

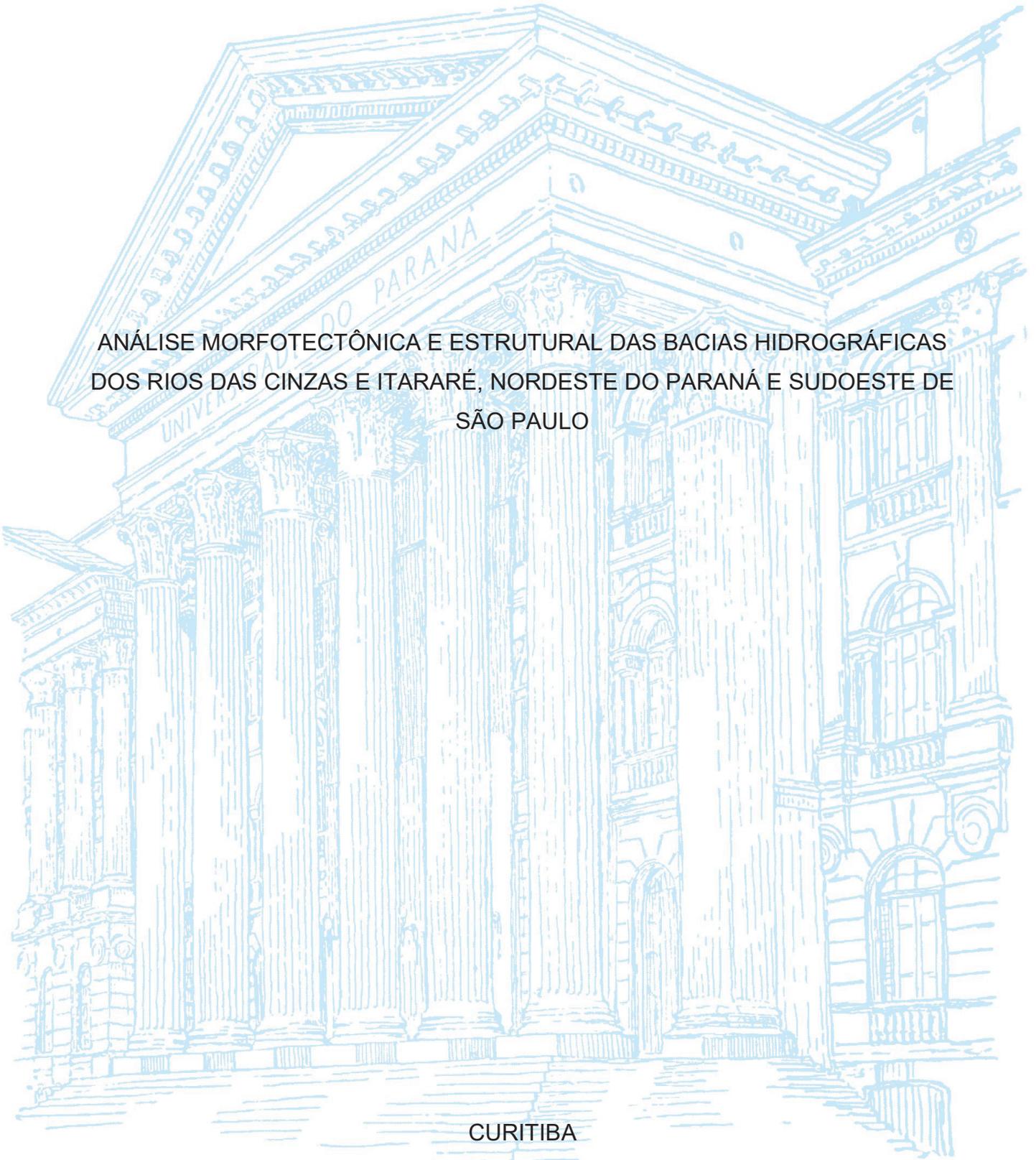
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

EMERSON SANCHES

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS
DOS RIOS DAS CINZAS E ITARARÉ, NORDESTE DO PARANÁ E SUDOESTE DE
SÃO PAULO

CURITIBA

2018



EMERSON SANCHES

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS
DOS RIOS DAS CINZAS E ITARARÉ, NORDESTE DO PARANÁ E SUDOESTE DE
SÃO PAULO

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação
em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade
Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção
do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni
Coorientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

CURITIBA

2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

- S211a Sanches, Emerson
Análise morfotectônica e estrutural das bacias hidrográficas dos rios Das Cinzas e Itararé, nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo / Emerson Sanches – Curitiba, 2018.
- Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.
- Orientador: Eduardo Salamuni
Coorientador: Clauzionor Lima da Silva
1. Bacias hidrográficas. 2. Geomorfologia tectônica;. 3. Morfometria. I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Silva, Clauzionor Lima da. IV. Título.

CDD: 551.8

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **EMERSON SANCHES** intitulada: **ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS DAS CINZAS E ITARARÉ, NORDESTE DO PARANÁ E SUDOESTE DE SÃO PAULO**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 30 de Agosto de 2018.

EDUARDO SALAMUNI

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

ELVO FASSBINDER

Avaliador Externo (UFPR)

MARCILENE DOS SANTOS

Avaliador Externo (UNESP)

AGRADECIMENTOS

Minha eterna gratidão aos professores Eduardo Salamuni e Clauzionor Lima da Silva, inestimáveis mestres e amigos, pela valiosa orientação, amizade e pelos ensinamentos, que foram de extrema importância para meu crescimento pessoal e profissional. MUITÍSSIMO OBRIGADO.

À minha amada Rebeca, por todo companheirismo, afeto, apoio e paciência, principalmente nesses dois anos de mestrado e de inúmeras noites mal dormidas.

Aos meus pais, Joana D'árc e José Adilson, cujos ensinamentos me fizeram, sempre, querer ir mais longe. Pelos conselhos e pelo apoio incondicional ao longo de toda minha vida, especialmente durante essa longa jornada acadêmica.

Aos meus queridos irmãos, Vinícius e Amanda, pela confiança que sempre depositaram em mim.

Aos meus colegas e amigos do laboratório do Núcleo de Geoprocessamento e do grupo de Neotectônica da UFPR, William, Viviane, Taily, Michelangelo, Ana Cecília e, em especial, à Jéssica, pelas incontáveis e relevantes discussões geológicas que levaram a muitas conclusões apresentadas neste trabalho.

Aos meus grandes amigos, irmãos de outras mães, Bruno, Roger e Wendell, pela leitura e crítica de trechos deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento desta pesquisa, através da concessão de bolsa de mestrado.

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná por toda estrutura disponibilizada, que tornou possível este trabalho.

RESUMO

Análises estruturais e morfotectônicas foram realizadas nas bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé, afluentes da margem esquerda do rio Paranapanema, com o objetivo de demonstrar a evolução tectônico-estrutural cenozoica da área de estudo, que envolve as regiões nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo, e é formada por rochas sedimentares dos Grupos Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois e São Bento, da Bacia Sedimentar do Paraná, além de incluírem rochas vulcânicas mesozoicas da Formação Serra Geral. O relevo do local é predominantemente ondulado a forte ondulado, com elevações variando entre 360 e 1.360 metros. Os principais alinhamentos magnético/estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo são os lineamentos Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE), Guaxupé (NE-SW) e Jacutinga (NE-SW), a norte; São Sebastião (E-W) na porção central; além de São Jerônimo-Curiúva (NW-SE) e Taxaquara (NE-SW) na porção sul. O método empregado consistiu em análise estrutural clássica, processamento e fotointerpretação de MDEs (SRTM), extração dos perfis longitudinais de rios e lineamentos de relevo e drenagem. Para o estudo morfométrico foram realizadas análises dos padrões e anomalias de drenagem, declividade do terreno, fator de assimetria, rupturas de declive e prováveis capturas de drenagem. A bacia de drenagem do rio Itararé flui de sul para norte e possui forma alongada, com bordas limitadas pelos grandes lineamentos NW-SE, correspondentes às Zonas de Falhas Santo Anastácio/Paranapanema e São Jerônimo-Curiúva. É moderadamente assimétrico e segue os traços dos extensos lineamentos NE-SW, relativos às Zonas de Falhas Taxaquara, Jacutinga e Guaxupé. O rio Itararé é predominantemente retilíneo, com meandramentos restritos à porção do médio curso. As drenagens se caracterizam pela média a baixa densidade, angularidade acentuada e conspícuo controle estrutural, cujas características implicam no padrão subdendrítico a retangular, segmentos em cotovelo, trechos paralelos e alinhados, segundo as direções NE-SW, NNW-SSE, N-S e E-W. A análise de perfis longitudinais da bacia investigada revelou que os knickpoints apresentam-se alinhados principalmente nas direções NE-SW e NW-SE, os quais indicam possível controle tectônico. Os lineamentos de relevo ocorrem em duas orientações preferenciais NE-SW e NW-SE e, secundariamente, N-S, NNW-SSE, E-W e ENE-WSW. Estes mostram influência em toda a área estudada. Os dados estruturais coletados caracterizam predomínio de falhas direcionais transcorrentes e transtracionais, que cortam a sequência sedimentar e as rochas da Formação Serra Geral, mostrando indicadores cinemáticos consistentes de processos tectônicos seguramente no Cenozoico. Predominam falhas transcorrentes destrais, com direção E-W, secundariamente WNW-ESE, NNE-SSW e N-S. As direções NE-SW, ENE-WSW, NNW-SSE e NW-SE também ocorrem, mas em menor frequência. Falhas sinistrais também são amplamente observadas, com direções NE-SW, WNW-ESE, E-W, N-S e NNE-SSW, e secundariamente ENE-WSW e NNW-SSE. Falhas normais e/ou oblíquas com direção WNW-ESE e E-W, e secundariamente ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, são frequentes, porém, há indícios de que estão seccionadas por um sistema transcorrente. Por fim, as falhas inversas, com direções NNE-SSW e E-W, são pouco frequentes. A análise dos paleotensores indicariam uma evolução da paisagem associada a pelo menos quatro pulsos tectônicos com S_{Hmax} compressivo orientados para NE-SW, N-S, NW-SE e E-W, descritos por diversos autores para as regiões sul e sudeste do Brasil, que estariam ativos, respectivamente, no Neocretáceo-Paleógeno, Plio-Pleistoceno, Pleistoceno e Holoceno.

Palavras-chave: Neotectônica; cenozoico; geomorfologia tectônica; morfometria.

ABSTRACT

Structural and morphotectonic analyses were carried out in the catchments of the Das Cinzas and Itararé rivers, tributaries of the left bank of the Paranapanema River, in order to demonstrate the tectonic-structural evolution of the studied area, which involves the northeast region of Paraná and southwest of São Paulo, and is underlain by sedimentary rocks from the Paraná, Itararé, Guatá, and São Bento Groups, of the Paraná Sedimentary Basin, and including mesozoic volcanic rocks from the Serra Geral Formation. The topography of the studied area is moderate to steep, with elevations varying between 360 and 1,360 meters. The main magnetic/structural alignments that affect and/or are contiguous to the study area are the Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE), Guaxupé (NE-SW) and Jacutinga lineaments (NE-SW), to the north; São Sebastião lineament (E-W) in the central portion; São Jerônimo-Curiúva (NW-SE) and Taxaquara lineaments (NE-SW) in the southern portion. The method applied consisted of classical structural analysis, processing and photointerpretation of DEMs (SRTM), extraction of longitudinal profiles of rivers and lineaments of relief and drainage. In order to assess morphometric parameters, we performed analyses of the drainage patterns and anomalies, slope of the terrain, drainage basin asymmetry factor, knickpoints and probable drainage captures. The Itararé River catchment flows from south to north and is elongated in shape, bordered by the large NW-SE lineaments, corresponding to the fault zones of Santo Anastácio/Paranapanema and São Jerônimo-Curiúva. It is moderately asymmetrical and follows the traces of the extensive NE-SW lineaments, related to the fault zones of Taxaquara, Jacutinga and Guaxupé. The Itararé River is predominantly straight, with meandraments restricted to the portion of the middle course. The drainages are characterized by the mean to low density, accentuated angularity and conspicuous structural control, whose characteristics imply the subdendritic to rectangular pattern, elbow-like, parallel and aligned segments, according to directions NE-SW, NNW-SSE, N-S and E-W. The analysis of longitudinal profiles revealed that the knickpoints are aligned mainly in the directions NE-SW and NW-SE, which indicate a possible tectonic control. The relief lineaments occur in two preferential orientations NE-SW and NW-SE and, secondarily, N-S, NNW-SSE, E-W and ENE-WSW, showing influence throughout the studied area. The structural data collected characterize the predominance of strike-slip and oblique faults, which cut the sedimentary sequence and the rocks of the Serra Geral Formation, marked by consistent kinematic indicators of tectonic processes, surely in the Cenozoic. There are predominant right-lateral strike-slip faults, E-W-oriented, and secondarily directed to WNW-ESE, NNE-SSW and N-S. Less frequent are those oriented to NE-SW, ENE-WSW, NNW-SSE and NW-SE. Left-lateral strike-slip faults are also widely observed, with directions NE-SW, WNW-ESE, E-W, N-S and NNE-SSW, and secondarily ENE-WSW and NNW-SSE. Normal and/or oblique faults oriented to WNW-ESE and E-W, and secondarily ENE-WSW and NW-SE to NNW-SSE, are frequent, however, there are indications that they are sectioned by a strike-slip system. Finally, the reverse faults, with directions NNE-SSW and E-W, are uncommon. The paleostress analysis indicates an evolution of the landscape associated with at least four tectonic pulses with compressive S_{Hmax} oriented to NE-SW, N-S, NW-SE and E-W, described by several authors for the southern and southeastern regions of Brazil, which would be active, respectively, in the Neocretaceous-Paleogen, Plio-Pleistocene, Pleistocene and Holocene.

Keywords: Neotectonics; cenozoic; tectonic geomorphology; morphometry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo. (Fonte dos dados vetorizados: IBGE, 2016).....	20
Figura 3.1. Dados do mecanismo focal para a intraplaca Sul-Americana. Barras azuis e verdes denotam a direção dos eixos P dos eventos de empurrão e transcorrência; barras vermelhas são eixos B de eventos de falhamento normal. Barras abertas são medições in situ (overcoring e hydrofrac). Tamanho da barra indica a qualidade dos dados. (Assumpção et al., 2016).....	24
Figura 3.2. Velocidades planimétricas da placa de Nazca e das estações geodésicas, em mm/ano, seguindo as direções dadas pelos vetores de Euler (isolinhas representam variações equidistantes de 3 mm/ano) (Marotta et al., 2013).....	25
Figura 3.3. A. Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto dextral (Riedel, 1929, apud Roldan 2007). B. Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel, segundo Petit (1987).	29
Figura 3.4. Critérios para determinação do sentido do movimento das falhas, propostos por Angelier (1994): (1) Degraus de minerais neoformados, (2) marcas de objetos, (3) fraturas de cisalhamento sintéticas, (4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'), (5) facetas polidas e rugosas alternadas, (6) tension gashes, (7) picos estilolíticos, (8) marcas parabólicas, (9) vesículas deformadas. (Angelier, 1994)	30
Figura 3.5. Classificação de slickensides como indicadores cinemáticos. Legenda: 1 = escala de ocorrência dos indicadores (a = microscópica; b = dezenas de milímetros; c = métrica); 2 = três diferentes tipos de setas (apontando a direção de movimento do bloco ausente) indicam o grau de confiabilidade em cada um dos indicadores cinemáticos (a = bom; b = regular; c = ruim); BD = bloco diagrama; OMO = orientação mineralógica oblíqua; PPE = elemento planar prévio; P = plano; S = seção. (Doblas, 1998).....	31
Figura 3.6. Principais propriedades de drenagem. (Adaptado de Soares & Fiori, 1976 por Andrades Filho, 2010).....	33
Figura 3.7. Padrões de drenagem básicos (Howard, 1967; Schumm, 1971; Suertegaray et al., 2003, adaptado por Andrades Filho, 2010).....	34
Figura 3.8. Anomalias de drenagem (Howard, 1967; Soares; Fiori, 1976, adaptado por Andrades Filho, 2010).....	35
Figura 3.9. A. Perfil longitudinal de uma ruptura de declive, retratando a morfologia de um knickpoints (Gardner, 1982). Modelos de propagação de knickpoint incluem (B) migração por substituição da declividade, (C) migração por retração paralela, enquanto (D) knickpoints gerados por erosão diferencial não apresentam, necessariamente, migração. Em mapa, knickpoints erosivos dispostos ao longo de uma curva de nível (E) e alinhados segundo trend tectônico (F); perfis longitudinais de canais cujas rupturas de declive tem origem erosiva (G) e por soerguimento diferencial (H); em regressão linear, assinatura de knickpoint erosivo (I) e tectônico (J). (Fonte: Bubank e Anderson, 2011).	39
Figura 4.1. Índice de nomenclatura, nome da folha, escala e órgão executor das cartas topográficas que recobrem a área de estudo, e adjacências, nas escalas 1:250.00 (preto), 1:100.000 e 1:50.000 (vermelho).	45
Figura 4.2. Mapa de afloramentos visitados em etapas de campo e rodovias de acesso da área de estudo. (Fonte dos dados vetorizados: IBGE, 2016).	52
Figura 4.3. Métodos dos diedros retos (Angelier; Mechler, 1977). A. Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B. Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois; C. Projeção estereográfica de falha direcional e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (em branco) e compressivo (em cinza); D. Idem ao anterior, para uma falha normal; E. Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em preto, 100% distensivas, em branco, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e área com 50% de cada, em cinza, resultadas da superposição de domínios compressivos e distensivos. (Fonte: Ferrari, 2001).....	54
Figura 4.4. Relações entre a orientação dos esforços principais e regimes tectônicos de Anderson (1951). As projeções estereográficas mostram os campos de distensão (T) e compressão (P). (Fonte: Fossen, 2012).....	54

Figura 5.1. À esquerda, esboço geológico da Bacia do Paraná, com indicação da área de estudo, e localização dos principais elementos tectônicos da bacia (modificado de Vieira, 1973; Ferreira, 1982b; Zalán et al., 1987). À direita, contexto geológico da área de estudo, com localização das principais estruturas que afetam ou são contíguas à área, e principais rodovias e municípios. (Adaptado de Trzaskos, 2006).....	55
Figura 5.2. Estrutura do embasamento da Bacia do Paraná. (Modificado de Milani et al., 1997).....	61
Figura 5.3. Zalán Mapa de localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná baseado em Vieira (1973), Ferreira (1982) e Zalán et al. (1987): 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea.	63
Figura 5.4. Compartimentação geomorfológica dos estados do Paraná e São Paulo, sobreposta ao modelo de relevo sombreado elaborado a partir do MDE-SRTM 30m. Destacado, em vermelho, a área de estudo. (Fonte dos dados: SRTM, 2000; MINEROPAR, 2006; SÃO PAULO, 2014; IBGE, 2016).	70
Figura 5.5. Seção topográfica NW-SE do estado do Paraná (dados altimétricos: TOPODATA - SRTM, 2000).....	72
Figura 6.1. Contexto geológico da área de estudo, com localização das principais estruturas que afetam ou são contíguas à área, e principais rodovias e municípios. (Fonte dos dados: MINEROPAR, 2006)...	76
Figura 6.2. Principais estruturas arqueadas da Bacia do Paraná (à esquerda) e os alinhamentos magnético/estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo.	77
Figura 6.3. Oito modelos de relevo sombreado derivados a partir do MDE-SRTM de 30 metros com azimutes solares, 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225° 270° e 315°, e elevação solar (ângulo de incidência da luz solar) de 30°. Iluminação ambiente (z-factor) configurada em 2,0.	80
Figura 6.4. Modelos de relevo sombreado derivados da combinação de outros quatro modelos com azimutes solares distintos. A. Combinação dos quatro modelos de relevo sombreado com azimutes solares de 0°, 45°, 90° e 135°. B. Combinação dos quatro modelos de relevo sombreado com azimutes solares de 180°, 225°, 270° e 315°.....	81
Figura 6.5. Exemplos de lineamentos morfoestruturais de expressão em baixos (linhas azuis) e altos topográficos (linhas vermelhas). A. Modelo de relevo sombreado combinado com azimutes solares 0°, 45°, 90° e 135°. B. Modelo de relevo sombreado combinado com azimutes solares 180°, 225°, 270° e 315°. Modelo digital de elevação SRTM.....	81
Figura 6.6. A. Mapa de lineamentos positivos extraídos do MDE-SRTM e seus respectivos (B) mapa de densidade de lineamentos, e rosetas de (C) frequência acumulada e (D) comprimento acumulado. E. Mapa de lineamentos negativos da área de estudos, com seus respectivos (F) mapa de densidade de lineamentos, e rosetas de (G) frequência acumulada e (H) comprimento acumulado.....	82
Figura 6.7. (A) Mapa de lineamentos morfoestruturais, incluindo lineamentos negativos e positivos (B) mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais, (C) roseta de frequência acumulada e (D) roseta de comprimento acumulado de lineamentos.....	84
Figura 6.8. Principais feixes de lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da fotointerpretação dos MDE-SRTM. Os diagramas de roseta demonstram que os lineamentos NE-SW são os mais frequentes na área. As direções E-W, N-S e NW-SE ocorrem de forma secundária. Quanto aos comprimentos acumulados, os lineamentos NE-SW e E-W são os mais proeminentes. Os lineamentos N-S e NW-SE apresentam menos extensões.	85
Figura 6.9. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes destrais, e suas respectivas quantidades de medidas. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção ENE-WSW. E. Falhas de direção E-W. F. Falhas de direção WNW-ESE. G. Falhas de direção NW-SE. H. Falhas de direção NNW-SSE.....	87
Figura 6.10. A. Falhas transcorrentes destrais E-W, com rejeitos ora normal, ora reverso. B. Bloco diagrama de estrutura em flor negativo, em forma de "tulipa", observada no painel A. C. No detalhe, espelho de falha contido na estrutura em flor, com estrias de atrito mergulhando de 25° a 40°, para W, e steps indicando cinemática da falha N88E, com mergulhos para norte e sul. D. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas observadas na figura (n=4).....	88

Figura 6.11. A. Afloramento de dacito intemperizado, da Formação Serra Geral, na altura do entroncamento das rodovias estaduais PR-436 e PR0439, intensamente fraturado por zonas de cisalhamento destras ENE-WSW, que intersectam falhas transcorrentes destras N30-40W/88E (plano frontal). B. Desenho esquemático das estruturas observadas no afloramento. Ocorrência de estruturas em flor negativa em forma de “tulipa” indicam componente normal na movimentação relativa entre os blocos, configurando o sistema como transtensivo. C. Detalhe do plano frontal (N40W/88), contendo steps incongruentes, gerados pela intersecção do plano principal Y com fraturas R de Riedel, indicando cinemática dextral. D. Detalhe da zona de cisalhamento N78E/85E, em que a zona de dano apresenta maior densidade de fraturas, com espaçamentos decimétricos, por vezes moendo a rocha e gerando brecha de falha. E. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos observados na figura (n=4).	89
Figura 6.12. A. Zona de falha dextral N60W/85W, intensamente brechada, em arenito da Formação Rio do Rasto. B. No mesmo afloramento, fraturas escalonadas N60W/89W, com sentido de movimentação dextral.	90
Figura 6.13. A. Falha transcorrente dextral NNW-SSE seccionando argilitos da Formação Rio do Rasto e manto regolítico, indicativo de falhamento recente. Desenho esquemático (B) e projeções estereográficas (C) das estruturas observadas na figura (n=3).	91
Figura 6.14. A. Falha transcorrente dextral N05W/83E, com cinemática marcada pelo escalonamento das fraturas, e falhas N17E/82W sinistrais, deslocando fraturas aproximadamente E-W. Afloramento próximo ao rio Jacarezinho, nos arenitos da Formação Rio do Rasto. As falhas NNW-SSE a NW-SE exercem controle na orientação da drenagem principal na região.	91
Figura 6.15. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes sinistrais, e suas respectivas quantidades de medidas. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção ENE-WSW. E. Falhas de direção E-W. F. Falhas de direção WNW-ESE. G. Falhas de direção NW-SE. H. Falhas de direção NNW-SSE.	92
Figura 6.16. A. Zona de cisalhamento sinistral, de alto ângulo de mergulho e direção N65-70W, em siltito da Formação Rio do Rasto. Zona de dano com grande densidade de estruturas, planas a curviplanas, com espaçamentos centimétricos a decimétricos. B. Desenho esquemático das estruturas em A. C. Indicadores cinemáticos sinistrais em argila de alteração que preenche planos N70W/85W, indicando movimentação recente, no período neotectônico. D. Plano de falha N60W/85E, preenchido por argila de alteração, com (E) indicadores cinemáticos sinistrais bem marcados, indicando movimentação tectônica recente. F. Plano de falha N55W/80W apresentando steps incongruentes, gerados pela intersecção do plano principal com fraturas R de Riedel, indicando cinemática sinistral. G. Detalha dos steps incongruentes observados em F. H. Falha transcorrente sinistral N30W/85E, com leque de falhas strike-slip secundárias ramificadas – rabo de cavalo (horsetail splay), curvadas em direção ao bloco que se afasta. I. Desenho esquemático da estrutura em rabo de cavalo observada em H.	94
Figura 6.17. A. Zona de cisalhamento sinistral N35-40E/89W, em calcários da Formação Teresina, com fraturas planares, regulares, abertas, que cortam planos de falhas sinistrais N25W/88W. B. Desenho esquemático das estruturas observadas em A. C. Detalhe do plano de falha N25W/88W, com estrias de atrito e steps congruentes indicando cinemática sinistral.	95
Figura 6.18. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas normais e transtensiva. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção E-W. E. Falhas de direção WNW-ESSE. F. Falhas de direção NW-SE.	96
Figura 6.19. A. Planos de falha N80E/80W, formando estrutura em flor negativa, tipo "tulipa", indicando abatimento dos blocos como falhas normais. B. Desenho esquemático da estrutura observada em A. ...	97
Figura 6.20. Estrutura em flor positiva, indicativa de compressão e falhamento reverso, com orientação N45E/82E. Componente direcional indefinida.	98
Figura 6.21. Falha reversa deslocando camadas ferruginosas, produto de intemperismo, nos sedimentos do Grupo Itararé, e projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas reversas medidas em campo.	98
Figura 6.22. Posicionamento do campo de esforços SHmax e Shmin, eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais. À direita, projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso NE-SW (falhas transcorrentes destras em vermelho; transcorrentes sinistrais em azul; falhas normais em verde).	99

Figura 6.23. Posicionamento do campo de esforços SHmax e Shmin, eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais. À direita, projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso N-S.....	100
Figura 6.24. Posicionamento dos esforços SHmax e Shmin, eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais, com projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso NW-SE.....	101
Figura 6.25. Posicionamento dos esforços SHmax e Shmin, eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais, com projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso E-W.....	102
Figura 7.1. Figura de localização da área de estudo, envolvendo a bacia de drenagem do rio Itararé e suas adjacências, e mapa de relevo sombreado, gerado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do SRTM.....	108
Figura 7.2. Mapa geomorfológico da área de estudo, indicando as sub-unidades morfoesculturais compreendidas na bacia hidrográfica do rio Itararé, sobreposto ao modelo de relevo sombreado elaborado a partir do MDE-SRTM 30m.....	109
Figura 7.3. Mapa geológico da área de estudo, envolvendo a bacia de drenagem do rio Itararé e adjacências.....	110
Figura 7.4. (A) Mapa de lineamentos morfoestruturais, (B) mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais, (C) roseta de frequência acumulada e (D) roseta de comprimento acumulado de lineamentos. (Fonte: Sanches et al., no prelo).....	113
Figura 7.5. Principais feixes de lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da fotointerpretação dos MDE-SRTM. Os diagramas de roseta demonstram que os lineamentos NE-SW são os mais frequentes na área. As direções E-W, N-S e NW-SE ocorrem de forma secundária. Quanto aos comprimentos acumulados, os lineamentos NE-SW e E-W são os mais proeminentes. Os lineamentos N-S e NW-SE apresentam menos extensões.....	115
Figura 7.6. (A) Grabén do Grotão, próximo ao município paranaense de Tomazina, orientado para NE-SW, com vertentes íngremes e fundo chato. (B) Cabeceira de drenagem, no limite entre Segundo e Terceiro planaltos paranaenses, em região amplamente dissecada, marcada por (C) morros isolados, como o Morro do Gavião. (D) Vale em “U” do rio Timburi, em segundo plano, encaixado em estruturas NW-SE, onde falha normal, possivelmente recente, gera feições morfológicas denominadas facetas trapezoidais. (E). Visada para NW do Vale do rio Timburi, evidenciando falhamento normal pela assimetria das vertentes, mais suave à esquerda (bloco baixo) e íngreme à direita, com sentido de basculamento para NE.....	117
Figura 7.7. Mapa de declividade elaborado a partir do modelo SRTM, integrado com a rede de drenagem extraída automaticamente. Classificação do relevo segundo EMBRAPA (1996).....	119
Figura 7.8. Mapa hipsométrico elaborado a partir do modelo SRTM, integrado com a rede de drenagem extraída automaticamente, onde as cores avermelhadas representam as maiores cotas do terreno e as verdes, as menores.....	120
Figura 7.9. Perfis topográficos da área de estudo. São os mesmos da Figura 7.8.....	121
Figura 7.10. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Itararé, proveniente das cartas topográficas do BDGEx, na escala 1:250.000, devidamente corrigidas.....	122
Figura 7.11. Mapa de densidade de drenagem da bacia do rio Itararé, integrado aos principais lineamentos magnético-estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo. Lineamentos em vermelho são alinhamentos dos extraídos a partir da densidade de drenagem, que se mostram condizentes com os lineamentos estruturas que afetam a área.....	123
Figura 7.12. Mapa de lineamentos de drenagem de 1ª ordem (Strahler, 1952) da bacia hidrográfica do rio Itararé, na escala aproximada de 1:250.000, com rosetas de frequência e comprimento acumulados indicando direções preferenciais dos lineamentos.....	126
Figura 7.13. Mapa-índice das sub-bacias hidrográficas consideradas na aplicação dos índices morfométricos.....	127
Figura 7.14. (A) Fator de assimetria (Af) calculado para as sub-bacias hidrográficas do Rio Itararé. (B) Fator de assimetria calculado para a bacia do Rio Itararé, com valores de área (em km ²) das margens direita e esquerda. (C) Fator de assimetria calculado para subdivisões maiores de algumas das sub-bacias,	

para efeito de comparação com trechos de alto, médio e baixo curso, mostrados em (A). Os números são os mesmos do mapa índice da Figura 7.13 129

Figura 7.15. A. Mapa simplificado da rede de drenagem. B. Gráfico log declividade versus log área de drenagem indica que, no baixo curso da bacia, ocorre uma zona de transição, ligando dois pontos de ks distintos, assinatura de knickpoints de origem tectônica. C. Perfis longitudinais dos principais canais da bacia e suas localizações nos mapas. Painéis menores, abaixo, individualizam cada perfil, a fim de melhor visualização das rupturas de declive (convexidades). 134

Figura 7.16. A. Mapa de distribuição de knickpoints da bacia do rio Itararé, representado em desvio altimétrico do perfil real em relação ao ideal previsto. A escala de cores varia de desvios altimétricos elevados (vermelho), representativos de convexidades, a desvios altimétricos baixos (verde), onde o canal encontra-se em equilíbrio. B. Perfil de desvio altimétrico acumulado dos rios Itararé (linha mais grossa), Verde (grossa contínua), Jaguaricatu (grossa tracejada), Jaguariaíva (grossa pontilhada), Ribeirão Vermelho (fina contínua), Ribeirão da Pescaria (fina tracejada), São Pedro (fina pontilhada) e Ribeirão da Fatura (fina tracejado com pontos). No painel do canto superior esquerdo, mapa da drenagem, com canais traçados usando mesmo estilo de linha. As letras designam knickpoints e/ou knickzones correlatos. A Cachoeira do Navio, no rio Tucunduva, é um exemplo de ruptura de declive. Na imagem, visadas a montante (C) e a jusante (D) da série de rupturas que configuram uma queda de aproximadamente 20 metros de desnível. 135

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1. Cronologia relativa das diferentes fases de deformação nas regiões sul e sudeste do Brasil. A última coluna faz referência às interpretações de outros autores que pesquisaram áreas diversas, as regiões Sul e Sudeste do Brasil, mencionadas a seguir: (AQ) Alto de Queluz; (MAC) Maciço Alcalino de Cananéia; (GG) Gráben da Guanabara; (BP) Bacia do Paraná; (DL) Domo de Lajes; (BaC) bacias cenozoicas; (RCSB) Rifte Continental do Sudeste do Brasil; (BC) Bacia de Curitiba; (ZCPS) Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul; (SG) Formação Serra Geral; (RJ) bacia do rio Jordão; (CAT) Complexo Alcalino Tunas; (BT) Bacia de Taubaté; (CJ) Campos do Jordão; (LAG) Laguna, Santa Catarina; (PQA) Parquera-Açu. (Fonte: Salamuni et al., 2017).....	69
Tabela 6.1. Medidas estruturais com cinemática definida, distribuídas em 8 famílias, com amplitude de 20°.	86
Tabela 7.1. Índice Af e variáveis consideradas no seu cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.	128

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 3.1	36
Equação 3.2	40
Equação 3.3	41
Equação 3.4	42
Equação 3.5	42

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	INTRODUÇÃO	17
1.1.	Objetivos	17
1.1.1.	<i>Objetivos específicos</i>	18
1.2.	Justificativa.....	18
1.3.	Localização da área e vias de acesso	19
CAPÍTULO 2	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	21
CAPÍTULO 3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
3.1.	O que é neotectônica?	22
3.2.	Regime de tensões intraplaca: contexto da Placa Sul-Americana	23
3.3.	Estudo da paleotensão e deformação neotectônica	25
3.4.	Morfoestruturas e morfotectônica.....	26
3.4.1.	<i>Lineamentos morfoestruturais e deformações geológicas</i>	27
3.4.1.1.	<i>Indicadores cinemáticos rúpteis</i>	28
3.4.2.	<i>Drenagem</i>	31
3.4.2.1.	<i>Extração automática</i>	32
3.4.2.2.	<i>Análise qualitativa</i>	32
3.4.2.3.	<i>Análise quantitativa</i>	35
3.4.2.3.1.	Perfil longitudinal de rio, nível de base e knickpoints	35
3.4.2.3.2.	Modelagem de knickpoints.....	40
3.4.2.3.3.	Fator de Assimetria das Bacias de Drenagem (FABD).....	42
3.5.	Sensoriamento remoto.....	42
CAPÍTULO 4	MATERIAIS E MÉTODOS	44
4.1.	Materiais	44
4.2.	Métodos	46
4.2.1.	<i>Sistema de coordenadas</i>	46
4.2.2.	<i>Rede de drenagem e delimitação das bacias hidrográficas</i>	46
4.2.2.1.	<i>Extração automática</i>	46
4.2.2.2.	<i>Vetorização das drenagens</i>	47
4.2.2.3.	<i>Hierarquização das bacias</i>	48
4.2.3.	<i>Índices morfométricos</i>	48
4.2.3.1.	<i>Perfis longitudinais dos rios e mapa de knickpoints</i>	48

4.2.3.2.	<i>Fator de assimetria (Af)</i>	49
4.2.3.3.	<i>Mapa hipsométrico</i>	50
4.2.3.4.	<i>Mapa de declividade</i>	50
4.2.4.	<i>Extração de lineamentos morfoestruturais</i>	50
4.2.5.	<i>Trabalho de campo e análise estrutural</i>	51
4.2.6.	<i>Determinação dos eixos de paleotensão</i>	53
CAPÍTULO 5	CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA	55
5.1.	Bacia do Paraná: aspectos gerais.....	56
5.2.	Estratigrafia da área de estudo.....	56
5.2.1.	<i>Supersequência Paraná</i>	56
5.2.1.1.	<i>Formação Furnas</i>	57
5.2.1.2.	<i>Formação Ponta Grossa</i>	57
5.2.2.	<i>Supersequência Gondwana I</i>	57
5.2.2.1.	<i>Grupo Itararé</i>	58
5.2.2.2.	<i>Formação Rio Bonito</i>	58
5.2.2.3.	<i>Formação Palermo</i>	58
5.2.2.4.	<i>Formação Irati</i>	58
5.2.2.5.	<i>Formação Serra Alta</i>	59
5.2.2.6.	<i>Formação Teresina</i>	59
5.2.2.7.	<i>Formação Rio do Rasto</i>	59
5.2.3.	<i>Supersequência Gondwana III</i>	59
5.2.3.1.	<i>Formação Pirambóia/Botucatu</i>	59
5.2.3.2.	<i>Formação Serra Geral</i>	60
5.3.	Arcabouço tectônico-estrutural da Bacia do Paraná.....	60
5.4.	Eventos tectônicos pós-magmatismo Serra Geral.....	65
5.5.	Arcabouço geomorfológico.....	69
3.4.1.	<i>Cinturão Orogênico do Atlântico</i>	70
3.4.2.	<i>Bacia Sedimentar do Paraná</i>	71
5.6.	Neotectônica e morfotectônica no Paraná.....	71
CAPÍTULO 6	ARTIGO 1	73
6.1.	Resumo.....	73
6.2.	Introdução.....	75
6.3.	Arcabouço geológico-estrutural.....	76
6.3.1.	<i>Arco de Ponta Grossa e estruturas associadas</i>	78

6.4.	Métodos	79
6.5.	Resultados	80
6.5.1.	<i>Lineamentos morfoestruturais</i>	80
6.5.2.	<i>Análise estrutural</i>	86
6.5.2.1.	<i>Falhas transcorrentes</i>	86
6.5.2.2.	<i>Falhas transtracionais e normais</i>	96
6.5.2.3.	<i>Falhas inversas e transpressionais</i>	97
6.6.	Discussões.....	99
6.7.	Conclusão	102
CAPÍTULO 7	ARTIGO 2	104
7.1.	Resumo.....	104
7.2.	Introdução	106
7.3.	Características geológicas e geomorfológicas.....	108
7.4.	Métodos	111
7.5.	Resultados e discussões	112
7.5.1.	<i>Lineamentos morfoestruturais</i>	112
7.5.2.	<i>Arcabouço geomorfológico</i>	115
7.5.3.	<i>Caracterização qualitativa da rede de drenagem</i>	122
7.5.4.	<i>Caracterização da rede de drenagem por índices morfométricos</i>	126
7.5.4.1.	<i>Fator de assimetria</i>	128
7.5.4.2.	<i>Perfis longitudinais e knickpoints</i>	130
7.6.	Conclusões	136
CAPÍTULO 8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	138
REFERÊNCIAS	140

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

Estudos tectônicos desenvolvidos nos estados do Paraná e São Paulo têm mostrado evidências de reativação de estruturas antigas, pré-cambrianas ou paleozoicas, com significativas influências na evolução da paisagem do sul do país (ASMUS; FERRARI, 1978; HASUI, 1990; SAADI, 1993; SALAMUNI, 1998, 2005; ROSTIROLLA et al., 2000, 2003; SALAMUNI et al., 2004, 2015; ANDRADES FILHO et al., 2008; CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008; COUTO, 2011; MORALES et al., 2012; NASCIMENTO et al., 2013; SOUZA JÚNIOR et al., 2013; SALAMUNI; FIORI, 2014). Os resultados alcançados impõem a necessidade da investigação de feições lineares importantes nessa região, que controlam falhas do embasamento e que, por reativação, também cortam rochas da Bacia do Paraná, onde evidências de reativação de estruturas ligadas ao lineamento São Jerônimo-Curiúva, nas rochas sedimentares, já foram reconhecidas (STRUGALE, 2002; STRUGALE et al., 2002, 2004, 2007). A área de estudo, localizada no nordeste do Estado do Paraná e sudoeste de São Paulo, se caracteriza por situar-se no domínio do Arco de Ponta Grossa, cuja hipótese levantada remete a processos de reativação estrutural no Cenozoico.

Evidências neotectônicas no Estado do Paraná foram mencionadas por Salamuni (1998), em estudos na Bacia Sedimentar de Curitiba, enquanto Guedes (2014) faz menção a indicadores de deformação neotectônica no oeste do Estado de São Paulo, no Planalto Ocidental Paulista. A fim de complementar os dados e informações referentes à morfoestrutura e/ou morfotectônica, ampliando o conhecimento a respeito do quadro neotectônico, o projeto de pesquisa intitulado “Tectônica Cenozoica do Sul do Brasil”, tem como objetivo principal determinar os processos tectônicos atuantes no Cenozoico, nos estados da região Sul do Brasil. O estudo aqui apresentado está inserido nesse contexto e tem o intuito de contribuir para ampliar o conhecimento morfoestrutural/morfotectônico. Seguindo a mesma linha de pesquisa, o estudo mostra os resultados da investigação de processos tectônicos, e suas conseqüentes estruturas, a partir do início do Cenozoico, ligados à ativação de estruturas lineares associadas ao Arco de Ponta Grossa, as quais influenciaram a morfotectônica na área de interesse.

1.1. Objetivos

O objetivo principal consiste na identificação e caracterização do regime tectônico no Cenozoico, responsável pela modificação da paisagem na área compreendida pelas

bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé, através da análise geomorfológica e tectônica.

1.1.1. Objetivos específicos

Os objetivos específicos compreendem:

- a) determinar e quantificar feições morfoestruturais, a fim de caracterizar a configuração morfotectônica/morfoestrutural regional;
- b) caracterizar a deformação tectônica na paisagem por meio da análise estrutural em falhas e juntas;
- c) definir a cronologia relativa da deformação tectônica no Cenozoico;
- d) determinar o campo ou eixo da paleotensão na área;
- e) determinar possíveis reativações de falhas, para composição dos eventos sucessivos.

Assim, para atingir os objetivos serão elaborados produtos – ou procedimentos – associados à Geomorfologia Tectônica e Estrutural e à Geologia Estrutural, tais como:

- a) caracterização da rede de drenagem, contemplando aspectos qualitativos e quantitativos e a análise morfométrica;
- b) lineamentos morfoestruturais;
- c) caracterização e mapeamentos do arcabouço geomorfológico e seus aspectos;
- d) análise estrutural das falhas medidas em campo.

1.2. Justificativa

Estudos voltados à temática neotectônica, abrangendo análises morfométricas, estruturais e morfoestruturais, vem sendo desenvolvidos na região sul do país (NORTHFLEET et al. 1969; VIEIRA, 1973; ASMUS; FERRARI, 1978; FERREIRA 1982a,b; ZALÁN et al. 1990; SOARES, 1992). Entretanto, a quase totalidade desses trabalhos tem abrangência regional e somente no final da década de 1990, e início dos anos 2000, as pesquisas foram mais sistemáticas e incisivas (SALAMUNI, 1998; ROSTIROLLA et al. 2000, 2003; STRUGALE, 2002; STRUGALE et al., 2002, 2004, 2007; SALAMUNI et al., 2003, 2004; SALAMUNI, 2005; FONSECA, 2006; ANDRADES FILHO et al., 2008; CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008; COUTO, 2011; NASCIMENTO et al., 2013; SALAMUNI et al., 2015). Esses estudos têm revelado a diversidade de feições geológico-estruturais, estilos estruturais e eventos tectônicos que são reconhecidos para

a formação de bacias sedimentares modernas, reativação de estruturas antigas (pré-cambriana ou faneorozoica), as quais impõem um claro condicionamento na paisagem.

Em função dessa temática ainda não apresentar pesquisas suficientes, o estudo tem o intuito de complementar o conhecimento sobre a tectônica cenozoica dos estados do Paraná e São Paulo, colaborando para o entendimento do quadro tectônico recente na região sul do Brasil e demonstrando a atuação da tectônica cenozoica responsável pela organização e reorganização de bacias hidrográficas, bem como no relevo e os seus processos decorrentes. Espera-se com esta pesquisa que se verifique as correlações do controle estrutural na formação da paisagem, assim contribuindo para estabelecer maior entendimento da estruturação e da evolução tectônica cenozoica do sul do Brasil, bem como ampliar o conhecimento sobre a tectônica rúptil no Arco de Ponta Grossa.

1.3. Localização da área e vias de acesso

A área de estudo compreende as bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé (SUDERHSA, 2007), perfazendo 18.043 km², localizadas no nordeste do Estado do Paraná e sudoeste do Estado de São Paulo, definida pelos municípios de Itambaracá (PR), a norte, e Doutor Ulysses (PR), a sul (Figura 1.1).

O acesso à área é realizado, a partir de Curitiba, por meio das rodovias pavimentadas PR-090 e PR-513, até o município de Ponta Grossa, e PR-151, até Jaguariaíva. A partir de Wenceslau Braz, é possível a circulação pela estrada PR-092, e, partindo de Ibaiti, pelas estradas BR-153, para norte, e PR-531, na direção sul, que dão acesso a rodovias estaduais em boas condições, para a exploração do interior e porções oeste, noroeste e sudoeste da área de estudo. A partir de Fartura, a circulação se dá pelas rodovias SP-303, SP-249, SP-255 e SP-281, que dão acesso a outras rodovias estaduais que permitem cobrir o restante da área, a leste, nordeste e sudeste.

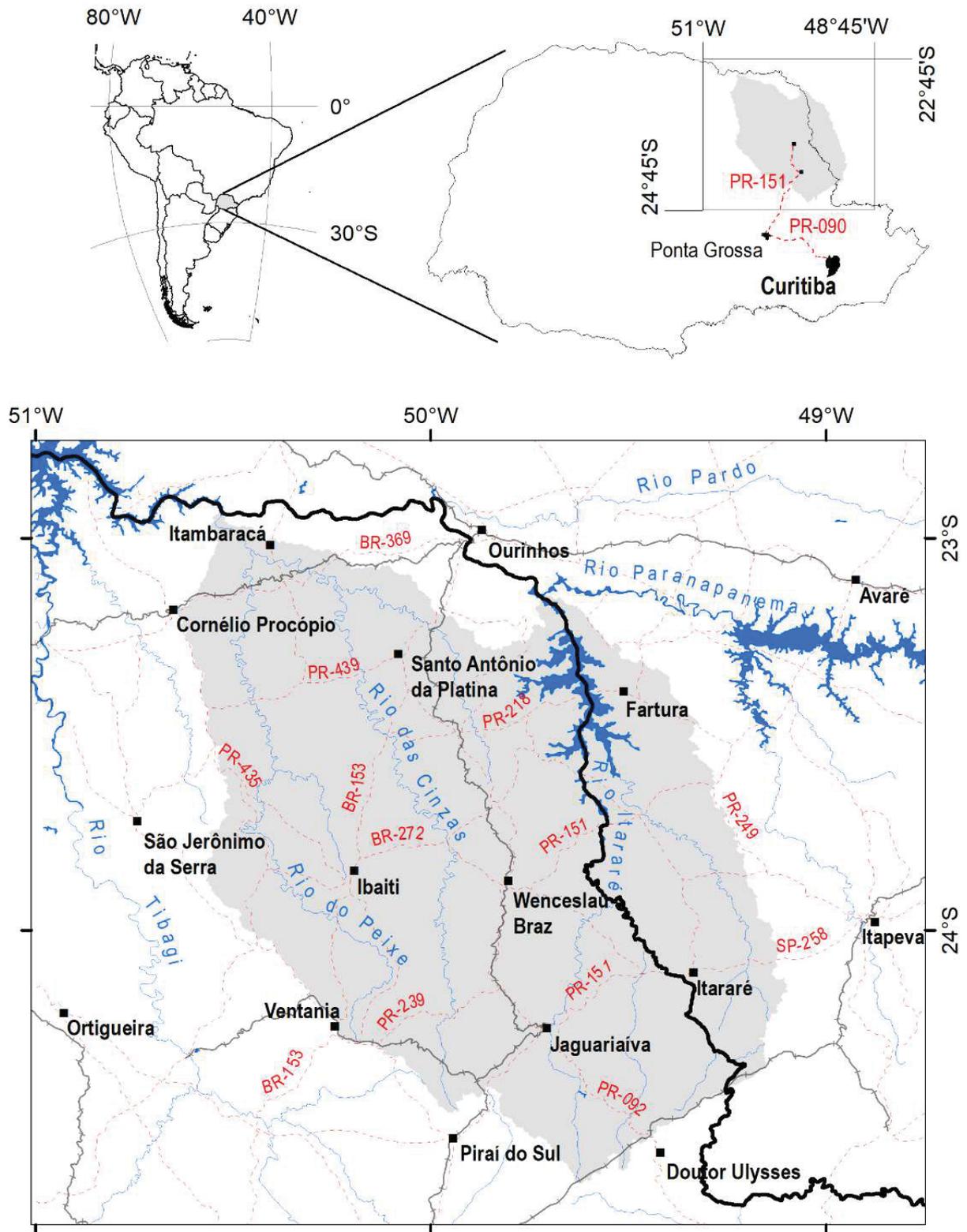


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo. (Fonte dos dados vetorizados: IBGE, 2016).

CAPÍTULO 2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O Capítulo 3 apresenta a fundamentação teórica, versando desde o conceito de neotectônica e os regimes de tensão intraplaca no contexto da Placa Sul-Americana, estudos de paleotensão e neotectônica, morfoestruturas e morfotectônica.

O Capítulo 4 apresenta a descrição dos métodos e materiais empregados ao longo do trabalho, porém cada um dos capítulos referentes aos artigos a serem publicados apresenta em suas partes introdutórias uma citação dos métodos utilizados.

O Capítulo 5 trata da caracterização regional, abordando os principais aspectos da Bacia do Paraná e do Arco de Ponta Grossa, utilizando-se de revisão bibliográfica, além de apresentar a estratigrafia da área de estudo.

Os capítulos 6 e 7 foram elaborados prevendo sua publicação na forma de artigos, de forma que cada um apresenta uma breve introdução ao respectivo tema e uma revisão bibliográfica, que por vezes apresenta-se diluída ao longo do texto. Considera-se que esses capítulos representam a discussão do trabalho como um todo. No fim de cada assunto, são apresentados resultados e discussões específicos. Optou-se, no Capítulo 7, referente ao artigo de análise morfométrica e morfotectônica, por apresentar os resultados e discussões referentes apenas à bacia do Rio Itararé, em virtude de outros estudos acerca da mesma temática estarem sendo desenvolvidos na bacia hidrográfica do Rio das Cinzas. Entretanto, os resultados alcançados não foram comprometidos, uma vez que as análises morfométricas e morfotectônicas, além das estruturais, essas últimas apresentadas no Capítulo 6, foram desenvolvidas para as duas bacias hidrográficas como um todo.

O Capítulo 8 apresenta uma integração (considerações finais) dos resultados e discussões alcançados nos dois artigos, tentando sumarizar as conclusões gerais, levando sempre em conta as particularidades dos capítulos anteriores.

Por fim, as referências bibliográficas utilizadas ao longo de todo o estudo encontram-se listadas no Capítulo 9.

CAPÍTULO 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. O que é neotectônica?

O termo “neotectônica” foi proposto, inicialmente, por Obruchev (1948 apud GERBOVA; TICHOMIROV, 1982) para definir movimentos da crosta terrestre, instalados durante o Neogeno (Mioceno e Plioceno) e Quaternário (Pleistoceno e Holoceno) (WALKER et al., 2018), desempenhando papel essencial na formação da topografia contemporânea (GERBOVA; TICHOMIROV, 1982; SAADI, 1993). Posteriormente diversos pesquisadores usaram termos similares tais como: tectônica viva (WEGMANN, 1955 apud PAVLIDES, 1989), novíssima tectônica (SCHULZ, 1968 apud MESCHERIKOV, 1968) e tectônica ressurgente (HASUI, 1990). Segundo Nikolaev (1962 apud NIKOLAEV, 1974), a neotectônica seria um ramo das ciências geológicas que lida com os vários processos tectônicos ocorridos no Neogeno-Quaternário, seja reativando estruturas antigas ou formando e sobrepondo novas estruturas, expressando-se no relevo atual.

Buscando uma síntese conceitual, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) definiu a Neotectônica usando os conceitos de Mörner (1978) da seguinte forma:

Quaisquer movimentos ou deformações ao nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período Neotectônico. (MÖRNER, 1978, p. 286).

Há que se ressaltar que o termo “período neotectônico” definido por Mörner (1978), e aplicado, doravante, neste trabalho, não deve ser confundido com período geológico, definido como uma divisão das eras geológicas, devendo ser entendido como o intervalo de tempo que engloba os movimentos neotectônicos. Assim, outro ponto que constituiu grande controvérsia diz respeito à idade de início da Neotectônica. Pavlides (1989) afirma que o início do período neotectônico depende de características individuais de cada ambiente geológico estudado, variando em função dos diferentes estágios de deformação a que estão submetidas.

A INQUA postulou, em 1978, a não fixação de limites temporais ao período neotectônico, sendo essencial, no entanto, estar estritamente ligado à configuração e

evolução da topografia recente. Passou-se a incluir como neotectônicos desde os movimentos “instantâneos” ou sísmicos até os de idades superiores a 10 milhões de anos, conforme a necessidade de entendimento da origem dos movimentos registrados (SAADI, 1993). Também há consenso que o período neotectônico pode chegar até o Neogeno Inferior (Mioceno), com limite inferior há 20 milhões de anos (SALAMUNI, 1998).

A Neotectônica é um campo de conhecimento interdisciplinar dentro das ciências geológicas, que engloba dados e utiliza métodos da Geologia Estrutural, Sismologia, Geotectônica, Geofísica, Geomorfologia, Sedimentologia, Geotecnia, Geodésia, Estratigrafia e Arqueologia (HASUI, 1990; SAADI, 1993; STEWART; HANCOCK, 1994; SALAMUNI, 1998).

No Brasil, a neotectônica remonta ao fim do Paleogeno, estando relacionada aos processos ligados à deriva continental da Placa Sul-americana, associada, portanto, à movimentação ainda vigente, com manifestações em ambiente intraplaca (HASUI, 1990).

