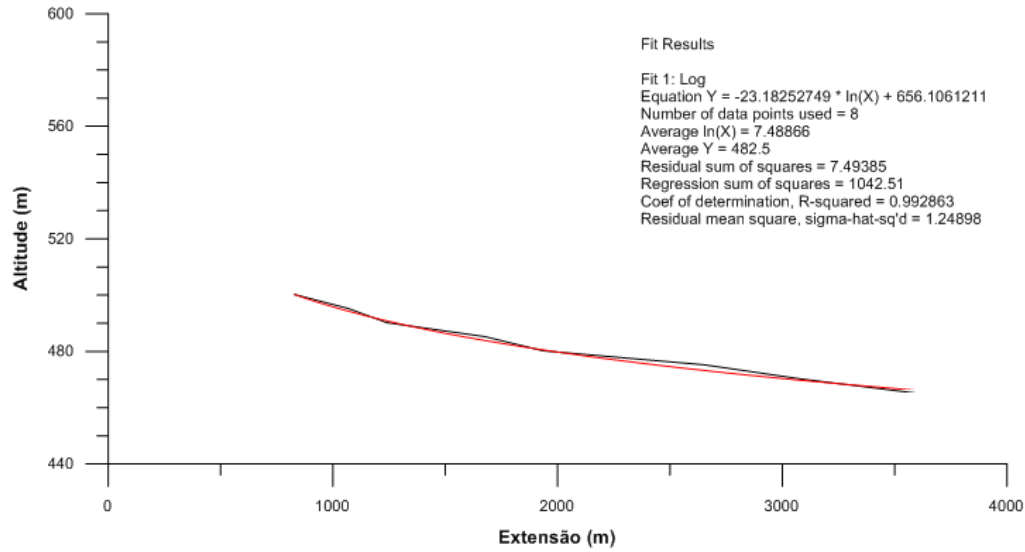
Perfil Longitudinal 8 e a Curva de Melhor Ajuste



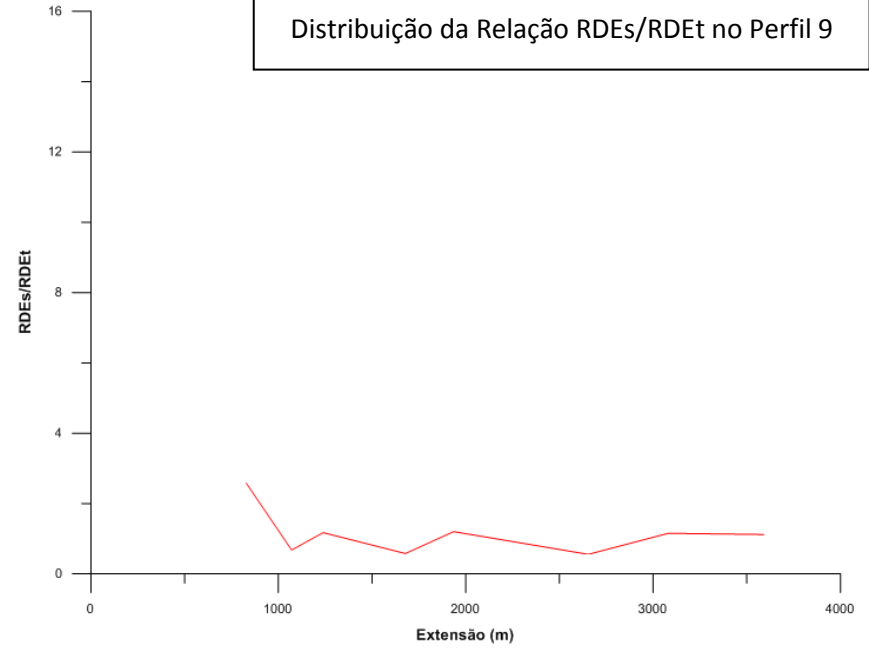
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 8



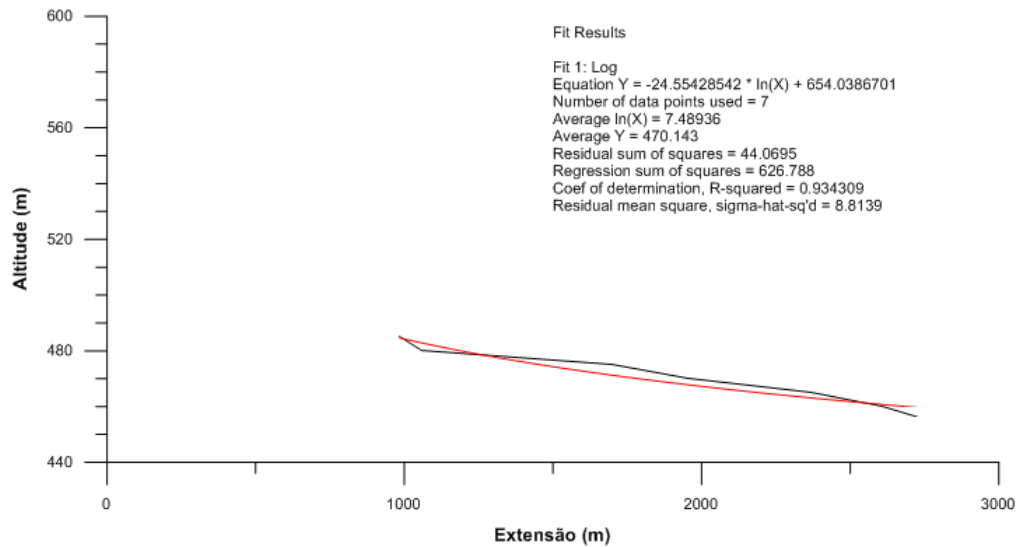
Perfil Longitudinal 9 e a Curva de Melhor Ajuste



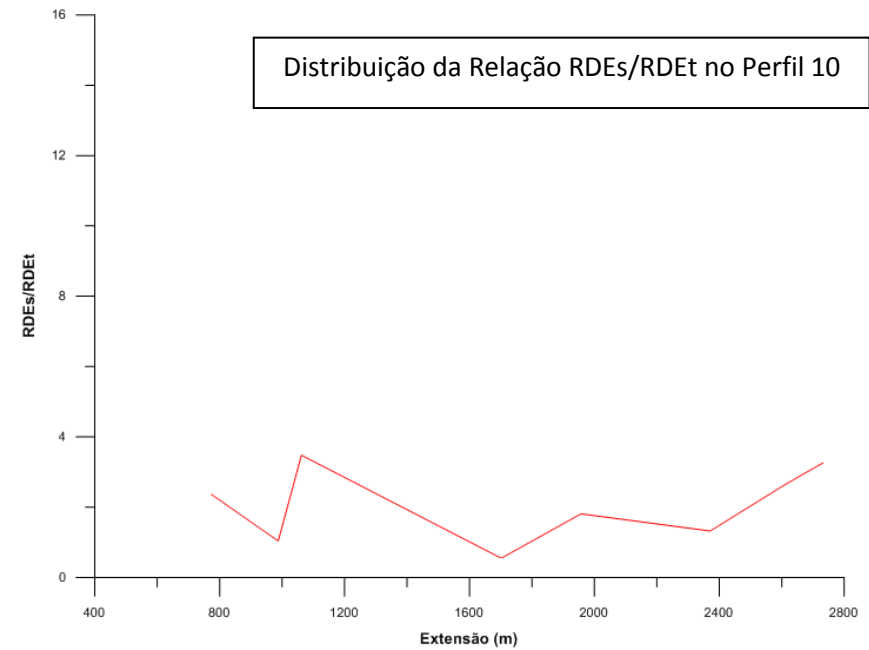
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 9

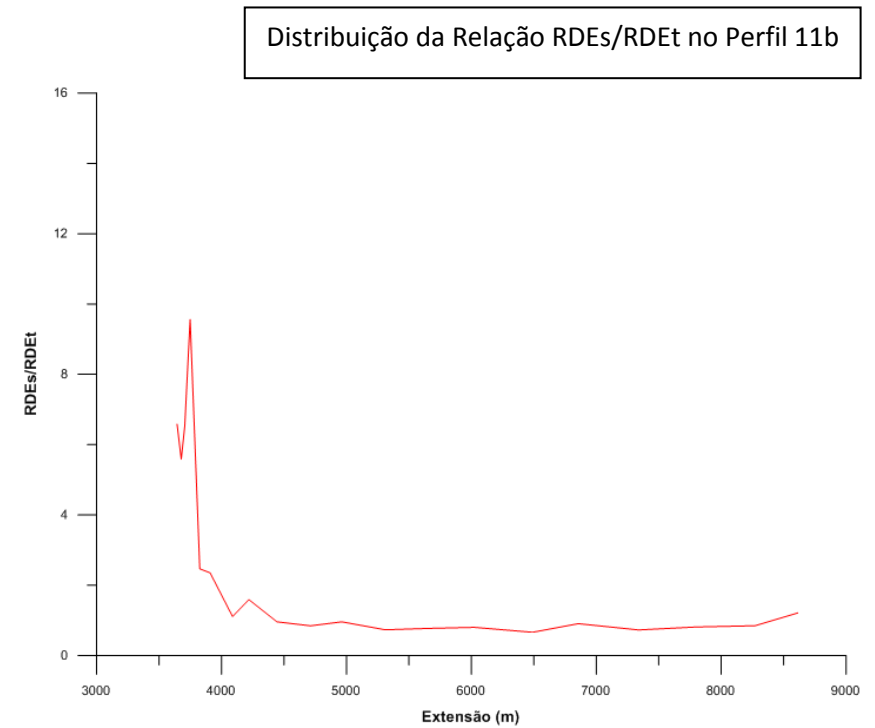
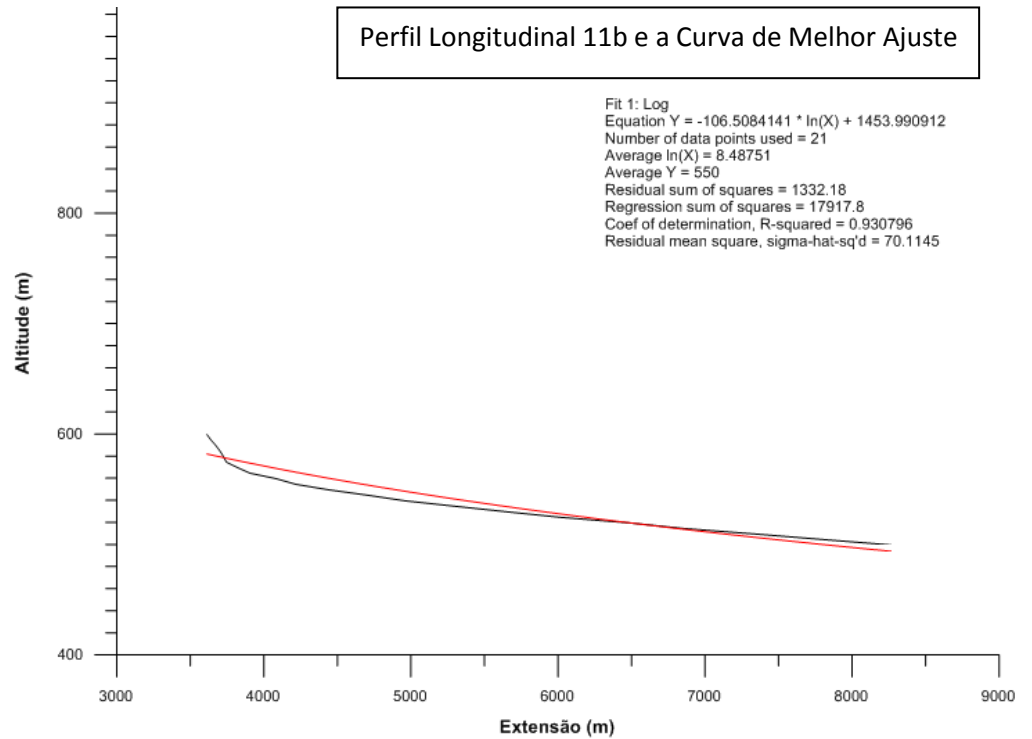
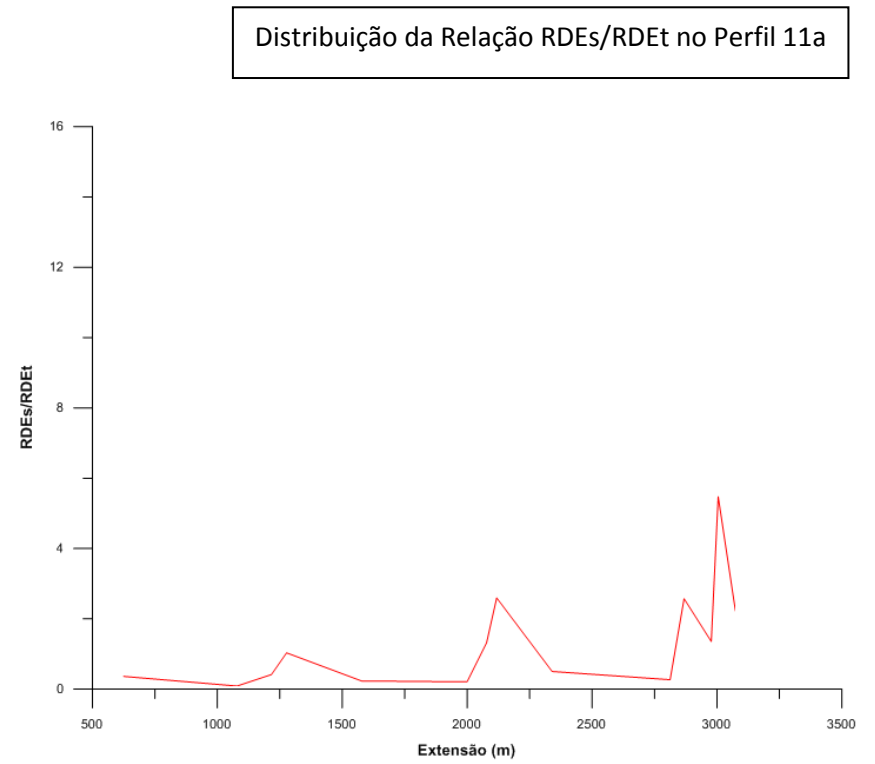
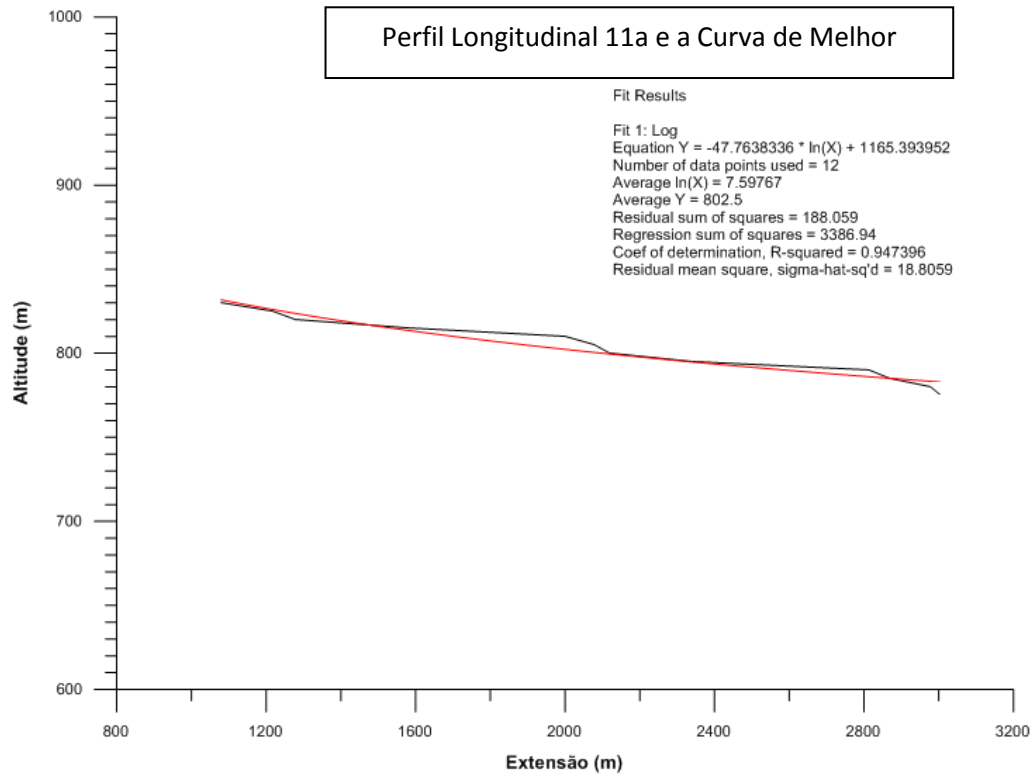