3.2. Regime de tensões intraplaca: contexto da Placa Sul-Americana

Tensões da litosfera em ambiente intraplaca podem estar relacionadas tanto a esforços locais quanto a esforços regionais, resultantes do *stress* do processo compressivo generalizado a que está submetida a Placa Sul-Americana (CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008). A análise das tensões na Placa Sul-Americana pode ser realizada com base em dados geofísicos (mecanismos focais de terremotos), em dados essencialmente geológicos (análise de planos de falhas), por meio de fraturas de cisalhamento em furos de sondagem profundos ou por medições *in situ* do faturamento hidráulico em determinada região (ASSUMPÇÃO, 1992). Um mapa atualizado da distribuição dos principais tensores da Placa Sul-Americana foi apresentado por Assumpção et al. (2016, Figura 3.1)

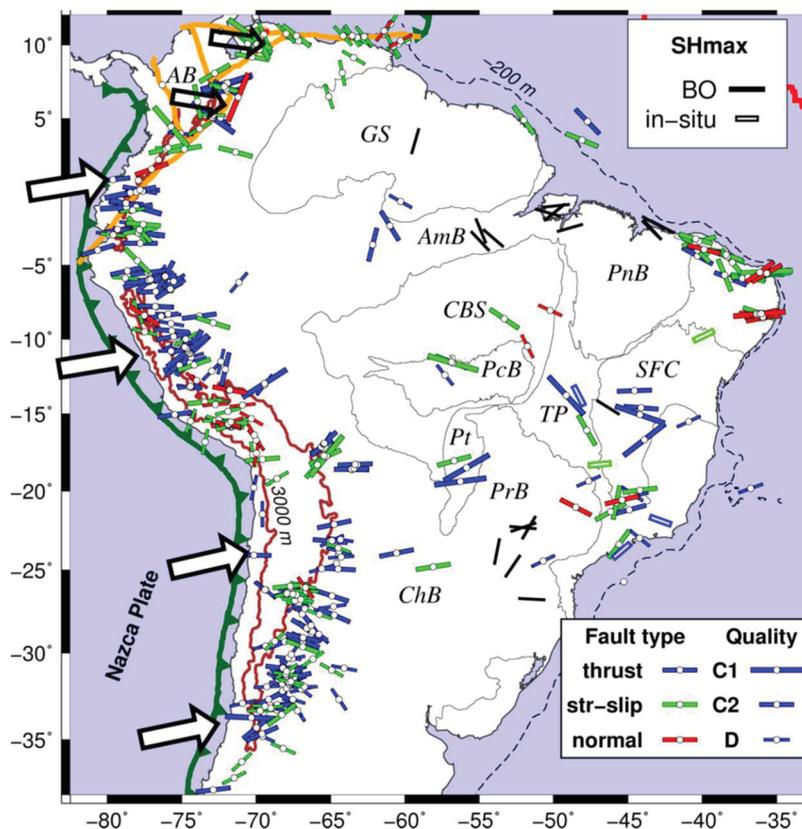


Figura 3.1. Dados do mecanismo focal para a intraplaca Sul-Americana. Barras azuis e verdes denotam a direção dos eixos P dos eventos de empurrão e transcorrência; barras vermelhas são eixos B de eventos de falhamento normal. Barras abertas são medições *in situ* (overcoring e hydrofrac). Tamanho da barra indica a qualidade dos dados. (Assumpção et al., 2016).

A porção da placa localizada a leste dos Andes, onde observa-se um predomínio de tensões E-W, está associada a uma zona de muito baixa sismicidade, representada pelo Cráton Amazonas e pela Bacia do Paraná, sugerindo uma significativa redução da magnitude das tensões e implicando diferentes origens para os esforços. Na região central da Amazônia, a distribuição dos epicentros sismológicos indica compressão N-S possivelmente ligado ao processo de movimentação da Placa Sul-Americana em relação à Placa do Caribe (SILVA, 2005). Na região Sul, Chavez-Kus e Salamuni (2008) concluíram haver um importante evento tectônico, provavelmente no Neogeno, ligado, também, a uma compressão da crosta na direção N-S, confirmando conclusões de Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2003) acerca da existência de um evento deformacional em que o tensor σ_1 está direcionado segundo o eixo N-S, cíclico em relação ao padrão tectônico esperado para as tensões principais da Placa Sul-Americana para a região, posicionadas na direção aproximadamente E-W. Marotta et al. (2013) sugerem que os principais mecanismos geradores de tensão na Placa Sul-Americana não estão relacionados a eventos sísmicos ou deformações regionais, destacando elementos locais com maior relevância nesse contexto. Porém, vetores de Euler

analisados por Marotta et al. (2013) constataram ainda os valores das velocidades planimétricas da placa de Nazca em função das interações dos esforços entre essa placa e a sul-americana (Figura 3.2).

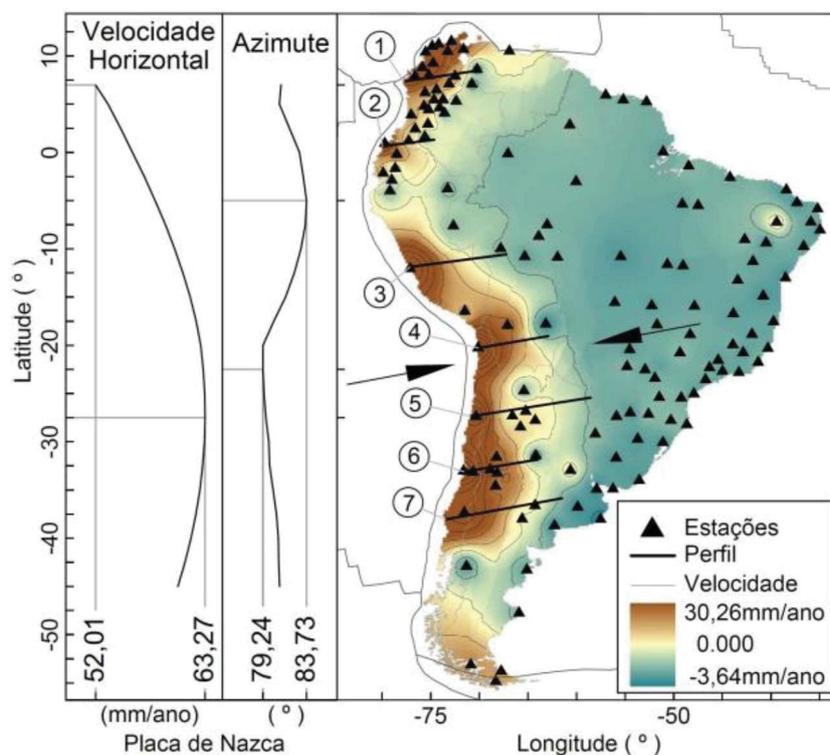


Figura 3.2. Velocidades planimétricas da placa de Nazca e das estações geodésicas, em mm/ano, seguindo as direções dadas pelos vetores de Euler (isolinhas representam variações equidistantes de 3 mm/ano) (Marotta et al., 2013).

3.3. Estudo da paleotensão e deformação neotectônica

Stewart e Hancock (1994), demonstraram que falhas e juntas, de caráter rúptil, seriam as estruturas mais comuns na deformação neotectônica, enquanto suaves dobramentos, basculamentos e amplos arqueamentos ocorrem de forma secundária. Essas falhas apresentam, normalmente, como características: segmentação geométrica; feições contrastantes atribuídas a diferentes períodos cronológicos de movimentação da falha; morfologia de escarpamento, evidenciando falhamento ativo; e deslocamento de feições geomorfológicas originalmente regulares e de ampla distribuição, como padrões de drenagem.

Segundo Hancock e Engelder (1991), a geometria dos sistemas de juntas neotectônicas é caracterizada pela simplicidade, independentemente de cortar rochas previamente intactas ou fraturadas. A arquitetura mais comum de ocorrência compreende juntas verticais desde paralelas entre si até dispersas em ângulos não

superiores a 10° em relação à orientação preferencial do conjunto. Juntas pertencentes a uma única família vertical são interpretadas como fraturas de extensão, formadas perpendicularmente ao esforço distensivo (σ_3). Elas se formam, em geral, entre os primeiros 500 a 1000 metros de profundidade, quando a diferença ($\sigma_1 - \sigma_3$) é pequena, sendo consideradas valiosas para delinear a orientação do maior esforço horizontal atual em regiões fracamente deformadas (SALAMUNI, 1998).

3.4. Morfoestruturas e morfotectônica

Os conceitos de “morfoestrutura” e “morfotectônica” foram propostos, em 1946, por Gerasimov (GERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968) e possibilitam uma abordagem mais completa a respeito dos processos modificadores da paisagem.

As morfoestruturas correspondem às feições geomorfológicas condicionadas exclusivamente a estruturas geológicas, sendo frequentemente modificadas em função das morfoesculturas e associadas a processos endógenos em escala regional e a processos exógenos em escala local (GERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968). Exemplos de morfoestruturas são as bacias sedimentares, as cadeias orogênicas, as plataformas continentais, entre outras (GERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968). As morfoestruturas representariam então a influência do arcabouço litoestrutural de uma determinada área na morfologia do terreno (SAADI, 1993).

Morfotectônica é o termo pertinente às ligações entre a geomorfologia e a tectônica, sendo considerada, em geral, um sinônimo de “geomorfologia tectônica”, caracterizando uma união entre os conceitos da geomorfologia e tectônica (SUMMERFIELD, 1991a, BIGARELLA et al., 1994).

Burbank e Anderson (2011) definem o estudo morfotectônico, portanto, como a análise integrada das anomalias geomorfológicas de uma região, sendo executada através da caracterização de elementos do relevo (escarpas alinhadas, facetas triangulares, escarpas de falhas, entre outros). Mostra-se essencial na caracterização evolutiva da paisagem, permitindo identificar uma maior ou menor influência dos processos tectônicos no controle morfométrico.

A análise morfotectônica das unidades neogênicas-quadernárias no Brasil requer a adoção de métodos morfométricos indiretos junto à caracterização geológica, sendo os principais elementos analisados as anomalias das redes de drenagem, perfis longitudinais dos rios, *knickpoints* e os lineamentos de relevo e drenagem, entre outros,

em especial pelo fato das redes de drenagem corresponderem ao primeiro elemento da paisagem a ser modificado em função de manifestações tectônicas e atectônicas (SCHUMM, 1972, 1977; SCHUMM et al., 1972 apud SCHUMM, 1986). As anomalias de drenagem são marcadas por feições distintas do padrão regional da rede, associadas a trechos atípicos nos rios, como capturas fluviais, desvios, drenagens colineares, assimetria de bacias, retilinearidade, inflexão abrupta, curvaturas anômalas, decapitação, diques marginais isolados, meandros comprimidos, estreitamento anômalo de vales ou canais, aparecimento abrupto de meandros e formação localizada e abrupta de canais anastomosados (NASCIMENTO et al., 2013). As mudanças de direção no fluxo hídrico (HOWARD, 1967; OUCHI, 1985; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991), vales assimétricos (COX, 1994), inflexões dos rios (ROCKWELL et al. 1988), capturas fluviais (BISHOP, 1995), rupturas de declive em vales de terraços fluviais (SUMMERFIELD, 1991a; BISHOP, 1995; HARBOR et al., 2005; CROSBY; WHIPPLE, 2006), entre outras feições possibilitam a caracterização indireta da presença de um controle morfotectônico da paisagem. Para Howard (1967), tais anomalias estão frequentemente associadas a estruturas geológicas, sejam elas expressões ainda ativas (neotectônicas) ou atectônicas.

3.4.1. Lineamentos morfoestruturais e deformações geológicas

Um lineamento estrutural é definido como uma linha do relevo significativa, que revela a estruturação do embasamento. Um lineamento estrutural é considerado uma feição mapeável da superfície, que está alinhada de forma retilínea ou suavemente encurvada (HODGSON, 1974).

Lineamento morfoestrutural, por sua vez, corresponde à expressão espacial de feições morfológicas na paisagem, que podem revelar seu comportamento tectônico, devido sua relação com as feições geológicas. Segundo Hobbs (1904, 1912), esses lineamentos são expressos por cristas de cordilheiras ou limites de áreas elevadas, linhas de drenagem, linhas de costa e linhas representativas de contatos litológicos.

A literatura geológica e geomorfológica clássica (COTTON, 1949, 1950; CHORLEY et al., 1984; DOMINGUES, 1959; HOBBS et al., 1976; LOCZY; LADEIRA, 1976) buscou a caracterização de estruturas tectônicas. A deformação das rochas é desencadeada por esforços compressivos e/ou distensivos, que podem ter natureza rúptil ou dúctil.

O plano de falha é o principal elemento geométrico de falhas, que são classificadas conforme sua geometria e o movimento relativo entre os blocos falhados (LOCZY; LADEIRA, 1976): falhas normais, resultantes de esforços distensivos, em que um dos blocos se abate na mesma direção da qual mergulho o plano de falha; falhas transcorrentes, em que esforços de natureza cisalhante geram deslocamento relativo dos blocos sub-horizontalmente a horizontalmente; falhas inversas ou reversas (cavalgamento), devido a esforços compressivos. O resultado do processo de deslocamento e fricção em planos de falha são estruturas denominadas *slickensides* (MEANS, 1987), que constituem importantes indicadores cinemáticos.

3.4.1.1. *Indicadores cinemáticos rúpteis*

Indicadores cinemáticos são elementos estruturais que refletem as tensões ou paleotensões submetidas aos corpos rochosos e auxiliam na determinação do sentido de movimento relativo entre os blocos em zona de cisalhamento ou falha geológica (MARSHAK; MITRA, 1988).

A dedução do sentido de deslocamento nas superfícies de falha tem sido um procedimento comum em geologia estrutural, particularmente no campo rúptil. O estudo dos critérios cinemáticos, elementos chave em muitos estudos geodinâmicos, como por exemplo na reconstrução de paleotensão para inferir cenários de escala continental (ANGELIER, 1994), é baseado na análise detalhada desses indicadores. Vale ressaltar, nesse sentido, a carência de muitos livros didáticos de geologia estrutural na tentativa real de lidar com esse assunto, indo além da descrição breve de critérios mais óbvios (MATTAUER, 1976; DAVIS, 1984; MCCLAY, 1987; RAMSAY; HUBER, 1987). Melhores descrições dos critérios cinemáticos rúpteis foram apresentadas por Doblas (1985, 1987, 1998), Petit (1987), Mercier e Vergely (1992), Angelier (1994) e Doblas et al. (1997).

Partindo do princípio que pequenas fraturas comumente desenvolvem-se ao longo de uma falha e podem apresentar um arranjo geométrico que indica a direção do rejeito da falha, Petit (1987) propôs critérios para determinação cinemática de falhas segundo um regime de cisalhamento simples, baseado no Modelo de Riedel.

Riedel (1929, apud PETIT, 1987) observou que, em uma zona de cisalhamento, o primeiro conjunto de fraturas geradas são as fraturas sintéticas (R), com sentido de movimento sintético ao plano de falha principal (Y). Fraturas sintéticas secundárias (P), simétricas às estruturas R, ocorrem devido variações temporais no campo de esforços local. O conjunto se completa com a geração de estruturas antitéticas de alto ângulo em

relação ao cisalhamento principal, denominadas fraturas R' , fraturas antitéticas (X) e fraturas extensionais (T) (Figura 3.3.A). A identificação de fraturas de Riedel escalonadas, do tipo R e P, pode indicar o sentido de movimento entre os blocos em um sistema transcorrente. Os critérios estabelecidos por Petit (1987) envolvem a intersecção das estruturas P, T e R com a superfície da falha principal (Figura 3.3.B).

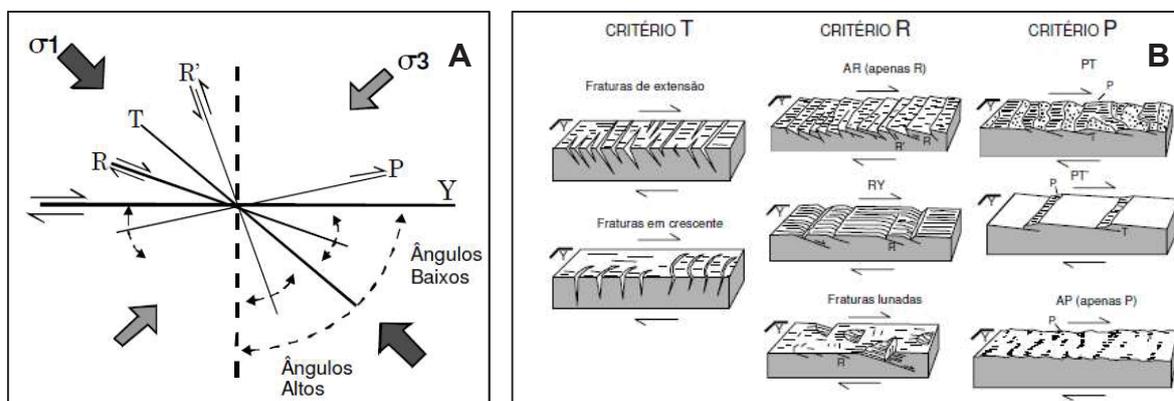


Figura 3.3. A. Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto dextral (Riedel, 1929, apud Roldan 2007). B. Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel, segundo Petit (1987).

Buscando, também, as relações entre as feições rúpteis contidas nos planos de falhas, Angelier (1994) estabeleceu nove critérios para determinação da cinemática de falhas (Figura 3.4): (1) degraus de minerais neoformados, gerados pelo crescimento de cristais durante o movimento da falha, com confiabilidade de 100%; (2) marcas de objetos tectônicos, gerando tanto relevos positivos quanto negativos, com confiabilidade entre 80 e <100%; (3) planos de falhas sintéticas R, que intersectam o plano principal da falha, em ângulos agudos (5 a 25 graus), aproximadamente perpendiculares às lineações contidas no espelho de falha, apresentando confiabilidade de 75%; (4) planos de falhas antitéticos R' , formando ângulos em torno de 75° com o plano principal, aproximadamente perpendiculares às lineações contidas no espelho de falha, também apresentando confiabilidade de 75%; (5) facetas polidas e rugosas, em geral perpendiculares ao movimento, com 80% de confiabilidade; (6) fraturas de extensão (T) de Riedel (tension gashes), perpendiculares às lineações, intersectando o plano principal com ângulos entre 30° e 50° , com 70% de grau de confiabilidade; (7) picos e lineações estilolíticas, com total confiança da cinemática; (8) marcas parabólicas, com concavidade voltada para o sentido de movimento, geradas pelo aproveitamento de estruturas antitéticas, tendo alto ângulo em relação à falha principal, com 60% de confiabilidade; (9) vesículas deformadas em lavas, cuja concavidade indica o sentido oposto ao movimento dos blocos, também com 60% de confiabilidade.

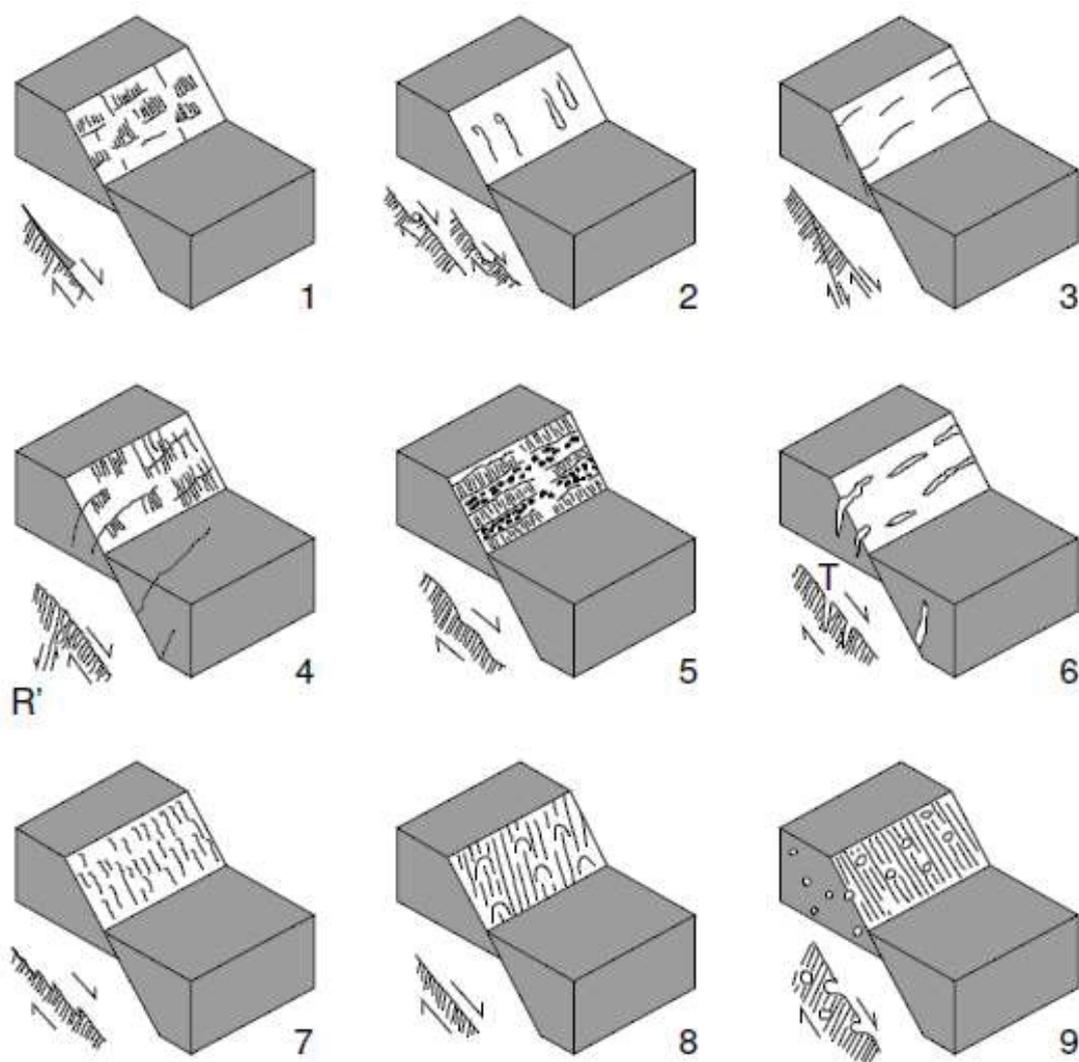


Figura 3.4. Critérios para determinação do sentido do movimento das falhas, propostos por Angelier (1994): (1) Degraus de minerais neoformados, (2) marcas de objetos, (3) fraturas de cisalhamento sintéticas, (4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'), (5) facetas polidas e rugosas alternadas, (6) tension gashes, (7) picos estilolíticos, (8) marcas parabólicas, (9) vesículas deformadas. (Angelier, 1994)

Doblas (1998) complementou essas classificações resumindo a variada quantidade de dados acerca de estrias de atrito, sugerindo uma nova classificação dos critérios cinemáticos rúpteis. Doblas (1998) fez uma compilação de vários trabalhos relacionados sobre indicadores cinemáticos de movimentos de falhas, incluindo os trabalhos de Riedel (1929), Petit (1987) e Angelier (1994) e definiu 61 critérios cinemáticos, divididos em onze grupos, estabelecidos de acordo com as características morfológicas e geométricas, retratando a variada escala de ocorrência das diferentes estruturas, bem como o grau de confiança que pode ser aplicado a cada indicador cinemático (bom, regular ou ruim).

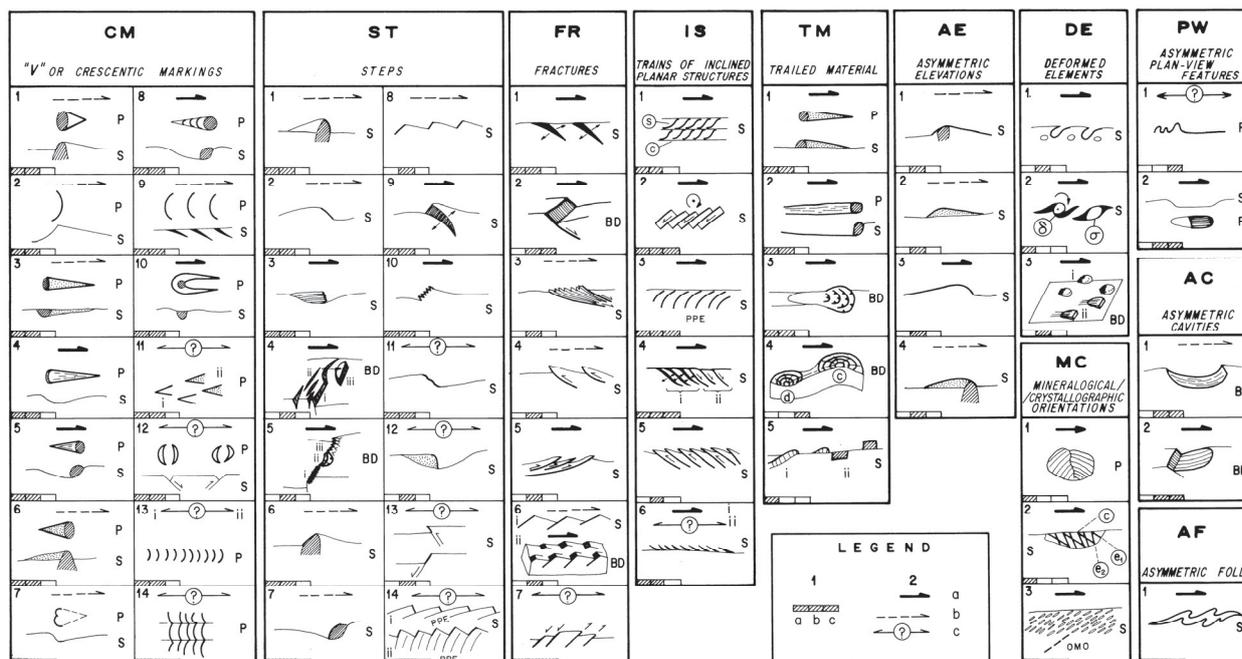


Figura 3.5. Classificação de slickensides como indicadores cinemáticos. Legenda: 1 = escala de ocorrência dos indicadores (a = microscópica; b = dezenas de milímetros; c = métrica); 2 = três diferentes tipos de setas (apontando a direção de movimento do bloco ausente) indicam o grau de confiabilidade em cada um dos indicadores cinemáticos (a = bom; b = regular; c = ruim); BD = bloco diagrama; OMO = orientação mineralógica oblíqua; PPE = elemento planar prévio; P = plano; S = seção. (Doblas, 1998).

É comum a observação de diversas orientações de lineações resultantes de diferentes movimentos tectônicos, que podem ser interpretadas como eventos de reativação do plano de falha por esforços tectônicos posteriores àqueles que originaram a estrutura. Dessa forma, o último evento irá sobrepor indicadores cinemáticos anteriores, muitas vezes contraditórios ao movimento pretérito. É necessário, portanto, máxima atenção na análise dos indicadores cinemáticos rúpteis, a fim de evitar deduções equivocadas quanto ao sentido de movimento dos blocos e, portanto, da definição da paleotensão.

3.4.2. Drenagem

A drenagem fluvial constitui um objeto fundamental na análise morfológica do terreno, uma vez que sua evolução é condicionada por diferentes fatores, incluindo-se a tectônica. É útil considerar o tempo de resposta dos diferentes elementos no sistema geomórfico. Uma bacia de drenagem, por exemplo, consiste em canais fluviais, colinas, cristas interfluviais e o divisor de drenagem, que definirá a forma da bacia de drenagem. Alguns desses elementos irão responder mais rapidamente que outros às movimentações tectônicas (BURBANK; ANDERSON, 2011).

Mapas de drenagem baseados em dados cartográficos para o território brasileiro encontram-se disponíveis em diversas escalas e, dependendo da área de interesse,

possuem detalhamento insuficiente para a realização de uma análise adequada necessária para interpretação morfoestrutural. Assim, através de métodos de extração automática, as redes de drenagem podem ser complementadas ou integralmente elaboradas a fim de se proceder com as análises qualitativas e quantitativas.

3.4.2.1. *Extração automática*

Diversos modelos e algoritmos de extração automática de rede de drenagem com base em modelos digitais de elevação (MDE) foram apresentados na literatura (JENSON; DOMINGUE, 1988; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; MARTZ; GARBRECHT, 1992; MEISELS et al., 1995; KERVYN, 2001; CURKENDALL et al., 2003; JORDAN et al., 2005). Desde sua disponibilização, o MDE do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), tem sido uma ferramenta importante na extração de rede de drenagem em área do território nacional (MANTELLI, 2008; PAZ; COLLISCHONN, 2008).

Jenson e Domingue (1988) demonstraram, a partir de análises da qualidade de extração automática de drenagem, que há coincidência de até 98% quando comparados à extração manual. Paz e Collischonn (2008) indicaram coincidência quase absoluta entre drenagens extraídas a partir de MDE-SRTM de 90 metros de resolução espacial e drenagens vetorizadas a partir de imagens Landsat-7 ETM+, sendo necessárias edições apenas em áreas de intensa sinuosidade dos canais. Embora os resultados tenham sido promissores, na prática a extração automática de redes de drenagem pode ser problemática quando grandes áreas com características topográficas diversas são consideradas. Em geral, os produtos automáticos devem ser cuidadosamente analisados antes de sua utilização, procedendo-se, sempre que necessária, a correção por meio de edições vetoriais.

3.4.2.2. *Análise qualitativa*

Os canais refletem, em geral, a estrutura das rochas, uma vez que buscam as porções mais brandas destas. Os padrões de drenagem são particularmente sensíveis à estruturação da rocha, e quando estas apresentam linhas de fraqueza, os cursos d'água tendem a buscar essas linhas. A drenagem é um elemento muito sensível da paisagem e o primeiro a dar respostas às alterações tectônicas (SCHUMM, 1972, 1977, SCHUMM et al., 1972 apud SCHUMM, 1986), sendo considerada uma importante ferramenta de análise geomorfológica. A análise sistemática da rede de drenagem pode fornecer informações relevantes, especialmente quanto à estruturação geológica da área

e variações no estilo estrutural (SOARES; FIORI, 1976), uma vez que cada propriedade de drenagem apresenta um significado litoestrutural.

Uma das principais formas de analisar qualitativamente a rede de drenagem está fundamentada na análise do padrão de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais, e pode inferir o condicionamento topográfico, litológico e estrutural. Algumas das principais propriedades a serem consideradas dizem respeito aos graus de integração e de continuidade, bem como a densidade, tropia, controle, sinuosidade, angularidade, ângulo de junção, e assimetria da rede de drenagem (HORTON, 1945; HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976) (Figura 3.6). O tipo de substrato rochoso condiciona as propriedades de integração, continuidade e densidade, e as demais propriedades indicam possível controle estrutural devido à presença de formas anômalas (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; SOARES; FIORI, 1976; VENEZIANI; ANJOS, 1982).

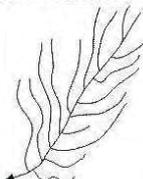
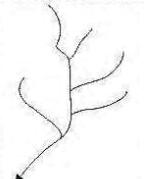
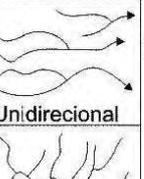
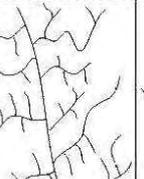
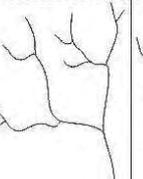
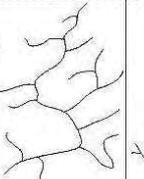
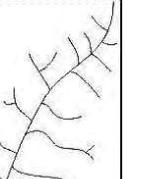
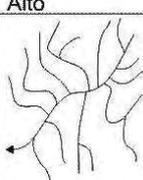
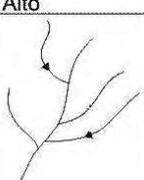
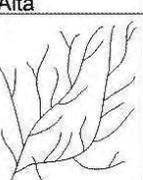
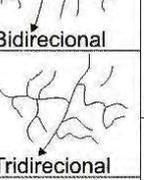
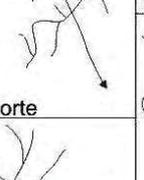
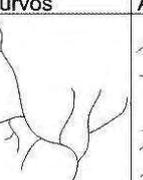
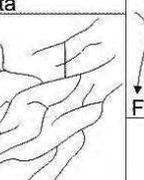
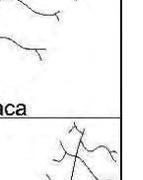
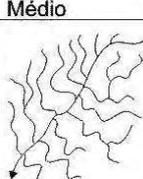
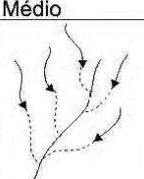
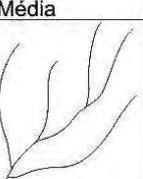
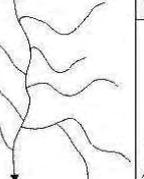
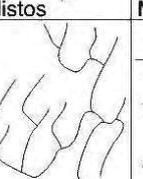
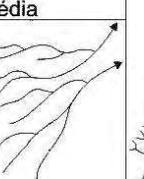
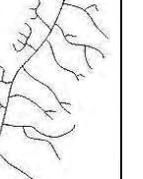
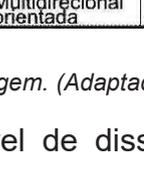
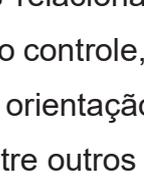
Grau de Integração	Grau de Continuidade	Densidade	Tropia	Grau de Controle	Sinuosidade	Angularidade	Assimetria
 Alto	 Alto	 Alta	 Unidirecional	 Forte	 Curvos	 Alta	 Fraca
 Médio	 Médio	 Média	 Bidirecional	 Forte	 Mistos	 Média	 Fraca
 Baixo	 Baixo	 Baixa	 Tridirecional	 Fraco	 Retilíneos	 Baixa	 Forte
			 Multidirecional desorientada				
			 Multidirecional orientada				

Figura 3.6. Principais propriedades de drenagem. (Adaptado de Soares & Fiori, 1976 por Andrades Filho, 2010).

A permeabilidade e o nível de dissolução do substrato rochoso se refletem, principalmente, nas propriedades relacionadas ao grau de integração, continuidade e densidade da drenagem, enquanto controle, tropia e angularidade são propriedades que fornecem informações quanto à orientação estrutural que controla a drenagem, e a sinuosidade está subordinada, entre outros fatores, à vazão, proporção de silte e argila, geologia e tectônica (SCHUMM, 1963; SOARES; FIORI, 1976; SCHUMM et al., 2000).

A assimetria diz respeito à relação entre os comprimentos dos canais da área à direita e à esquerda da bacia, indicando, entre outros, movimentação de blocos.

Diversos autores apresentaram classificações e modelos de padrões de drenagem (HORTON, 1945; STRAHLER, 1952a; HOWARD, 1967; SCHUMM, 1971; CHRISTOFOLETTI, 1981; BLOOM, 1991; SUERTEGARAY et al., 2003), que podem incluir os seguintes padrões básicos (Figura 3.7): dendrítico, retangular, treliça, paralelo, radial centrífugo, radial centrípeto e anelar.

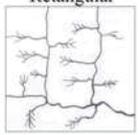
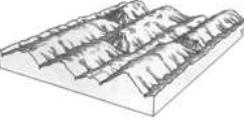
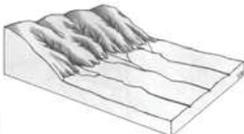
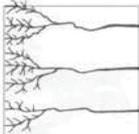
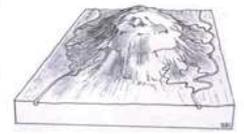
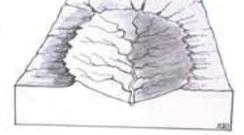
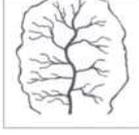
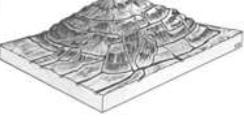
Morfologia do terreno	Padrão Geométrico	Características principais
	 Dendrítico	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares com origem em diversas direções; - Variados ângulos de junção entre o canal principal e tributários; - Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal conseqüente é ausente; - Ausência de controle estrutural. O declive é o fator controlador; - Pode ser associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo.
	 Retangular	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas e áreas de confluência em ângulos quase retos; - Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; - As linhas de drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/fraturas); - Juntas e falhas das rochas em ângulo reto; - Apresenta áreas dobradas em rochas metamórficas ou sedimentares.
	 Treliça	<ul style="list-style-type: none"> - Tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário primário conflui. Tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao primário; - Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; - Canais subseqüentes são ligados por resseqüentes ou obseqüentes; - Ligado a rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas; - Característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada; - Pode estar associado a área de fraturas paralelas.
	 Paralelo	<ul style="list-style-type: none"> - Drenagem ramificada com espaçamento regular entre os canais e paralelismo entre estes, devido ao controle estrutural; - Controle por declive devido a feições paralelas controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais; - Presente em lados de vales jovens, lagos ou mares fechados, além de escarpas de falha.
	 Radial centrífugo	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrífuga: os canais irradiam de um ponto central; - Associada a domos, montanhas (cones vulcânicos, maciços residuais e morros isolados);
	 Radial centrípeto	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrípeta: os canais convergem para um ponto em comum; - Associada a crateras vulcânicas e depressões topográficas; - Os dois tipos de padrão radial se desenvolvem em diferentes embasamentos e estruturas.
	 Anelar	<ul style="list-style-type: none"> - A forma apresenta-se semelhante a um anel; - Subseqüente em origem, associado a relevos concêntricos, a domos dissecados ou estruturas em bacias; - Desenvolvem-se quando os estratos rochosos apresentam diferentes graus de resistência. - Maior influência da estrutura em relação ao declive; - O declive só controla o curso inicial do canal; - Estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.

Figura 3.7. Padrões de drenagem básicos (Howard, 1967; Schumm, 1971; Suertegaray et al., 2003, adaptado por Andrades Filho, 2010).

Além dessas características, as redes de drenagem podem apresentar feições em setores específicos, destoantes do arranjo de todo o conjunto, que constituem anomalias de drenagem. Essas anomalias são importantes na análise de substrato litológico homogêneo, sendo forte indicador de controle tectônico, e as mais comumente reconhecidas são observadas na Figura 3.8 (HOLMES, 1965; HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991).

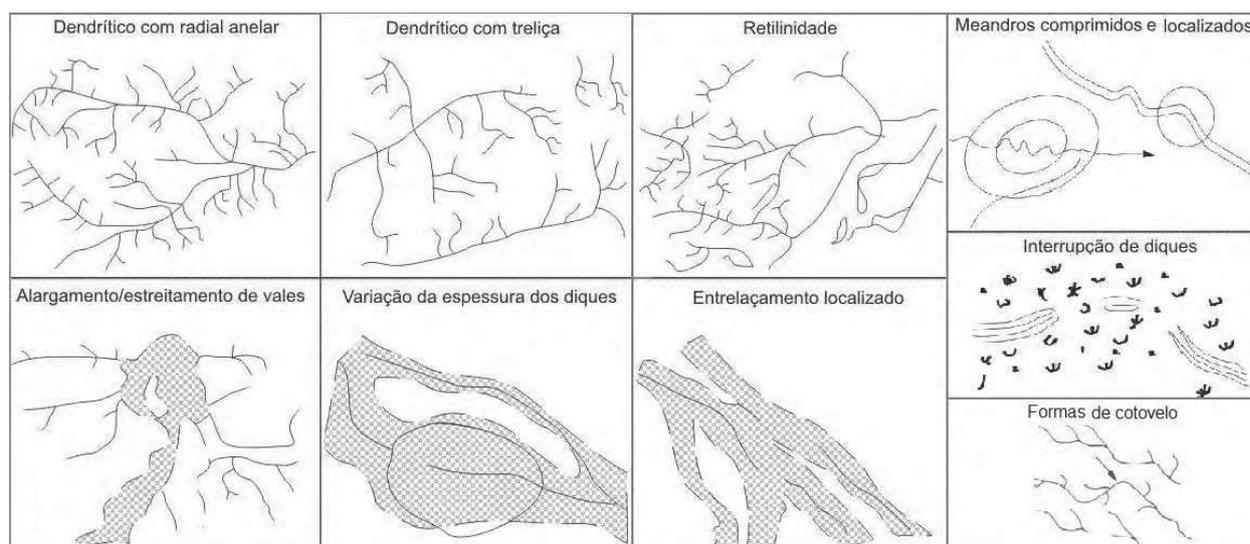


Figura 3.8. Anomalias de drenagem (Howard, 1967; Soares; Fiori, 1976, adaptado por Andrades Filho, 2010).

3.4.2.3. Análise quantitativa

Além das características qualitativas de drenagem, diversos autores têm sugerido a aplicação de métodos quantitativos para análise morfoestrutural (BULL; MCFADDEN, 1977; KELLER; PINTER, 1996; ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE et al., 2004, 2006; MARTINEZ, 2004; HARBOR et al., 2005; GUEDES et al., 2006, 2009; EL HAMDOUNI et al., 2008; FRANCO et al., 2008; FUJITA et al., 2008; TROIANI; DELLA SETA, 2008; MELO et al., 2009). Esses autores apresentam índices morfométricos que auxiliam na análise morfotectônica, sendo alguns dos mais utilizados o perfil longitudinal de rio, distribuição de rupturas de declive (*knickpoints*) e fator assimétrico (A_f). A implementação desses índices pode auxiliar de forma considerável na identificação de terrenos sob efeito tectônico, embora deva-se ressaltar que outras causas possam, também, estar envolvidas.

3.4.2.3.1. Perfil longitudinal de rio, nível de base e *knickpoints*

Os perfis do leito dos canais fluviais têm sido importante objeto de estudos que buscam compreender a evolução da paisagem e respostas transientes às mudanças no nível de base, clima e tectônica (WHIPPLE, 2004).

Perfis longitudinais compreendem a forma mais frequente de representação dos cursos d'água, expressando a declividade do rio, plotados em gráficos de coordenadas cartesianas em que o eixo das ordenadas corresponde à altitude e as abscissas à extensão de drenagem do canal, ambos como variáveis independentes, em diversos pontos desde a cabeceira até a foz.

A modelagem de perfis longitudinais de rios tem o objetivo principal de prever a variação altimétrica do leito do canal (z) em função da distância do canal (x). Alternativamente, pode-se prever a variação da declividade de leito, S , expresso matematicamente pela Equação 3.1:

$$S = -\partial z / \partial x$$

Equação 3.1

Como regra geral, esses gráficos apresentam configuração logarítmica, com concavidade para cima e assíntotas longas, onde se verificam as maiores declividades nas nascentes e as menores em direção à foz (PHILLIPS; LUTZ, 2008), desde que $-\partial^2 z / \partial x^2 > 0$ ou, portanto, $\partial S / \partial x < 0$ (SINHA; PARKER, 1996). Ao longo do tempo, o perfil é rebaixado, devido a erosão no leito do canal.

Whipple (2001) comenta que a incisão do canal de um rio é uma resposta comum às perturbações que afetam os sistemas fluviais, reduzindo seu perfil ao longo do tempo. A resposta do aumento ou da diminuição da taxa de erosão é refletida ao longo do perfil longitudinal do rio. Desse modo, o perfil longitudinal de um rio reflete os diversos efeitos como a variação litológica, climática, tectônica e mudanças do nível de base, sendo considerado uma assinatura topográfica-chave aos efeitos dessas variações (SINHA; PARKER, 1996; ROE et al., 2002; PHILLIPS; LUTZ, 2008; BURBANK; ANDERSON, 2011).

Quanto mais equilibrado for o curso do canal, mais bem ajustado será a essa função logarítmica, tendendo a exibir um perfil longitudinal com concavidade para cima, ou com forte tendência à concavidade (SINHA; PARKER, 1996). O perfil de equilíbrio do rio refere-se à estabilidade do comportamento hidráulico da corrente, fazendo com que não haja entalhe fluvial nem agradação, havendo somente passagem de carga sedimentar, ocorrendo balanço entre a erosão e deposição no canal (KELLER; PINTER, 1996). Os trechos em equilíbrio apresentam inclinações suaves e côncavas, ao passo que trechos em desequilíbrio apresentam formas convexas (KELLER; PINTER, 1996).

Tais convexidades são interpretadas como rupturas de declive no leito do rio, desenvolvidas como resposta à queda do nível de base (GOLDRICK; BISHOP, 2007; PEDERSON; TRESSLER, 2012), o limite topográfico abaixo do qual uma drenagem não consegue erodir o continente, representando o estado de equilíbrio num dado momento entre a deposição e a erosão (SUGUIO, 1992, 2003).

Mudanças do nível de base exercem grande influência sobre os sistemas fluviais. Os principais mecanismos responsáveis por essas mudanças são variações da energia potencial do sistema, mudanças no fornecimento de sedimentos, clima e tectonismo (LEOPOLD et al., 1964). A resposta comum à queda do nível de base do rio é a incisão do seu canal. Falhas, dobras, arqueamentos ou basculamentos normalmente afetam sistemas fluviais por meio de mudanças diferenciais no gradiente, posicionam bacias em um ambiente climático diferente e/ou alteram a disponibilidade de sedimentos.

Independente das causas tectônicas e/ou climáticas, tais fatores causam queda ou ascensão do nível de base, mas fundamentalmente são transmitidas ao canal, para montante, como alteração do gradiente (LEOPOLD et al., 1964; GARDNER, 1983; HOWARD et al., 1994; TUCKER; SLINGERLAND, 1994; KELLER; PINTER, 1996; BURBANK; ANDERSON, 2011). Quanto mais rápida é a taxa de queda do nível de base, maior será a incisão no rio (KELLER; PINTER, 1996), cujos efeitos serão transmitidos e absorvidos pela rede de drenagem através da instalação de *knickpoints*, os limites dos níveis de base, que alteram o estado de equilíbrio anterior dos sistemas fluviais e podem, dependendo das variáveis de controle, levar todo o sistema a outro estado de equilíbrio (HUGGETT, 2003).

Segundo Gardner (1983), *knickpoint* ou, segundo Bigarella (2003), “ruptura de declive”, é uma ruptura convexa de declividade ao longo do perfil longitudinal côncavo de um rio (Figura 3.9.A), que separa o trecho do canal relicto (à montante) daquele em busca de equilíbrio, representado no terreno por qualquer variação topográfica, desde uma simples cachoeira até uma ampla região de gradiente elevado, que se estende por vários quilômetros, configurando corredeiras. Uma vez que o rio não está mais em equilíbrio, ele tende a ajustar seu perfil longitudinal, e o local de ruptura representa a porção a ser ajustada de um canal em comparação a superfície topográfica residual (CROSBY; WHIPPLE, 2006).

Rupturas de declive ao longo do perfil longitudinal podem ser formadas na ausência de atividade tectônica, simplesmente pela diferença de erodibilidade do leito

rochoso, posto que rochas mais resistentes tendem a originar uma porção mais íngreme no canal (HARBOR et al., 2005). O interesse, entretanto, é naquelas rupturas decorrentes de atividade tectônica, que podem se desenvolver na intersecção com estruturas herdadas de ciclos anteriores ou pela tectônica recente local (BISHOP et al., 2005). Segundo Burbank e Anderson (2011), falhas normais em que o teto está no sentido a jusante provoca o desenvolvimento de uma ruptura ao longo do perfil longitudinal do rio. Do mesmo modo, falhas reversas que gerem elevação diferencial à montante também podem levar ao desenvolvimento de um *knickpoint*. Em ambos os casos o nível de base de erosão do rio terá sido rebaixado pela falha.

Estudos sobre os *knickpoints* demonstram que as propriedades mecânicas do substrato (homogeneidade, estratificação, grau de coesão, grau de fraturamento, dentre outros) influenciam na evolução da migração. Com base em experimentos, Gardner (1983) concluiu que, em leitos compostos por materiais de mesma resistência, o *knickpoint* originalmente íngreme evolui através do mecanismo de *slope replacement*, até que alcance um gradiente quase uniforme, sem que haja um *knickpoint* aparente (Figura 3.9.B). A retração paralela (*parallel retreat*), por sua vez, poderia ocorrer ao longo de litologias homogêneas apenas se a rocha estivesse bastante fraturada (Figura 3.9.C). Existem, ainda, aqueles *knickpoints* gerados por erosão diferencial de estratos com contrastes de resistência à erosão, em que a rocha mais resistente leva à formação de uma porção íngreme, sem que ocorra, necessariamente, propagação (Figura 3.9.D).

Segundo Wobus et al. (2006) e Burbank e Anderson (2011), a assinatura da migração das rupturas de declive ocorre em função de soerguimentos diferenciais. Nos casos em que a erodibilidade é espacialmente uniforme, espera-se que a taxa de migração dos *knickpoints* seja constante, sugerindo condição transitória (pela queda do nível de base, por exemplo), resultando na ocorrência das rupturas de declive em elevações constantes ou similares. Em mapa, *knickpoints* distribuídos em posições análogas à foz de vários tributários, em níveis topográficos similares, dispostos ao longo de curvas de nível, estariam relacionados ao rebaixamento do nível de base (Figura 3.9.E). Contudo, aqueles dispostos de forma alinhada, que não apresentem associações com uma posição topográfica em particular, estariam ligados a um soerguimento diferencial (Figura 3.9.F). Já em perfil longitudinal, o *knickpoint* que separa o trecho reajustado do canal relicto é mais evidente em anomalias causadas por migração remontante do que aqueles gerados por soerguimento diferencial (Figura 3.9.G-H).

Mudanças abruptas na declividade do canal são perceptíveis em perfis longitudinais extraídos de modelos digitais de elevação (MDE) de resolução espacial relativamente alta (BURBANK; ANDERSON, 2011) e, quando projetados em regressões lineares “log declividade *versus* log área de drenagem”, as porções mais íngremes das zonas de *knickpoints* serão realçadas, elevando-se sobre uma tendência mais ampla que define a concavidade global do canal (Figura 3.9.I-J).

A análise de perfis longitudinais de rios e *knickpoints* representa, portanto, uma ferramenta útil para o estudo dos fatores e dos processos que podem estar associados à formação e modificação de uma paisagem. Do ponto de vista da aplicação à tectônica, McKeown et al. (1988) contribuíram com um importante estudo, no qual a análise de perfil longitudinal de rio é utilizada para inferir soerguimentos tectônicos recentes na região leste de Ozark Mountains, Arkansas (EUA).

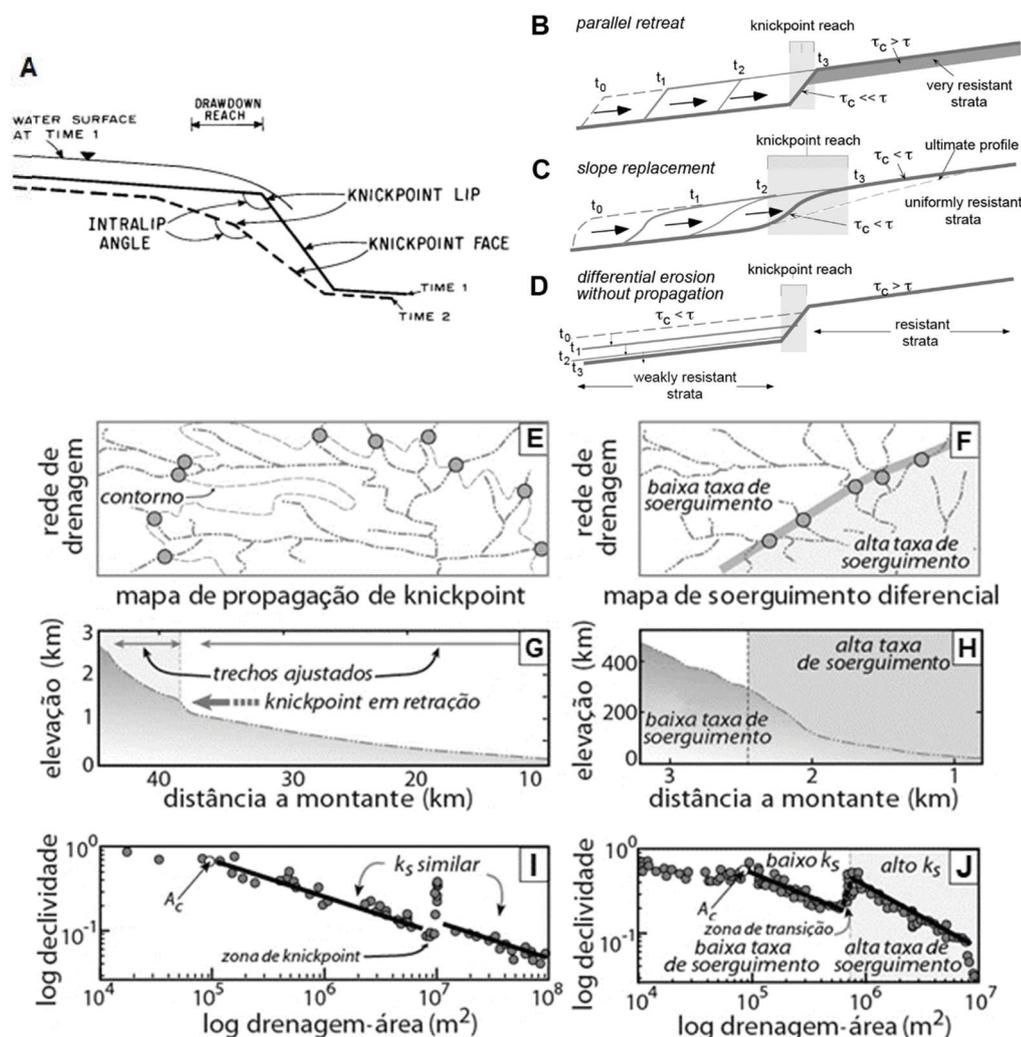


Figura 3.9. A. Perfil longitudinal de uma ruptura de declive, retratando a morfologia de um *knickpoints* (Gardner, 1982). Modelos de propagação de *knickpoint* incluem (B) migração por substituição da declividade, (C) migração por retração paralela, enquanto (D) *knickpoints* gerados por erosão diferencial não apresentam, necessariamente, migração. Em mapa, *knickpoints* erosivos dispostos ao longo de uma curva de nível (E) e alinhados segundo trend tectônico (F); perfis longitudinais de canais cujas rupturas de declive tem origem erosiva (G) e por soerguimento diferencial (H); em regressão linear, assinatura de *knickpoint* erosivo (I) e tectônico (J). (Fonte: Burbank e Anderson, 2011).

3.4.2.3.2. Modelagem de knickpoints

Os perfis longitudinais de rios podem ser extraídos automaticamente a partir de modelos digitais de elevação, processados em ambiente SIG e *software* de cálculo numérico MATLAB, que realiza a correção de ruídos derivados do MDE-SRTM e suavização dos perfis longitudinais. Os ruídos herdados do MDE-SRTM ocorrem devido a áreas com ausência de dados, corrigidas pelo método de interpolação, que resultam em perfis com padrões em degrau. Este processo permite traçar uma comparação entre gradiente *versus* área e também declividade *versus* área por meio da aplicação de regressões lineares (HARBOR et al., 2005; HARKINS et al., 2007; KIRBY et al., 2007; SNYDER et al. 2000; WHIPPLE; MEADE, 2004). É possível analisar perfis longitudinais em função da erosão, incisão, litotipos do substrato rochoso, clima e tectônica. Uma importante consideração é que os perfis longitudinais se encontram em equilíbrio (VAL et al., 2013). Assim, para que se quantifique a resposta fluvial aos processos mencionados, é necessária a aplicação das leis de poder de corrente, ou de erosão (E) por tensão, formulada como:

$$E = KA^mS^n$$

Equação 3.2

Na Equação 3.2, E é a taxa de erosão do substrato rochoso, K o coeficiente de erodibilidade da rocha, A a área da bacia, S o gradiente do canal (*slope*) e os expoentes m e n representam uma relação geral entre taxa de erosão e tensão sobre o substrato rochoso (WHIPPLE, 2004). Para melhor entender as relações gerais assumidas entre as variáveis acima, ver equações 1 a 4 e 6 a 9 em Snyder et al. (2000). Segundo Snyder et al. (2000), o coeficiente de erodibilidade (K) pode ser mantido constante em regiões onde a rocha é uniforme, fazendo obrigatoriamente com que o gradiente do canal seja a única variável que irá se ajustar às taxas de soerguimento. Por outro lado, estudar a variação de taxas de erosão pode auxiliar no estudo dos efeitos tectônicos nos perfis longitudinais, contanto que outros fatores que influenciam K sejam isolados (HARKINS et al. 2007). Considerando que K pode variar em decorrência dos processos tectônicos, determinar seus valores é essencial para o estudo. Em regiões de taxas de soerguimento conhecidas ou não, variações em K nos canais em que a incisão independe de fluxo de sedimentos irão refletir ajustes morfológicos e hidrológicos em resposta direta a eventos tectônicos e de soerguimento. Assim, é necessário analisar o gradiente do canal para que seja calculado, por regressão linear, a declividade, conforme descrito pela fórmula de Hack (1973):

$$S = K_s A^{-\theta}$$

Equação 3.3

Na Equação 3.3, K_s é o índice de declividade e θ o índice de concavidade. De acordo com Snyder et al. (2000) e Whipple e Meade (2004) o valor de θ possui pequenas variações (0.3 a 0.6) previstas em diversas redes de drenagem estáveis e independem de taxas de erosão e soerguimento, porém parecem demonstrar dependência à resistência do substrato rochoso à erosão. Desta forma, mantendo-se um valor médio de 0.43 a 0.45 é possível normalizar K_s para o estudo do perfil longitudinal. De forma semelhante, Harbor et al. (2005) mantiveram este índice de concavidade (θ) fixo em 0.43 e assim conseguiram calcular as variações de K_s dos canais e investigar a influência litológica no gradiente dos rios para três tipos diferentes de rochas (arenito, conglomerados e pelitos).

Dada a similaridade litológica do substrato rochoso na área de estudo, representadas majoritariamente por rochas sedimentares da Bacia do Paraná, com aquelas investigadas por Harbor et al. (2005), manter o valor fixo da concavidade a 0.43 permitirá normalizar o valor K_s de tal forma que variações deste refletirão diretamente mudanças o nível de base relacionadas a processos de soerguimento e subsidência (SNYDER et al., 2000). Portanto, quando o gradiente demonstrar uma relação linear com a área da bacia significa que o canal está em estado de equilíbrio (HARKINS et al., 2007), reservado que se trate de um canal em que a incisão não seja controlada inteiramente por fluxo de sedimentos. Isto significa que é a porção côncava, ou seja, sem rugosidades, de um perfil que estará em equilíbrio. Variações em K_s ocorrerão quando o gradiente se distanciar da regressão linear, o que se manifestará como uma porção convexa no perfil longitudinal do canal, ou seja, um *knickpoint*, representando o sinal transiente de incisão do rio (CROSBY; WHIPPLE, 2006).

A modelagem da dinâmica dos *knickpoints* tem o intuito de identificar as razões para a sua formação e conseqüente rejuvenescimento topográfico, além de testar a natureza da genética e migração dos diversos *knickpoints* em uma bacia de drenagem e a aplicabilidade da lei de poder de corrente, ou para avaliar a resposta das bacias às quedas de nível de base (BISHOP et al., 2005; CROSBY; WHIPPLE, 2006; VAL et al., 2013). Segundo esses estudos, os *knickpoints* foram modelados através de uma expressão de celeridade, derivada a partir da Equação 3.2:

$$dz/dx = KA^m$$

Equação 3.4

onde o termo dz/dx é a celeridade do *knickpoint* (em m/ano), K o coeficiente (expresso em $m^{(1-2m)}/ano$) que descreve a erodibilidade da rocha, A a área de drenagem (em m^2), e o expoente m é a constante não-dimensional que descreve a geometria do canal e erosão na área. A equação acima é derivada assumindo-se $n=1$ na equação das leis de poder de corrente e normalizando por S. Assim, assume-se que: a bacia estava em estado de equilíbrio; a incisão é o processo de erosão dominante; há correlação linear entre a declividade do canal e taxa de erosão (VAL et al., 2014).

3.4.2.3.3. Fator de Assimetria das Bacias de Drenagem (FABD)

O fator de assimetria consiste num modo de avaliar a existência de inclinação tectônica em escala de bacia de drenagem, sendo aplicado em áreas relativamente extensas (KELLER; PINTER, 1996). O Fator de Assimetria das Bacias de Drenagem (FABD), proposto por Hare e Gardner (1985) é definido pela Equação 3.5:

$$FABD = 100 \times (Ad/At)$$

Equação 3.5

onde Ad é a área da margem direita da bacia de drenagem, em relação ao canal principal e com visada a jusante, e At é a área total da bacia de drenagem, ambas dimensionadas em quilômetros quadrados (km^2). Quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. Entretanto, valores abaixo ou acima de 50 podem ocorrer devido a mudanças de inclinação do terreno, como resultado de atividade tectônica ou erosão diferencial por controle litológico. Valores de limiar absolutos podem ser atribuídos para avaliar a assimetria da bacia, em que valores de FABD muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à margem esquerda ou à margem direita da bacia de drenagem.

3.5. Sensoriamento remoto

A análise de lineamentos morfoestruturais pode ser alcançada por meio da utilização de dados de sensoriamento remoto, que possibilitam a completa visualização de feições relacionadas a dobras e falhas, tarefa dificultada com base apenas em dados de campo. Dentre os produtos de sensoriamento remoto que podem ser utilizados para este fim está o MDE-SRTM, produto de um sistema ativo RADAR (*Radio Detection and Ranging*)-SAR, com operação na faixa das microondas.

Um MDE consiste na representação de dados topográficos passíveis de tratamento em sistemas de informações geográficas (SIG). O MDE-SRTM versão 3 foi disponibilizado para todo o globo com resolução espacial de 1 arco de segundo (aproximadamente 30 metros), no endereço eletrônico da *United States Geological Survey* (USGS). Os valores de elevação (z) são expressos em metros inteiros e o *datum* e o elipsoide de referência são WGS84, *datum* vertical EGM96.

Diversos métodos foram apresentados buscando a identificação e análise de lineamentos morfoestruturais (SABINS, 1978; LIU, 1984) desde que dados de sensoriamento remoto orbital se tornaram disponíveis. A utilização de imagens obtidas por sensores orbitais ópticos e de radar tem sido fundamental em estudos que envolvem a identificação de lineamentos morfoestruturais utilizando métodos fotointerpretativos (RIVEREAU, 1970; SOARES; FIORI, 1976; VENEZIANI; ANJOS, 1982; FERRANDINI et al., 1993; LIMA, 1995; KOCH; MATHER, 1997), bem como inovações em processamentos de imagens e análises integradas de dados de sensoriamento remoto (ARLEGUI; SORIANO, 2003; IBANEZ, 2006; KAVAK et al., 2009; LEECH et al., 2003; SINGH et al., 2007).

Dados obtidos por radar são importantes na análise de feições morfoestruturais, uma vez que diferentes geometrias de aquisição de imagens permitem a ocorrência de efeito de “sombra” no terreno, que é um importante elemento neste tipo de análise (LEWIS; HENDERSON, 1998). Diversos trabalhos apresentam as potencialidades e limitações do uso de imagens de radar na identificação de morfoestruturas (LIU, 1984; LOWMAN JUNIOR, 1994; MADHAVAN et al., 1997; PARADELLA et al., 2005).

CAPÍTULO 4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Materiais

A base cartográfica utilizada na execução dos mapas e figuras do trabalho compreendem:

- Cartas topográficas matriciais e vetoriais, executadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), entre os anos de 1964 e 2001, nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, em formato matricial (rasterizadas), e 1:250.000, em formato vetorial, adquiridas junto ao Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx) (Figura 4.1);
- Modelo digital de elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), versão 3, com resolução espacial de 30 metros por pixel (1 arc-segundo), com acurácia vertical absoluta e relativa da ordem de 16m e 6m, respectivamente, produzido pela NASA (2000), em parceria com o Centro Espacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI);
- Mapa geológico dos estados do Paraná e São Paulo, ao milionésimo, elaborado a partir da compilação das cartas do Projeto RADAMBRASIL, na escala original 1:250.000, associadas ao Sistema de Informações Geográficas (Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2004);
- Mapa geomorfológico do Estado do Paraná, na escala 1:650.000, elaborado pela Minerais do Paraná (MINEROPAR, 2006);
- Mapa das Unidades Básicas de Compartimentação do Meio Físico (UBC) do Estado de São Paulo, na escala 1:650.000, elaborado pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SÃO PAULO, 2014), em parceria com o Instituto Geológico do Estado de São Paulo.
- Base cartográfica ao milionésimo, versão 2016, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2016).

Com relação aos softwares necessários à realização da pesquisa, e disponíveis no Núcleo de Geoprocessamento da UFPR (NUGEO), listam-se:

- ArcGIS v. 10.2 (Esri Inc. 2010): confecção de mapas temáticos, atualização e organização dos bancos de dados;
- GlobalMapper v.16.0: elaboração dos perfis topográficos;
- CoreDRAW v.X7: digitalização e organização de figuras;

- MATLAB R2014a (Matrix Laboratory): elaboração dos perfis longitudinais dos rios e mapa de distribuição dos *knickpoints*;
- Wintensor v.5.8.4 (DELVAUX; SPERNER, 2003): confecção de diagramas de paleotensores e projeções estereográficas e diagramas de roseta.
- RockWorks v.17.0 (*Trial Version*): confecção de diagramas de roseta.

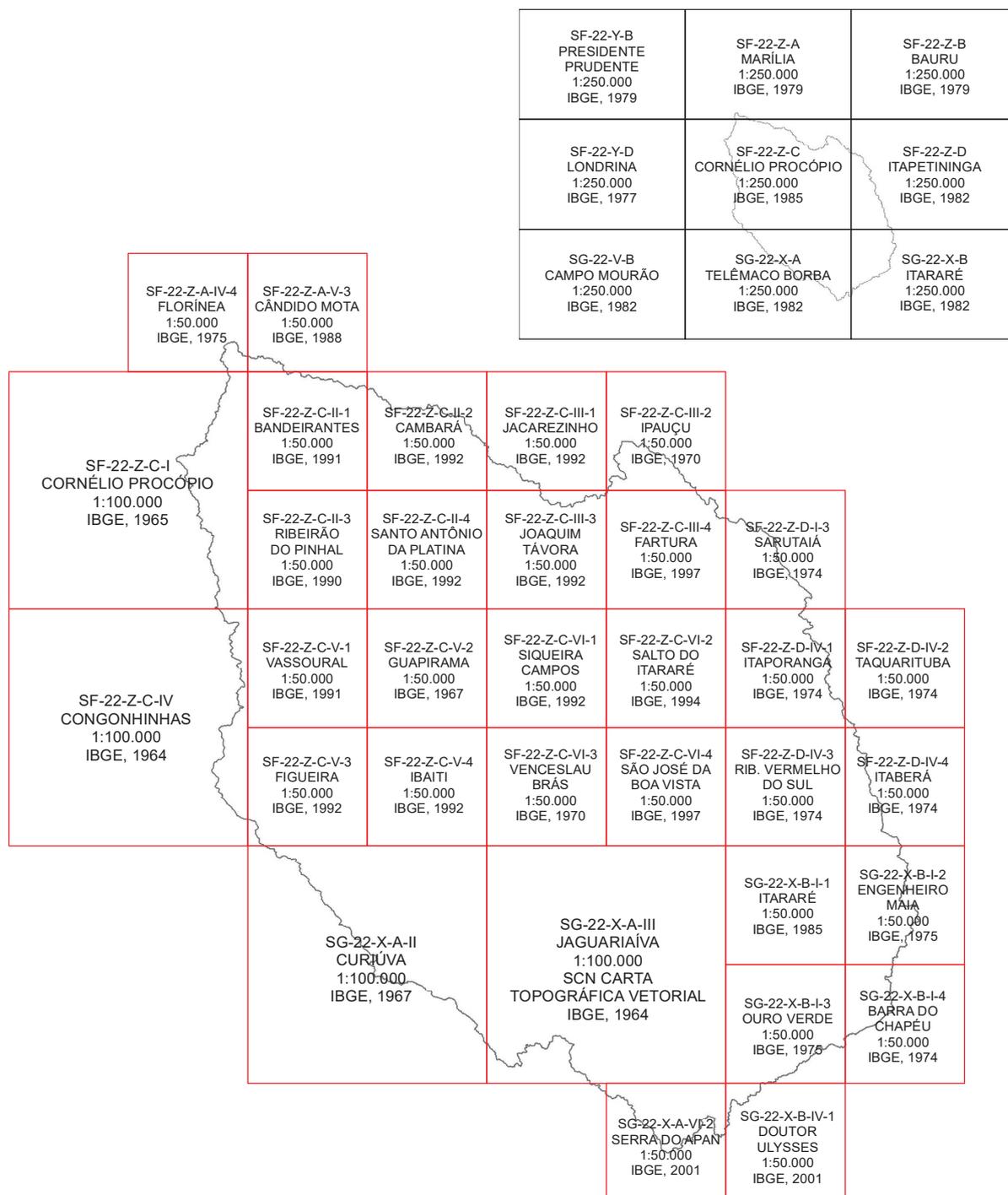


Figura 4.1. Índice de nomenclatura, nome da folha, escala e órgão executor das cartas topográficas que recobrem a área de estudo, e adjacências, nas escalas 1:250.00 (preto), 1:100.000 e 1:50.000 (vermelho).

4.2. Métodos

Para a obtenção dos atributos de relevo e drenagem é necessária a confecção de uma base cartográfica. Neste sentido, foi utilizado o *software* ArcGIS 10.2, disponível no Núcleo de Geoprocessamento da UFPR, para a elaboração dos modelos de terreno, drenagem e demais produtos cartográficos. Optou-se pela imagem de radar referente ao projeto SRTM, com resolução espacial de 30 metros.

Alguns produtos gerados com o ArcGIS foram, ainda, importados para o *software* MATLAB, para elaboração dos perfis longitudinais de rios e mapa de ocorrência de rupturas de declive (*knickpoints*), por fim integrados aos demais dados, também em ambiente SIG.

Discriminam-se, a seguir, os procedimentos metodológicos para a elaboração dos mapas de drenagem, dos perfis longitudinais dos rios e ocorrência de *knickpoints*, fator de assimetria, mapas de declividade e extração dos lineamentos estruturais, além dos procedimentos para obtenção de dados de campo e análise estrutural (geométrica, cinemática e dinâmica), para obtenção dos eixos e/ou campos de paleotensão.

4.2.1. Sistema de coordenadas

Uma vez que o *datum* do MDE-SRTM é WGS84 e, para a extração dos atributos de drenagem e relevo – para análise morfométrica – faz-se necessária a utilização de um *datum* de coordenadas planas com unidade de medida em metros, optou-se pela utilização da projeção cartográfica WGS 1984 UTM Zone 22S (projeção plana da região da área de estudo) para a confecção dos mapas.

4.2.2. Rede de drenagem e delimitação das bacias hidrográficas

4.2.2.1. Extração automática

A drenagem foi extraída de forma automática a partir do MDE-SRTM, corrigido quanto ao preenchimento de áreas com ausência de valores altimétricos. Esse preenchimento é realizado utilizando-se a ferramenta *Fill*. Uma vez realizada essa suavização do SRTM, utilizou-se a ferramenta *Flow Direction*, que gera um arquivo *raster* contendo a direção de fluxo de cada célula para o pixel vizinho com maior diferença altimétrica, com a finalidade de identificar o caminho do fluxo da água. De posse da direção de fluxo, utiliza-se a ferramenta *Flow Accumulation* para calcular o fluxo acumulado para cada pixel, isto é, quantas células drenam até cada ponto do *raster*. O *raster* de direção de fluxo permitiu, ainda, a elaboração de um novo produto, por meio da ferramenta *Flow Length*, que mostra a distância, a montante ou jusante, ao longo do

caminho de fluxo. Esse *raster* será utilizado adiante, para elaboração dos perfis longitudinais dos rios.

A etapa seguinte foi a delimitação da densidade da drenagem a ser extraída. Para isso foi utilizada a álgebra de mapas (*raster calculator*), que serve como ferramenta limiar para estabelecer a partir de qual valor de fluxo acumulado deve-se considerar determinado pixel como componente de um canal da rede de drenagem. Optou-se pelo valor de 3000 (três mil) pixels. Através da função *Conditional* (CON), elaborou-se uma condição lógica, que retorna um resultado, caso verdadeira. Essa condição filtra apenas os pixels com valores significativos do *raster Flow Accumulation*.

A delimitação das bacias e sub-bacias hidrográficas foi feita a partir do estabelecimento de um ponto para onde todas as células da bacia em questão devem fluir (*Pour point*). Para determinar esse ponto, criou-se um arquivo *shape* de ponto, com o mesmo *datum* de coordenadas planas que os demais *rasters*, e, através da função *Editor – Create Feature*, plotou-se um ponto aproximadamente no meio do pixel com maior valor de fluxo acumulado, no ponto mais a jusante da bacia a ser delimitada. O *pour point*, junto com o *raster* de fluxo acumulado, são os arquivos de entrada na ferramenta *Snap Pour Point*. Esse ponto, agora em formato *raster*, em conjunto com o *raster* de direção de fluxo, é utilizado pela ferramenta *Watershed* para delimitar a bacia de drenagem.

A próxima etapa foi a geração da rede de drenagem final, em formatos *raster* e *shape*. O *raster* foi gerado pela ferramenta *Stream Link*, a partir dos arquivos de rede de drenagem e direção de fluxo. Com os mesmos *inputs*, a ferramenta *Stream to Feature* gera o traçado da drenagem em formato *shape*.

4.2.2.2. Vetorização das drenagens

Após a extração, foi verificada a compatibilidade da rede de drenagem e das bacias hidrográficas com o mapa de drenagem produto das cartas topográficas em escalas 1:100.000 e 1:250.000 (consideradas mais adequadas para a extensão da área de estudo), executadas pelo IBGE e disponibilizadas pelo Banco de Dados Geográficos do Exército v4.0 (BDGEx), em formatos vetoriais e/ou matriciais, mediante cadastro, no link <http://www.geoportal.eb.mil.br/mediador/>.

As cartas topográficas em formato matricial tiveram a drenagem digitalizada em ambiente SIG e o produto é uma rede de drenagem vetorizada em escala compatível

com a carta topográfica utilizada. Foi, então, realizada edição vetorial para correção de incompatibilidades detectadas.

4.2.2.3. *Hierarquização das bacias*

A rede de drenagem foi hierarquizada por meio da ferramenta *Stream Order*, aplicando-se o método de hierarquização de canais de Strahler (1952b), que estabelece que canais iniciais, sem tributários, são denominados de primeira ordem e a ordem de um canal somente irá aumentar quando dois canais de mesma ordem confluírem. Dessa forma, a confluências de dois canais de primeira ordem resultam no surgimento de canais de segunda ordem, e assim sucessivamente, até se atingir os canais de maior ordem, que serão os canais principais da bacia hidrográfica estudada. A ordem dos canais é importante na análise de estruturas geológicas, uma vez que os canais de menor ordem serão os principais responsáveis pela indicação de movimentação neotectônica, partindo do princípio que os rios, em especial os canais de 1ª e 2ª ordem, são os primeiros a sofrerem modificações causadas por tectonismo ativo, enquanto os canais de ordem mais elevada estariam relacionados a estruturas regionais mais antigas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

4.2.3. *Índices morfométricos*

A análise quantitativa foi baseada em parâmetros morfométricos, calculados com base em informações derivadas do MDE-SRTM e do mapa de drenagem das bacias hidrográficas definidas de forma semi-automática. Por serem elaborados diretamente a partir do MDE, esses produtos apresentam compatibilidade quanto ao ajuste ao terreno, para obtenção de índices associados ao MDE-SRTM de mapas de drenagem. Os índices morfométricos foram elaborados a partir da utilização de programas de SIG, como ArcGIS, *software* de manipulação de dados especializados Global Mapper e de cálculo numérico MATLAB, além do auxílio de planilha eletrônica do Excel, para manipulação dos dados.

4.2.3.1. *Perfis longitudinais dos rios e mapa de knickpoints*

A extração dos perfis longitudinais a partir de MDE-SRTM inicia com a obtenção dos modelos digitais de elevação com resolução espacial de 30m e sem nenhum processamento prévio. Em ambiente SIG foram gerados atributos de drenagem das bacias hidrográficas estudadas, a saber, rede de drenagem (stream link), bacia de drenagem (watershed), direção de fluxo (flow direction), fluxo acumulado (flow accumulation) e comprimento do fluxo da drenagem (flow length), obtidos a partir da

aplicação da ferramenta Hidrology, via software ArcGIS. Em seguida, esses atributos foram convertidos para formato ASCII (extensão .TXT) e importados para o programa MATLAB para correção de ruídos provenientes do modelo SRTM e para suavização dos perfis longitudinais, preservando as principais mudanças de declividade e eliminando erros localizados, conforme os algoritmos desenvolvidos por Harbor et al. (2005), com o objetivo de encontrar, numericamente, *knickpoints* ou *knickzones*, e correlacioná-los com o objetivo de avaliar a dinâmica de *knickpoints* e a erodibilidade relativa, sob diferentes tipos de substrato. Seguindo a rotina de Harbor et al. (2005), as variáveis dx e A (Equação 3.4, página 26) foram extraídas do MDE-SRTM, pixel-por-pixel.

Este processo permite traçar uma comparação gráfica entre o gradiente pela área e da declividade pela área (*log slope vs log area*), por meio da aplicação de regressões lineares, conforme Harbor et al. (2005). Ainda no MATLAB, foi calculado o desvio altimétrico do canal atual em relação ao perfil longitudinal ideal previsto para a bacia em equilíbrio (perfil côncavo sem rupturas). Tal determinação é fundamental para quantificar os desvios e identificar os prováveis locais em que ocorrem os *knickpoints*. Os valores de desvio altimétrico gerados via MATLAB foram, por fim, importados para o ArcGIS para plotagem das áreas com convexidades anômalas no MDE-SRTM e análise com dados geomorfológicos e estruturais. A distribuição e ocorrência dos *knickpoints* elaborados no mapa foram confrontados com os dados obtidos em campo, com o objetivo de caracterizar essas feições (altimetria, tipo de rocha envolvida, formas erosivas, etc.), e analisados e discutidos com base em trabalhos de Gardner (1983), Mckeown et al. (1988), Bishop et al. (2005), Harbor et al. (2005) e Crosby e Whipple (2006).

4.2.3.2. Fator de assimetria (A_f)

A implementação desse índice foi realizada com o auxílio do ArcGIS e da planilha eletrônica Excel. Os dados utilizados foram obtidos do MDE-SRTM e as bases da rede de drenagem e limites das bacias, em formato vetorial, são aqueles obtidos na extração automática e ajustados com a base cartográfica. Em ambiente SIG, os vetores referentes aos canais principais foram manipulados, efetuando-se a edição para conexão dos pontos mais a montante e mais a jusante com os limites das bacias, com base na visualização dos canais com uso do MDE. Dessa forma, utilizando-se a ferramenta *Split Polygons With Lines*, foi possível obter, além das áreas totais, as áreas das margens direitas das bacias hidrográficas em relação aos canais principais, com visada para jusante.

Considerando a extensão das bacias de drenagem e os visíveis deslocamentos dos canais principais, ora para a margem direita, ora para a margem esquerda, as bacias dos rios mais extensos foram subdivididas em porções de alto, médio e baixo curso. Dessa maneira, obteve-se maior acurácia e representatividade dos resultados.

A partir destes dados, os cálculos foram efetuados em planilha eletrônica de acordo com a Equação 3.5 (ver item 3.4.2.3.2). O valor da área da margem direita foi dividido pela área total da bacia hidrográfica e multiplicado por 100. A partir dos valores obtidos foi subtraído o valor 50. O resultado desta subtração foi computado em módulo ($|Af-50|$). A partir dos valores, as bacias hidrográficas foram classificadas em graus de intensidade de assimetria: baixa ($0 < |Af-50| \leq 7$), média ($7 < |Af-50| \leq 15$) e alta ($15 < |Af-50|$).

4.2.3.3. Mapa hipsométrico

O mapa hipsométrico foi gerado a partir da sobreposição do MDE-SRTM, em escala de cores adequada, ao modelo de relevo sombreado, elaborado utilizando-se a ferramenta *Hillshade*, configurando o azimute solar em 315° , o ângulo de incidência da luz solar em 45° e o fator Z em 2,0.

4.2.3.4. Mapa de declividade

O mapa de declividade das bacias hidrográficas foi elaborado por meio da ferramenta *Slope*, selecionando-se como *raster* de entrada o MDE-SRTM com preenchimento de *sink holes* (ferramenta *Fill*), projetado em coordenadas planas, e indicando como *raster* de saída um *grid* com valores de declividade mensurados em porcentagem. A imagem gerada foi reclassificada em 6 classes, de acordo com EMBRAPA (1979):

- Valores de declividade entre 0 e 3% – relevo plano
- Valores de declividade entre 3 e 8% – relevo suavemente ondulado
- Valores de declividade entre 8 e 20% – relevo ondulado
- Valores de declividade entre 20 e 45% – relevo fortemente ondulado
- Valores de declividade entre 45 e 75% – relevo montanhoso
- Valores de declividade acima de 75% – relevo escarpado

4.2.4. Extração de lineamentos morfoestruturais

O mapa de lineamentos morfoestruturais foi elaborado a partir da vetorização de elementos retilíneos ou suavemente encurvados observados no MDE-SRTM. Foram

elaborados oito modelos de relevo sombreado com diversas configurações de azimutes solares e ângulos de incidência de luz solar, a fim de destacar o máximo de feições em todas as orientações. Os modelos foram combinados, quatro a quatro, a fim de gerar dois modelos de relevo sombreado que possibilitaram a extração dos traços retilíneos ou suavemente encurvados de relevo, positivos e negativos.

Compartimentos morfoestruturais foram definidos com base nas propriedades direcionais, de densidade e disposição espacial dos lineamentos morfoestruturais. A disposição espacial foi analisada com base em mapas de densidade de lineamentos de relevo, gerados de forma automática pelo ArcGIS, e a visualização das relações estabelecidas entre os lineamentos vetorizados. A análise direcional se deu a partir da elaboração de rosetas, obtidas com intervalos de 10°, representadas segundo frequência acumulada, ou seja, o número de lineamentos em determinada direção, e comprimento acumulado de lineamentos em determinada direção.

4.2.5. Trabalho de campo e análise estrutural

O conjunto de dados estruturais foi coletado ao longo de 115 afloramentos, que incluíram rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, além de diques de diabásio (Figura 4.2). O objetivo desta etapa foi obter atitudes de estruturas rúpteis, tais como juntas e falhas, e indicadores cinemáticos, em notação Clar. Foram anotados, ainda, aspectos relacionados à disposição das fraturas no afloramento (geometria e espaçamento) e materiais de preenchimento, sejam precipitados ou gerados por cisalhamento.

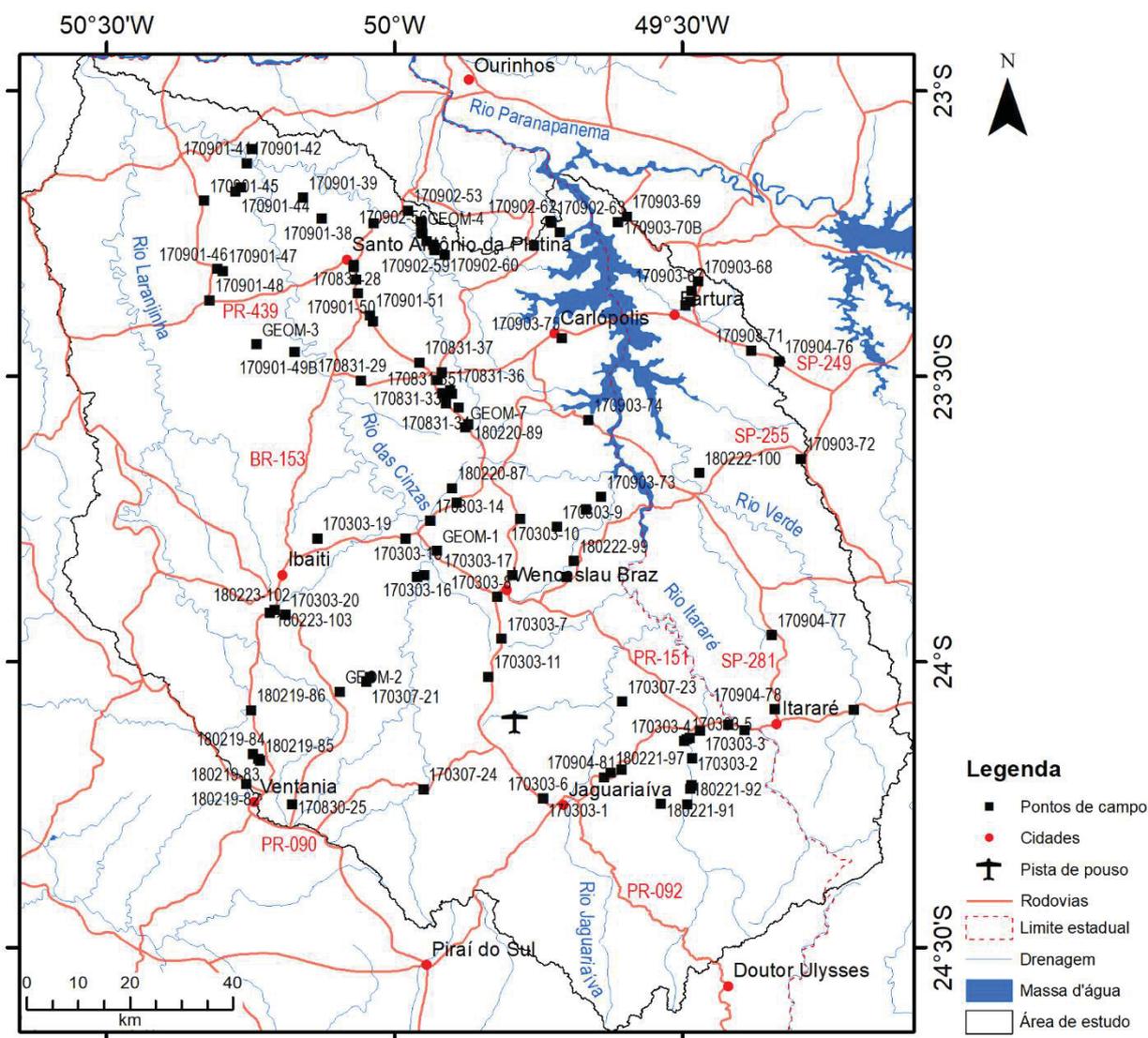


Figura 4.2. Mapa de afloramentos visitados em etapas de campo e rodovias de acesso da área de estudo. (Fonte dos dados vetoriais: IBGE, 2016).

As coletas dos dados estruturais foram realizadas nos afloramentos das rochas sedimentares, que costumam apresentar fraturas bem evidenciadas, em detrimento de indicadores cinemáticos, e nas rochas básicas da Formação Serra Geral, que apresentam boa quantidade de indicadores cinemáticos devido à presença de materiais preenchendo as fraturas, sendo os mais comuns o carbonato de cálcio e óxidos/hidróxidos. Entretanto, as frequentes disjunções colunares presentes nessas rochas dificultam a visualização de relações temporais e geométricas entre as fraturas.

As 1050 medidas obtidas em campo foram organizadas em planilha eletrônica do Excel e importadas para o *software* WinTensor v.5.8.6 (DELVAUX; SPERNER, 2003). Destas, 234 atitudes consistiam de dados de falhas com indicadores cinemáticos confiáveis, segundo parâmetros de Petit (1987), Angelier (1994), Doblas et al. (1997) e

Doblas (1998). Foram, então, objetos de análises descritivas, cinemática e dinâmica, a partir da confecção de diagramas estruturais.

As falhas foram plotadas em estereogramas e distribuídos espacialmente na área de estudo. Os indicadores cinemáticos (estrias, *steps* e fraturas escalonadas) foram analisados individualmente e por afloramento, para determinar os paleotensores de cada indicador cinemático, utilizando-se o método dos diedros retos (ANGELIER; MECHLER, 1977), e então agrupados conforme compatibilidade dos resultados.

As informações de juntas, falhas e indicadores cinemáticos foram, ainda, interpretados à luz do modelo de Riedel, adotando-se a nomenclatura baseada neste modelo: R – fratura de cisalhamento ou sintética; R' – fratura de cisalhamento conjugada ou antitética; T – fratura de extensão ou distensão; P – fratura sintética secundária; X – fratura antitética secundária; e Y – direção principal do cisalhamento.

4.2.6. Determinação dos eixos de paleotensão

Os eixos e/ou campos de paleotensões foram determinados automaticamente pelo *software* WinTensor v.5.8.6 (DELVAUX; SPERNER, 2003), utilizando o método dos diedros retos de Angelier e Mechler (1977) (Figura 4.3.A), que define os campos de esforços principais para regiões falhadas. Neste método, os diedros retos são gerados pela intersecção do plano auxiliar ortogonal imaginário, criado por cada falha, com o plano de falha e estria nele contido. A deformação em todo o plano de falha é dividida em quatro campos de esforços, dois compressivos e dois distensivos, que indicam a área de maior probabilidade de conter as tensões σ_1 e σ_3 , respectivamente. As projeções estereográficas com a definição das tensões máximas e mínimas (Figura 4.3.B), obtidos para cada falha, são sobrepostos em um único diagrama, que permite determinar a orientação dos eixos de tensões principais que contemplam as cinemáticas das falhas analisadas (Figura 4.3.C-E). O método dos diedros retos funciona para falhas ou conjuntos de falhas que tenham sido geradas por um mesmo evento deformacional, que compartilhem uma porção no espaço comum a todos os diedros de compressão e uma porção comum aos diedros de distensão. A aplicação do método por meio do *software* WinTensor permite a observação e detecção de dados que não se encaixem a um modelo.

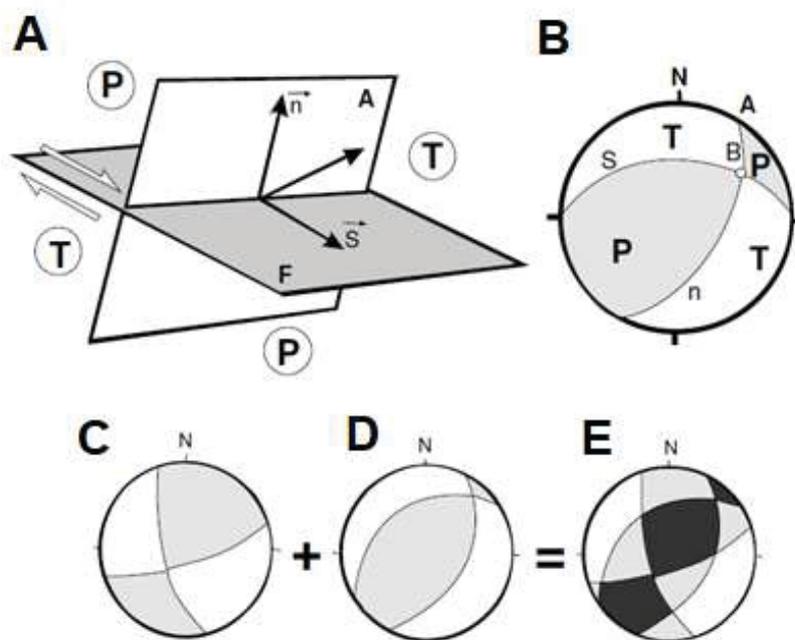


Figura 4.3. Métodos dos diedros retos (Angelier; Mechler, 1977). A. Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B. Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois; C. Projeção estereográfica de falha direcional e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (em branco) e compressivo (em cinza); D. Idem ao anterior, para uma falha normal; E. Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em preto, 100% distensivas, em branco, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e área com 50% de cada, em cinza, resultadas da superposição de domínios compressivos e distensivos. (Fonte: Ferrari, 2001).

A projeção estereográfica dos diedros retos forma os diagramas de bola de praia (*beachballs*), solução tipo mecanismo focal para a projeção de esforços em estudos sísmicos e estruturais, cujas configurações podem ser correlacionadas aos tipos básicos de falhas de Anderson (1951) (Figura 4.4).

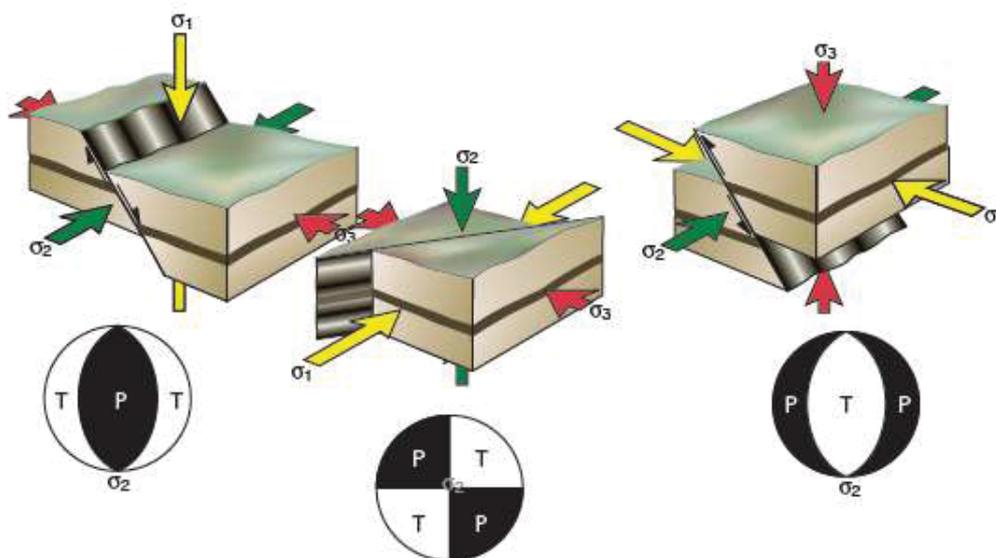


Figura 4.4. Relações entre a orientação dos esforços principais e regimes tectônicos de Anderson (1951). As projeções estereográficas mostram os campos de distensão (T) e compressão (P). (Fonte: Fossen, 2012).

CAPÍTULO 5 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

A área de estudo situa-se no flanco leste da Bacia do Paraná, inserida no contexto do Arco de Ponta Grossa, uma das mais proeminentes feições arqueadas da bacia. As unidades litoestratigráficas aflorantes na área, da base para o topo, são as formações Furnas, Ponta Grossa (Grupo Paraná), Grupo Itararé, formações Rio Bonito, Palermo (Grupo Guatá), formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Grupo Passa Dois) e formações Pirambóia/Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento) (Figura 5.1).

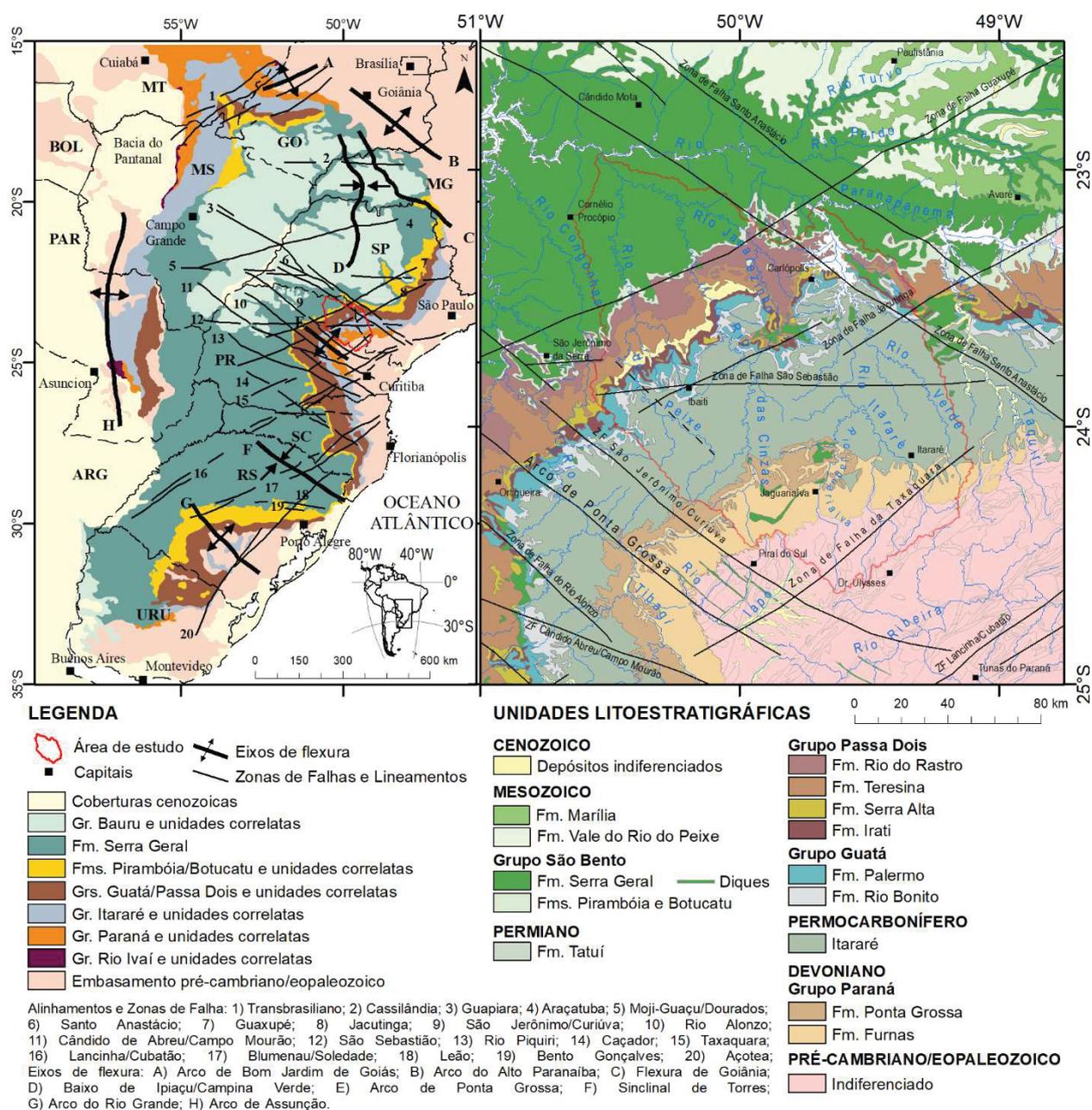


Figura 5.1. À esquerda, esboço geológico da Bacia do Paraná, com indicação da área de estudo, e localização dos principais elementos tectônicos da bacia (modificado de Vieira, 1973; Ferreira, 1982b; Zalán et al., 1987). À direita, contexto geológico da área de estudo, com localização das principais estruturas que afetam ou são contíguas à área, e principais rodovias e municípios. (Adaptado de Trzaskos, 2006).

5.1. Bacia do Paraná: aspectos gerais

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica alongada, de orientação NNE-SSW, no centro-sul do Brasil, estendendo-se ao Paraguai, Uruguai e Argentina, totalizando uma área de aproximadamente 1.500.000 km². As rochas sedimentares da bacia estão distribuídas em várias unidades litoestratigráficas, totalizando até 7.000 metros de espessura (MILANI et al., 2007). O registro tectono-estratigráfico conhecido evidencia a interação de fenômenos orogênicos nas bordas da Placa Sul-Americana, com eventos epirogênicos marcados por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo no interior da placa. As rochas são principalmente terrígenas, com contribuições localizadas de rochas carbonáticas durante o Permiano. As unidades maiores já receberam status de sequências, conforme conceito de Sloss (1963, in SOARES et al., 1978, SOARES, 1992), grupos e formações (SCHNEIDER et al., 1974; MILANI et al., 1994), sequências, conforme conceito de Vail et al. (1977, in MILANI; RAMOS, 1998) e supersequências (MILANI 1997, 2004; MILANI et al., 1998, 2007): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

5.2. Estratigrafia da área de estudo

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é caracterizado por seis unidades paleoestratigráficas (MILANI 1997, 2004; MILANI et al., 2007), subdivididas como supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), representadas por sucessões sedimentares que definem grandes ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) que correspondem a sedimentos continentais e rochas ígneas associadas (MILANI et al., 2007). Serão enfatizadas aqui as unidades que afloram na área de estudo.

5.2.1. Supersequência Paraná

O pacote devoniano da bacia, a Supersequência Paraná (MILANI, 1997), tem espessura máxima por volta dos 800 metros (MILANI et al., 2007). Na maior parte da bacia, assenta-se sobre os estratos ordoviciano-silurianos do Grupo Rio Ivaí, sendo também encontrado diretamente sobre os litotipos do embasamento. A base da Supersequência Paraná coincide com uma superfície de discordância regular e

aplainada, de forma que a geometria regional da Formação Furnas configura um imenso *blanket*, com cerca de 250 metros de espessura. O topo do pacote, constituído pela Formação Ponta Grossa, é assinalado por nova discordância regional, desenvolvida no final do Devoniano e, sobretudo, no Carbonífero, que obliterou importantes registros sedimentares da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007).

5.2.1.1. Formação Furnas

A Formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas (MILANI et al., 2007). Na porção basal, leitos conglomeráticos com até 1 metro de espessura são frequentes. A porção intermediária é dominada por arenitos de granulometria média, intercalados a níveis delgados de siltito e folhelho muscovíticos. Para o topo, arenitos médios a grossos passam a predominar, ocorrendo, também, camadas de arenitos muito finos com estratificação do tipo *hummocky*. Em superfície é evidenciada a passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa, com aumento contínuo de argilosidade (MILANI et al., 2007)

5.2.1.2. Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa foi descrita inicialmente por Lange e Petri (1967), sendo representada por três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. A porção inferior é representada por folhelhos com cerca de 100 metros de espessura, contendo lentes de arenito fino, cujas estratificações foram retrabalhadas por ondas. Os 20 metros superiores desse pacote são marcados por folhelhos pretos laminados, carbonosos. A porção intermediária da Formação Ponta Grossa corresponde ao Membro Tibagi, arenosiltítico, que reflete um contexto regressivo de progradação de sistemas deltaicos provenientes da borda nordeste, de expressivo aporte dos termos arenosos (ANDRADE; CAMARÇO, 1982; MILANI et al., 2007). No topo, é representado pelo Membro São Domingos, predominantemente pelítico.

5.2.2. Supersequência Gondwana I

A Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997) engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná exibindo, em subsuperfície, uma espessura total máxima da ordem de 2.500 metros. Inclui os pacotes sedimentares individualizados no Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral, estando posicionada, temporalmente, entre o Neocarbonífero e o Eotriássico.

5.2.2.1. *Grupo Itararé*

Há uma grande lacuna no registro estratigráfico entre os sedimentos neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé, associada ao posicionamento do Gondwana sul-ocidental em elevadas latitudes, dando lugar à extensa glaciação (MILANI et al., 2007). Com a migração do continente para norte, a sedimentação foi retomada no fim do Moscoviano, em um contexto periglacial.

O Grupo Itararé corresponde à porção inferior da Supersequência Gondwana I e constitui unidade da área de estudo, representada por depósitos ainda diretamente ligados à fase de degelo, onde foram definidos ciclos de sedimentação com afinamento de grão para cima que corresponderiam a mudanças climáticas cíclicas dentro do regime glacial (FRANÇA; POTTER, 1988). Esses ciclos iniciam em pacotes arenosos que gradam para cima a seções argilosas, sendo comuns, nessas últimas, intercalações de diamictitos (MILANI et al., 2007). Atinge espessuras superiores a 1.300 metros na porção centro-norte da bacia.

5.2.2.2. *Formação Rio Bonito*

Correspondente à porção basal do Grupo Guatá, a Formação Rio Bonito manifesta tendência transgressiva da sedimentação pós-glacial. É pontuada por níveis marinhos, com ocorrência de pacotes pelíticos de importante espessura. Sob condições de circulação restrita de águas, desenvolveram-se, localmente, turfeiras. A unidade superior da formação compreende arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos, que intercalam camadas de carvão (BORTOLUZZI et al., 1987).

5.2.2.3. *Formação Palermo*

A Formação Palermo é constituída por siltitos e siltitos arenosos cinza-amarelados, ocorrendo, localmente, arenitos finos em corpos de geometria lenticular e estratificação do tipo *hummocky*. Compendo o horizonte relacionado à máxima inundação da Supersequência Gondwana I, ocorrem folhelhos cinza-escuros (MILANI et al., 2007). No seu conjunto, o Grupo Guatá está posicionado, temporalmente, no Permiano Inferior.

5.2.2.4. *Formação Irati*

Sob condições de hipersalinidade, devido à circulação restrita de águas, acumularam-se, na Formação Irati, carbonatos e evaporitos na porção norte e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia (MILANI et al., 2007). A paleofauna inclui répteis que permitiram Du Toit (1927 apud MILANI et al., 2007) sugerir a deriva continental. A

partir da datação de zircões presentes em cinzas vulcânicas, a Formação Irati foi posicionada no neo-Artinskiano (SANTOS et al., 2006a).

5.2.2.5. *Formação Serra Alta*

Acima, a Formação Serra Alta registra pacotes de folhelhos cinza-escuros finamente laminados, oriundos da decantação de argila em ambiente marinho de baixa energia (GAMA JR., 1979), relativos ao “afogamento” do “golfo Irati”, última incursão marinha importante documentada na Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007).

5.2.2.6. *Formação Teresina*

Na sedimentação “pós-Serra Alta” passam a dominar sistemas continentais de acumulação na bacia, assoreando a bacia remanescente. A formação Teresina é constituída de depósitos predominantemente pelíticos, com estruturas sedimentares ligadas à ação de marés. No território paulista, o sistema de planície de marés da Formação Corumbataí é equivalente litoestratigráficas da Formação Teresina (MILANI et al., 2007).

5.2.2.7. *Formação Rio do Rasto*

Os depósitos pelíticos da Formação Teresina dão lugar a um complexo progradacional de red beds incluindo lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais (LAVINA, 1988) da Formação Rio do Rasto. A fauna inclui tetrápodes de idade mesopermiana (LUCAS, 2006). Entretanto, o maior desenvolvimento em espessura sedimentar da Formação Rio do Rasto em subsuperfície permite especular que essa unidade possa atingir o Permiano Superior-Triássico inicial no interior da bacia (MILANI et al., 2007).

5.2.3. *Supersequência Gondwana III*

O registro geológico supersequência Gondwana III (Neojurássico- Eocretáceo), é amplamente distribuído pela Bacia do Paraná, estando constituída pelos sedimentos eólicos da Formação Botucatu (ALMEIDA, 1954) e rochas vulcânicas cretáceas do Grupo Serra Geral (SCHNEIDER et al., 1974).

5.2.3.1. *Formação Pirambóia/Botucatu*

A Formação Pirambóia inclui arenitos geralmente de granulação fina à média, com fração argilosa maior na porção inferior. Na porção superior ocorrem, localmente, arenitos grossos, conglomeráticos. A estratificação é predominantemente plano-paralela, onde se destacam lâminas mais ou menos ricas em argila e silte, além da estratificação cruzada de dimensões média a grande, do tipo tangencial. Não raramente, ocorrem marcas de onda ou corrente (IPT, 1981).

Sobrejacente à Formação Pirambóia, ocorre a Formação Botucatu, constituída quase que totalmente por arenitos de granulação fina a média, uniforme, com boa seleção de grãos foscos com elevada esfericidade, róseos a avermelhados, que exibem estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte, numa assinatura faciológica muito característica que possibilita um pronto reconhecimento do “deserto Botucatu” (MILANI et al., 2007). Localmente, sobretudo próximo à base do pacote, intercalam-se arenitos de deposição subaquosa, constituídos por corpos lenticulares de arenitos heterogêneos, de granulação média a grossa, passando a arenitos conglomeráticos, cujos seixos são, em sua maioria, de quartzo e quartzito (IPT, 1981). Ainda junto à base, ocorrem ventifactos (ALMEIDA; MELO, 1981), derivados de um persistente retrabalhamento eólico sobre depósitos fluviais subjacentes ao campo de dunas.

5.2.3.2. *Formação Serra Geral*

A Formação Serra Geral constitui derrames de lavas basálticas, compostos predominantemente por basaltos toleíticos, compreendendo cerca de 90% das litologias existentes, e, secundariamente, por basaltos-andesitos, riolitos e riolitos (PICCIRILLO; MELFI, 1988), correspondendo ao episódio vulcânico que deu origem à Província Paraná-Entendeka (ARIOLI; LICHT, 2013).

Na Bacia do Paraná, esse evento magmático se manifesta como uma espessa cobertura de lavas, redes de diques, que cortam a seção sedimentar, e múltiplos níveis de soleiras, intrudidos concordantemente aos planos de estratificação dos sedimentos paleozoicos. São associados à Formação Serra Geral os enxames de diques que orientação NW-SE inseridos no Arco de Ponta Grossa.

5.3. Arcabouço tectônico-estrutural da Bacia do Paraná

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é controlado pela reativação de estruturas do embasamento (NORTHFLEET et al., 1969), constituída por rochas da plataforma Sul-Americana, intensamente deformadas durante eventos tectono-magmáticos do ciclo Brasileiro (ALMEIDA; HASUI, 1984).

As porções aflorantes do embasamento que limitam a Bacia do Paraná em sua margem leste/sudeste são constituídas pelas faixas Dom Feliciano e Ribeira, ambas de direção NE-SW, separadas por um núcleo cratônico Rio La Plata/Luiz Alves. A norte/nordeste a bacia é limitada pela Faixa Uruaçu, do Proterozoico Médio, com direção NW-SW, e pelos Maciços do Guaxupé e Goiás, constituídos de rochas cristalinas arqueanas remobilizadas durante o ciclo Brasileiro. Na margem oeste/noroeste ocorrem,

por fim, a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, orientada para N-S (ZALÁN et al., 1990) (Figura 5.2).