Perfil Longitudinal 10 e a Curva de Melhor Ajuste

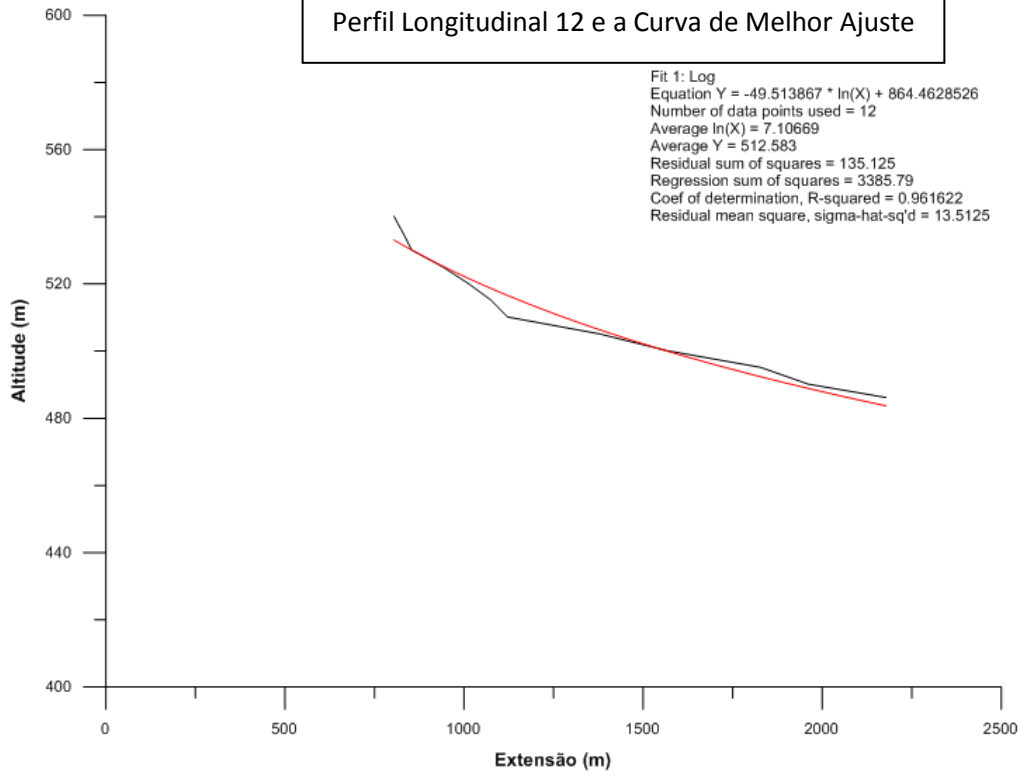


Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 10

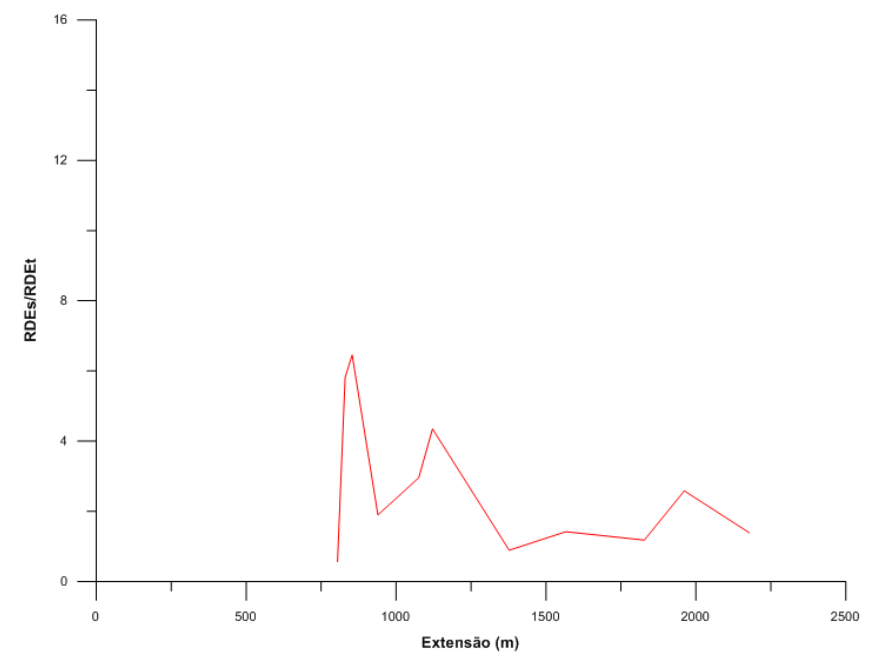




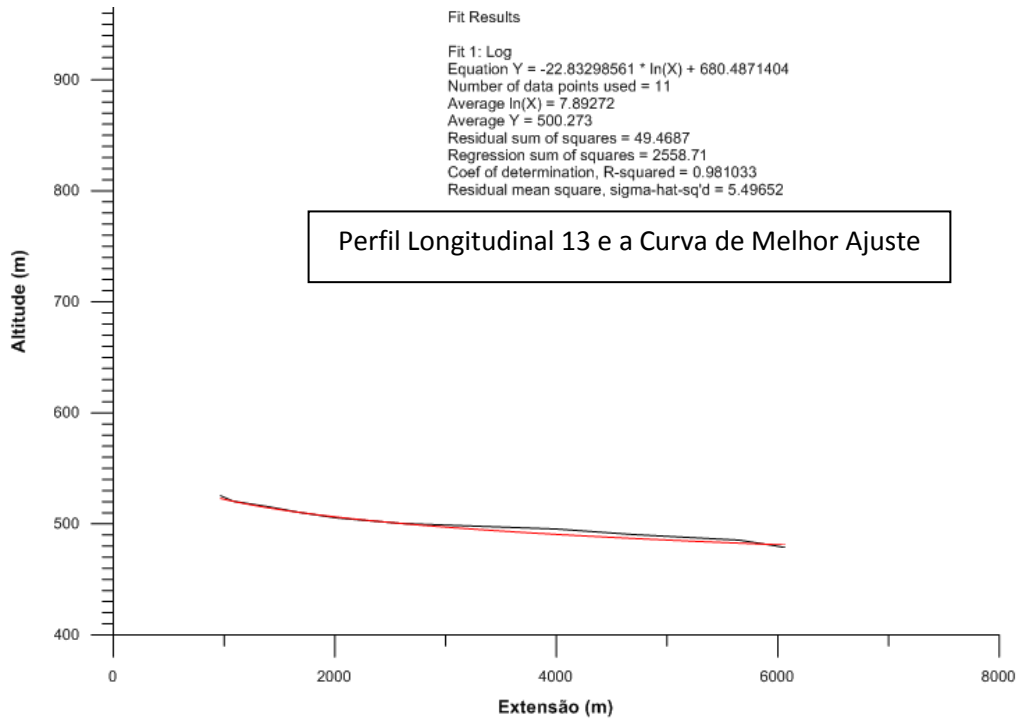
Perfil Longitudinal 12 e a Curva de Melhor Ajuste



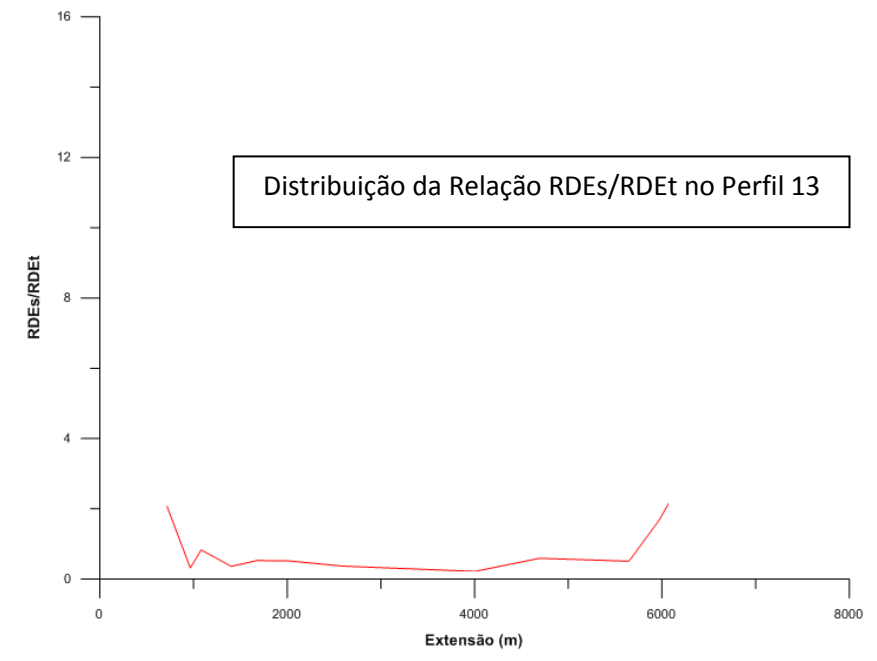
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 12



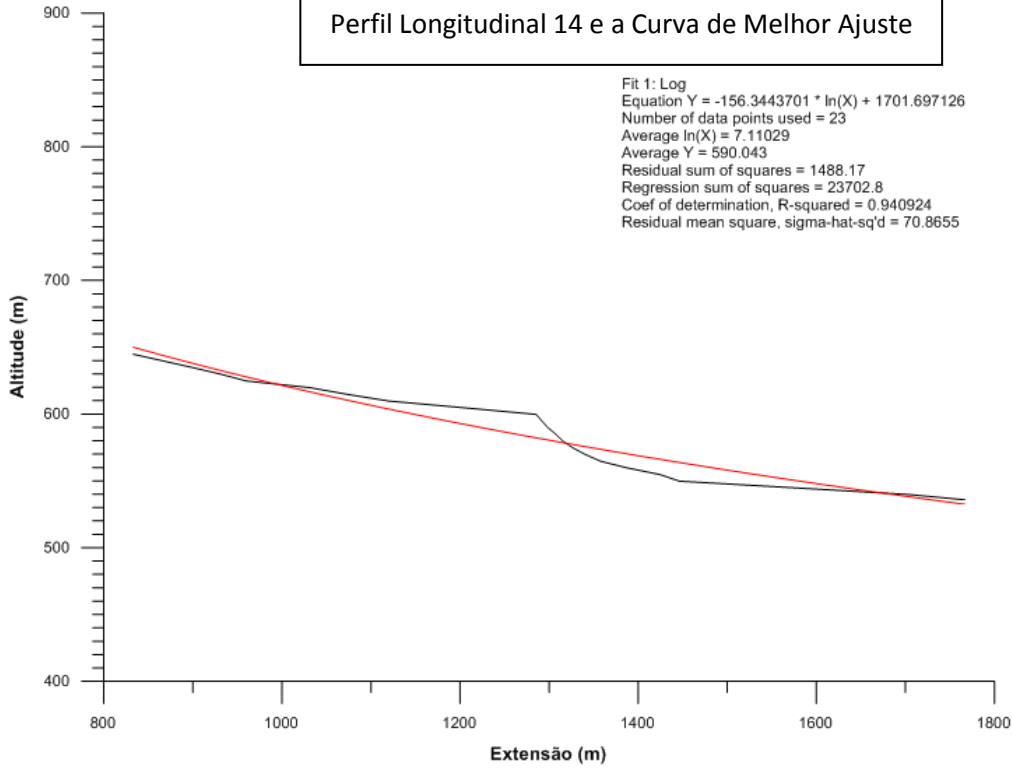
Perfil Longitudinal 13 e a Curva de Melhor Ajuste



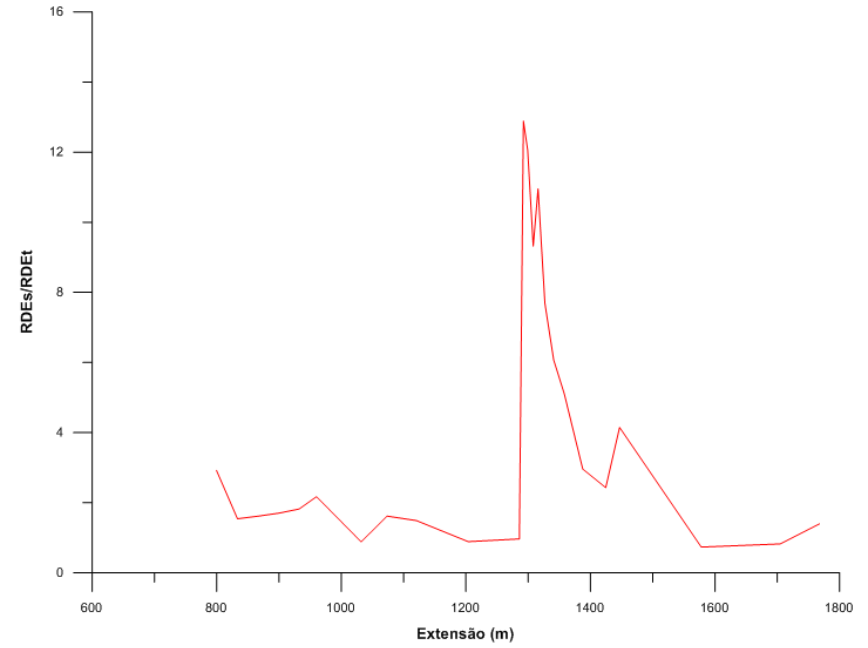
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 13



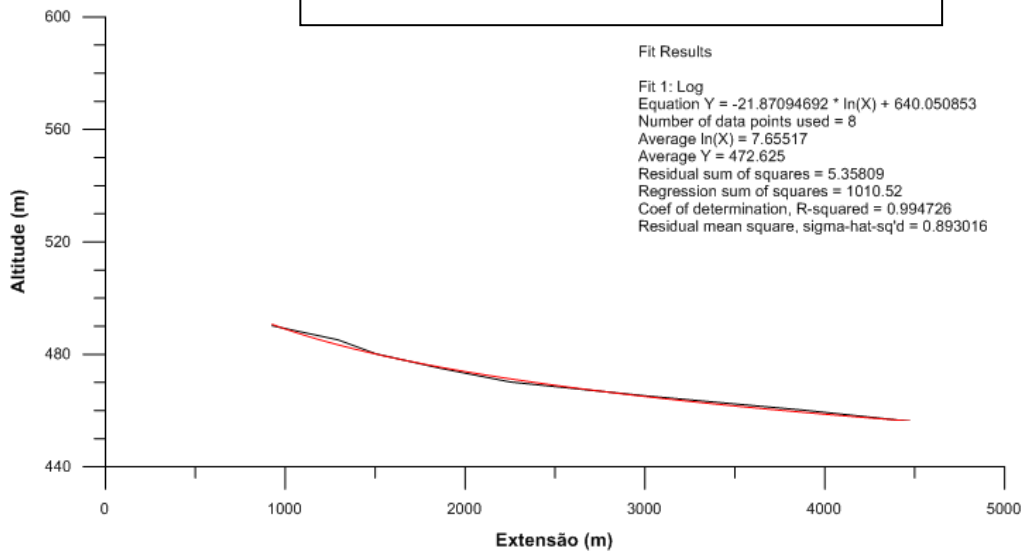
Perfil Longitudinal 14 e a Curva de Melhor Ajuste



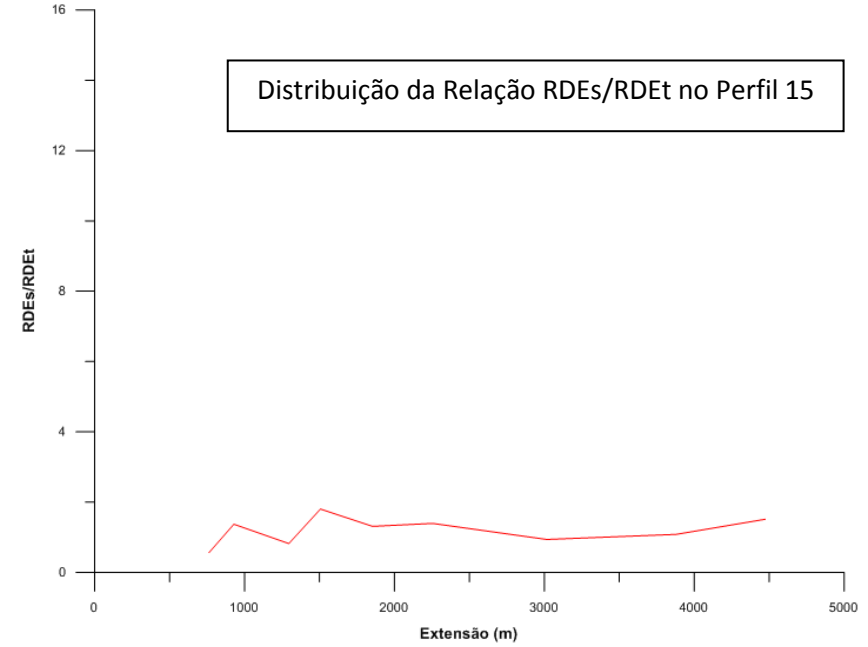
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 14