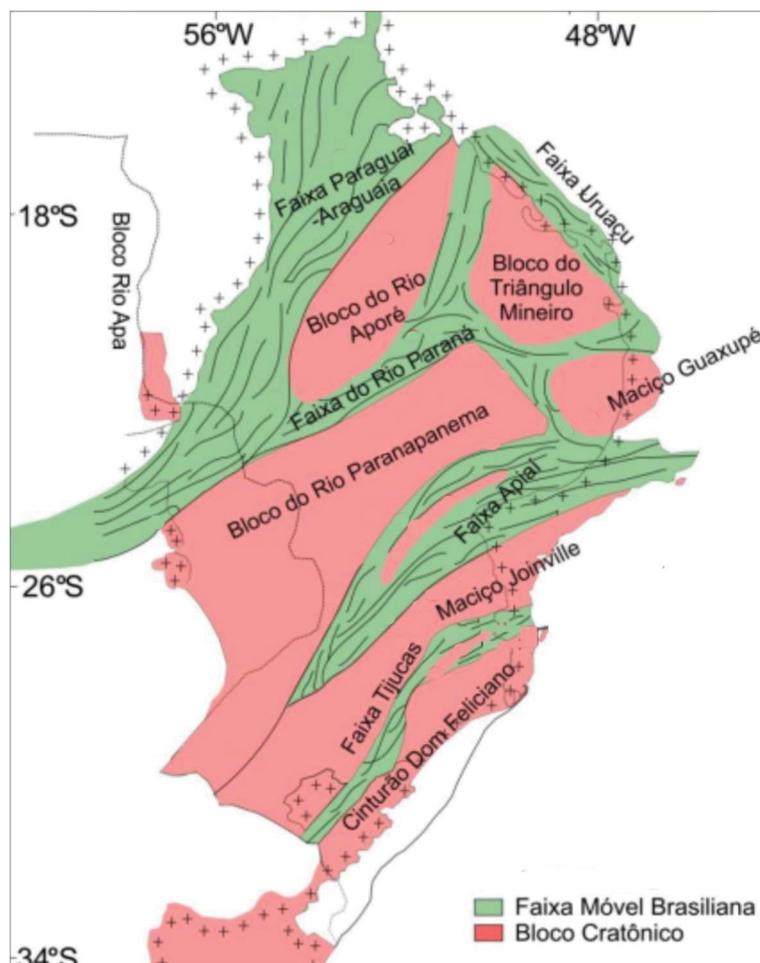


Figura 5.2. Estrutura do embasamento da Bacia do Paraná. (Modificado de Milani et al., 1997)

Esse conjunto de crátons e faixas móveis contém inúmeras zonas de fraqueza, que se cruzam no embasamento, e funcionam como as principais dissipadoras dos esforços intraplaca (FULFARO et al., 1982; SOARES et al., 1982; ALMEIDA, 1983; ZALÁN et al., 1987, 1990; RICCOMINI, 1995; ROSTIROLLA et al., 2000), que quando aplicados sobre a placa heterogênea são responsáveis pela reativação tectônica de estruturas do embasamento, levando à formação de altos estruturais nas unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná, desempenhando papel fundamental no controle da sedimentação da bacia.

A presença de arqueamentos e flexuras na Bacia do Paraná exerceu papel importante na sua compartimentação estrutural. A bacia é limitada a oeste pelo Arco Assunção, de orientação N-S, e a norte pelo Arco de Goiânia/Alto Paranaíba, orientado para NW-SE. No interior da bacia ocorre uma série de lineamentos de direção NW, sendo

os mais importantes para sua configuração os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande e o Sinclinal de Torres (ZALÁN et al., 1990), cujas atividades se deram principalmente no Mesozoico (ALMEIDA, 1981, 1983, 1986), em decorrência da ruptura da Pangeia, através do magmatismo basáltico da Formação Serra Geral. Durante esse vulcanismo, um importante processo de distrofismo promoveu a reativação de grandes lineamentos de direção NW-SE, permitindo o alojamento de enxames de diques e soleiras de diabásio, além do extravasamento de um grande volume de rochas toleíticas, em um evento denominado como Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), Ativação Mesozoica (ALMEIDA, 1972), Evento Sul-Atlantiana (SCHOBBEANHAUS et al., 1984) e Ativação Pós-Paleozoica (ALMEIDA; CARNEIRO, 1987).

Almeida (1983) subdividiu a Reativação Wealdeniana em três estágios: fase rifte, responsável pela geração de uma estrutura negativa alongada; fase oceânica, correspondente ao estágio de reativação entre o Aptiano e o final do Cretáceo; por fim uma fase associada ao desenvolvimento das bacias tafrogênicas costeiras do sudeste brasileiro e ao vulcanismo alcalino do Eoceno.

Durante a Reativação Wealdeniana (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior) ocorreu o soerguimento do Arco de Ponta Grossa, acompanhado de expressiva intrusão de enxames de diques básicos paralelos ao eixo do arco (NW-SE) (STRUGALE et al., 2007). Essa importante feição arqueada é limitada a sul pelo lineamento do Rio Piquiri e a norte pela Zona de Falha Guapiara, e sua charneira coincide com a área compreendida entre os lineamentos São Jerônimo-Curiúva, a nordeste, e Rio Alonzo, a sudoeste (FERREIRA, 1982a,b). Ocorreu, ainda, um magmatismo alcalino, iniciado no Cretáceo Inferior e se estendendo até o Paleógeno (MIZUSAKI; THOMAZ-FILHO, 2004), ao longo de estruturas maginiais da bacia reativadas no Mesozoico.

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná permite dividi-la em dois principais conjuntos de estruturas tectônicas, de direções NW-SE e NE-SW, ocorrendo, ainda, algumas estruturas de direção E-W (ZALÁN et al., 1990) (Figura 5.3). As direções NW-SE e NE-SW são as mais importantes e representam zonas de fraquezas no embasamento, que foram ativas durante a evolução da bacia (ZALÁN et al., 1987). Soares et al. (1982) concluíram que o padrão estrutural desses grupos é diferente, pois durante o evento tectônico Juro-Cretáceo do Gondwana, os lineamentos de direção NW foram reativados

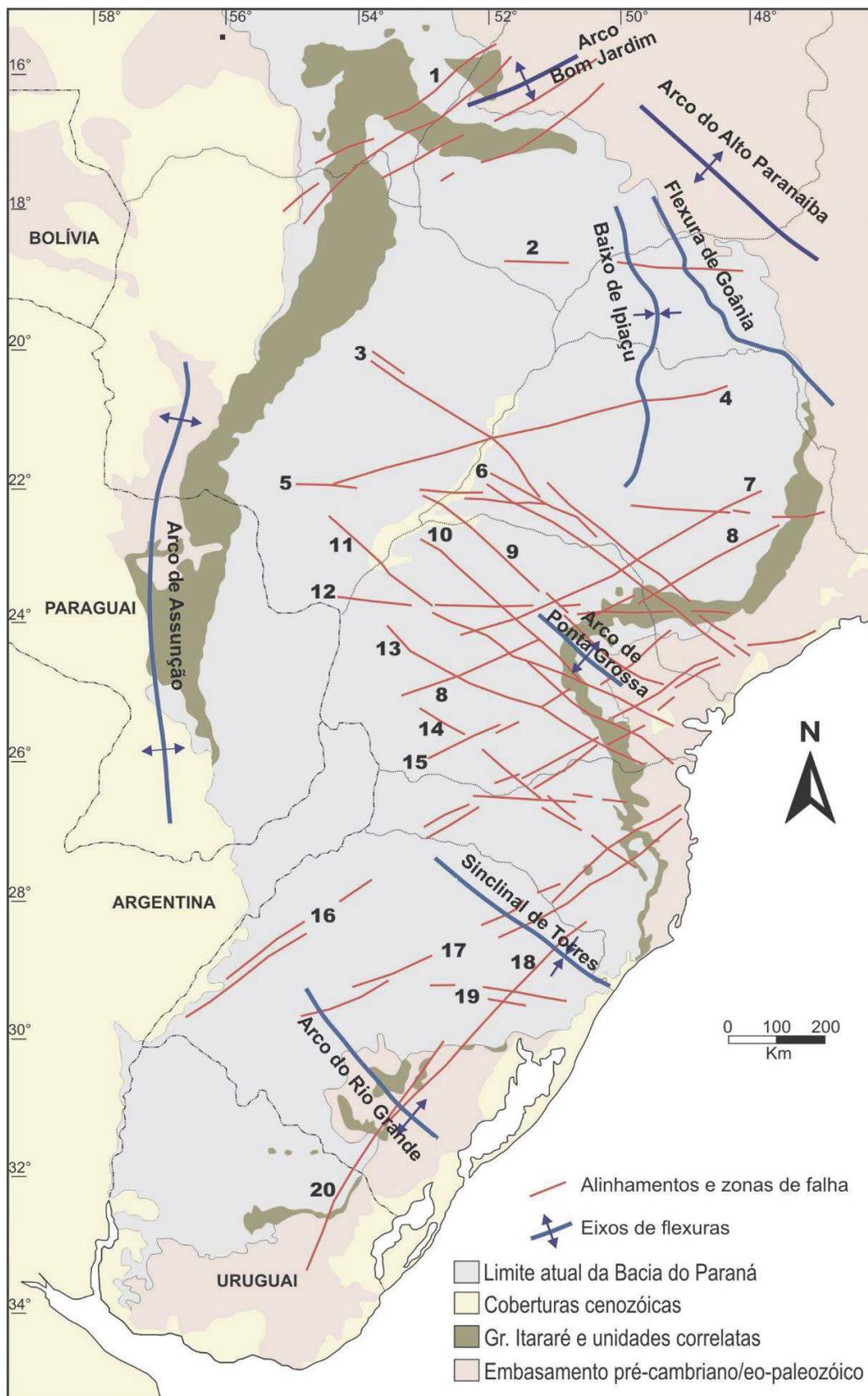


Figura 5.3. Zalán Mapa de localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná baseado em Vieira (1973), Ferreira (1982) e Zalán et al. (1987): 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea.

e condicionaram o alojamento de diques e soleiras de diabásio associados ao magmatismo Serra Geral no Arco de Ponta Grossa. As falhas NE, que teriam permanecido inativas nesse momento, são herdadas das faixas móveis do Ciclo Brasileiro, e possuem significativa ausência de diques, estando associados a estruturas transcorrentes do embasamento, as quais apresentam importante atividade no Permiano (STRUGALE, 2002). As zonas de falhas Guaxupé, Jacutinga e Taxaquara são as principais estruturas dessa direção a afetar a área de estudo. Os picos alternados de atividades dos grupos de falhas NW e NE são devido a prováveis diferenças nos campos de tensões atuantes durante o Paleozoico, ligados aos eventos colisionais que afetaram o Gondwana (ZALÁN et al., 1990). A estruturação E-W também está relacionada à reativação Wealdeniana, e estaria ativa provavelmente a partir do Triássico. Apesar de menos marcantes (ZALÁN et al. 1990), diversos trabalhos mostram que esse *trend* estrutural influencia na direção das drenagens de diversas regiões do sul e sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; SALAMUNI, 1998; CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008).

O reconhecimento das principais feições estruturais da Bacia do Paraná é produto do trabalho de diversos autores. Soares et al. (2007) compararam os lineamentos estruturais traçados por diversos autores (FERREIRA, 1992a,b; SOARES et al., 1982; ZALÁN et al., 1990; FREITAS, 2005) e, segundo os autores, as direções NW-SE e NE-SW possuem alto índice de concordância, ao passo que as demais direções (NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e E-W) apresentam índices considerados baixos.

No Alto de Quatiguá são evidenciadas falhas transcorrentes NE-SW sinistrais e destrais e falhas normais-oblíquas NW-SE, exibindo componente sinistral. As primeiras são consideradas mais antigas (Permo-Triássico) e as duas últimas, mais novas (Mesozoico), tendo sido reativadas ou neoformadas no Eocretáceo (ROSTIROLLA et al., 2000).

Freitas et al. (2002) identificaram, na porção oeste de Santa Catarina, lineamentos estruturais com direções N30-50E e N40-60W, e secundariamente N-S e E-W. Freitas (2005) e Freitas e Rostirolla (2005) identificaram lineamentos preferenciais em cinco orientações (N60-70E, N30-40E, NNW-SSE, NE-SW e E-W) nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina.

Roldan (2007) e Machado et al. (2012), destacam, em estudos realizados no Domo de Lages, alinhamentos de direções N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE),

correspondente a falhas transcorrentes destrais e sinistrais, respectivamente, e, secundariamente, NE e NW. Estas estruturas são relacionadas, em grande parte, com a reativação de descontinuidades do embasamento.

Jaques et al. (2010), em estudos realizados na borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina, definiram direções N-S e NNE-SSW para o embasamento, NW-SE e N-S para a Sequência Gondwanica, e NE-SW para a porção da Formação Serra Geral.

Nummer et al. (2014) observaram predominância de estruturas WNW-ESE, e secundariamente NE-SW e NNE-SSW, no Planalto do Rio Grande do Sul, onde foram identificados padrões de falhamento transcorrente destal de orientação NE-SW e sinistral para NW-SE.

Peyerl et al. (2018) destacaram, também, cinco direções de lineamentos, em estudo realizado na bacia hidrográfica do Rio Jordão, porção centro-sul do Estado do Paraná, sendo elas NE-SW, NW-SE, N-S, NNW-SSE e ENE-WSW, tendo este último padrão importante influência na organização da rede de drenagem local.

Santos et al. (no prelo), na região do Platô de São Joaquim, Santa Catarina, identificaram falhas transcorrentes sinistrais NE-SW no embasamento, além de observarem evidências de reativações, ora com cinemática destal, ora sinistral, em falhas N-S e NE-SW, além da ocorrência de falhamentos transcorrentes sinistrais de direção E-W.

Godoy et al. (2006) ao analisarem os alinhamentos do alto estrutural de Pitanga (SP), através de traços de fissão em apatitas, identificaram três períodos principais de reativação dos alinhamentos. O primeiro período é representado pelo aquecimento que ocorreu entre 140 e 120 Ma, relacionado ao período de anomalia térmica provocada pelo processo tectônico que deu origem ao magmatismo Serra Geral e a colocação dos corpos de diabásio; o segundo período de reativações é representado por um resfriamento rápido entre 90 e 80 Ma, relacionado ao soerguimento da borda leste da Bacia do Paraná; e o terceiro período de reativações entre 20 e 10 Ma.

5.4. Eventos tectônicos pós-magmatismo Serra Geral

A Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) marcou os primeiros registros de reativações tectônicas mesozoicas na Bacia do Paraná, caracterizando-se por reativações de falhas antigas, marcadas no relevo pelo soerguimento, abatimento de

bacias costeiras e acentuada subsidência da bacia (ALMEIDA, 1983). Foi, ainda, durante esse evento tectônico que ocorreu o grande soerguimento do Arco de Ponta Grossa, acompanhado por uma expressiva intrusão de enxames de diques básicos da Província Magmática do Paraná, todos com orientação NW-SE, indicando presença de um tensor distensivo (σ_3) orientado segundo NE-SW. Segundo Riccomini (1995), esses esforços controlaram a estruturação do Arco de Ponta Grossa, perdurando até o Neo-Cretáceo (Tabela 5.1).

Em estudos realizados na região do Arco de Ponta Grossa, Strugale et al. (2007) caracterizaram dois eventos tectônicos, responsáveis pela geração e reativação de estruturas rúpteis nas rochas das formações Pirambóia e Botucatu, além das rochas básicas da Província Magmática do Paraná. Atuante durante o Eo-Cretáceo, o primeiro evento (D1) teria caráter extensional com σ_3 orientado para NE-SW, com componente direcional dextral nas falhas de direção NW-SE. Segundo os autores, foi o evento responsável pelo controle da intrusão dos diques e pelo soerguimento da porção central do arco. Um segundo evento (D2), ativo entre o Neo-Cretáceo e o Paleógeno, foi caracterizado por um regime transtensional, em que os esforços máximos (σ_1) variaram entre NE-SW e ESE-WNW. Foi responsável pela reativação de estruturas registradas nas paredes dos diques e nas bandas de deformação em arenitos.

Almeida (1986) afirma que a intrusão do Domo de Lages, uma estrutura concêntrica alongada segundo eixo NW-SE, de idade Neo-Cretácea, está associada à reativação de falhas tardi-brasilianas no sul de Santa Catarina. Roldan (2007) propôs um quadro evolutivo para a região, indicando que área foi afetada por esforços distensivos (σ_3) de direção NW-SE no final do Cretáceo, dando origem a falhas normais NE-SW que propiciaram o derrame de corpos alcalinos. A instalação de um regime compressivo NE-SW contemporâneo ao magmatismo alcalino e à estruturação do domo foi responsável pela nucleação de falhas transcorrentes dextrais NNE-SSW e NE-SW e falhas transcorrentes sinistrais E-W. Ao final do Mioceno, após um período de estabilidade tectônica que levou à erosão e denudação do domo, a região foi afetada por um regime distensivo NE-SW que levou ao desenvolvimento de falhas normais NW-SE, como é o caso do Lineamento do Rio Canoas, e inversão da rede de drenagem. Ainda segundo o autor, um provável regime distensivo NW-SE teria afetado a área após esse período, gerando falhas normais NE-SW e reativando falhamentos anteriores.

Jacques (2013) caracterizou três eventos tectônicos posteriores à formação da Província Magmática do Paraná e do Domo de Lages ao analisar estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina. O evento deformacional mais antigo foi posicionado no Cretáceo Inferior-Superior, indicando esforços compressivos máximos (σ_1) próximo ao eixo N-S. O segundo evento, de idade Cretácea Superior – Paleógena, ativo durante a intrusão das rochas alcalinas, apresenta uma compressão NE-SW. O último evento identificado pela autora, e mais recente (Neógeno – Quaternário), indica uma compressão de direção preferencial E-W (variando até ESE-WNW).

Em estudos realizados na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Nummer et al. (2014) definiram três eventos tectônicos transcorrentes. O primeiro evento (D1), ativo durante o Eo-Cretáceo, apresenta compressão máxima (σ_1) de direção N-S, gerando falhas transcorrentes destrais NW-SE. Entre o Neo-Cretáceo e o Paleógeno, o evento D2, com σ_1 NE-SW, teria nucleado falhas destrais de direções N-S a NNE-SSW, além de falhas transcorrentes sinistrais ENE-WSW a E-W, com reativação de estruturas NE-SW e NNE-SSW do Escudo Catarinense e Sul Rio Grandense. O último e mais recente evento (D3), posicionado no Paleógeno-Neógeno, possui compressão máxima E-W e gerou falhas transcorrentes destrais NE-SW e sinistrais NW-SE, além de reativar estruturas NE-SW do Escudo Catarinense e estruturas NW-SE formadas durante o evento D1.

Uma importante feição tectônica de idade Cenozoica posterior ao magmatismo Serra Geral é o Sistema de Rifts da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), posteriormente designada de Rife Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) por Riccomini (1989) e Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Riccomini (1989) definiu uma sequência de quatro eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação do RCSB, posteriormente confirmados por diversos autores. O primeiro evento, posicionado no Eoceno-Oligoceno, é caracterizado por um regime distensivo NW-SE que resultou na formação da depressão original do rife e no preenchimento sedimentar e vulcânico, reativando antigas zonas de cisalhamento proterozoicas como falhas normais. Segundo Ferrari (2001), foi o evento responsável pelo controle da implantação do Gráben da Guanabara. Durante o Oligoceno-Mioceno, um segundo regime tectônico, de caráter transcorrente sinistral, orientado segundo E-W, com σ_1 NE-SW e σ_3 NW-SW, afetou corpos alcalino neocretáceos do sul de São Paulo e o Gráben da Guanabara. Diversos autores identificaram esse regime tectônico em estudos

realizados no Vale do Rio Doce (MELLO, 1997; SARGES, 2002), na Bacia de Taubaté (MANCINI, 1995), na região estrutural de Queluz (SP/RJ) (SALVADOR, 1994) e na zona de cisalhamento Rio Paraíba do Sul (SILVA; MELLO, 2011).

O terceiro evento identificado corresponde a uma transcorrência destal E-W, com compressão NW-SE, ativo durante o Pleistoceno-Holoceno. Segundo Silva (2006), é o evento mais representativo na região sudeste, sendo reconhecido por diversos autores (SALVADOR, 1994; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; MELLO, 1997; FERRARI, 2001; SARGES, 2002; SILVA; MELLO, 2011). O quarto evento tectônico, do Holoceno, é caracterizado por um regime distensivo de direção NW-SE a WNW-ESE, tendo afetado depósitos preservados em terraços baixos. Foi observado, também, por diversos autores (SALVADOR, 1994; MANCINI, 1995; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; SARGES, 2002; SILVA; MELLO, 2011).

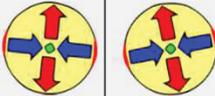
Um quinto evento tectônico foi identificado, ainda, em estudo na região do Alto Estrutural de Queluz (SALVADOR, 1994; SALVADOR; RICCOMINI, 1995), caracterizado por um regime compressivo holocênico de direção E-W, associado às famílias de juntas conjugadas de direção ENE-WNW (MELLO, 1997; SARGES, 2002; SALVADOR, 1994; MANCINI, 1995).

Salamuni (1998) identificou dois eventos tectônicos ao estudar a Bacia de Curitiba (PR). O evento D1, do Oligoceno-Mioceno, é caracterizado por um regime extensional com compressão máxima vertical e distensão ENE-WSW, responsável pelo desenvolvimento de falhas normais de direção NE-SW. O evento D2, ativo entre o Mioceno e final do Pleistoceno, possui compressão máxima (σ_1) entre E-W e NW-SE, reativando falhas normais como falhas transcorrentes e inversas obliquas, em um regime transtensional (D2') e, posteriormente, como transpressionais (D2'').

Chavez-Kus e Salamuni (2008), ao estudarem o Complexo Atuba (embasamento da Bacia de Curitiba), descrevem um importante evento tectônico no Neógeno com σ_1 orientado para N-S, responsável pela geração de falhas destrais NNW-SSE e sinistrais NNE-SSW. Esse evento foi correlacionado ao evento D2' de Salamuni (1998), em que σ_1 passa a se orientar, episodicamente, a partir do final do Pleistoceno, na direção NNW-SSE ou N-S. Embora a Placa Sul-Americana encontre-se sob tensão, a alternância dos esforços compressivos foi explicada por meio de fases de alívio de tensão da placa, resultando em uma alternância do posicionamento do σ_1 de E-W para N-S, sendo a direção E-W a dominante.

Diversos autores consideram que os eventos tectônico holocênicos são consequência do campo de tensão principal (σ_1) de direção aproximadamente E-W (variando entre ENE-WSW e WNW-ESE) e extensão N-S, compatível com o campo de stress E-W a WNW-ESE atuante na borda leste da Placa Sul-Americana no Quaternário (RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999; SALAMUNI et al., 2004; ASSUMPÇÃO et al., 2006; ASSUMPÇÃO et al., 2016).

Tabela 5.1. Cronologia relativa das diferentes fases de deformação nas regiões sul e sudeste do Brasil. A última coluna faz referência às interpretações de outros autores que pesquisaram áreas diversas, as regiões Sul e Sudeste do Brasil, mencionadas a seguir: (AQ) Alto de Queluz; (MAC) Maciço Alcalino de Cananéia; (GG) Gráben da Guanabara; (BP) Bacia do Paraná; (DL) Domo de Lajes; (BaC) bacias cenozoicas; (RCSB) Rifte Continental do Sudeste do Brasil; (BC) Bacia de Curitiba; (ZCPS) Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul; (SG) Formação Serra Geral; (RJ) bacia do rio Jordão; (CAT) Complexo Alcalino Tunas; (BT) Bacia de Taubaté; (CJ) Campos do Jordão; (LAG) Laguna, Santa Catarina; (PQA) Pariqueira-Açu. (Fonte: Salamuni et al., 2017).

Período	Fases de deformação	$S_{H_{max}}$	$S_{h_{min}}$	Diagramas de paleostress	Referências bibliográficas
Holoceno	F5	WNW-ESE	NNE-SSW		Aquaroli 2017 (LAG); Farias 2016 (CAT); Peyerl 2016 (RJ); Salamuni et al. 2004 (BC); Hiruma et al. 2001 (CJ); Salamuni 1998 (BC); Salvador e Riccomini, 1995 (AQ); Mancini 1995 (BT)
Pleistoceno	F4	NW-SE	NE-SW		Aquaroli 2017 (LAG); Peyerl 2016 (RJ); Farias 2016 (CAT); Silva e Mello 2011 (ZCPS); Fernandes e Amaral 2002 (BP); Hiruma et al. 2001 (CJ); Salamuni 1998 (BC); Riccomini 1989 (RCSB); Salvador e Riccomini 1995 (AQ); Mancini 1995 (BT)
Plio-Pleistoceno	F3	N-S	E-W		Farias 2016 (CAT); Peyerl 2016 (RJ); Chavez-Kus e Salamuni 2008 (BC)
Eoceno a Oligoceno/Mioceno	F2	Vertical	NW-SE		Aquaroli 2017 (LAG); Salamuni 1998 (BC); Riccomini 1989 (RCSB); Campanha et al. 1985 (BaC)
Paleoceno a Eoceno	F1	NE-SW	NW-SE		Aquaroli 2017 (LAG); Roldan 2007 (DL); Fernandes e Amaral 2002 (BP); Ferrari 2001 (GG); Riccomini 1995 (MAC); Salvador e Riccomini 1995 (AQ)

5.5. Arcabouço geomorfológico

Os mapeamentos geomorfológicos dos estados do Paraná (SANTOS et al., 2006b) e de São Paulo (SÃO PAULO, 2014) permitiram a individualização de grandes unidades morfoestruturais, representadas pelo Cinturão Orogênico do Atlântico, pela Bacia Sedimentar do Paraná e pelas Bacias Sedimentares Cenozoicas e Depressões Tectônicas, além das principais unidades morfoesculturais a elas associadas, representadas pela Serra do Mar, Primeiro Planalto Paranaense e Planalto Atlântico,

inseridos no contexto do Cinturão Orogênico do Atlântico, e pelos Segundo e Terceiro planaltos paranaenses, Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica Paulista, relativos à Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 5.4).

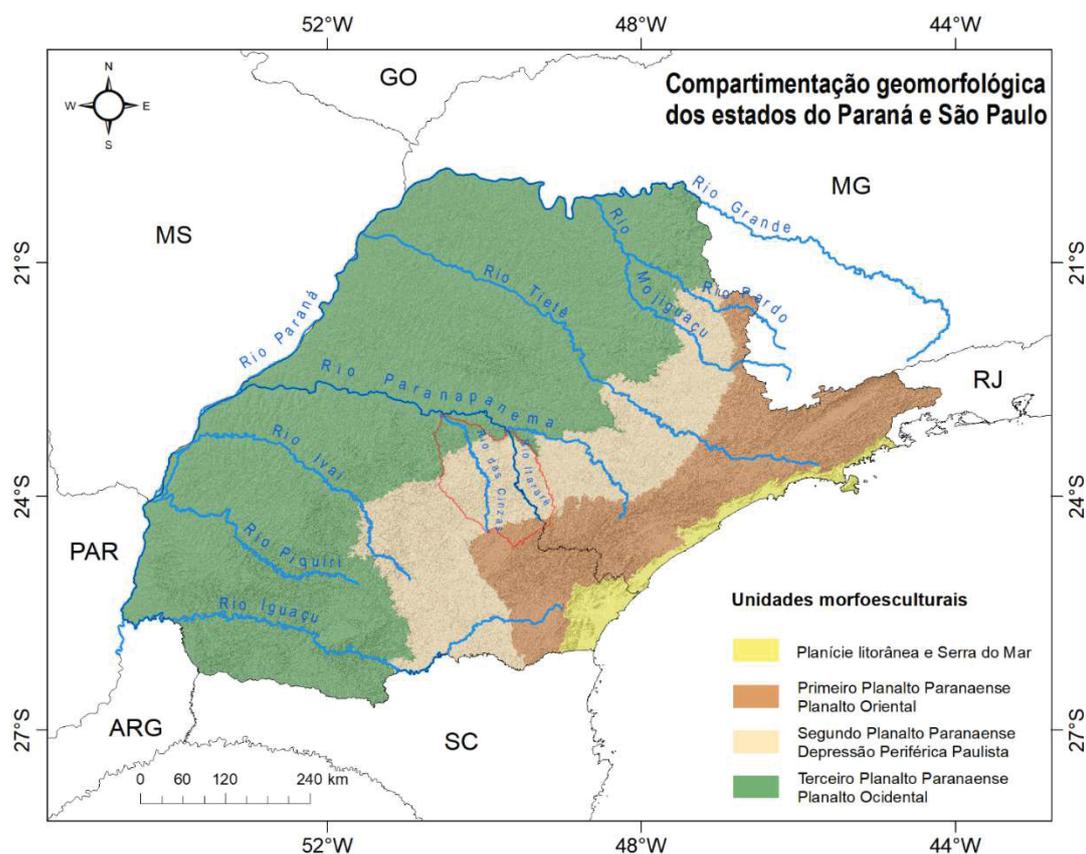


Figura 5.4. Compartimentação geomorfológica dos estados do Paraná e São Paulo, sobreposta ao modelo de relevo sombreado elaborado a partir do MDE-SRTM 30m. Destacado, em vermelho, a área de estudo. (Fonte dos dados: SRTM, 2000; MINEROPAR, 2006; SÃO PAULO, 2014; IBGE, 2016).

3.4.1. Cinturão Orogênico do Atlântico

Estendendo-se desde o Uruguai até o norte da Bahia, o Cinturão Orogênico do Atlântico, de natureza poliorogênica, é um dos mais extensos do Brasil (ROSS; MOROZ, 1996), sendo constituído, em suas zonas mais internas, de grande variedade de gnaisses, que envolvem um cinturão central de complexos graníticos, ladeados por rochas metamorfoseadas no limite extremo do metamorfismo regional (LOCZY; LADEIRA, 1976).

Sua gênese está vinculada a vários ciclos de dobramentos acompanhados de metamorfismos regionais, falhamentos e extensas intrusões. As diversas fases orogênicas do pré-Cambriano foram sucedidas por ciclos de erosão e o processo epirogenético pós-cretáceo, que perdurou até, pelo menos, o Terciário Médio, gerou soerguimentos da Plataforma Sul-americana, reativando falhamentos antigos e produzindo escarpas acentuadas e fossas tectônicas (ROSS, 1990).

O Cinturão Orogênico do Atlântico ocorre, na área de estudo, sob as formas das unidades morfoesculturais Primeiro Planalto Paranaense, no Paraná, Planalto Atlântico, no Estado de São Paulo.

3.4.2. Bacia Sedimentar do Paraná

Entalhada na Plataforma Sul-Americana durante o Eosiluriano, sobre a crosta continental do recém-formado Gondwana, estende-se pelos estados de Minas Gerais, Mato Grosso, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, além do Uruguai, Paraguai e Argentina. A bacia encontra-se preenchida por depósitos marinhos e continentais com idades desde o Siluriano Superior (Formação Furnas) até o Cretáceo (Grupo Bauru), e ocorrem também lavas basálticas de idade mesozoica.

O embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná é constituído principalmente de rochas cristalinas pré-Cambrianas e, subordinadamente, por rochas eo-paleozóicas afossilíferas. Sua implantação está relacionada a instabilidades tectônicas do final do ciclo Orogênico Brasileiro, associadas a zonas de fraqueza verticais de diversas orientações, mas concentradas, principalmente, em duas direções preferenciais N45-60W e N50-70E (SANTOS et al., 2006b), que passariam a ter forte influência no desenvolvimento da própria bacia e cuja tectônica mantém íntima relação às intrusões, haja vista que quase todas as falhas profundas encontram-se preenchidas por diabásio (LOCZY; LADEIRA, 1976). Movimentos epirogênicos causaram a subsidência da crosta, levando à formação de numerosas falhas normais, e o magma básico ocupou as passagens abertas, formando espessos diques e soleiras. Loczy e Ladeira (1976) fazem referência a um vasto sistema monoclinal, ligeiramente arqueado, com inclinação dirigida, nos lados da bacia, para a zona central, como sendo a principal feição tectônica da Bacia do Paraná.

No território paranaense, essa grande unidade morfoestrutural ocorre sob as unidades morfoesculturais do Segundo e Terceiro planaltos paranaenses. Em território paulista, distinguem-se as unidades morfoesculturais Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica Paulista.

5.6. Neotectônica e morfotectônica no Paraná

A estruturação rúptil do sul do Brasil é marcada fraturas de direções NW-SE, NE-SW, E-W e N-S (SALAMUNI et al., 2015), sendo as NW-SE e NE-SW estruturas pre-neogênicas reativadas (HASUI, 1990; SALAMUNI; FIORI, 2014), enquanto as E-W e N-S são falhas essencialmente neoformadas (MORALES et al., 2012; SALAMUNI et al.,

2004). Essas direções sugerem o posicionamento do σ_1 atual na direção E-W, corroborando o modelo proposto por Assumpção (1998).

No Estado do Paraná, destacam-se, do ponto de vista neotectônico, as regiões da Serra do Mar (Figura 5.5.a), do Planalto de Curitiba (Figura 5.5.b), as Serrinha de São Luiz do Purunã (Figura 5.5.c), de Telêmaco Borba (Figura 5.5.d), de Pitanga (Figura 5.5.e) e dos rios Ivaí, Piquiri, Iguaçu (Figura 5.5.f) e Paraná (Figura 5.5.g) (SALAMUNI et al., 2015).

A Serra do Mar paranaense apresenta falhas neotectônicas com direção principal NNE-SSW (SALAMUNI, 2005; NASCIMENTO et al., 2013) e tem sua ascensão diretamente associada não apenas aos sistemas de falhas neoformadas, mas também às reativadas em diversas etapas de sua evolução entre o Cretáceo Superior até o Paleoceno. A fase mais recente se encontra relacionada a um soerguimento acompanhando de magmatismo e rifteamento (GONTIJO-PASCUTTI et al. 2012). Já no Planalto de Curitiba, localizado no interior do estado, tem-se um alçamento anômalo da Superfície Sul Americana, estabelecida entre 1.100 e 900 metros na região, associado a movimentações neotectônicas (SALAMUNI et al., 2015). Esse mesmo trabalho reconheceu remanescentes da superfície na *cuesta* da escarpa da Serrinha de São Luis do Purunã, identificando vales em processo de dissecação, bem como registros sísmicos na região de Telêmaco Borba e intensa dissecação e desnivelamento de platôs nas proximidades do município de Pitanga. Segundo Souza Júnior et al. (2013) e Salamuni et al. (2015), os rios Ivaí, Piquiri e Iguaçu são endorrêicos provavelmente em função de sua inclinação em direção ao Rio Paraná, que por sua vez encontra-se encaixado em uma estrutura denominada Falha do Rio Paraná. Destaca-se ainda o trabalho de Salamuni et al. (2004) na Bacia de Curitiba, que identificou importantes falhas de direção N-S afetando as unidades da mesma.

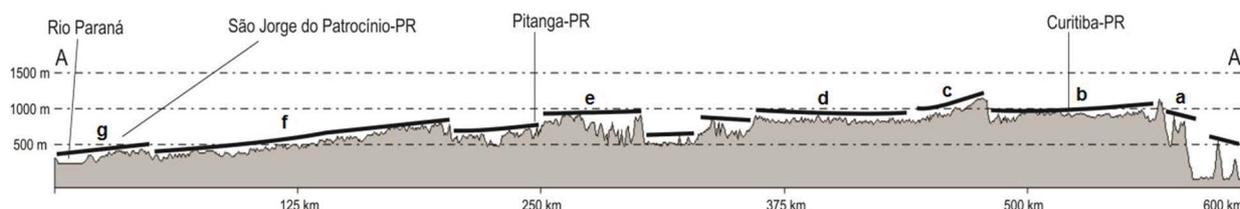


Figura 5.5. Seção topográfica NW-SE do estado do Paraná (dados altimétricos: TOPODATA - SRTM, 2000).

CAPÍTULO 6 ARTIGO 1**ANÁLISE ESTRUTURAL E DE PALEOTENSÃO NA BORDA LESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ, SETOR DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS DAS CINZAS (PR) E ITARARÉ (PR/SP)**Emerson Sanches^{1*}; Eduardo Salamuni¹; Clauzionor Lima da Silva²¹ Department of Geology, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil² Department of Geosciences, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brazil**6.1. Resumo**

Análises estruturais foram realizadas nas bacias dos rios das Cinzas e Itararé, afluentes da margem esquerda do rio Paranapanema, com o objetivo de demonstrar a evolução tectônico-estrutural da área de estudo, que envolve as regiões nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo, e é formada por rochas sedimentares dos Grupos Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois e São Bento, da Bacia Sedimentar do Paraná, além de incluírem rochas vulcânicas mesozoicas da Formação Serra Geral. Os principais alinhamentos magnético/estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo são os lineamentos Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE), Guaxupé (NE-SW) e Jacutinga (NE-SW), a norte; São Sebastião (E-W) na porção central; além de São Jerônimo-Curiúva (NW-SE) e Taxaquara (NE-SW) na porção sul. Os dados estruturais coletados caracterizam predomínio de falhas direcionais transcorrentes e transtracionais, que cortam a sequência sedimentar e as rochas da Formação Serra Geral, mostrando indicadores cinemáticos consistentes de processos tectônicos seguramente no Cenozoico. Predominam falhas transcorrentes destrais, com direção E-W, secundariamente WNW-ESE e NNE-SSW e N-S. As direções NE-SW, ENE-WSW, NNW-SSE e NW-SE também ocorrem, mas em menor frequência. Falhas sinistrais também são amplamente observadas, com direções NE-SW, WNW-ESE, E-W, N-S e NNE-SSW, e secundariamente ENE-WSW e NNW-SSE. Falhas normais e/ou oblíquas com direção WNW-ESE e E-W, e secundariamente ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, são frequentes, porém, há indícios de que estão seccionadas por um sistema transcorrente. Por fim, as falhas inversas, com direções NNE-SSW e E-W, são pouco frequentes. A análise dos paleotensores indicariam uma evolução da paisagem associada a pelo menos quatro pulsos tectônicos com SHmax compressivo orientados para NE-SW, N-S, NW-SE e E-W, descritos por diversos autores para as regiões sul e sudeste do Brasil, que estariam ativos, respectivamente, no Neocretáceo-Paleógeno, Plio-Pleistoceno, Pleistoceno e Holoceno.

PALAVRAS-CHAVES: Neotectônica; cenozoico; paleotensão.

Abstract

Structural analyzes were carried out in the catchments of the Cinzas and Itararé rivers, both tributaries of the left bank of the Paranapanema River, with the objective of demonstrating the tectonic-structural evolution of the study area, which involves the northeastern regions of Paraná and southwest of São Paulo, and is underlain by sedimentary rocks of the Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois and São Bento Groups of the Paraná Sedimentary Basin, in addition to the Mesozoic volcanic rocks of the Serra Geral Formation. The main magnetic/structural alignments that affect and/or are contiguous to the study area are the Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE-oriented), Guaxupé (NE-SW-oriented) and Jacutinga (NE-SW-oriented), São Sebastião (E-W-oriented), São Jerônimo-Curiúva (NW-SE-oriented) and Taxaquara (NE-SW-oriented) lineaments. The structural data collected characterize the predominance of strike-slip and transtensional faults, which cut the sedimentary sequence and the rocks of the Serra Geral Formation, showing consistent kinematic indicators of tectonic processes, certainly in the Cenozoic. Right-lateral strike-slip faults, E-W-oriented, and secondarily WNW-ESE-, NNE-SSW- and N-S-oriented are the most predominant throughout the study area. Left-lateral strike-slip faults are also widely observed, with NE-SW, WNW-ESE, E-W, N-S and NNE-SSW directions, and secondarily oriented to ENE-WSW and NNW-SSE. Normal and/or oblique faults striking WNW-ESE and E-W directions, and secondarily ENE-WSW and NW-SE to NNW-SSE, are frequent, however, there are indications that they are cross-cut by the strike-slip systems. Finally, the reverse faults, striking NNE-SSW and E-W directions, are infrequent. The analysis of paleostress would indicate an evolution of the landscape associated with at least four compressive SHmax pulses orientated to NE-SW, N-S, NW-SE and E-W, described by several authors for the southern and southeastern regions of Brazil, which would be active, respectively, in the Neocretaceous-Paleogene, Plio-Pleistocene, Pleistocene and Holocene.

KEYWORDS: Neotectonics, Cenozoic, paleotensor.

6.2. Introdução

As pesquisas a respeito de pulsos tectônicos pós-mesozoicos na Regiões Sul do Brasil têm alcançado avanços significativos, inclusive em relação ao reconhecimento de falhas que têm sido geradas ou reativadas tanto no Paleógeno quanto no Neógeno e Quaternário. O quadro tectônico tem sido correlacionado às deformações descritas no sul e no sudeste do país, com vistas à importante deformação que resultou na formação e deformação das bacias do sistema de riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI, 1995; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; FERRARI, 2001; SALAMUNI et al. 2004) e Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005), bem como os eventos tectônicos subseqüentes descritos em outros estudos (SILVA; MELLO, 2011; MORALES et al. 2012).

Na região sul do país, estudos voltados à temática neotectônica, abrangendo análises estruturais e morfoestruturais vem sendo desenvolvidos (NORTHFLEET et al., 1969; VIEIRA, 1973; ASMUS; FERRARI, 1978; FERREIRA, 1982a,b; ZALÁN et al., 1990; SOARES, 1992). Entretanto, a quase totalidade desses trabalhos tem abrangência regional e somente no final da década de 1990, e início dos anos 2000, as pesquisas foram mais sistemáticas (SALAMUNI, 1998; ROSTIROLLA et al., 2000, 2003; STRUGALE, 2002; STRUGALE et al., 2002, 2004; SALAMUNI et al., 2004; SALAMUNI, 2005; FONSECA, 2006; ANDRADES FILHO et al., 2008; CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008; JACQUES et al., 2010; COUTO, 2011; NASCIMENTO et al., 2013; NUMMER, 2014; SALAMUNI; FIORI 2014; SALAMUNI et al., 2015, PEYERL et al., 2018; FARIAS, 2016). Evidências de reativações de estruturas ligadas ao lineamento São Jerônimo-Curiúva foram reconhecidas por Strugale (2002) e Strugale et al. (2007), assim como atividades neotectônicas no Estado do Paraná foram mencionadas por Salamuni et al. (2004), em estudos na Bacia Sedimentar de Curitiba, enquanto Guedes (2014) faz menção a indicadores de deformação neotectônica no oeste do Estado de São Paulo, no Planalto Ocidental Paulista.

Esses estudos revelam a diversidade de feições geológico-estruturais, estilos estruturais; reativação de estruturas antigas (pré-cambriana ou faneorozoica) e pulsos tectônicos, reconhecidos na formação de bacias sedimentares modernas.

O estudo aqui apresentado, em uma área localizada no nordeste do estado do Paraná e sudoeste do estado de São Paulo, tem por objetivo contribuir para a

complementação dos dados e informações referentes à morfotectônica do Sul do Brasil, especialmente no domínio do Arco de Ponta Grossa.

6.3. Arcabouço geológico-estrutural

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná estão distribuídas em várias unidades litoestratigráficas, totalizando até 7.000 metros de espessura (MILANI et al., 2007). A área de estudo situa-se no flanco leste da Bacia do Paraná, inserida no contexto do Arco de Ponta Grossa, uma das mais proeminentes feições arqueadas da bacia. As unidades litoestratigráficas aflorantes na área, da base para o topo, são as formações Furnas, Ponta Grossa (Grupo Paraná), Grupo Itararé, formações Rio Bonito, Palermo (Grupo Guatá), formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Grupo Passa Dois) e formações Pirambóia/Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento, Figura 6.1).

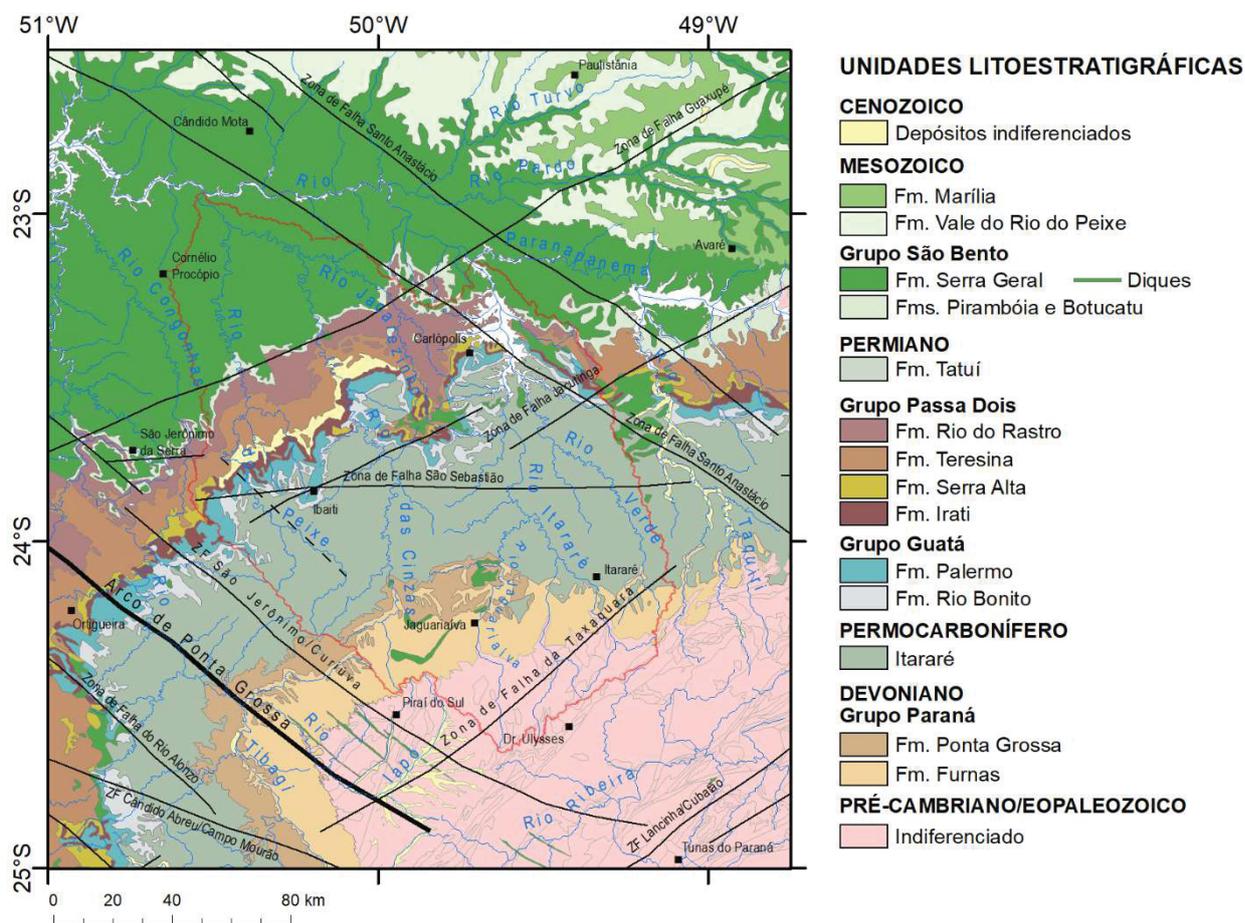


Figura 6.1. Contexto geológico da área de estudo, com localização das principais estruturas que afetam ou são contíguas à área, e principais rodovias e municípios. (Fonte dos dados: MINEROPAR, 2006).

A bacia possui formato alongado na direção NNE-SSW, estando limitada a oeste pelo Arco Assunção, com direção N-S, e a norte pelo Arco de Goiânia/Alto Paranaíba, com direção NW-SE. No interior da bacia há um conjunto de lineamentos de direção NW-SE, controlados pelos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande (ZALÁN et al., 1990).

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná permite dividi-la em dois principais conjuntos de estruturas tectônicas, de direções NW-SE e NE-SW, ocorrendo, ainda, algumas estruturas de direção E-W (ZALÁN et al., 1990) (Figura 6.2). As direções NW-SE e NE-SW são as mais importantes e representam zonas de fraquezas no embasamento, ativas durante a evolução da bacia (ZALÁN et al., 1987). As zonas de falhas Guaxupé, Jacutinga, Taxaquara e São Jerônimo-Curiúva são as principais estruturas dessas direções a afetar a área de estudo e seu entorno.

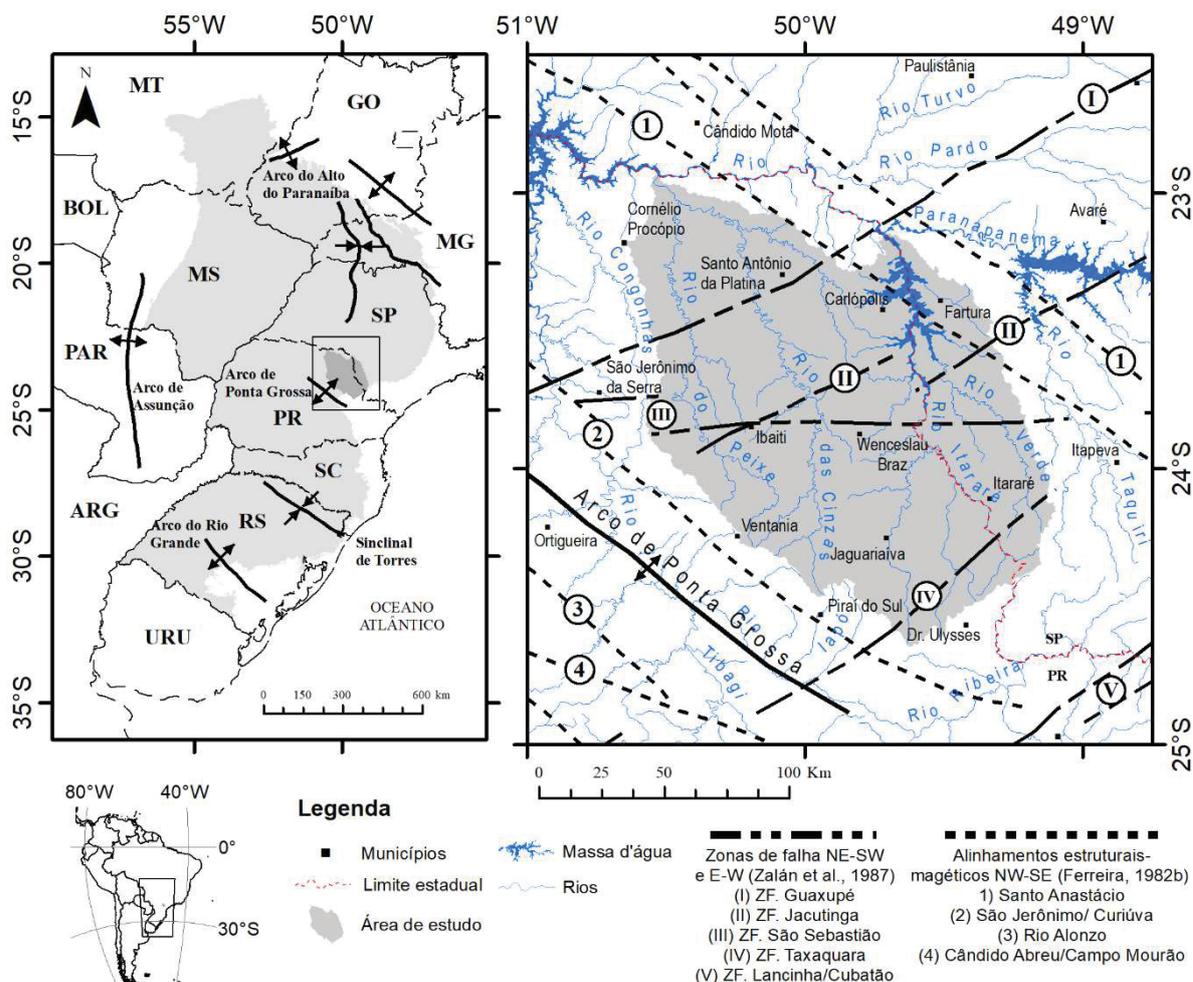


Figura 6.2. Principais estruturas arqueadas da Bacia do Paraná (à esquerda) e os alinhamentos magnético/estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo.

Paralelamente à direção NW-SE são reconhecidas falhas transcorrentes e importantes feições tectônicas regionais, tais como o Arco de Ponta Grossa, desenvolvido durante a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967). Trata-se de uma feição retilínea extensa, datada do Permiano Inferior (NORTHFLEET et al., 1969) e que afeta os sedimentos do Grupo Itararé. Entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior houve expressiva intrusão de enxames de diques básicos paralelos ao seu eixo. Entre o Arco de Ponta Grossa e o Arco do Rio Grande ocorre o Sinclinal de Torres, caracterizado

por uma grande estrutura arqueada, com direção sub-paralela ao Arco de Ponta Grossa, com orientação NW-SE, e eixo com mergulho suave para NW.

O terceiro, e menos marcante, padrão estrutural da bacia corresponde às zonas de falha E-W de idade Triássica, também relacionadas à reativação Wealdeniana. Apesar de menos marcantes, estas estruturas influenciam na direção das drenagens atuais (ZALÁN et al., 1990). A principal estrutura dessa direção a afetar a área de estudo é a Zona de Falha São Sebastião.

A tectônica de caráter transcorrente que afeta as sucessões estratigráficas da bacia é responsável, também, pela geração de altos estruturais presentes na sua borda, com idade final do Cretáceo e início do Terciário, que por vezes estão associados à reativação de grandes lineamentos estruturais (ZALÁN et al., 1990).

6.3.1. Arco de Ponta Grossa e estruturas associadas

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais expressivas estruturas tectônicas da Bacia do Paraná, implicando na ocorrência de uma reentrância das faixas de afloramentos das unidades sedimentares da bacia e fazendo aflorar uma significativa porção do embasamento, região hoje ocupada pela Bacia Hidrográficas do Rio Ribeira (STRUGALE, 2002). O eixo do arco está orientado segundo NW-SE, assim como os demais arqueamentos da margem leste da bacia (Arco de Rio Grande e Sinclinal de Torres).