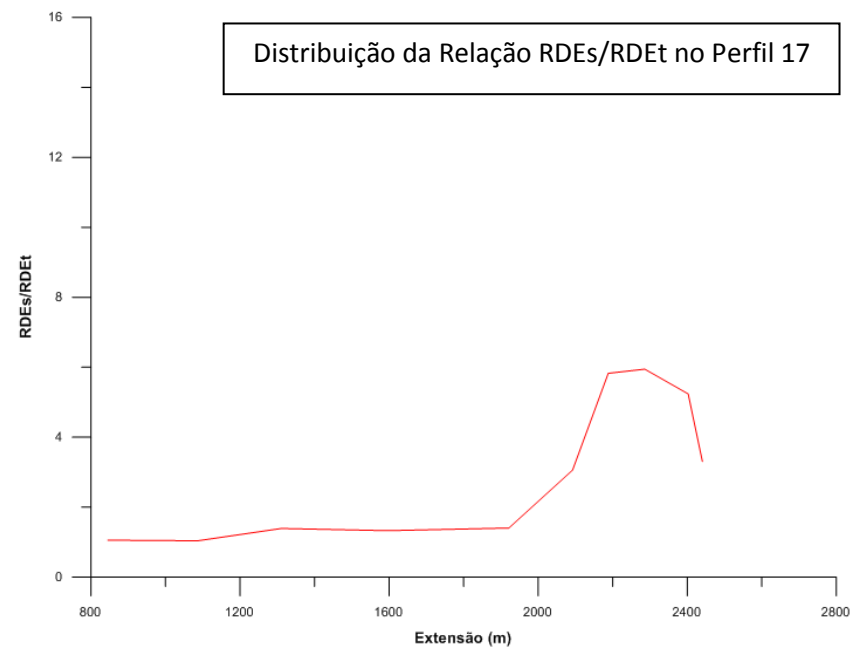
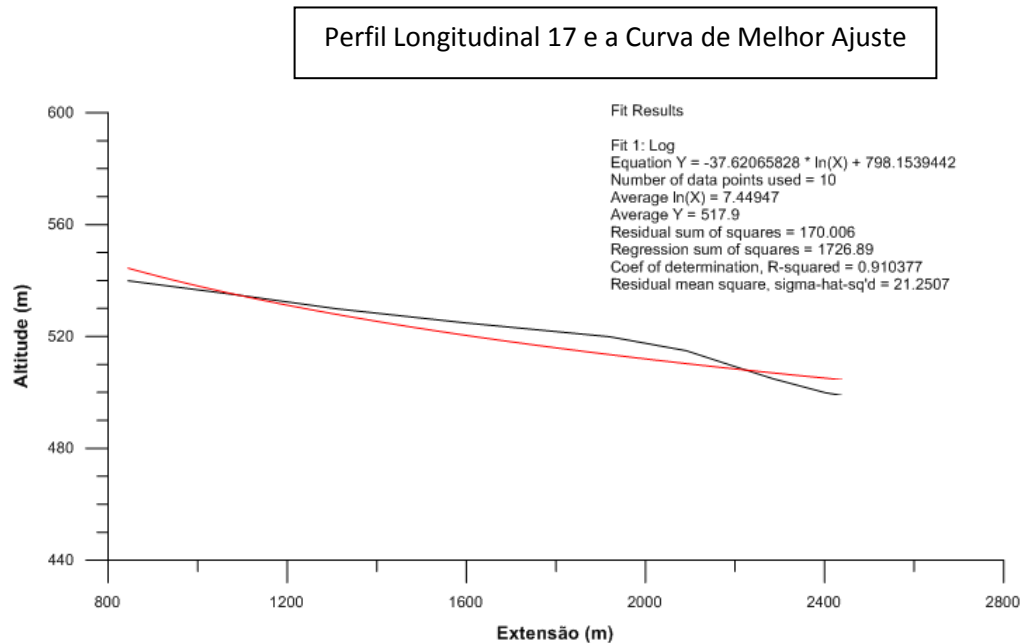
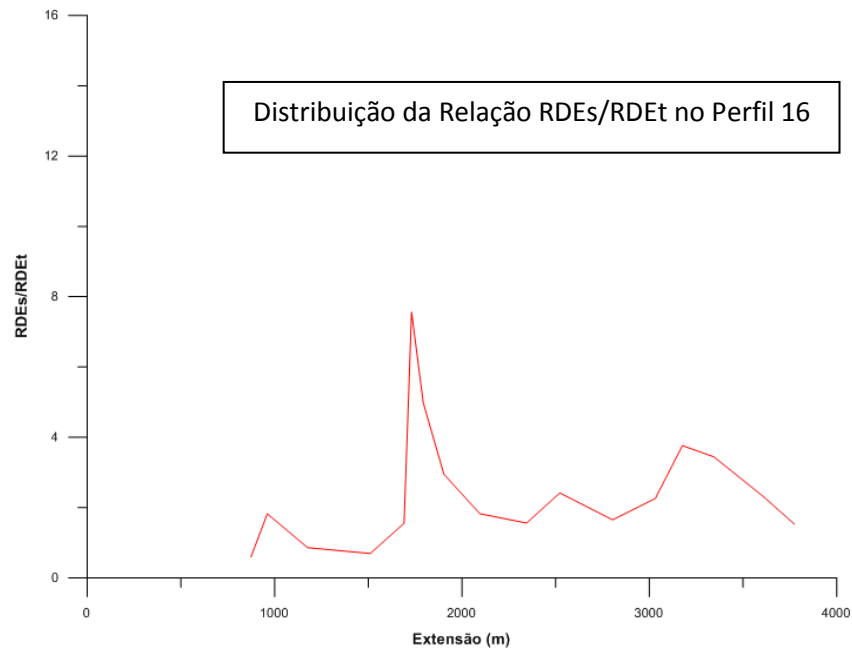
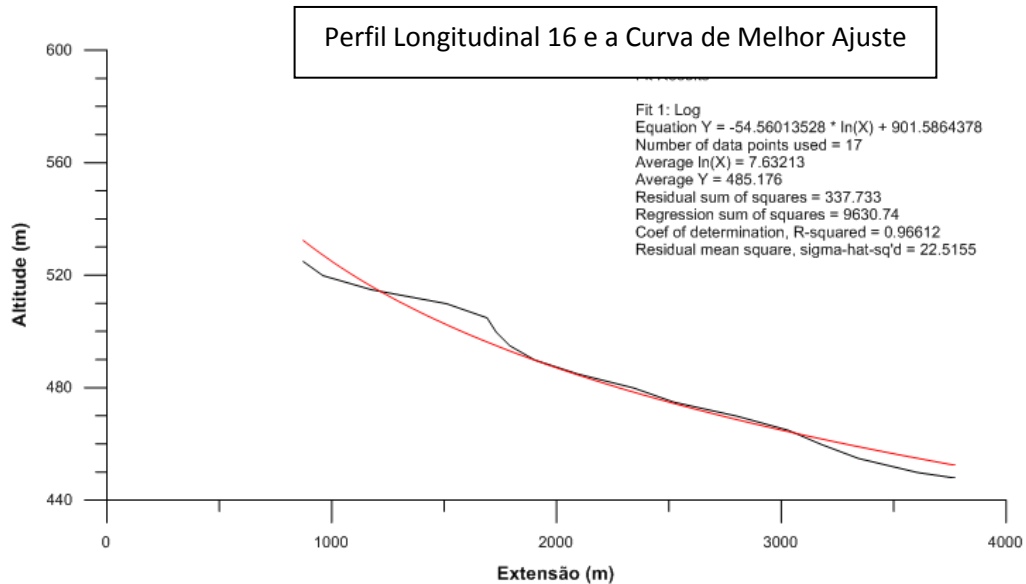


Perfil Longitudinal 15 e a Curva de Melhor Ajuste

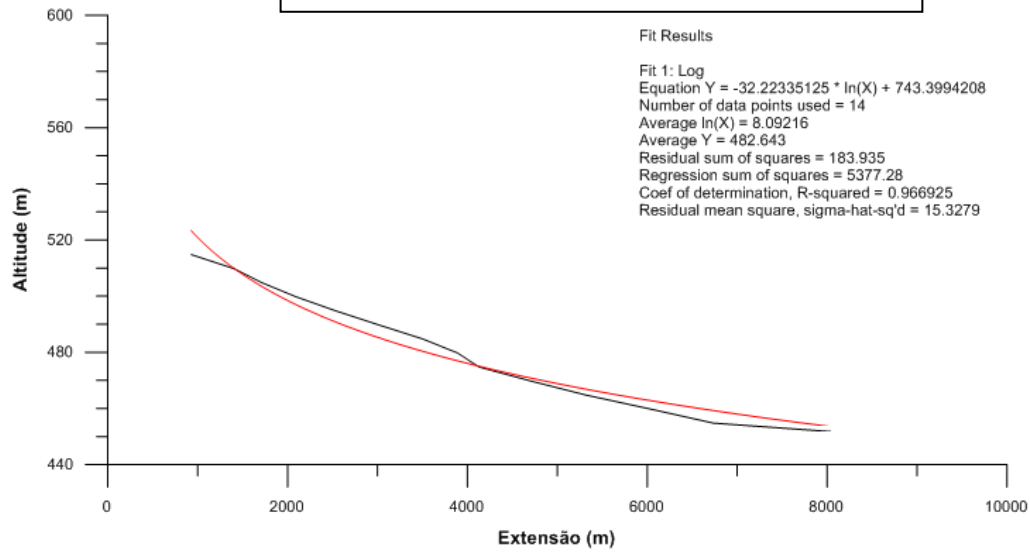


Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 15

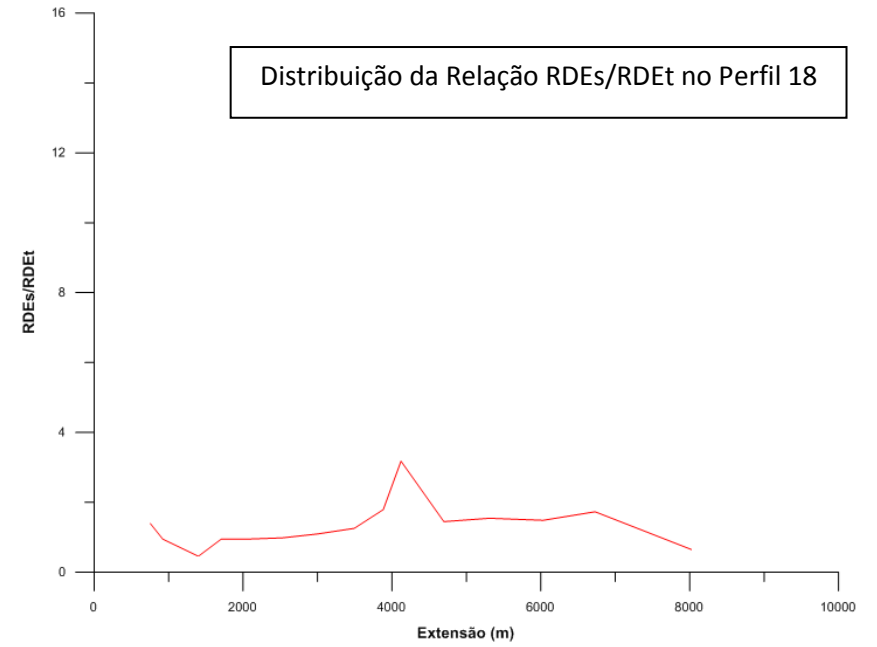




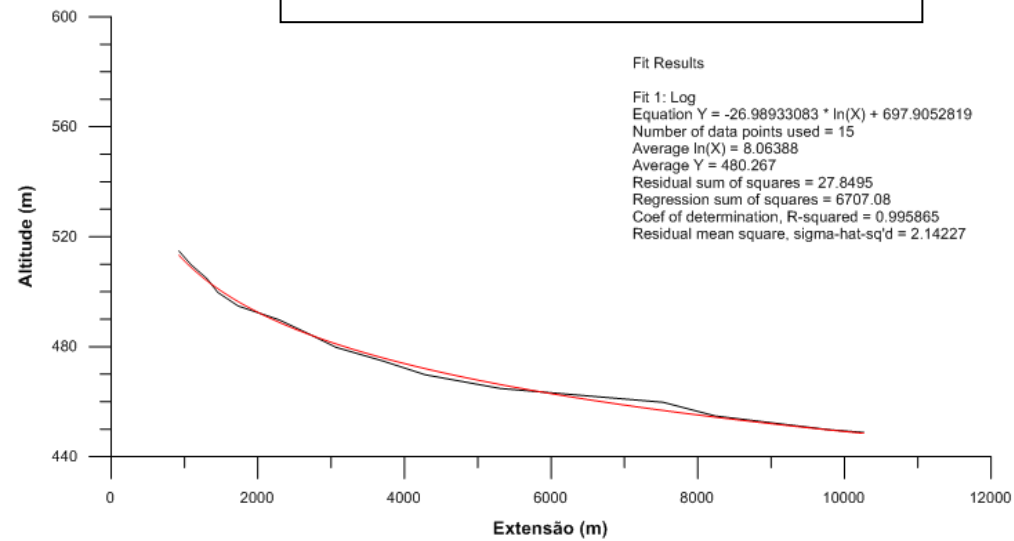
Perfil Longitudinal 18 e a Curva de Melhor Ajuste



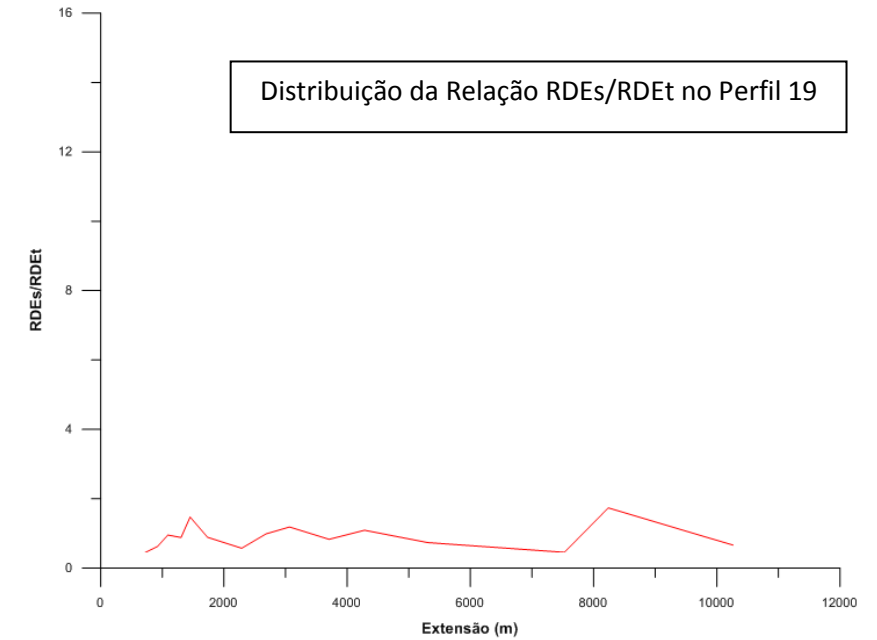
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 18



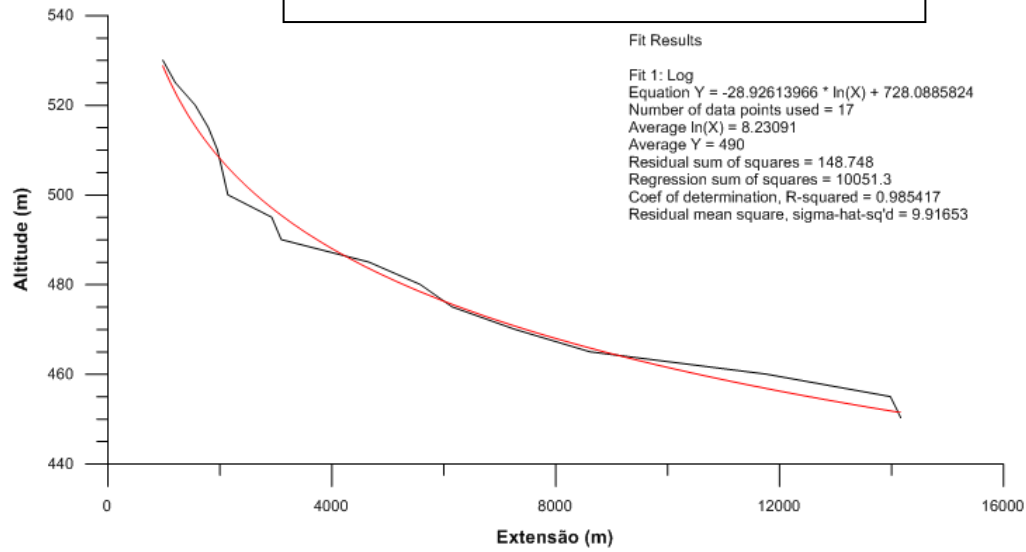
Perfil Longitudinal 19 e a Curva de Melhor Ajuste



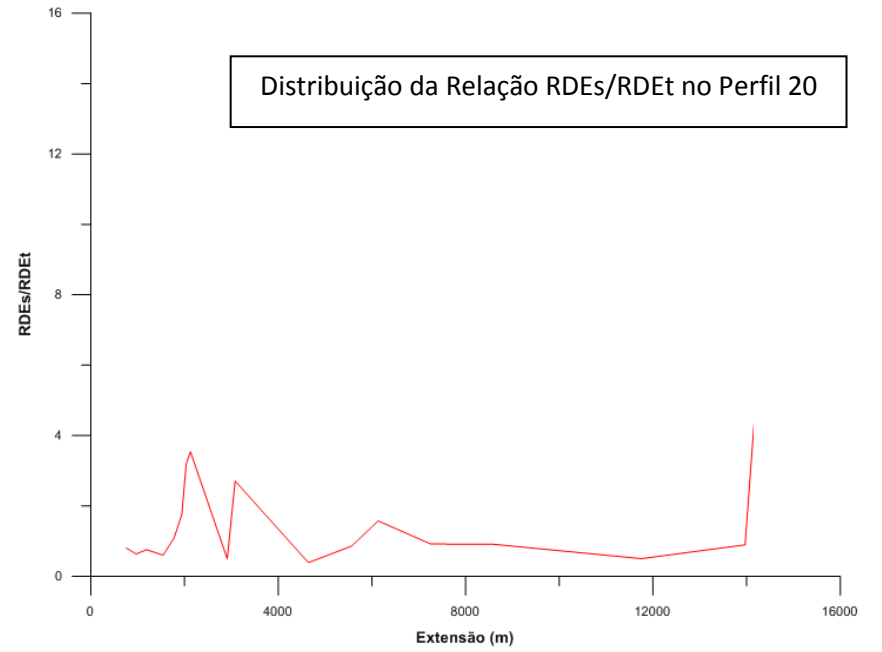
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 19



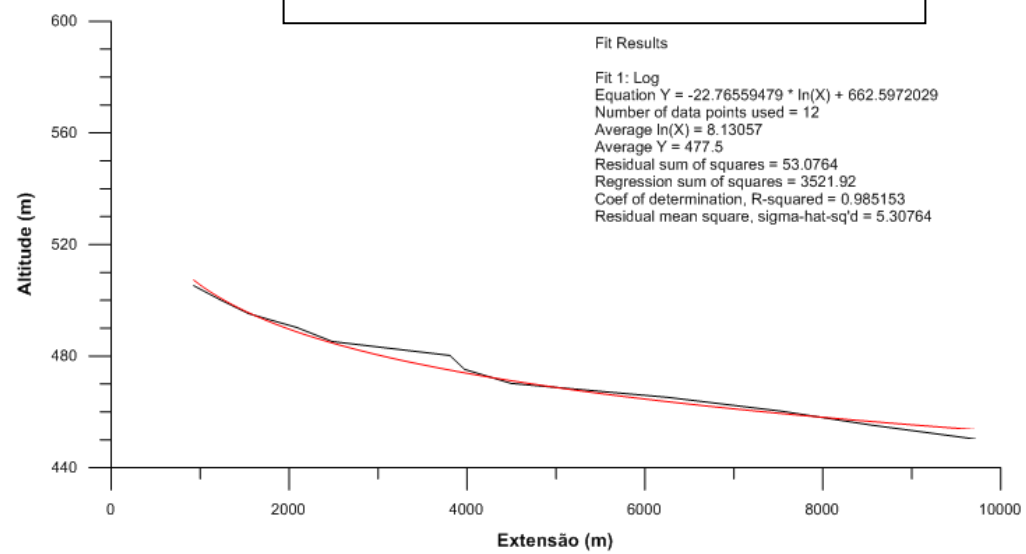
Perfil Longitudinal 20 e a Curva de Melhor Ajuste



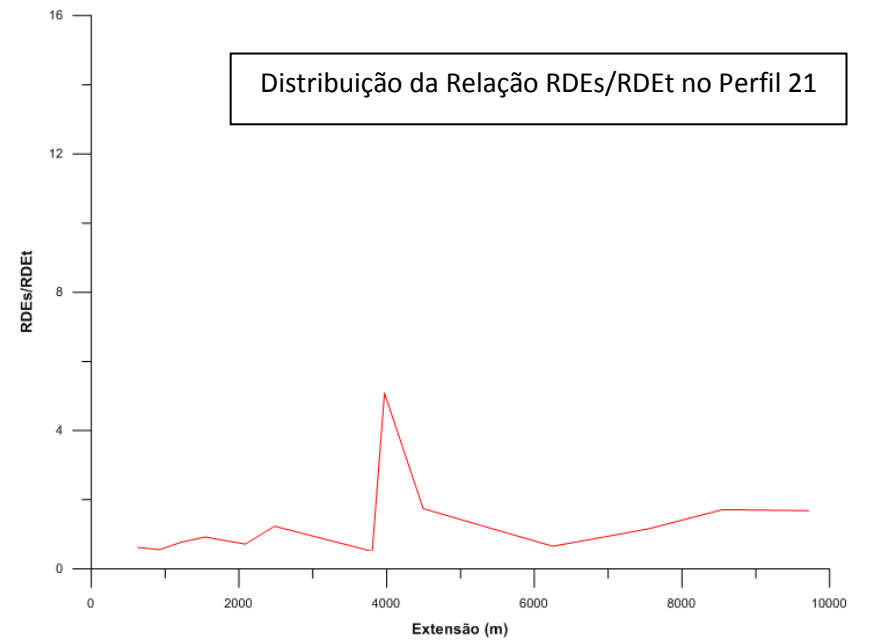
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 20



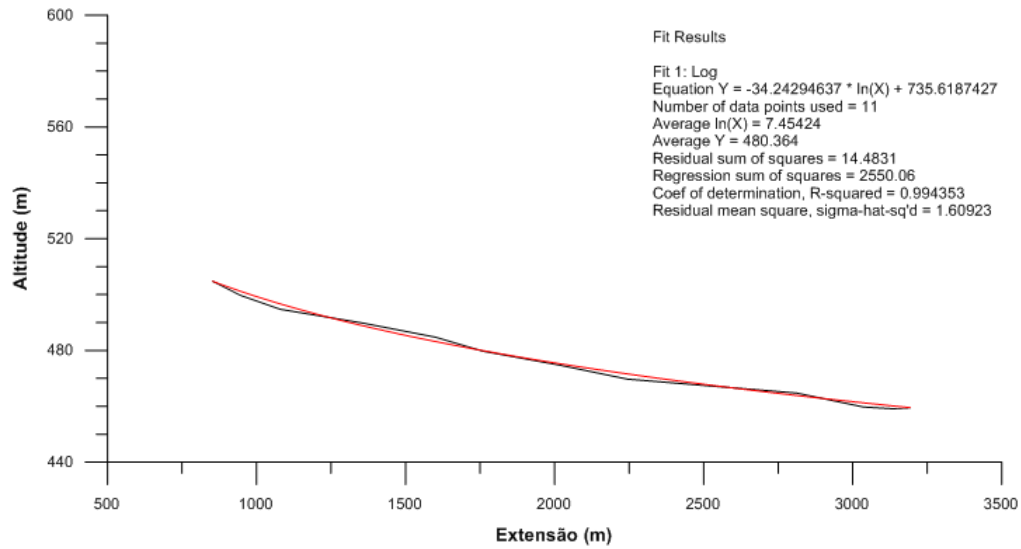
Perfil Longitudinal 21 e a Curva de Melhor Ajuste



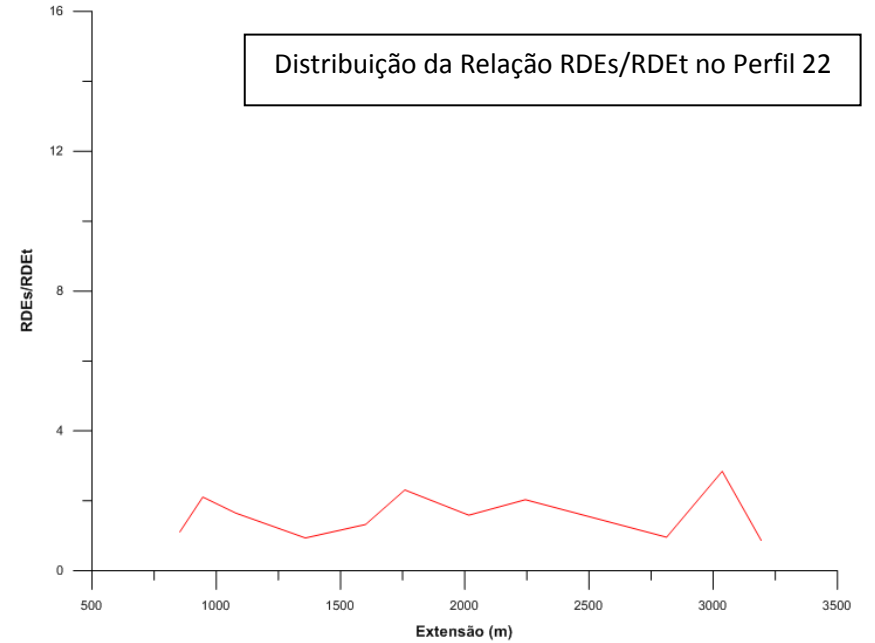
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 21



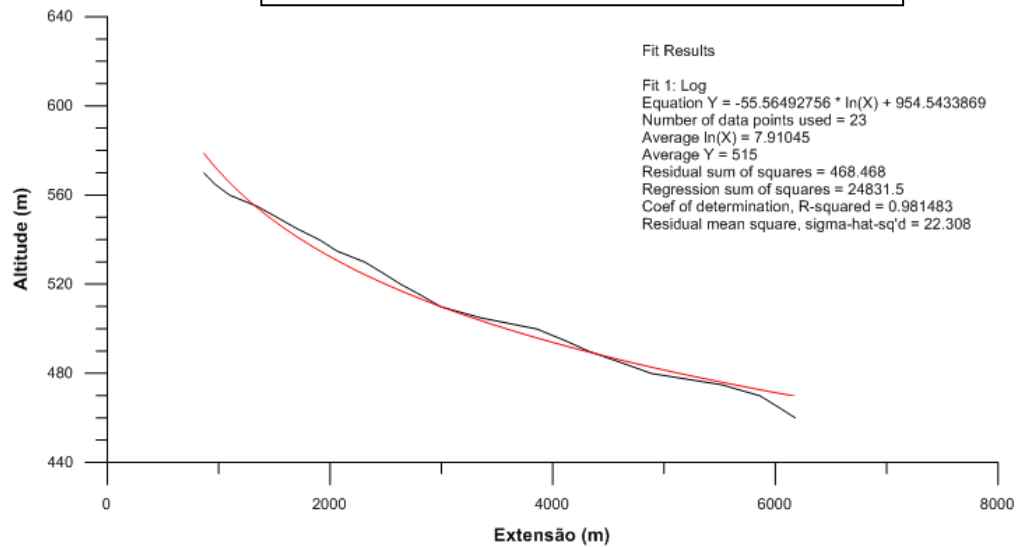
Perfil Longitudinal 22 e a Curva de Melhor Ajuste



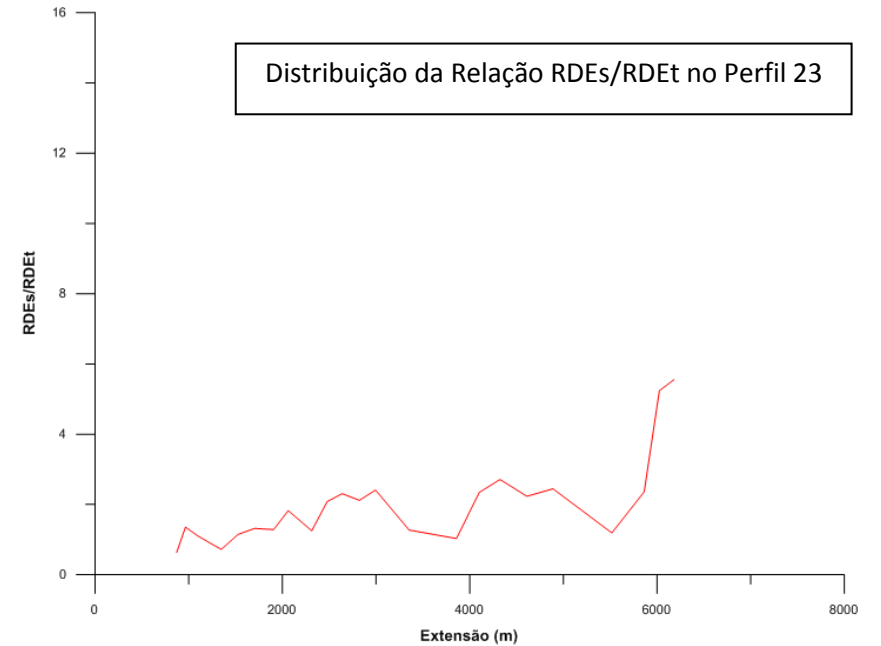
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 22



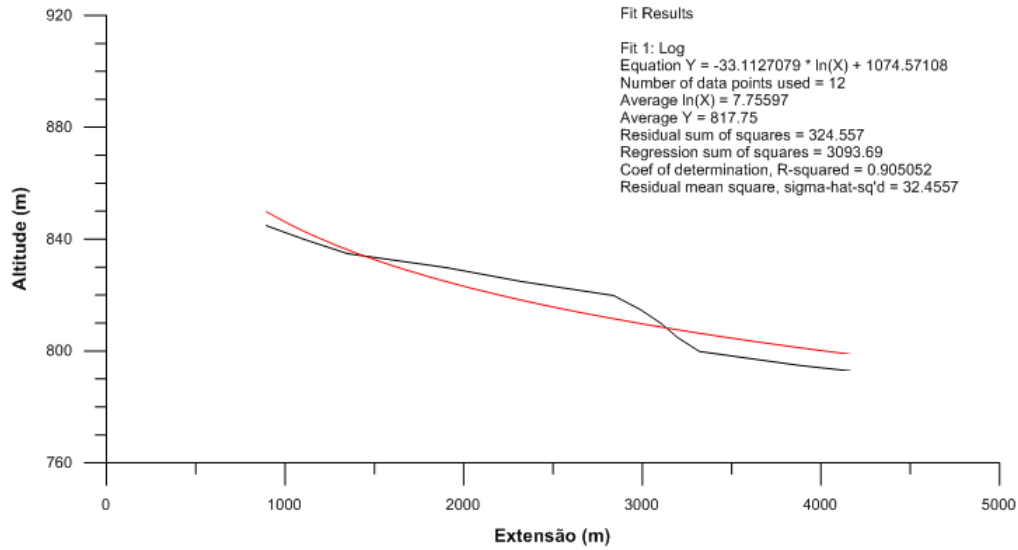
Perfil Longitudinal 23 e a Curva de Melhor Ajuste



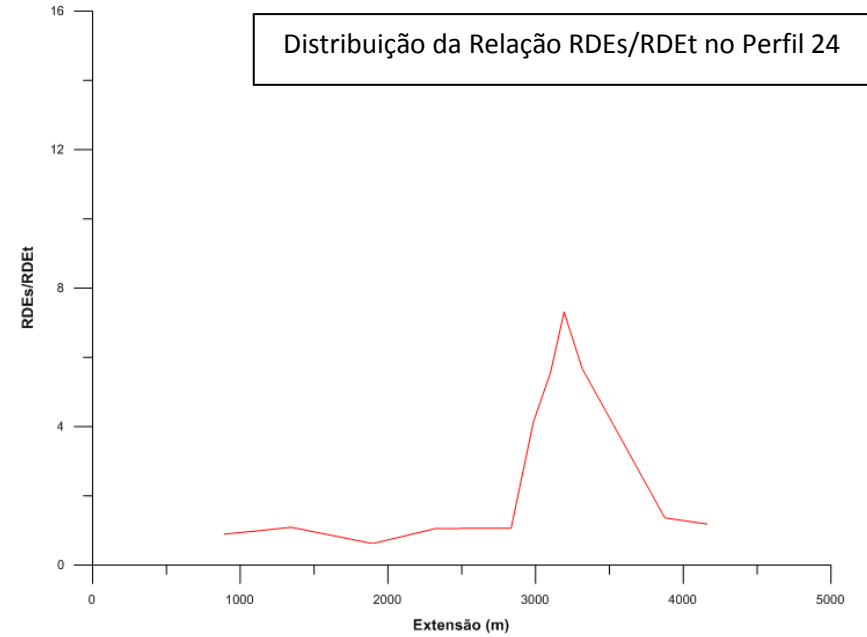
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 23



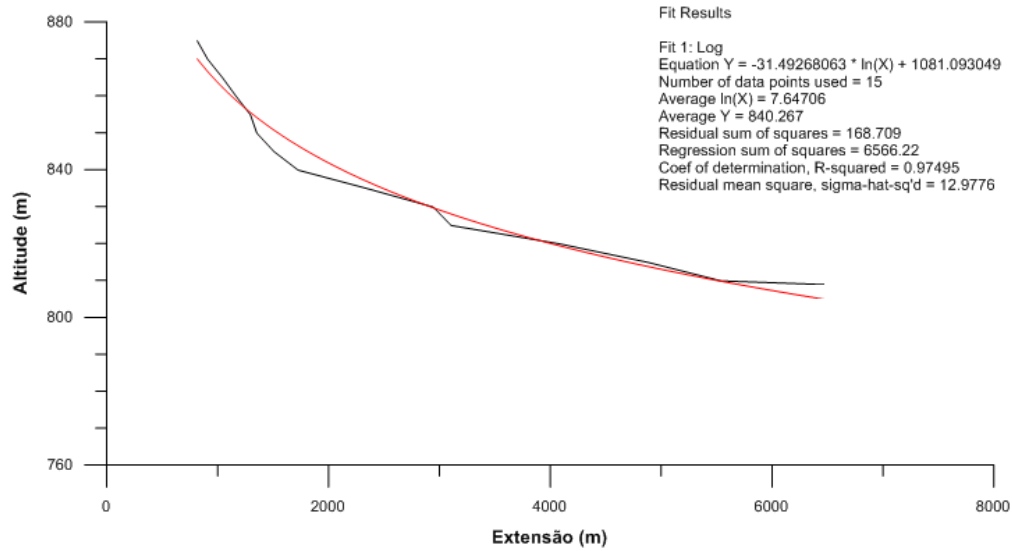
Perfil Longitudinal 24 e a Curva de Melhor Ajuste