O arco foi reconhecido inicialmente por Northfleet et al. (1969), que evidenciaram a máxima atividade dessa estrutura no Permiano Inferior. Vieira (1973) reconheceu que grandes zonas de falha encerram o arco, sendo elas denominadas Serra da Fartura, São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, de nordeste para sudoeste, acompanhadas por diques de diabásio. Ferreira (1982a,b) reconheceu nas zonas de falha de Vieira (1973) importantes alinhamentos magnéticos de caráter regional, que atravessam os terrenos pré-cambrianos e penetram na bacia até a altura do Rio Paraná, por uma extensão não inferior a 600 km, e largura entre 20 a 100 km, que receberam as respectivas denominações (à exceção do Alinhamento de Guapiara, que substituiu a denominação de Serra da Fartura, proposta por Vieira, em 1973), onde os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo delimitam a charneira do arco a nordeste e sudoeste, respectivamente. Segundo o autor, tais alinhamentos apresentam atividade tectônica desde o Devoniano, com máxima atividade durante a Reativação Wealdeniana, no Juro-Cretáceo.

A Zona de Falha Curitiba-Maringá, inserida inteiramente no eixo do Arco de Ponta Grossa e que é limitada ao norte pelo Alinhamento São Jerônimo-Curiúva e ao sul pelo Alinhamento Rio Alonzo, é descrita como uma zona de fraqueza do embasamento da Bacia do Paraná (ZALÁN et al., 1990), tendo sofrido diversas reativações durante a história evolutiva da bacia, influenciado na distribuição das espessuras de algumas sequências sedimentares. A principal deformação registrada nas falhas NW-SE, no entanto, reflete eventos Mesozoicos.

A origem do arco está ligada à formação de três feixes de diques, relacionados a uma junção tríplice definida pelos feixes do Arco de Ponta Grossa (NW-SE, abortado), Florianópolis (N-S) e litoral SP/RJ (NE-SW), associados à atividade magmática que deu origem à Formação Serra Geral, sendo o arco gerado pela reativação de descontinuidades no embasamento, alinhadas segundo NW-SE (FERREIRA 1982a,b; ZALÁN et al., 1990), que teriam absorvido parte do estiramento crustal não completamente compensado na região oceânica (Platô de São Paulo).

6.4. Métodos

Inicialmente, foram extraídos os lineamentos a partir de fotointerpretação do MDE-SRTM com a finalidade de estabelecer a caracterização morfoestrutural e a comparação com demais resultados das análises drenagem e relevo. Subsequentemente, foram realizadas três etapas de campo voltadas para o levantamento de estruturas tectônicas, por meio da obtenção de atitudes de falhas, juntas, estrias, lineações e observação da geometria das estruturas e indicadores cinemáticos de falhas. O estudo de campo também compreendeu a elaboração de croquis, registro fotográfico, descrição dos litotipos e morfoestruturas do terreno em diferentes pontos da área de estudo. Foram estudados 115 afloramentos, encontrados em cortes de estrada e frentes de lavra de pedreiras. Além disso, os dados de campo foram comparados aos lineamentos morfoestruturais identificados na etapa de sensoriamento remoto, a fim de identificar, no mapa, os lineamentos correspondentes a falhas mapeadas. Os dados foram analisados no *software* WinTensor v.5.8.6 (DELVAUX; SPERNER, 2003), para confecção dos estereogramas, diagramas de rosetas e obtenção de eixos e/ou campos de paleotensões, utilizando-se o método dos diedros retos de Angelier e Mechler (1977).

6.5. Resultados

6.5.1. Lineamentos morfoestruturais

Os produtos morfométricos de relevo sombreado (Figura 6.3) e suas combinações (Figura 6.4) foram eficientes no realce para extração de lineamentos morfoestruturais, considerando-se tanto baixos (lineamentos negativos) como altos topográficos (lineamentos positivos) (Figura 6.5).

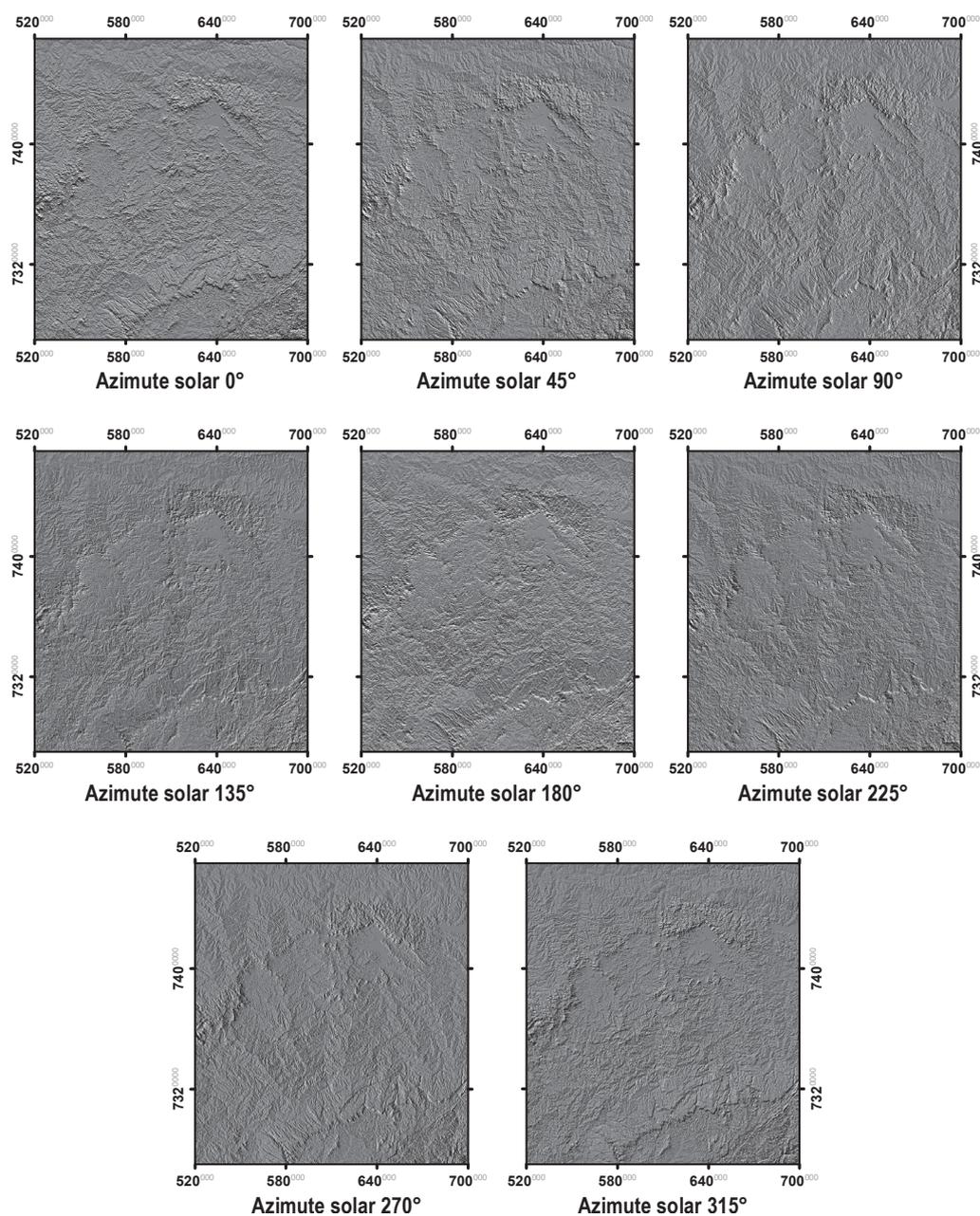


Figura 6.3. Oito modelos de relevo sombreado derivados a partir do MDE-SRTM de 30 metros com azimutes solares, 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315°, e elevação solar (ângulo de incidência da luz solar) de 30°. Iluminação ambiente (z-factor) configurada em 2,0.

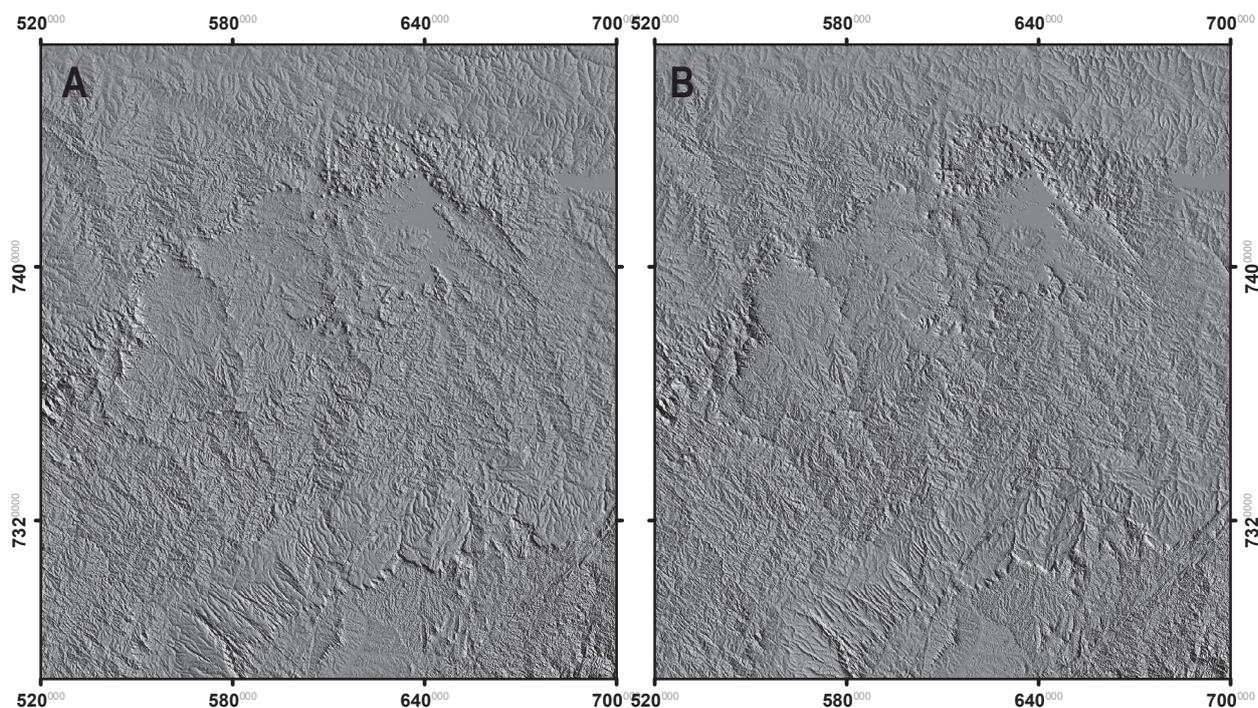


Figura 6.4. Modelos de relevo sombreado derivados da combinação de outros quatro modelos com azimutes solares distintos. A. Combinação dos quatro modelos de relevo sombreado com azimutes solares de 0° , 45° , 90° e 135° . B. Combinação dos quatro modelos de relevo sombreado com azimutes solares de 180° , 225° , 270° e 315° .

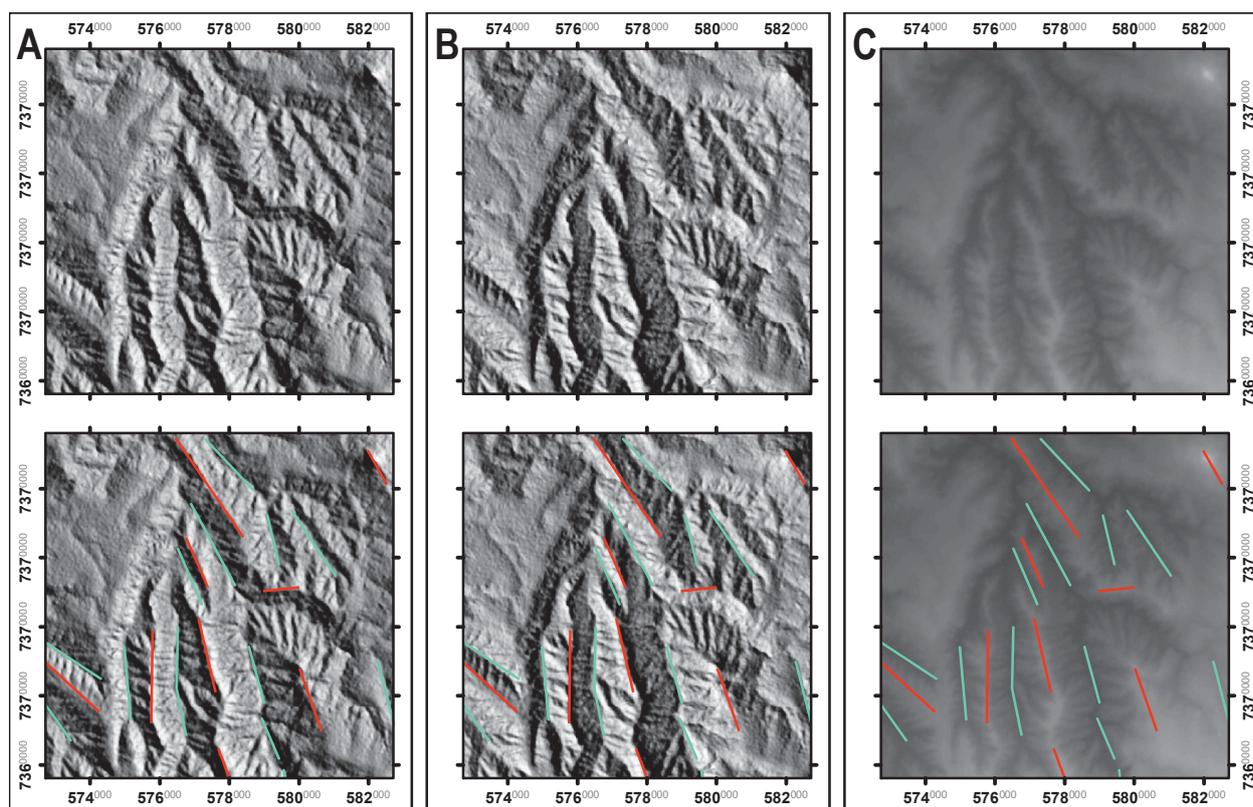


Figura 6.5. Exemplos de lineamentos morfoestruturais de expressão em baixos (linhas azuis) e altos topográficos (linhas vermelhas). A. Modelo de relevo sombreado combinado com azimutes solares 0° , 45° , 90° e 135° . B. Modelo de relevo sombreado combinado com azimutes solares 180° , 225° , 270° e 315° . Modelo digital de elevação SRTM.

A espacialização individualizada dos lineamentos morfoestruturais positivos e negativos é apresentada na Figura 6.6.

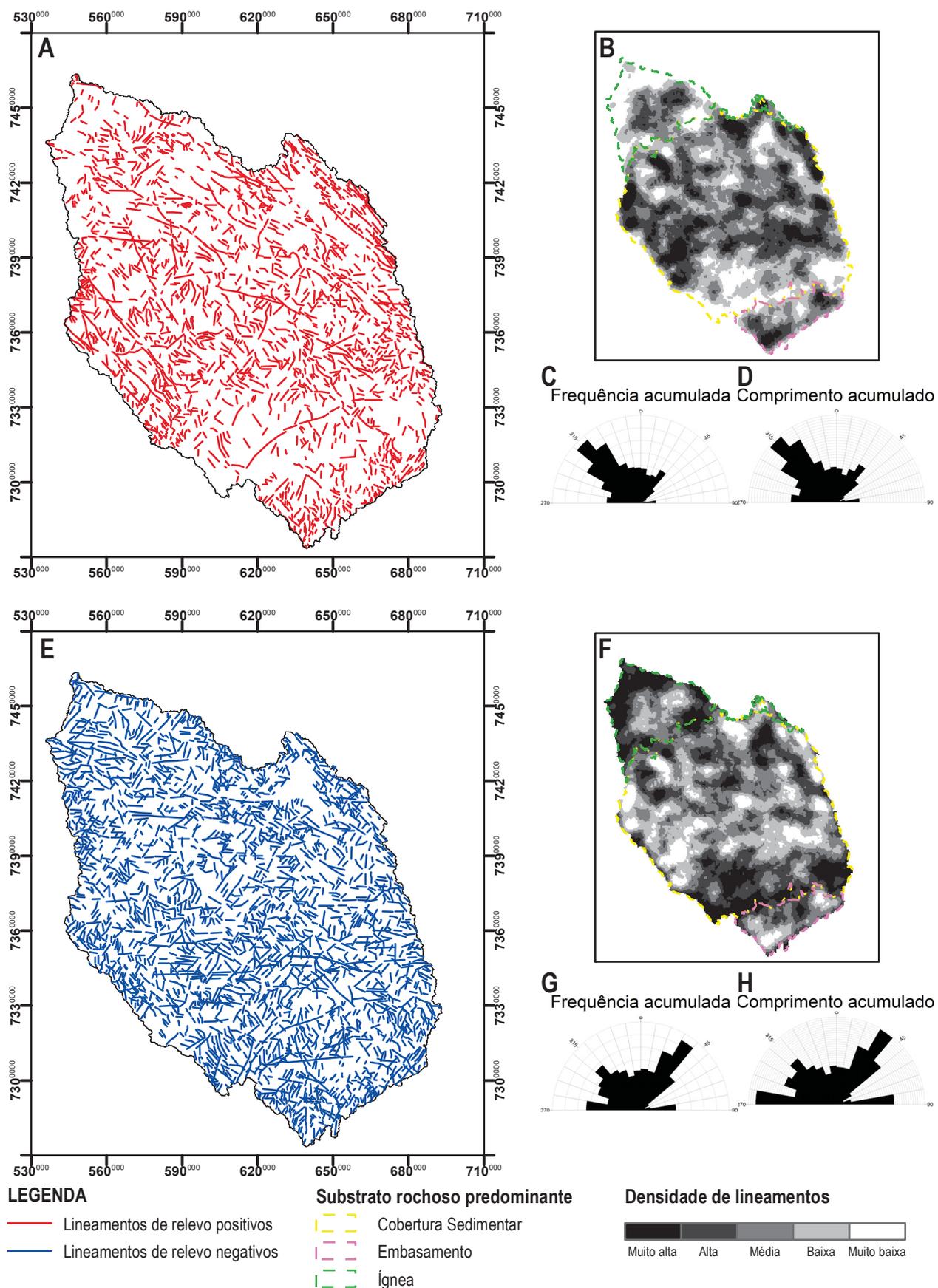


Figura 6.6. A. Mapa de lineamentos positivos extraídos do MDE-SRTM e seus respectivos (B) mapa de densidade de lineamentos, e rosetas de (C) frequência acumulada e (D) comprimento acumulado. E. Mapa de lineamentos negativos da área de estudos, com seus respectivos (F) mapa de densidade de lineamentos, e rosetas de (G) frequência acumulada e (H) comprimento acumulado.

Fica evidente o maior volume de elementos vetoriais positivos no extremo sul e porção central da área, correspondentes aos setores onde predominam, respectivamente, rochas do embasamento cristalino e rochas sedimentares dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, além da Formação Tatuí. Na região onde afloram rochas sedimentares do Grupo Paraná, representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa, bem como na porção norte, onde ocorrem derrames basálticos da Formação Serra Geral, os lineamentos são mais esparsos. Essas variações ficam bastante evidentes no mapa de densidade de lineamentos positivos da área (Figura 6.6.B). Tanto no âmbito da frequência quanto comprimento acumulados, os lineamentos N40-50W e, secundariamente, N30-40W, N50-60W e N30-40E, são os mais proeminentes.

Os lineamentos negativos apresentam comportamento antagônico aos de altos topográficos no tocante às densidades de elementos. Porções onde ocorrem as rochas sedimentares do Grupo Paraná e basaltos da Formação Serra Geral representam os maiores valores de densidade, seguido da região centro-norte, onde ocorrem rochas sedimentares dos grupos Guatá e Passa Dois. Os lineamentos de orientação N30-40E e N20-30E são os mais frequentes, seguidos dos N40-50W e E-W. Considerando-se os comprimentos das feições lineares, destacam-se os N30-40E e E-W, e secundariamente, N40-50W.

A análise conjunta dos lineamentos morfoestruturais (Figura 6.7.A) revela maior ocorrência dessas feições na porção sul, onde predominam as rochas do embasamento cristalino, e ao longo de uma faixa E-W no centro-sul da área de estudo. Além disso, ao menos 4 faixas estreitas de orientação NW-SE compartmentam a área, mostrando elevada concentração de lineamentos. O mapa de densidade de lineamentos (Figura 6.7.B) morfoestruturais apresenta a variação da expressão das feições a partir de classes de densidade que variam entre 0,04 e 1,19 km/km². De forma absoluta, o valor de densidade de lineamentos morfoestruturais para toda a área de estudo é de 0,64 km/km². A partir da amplitude dos valores, foram individualizadas cinco classes de densidade de lineamentos morfoestruturais: muito baixa, baixa, média, alta e muito alta. O valor de densidade para toda área de estudo (0,64 km/km²) distinguiu os compartimentos de densidade média a muito baixa dos compartimentos de densidade alta e muito alta.

Com relação ao direcionamento dos lineamentos morfoestruturais, os diagramas em roseta (Figura 6.7.C-D) mostram que os lineamentos N40-50W e N30-40E são os mais frequentes e extensos na área de estudo. Esses lineamentos ocorrem ao longo de

toda a área de estudo e são os principais responsáveis pelo controle da rede de drenagem, direcionando o fluxo de extensos trechos dos rios das Cinzas e Itararé, além de importantes tributários, como é o caso dos rios Jacarezinho, Verde, Ribeirão Grande, e alto curso do Rio Laranjinha. Ocorrem, de forma secundária, os lineamentos de orientação N-S, também importantes no controle de drenagens de maior ordem, e E-W, que apesar de relativamente frequentes, estão entre os lineamentos mais importantes do ponto de vista de extensão, exercendo influência especialmente na porção central da área de estudo, onde controlam afluentes e ocasionam anomalias de drenagem, como inflexões, paralelismos e angularidades.

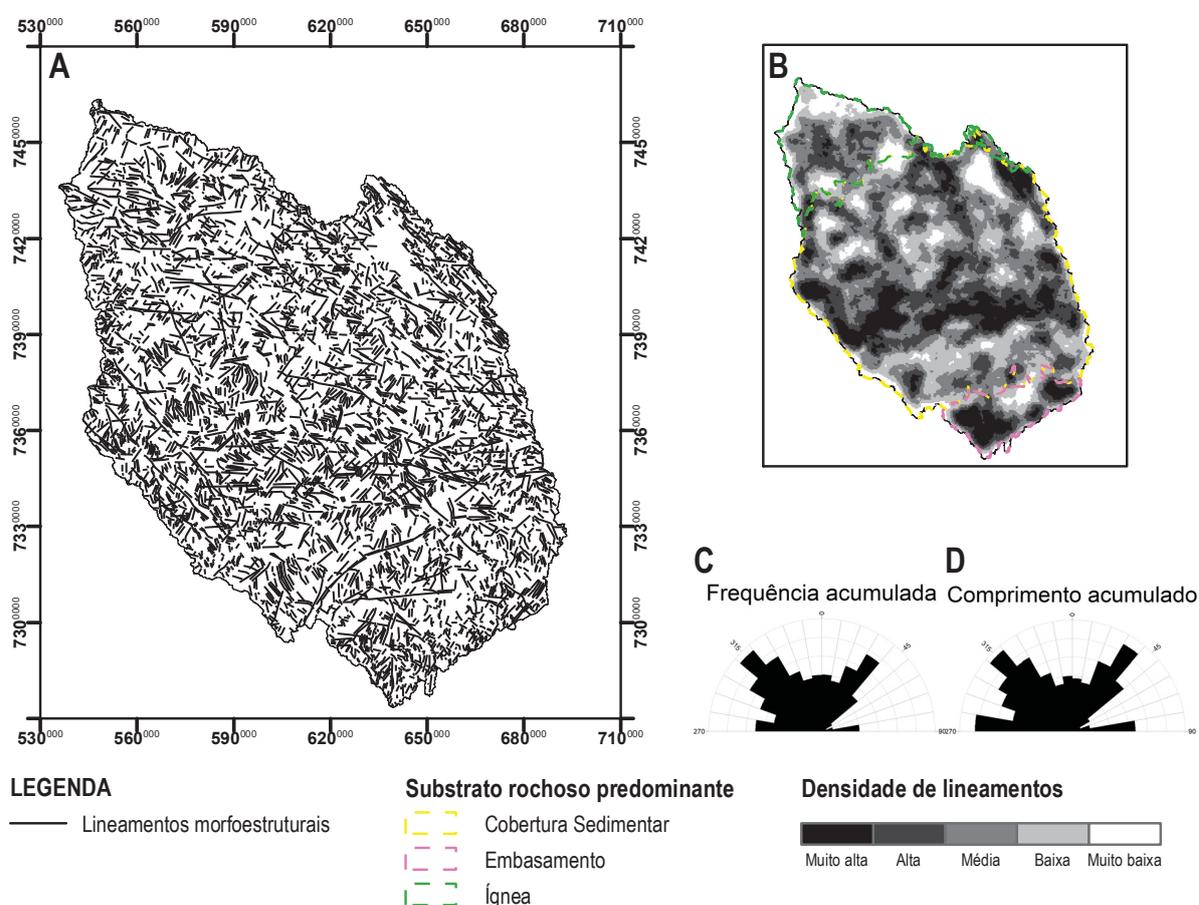


Figura 6.7. (A) Mapa de lineamentos morfoestruturais, incluindo lineamentos negativos e positivos (B) mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais, (C) roseta de frequência acumulada e (D) roseta de comprimento acumulado de lineamentos.

Os lineamentos morfoestruturais totais permitiram, ainda, o traçado dos principais feixes de lineamentos estruturais que ocorrem na área (Figura 6.8). O mapa de feixes de lineamentos demonstra que as estruturas N40-50E são as mais frequentes e proeminentes em toda a região estudada, acompanhando o traçado de grandes lineamentos magnético-estruturais que afetam a área, como as zonas de falhas Guaxupé, Jacutinga e Taxaquara. Os lineamentos E-W são bastante prolongados, mas

apresentam-se de forma secundária quanto à frequência, concentrados, principalmente, na porção central da região, onde ocorre a Zona de Falha São Sebastião. Nessa porção observa-se forte influência dessas estruturas na rede de drenagem, promovendo meandramentos à montante e curvas anômalas na drenagem. Deve-se destacar, também, que é nessa região que os canais principais dos rios das Cinzas e Itararé sofrem inflexões nos seus fluxos, o primeiro passando a fluir para NNW e o último para norte.

Os lineamentos NW-SE ocorrem de forma secundária, tanto em frequência quanto em extensão, mas apresentam forte correspondência com os grandes lineamentos magnético-estruturais que afetam a área (Zona de Falha Santo Anastácio e São Jerônimo-Curiúva), apresentando orientações preferencialmente N30-50W. Nota-se forte influência dessas estruturas na orientação das drenagens principais, que frequentemente fluem encaixadas nesses lineamentos.

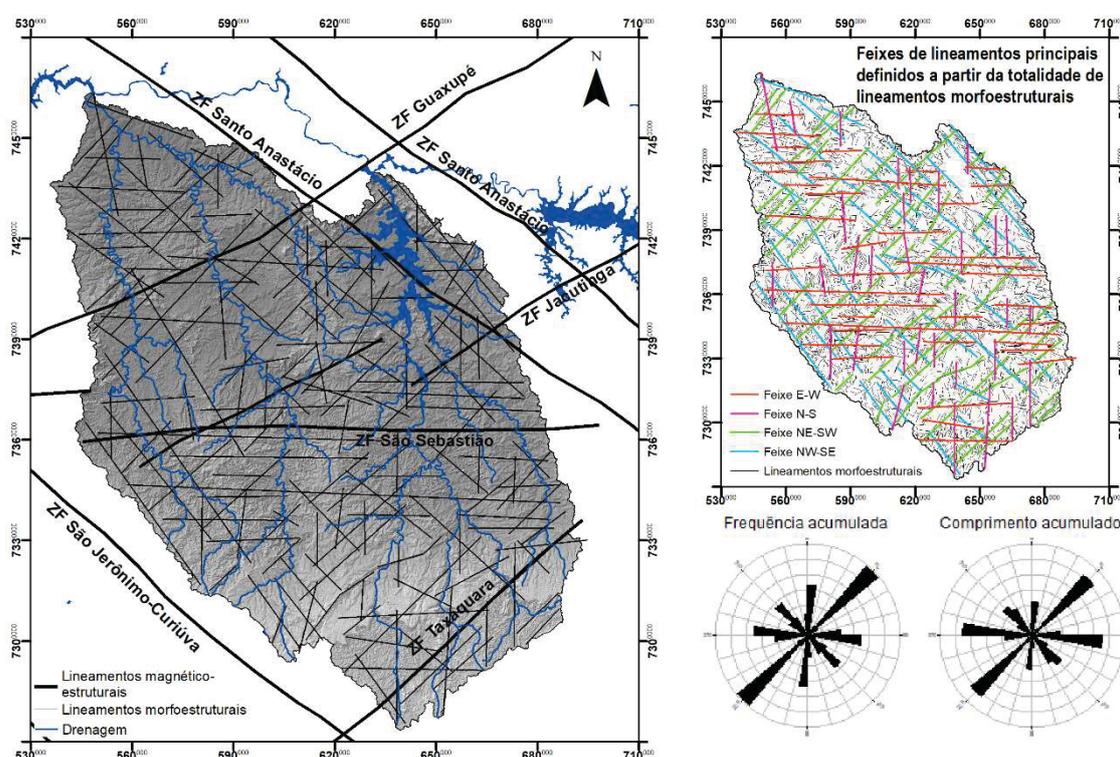


Figura 6.8. Principais feixes de lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da fotointerpretação dos MDE-SRTM. Os diagramas de roseta demonstram que os lineamentos NE-SW são os mais frequentes na área. As direções E-W, N-S e NW-SE ocorrem de forma secundária. Quanto aos comprimentos acumulados, os lineamentos NE-SW e E-W são os mais proeminentes. Os lineamentos N-S e NW-SE apresentam menos extensões.

Embora menos extensos, os lineamentos N-S são frequentes ao longo de toda a área das bacias hidrográficas. Essas estruturas controlam importantes trechos dos canais principais das duas bacias hidrográficas, a exemplo de toda a porção do alto até o médio curso do rio das Cinzas e de toda a porção do médio ao baixo curso do rio Itararé. Ademais, essas estruturas controlam a orientação de diversos canais de baixa

ordem. Considerando esse forte controle sobre a drenagem e o fato desses lineamentos não estarem relacionados a estruturas herdadas do embasamento Proterozoico, supõe-se que estejam associadas a pulsos tectônicos recentes que afetaram a paisagem local, provavelmente durante o Cenozoico.

6.5.2. Análise estrutural

As principais estruturas descritas na área correspondem às falhas transcorrentes destrais, sinistrais e falhas normais, sendo as falhas inversas menos frequentes. Foram tomadas 1.050 atitudes, das quais 234 possuem cinemática definida por meio de indicadores cinemáticos confiáveis.

A fim de proceder a análise estrutural, as atitudes foram divididas em 8 famílias, com amplitude de 20°, de acordo com a direção e a cinemática das falhas (Tabela 6.1). Posteriormente os conjuntos de estruturas, compatíveis com determinado campo tensão, foram reagrupados para estudo de modelos geométricos de falhamentos, à luz do Modelo de Riedel.

Tabela 6.1. Medidas estruturais com cinemática definida, distribuídas em 8 famílias, com amplitude de 20°.

FAMÍLIAS	SISTEMA DE FALHAS	TRANSCORRENTE DESTRAL	TRANSCORRENTE SINISTRAL	NORMAL	INVERSA
N10W - N10E	N-S	9	11	3	0
N11E - N30E	NNE-SSW	10	10	1	2
N31E - N50E	NE-SW	4	13	4	0
N51E - N70E	ENE-WSW	8	7	11	0
N71E - N71W	E-W	26	12	20	2
N70W - N51W	WNW-ESE	13	13	24	0
N50W - N31W	NW-SE	5	3	7	0
N30W - N11W	NNW-SSE	5	7	4	0
TOTAL		80	76	74	4

6.5.2.1. Falhas transcorrentes

As falhas transcorrentes correspondem à maioria das estruturas mapeadas em campo, totalizando 156 falhas observadas, principalmente em frentes de lavra em pedreiras e cortes de estradas. Foram caracterizadas falhas transcorrentes destrais (80), sinistrais (76) e normais (74), predominantemente nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e diques e soleiras da Formação Serra Geral. A análise das projeções estereográficas dos planos de falhas permitiu a identificação de três principais direções de falhas transcorrentes destrais, E-W, WNW-ESSE e NNE-SSW a N-S, ocorrendo de forma secundária estruturas de direções ENE-WSW, NW-SE, NNW-SSE e NE-SW

(Figura 6.9). Dentre a família de falhas com direção E-W, dois feixes principais se destacam, um com direção aproximadamente N80W/88SW e outro N80E/85SE. As falhas NW-SE são mais esparsas, variando entre N30-60W/subverticais. As estruturas ENE-WSW variam entre N60E e N70E, com mergulhos entre 80° e subverticais. As falhas N-S, por sua vez, apresentam dois feixes, um orientado para N15E/85NW e outro aproximadamente N10W, com mergulhos entre 80° e subverticais, ora com caimento para NE, ora para SW.

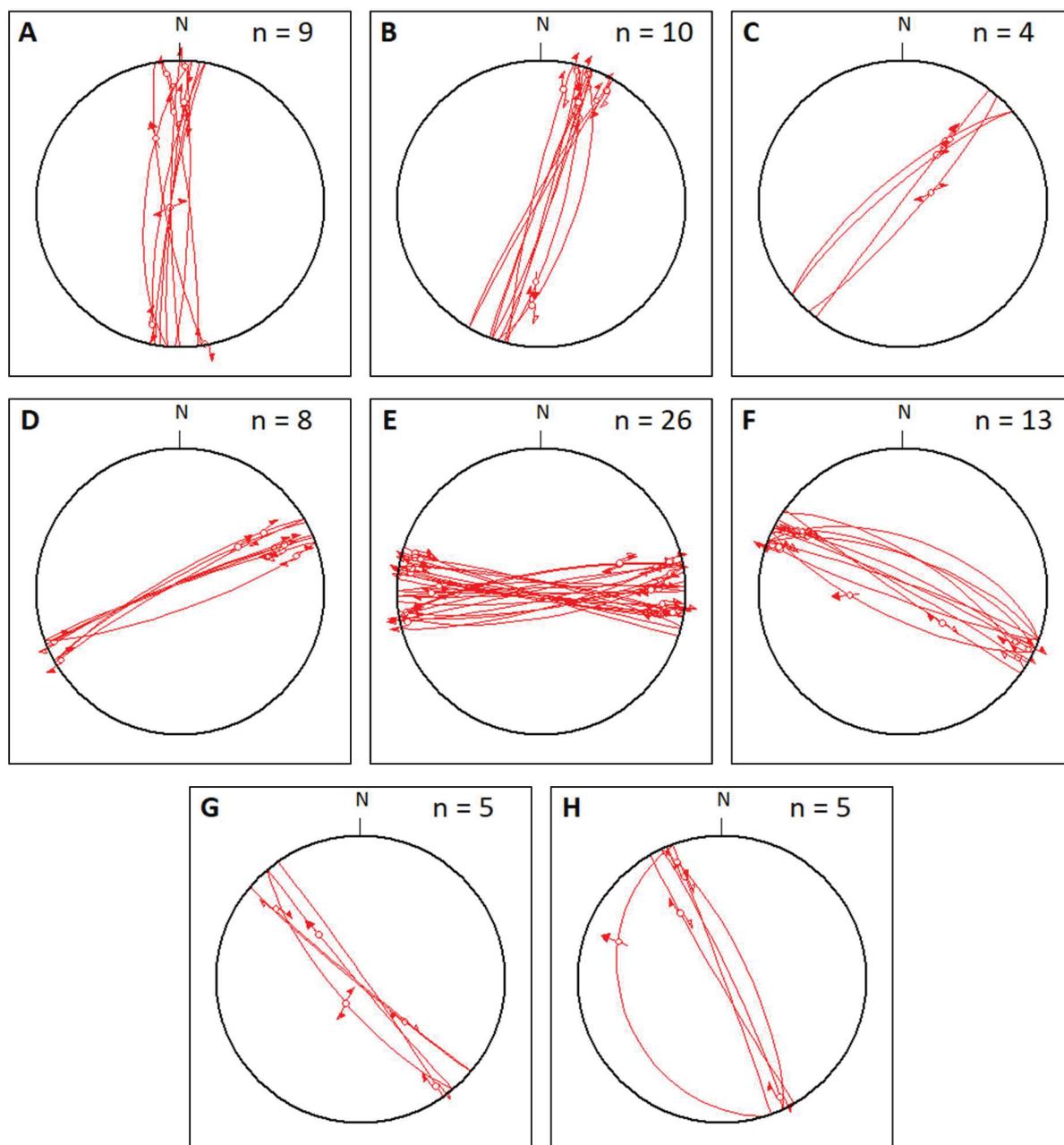


Figura 6.9. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes destrais, e suas respectivas quantidades de medidas. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção ENE-WSW. E. Falhas de direção E-W. F. Falhas de direção WNW-ESE. G. Falhas de direção NW-SE. H. Falhas de direção NNW-SSE.

As falhas transcorrentes destrais E-W ocorrem ao longo de toda a área de estudo, mas foram melhor descritas, principalmente, em soleiras de diabásio da Formação Serra Geral, na porção norte da área de estudo. Na região, essas rochas encontram-se intensamente fraturadas, cortadas por planos penetrativos, regulares, frequentemente polidos, abertos e sem preenchimento mineral, com geometria planar a curvilinear, casos em que, por vezes, apresentam componentes normais, indicando alívio, em um sistema transtrativo (Figura 6.10). As estrias, entretanto, são de baixo ângulo, indicando movimentação predominantemente lateral ou lateral-oblúquo. A direção E-W apresenta forte influência na rede de drenagem, controlando, principalmente, canais de menor ordem nas bacias hidrográficas dos rios Itararé e das Cinzas.

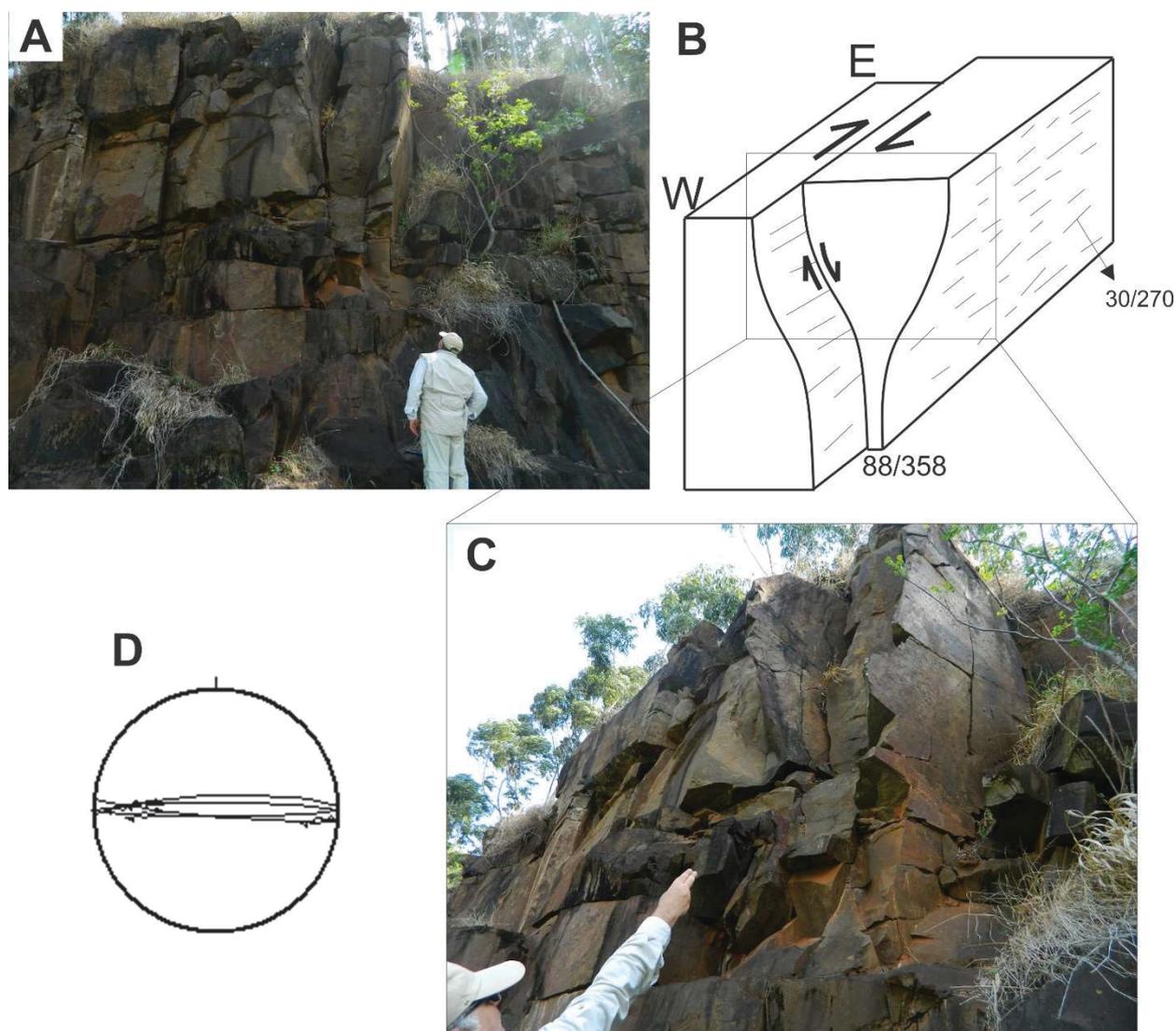


Figura 6.10. A. Falhas transcorrentes destrais E-W, com rejeitos ora normal, ora reverso. B. Bloco diagrama de estrutura em flor negativo, em forma de "tulipa", observada no painel A. C. No detalhe, espelho de falha contido na estrutura em flor, com estrias de atrito mergulhando de 25° a 40° , para W, e steps indicando cinemática da falha N88E, com mergulhos para norte e sul. D. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas observadas na figura ($n=4$).

Na altura do entroncamento das rodovias estaduais PR-436 e PR-439 foram descritas falhas transcorrentes destrais ENE-WSW, que intersectam falhas destrais NW-SE em dacitos da Formação Serra Geral. As falhas transcorrentes destrais ENE-WSW apresentam-se em uma zona de cisalhamento de largura decamétrica, mas com planos de falhas pouco espaçados entre si, característico de um denso fraturamento, em sua zona de dano principal. Essas estruturas possuem geometria planar, apresentando planos de fraturas regulares a rugosos, com preenchimento de óxidos que marcam a cinemática das falhas (Figura 6.11). Os planos, em geral, apresentam movimentação direcional pura a levemente oblíqua, embora em alguns casos possam ocorrer estruturas em flor negativa (Figura 6.11.B), indicando possível transtração. Os principais indicadores cinemáticos observados são estrias de atrito, marcados nos óxidos que preenchem os planos de falhas, e *steps* incongruentes (Figura 6.11.C) gerados pela intersecção do plano de falha principal com fraturas sintética R.

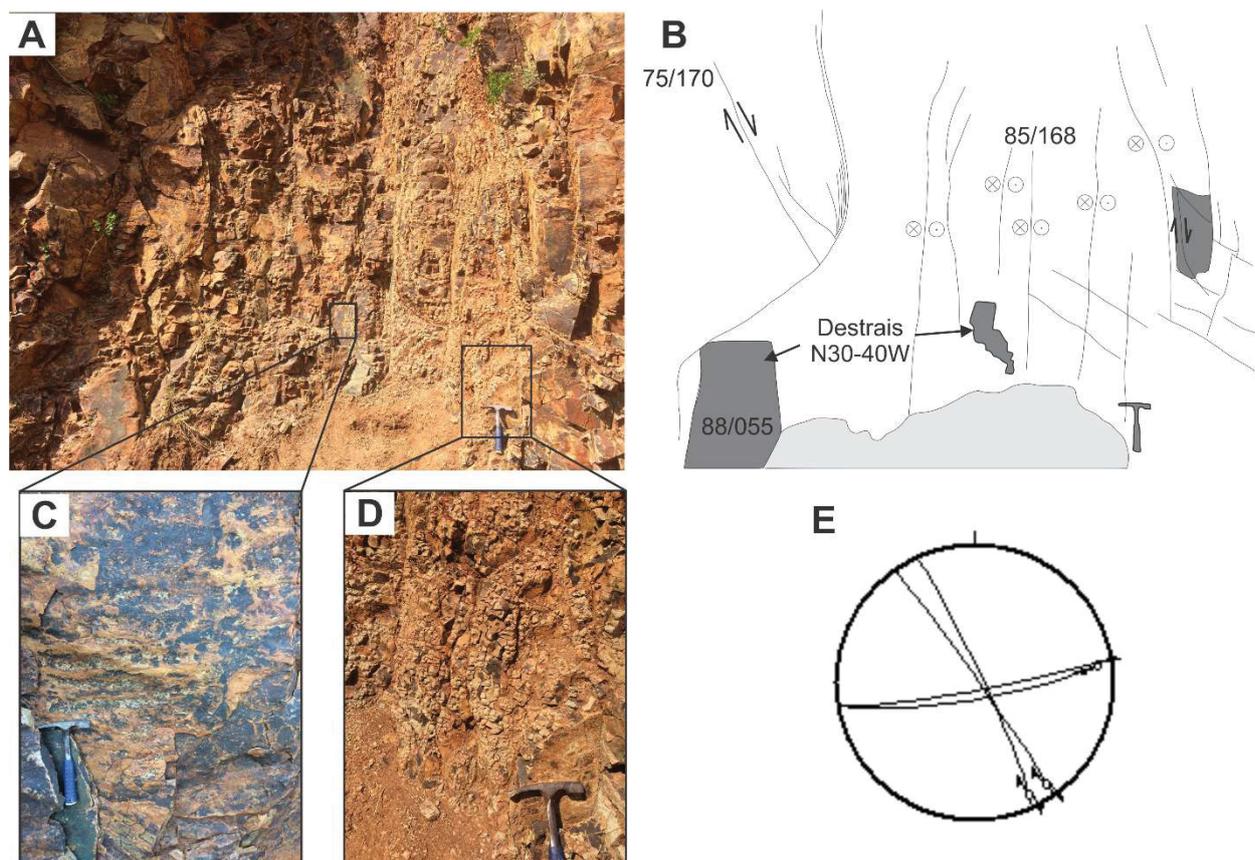


Figura 6.11. A. Afloramento de dacito intemperizado, da Formação Serra Geral, na altura do entroncamento das rodovias estaduais PR-436 e PR0439, intensamente fraturado por zonas de cisalhamento destrais ENE-WSW, que intersectam falhas transcorrentes destrais N30-40W/88E (plano frontal). B. Desenho esquemático das estruturas observadas no afloramento. Ocorrência de estruturas em flor negativa em forma de “tulipa” indicando componente normal na movimentação relativa entre os blocos, configurando o sistema como transtensivo. C. Detalhe do plano frontal (N40W/88), contendo *steps* incongruentes, gerados pela intersecção do plano principal Y com fraturas R de Riedel, indicando cinemática distal. D. Detalhe da zona de cisalhamento N78E/85E, em que a zona de dano apresenta maior densidade de fraturas, com espaçamentos decimétricos, por vezes moendo a rocha e gerando brecha de falha. E. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos observados na figura (n=4).

Os planos ENE-WSW são penetrativos, cortam planos de falhas transcorrentes dextrais NW-SE, e são em geral planares, regulares, abertos e sem preenchimento mineral. A relação de corte entre essas estruturas permite observar que as falhas E-W a ENE-WSW são mais recentes que as estruturas NW-SE, corroborando a ideia de que se tratam de estruturas neoformadas ou, no caso daquelas herdadas do embasamento, reativadas em um primeiro evento de deformação que afetou a área de estudo durante o período neotectônico.

Falhas transcorrentes dextrais NW-SE foram descritas também em arenitos da Formação Rio do Rasto, ainda na porção norte da área de estudo. Essa família é menos penetrativa em relação à anterior, apresentando desde zonas de cisalhamento intensamente brechadas (Figura 6.12.A) até zonas com estruturas com espaçamento decimétrico entre si, com planos regulares, abertos, sem preenchimento mineral, em que os principais indicadores cinemáticos constituem estrias de atrito e *steps* incongruentes, além da geometria escalonada das falhas (Figura 6.12.B). Possivelmente correspondem a estruturas neoformadas em um segundo evento deformacional que afetou a região.

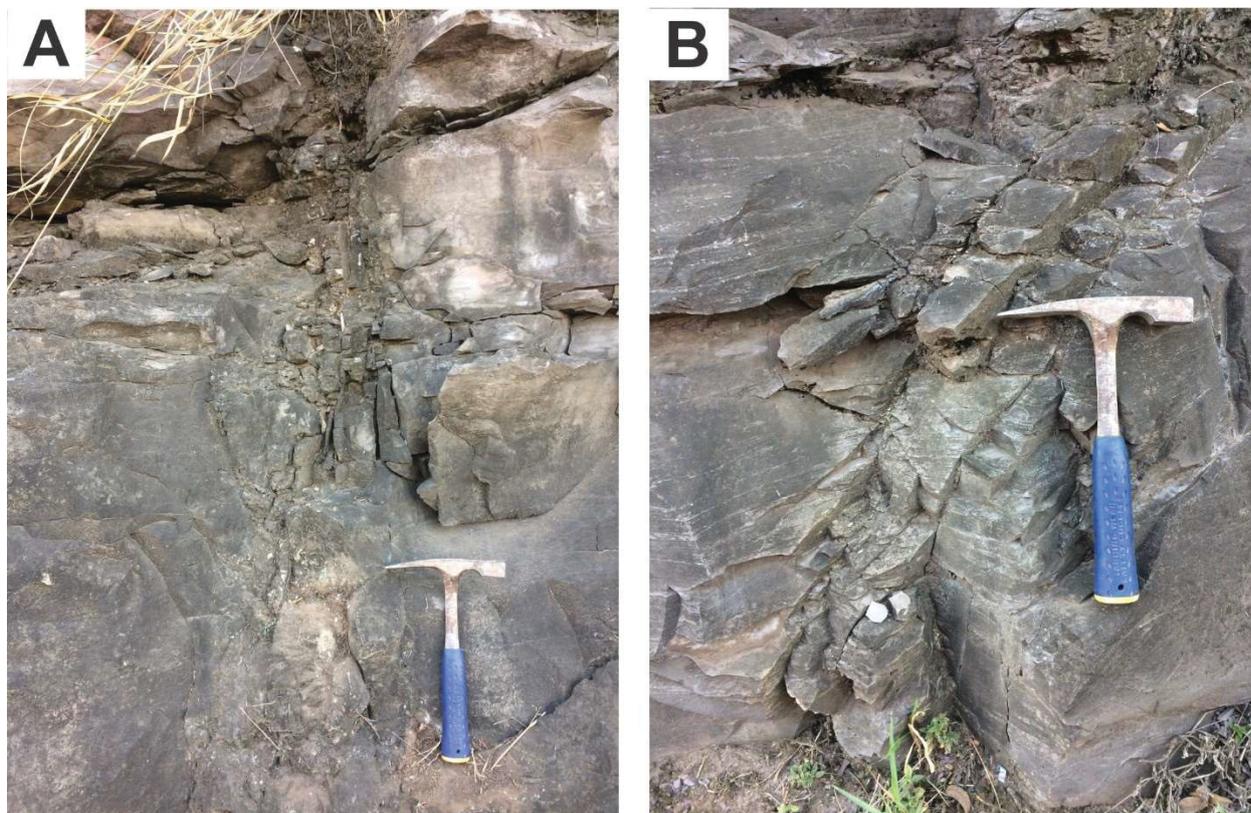


Figura 6.12. A. Zona de falha dextrais N60W/85W, intensamente brechada, em arenito da Formação Rio do Rasto. B. No mesmo afloramento, fraturas escalonadas N60W/89W, com sentido de movimentação dextrais.

Ainda na Formação Rio do Rasto foram mapeadas falhas transcorrentes dextrais N-S a NNW-SSE, neoformadas no segundo pulso deformacional, pouco penetrativas, de

geometria planar, formadas por planos métricos a decamétricos com espaçamento médio entre si de 0,5m, que seccionam desde argilitos até o manto regolítico (Figura 6.13). Tais estruturas encontram-se nas proximidades do rio Jacarezinho, seccionando fraturas NE-SW, NW-SE e E-W, indício de que essas estruturas foram nucleadas em pulso tectônico recente. Os principais indicadores cinemáticos são fraturas escalonadas (Figura 6.14), observadas em planta, nos arenitos da Formação Rio do Rasto.

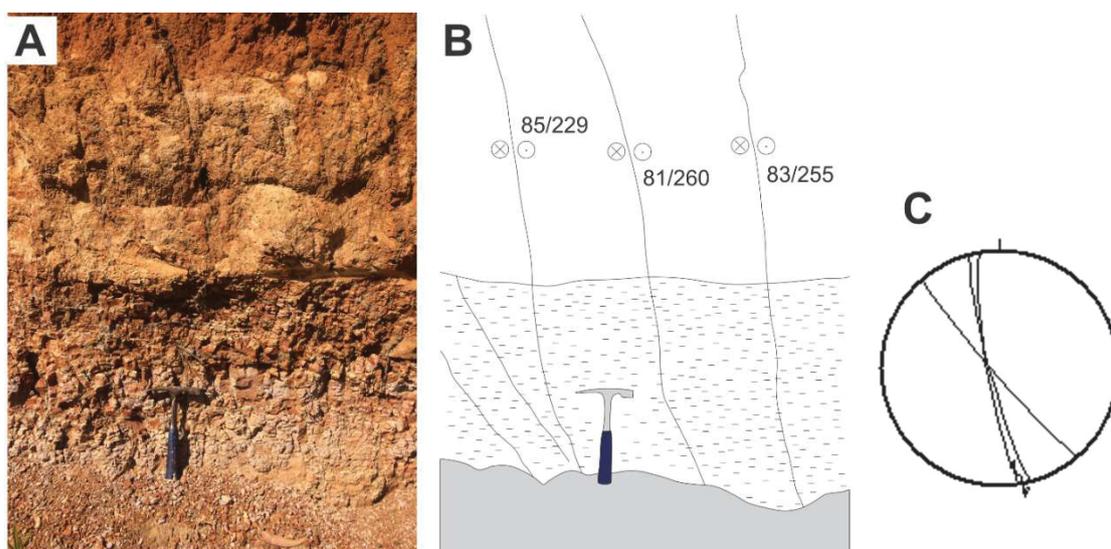


Figura 6.13. A. Falha transcorrente destal NNW-SSE seccionando argilitos da Formação Rio do Rasto e manto regolítico, indicativo de falhamento recente. Desenho esquemático (B) e projeções estereográficas (C) das estruturas observadas na figura (n=3).

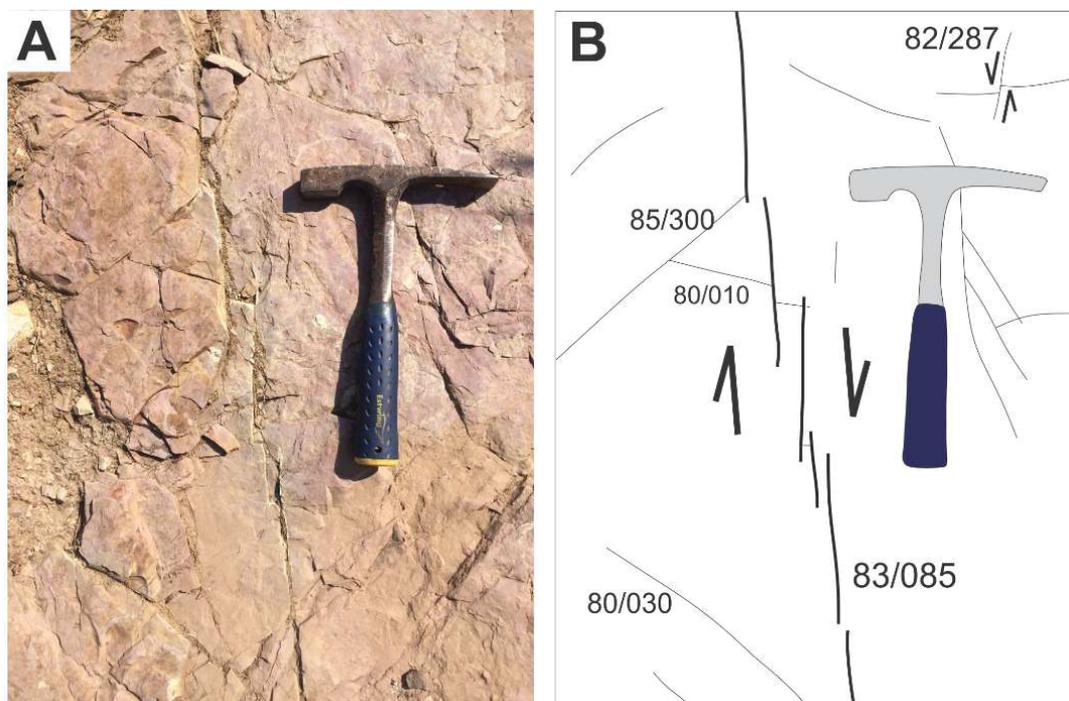


Figura 6.14. A. Falha transcorrente destal N05W/83E, com cinemática marcada pelo escalonamento das fraturas, e falhas N17E/82W sinistras, deslocando fraturas aproximadamente E-W. Afloramento próximo ao rio Jacarezinho, nos arenitos da Formação Rio do Rasto. As falhas NNW-SSE a NW-SE exercem controle na orientação da drenagem principal na região.

As falhas transcorrentes sinistrais possuem direções principais N-S, NNE-SSW, NE-SW, E-W e WNW-ESE e, secundariamente, orientações ENE-WSW, NNW-SSE e NW-SW (Figura 6.15). A análise das falhas NNE-SSW permitiu a individualização de dois feixes, o mais proeminente com direção média variando entre N15E e N25E, com mergulhos subverticais, e o segundo orientado para N31E/87SE. As estruturas NE-SW a E-W apresentam atitudes variando de N42E, com altos mergulhos tanto para NE quanto SW, a N80E/83SE.

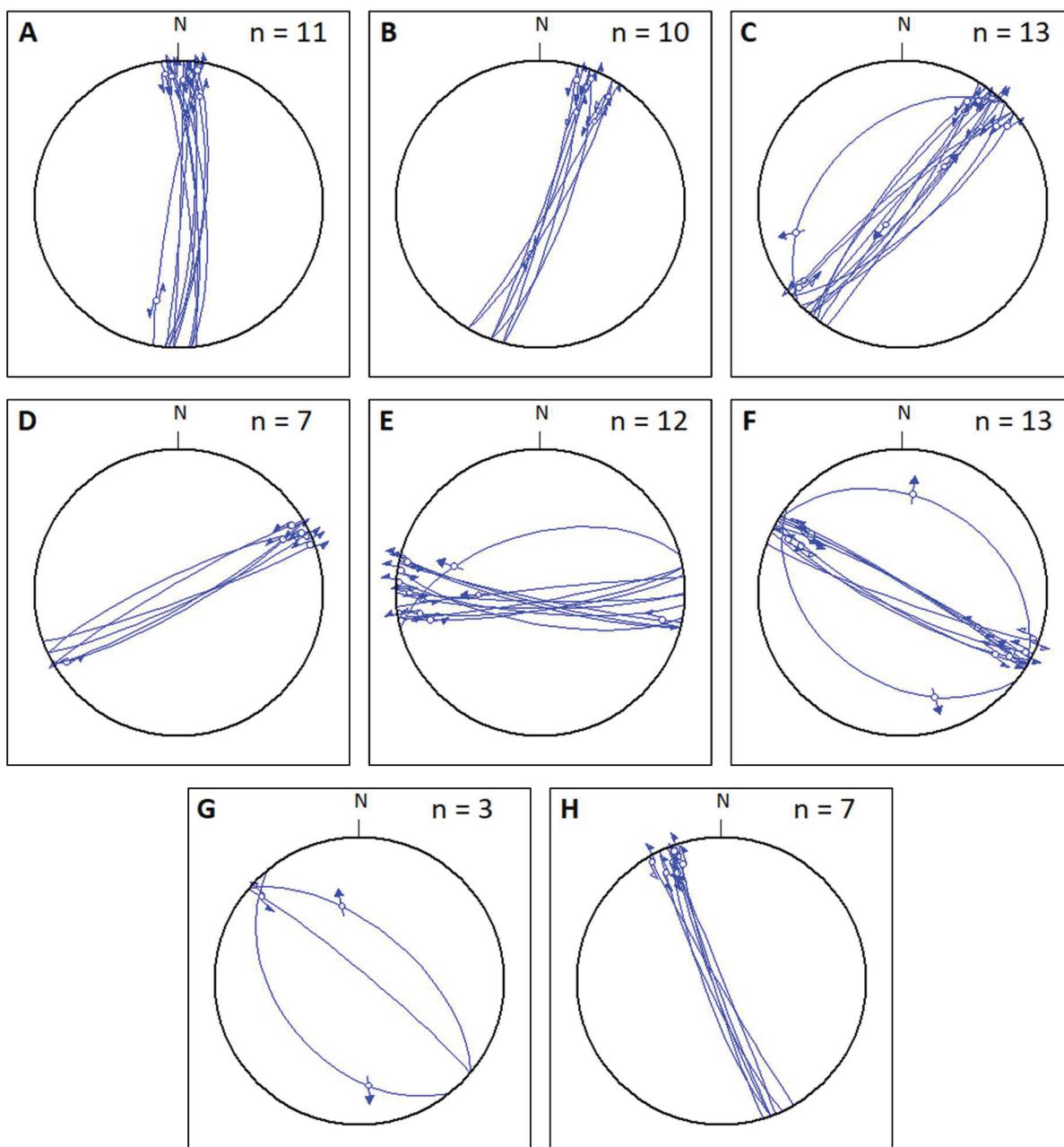


Figura 6.15. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes sinistrais, e suas respectivas quantidades de medidas. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção ENE-WSW. E. Falhas de direção E-W. F. Falhas de direção WNW-ESE. G. Falhas de direção NW-SE. H. Falhas de direção NNW-SSE.

As falhas transcorrentes sinistras representaram estruturas importantes do ponto de vista de cronologia relativa. Planos de falha NW-SE a WNW-ESE foram identificados em siltitos da Formação Rio do Rasto, configurando falhas de geometria planar a curvilinear, regulares, rugosas a lisas, com espaçamento desde decimétrico até poucos centímetros, em zonas de cisalhamento com brecha de falha (Figura 6.16.A). São falhas abertas, frequentemente preenchidas por argila de alteração (Figura 6.16.C-E), produto de ação intempérica. Na argila estão registrados excelentes indicadores cinemáticos por meio de estrias de arrasto e *steps* congruentes, que permitem a dedução de que tais estruturas estiveram ativas em um período recente, sejam reativadas ou neoformadas, em um pulso deformacional em que os esforços máximos compressivos estiveram próximos do eixo E-W. Essas estruturas NW-SE exercem forte influência no relevo, modelando a paisagem através de *canyons*, vales em “U” e escarpas, e controlando importantes trechos de drenagens, desde as menores até as mais altas ordens, a exemplo do Vale do Rio Timburi, no extremo nordeste da área de estudo, encaixado em estruturas NW-SE e fluindo ao longo de um amplo vale com fundo plano e vertentes íngremes, marcadas por facetas trapezoidais, como produto de falhamento recente.

Na altura do médio curso do rio Jacarezinho, foram mapeadas falhas transcorrentes sinistras em porções aflorantes de dacitos da Formação Serra Geral, em meio aos sedimentos da Formação Irati (Figura 6.16.F). Essas falhas possuem orientação geral N55W, com altos ângulos de mergulho, são moderadamente penetrativas, apresentando geometria planar a curvilinear, regular, com leve rugosidade gerada pela intersecção dos planos de falhas principais com fraturas R de Riedel, criando *steps* incongruentes, principais indicadores cinemáticos dessas estruturas (Figura 6.16.G).

Mais a norte, próximo à escarpa da Boa Esperança, nos arenitos da Formação Rio do Rasto, foi mapeado um leque de falhas sinistras aproximadamente N30W, com falhas secundárias ramificadas, gerando uma estrutura em rabo de cavalo (*horsetail splay*) (Figura 6.16.H), onde as curvaturas dos planos se dão em direção ao bloco que se afasta. Nesse afloramento, próximo ao rio Jacarezinho, é possível estabelecer relações de corte, evidenciando que as falhas transcorrentes sinistras NW-SE são as estruturas mais recentes, produto de reativação durante o último evento deformacional. É nessa região que o rio Jacarezinho delinea uma *perceé* na escarpa do Terceiro Planalto, através de profundos vales NW-SE, possivelmente associados a essas estruturas, que controlam o curso do rio principal.

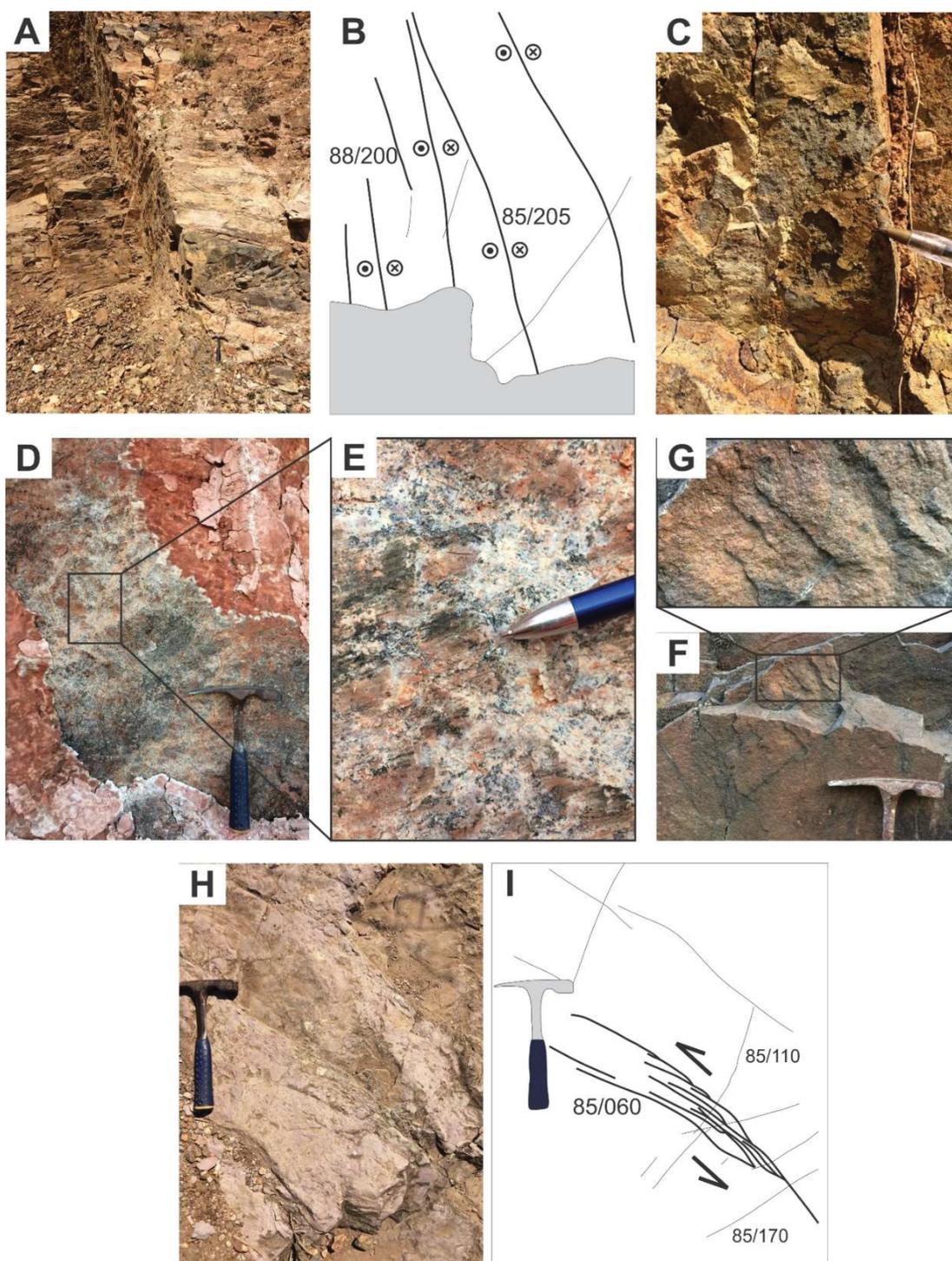


Figura 6.16. A. Zona de cisalhamento sinistral, de alto ângulo de mergulho e direção N65-70W, em siltito da Formação Rio do Rasto. Zona de dano com grande densidade de estruturas, planas a curviplanas, com espaçamentos centimétricos a decimétricos. B. Desenho esquemático das estruturas em A. C. Indicadores cinemáticos sinistrais em argila de alteração que preenche planos N70W/85W, indicando movimentação recente, no período neotectônico. D. Plano de falha N60W/85E, preenchido por argila de alteração, com (E) indicadores cinemáticos sinistrais bem marcados, indicando movimentação tectônica recente. F. Plano de falha N55W/80W apresentando steps incongruentes, gerados pela intersecção do plano principal com fraturas R de Riedel, indicando cinemática sinistral. G. Detalha dos steps incongruentes observados em F. H. Falha transcorrente sinistral N30W/85E, com leque de falhas strike-slip secundárias ramificadas – rabo de cavalo (horsetail splay), curvadas em direção ao bloco que se afasta. I. Desenho esquemático da estrutura em rabo de cavalo observada em H.

As falhas transcorrentes sinistrais NE-SW foram melhor descritas nos calcários da Formação Teresina, na margem direita do Ribeirão da Fartura, na altura de seu alto

curso, em uma pedreira entre os municípios paulistas de Taguaí e Taquarituba. As falhas são penetrativas em todo o afloramento, configurando planos de orientação N35-40E/89W em geral regulares, rugosos, abertos, sem preenchimento mineral (Figura 6.17.A), cortando planos de falhas transcorrentes sinistrais N25W/88W (Figura 6.17.B), que contém indicadores cinemáticos sob a forma de estrias de atrito e *steps* congruentes. Esses planos podem estar associados tanto ao primeiro pulso de reativação quanto ao segundo, em que esforços compressivos NE-SW e N-S teriam movimentado os planos, todos durante o período neotectônico, controlando o relevo da região e orientando canais de 1ª e 2ª ordem nas bacias dos rios Itararé e das Cinzas.

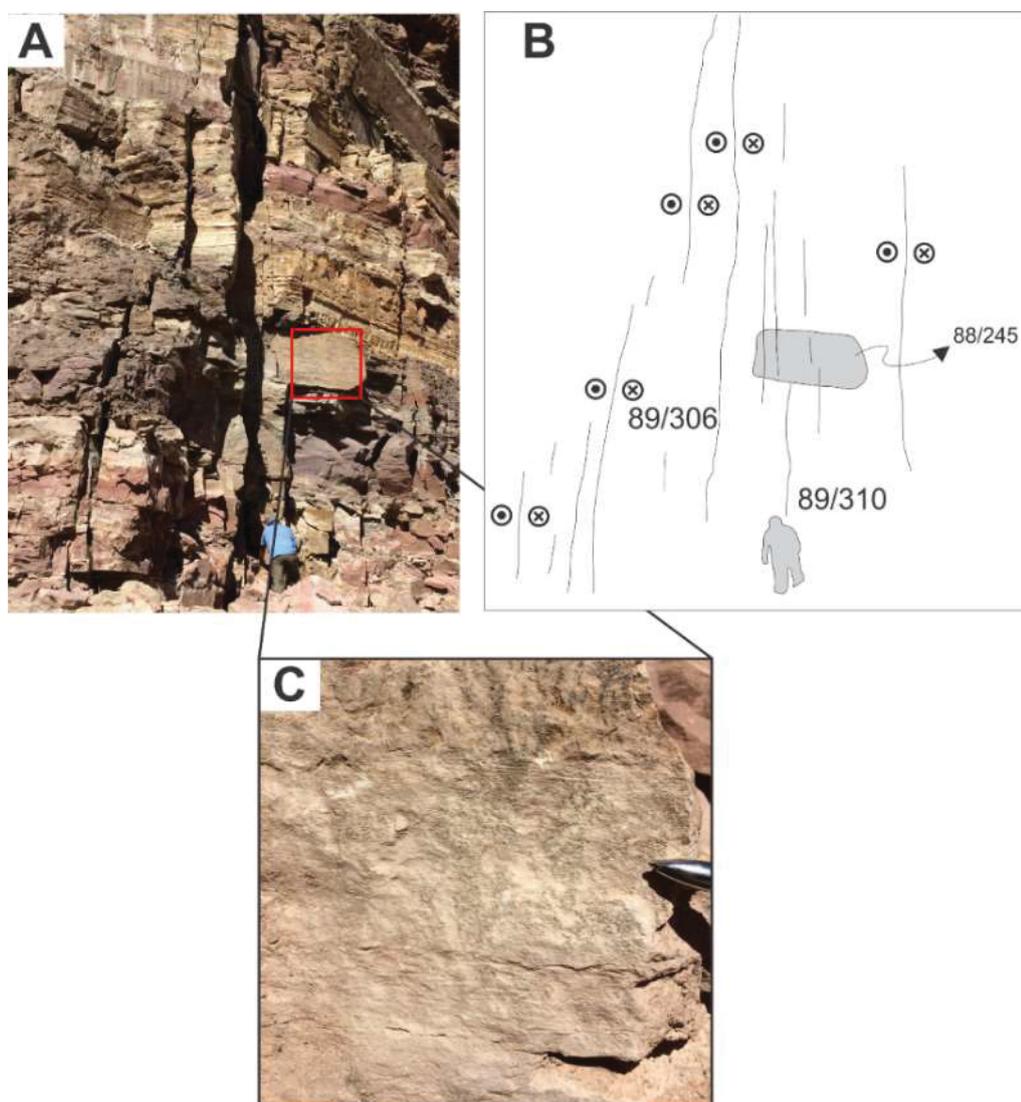


Figura 6.17. A. Zona de cisalhamento sinistral N35-40E/89W, em calcários da Formação Teresina, com fraturas planares, regulares, abertas, que cortam planos de falhas sinistrais N25W/88W. B. Desenho esquemático das estruturas observadas em A. C. Detalhe do plano de falha N25W/88W, com estrias de atrito e *steps* congruentes indicando cinemática sinistral.

6.5.2.2. Falhas transtracionais e normais

As falhas normais mapeadas ocorrem, majoritariamente, na direção E-W e WNW-ESE, e subordinadamente NW-SE, ENE-WSW, NE-SW e N-S (Figura 6.18). As projeções estereográficas dos planos de falhas E-W permitem a distinção de dois feixes, orientados para N80E, com ângulos de mergulho desde baixos até altos ângulos, para as duas direções, e N78W, também com ampla variação nos mergulhos, tanto para NE quanto SW. As falhas WNW-ESE apresentam direção média de N70-80E, também com ampla variação de ângulos de mergulho. As estruturas ENE-WSW estão orientadas preferencialmente para N50-60E. As estruturas N-S e NE-SW são pouco frequentes em toda a região.

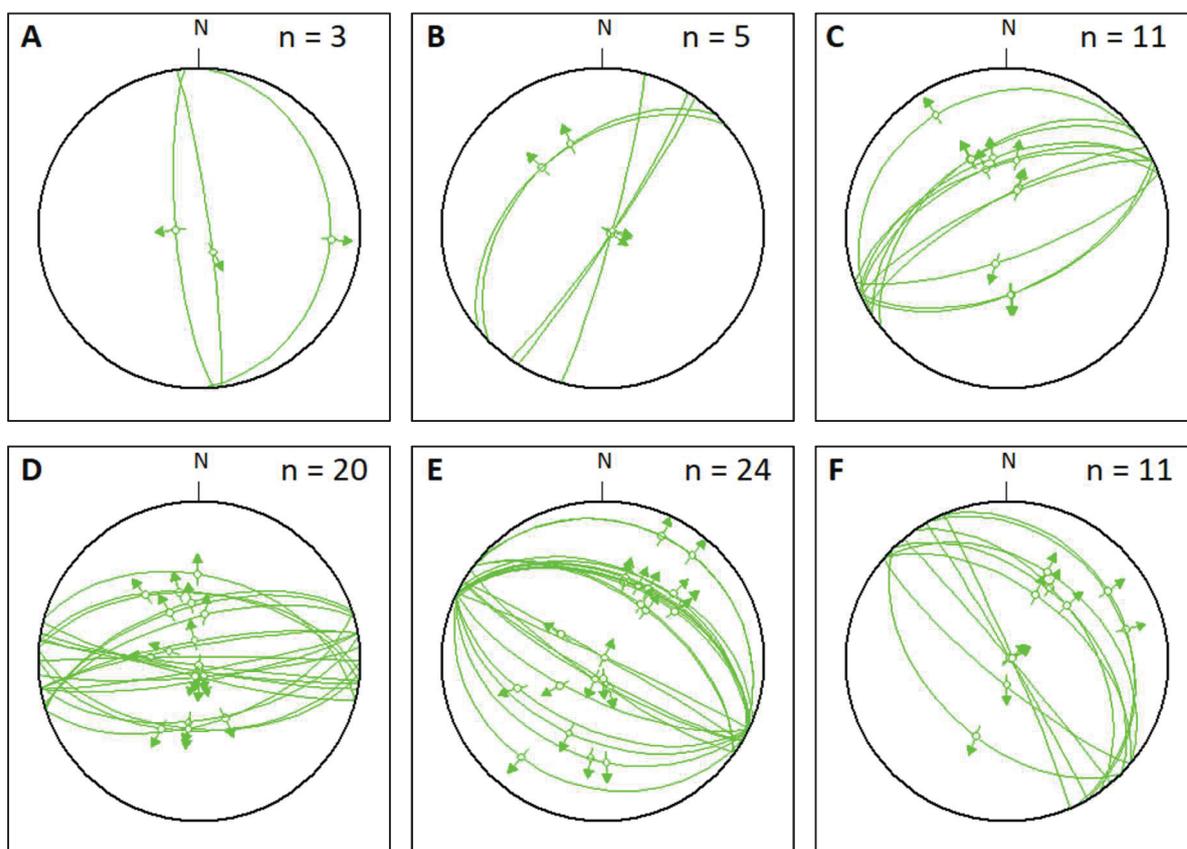


Figura 6.18. Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas normais e transversais. A. Falhas de direção N-S. B. Falhas de direção NNE-SSW. C. Falhas de direção NE-SW. D. Falhas de direção E-W. E. Falhas de direção WNW-ESE. F. Falhas de direção NW-SE.

Essas estruturas foram melhor descritas em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, em falhas transcorrentes com importante rejeito normal, bastante penetrativas, com geometria curvilinear, com aberturas centrimétricas, sem que ocorra preenchimento mineral, dispostas em estruturas em flor negativa, com rebaixamento do bloco central, caracterizando a transtração. Estão orientadas principalmente para N80E,

com altos ângulos de mergulho, para ambas direções. Como um conjunto, entretanto, mergulham para W (Figura 6.19).

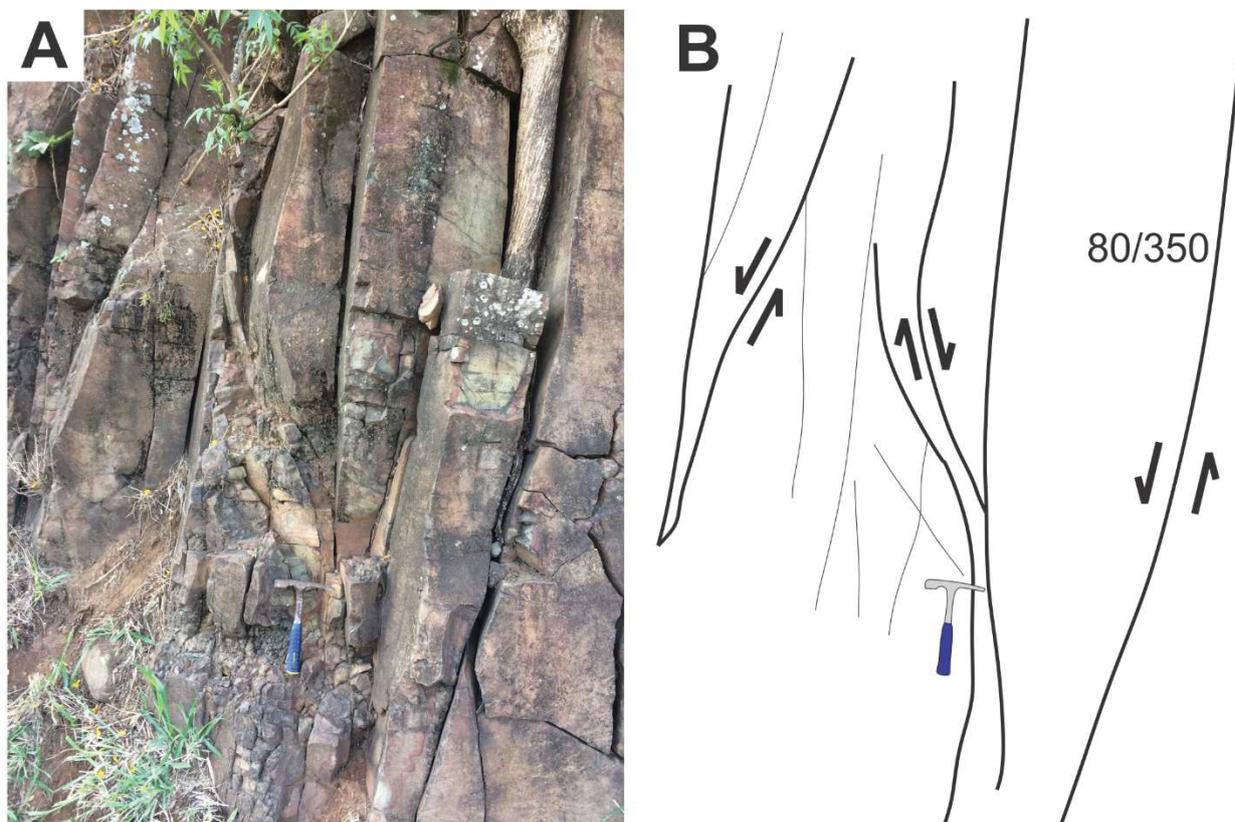


Figura 6.19. A. Planos de falha N80E/80W, formando estrutura em flor negativa, tipo "tulipa", indicando abatimento dos blocos como falhas normais. B. Desenho esquemático da estrutura observada em A.

6.5.2.3. Falhas inversas e transpressionais

Foram identificados apenas seis (6) planos de falhas inversas em campo, o que torna difícil a sua caracterização. Estão, em geral, associados a falhas transpressivas, com rejeitos oblíquos, sem ocorrências de movimentação reversa pura. São observadas por meio de estruturas em flor positiva (Figura 6.20), indicando compressão. Possuem altos ângulos de mergulho, incompatíveis para falhas reversas neoformadas, caracterizadas pelos baixos ângulos de cavalgamento, sendo, assim, indício de que estruturas pretéritas transcorrentes foram reativadas, ao longo dos eventos deformacionais posteriores, como falhas transpressivas e reversas de alto ângulo.

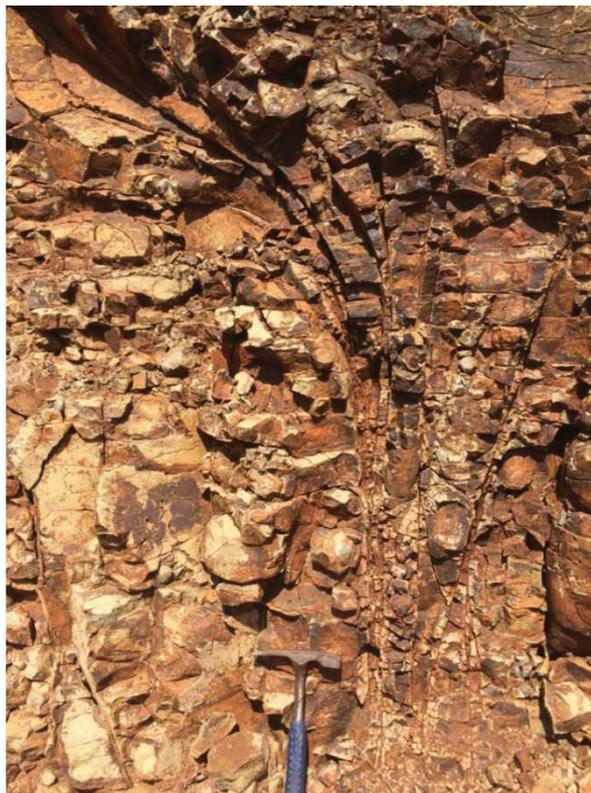


Figura 6.20. Estrutura em flor positiva, indicativa de compressão e falhamento reverso, com orientação N45E/82E. Componente direcional indefinida.

Podem ser observadas, também, nas rochas sedimentares do Grupo Itararé, deslocando camadas ferruginosas, produto da percolação de fluidos enriquecidos em óxidos de ferro, durante ação do intemperismo (Figura 6.22), evidenciando atividade tectônica muito recente nessas estruturas. As projeções estereográficas dessas estruturas mostram direções NE-SW, NW-SE e E-W.

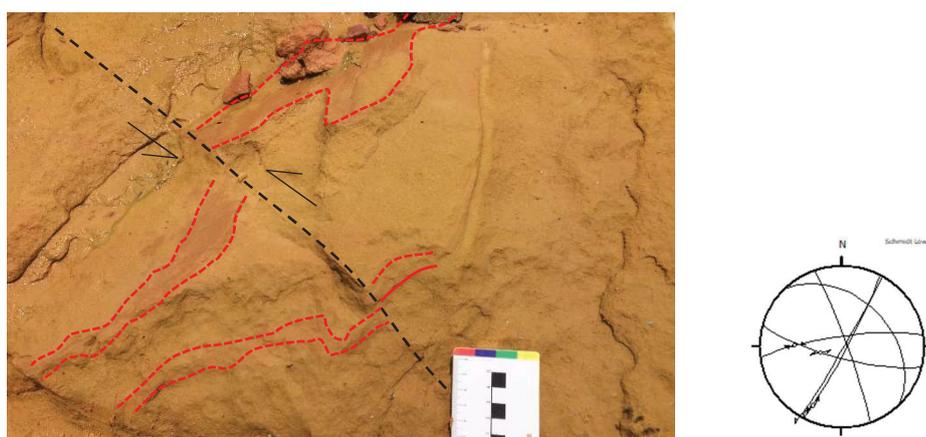


Figura 6.21. Falha reversa deslocando camadas ferruginosas, produto de intemperismo, nos sedimentos do Grupo Itararé, e projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas reversas medidas em campo.

6.6. Discussões

A partir da análise das estruturas, suas relações de corte e do posicionamento dos eixos de paleotensão para cada conjunto de famílias identificadas foi possível caracterizar quatro pulsos de deformação rúptil associados às falhas predominantemente transcorrentes e às consequentes feições geomórficas. O primeiro pulso apresenta tensão horizontal máxima (SH_{max}) compressiva NE-SW e tensão horizontal mínima (Sh_{min}) distensiva NW-SE; o segundo apresenta SH_{max} variando entre N-S e NNW-SSE e Sh_{min} distensivo E-W a ENE-WSW; o terceiro apresenta SH_{max} compressivo NW-SE e Sh_{min} NE-SW; o quarto e último pulso teria SH_{max} aproximadamente E-W e Sh_{min} distensivo N-S.

O primeiro pulso seria responsável pela nucleação ou ativação de falhas transcorrentes sinistras E-W, transcorrentes dextrais N-S e NNE-SSW e as falhas normais NE-SW (Figura 6.22). As falhas transcorrentes dextrais N-S e NNE-SSW podem ser, respectivamente, neoformadas e reativadas durante esse evento, correspondendo a fraturas antitéticas R', ao passo que as sinistras E-W consistiriam nas fraturas P. Esse evento foi descrito por diversos autores na região sul do Brasil (ROLDAN, 2007; MACHADO et al., 2012; JACQUES, 2013; NUMMER et al., 2014; AQUAROLI, 2017), correspondendo a um evento ativo no Neocretáceo e o Paleógeno.

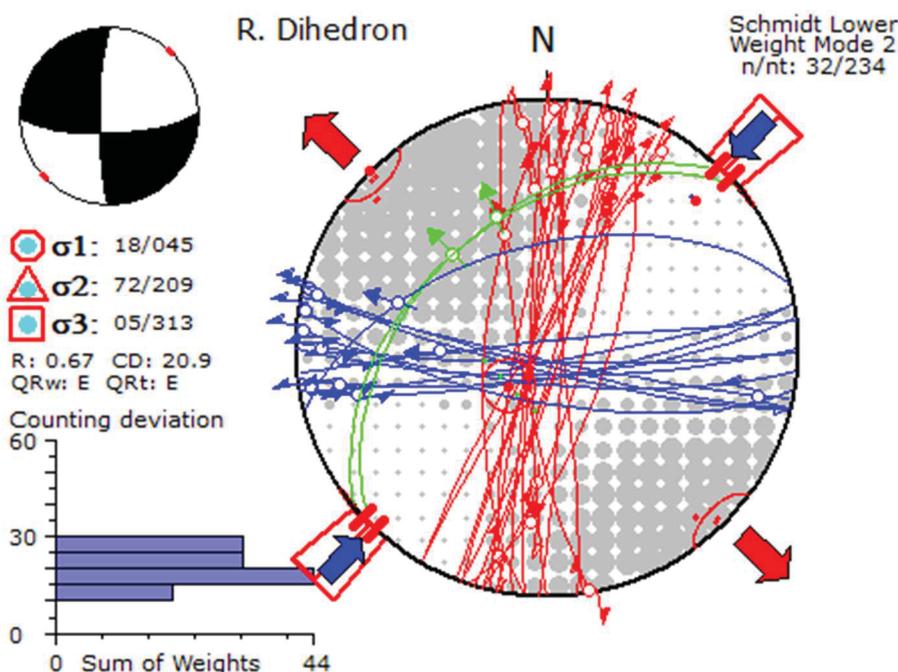


Figura 6.22. Posicionamento do campo de esforços SH_{max} e Sh_{min} , eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais. À direita, projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso NE-SW (falhas transcorrentes dextrais em vermelho; transcorrentes sinistras em azul; falhas normais em verde).

O segundo pulso (SH_{max} compressivo N-S e Sh_{min} distensivo E-W) está associado às falhas transcorrentes sinistras NE-SW e destrais NNW-SSE (Figura 6.23). As falhas transcorrentes sinistras NE-SW correspondem às fraturas antitéticas R' , enquanto as falhas transcorrentes destrais estariam associadas às sintéticas R . Esse evento foi identificado por Chavez-Kus e Salamuni (2008), no complexo Atuba, em Curitiba (PR), Roldan (2007) e Jacques (2013), no Domo de Lages (SC), e Strugale (2002), no Arco de Ponta Grossa, sendo considerado um evento ativo a partir do Pleistoceno.

Esse campo de tensão esteve ativo durante o Plio-Pleistoceno e provocou reativação de grandes lineamentos de relevo que controlam escarpas NE-SW como um sistema de falhas transcorrentes sinistras, além de reativar lineamentos NW-SE com cinemática destal. Essas estruturas foram responsáveis pela reorganização das bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé, controlando drenagens de 1ª e 2ª ordem, além de inflexões e outras anomalias nos canais principais.

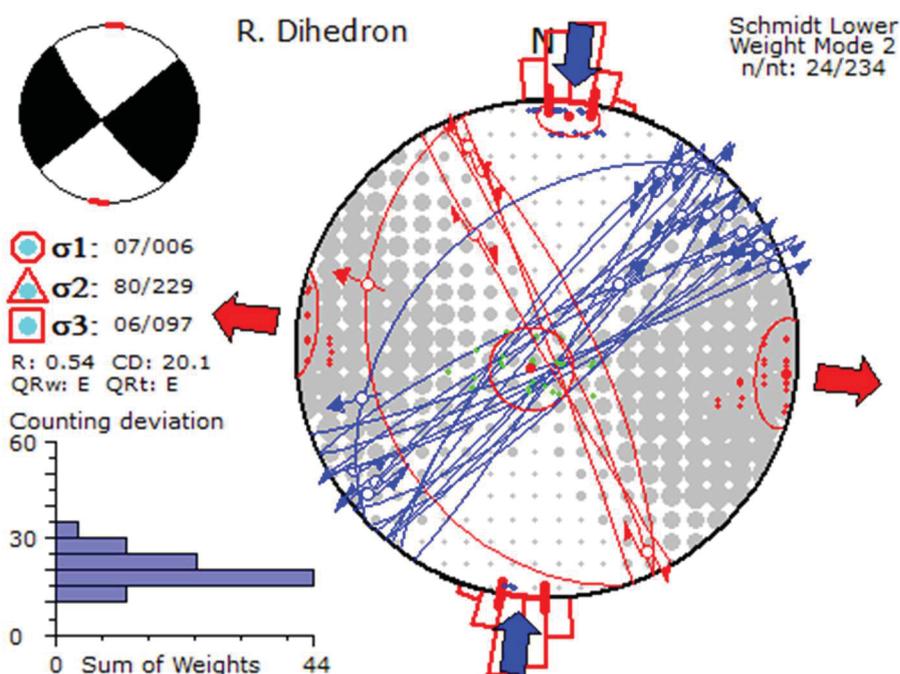


Figura 6.23. Posicionamento do campo de esforços SH_{max} e Sh_{min} , eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais. À direita, projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso N-S.

Esse pulso compressivo N-S variou, durante o Pleistoceno, rotacionando de forma anti-horária, até atingir SH_{max} compressivo posicionado aproximadamente NW-SE, e Sh_{min} distensivo NE-SW (Figura 6.24). Esse terceiro pulso foi responsável pela ativação de falhas N-S a NNE-SSW com cinemática sinistral, podendo essas estruturas estar associadas às falhas R' , além de falhas E-W a WNW-ESE com cinemática destal (falhas principais Y). Além disso, seria responsável pela ocorrência de falhas inversas

orientadas de NNE-SSW a E-W. Tal campo de tensão foi sugerido por diversos autores (RICCOMINI, 1989; MANCINI, 1995; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; SALAMUNI, 1998; HIRUMA ET AL., 2001; FERNANDES; AMARAL, 2002; SILVA; MELLO, 2011; AQUAROLI, 2017). Salamuni et al. (2004) e Chavez-Kus e Salamuni (2008), em estudos no Complexo Atuba (embasamento da Bacia de Curitiba), consideraram esse tensor como atuante no Plio-Pleistoceno, sendo responsável pela geração das falhas transcorrentes N-S (N20-35E e N20-35W) que deslocaram diques de lamprófiros e de diabásio. Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) consideram esse campo de tensão atuante no Cretáceo Inferior, e Farias (2016), Peyerl et al. (2018) e Santos et al. (no prelo), ao analisarem, respectivamente, a geologia estrutural do Complexo Alcalino Tunas, da bacia do rio Jordão (Paraná), e das bacias dos rios Lava-Tudo e Pelotas (Santa Catarina), igualmente registraram este mesmo campo de tensão.

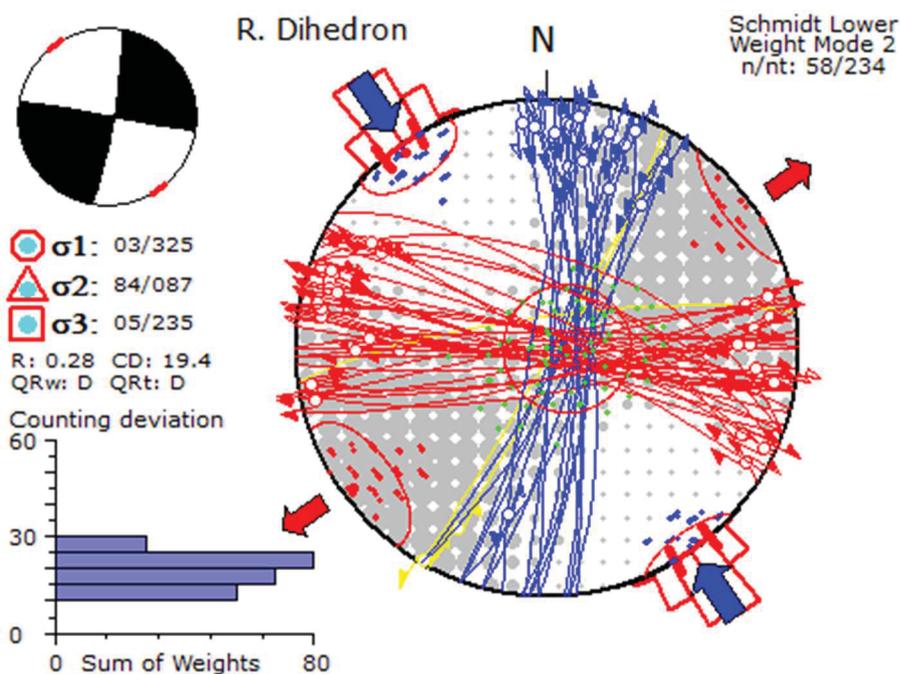


Figura 6.24. Posicionamento dos esforços SH_{max} e Sh_{min} , eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais, com projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso NW-SE.

O pulso deformacional do campo de compressão máxima (SH_{max}) orientado para E-W e Sh_{min} N-S (Figura 6.25), é caracterizado pela reativação das falhas sinistrais NW-SE, que correspondem às falhas P, WNW-ESE e NNW-SSE. Esse pulso também gerou intensa reativação das falhas transcorrentes NE-SW a ENE-WSW, com cinemática destal, correspondente às falhas R' do modelo de Riedel (Petit, 1987), que exerceram grande influência sobre as características morfométricas das bacias hidrográficas. Esse pulso também foi responsável pelas falhas normais ENE-WSW.

Diversos autores registraram o campo de tensão principal (σ_1) E-W, variável entre ENE-WSW a WNW-ESE, a exemplo de Riccomini (1995), que estima o campo de tensão E-W de idade holocênica, assim como Salvador e Riccomini (1995), Salamuni et al. (2004), entre outros. Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) consideraram esse evento deformacional de idade Paleógena-Neógena. Esta compressão máxima é compatível com o *stress* E-W a WNW-ESE atuante na borda leste da Placa Sul-Americana durante o Quaternário (RICCOMINI; ASSUMPÇÃO 1999; ASSUMPÇÃO ET AL. 2006).

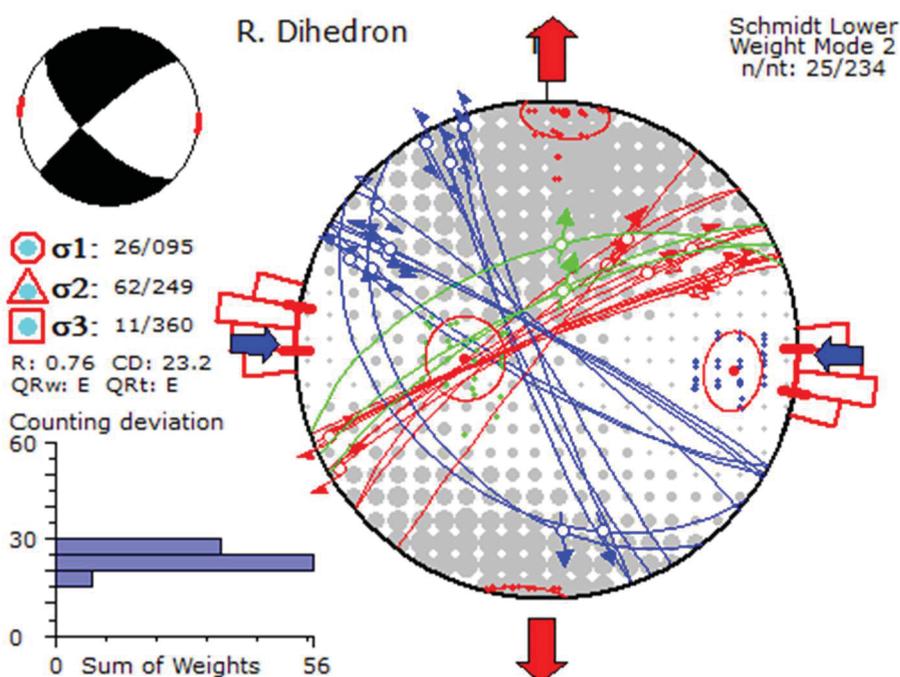


Figura 6.25. Posicionamento dos esforços SH_{max} e Sh_{min} , eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) e suas direções principais, com projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao pulso E-W.

6.7. Conclusão

As bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé são controladas por processos tectônicos recentes. A análise estrutural permitiu concluir que durante o período Cenozoico foram desenvolvidos sistemas de falhas transcorrentes em diferentes pulsos deformacionais. O pulso deformacional mais antigo (SH_{max} NE-SW) e esteve ativo entre o Neo-Cretáceo-Paleógeno e o Mioceno, gerando falhas transcorrentes dextrais N-S e reativando as falhas E-W e NE-SW do embasamento proterozoico com cinemática sinistral e normal, respectivamente. Entre o Plio-Pleistoceno e o Pleistoceno, pulsos deformacionais de SH_{max} variando entre N-S e NW-SE foram responsáveis pela reativação das falhas E-W a WNW-ESE como transcorrentes dextrais, formação das

falhas sinistrais N-S a NNE-SSW e nucleação de falhas NNE-SSW inversas e NNW-SSE destrais.

O pulso tectônico ativo durante o Holoceno apresenta esforços horizontais máximos compressivos E-W, que reativaram intensamente as falhas transcorrentes destrais NE-SW e ENE-WSW. A suposição é de que o condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Quaternário (Holoceno), corroborada pelo desmantelamento da Superfície Sul-Americana, que estaria estável até o início do Paleoceno e sua incisão e erosão, devido a influência tectônica, pode indicar atividades tectônicas que ocorreram a partir do Cenozoico.

As falhas transcorrentes NE-SW são as principais estruturas responsáveis pela modelagem do relevo na área. As estruturas de direção NE-SW, NW-SE e E-W são herança estrutural do embasamento cristalino. Porém, as estruturas NNE-SSW e NNW-SSE não estão ligadas a planos antigos de rupturas e podem ser interpretadas como falhas nucleadas provavelmente entre o Paleógeno e o Neógeno.

CAPÍTULO 7 ARTIGO 2**ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA BACIA DO RIO ITARARÉ (PR/SP) BASEADO EM PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS**Emerson Sanches^{1*}; Eduardo Salamuni¹; Clauzionor Lima da Silva²¹ Department of Geology, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil² Department of Geosciences, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brazil**7.1. Resumo**

Análises morfotectônicas foram realizadas na bacia do rio Itararé, afluente da margem esquerda do rio Paranapanema, com o objetivo de demonstrar influência tectônica cenozoica. A área de estudo envolve as regiões nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo, formada por rochas sedimentares dos Grupos Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois e São Bento, da Bacia Sedimentar do Paraná, além de incluírem rochas vulcânicas mesozoicas da Formação Serra Geral. O relevo é predominantemente ondulado a forte ondulado, com elevações variando entre 360 e 1.360 metros. Os principais alinhamentos magnético/estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudos são os lineamentos Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE), Guaxupé (NE-SW) e Jacutinga (NE-SW), a norte; São Sebastião (E-W) na porção central; além de São Jerônimo-Curiúva (NW-SE) e Taxaquara (NE-SW) na porção sul. O método empregado consistiu em processamento e fotointerpretação de MDEs (ASTER e SRTM), extração dos perfis longitudinais de rios e lineamentos de relevo e drenagem. Para o estudo morfométrico foram realizadas análises dos padrões e anomalias de drenagem, declividade do terreno, fator de assimetria, rupturas de declive e prováveis capturas de drenagem. A bacia de drenagem do rio Itararé flui de sul para norte e possui forma alongada, com bordas limitadas pelos grandes lineamentos NW-SE, correspondentes às Zonas de Falhas Santo Anastácio/Paranapanema e São Jerônimo-Curiúva. É moderadamente assimétrico e segue os traços dos extensos lineamentos NE-SW, relativos às Zonas de Falhas Taxaquara, Jacutinga e Guaxupé. O rio Itararé é retilíneo, com meandramentos restritos à porção do médio curso. As drenagens se caracterizam pela média a baixa densidade, angularidade acentuada e conspícuo controle estrutural, cujas características implicam o padrão subdendrítico a retangular, segmentos em cotovelo, trechos paralelos e alinhados, segundo as direções NE-SW, NNW-SSE, N-S e E-W. A análise de perfis longitudinais da bacia investigada revelou que os *knickpoints* apresentam-se alinhados principalmente nas direções NE-SW e NW-SE, os quais indicam possível controle tectônico. Os lineamentos de relevo ocorrem em duas orientações preferenciais NE-SW e NW-SE e, secundariamente, N-S, NNW-SSE, E-W e ENE-WSW. Estes mostram influência em toda a área estudada. As estruturas N-S e NNW-SSE não estão ligadas a planos antigos de rupturas, podendo ser interpretadas como falhas nucleadas provavelmente entre o Paleógeno e o Quaternário, que compartimentam parte da rede de drenagem. O condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Holoceno a partir de diferentes pulsos deformacionais.

PALAVRAS-CHAVES: Neotectônica; geomorfologia tectônica; morfometria.

Abstract

Morpho-tectonic analyzes were carried out in the Itararé River Basin, an affluent of the left bank of the Paranapanema River, in order to access Cenozoic tectonic influence. The study area is underlain by sedimentary rocks of the Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois and São Bento Groups of the Paraná Sedimentary Basin, as well as the Mesozoic volcanic rocks of the Serra Geral Formation. The relief is predominantly wavy to strong wavy, with elevations varying between 360 and 1,360 meters. The main magnetic/structural alignments that affect and/or are contiguous to the study area are the Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE-oriented), Guaxupé (NE-SW-oriented) and Jacutinga (NE-SW-oriented) lineaments to the north; São Sebastião (E-W-oriented) in the central portion; São Jerônimo-Curiúva (NW-SE-oriented) and Taxaquara (NE-SW-oriented) in the southern portion. The method used consisted of processing and photointerpretation of DEMs (ASTER and SRTM), extraction of longitudinal river profiles and relief and drainage lineaments. To proceed with the morphometric study, analyzes of drainage patterns and anomalies, terrain slope, asymmetry factor, knickpoints and probable drainage catches were performed. The Itararé River catchment flows from south to north and show an elongated shape, bounded by the large NW-SE-oriented lineaments, corresponding to the Santo Anastácio/Paranapanema and São Jerônimo-Curiúva Fault Zones. It is moderately asymmetrical and follows the traces of the extensive NE-SW-oriented lineaments, related to the Taxaquara, Jacutinga and Guaxupé Fault Zones. The Itararé river is rectilinear, with meanderings restricted to the middle portion of the course. The drainage network is characterized by medium to low density, sharp angularity and conspicuous structural control, whose characteristics imply the subendritic to rectangular pattern, elbow-like segments, parallel and aligned segments, according to the NE-SW, NNW-SSE, N-S and E-W directions. The longitudinal profiles analysis of the investigated basin revealed that the *knickpoints* are aligned mainly in the NE-SW and NW-SE directions, which indicate possible tectonic control. Relief lineaments occur in two preferred orientations, striking to NE-SW and NW-SE, and, secondarily, to N-S, NNW-SSE, E-W and ENE-WSW. These show influence throughout the whole studied area. The N-S and NNW-SSE structures are not related to old rupture planes and can be interpreted as faults probably nucleated between the Paleogene and the Quaternary, which compartmentalize part of the drainage network. The tectonic conditioning of drainage and relief of the region has been occurring from the Paleocene to the Holocene from different deformation pulses.

KEYWORDS: Neotectonics; tectonic geomorphology; morphometry.