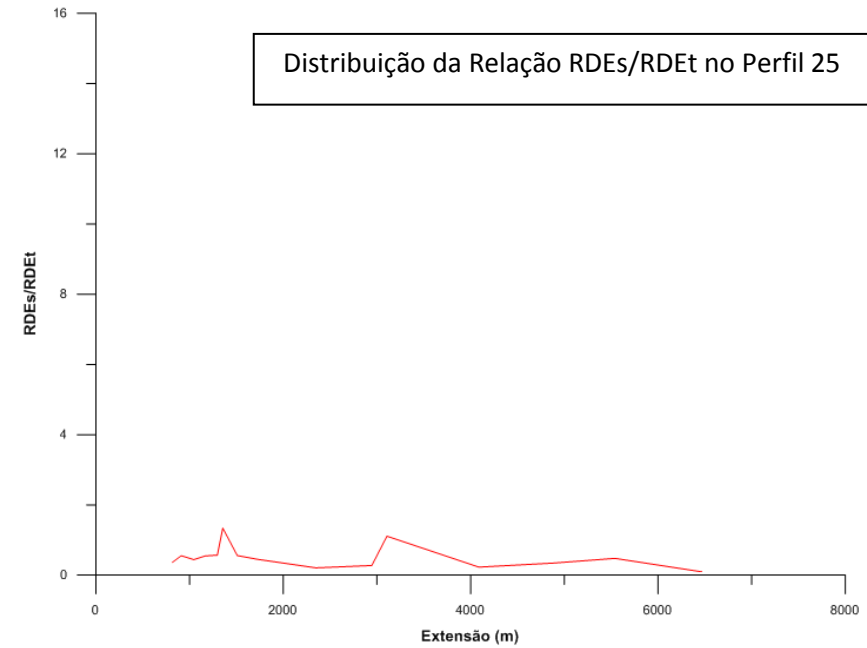
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 24



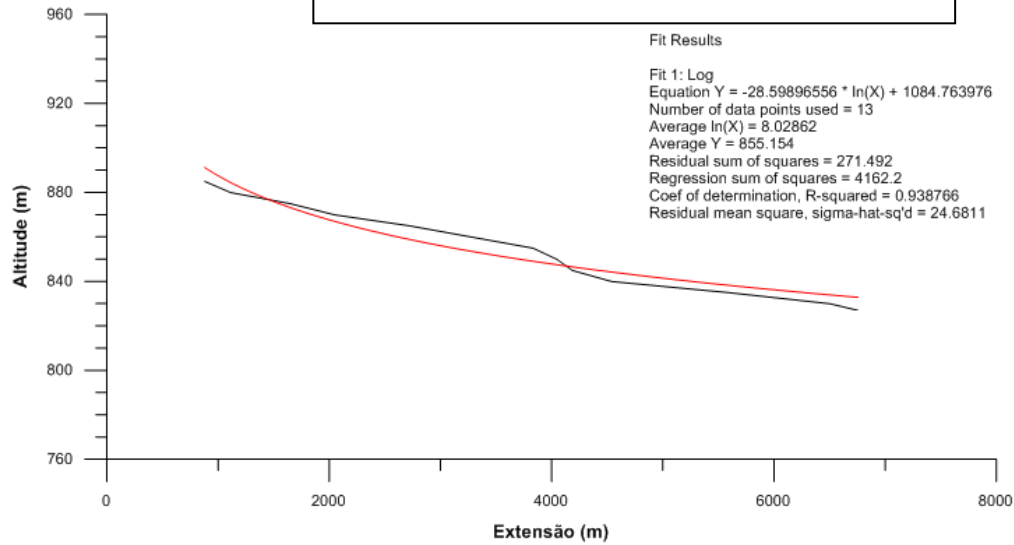
Perfil Longitudinal 25 e a Curva de Melhor Ajuste



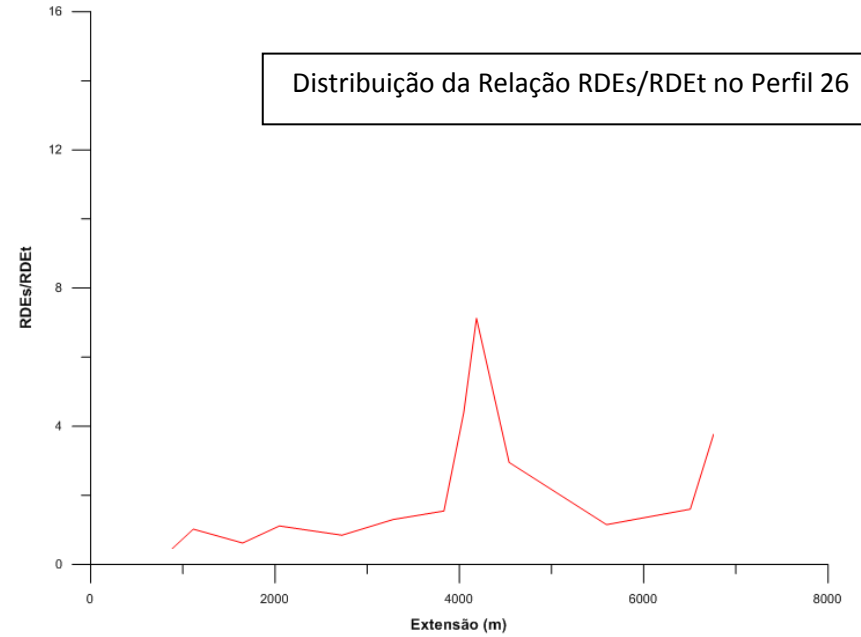
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 25



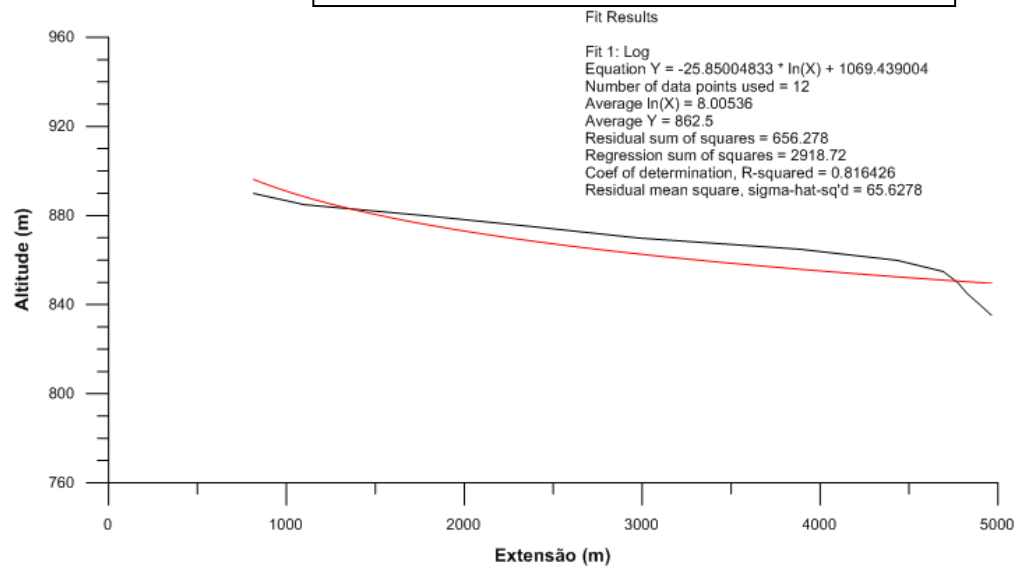
Perfil Longitudinal 26 e a Curva de Melhor Ajuste



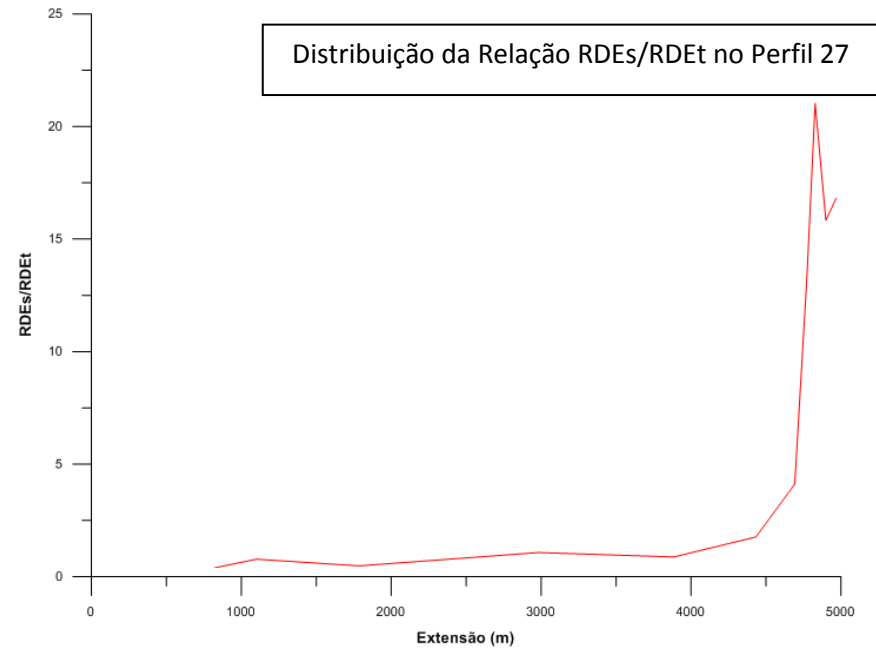
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 26



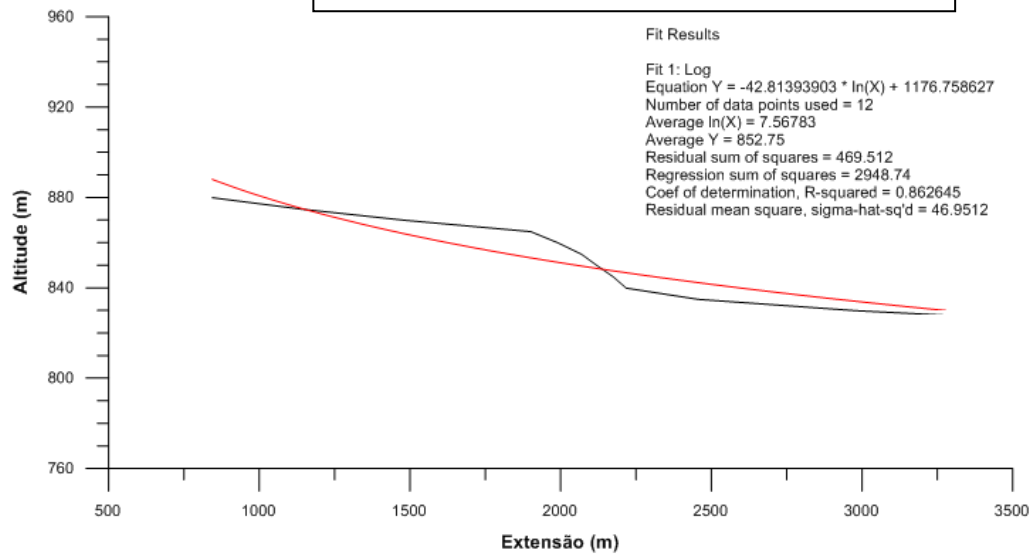
Perfil Longitudinal 27 e a Curva de Melhor Ajuste



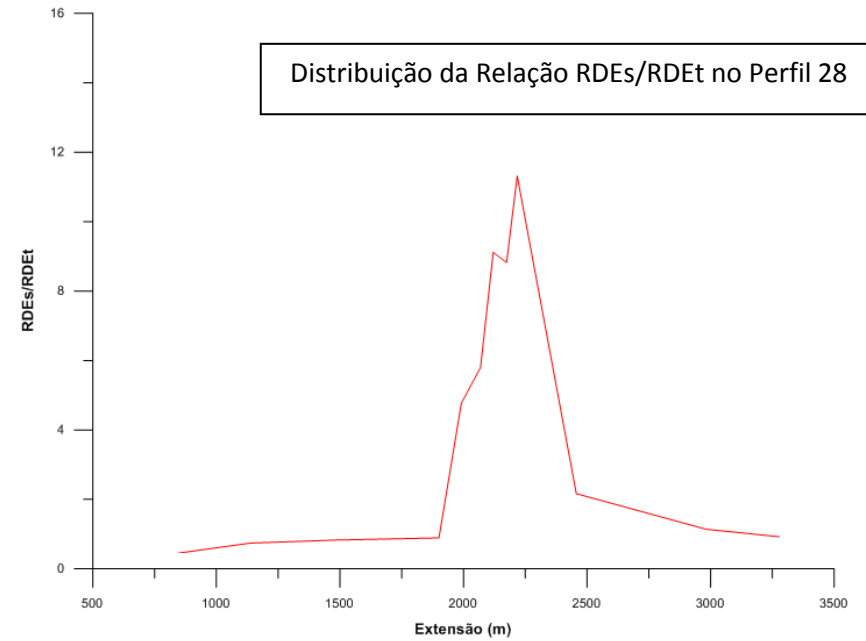
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 27



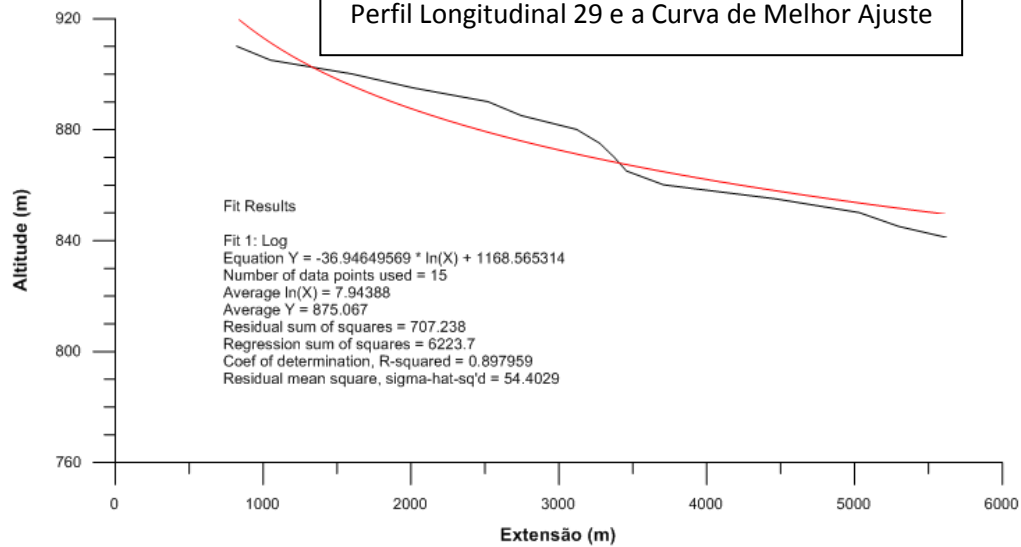
Perfil Longitudinal 28 e a Curva de Melhor Ajuste



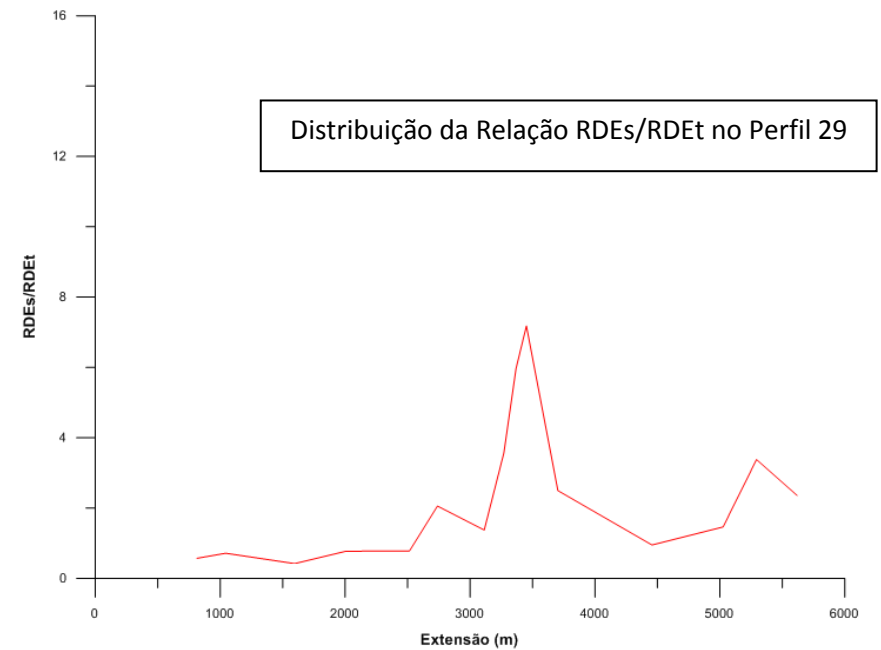
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 28

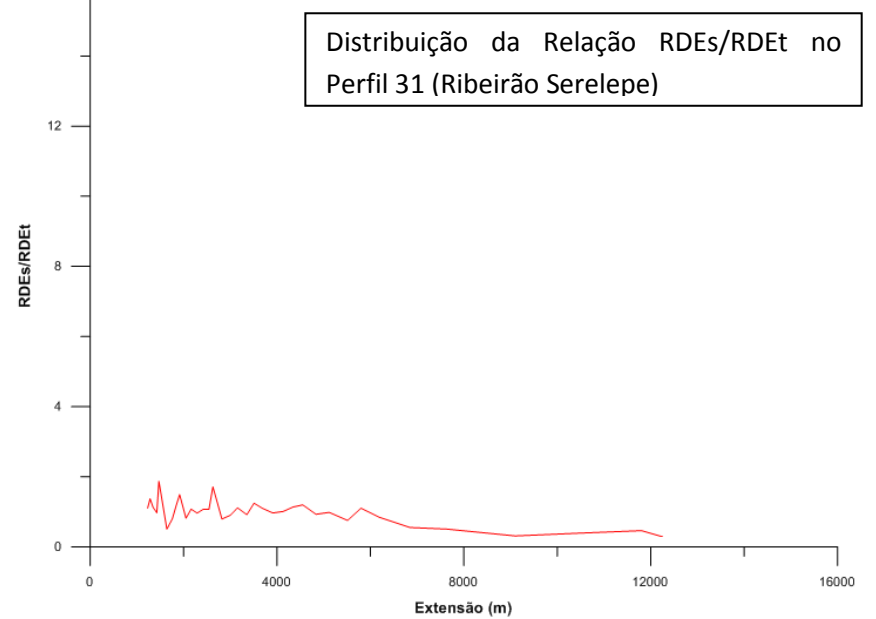
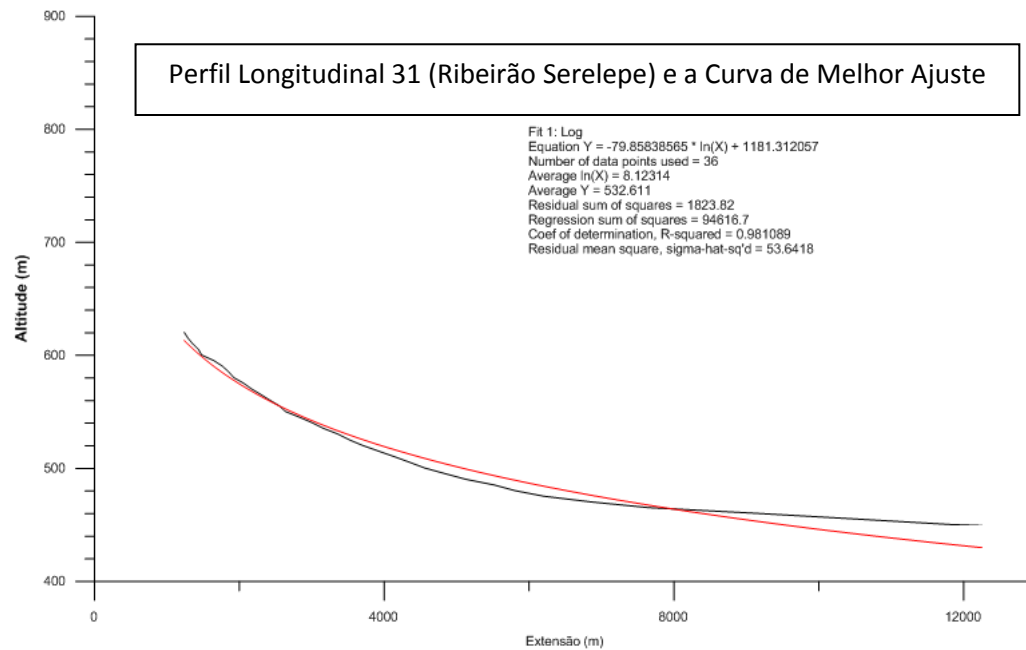
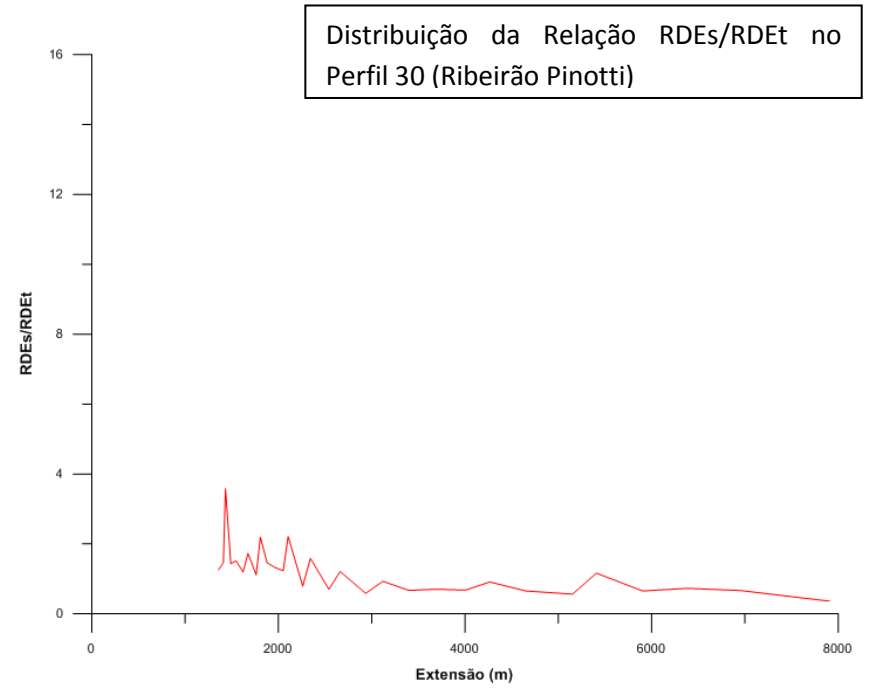
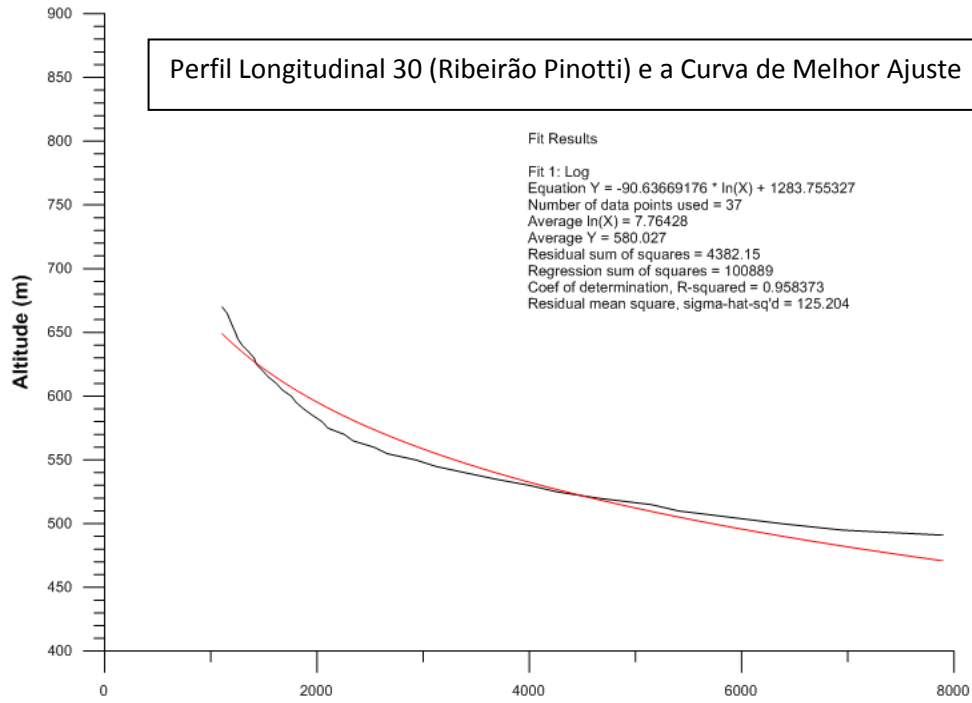


Perfil Longitudinal 29 e a Curva de Melhor Ajuste

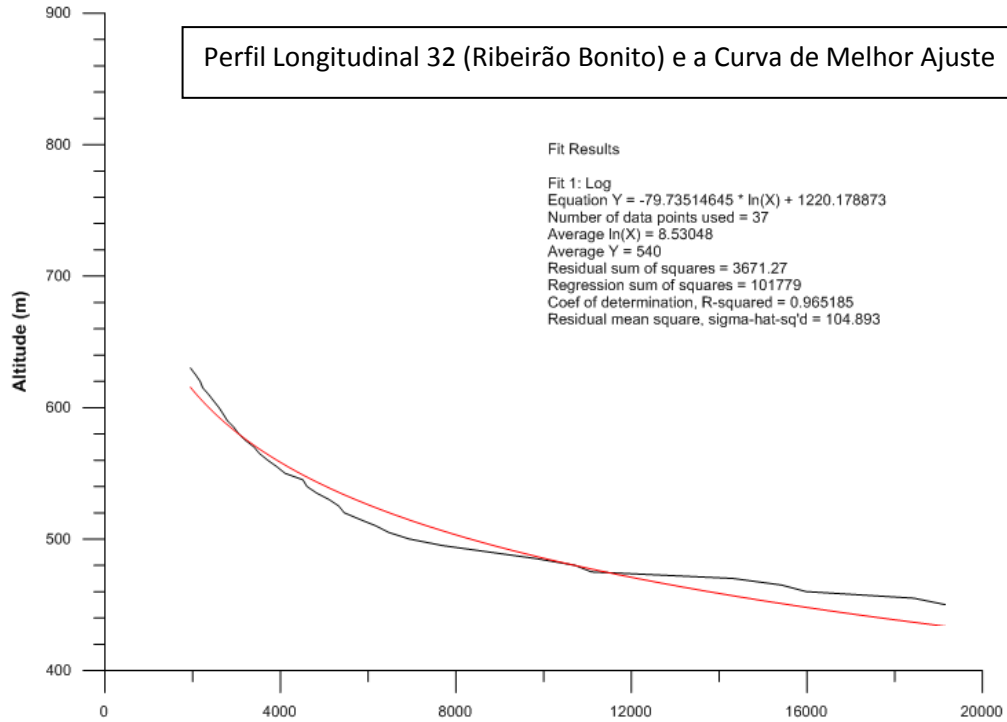


Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 29

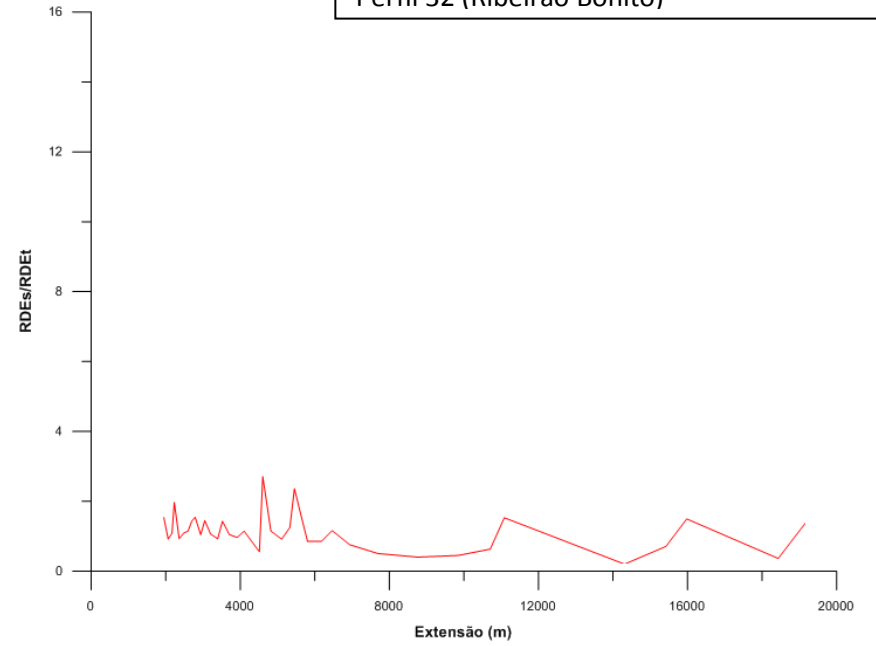




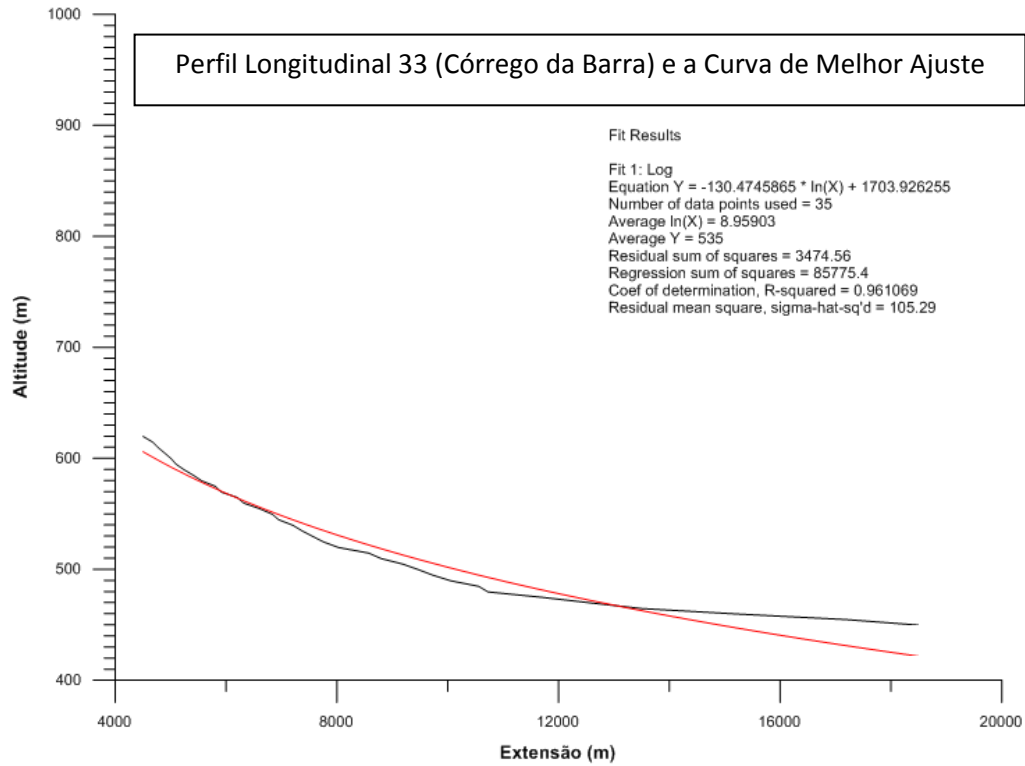
Perfil Longitudinal 32 (Ribeirão Bonito) e a Curva de Melhor Ajuste



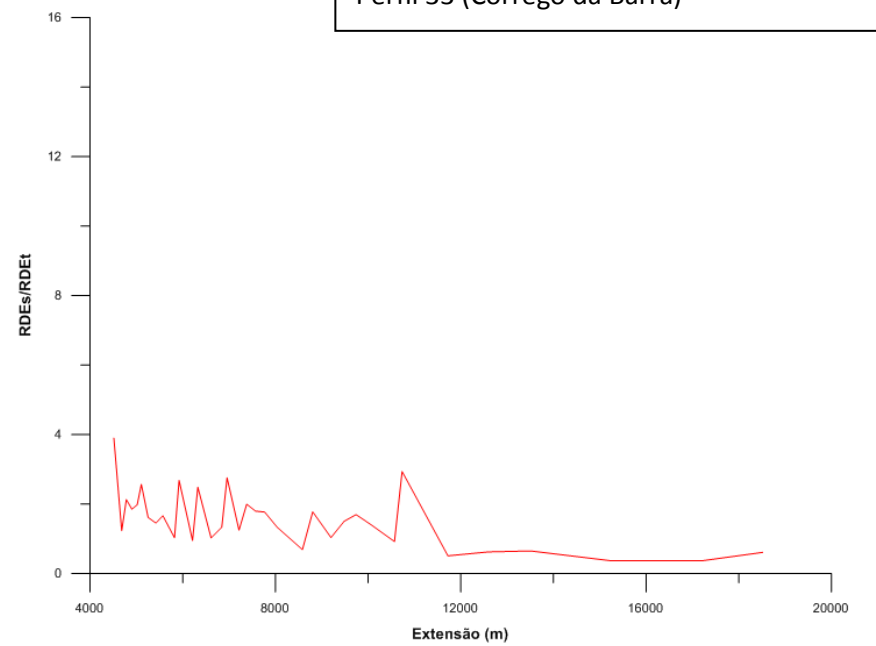
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 32 (Ribeirão Bonito)



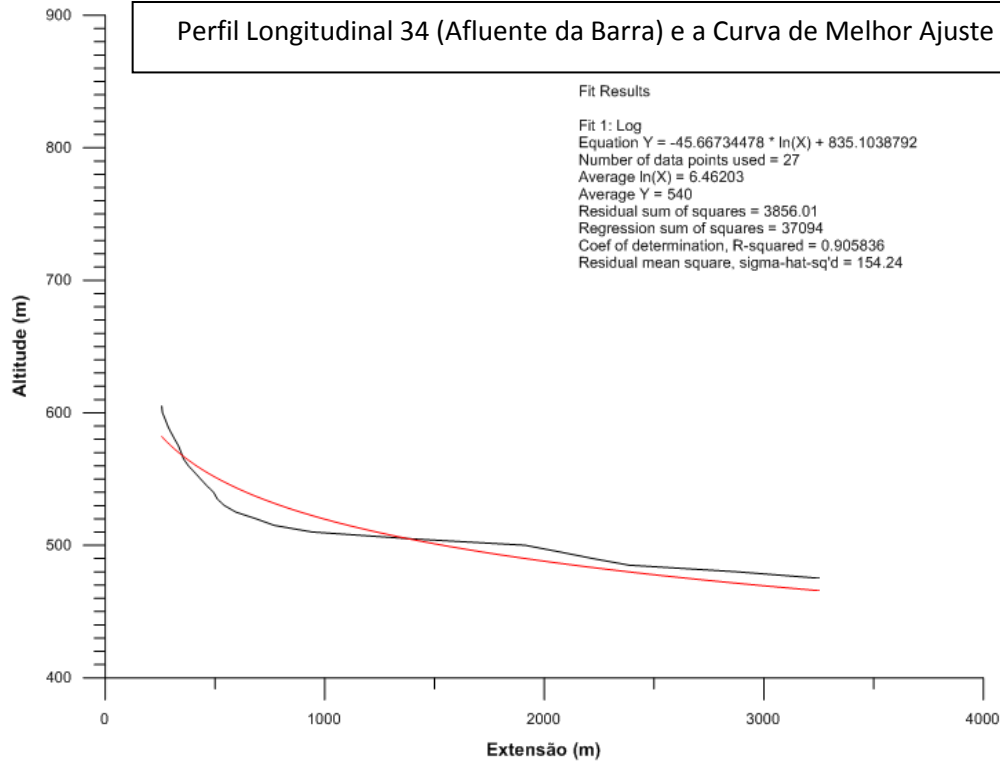
Perfil Longitudinal 33 (Córrego da Barra) e a Curva de Melhor Ajuste