7.2. Introdução

A análise morfométrica das redes de drenagem constitui uma importante ferramenta para a compreensão da geomorfologia tectônica, uma vez que os canais fluviais, através de suas formas e padrões, são os primeiros elementos da natureza a se ajustarem rapidamente às deformações crustais, ainda que sutis. A drenagem compreende um elemento geomórfico importante para o entendimento da evolução geomorfológica e tectônica em ambientes modernos (HOWARD, 1967; KELLER; PINTER, 1996; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; BURBANK; ANDERSON, 2011). Diversos autores apresentaram contribuições relevantes sobre essa temática, mostrando que o processo tectônico recente pode ser refletido no rearranjo de um sistema fluvial, modificando seus padrões de drenagem, gerando anomalias e desenvolvendo rupturas de declive (*knickpoints*) ao longo do perfil longitudinal do rio (STRAHLER, 1952a; HOWARD, 1967; HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980; GARDNER 1983; OUCHI, 1985; SCHUMM, 1986; PHILLIPS; SCHUMM, 1987; DEFFONTAINES, 1989; SUMMERFIELD, 1991b; COX, 1994; KELLER; PINTER, 1996; WHIPPLE; MEADE, 2004; BISHOP et al. 2005; HARBOR et al. 2005, CROSBY; WHIPPLE 2006; BULL, 2009; BURBANK; ANDERSON, 2011)

Análises de perfil longitudinal e *knickpoints* auxiliam de forma considerável na determinação de locais sujeitos à movimentação tectônica no Cenozoico (KELLER; PINTER, 1996). Estudos que consideram rios como modeladores da paisagem em resposta à tectônica recente são amplamente realizados no Brasil. Exemplos dessa análise aplicada à influência tectônica têm sido reportadas por Etchebehere (2000) e Etchebehere et al. (2004, 2006) com a aplicação do índice da Relação Declividade-Extensão (RDE) na bacia do rio do Peixe (SP), assim como Fujita et al. (2008) utilizaram o mesmo índice no rio dos Patos (PR) para detecção de deformações neotectônicas. Martinez (2004) usou parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó para detectar a influência da tectônica moderna e Guedes et al. (2006, 2009) realizaram análises de perfis longitudinais no rio Santo Anastácio (SP), no mesmo contexto. De modo análogo, Franco et al. (2008) observaram os condicionantes tectônicos e sua influência no barramento natural da foz do rio Ivaí (PR/MS) e Melo et al. (2009) usaram os perfis longitudinais do rio Baiano, em Assis Chateaubriand (PR), para investigação tectônica. Autores como Val e Silva (2011), Santos et al. (2011a,b), Val et al. (2013), Sanches et al. (2013, 2015), demonstraram uma forte correlação entre a tectônica atual

e a mudança da paisagem nas regiões do baixo curso do rio Negro e no norte de Roraima, na Serra do Tepequém, a partir da análise de perfis longitudinais e *knickpoints*.

Esses estudos voltados à temática neotectônica no sul do país, abrangendo análises morfométricas, vem sendo desenvolvidos desde a década de 1990 (NORTHFLEET et al. 1969; VIEIRA, 1973; ASMUS; FERRARI, 1978; FERREIRA 1982a,b; ZALÁN et al. 1990; SOARES, 1992). Entretanto, a quase totalidade desses trabalhos tem abrangência regional e somente no final daquela década e início dos anos 2000 as pesquisas foram mais sistemáticas e incisivas (SALAMUNI, 1998; ROSTIROLLA et al. 2000, 2003; STRUGALE, 2002; STRUGALE et al., 2002, 2004; SALAMUNI et al., 2004; SALAMUNI, 2005; FONSECA, 2006; ANDRADES FILHO et al., 2008; CHAVEZ-KUS; SALAMUNI, 2008; COUTO, 2011; NASCIMENTO et al., 2013; SALAMUNI et al., 2015). Os resultados alcançados impõem a necessidade da investigação de importantes feições lineares de relevo nessa região, que controlam falhas do embasamento e que, por reativação, também cortam rochas da Bacia do Paraná, onde evidências de reativação de estruturas ligadas ao lineamento São Jerônimo-Curiúva, nas rochas sedimentares, já foram reconhecidas (STRUGALE, 2002; STRUGALE et al., 2007). A área de estudos (Figura 7.1), localizada no nordeste do Estado do Paraná e sudoeste de São Paulo, se caracteriza por situar-se no domínio do Arco de Ponta Grossa, cuja hipótese levantada remete a processos de reativação estrutural no Cenozoico. Evidências neotectônicas no Estado do Paraná foram mencionadas por Salamuni (1998), em estudos na Bacia Sedimentar de Curitiba, enquanto Guedes (2014) faz menção a indicadores de deformação neotectônica no oeste do Estado de São Paulo, no Planalto Ocidental Paulista.

Embora haja um número crescente de estudos sobre a caracterização dos regimes tectônicos cenozoicos na região sul do Brasil, tal abordagem tem sido prejudicada pela existência restrita de coberturas deposicionais mais novas que o Cretáceo Superior, que funcionariam como marcadores estratigráficos e estruturais, somado ao fato das unidades mais antigas apresentarem complexa trama estrutural rúptil pretérita dificultando a análise cronológica relativa. O estudo da deformação rúptil mostra um quadro que remete à existência de estruturas antigas reativadas (HASUI, 1990; SALAMUNI; FIORI, 2014), com outras novas nitidamente associadas a falhas neotectônicas (SALAMUNI et al., 2004; MORALES et al., 2012). De acordo com Salamuni et al. (2015), inúmeros lineamentos observados, assim como falhas cenozoicas, afetam a paisagem da região Sul do Brasil.

Tendo em vista que o sistema de drenagem é sensível às manifestações tectônicas, a pesquisa foi aplicada especificamente na bacia do Rio Itararé, localizada na divisa entre os estados do Paraná e São Paulo, região sul do Brasil, com propriedades morfométricas características e situadas numa região geomorfologicamente complexa, composta pelos Primeiro, Segundo e Terceiro Planaltos Paranaenses (respectivamente Planalto Oriental, Depressão Periférica Paulista e Planalto Ocidental, em território paulista), que possui cotas entre 155 e 1.362 metros.

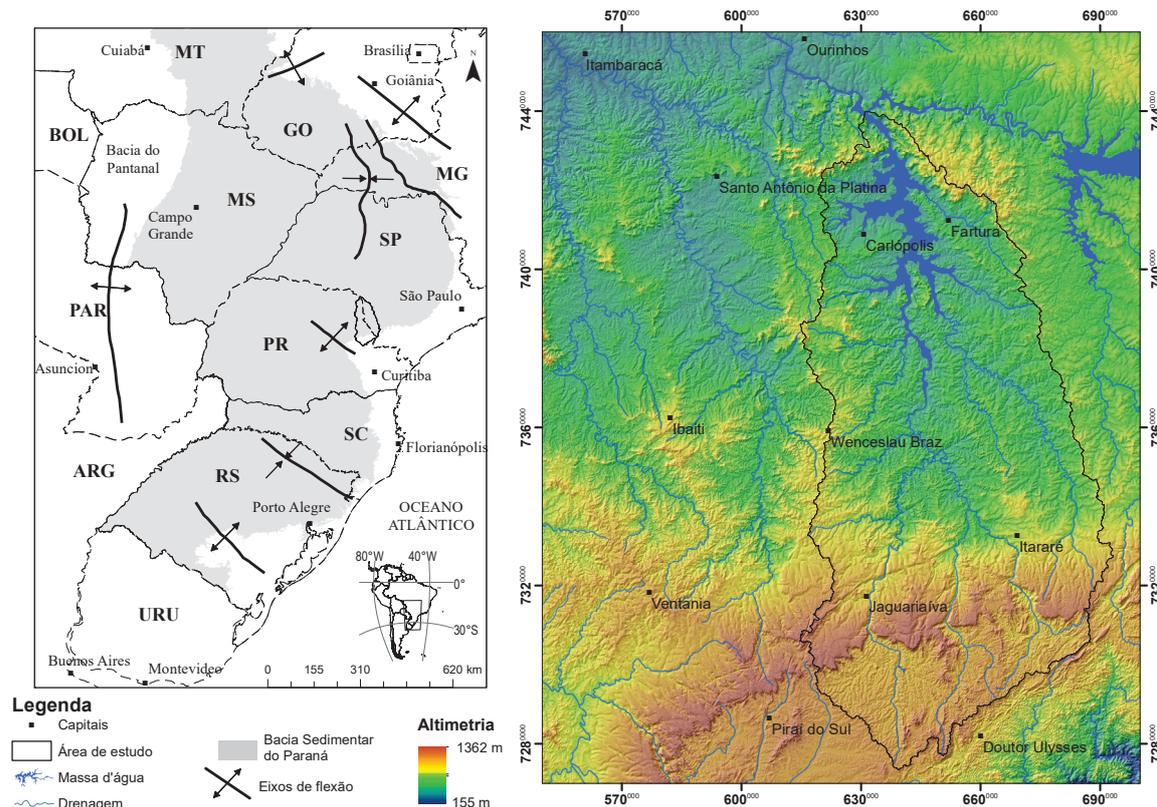


Figura 7.1. Figura de localização da área de estudo, envolvendo a bacia de drenagem do rio Itararé e suas adjacências, e mapa de relevo sombreado, gerado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do SRTM.

7.3. Características geológicas e geomorfológicas

Mapeamentos geomorfológicos dos estados do Paraná (SANTOS et al., 2006b) e de São Paulo (SÃO PAULO, 2014) permitiram a individualização de grandes unidades morfoestruturais, representadas pelo Cinturão Orogênico do Atlântico, pela Bacia Sedimentar do Paraná e pelas Bacias Sedimentares Cenozoicas e Depressões Tectônicas, além das principais unidades morfoesculturais a elas associadas, representadas pela Serra do Mar, Primeiro Planalto Paranaense e Planalto Atlântico, inseridos no contexto do Cinturão Orogênico do Atlântico, e pelos Segundo e Terceiro planaltos paranaenses, Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica Paulista, relativos à Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 7.2).

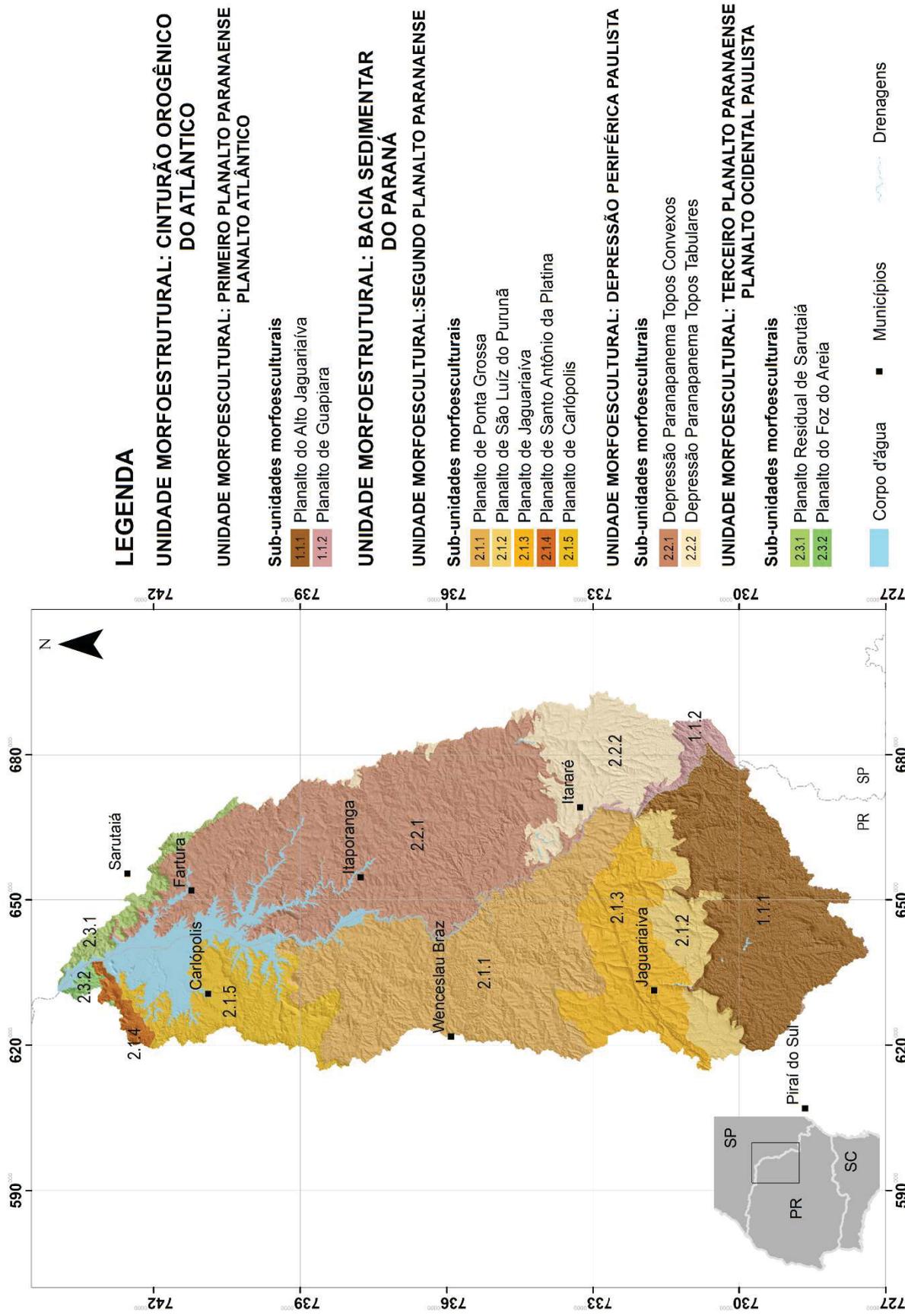


Figura 7.2. Mapa geomorfológico da área de estudo, indicando as sub-unidades morfoesculturais compreendidas na bacia hidrográfica do rio Itararé, sobreposto ao modelo de relevo sombreado elaborado a partir do MDE-SRTM 30m.

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma sinéclise intracratônica localizada no centro-sul do Brasil, estendendo-se ao Paraguai, Uruguai e Argentina, totalizando uma área de aproximadamente 1.500.000 km². As rochas sedimentares da bacia estão distribuídas em várias unidades litoestratigráficas (Figura 7.3), totalizando até 7.000 metros de espessura (MILANI et al., 2007).

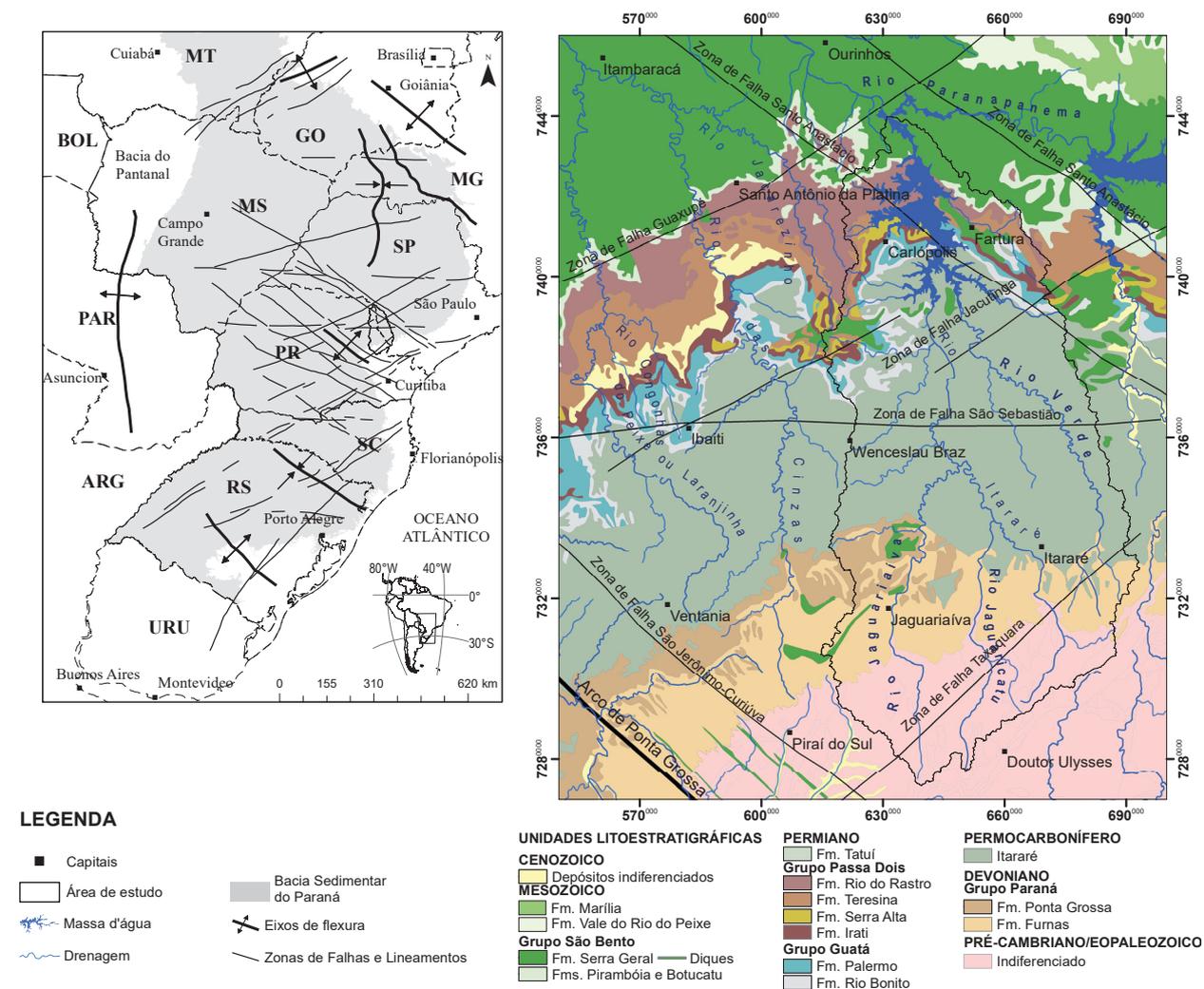


Figura 7.3. Mapa geológico da área de estudo, envolvendo a bacia de drenagem do rio Itararé e adjacências.

A Bacia do Paraná possui formato alongado na direção NNE-SSW, sendo limitado a oeste pelo Arco Assunção, com direção N-S, e a norte pelo Arco Goiânia/Alto Paranaíba, com direção NW-SE. No interior da bacia ocorre uma série de lineamentos de direção NW, sendo os mais importantes para sua configuração os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande (ZALÁN et al., 1990). O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná permite dividi-la em dois principais conjuntos de estruturas tectônicas, de direções NW-SE e NE-SW, ocorrendo, ainda, algumas estruturas de direção E-W (ZALÁN et al., 1990). As direções NW-SE e NE-SW são as mais importantes e

representam zonas de fraquezas no embasamento, que foram ativas durante a evolução da bacia (ZALÁN et al., 1987).

A área de estudos situa-se no flanco leste da bacia, inserida no contexto do Arco de Ponta Grossa (Figura 7.3). As unidades litoestratigráficas aflorantes na área, da base para o topo, são as formações Furnas, Ponta Grossa (Grupo Paraná), Grupo Itararé, formações Rio Bonito, Palermo (Grupo Guatá), formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Grupo Passa Dois) e formações Pirambóia/Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento). Os principais alinhamentos que afetam e/ou são contíguos à área de estudo são os lineamentos Santo-Anastácio/Paranapanema (NW-SE), Guaxupé (NE-SW) e Jacutinga (NE-SW), São Sebastião (E-W), São Jerônimo-Curiúva (NW-SE) e Taxaquara (NE-SW) (ver Figura 7.3).

7.4. Métodos

Para o desenvolvimento deste estudo utilizaram-se as bases cartográficas matriciais e vetoriais, executadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), entre os anos de 1964 e 2001, nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, em formato matricial (rasterizadas), e 1:250.000, em formato vetorial, adquiridas junto ao Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx), mapa geológico dos estados do Paraná e São Paulo, ao milionésimo, elaborado a partir da compilação das cartas do Projeto RADAMBRASIL, na escala original 1:250.000, associadas ao Sistema de Informações Geográficas (CPRM, 2004), mapa geomorfológico do Estado do Paraná, na escala 1:650.000, elaborado pela Minerais do Paraná (MINEROPAR, 2006), mapa das Unidades Básicas de Compartimentação do Meio Físico (UBC) do Estado de São Paulo, na escala 1:650.000, elaborado pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SÃO PAULO, 2014), em parceria com o Instituto Geológico do Estado de São Paulo, base cartográfica ao milionésimo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2016) e modelos digitais de elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), versão 3, com resolução espacial de 30 metros por *pixel* (1 *arc*-segundo).

A rede de drenagem foi obtida a partir da extração automática do DEM, utilizando a ferramenta *Hydrology* no ArcGIS (10.2.2), a qual foi classificada e analisada conforme Strahler (1954), Howard (1967), Christolofletti (1980), Schumm (1986), Philips e Schumm (1987), Deffontaines (1989), Summerfield (1991b), Bishop (1995) e Keller e Pinter (1996). A partir desse produto e do DEM, foram elaborados os mapas de

lineamentos no relevo e na drenagem, com confecção de diagramas de rosetas através dos softwares Rockworks e Stereonet32. Os fatores de assimetria da bacia de drenagem do rio Itararé foram calculados conforme a técnica de Hare e Gardner (1985).

Os perfis longitudinais e a distribuição de *knickpoints* das bacias hidrográficas estudadas foram obtidos segundo a rotina desenvolvida por Harbor et al. (2005), a qual elabora gráficos dos perfis longitudinais, log declividade *versus* log área de drenagem, o desvio altimétrico em relação ao perfil longitudinal ideal (perfil côncavo sem rupturas) e, por fim, o mapa da distribuição dos *knickpoints*. Estes foram analisados conforme os trabalhos de Gardner (1983), Mckeown et al. (1988), Bishop et al. (2005), Harbor et al. (2005), Crosby e Whipple (2006) e Burbank e Anderson (2011).

7.5. Resultados e discussões

7.5.1. Lineamentos morfoestruturais

Os lineamentos foram extraídos a partir do MDE-SRTM com a finalidade de estabelecer a caracterização morfoestrutural e a comparação com demais resultados derivados das análises drenagem e relevo. Os produtos morfométricos de relevo sombreado e suas combinações foram eficientes no realce para extração de lineamentos morfoestruturais, considerando-se tanto baixos (lineamentos negativos) como altos topográficos (lineamentos positivos).

A análise dos lineamentos morfoestruturais (Figura 7.4.A) revela maior ocorrência dessas feições na porção sul, onde predominam as rochas do embasamento cristalino, e ao longo de uma faixa E-W no centro-sul da área de estudo (SANCHES et al., 2018, em fase de elaboração). Além disso, ao menos 4 faixas estreitas de orientação NW-SE compartimentam a área, mostrando elevada concentração de lineamentos. O mapa de densidade de lineamentos (Figura 7.4.B) morfoestruturais apresenta a variação da expressão das feições a partir de classes de densidade que variam entre 0,0 e 1,66 km/km². De forma absoluta, o valor de densidade de lineamentos morfoestruturais para toda a área de estudo é de 0,66 km/km². A partir da amplitude dos valores, foram individualizadas cinco classes de densidade de lineamentos morfoestruturais: muito baixa, baixa, média, alta e muito alta. O valor de densidade para toda área de estudo (0,66 km/km²) distinguiu os compartimentos de densidade baixa a muito baixa dos compartimentos de densidade média e muito alta.

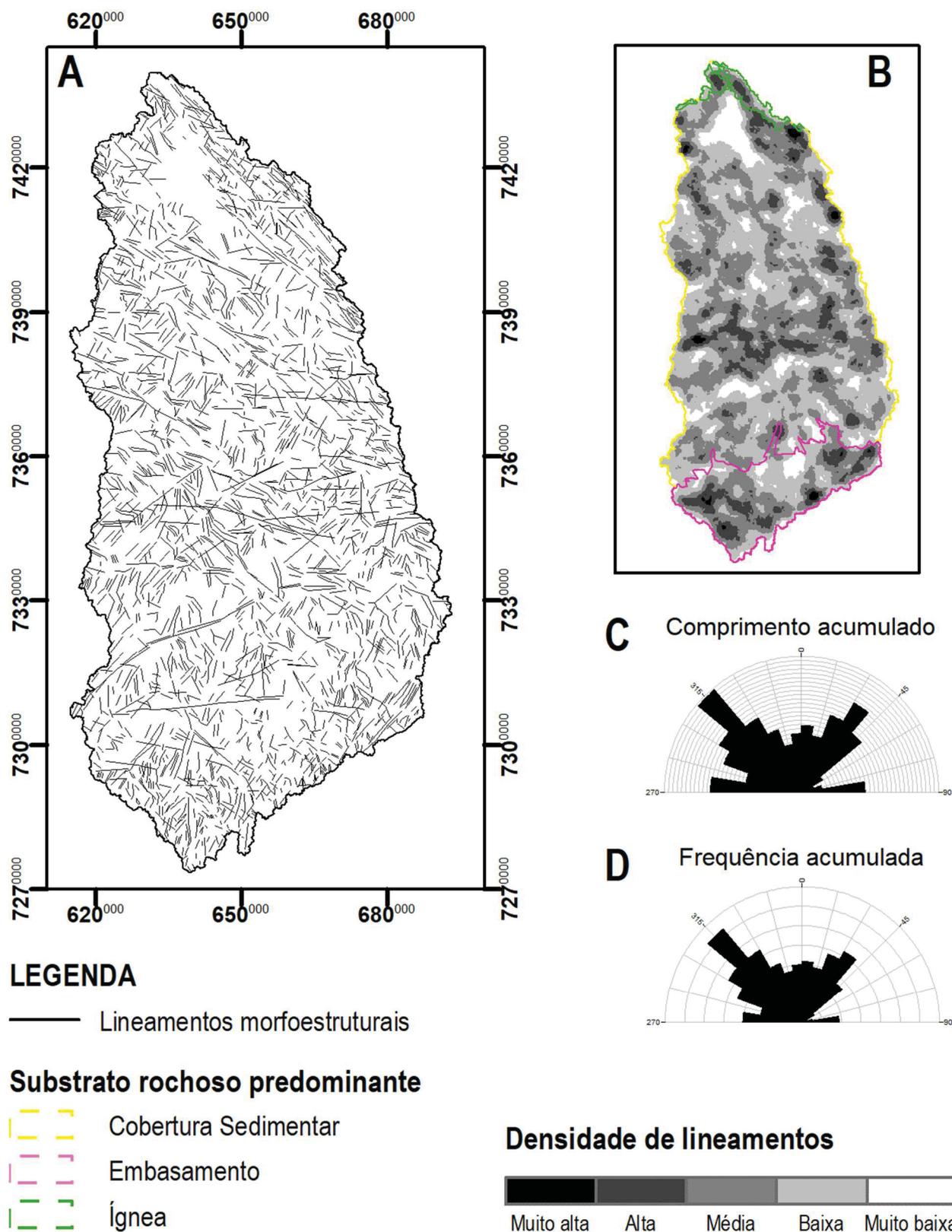


Figura 7.4. (A) Mapa de lineamentos morfoestruturais, (B) mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais, (C) roseta de frequência acumulada e (D) roseta de comprimento acumulado de lineamentos. (Fonte: Sanches et al., no prelo).

Com relação ao direcionamento dos lineamentos morfoestruturais, os diagramas em roseta (Figura 7.4.C-D) que os lineamentos N40-50W e N30-40E são os mais frequentes e extensos na área de estudo. Esses lineamentos ocorrem ao longo de toda a área de estudo e são os principais responsáveis pelo controle da rede de drenagem, direcionando o fluxo de extensos trechos do Rio Itararé, além de importantes tributários, como é o caso dos rios Verde e Ribeirão da Fartura. Ocorrem de forma secundária os lineamentos de orientação N-S, também importantes no controle de drenagens de maior ordem, e E-W, que embora relativamente frequentes, estão entre os lineamentos mais importantes do ponto de vista de extensão. Estes últimos exercem influência especialmente na porção central da bacia, onde controlam afluentes e ocasionam anomalias de drenagem, como inflexões, paralelismos e angularidades.

Os lineamentos morfoestruturais totais permitiram, ainda, o traçado dos principais feixes de lineamentos estruturais que ocorrem na área (Figura 7.5). O mapa de feixes de lineamentos demonstra que as estruturas N40-50E são as mais frequentes e proeminentes em toda a região estudada, acompanhando o traçado de grandes lineamentos magnético-estruturais que afetam a área, como as zonas de falhas Guaxupé, Jacutinga e Taxaquara. Uma importante morfoestrutura que ocorre na área, controlando trechos da drenagem do alto curso da bacia e mudança brusca na densidade de lineamentos (ver Figura 7.4), é a Falha Jaguariaíva-Sengés, uma extensa feição encurvada que se estende por cerca de 50 km entre os municípios de Jaguariaíva e Sengés, com indícios de movimentação transcorrente dextral, em função do deslocamento dos rios Jaguariaíva e Jaguaricatu. Os lineamentos E-W são bastante prolongados, mas apresenta-se de forma secundária quanto à frequência, concentrados, principalmente, na porção central da região, onde ocorre a Zona de Falha São Sebastião. Nessa porção observa-se forte influência dessas estruturas na rede de drenagem, promovendo meandramentos a montante e curvas anômalas na drenagem. Deve-se destacar, também, que é nessa região que os canais principais dos rios das Cinzas e Itararé sofrem inflexões nos seus fluxos, o primeiro passando a fluir para NNW e o último para norte.

Os lineamentos NW-SE ocorrem de forma secundária, tanto em frequência quanto em extensão, mas apresenta forte correspondência com os grandes lineamentos magnético-estruturais que afetam a área (Zona de Falha Santo Anastácio e São Jerônimo-Curiúva), apresentando orientações preferencialmente N30-50W. Nota-se

forte influência dessas estruturas na orientação das drenagens principais, que frequentemente fluem encaixadas nesses lineamentos.

Embora menos extensos, os lineamentos N-S são frequentes ao longo de toda a área das bacias hidrográficas. Essas estruturas controlam importantes trechos dos canais principais das duas bacias hidrográficas, a exemplo de toda a porção do médio ao baixo curso do rio Itararé. Ademais, essas estruturas controlam a orientação de diversos canais de baixa ordem. Considerando esse forte controle sobre a drenagem e o fato desses lineamentos não estarem relacionados a estruturas herdadas do embasamento Proterozoico, supõe-se que estejam associadas a pulsos tectônicos recentes que afetaram a paisagem local, provavelmente durante o Cenozoico.

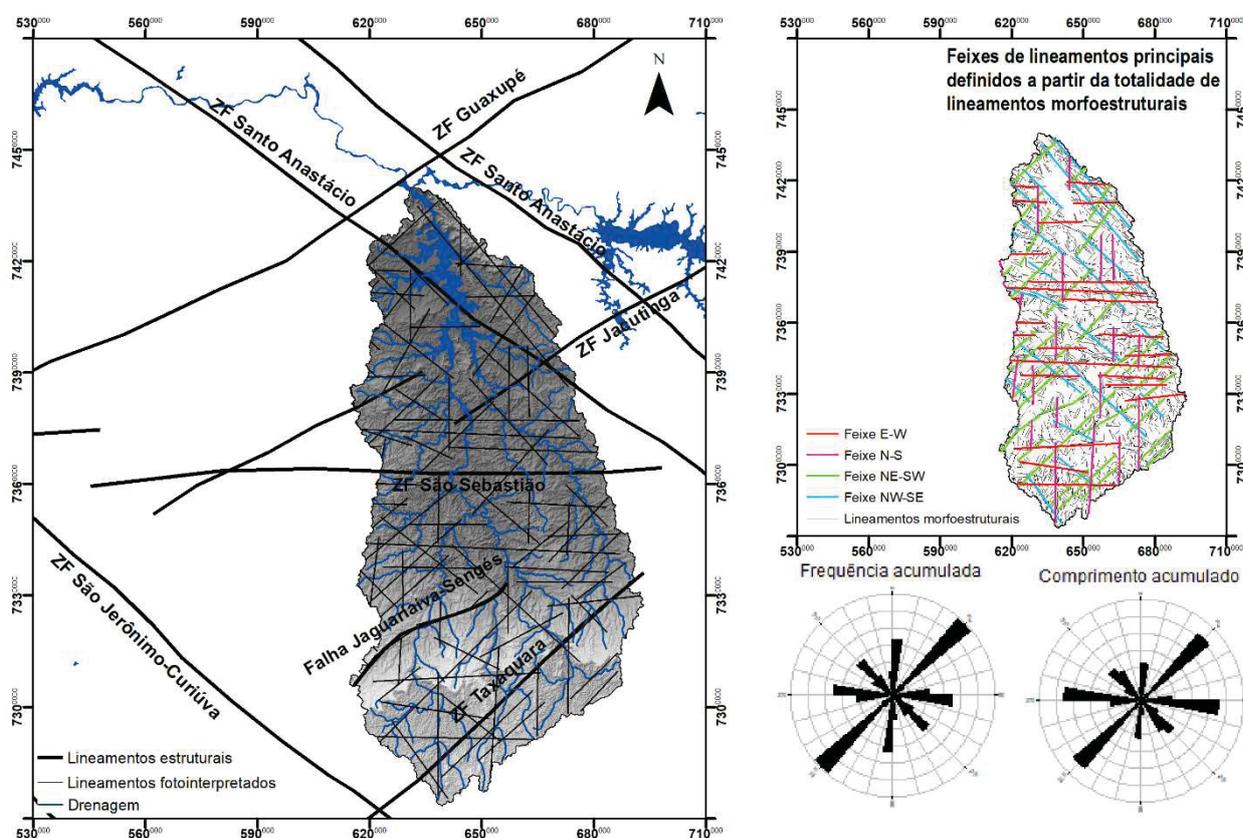


Figura 7.5. Principais feixes de lineamentos morfoestruturais extraídos a partir da fotointerpretação dos MDE-SRTM. Os diagramas de roseta demonstram que os lineamentos NE-SW são os mais frequentes na área. As direções E-W, N-S e NW-SE ocorrem de forma secundária. Quanto aos comprimentos acumulados, os lineamentos NE-SW e E-W são os mais proeminentes. Os lineamentos N-S e NW-SE apresentam menos extensões.

7.5.2. Arcabouço geomorfológico

A compartimentação geomorfológica em que está inserida a bacia hidrográfica do rio Itararé compreende às unidades morfoestruturais Cinturão Orogênico do Atlântico, representada na área de estudo pela unidade morfoescultural Primeiro Planalto Paranaense, no Estado do Paraná, e Planalto Atlântico, em território paulista, e Bacia

Sedimentar do Paraná, que ocorre na região na forma das unidades morfoesculturais Segundo Planalto Paranaense, Depressão Periférica Paulista, Terceiro Planalto Paranaense e Planalto Ocidental Paulista (Figura 7.2).

A sub-unidade morfoescultural Planalto do Alto Jaguariaíva está situada no Primeiro Planalto Paranaense e apresenta gradiente altimétrico de 440 metros, com altitudes variando entre 860 e 1.300 metros acima do nível do mar. As formas de relevo são caracterizadas pela intensa erosão vertical do terreno, configurando paisagens com elevada dissecação, onde predominam topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, cuja direção é predominantemente NW-SE, modeladas sobre as rochas graníticas do embasamento cristalino. Em território paulista, ocorre a sub-unidade morfoescultural denominada Planalto de Guapiara, cujas altitudes variam de 570 a 1180 metros. Predominam formas de relevos denudacionais, cujo modelado constitui-se, basicamente, em morros altos com topos aguçados e topos convexos.

O Planalto de São Luiz do Purunã está situado às margens do Segundo Planalto Paranaense, configurando uma escarpa cujo ponto culminante está a 1.355 metros de altitude. As cotas mais baixas são da ordem de 780 metros. Esculpido sobre as rochas sedimentares da Formação Furnas, apresenta baixa dissecação, com formas de relevo compostas por topos aplainados, vertentes convexas e vales em calha muito encaixados, cuja direção preferencial é NW-SE. A noroeste, o Planalto do Jaguariaíva, apresenta alta dissecação, em um relevo com gradiente altimétrico de 640 metros, cujas cotas máximas alcançam 1.280 metros, predominando topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, esculpidos em rochas da Formação Ponta Grossa. É limitada, a leste, por uma zona de falha de direção NW-SE, mesma direção geral da morfologia da sub-unidade.

A oeste, ainda no Segundo Planalto Paranaense, ocorre uma pequena faixa do Planalto de Tibagi, também sobre as rochas da Formação Ponta Grossa, com média dissecação, e altitudes entre 620 e 1.080 metros, apresentando formas de relevo caracterizadas por topos aplainados, vertentes retilíneas e convexas e vales em “V” de orientação NW-SE.

O Planalto de Ponta Grossa tem ampla distribuição espacial na região central da área de estudo. Apresenta média dissecação, altitudes entre 560 e 1.080 metros, e dá lugar a vales em “U”, além de topos alongados e vertentes retilíneas e côncavas, orientadas predominantemente para NW-SE e, secundariamente para NE-SW, como é o caso do Gráben do Grotão (Figura 7.6.A), na margem esquerda do rio das Cinzas.

Essa sub-unidade está sustentada pelas rochas sedimentares do Grupo Itararé e Formação Ponta Grossa. Já no extremo oeste da área de estudo ocorre uma pequena porção da sub-unidade Planalto de Ortigueira, onde predominam topos alongados e em cristas e vales em “V” de direção NW-SE, sobre rochas da Formação Teresina.

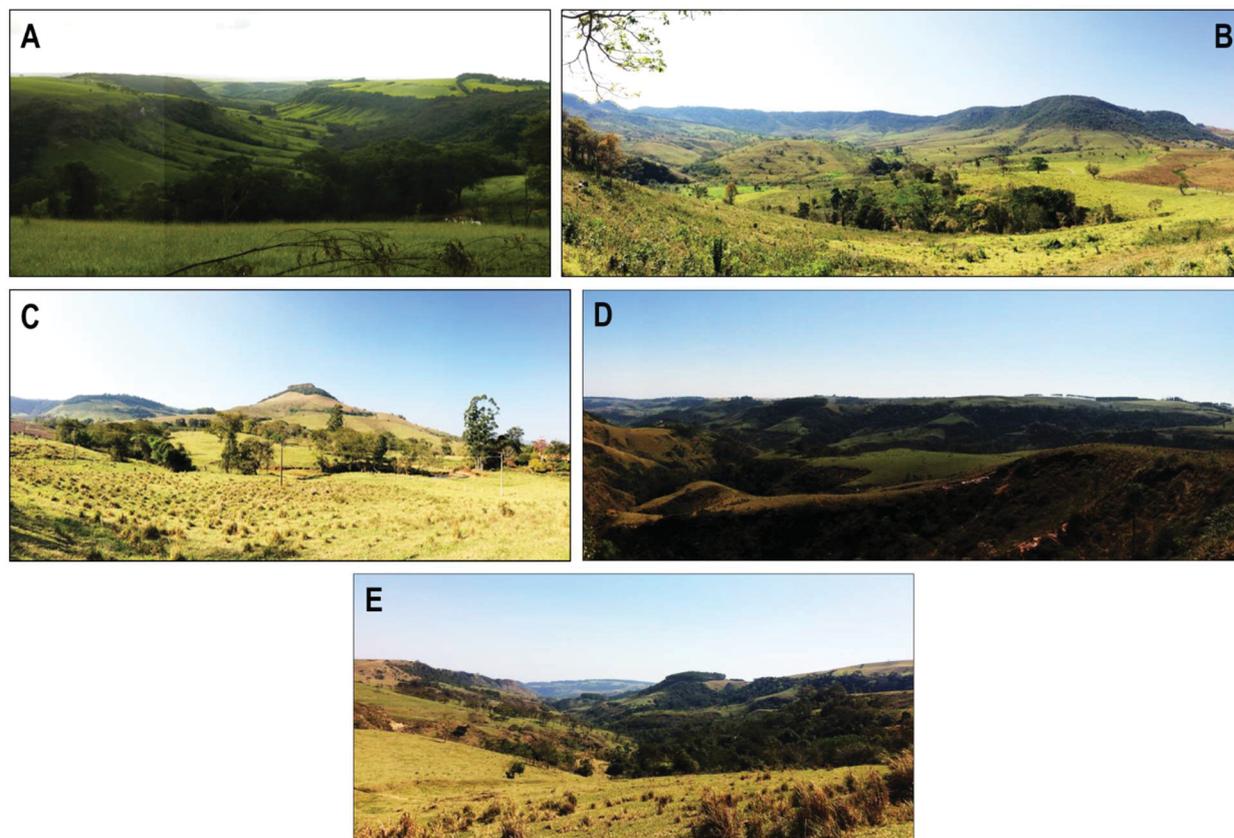


Figura 7.6. (A) Grabén do Grotão, próximo ao município paranaense de Tomazina, orientado para NE-SW, com vertentes íngremes e fundo chato. (B) Cabeceira de drenagem, no limite entre Segundo e Terceiro planaltos paranaenses, em região amplamente dissecada, marcada por (C) morros isolados, como o Morro do Gavião. (D) Vale em “U” do rio Timburi, em segundo plano, encaixado em estruturas NW-SE, onde falha normal, possivelmente recente, gera feições morfológicas denominadas facetas trapezoidais. (E). Visada para NW do Vale do rio Timburi, evidenciando falhamento normal pela assimetria das vertentes, mais suave à esquerda (bloco baixo) e íngreme à direita, com sentido de basculamento para NE.

Sobre as rochas das formações Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta, Rio Bonito e Grupo Itararé, na porção noroeste do Segundo Planalto Paranaense, está o Planalto do Médio Cinzas, região caracterizada pela baixa dissecação e formas de relevo predominantemente aplainadas, com vales abertos de fundo chato e vertentes convexas. As cotas variam entre 440 e 780 metros. A leste, é limitado pelo Planalto de Carlópolis, entalhado em rochas das formações Rio do Rasto, Teresina e Grupo Itararé. As formas de relevo mostram-se as mesmas da sub-unidade anterior, com topos aplainadas, vertentes convexas, entretanto com vales em “V” aberto, direcionados para NW-SE. O Segundo Planalto Paranaense encerra na sub-unidade Planalto de Santo Antônio da Platina, profundamente dissecado, conforme observado em feições de anfiteatro (Figura

7.6.B), onde predominam morros isolados, a exemplo do Morro do Gavião (Figura 7.6.C), em Ribeirão Claro (SP), vertentes convexas e vales em “V”, também de direção NW-SE, modelados sobre rochas da Formação Rio do Rasto.

Ainda em território paranaense, ocorrem os planaltos de Foz de Areia, Londrina e Médio Paranapanema, apresentando dissecções alta, média e baixa, respectivamente. As formas de relevo são predominantemente compostas por topos alongados, vertentes retilíneas côncavo-convexas e vales em “V” de orientação NW-SE, à exceção do Planalto do Foz de Areia, onde se observam vales em degraus. Todos estão inseridos na unidade morfoescultural Terceiro Planalto Paranaense, modelados sobre rochas basálticas da Formação Serra Geral. Neste mesmo patamar, em território paulista, está o Planalto Residual de Sarutaiá, inserido no Planalto Ocidental Paulista, caracterizado por topos aplainados e alongados, vales em “U” e em “V” abertos, com vertentes íngremes e orientados para NW-SE, apresentando, por vezes, feições de facetas trapezoidais, características de terrenos falhados em tempos recentes, como é o exemplo do Vale do Rio Timburi (Figura 7.6.D). Outra evidência de falhamento, neste mesmo vale, é a assimetria de suas vertentes, mais suave na margem esquerda e íngreme na direita (Figura 7.6.E), demonstrando basculamento do bloco baixo para NE.

A unidade morfoescultural Depressão Periférica Paulista, por fim, é representada pelas sub-unidades da Depressão do Paranapanema, cujas formas de relevo predominantes são denudacionais, apresentando modelados basicamente compostos por colinas de topos convexas e tabulares, com altimetria variando entre 470 e 1.200 metros. Essas sub-unidades morfoesculturais são sustentadas pelas rochas sedimentares das formações Furnas, Rio Bonito, Palermo, Irati, Teresina, Rio do Rasto, Tatuí, Pirambóia, Botucatu e Grupo Serra Geral, além dos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

O mapa de declividade da área de estudo (Figura 7.7) mostra que predominam relevos suavemente ondulado a fortemente ondulado, sendo a forma de relevo ondulado, com valores de declividade, em porcentagem, variando entre 8 e 20%, correspondente a pouco mais da metade da área total (51,11%), abrangendo cerca de 4.306,31 km². Embora menos frequentes, os relevos montanhosos e escarpados (juntos perfazem pouco mais de 1% da área de estudo) constituem contrastes marcantes nas escarpas do Segundo e Terceiro planaltos paranaenses, além de colocar em evidência importantes feições lineares de orientação NW-SE e, secundariamente, NE-SW. As

áreas onde predominam rochas do embasamento, ao sul, rochas sedimentares do Grupo Itararé, na porção centro-sul, e derrames basálticos, ao norte, correspondem aos locais com maior variação de declividade, predominando a forma de relevo fortemente ondulada. As demais áreas, onde afloram rochas dos grupos Paraná, Guatá e Passa Dois, além da Formação Tatuí, são mais suavizadas, marcadas por relevos suavemente ondulados a ondulados, e correspondem, na porção sul, aos planaltos de São Luiz do Purunã, Jaguariaíva e Tibagi, no Estado do Paraná, e à Depressão do Paranapanema com topos tabulares, em São Paulo, e, ao norte, aos planaltos de Ortigueira, Médio Cinzas, Santo Antônio da Platina e Carlópolis, todos em território paranaense.

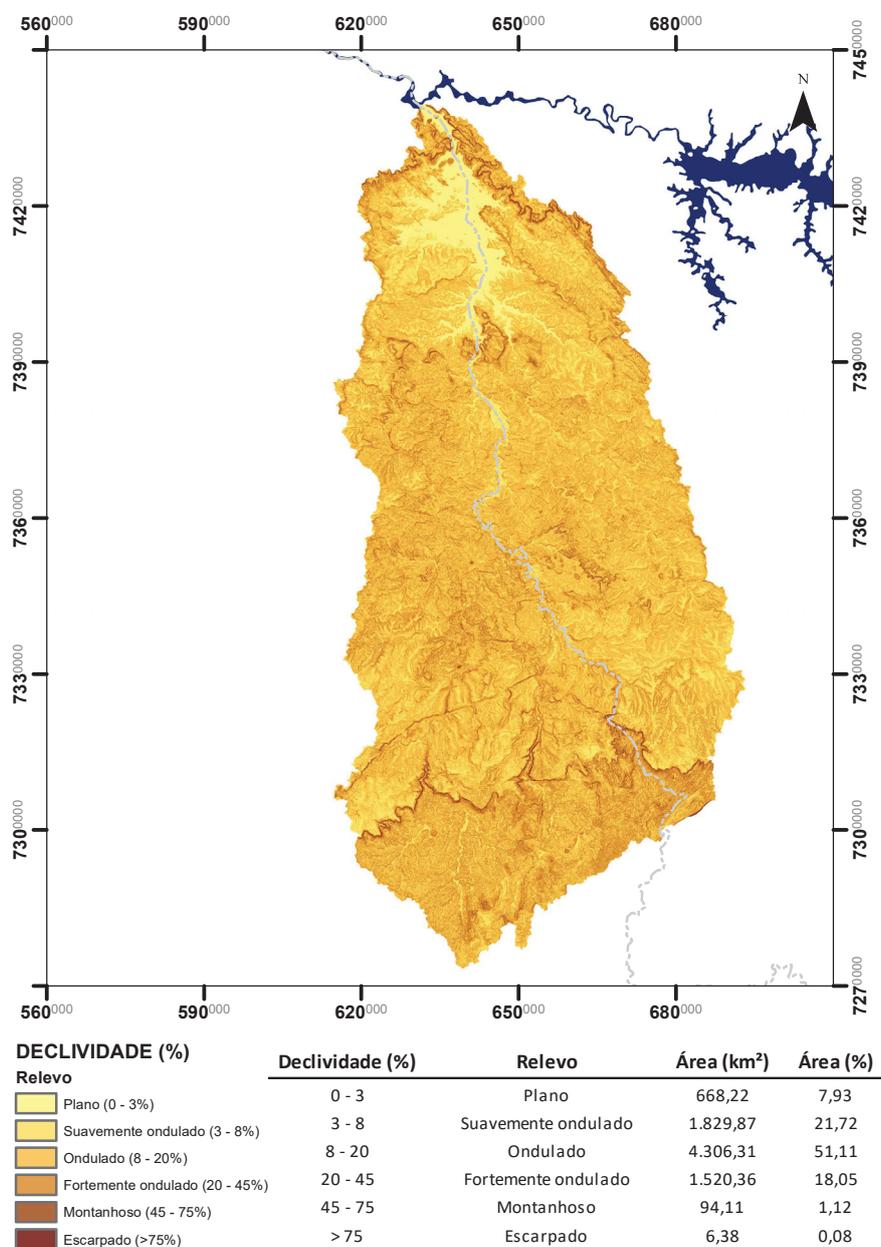


Figura 7.7. Mapa de declividade elaborado a partir do modelo SRTM, integrado com a rede de drenagem extraída automaticamente. Classificação do relevo segundo EMBRAPA (1996).

Deve-se destacar que a considerável representatividade em porcentagem da área total do relevo plano (7,93% da área total) se dá, em grande parte, pela represa de Xavantes, que ocupa aproximadamente 317,29 km², cerca de 47,48% da área compreendida por essa forma de relevo.

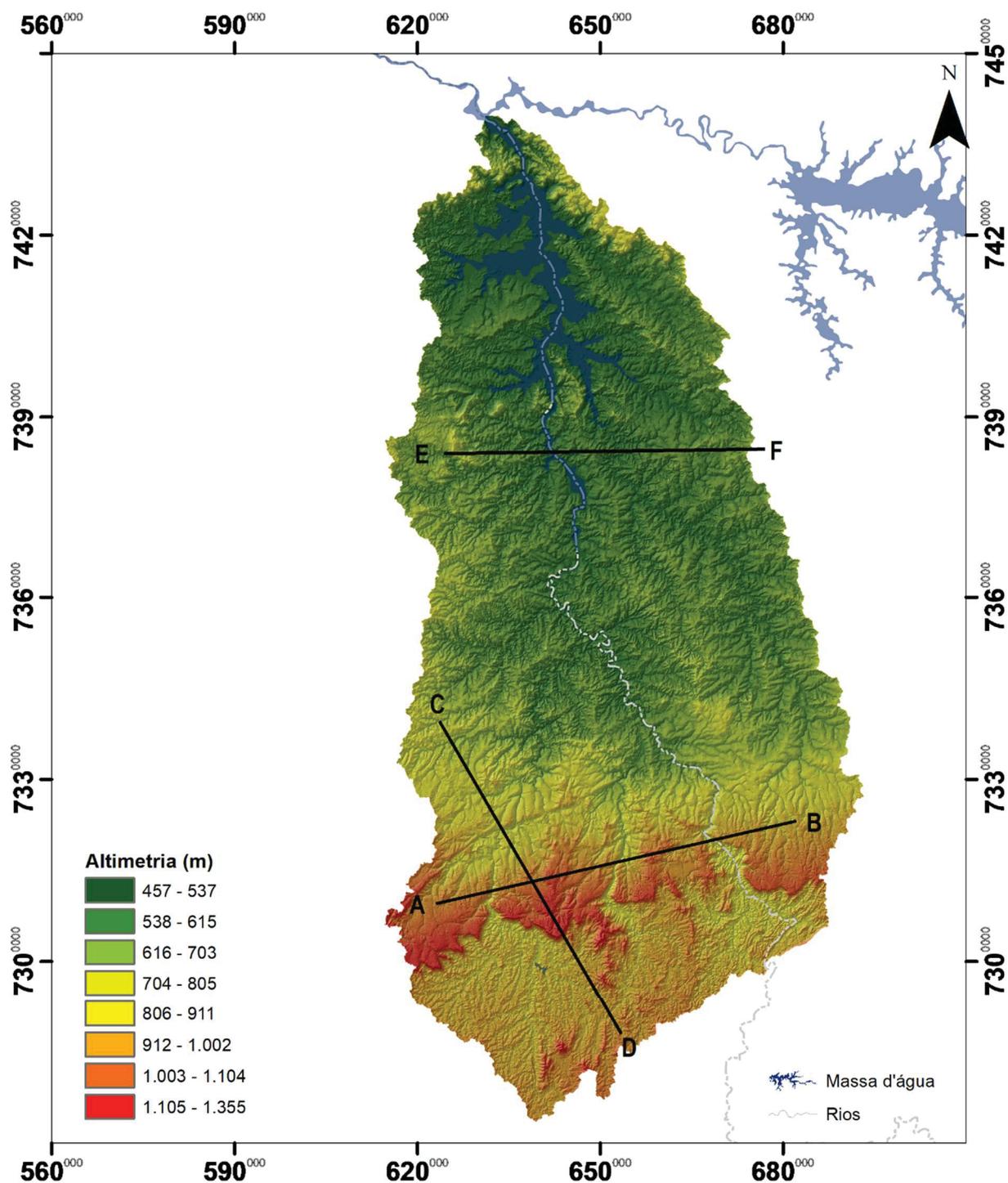


Figura 7.8. Mapa hipsométrico elaborado a partir do modelo SRTM, integrado com a rede de drenagem extraída automaticamente, onde as cores avermelhadas representam as maiores cotas do terreno e as verdes, as menores.

No mapa hipsométrico (Figura 7.8), observam-se as maiores cotas na porção sul da área de estudo, na região da escarpa do Segundo Planalto Paranaense. Conforme mostra o Perfil A-B (Figura 7.9), os rios Jaguariaíva, Jaguaricatu e Itararé rompem essa barreira através de profundas gargantas, antes de descerem ao longo de uma íngreme rampa, com gradiente topográfico de aproximadamente 390 metros em um trecho de cerca de 15 km de extensão (Figura 7.9 Perfil C-D). Antes de atingirem o rio principal, os rios Jaguariaíva e Jaguaricatu encontram, ainda, um anteparo topográfico representado pela Falha Jaguariaíva-Sengés, de orientação NE-SW. Essa feição estrutural desloca os canais para a direita, possivelmente por movimentação relativa entre os blocos com cinemática dextral.

Após a escarpa do Segundo Planalto Paranaense, os canais mostram-se em processo inicial de incisão no relevo, marcado por vales mais estreitos e profundos, entalhados em uma superfície que atinge cotas próximas às maiores elevações observadas na região. A partir da porção central, entretanto, os vales dos canais são mais amplos, com cotas não superiores a 625 metros (Figura 7.9 Perfil C-D), em estágio mais avançado de dissecação.

O Perfil E-F (Figura 7.9) permite observar a assimetria do vale do rio Itararé, com margem direita mais ampla e de gradiente mais suave, em contraste com sua margem esquerda, mais íngreme, sugerindo basculamento do terreno para oeste.