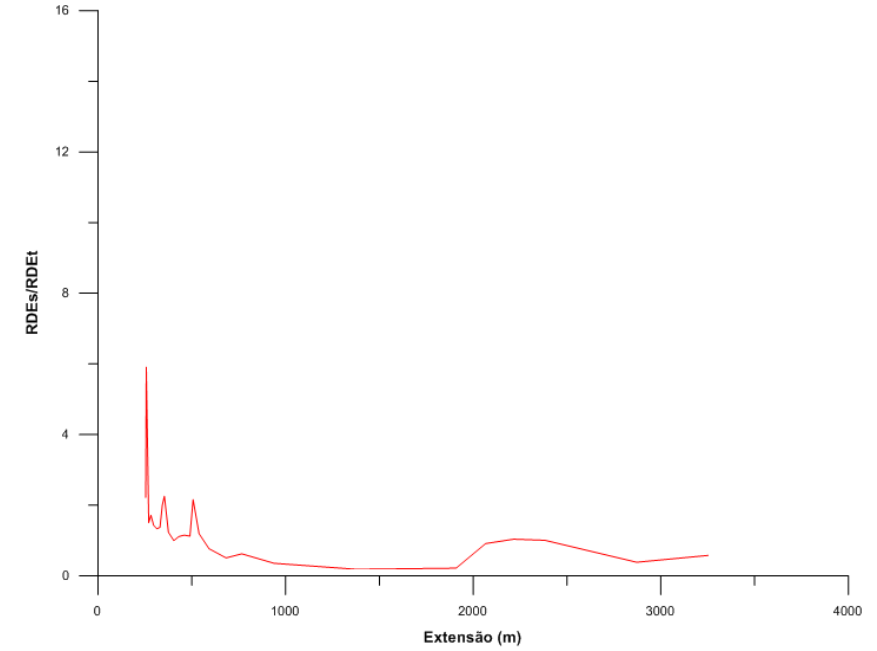
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 33 (Córrego da Barra)



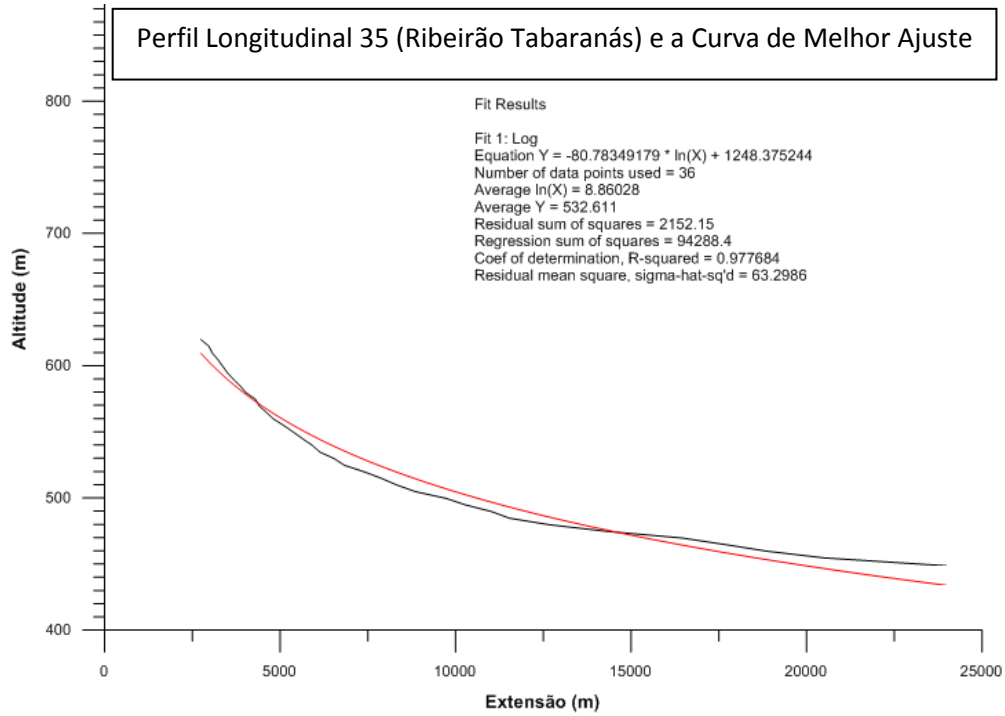
Perfil Longitudinal 34 (Afluente da Barra) e a Curva de Melhor Ajuste



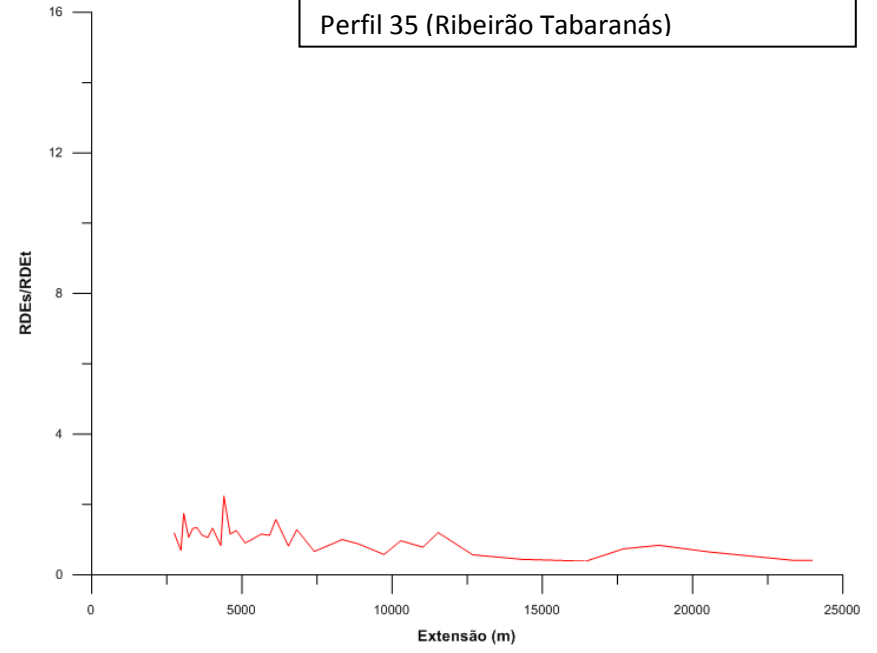
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 34 (Afluente da Barra)



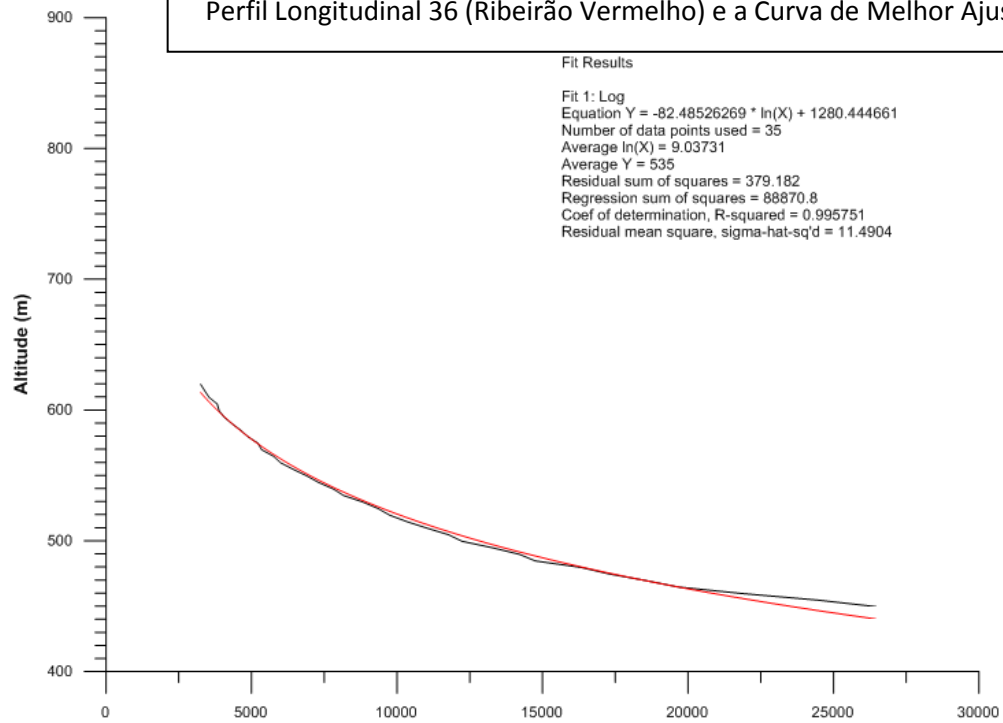
Perfil Longitudinal 35 (Ribeirão Tabaranás) e a Curva de Melhor Ajuste



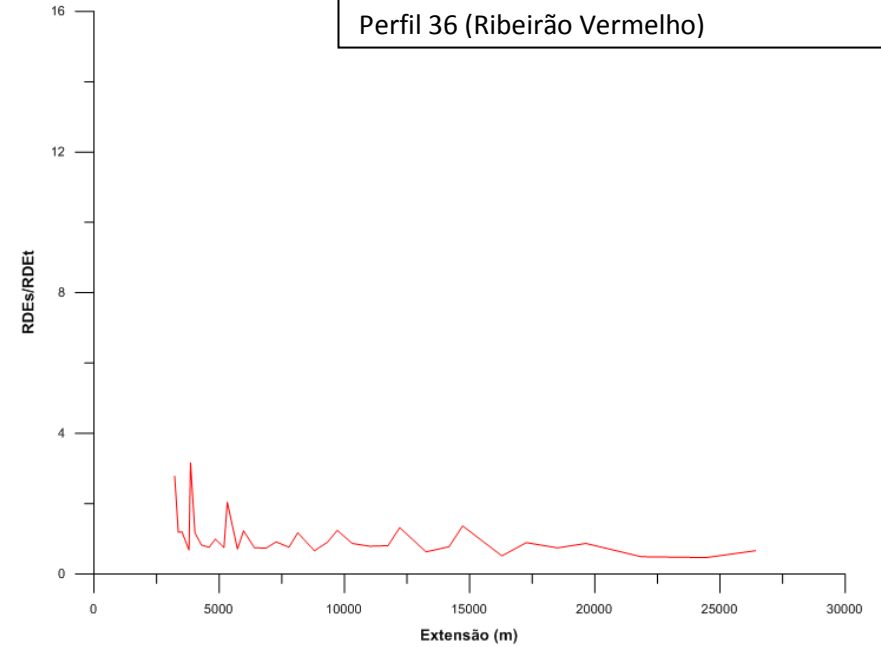
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 35 (Ribeirão Tabaranás)



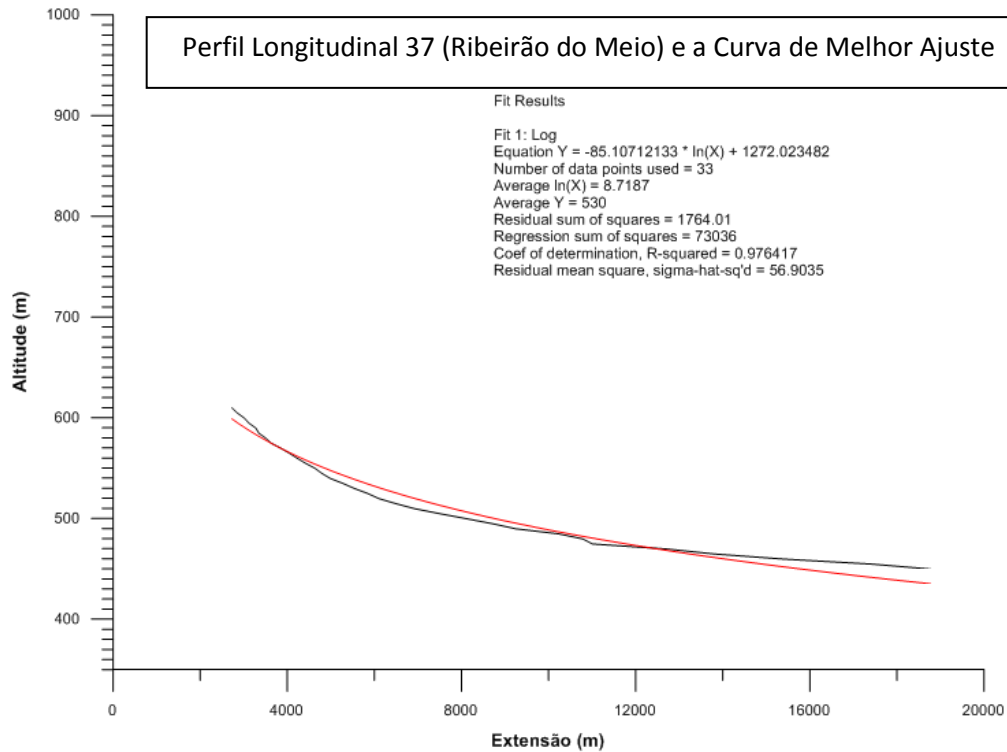
Perfil Longitudinal 36 (Ribeirão Vermelho) e a Curva de Melhor Ajuste



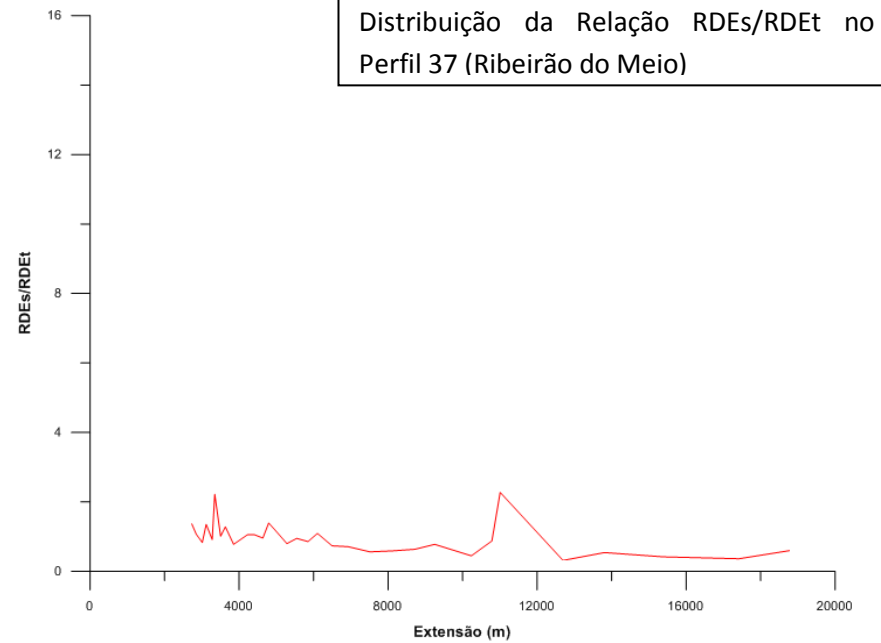
Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 36 (Ribeirão Vermelho)

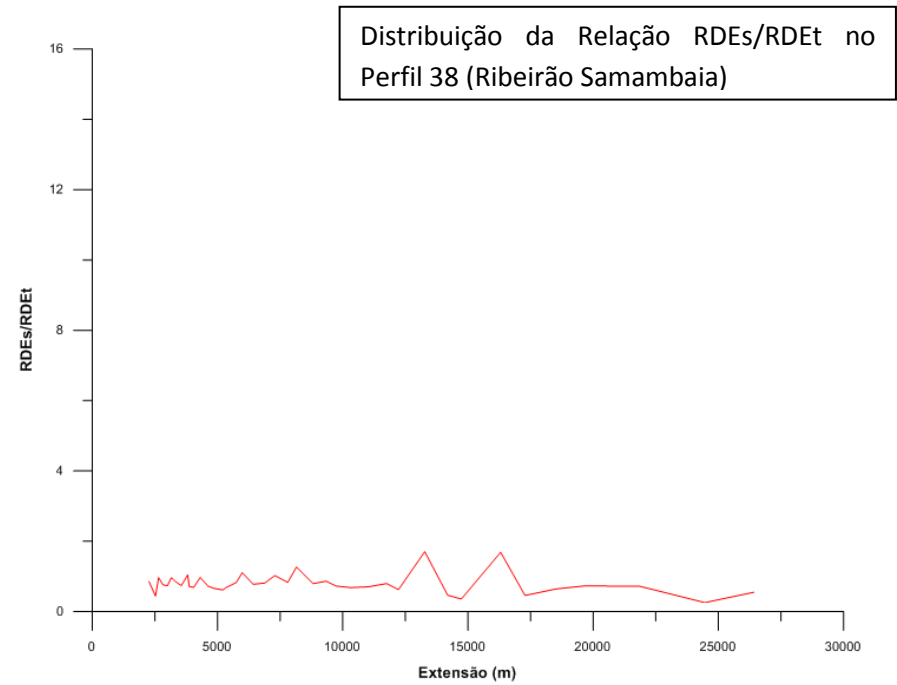
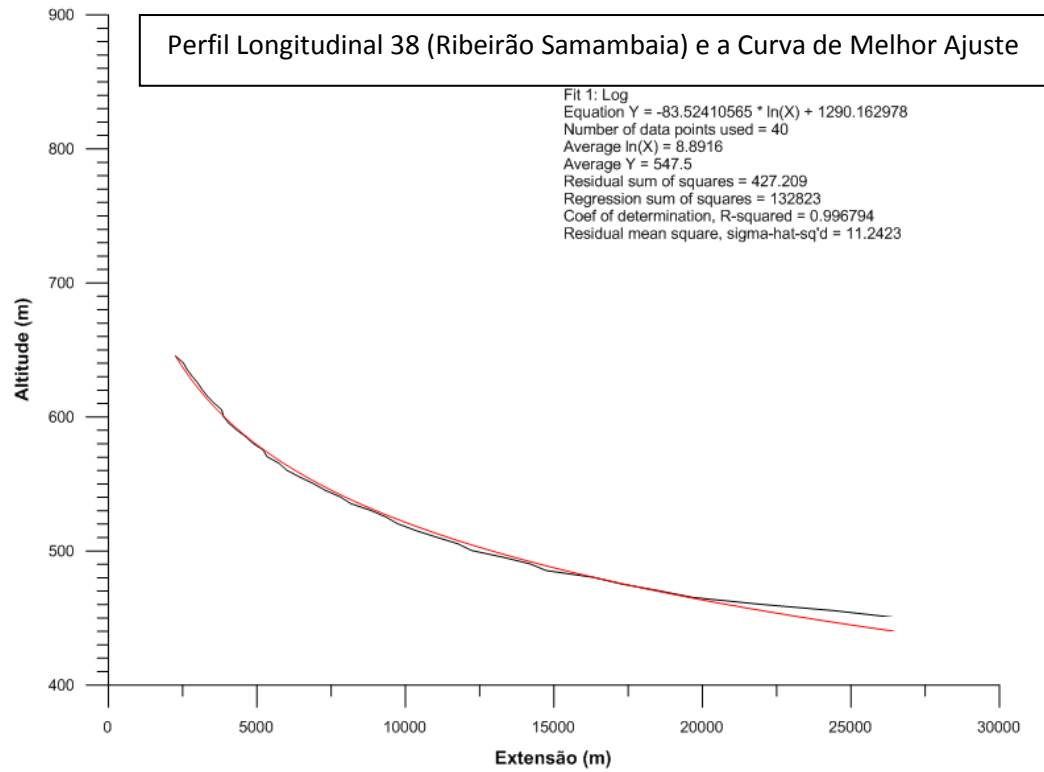


Perfil Longitudinal 37 (Ribeirão do Meio) e a Curva de Melhor Ajuste



Distribuição da Relação RDEs/RDEt no Perfil 37 (Ribeirão do Meio)

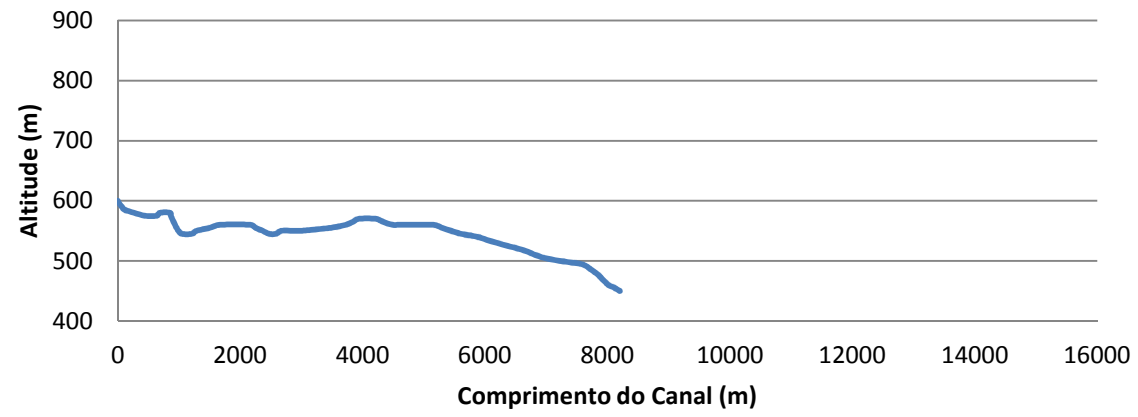




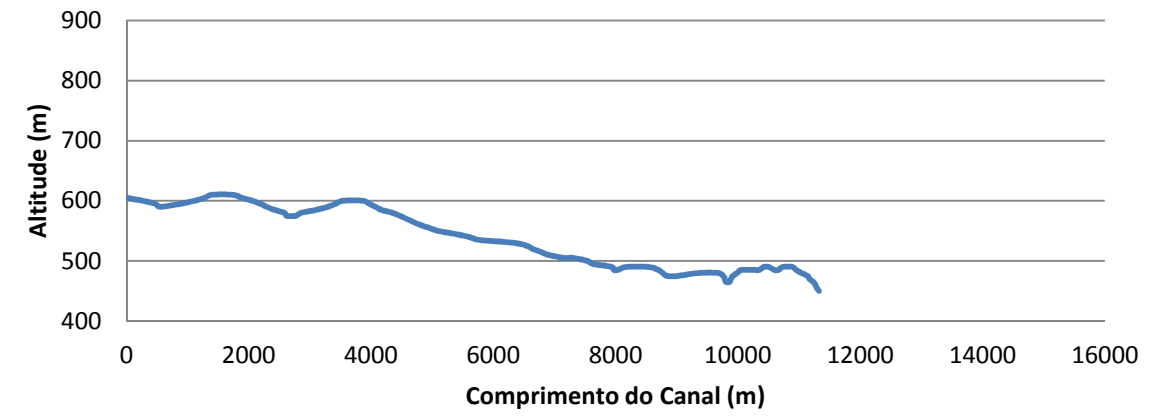
ANEXO 4

ANEXO 4 : PERFIS INTERFLUVIAIS DO GLACIS

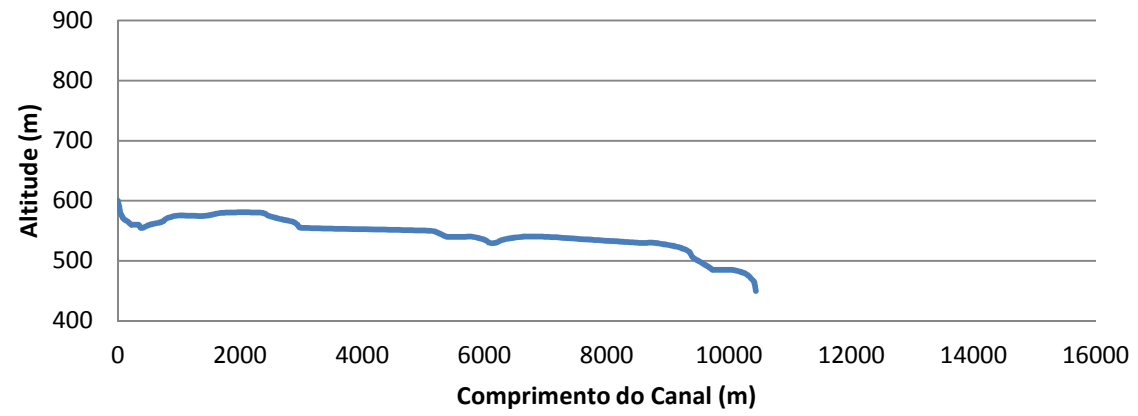
Perfil Topográfico 1



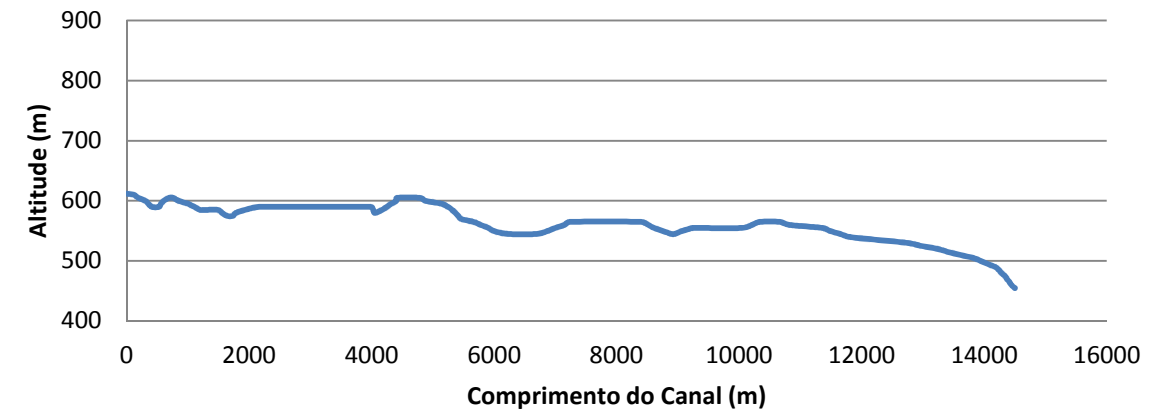
Perfil Topográfico 2



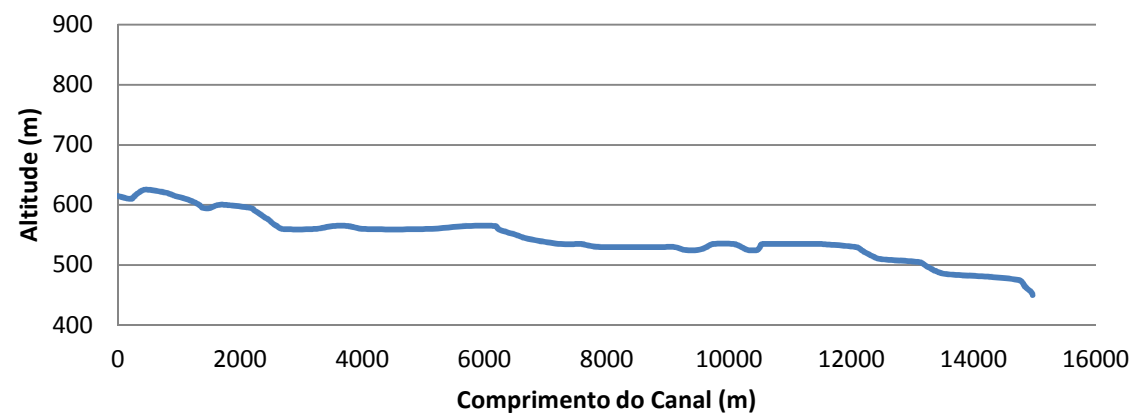
Perfil Topográfico 3



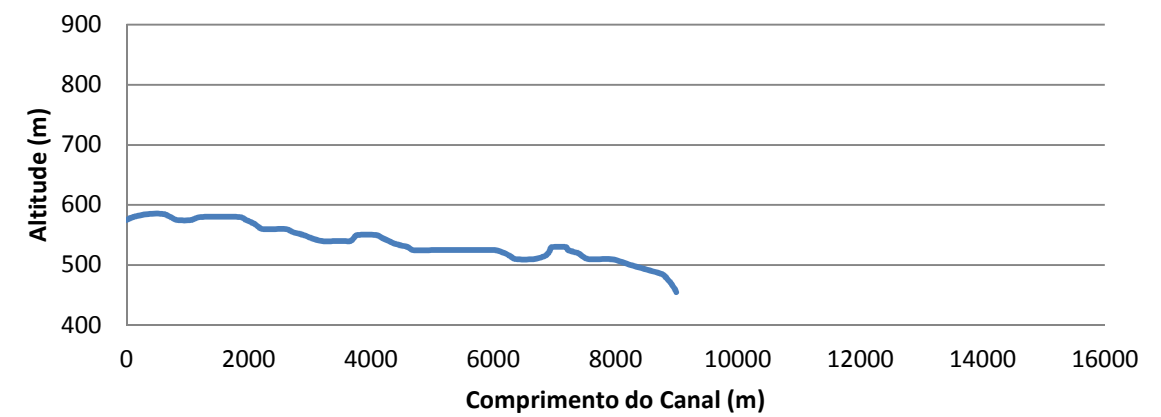
Perfil Topográfico 4



Perfil Topográfico 5

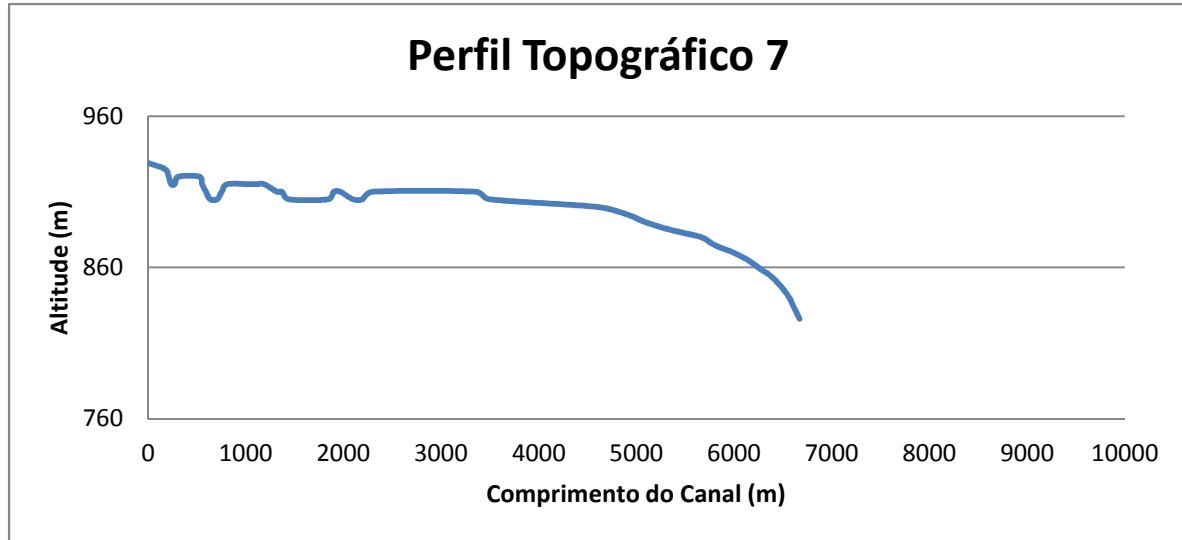


Perfil Topográfico 6

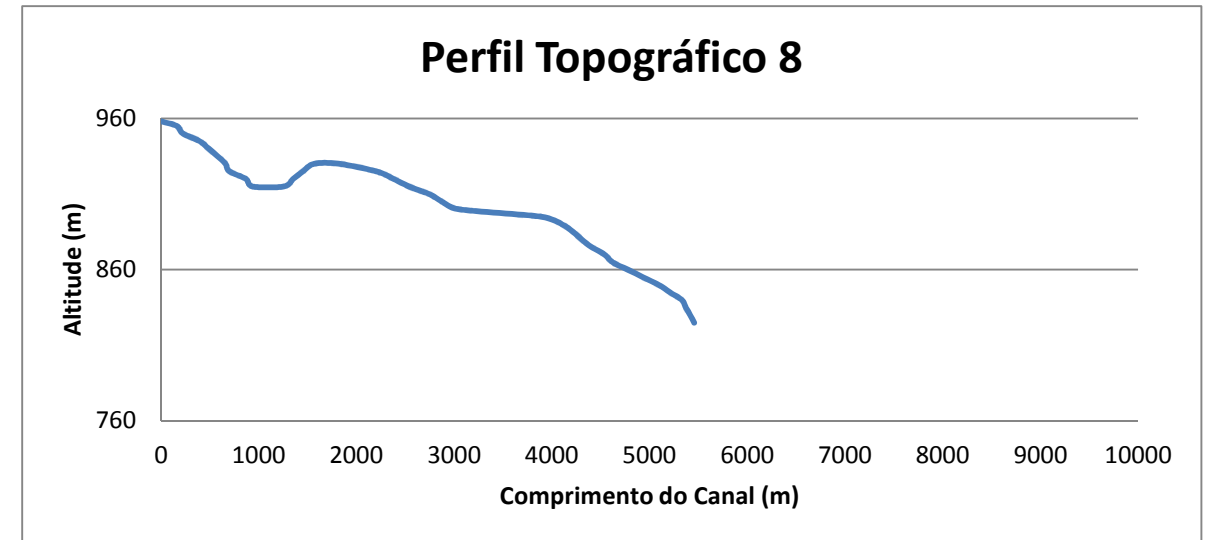


ANEXO 4 : PERFIS INTERFLUVIAIS DO REVERSO

Perfil Topográfico 7



Perfil Topográfico 8



Perfil Topográfico 9