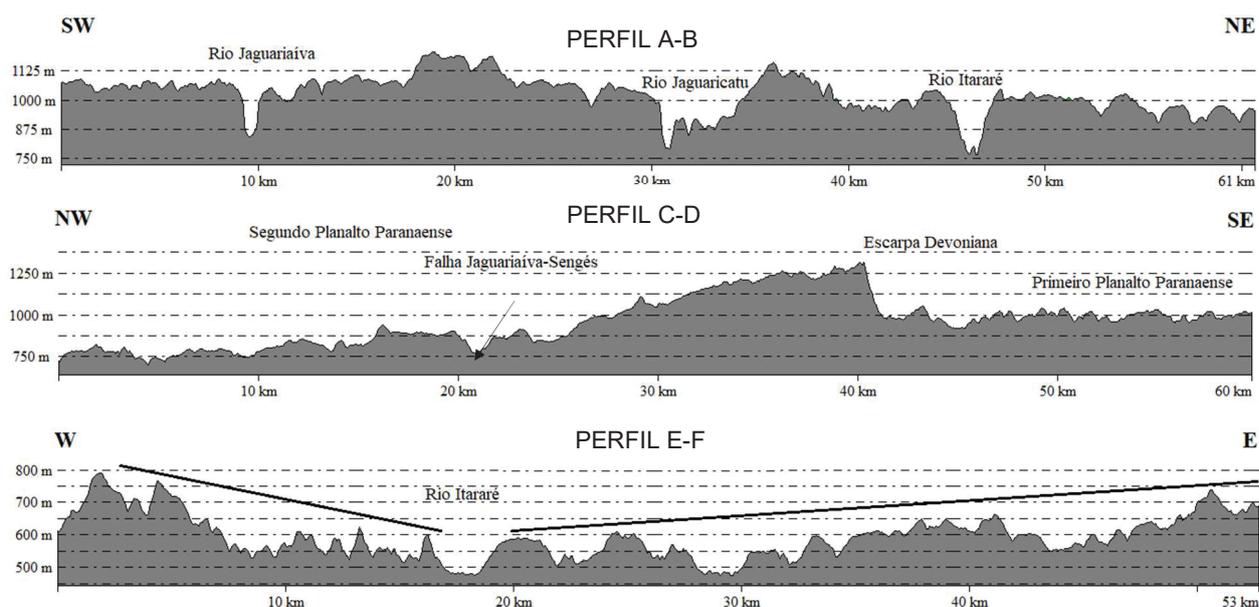


Figura 7.9. Perfis topográficos da área de estudo. São os mesmos da Figura 7.8.

7.5.3. Caracterização qualitativa da rede de drenagem

A bacia hidrográfica do Rio Itararé apresenta orientação de fluxo predominantemente de SSE-NNW, no altos curso, e do médio curso até a confluência com o rio Paranapanema apresenta orientação N-S (Figura 7.10).

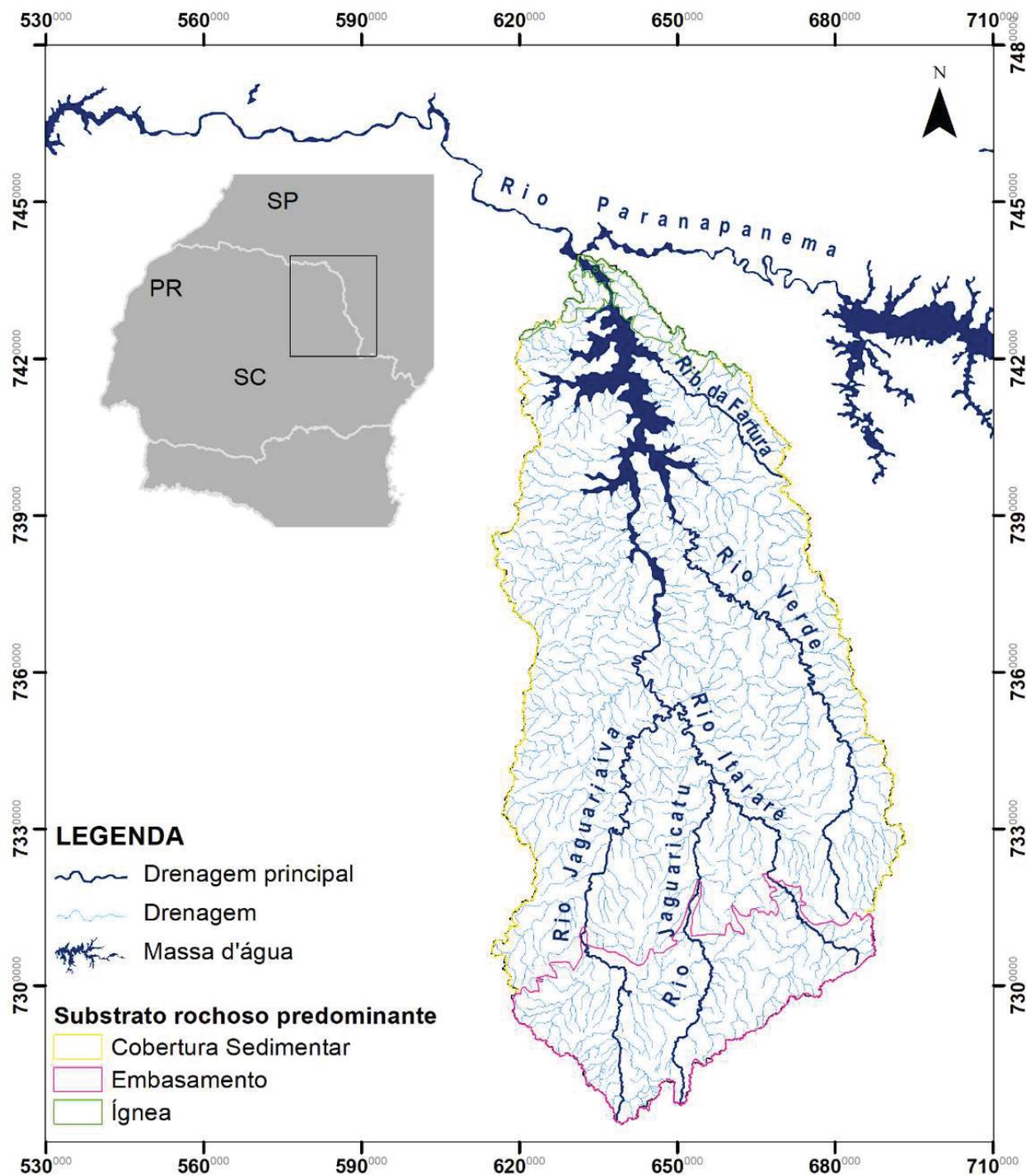


Figura 7.10. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Itararé, proveniente das cartas topográficas do BDGEx, na escala 1:250.000, devidamente corrigidas.

O rio Itararé nasce na Serra do Paranapiacaba, na divisa entre Bom Sucesso do Itararé (SP) e Sengés (PR), atravessa a Escarpa Devoniana através de um *perceé*, ao

sul do município de Itararé (SP) e, ao longo dos seus, aproximadamente, 215 km de extensão, percorre boa parte do sudoeste de São Paulo e nordeste do Paraná, antes de desembocar no rio Paranapanema, na altura de Ribeirão Claro (PR) e Timburi (SP). Seus afluentes mais importantes são o rio Verde, da sua margem direita, que deságua na represa de Xavantes, próximo ao município de Barão de Antonina (SP), e, pela margem esquerda, os rios Jaguaricatu e Jaguariaíva. Ao atingir os arenitos da Formação Furnas assume caráter cárstico, percorrendo grande extensão em seu leito subterrâneo. A bacia hidrográfica do rio Itararé abrange uma área de aproximadamente 8.432 km².

O mapa de drenagem revelou variações e complexidades em relação às propriedades de drenagem, que podem ser observadas, evidenciando que os cursos d'água locais compreendem elementos passíveis de investigação morfotectônica. Dentre as propriedades gerais, observa-se que a densidade de drenagem apresenta ampla variação, predominando valores médios a altos (Figura 7.11).

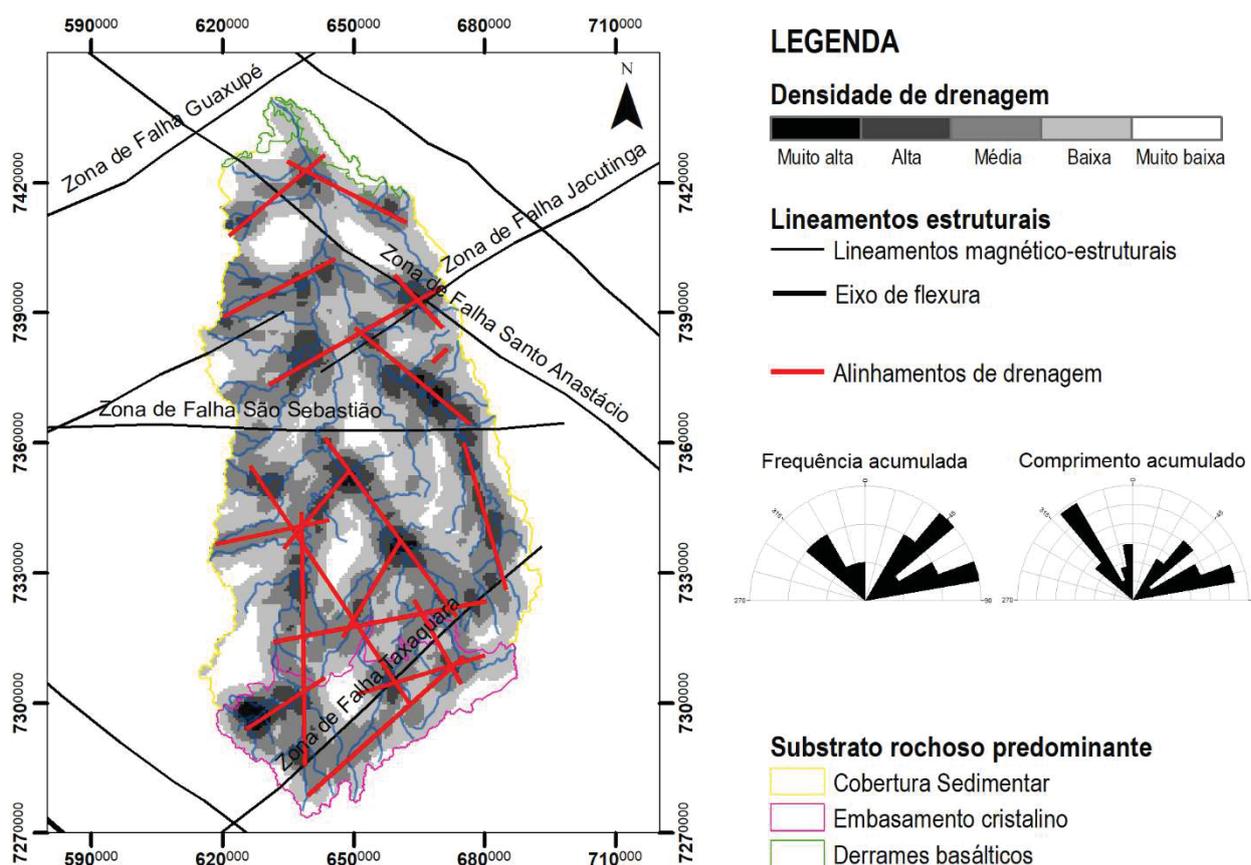


Figura 7.11. Mapa de densidade de drenagem da bacia do rio Itararé, integrado aos principais lineamentos magnético-estruturais que afetam e/ou são contíguos à área de estudo. Lineamentos em vermelho são alinhamentos dos extraídos a partir da densidade de drenagem, que se mostram condizentes com os lineamentos estruturas que afetam a área.

Importantes variações de densidade de drenagem foram observadas comparando-se áreas de predomínio de rochas do embasamento cristalino, a sul,

coberturas sedimentares, porção central da área, e derrames basálticos, ao norte, além das relações dessas densidades com lineamentos estruturais que afetam a área. Assim, os maiores valores de densidade de drenagem ocorrem nas porções de cobertura sedimentar, em especial próximos às zonas de falhas Guaxupé, no limite entre o Segundo e Terceiro planaltos (marcado pelo limite dos domínios litológicos do embasamento e das rochas sedimentares), e Jacutinga e São Sebastião, na porção central da área. Deve-se notar, ainda no domínio das coberturas sedimentares, valores mais baixos de densidade que a tendência global da área na porção entre a Escarpa Devoniana e a Zona de Falha São Sebastião, onde predominam rochas do Grupo Itararé. Esses valores podem, portanto, refletir variações litológicas, não necessariamente relacionadas a tectônica. No embasamento cristalino, as densidades muito altas estão relacionadas à região onde as zonas de falhas Taxaquara e São Jerônimo-Curiúva se intersectam, no extremo sul da bacia hidrográfica do rio Itararé. Na porção da área coberta por derrames basálticos predominam densidades médias muito baixas.

A bacia do rio Itararé apresenta ampla variação de padrões de drenagem ao longo da sua extensão. No seu alto curso, na porção onde predominam rochas do embasamento cristalino, ocorrem padrões angular e subtreliça, rapidamente substituídos por padrões subdendrítico e subparalelo. Ao longo da porção onde ocorrem as coberturas sedimentares, o padrão predominante é o dendrítico a subdendrítico, com ocorrências, também, de padrão paralelo a subparalelo. Apenas uma pequena fração da rede hidrográfica corre sobre os basaltos, impossibilitando a observação de qualquer padrão de drenagem. Anomalias locais ocorrem por toda a extensão da bacia, configuradas por inflexões em 90° e cotovelos, que registram mudanças bruscas de direcionamento, e intenso paralelismo, cuja orientação varia entre NNE-SSW a NNW-SSE, principalmente no alto curso, próximo ao município de Itararé (SP), e no médio curso, próximo à Zona de Falha São Sebastião. Na sub-bacia do Ribeirão da Pescaria, observa-se um padrão subparalelo e angular, com um trecho notoriamente recurvado, marcado pelo canal rio Erval. O baixo curso do Ribeirão da Pescaria apresenta forte meandramento e paralelismo em relação ao rio Jaguariaíva, mais a sudeste. Nos altos cursos dos rios Itararé, Verde, Jaguaricatu e Jaguariaíva, após vencerem a Escarpa Devoniana e adentrarem as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, é evidente o forte paralelismo entre os canais, com direção NNE-SSW, além de grandes inflexões em 90°. A partir desse trecho para jusante, nota-se a orientação de diversos tributários para E-W, caracterizando padrões angulares, inflexões e cotovelos. Anomalias como curvas

anômalas são observadas também no alto curso, nas sub-bacias dos rios Jaguaricatu e Jaguariaíva. No baixo curso, já próximo à represa de Xavantes, as sub-bacias do rio da Fartura e do ribeirão da Aldeia apresentam forte padrão angular, com canais principais direcionados de SE para NW, com ocorrência de curvas anômalas e fortes inflexões em 90°.

Como forma geral, os canais são predominantemente retilíneos, com fortes meandramentos localizados. Os principais afluentes da margem direita possuem direção NW-SE e, da margem esquerda, NE-SW. Na porção sul, os afluentes possuem orientação predominantemente N-S, NE-SW e NW-SE, enquanto nas porções central e norte ocorram, frequentemente, canais de orientação E-W.

Ao longo dos seus primeiros 121 km, aproximadamente, o canal principal tem orientação NNW-SSE predominantemente retilíneo, à exceção do trecho em que percorre o arenito Furnas, onde flui de SSW para NNE, seguindo o *trend* de lineamentos magnético-estruturais que lhe conferem um caráter subsequente. Enquanto flui sobre as rochas sedimentares do Grupo Itararé, o rio passa a apresentar fortes meandramentos, assim como os rios tributários Jaguariaíva e Ribeirão da Pescaria e, a nordeste, na sua margem direita, o rio Verde. O meandramento indica possível afogamento dos canais, provavelmente associado à Zona de Falha São Sebastião. A partir desse ponto o rio Itararé passa a ter orientação S-N, até a confluência com o rio Paranapanema.

A análise dos segmentos de drenagem de primeira ordem (STRAHLER, 1954) foi realizada com a finalidade de observar a ocorrência de padrões ordenados dos lineamentos, uma vez que os menores segmentos de drenagem podem representar consequência do último pulso tectônico imposto à bacia sedimentar (SALAMUNI, 1998), e sua orientação possibilitaria, em parte, explicar as relações estruturais dos fraturamentos gerados neste pulso. Os lineamentos apresentam fortes correspondências às orientações estruturais, mostrando claras tendências nas direções N40-50E e N50-60W, e, secundariamente, N-S e E-W (Figura 7.12). As principais direções observadas nas rosetas (NE-SW, NW-SE e N-S) coincidem com trechos retilíneos e padrões fortemente paralelos e angulares, mostrando indícios de possível influência tectônica na organização recente da drenagem.

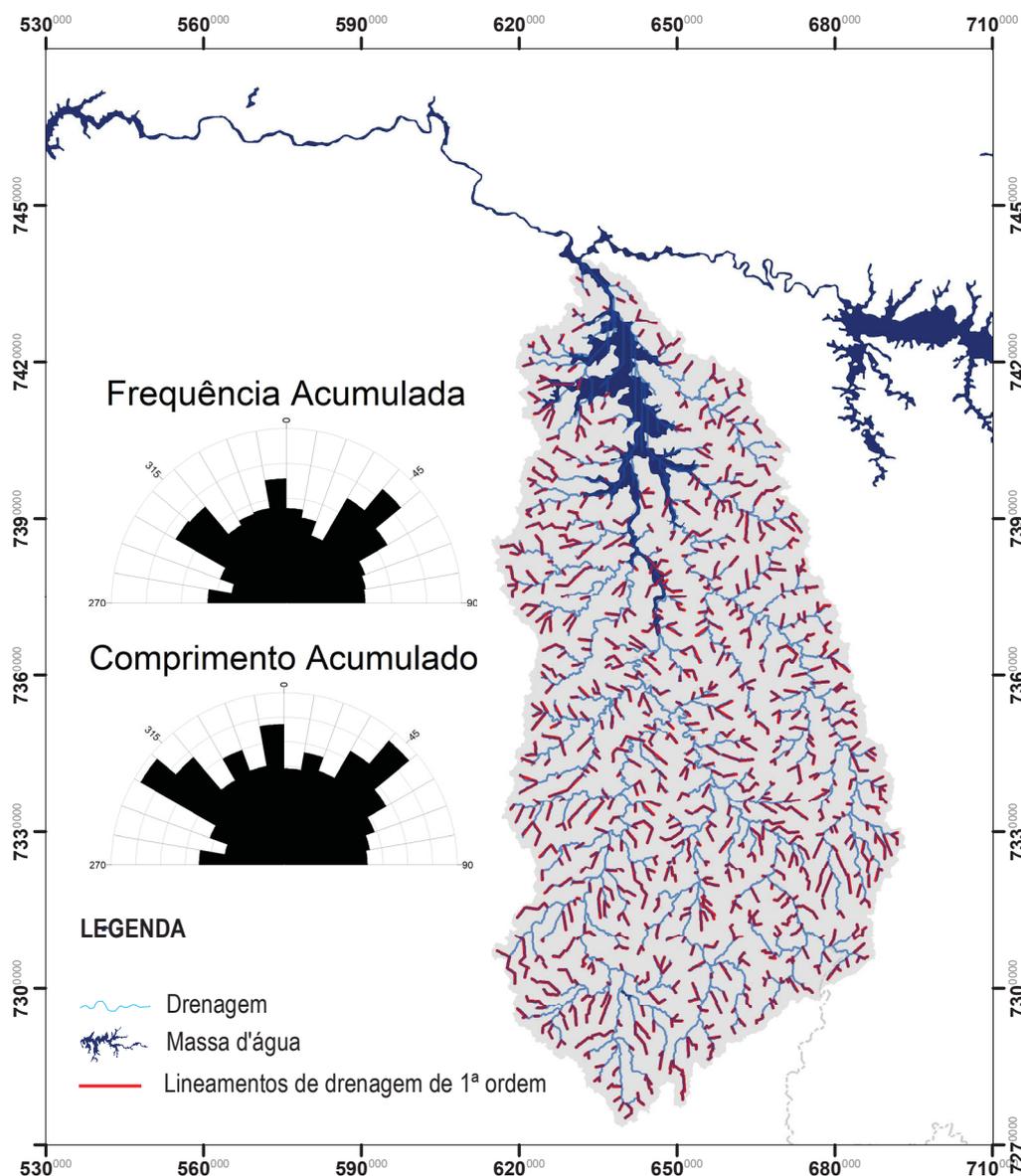


Figura 7.12. Mapa de lineamentos de drenagem de 1ª ordem (Strahler, 1952) da bacia hidrográfica do rio Itararé, na escala aproximada de 1:250.000, com rosetas de frequência e comprimento acumulados indicando direções preferenciais dos lineamentos.

7.5.4. Caracterização da rede de drenagem por índices morfométricos

A caracterização da rede de drenagem com base em índices morfométricos foi realizada tanto para a bacia hidrográfica como um todo como para conjuntos de sub-bacias, conforme apresentado no mapa-índice (Figura 7.13).

Esses conjuntos são definidos pelas sub-bacias rio Itararé (1), Ribeirão da Fartura (2), rio Verde (3), Ribeirão do Boqueirão (4), Ribeirão do Marimbondó (5), rio Fartura (6), Ribeirão da Pescaria (7), rio Jaguariaíva (8), rio Jaguaricatu (9). Além das sub-bacias hidrográficas, também foram consideradas algumas sub-unidades denominadas no mapa-índice pelos números 3.1 (Alto Rio Verde), 3.2 (Médio Rio Verde), 3.3 (Baixo Rio

Verde), em virtude da considerável extensão desse afluente da margem direita do rio Itararé.

A análise quantitativa baseada nos índices morfométricos de fator de assimetria e de perfis longitudinais e *knickpoints* revelaram, em análise individual e conjunta, influência tectônica do terreno, em diferentes graus na dinâmica evolutiva.

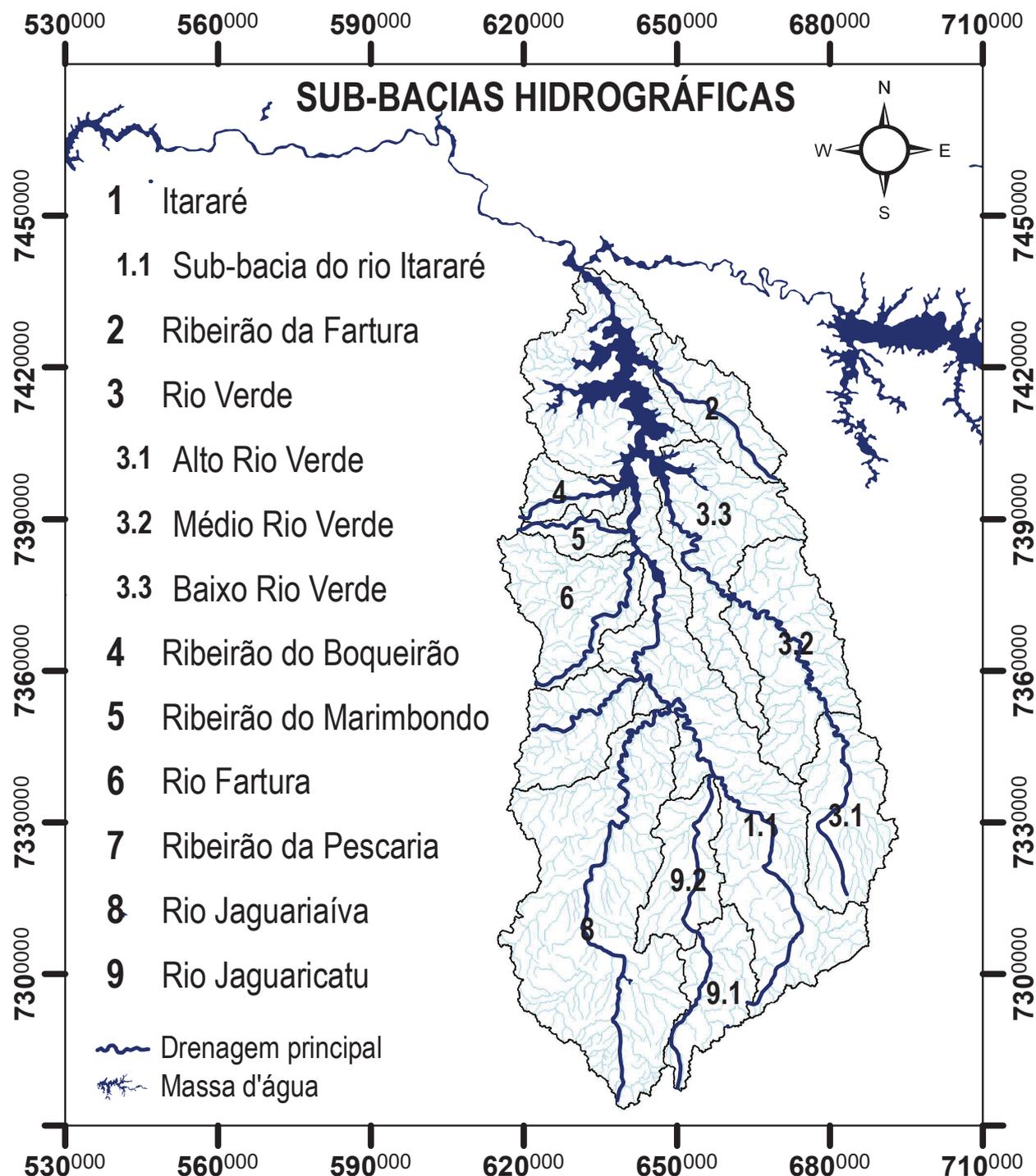


Figura 7.13. Mapa-índice das sub-bacias hidrográficas consideradas na aplicação dos índices morfométricos.

7.5.4.1. Fator de assimetria

Os índices referentes ao Fator de Assimetria ($FA = |Af - 50|$) variaram entre 3,76 e 36,33, conforme mostrado na Tabela 7.1.

Tabela 7.1. Índice Af e variáveis consideradas no seu cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM					
Nº	Bacia hidrográfica	Área total (At) km ²	Área da margem direita (Ad) km ²	Fator de Assimetria (Af)	Af - 50
1	Bacia do rio Itararé	8.432,832	3.360,564	39,85	10,15
1.1	Sub-bacia Itararé	2.442,811	1.044,971	42,78	7,22
2	Sub-bacia Rib. Fartura	340,858	228,988	67,18	17,18
3	Sub-bacia Verde	1.974,736	1.187,300	60,12	10,12
3.1	Sub-bacia Alto Verde	529,409	329,567	62,25	12,25
3.2	Sub-Bacia Médio Verde	724,011	395,183	54,58	4,58
3.3	Sub-bacia Baixo Verde	721,315	462,550	64,13	14,13
4	Sub-bacia Rib. Boqueirão	179,131	63,83	35,64	14,36
5	Sub-bacia Rib. Marimbondo	120,998	87,193	72,06	22,06
6	Sub-bacia Fartura	529,469	72,378	13,67	36,33
7	Sub-bacia Rib. Pescaria	394,227	223,737	56,75	6,75
8	Sub-bacia Jaguariaíva	1.729,420	744,883	43,07	6,93
9	Sub-bacia Jaguaricatu	721,181	387,683	53,76	3,76
9.1	Sub-bacia Alto Jaguaricatu	349,305	268,77	76,95	26,95
9.2	Sub-bacia Baixo Jaguaricatu	371,876	118,909	31,98	18,02

Obs.: $Af = 100 \times (Ad/At)$, onde AF = Fator de Assimetria, Ad = área da margem direita da bacia de drenagem, e At = área total da bacia de drenagem.

Células com sombreamento cinza claro = assimetria baixa; cinza moderado = assimetria média; cinza escuro = assimetria alta

Embora a bacia do rio Itararé, como um todo, apresente fator de assimetria moderado ($FA=10,15$) (Figura 7.14.A), este parâmetro revelou forte heterogeneidade na área quando analisado do ponto de vista de sub-bacias, especialmente na margem esquerda, onde as assimetrias variam desde baixas ($FA=3,76$) até altas ($FA=36,33$) (Figura 7.14.C). Os possíveis sentidos de basculamento ao longo da bacia, entretanto, variam do alto para o baixo curso do canal principal.

A bacia do rio Itararé (1) tem seu canal principal, ao longo de todo seu alto curso, fluindo próximo à sua margem direita, indicando possível basculamento do terreno para NE. Essa porção do canal tem orientação de SE para NW, aproximadamente e, ao atingir a porção central da bacia, onde se aproxima da margem esquerda passa a fluir de sul

para norte, alcançando maior simetria à medida que se aproxima da foz. Ao longo desse trecho o possível sentido de basculamento é para oeste.

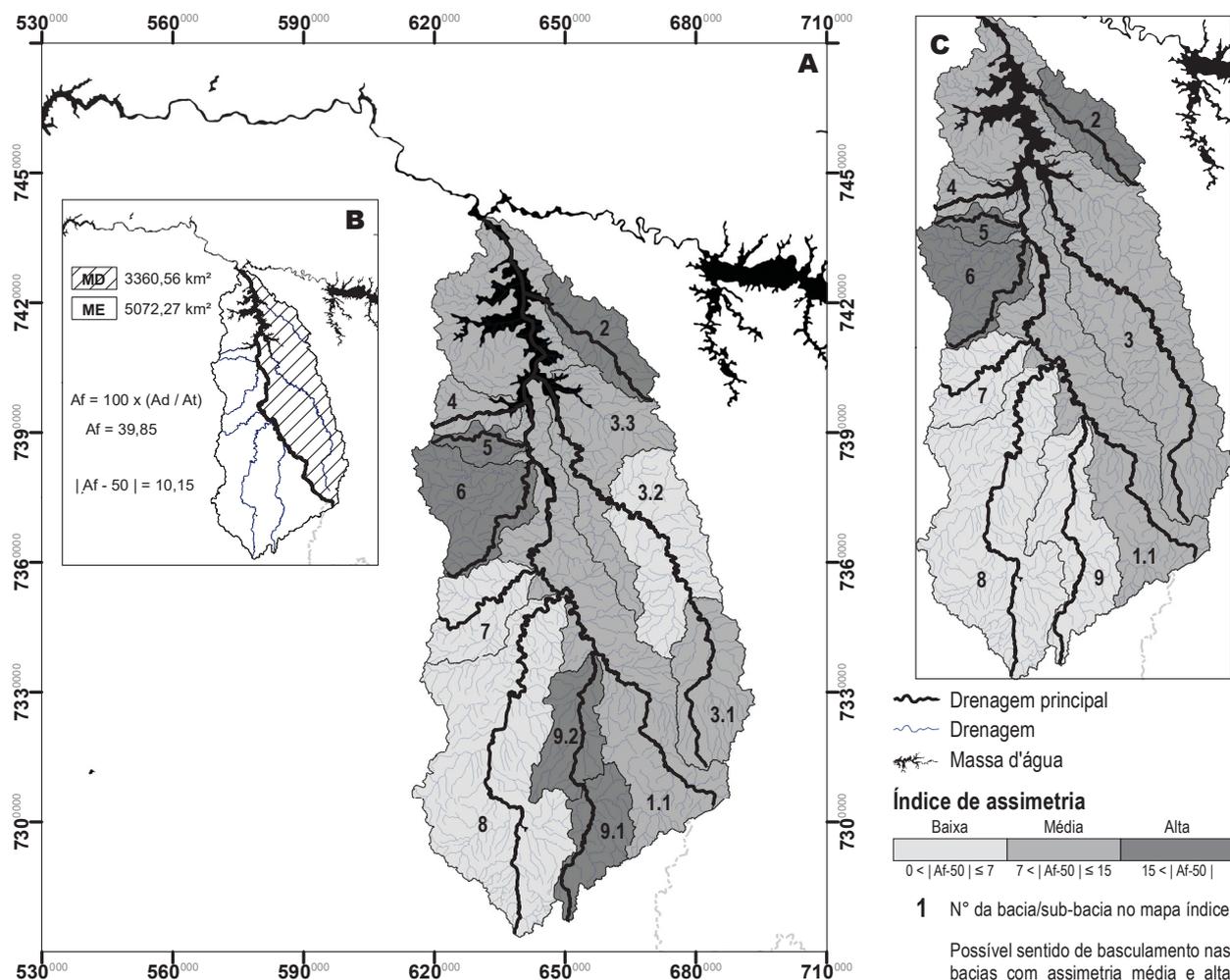


Figura 7.14. (A) Fator de assimetria (Af) calculado para as sub-bacias hidrográficas do Rio Itararé. (B) Fator de assimetria calculado para a bacia do Rio Itararé, com valores de área (em km²) das margens direita e esquerda. (C) Fator de assimetria calculado para subdivisões maiores de algumas das sub-bacias, para efeito de comparação com trechos de alto, médio e baixo curso, mostrados em (A). Os números são os mesmos do mapa índice da Figura 7.13

A bacia do rio Itararé merece atenção especial em função da heterogeneidade de valores do índice de assimetria das suas sub-bacias (Figura 7.14.C). As sub-bacias do Ribeirão da Pescaria (7) e dos rios Jaguariaíva (8) e Jaguaricatu (9), da porção sudoeste da bacia do rio Itararé, representam os menores valores de assimetria. Esses dois últimos, no entanto, revelam uma característica a ser destacada. O rio Jaguariaíva, embora simétrico ao longo de todo o curso, apresenta forte deslocamento em direção à margem direita, na altura da escarpa devoniana, em seu divisor com a sub-bacia do rio Jaguaricatu, onde faz inflexão para NW antes de retomar seu fluxo para NNE. Da mesma maneira, a bacia do rio Jaguaricatu, embora pouco assimétrica como um todo, apresenta forte assimetria, ora para a margem esquerda, no seu alto curso (9.1), ao fluir sobre o embasamento cristalino, ora para a margem direita, no baixo curso (9.2), após a Escarpa

Devoniana. Essas anomalias, porém, não estariam associadas a um eventual controle tectônico, mas sim a processos erosivos relativos à escarpa do Segundo Planalto Paranaense.

Outro importante afluente do rio Itararé, o rio Verde (3) é, no geral, moderadamente assimétrico. Mas, ao ser analisado por trechos, nota-se que a porção do médio curso (3.2) tem baixa assimetria. Seu caráter assimétrico se dá em função das médias assimetrias observadas no alto curso (3.1), onde sua cabeceira está basculada para W, e no baixo curso (3.3), basculado para SW próximo à foz.

Os maiores valores de assimetria são observados nas sub-bacias do Ribeirão da Fatura (2), no extremo nordeste da área de estudo, cujo canal flui de SE para NW, deslocado para a margem esquerda, demonstrando sentido de basculamento do terreno para SW, e nas bacias do Ribeirão do Marimbondo (5) e rio Fatura (6), na porção central da área. O Ribeirão do Marimbondo flui de W para E, com forte assimetria para a margem esquerda e basculamento para N, ao passo que o rio Fatura flui de SW para NE, apresentando canal principal fortemente deslocado para a margem esquerda e afluentes como os rios Faturinha e Poinhas, cujas áreas de contribuição são consideráveis, levando a sub-bacia do rio Fatura a apresentar o maior valor de índice de assimetria (FA=36,33), com basculamento para SE.

7.5.4.2. *Perfis longitudinais e knickpoints*

Os perfis longitudinais e ocorrências de *knickpoints* foram obtidos sem levar em conta as subdivisões mostradas no mapa índice, a fim de obter o gráfico log declividade *versus* log área de drenagem, para análise por meio de regressão linear (WHIPPLE; MEADE, 2005; HARBOR et al., 2005), representativos da bacia como um todo.

A distribuição das feições de rupturas de declive, em mapa, mostra a região transiente dos rios, que busca atingir estabilidade, evidenciando a ocorrência de *knickpoints* em trechos com elevado desvio altimétrico (elevação atual – elevação prevista). Além de estabelecer prováveis rupturas de declive na drenagem, é possível analisar se essas feições apresentam alinhamentos que permitam traçar lineamentos e estabelecer possíveis relações com controle tectônico na bacia. A etapa seguinte é a confirmação dessas rupturas em campo, por meio do mapeamento de cachoeiras e corredeiras e tomada de atitudes geológicas que confirmem o controle estrutural.

A distribuição dos *knickpoints* na drenagem está representada sob a forma de desvio altimétrico em relação ao perfil longitudinal ideal, onde os tons de verde (Figura 7.16.A) indicam perfis longitudinais suaves e côncavos, sem declives bruscos, onde a cota altimétrica do perfil atual está próxima daquela prevista, considerando um perfil estável. Os tons avermelhados e alaranjados indicam trechos convexos no perfil do canal, onde a altimetria atual se eleva sobre aquela considerada ideal. Cores amareladas representam zonas de transição entre trechos côncavos e convexos, ou seja, transição de um gradiente estável para um gradiente com quebras bruscas de declive.

A expressiva distribuição de *knickpoints* ao longo da bacia do rio Itararé (Figura 7.16.A) evidencia o caráter transiente dos canais, em especial após o rompimento da barreira imposta pela escarpa devoniana, no local onde se observam as maiores cotas do terreno, nas nascentes dos rios Capivari (Figura 7.15.C-1) e Lajeado Grande (Figura 7.15.C-2). Observam-se sucessivas convexidades ao longo das cabeceiras e divisores de águas, consideravelmente mais suaves no domínio das rochas do embasamento, porção da área de estudo mais arrasada topograficamente. Os *knickpoints* que ocorrem no embasamento apresentam evidente alinhamento NE-SW, associados a estruturas herdadas do escudo cristalino, possivelmente reativadas em tempos recentes, uma vez que, do contrário, essas rupturas já teriam sido completamente obliteradas na busca do canal pelo estado de equilíbrio. A sudeste, a área de estudo é limitada pela Zona de Falha Taxaquara, que pode exercer forte influência nos *knickpoints* que ocorrem nessa região.

Os canais rompem a escarpa erosiva, ao longo de vales profundos, sem gerar evidências de *knickpoints*, motivo pelo qual, em gráfico de log declividade *versus* log área de drenagem (Figura 7.15.B) não ocorre uma zona que eleve sobre a tendência geral da regressão linear, o que indicaria gerações de rupturas de declive causadas por erosão remontante (Burbank; Anderson, 2011). Após a escarpa do Segundo Planalto, alguns canais apresentam comportamentos peculiares, passíveis de investigação tectônica, devido a natureza e correlação de suas rupturas de declive.

O rio Jaguariaíva (Figura 7.15.C-3) apresenta sucessivas rupturas suaves ao longo do trecho que percorre o embasamento que, conforme dito acima, estão, possivelmente, associadas a estruturas antigas herdadas do embasamento. A partir dali, apresenta três rupturas de declive de considerável desvio altimétrico, formando um perfil em degrau, em cotas de 860, 800 e 700m, estando a segunda ruptura visivelmente

associada a uma feição estrutural bastante destacada no MDE-SRTM, denominada aqui de Falha Jaguariaíva-Sengés. Apesar do bloco baixo estar a montante do canal, um possível soerguimento diferencial, causando basculamento para jusante, pode ser responsável pela geração do *knickpoint*, após o rompimento dessa barreira, a exemplo daquela ocorrida a montante, na escarpa devoniana. O rio Capivari (Figura 7.15.C-1), tributário da margem esquerda do rio Jaguariaíva, nasce em cotas de aproximadamente 1.200 metros, na Serra de São Luiz do Purunã e, ao longo da quase totalidade de sua extensão, flui no *strike* da Falha Jaguariaíva-Sengés, até desaguar no rio Jaguariaíva. A terceira ruptura de declive mais evidente do rio Jaguariaíva, aquela situada em cotas de cerca de 700 metros, parece estar associado a estruturas NE-SW, paralelas à Falha Jaguariaíva-Sengés, que geram rupturas ao longo dos perfis de alguns dos seus tributários menores, em ambas margens da sub-bacia do rio Jaguariaíva.

O rio Jaguaricatu (Figura 7.15.C-4) também apresenta sucessões de *knickpoints* suaves ao longo do embasamento cristalino. É, entretanto, ao fluir sobre as rochas sedimentares da Bacia do Paraná que se evidenciam duas importantes rupturas de declive, a primeira a 850 metros de altitude e a segunda a 720 metros. Essa segunda ruptura, na altura do município de Sengés (PR), também está associada à feição estrutural marcada no MDE-SRTM. A Cachoeira do Navio (Figura 7.16.C-D) representa uma série de rupturas, com um desnível total de aproximadamente 20 metros (Figura 7.16.B-D) que ocorre quando o rio Tucunduva, tributário do rio Jaguaricatu que segue o *strike* da Falha Jaguariaíva-Sengés, é intersectado por falhas N-S, próximo à confluência com o canal principal. A partir desse ponto, o rio Jaguaricatu percorre cerca 1 km encaixado na falha, antes de vencer a barreira topográfica por ela imposta e fluir para norte, onde desemboca no rio Itararé. A disposição alinhada desses *knickpoints*, dispostos em diferentes níveis topográficos reafirma o caráter tectônico das rupturas de declive (BURBANK; ANDERSON, 2011), não sendo geradas meramente por recuo erosivo em falhas antigas.

A nordeste, os rios Itararé e Verde (Figura 7.15.C-5), assim como seus tributários, apresentam rupturas de declive situadas por volta dos 600 metros de altitude, alinhadas a um prolongamento inferido da Falha Jaguariaíva-Sengés para NE, em porções do terreno que marcam, nitidamente, a passagem de um relevo mais suave para regiões de maior rugosidade (análise de rugosidade será tratada no item 7.7 desde capítulo). Tendo em vista que essa variação na rugosidade do terreno e ocorrência de rupturas de declive não se dão por variação de litotipos, uma vez que nessa porção ocorrem apenas arenitos

do Grupo Itararé, sugere-se forte influência tectônica na evolução dessas feições geomórficas. É evidente a influência da feição estrutural marcada pela Falha Jaguariaíva-Sengés no desenvolvimento dessas rupturas de declive e evolução do terreno.

Na porção central da bacia do rio Itararé, *knickpoints* correlatos são observados nos médios cursos dos ribeirões da Pescaria (Figura 7.15.C-6), da margem esquerda, e Vermelho (Figura 7.15.C-7) da margem direita. As rupturas ocorrem, nos dois canais, em cotas similares, entre 550 e 600 metros, e apresentem marcante alinhamento com estruturas NE-SW facilmente observadas no MDE-SRTM. O Ribeirão da Pescaria segue o *strike* dessa estrutura antes de sofrer inflexão em 90° para norte e, ao atravessá-la perpendicularmente, gera as rupturas de declive. Demais rupturas no baixo curso do Ribeirão da Pescaria, por volta dos 520 metros, aparentam estar controladas por estruturas NW-SE, mais proeminentes nessa porção da área de estudo.

Essas estruturas NW-SE geram sucessivas rupturas de declive observadas ao longo do Ribeirão São Pedro (Figura 7.15.C-8), e seus tributários, e do baixo curso do Ribeirão Vermelho. Três grandes rupturas, situadas em cotas de 650, 570 e 520 metros, formam um padrão em degrau no perfil longitudinal do Ribeirão São Pedro ao intersectar lineamentos NW-SW, possivelmente associados a enxames de diques, antes de desembocar na represa de Xavantes. Em virtude dos diques basálticos que ocorrem no local, é incerto determinar se essas rupturas de declive estão associadas a tectonismo recente ou meramente à erosão diferencial devido à variação de litotipos.

Próximo à foz, o rio Itararé recebe as águas do Ribeirão da Fartura (Figura 7.15.C-9), canal fortemente encaixado em um vale de orientação NW-SE, cujo segmento do médio ao baixo curso apresenta-se consideravelmente ajustado ao perfil longitudinal ideal previsto. No alto curso, entretanto, duas regiões anômalas sinalizam desequilíbrio no canal. Esses *knickpoints* estão associados aos lineamentos morfoestruturais detectados na fotointerpretação, de orientação NE-SW, frequentes na região do alto curso do Ribeirão da Fartura, que intersectam perpendicularmente feições NW-SE que controlam a orientação do Vale do Ribeirão da Fartura. Deve-se levar em consideração que o vale em questão apresenta feições morfológicas (ver item 7.7 deste capítulo) que permitem inferir a ocorrência de atividade tectônica recente no local.

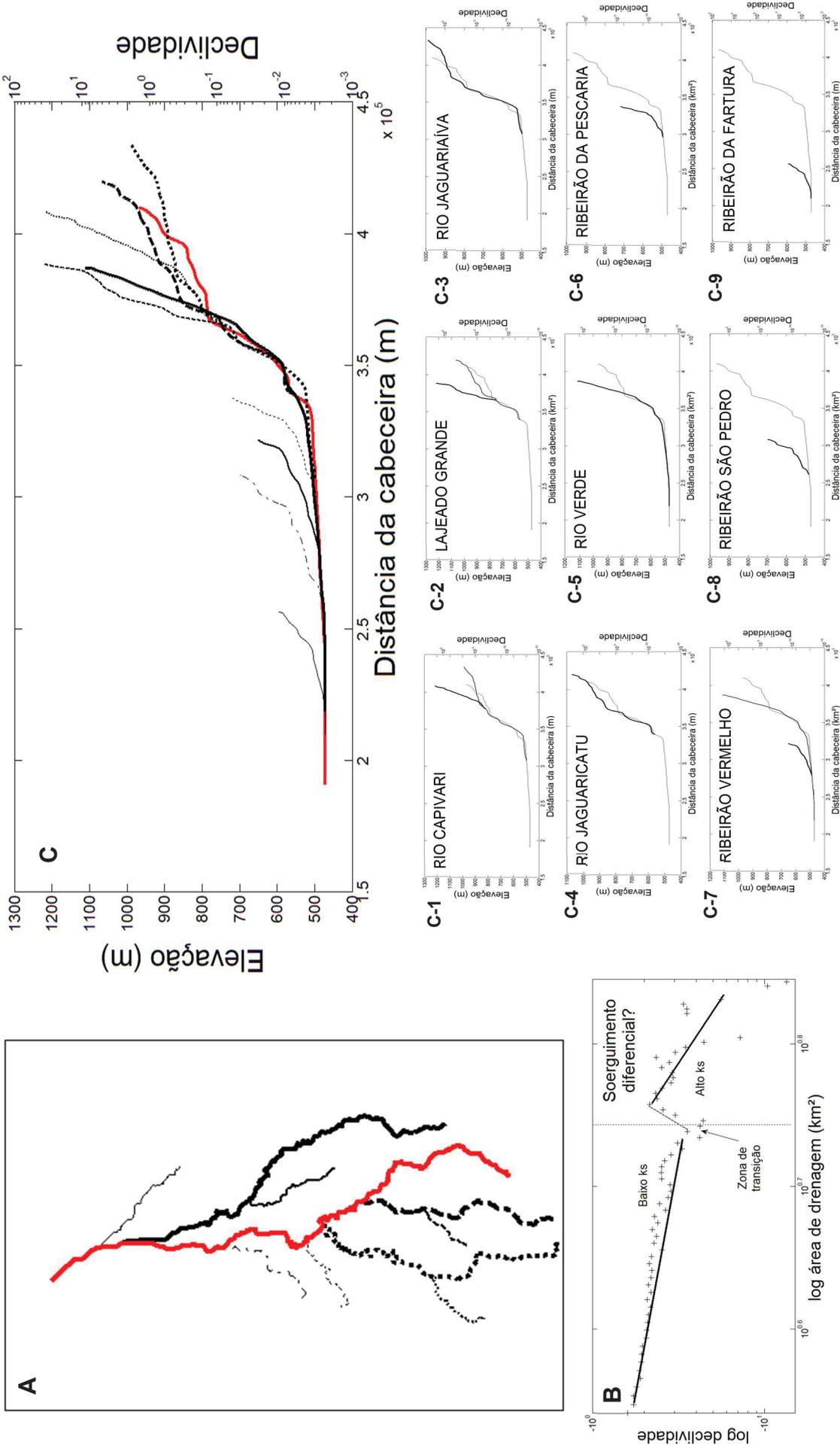


Figura 7.15. A. Mapa simplificado da rede de drenagem. B. Gráfico log declividade versus log área de drenagem indica que, no baixo curso da bacia, ocorre uma zona de transição, ligando dois pontos de ks distintos, assinatura de knickpoints de origem tectônica. C. Perfis longitudinais dos principais canais da bacia e suas localizações nos mapas. Painéis menores, abaixo, individualizam cada perfil, a fim de melhor visualização das rupturas de declive (convexidades).

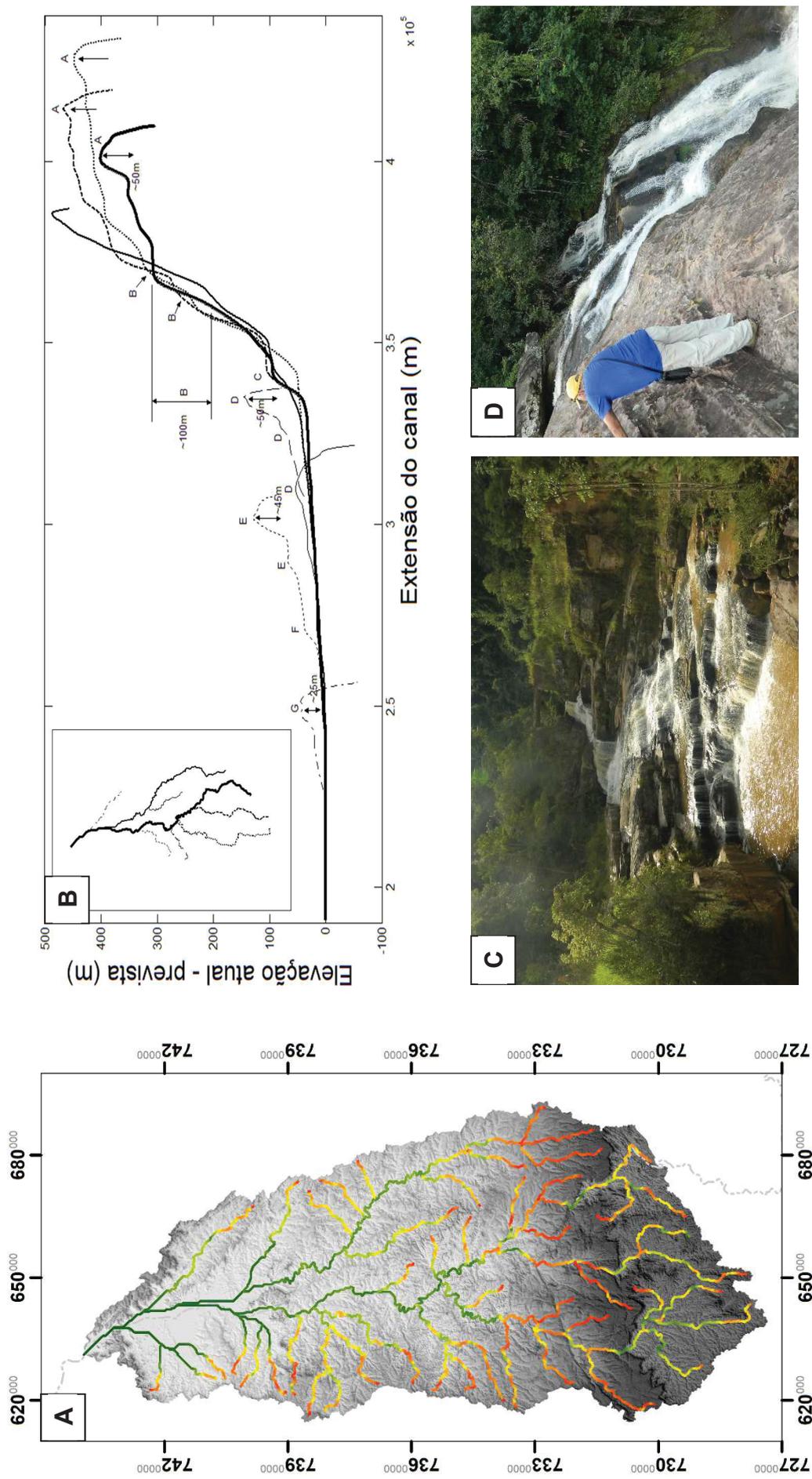


Figura 7.16. A. Mapa de distribuição de knickpoints da bacia do rio Itararé, representado em desvio altimétrico do perfil real em relação ao ideal previsto. A escala de cores varia de desvios altimétricos elevados (vermelho), representativos de convexidades, a desvios altimétricos baixos (verde), onde o canal encontra-se em equilíbrio. B. Perfil de desvio altimétrico acumulado dos rios Itararé (linha mais grossa), Verde (grossa contínua), Jaguaricatu (grossa tracejada), Jaguariava (grossa pontilhada), Ribeirão Vermelho (fina contínua), Ribeirão da Pescaria (fina tracejada), São Pedro (fina pontilhada) e Ribeirão da Fartura (fina tracejada com pontos). No painel do canto superior esquerdo, mapa da drenagem, com canais traçados usando mesmo estilo de linha. As letras designam knickpoints e/ou knickzones correlatos. A Cachoeira do Navio, no rio Tucunduva, é um exemplo de ruptura de declive. Na imagem, visadas a montante (C) e a jusante (D) da série de rupturas que configuram uma queda de aproximadamente 20 metros de desnível.

7.6. Conclusões

A análise morfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itararé apresenta evidências de que a região tem sido afetada por processos tectônicos em tempos recentes, visto que exerceram influência na morfologia da paisagem e na organização da rede de drenagem.

Os grandes lineamentos NE-SW e NW-SE são as principais morfoestruturas responsáveis pela modelagem do relevo na área, caracterizadas por escarpas, como é o caso da Falha Jaguariaíva-Sengés, de direção NE-SW, e vales profundos, com encostas íngremes, inclusive em forma de facetas trapezoidais, como o Vale do Ribeirão da Fartura, de direção NW-SE. Embora essas direções de lineamentos sejam herança estrutural do embasamento Proterozoico, levanta-se a hipótese da reativação dessas estruturas em função de pulsos deformacionais possivelmente cenozoicos.

Por outro lado, importantes lineamentos de direção E-W e N-S controlam desde canais de pequena ordem, até anomalias de drenagem nos canais principais da bacia, causando inflexões, curvas anômalas e paralelismo dos canais. Essas duas direções de lineamentos são responsáveis pela inflexão do Rio Itararé, em seu médio curso, de NNW para norte, passando a seguir a orientação dessas morfoestruturas, com evidências de basculamento para oeste. Embora as feições morfoestruturais E-W estejam associadas a estruturas formadas a partir da separação do Gondwana, as estruturas N-S não estão ligadas a planos antigos de rupturas, podendo ser interpretadas como fraturamentos possivelmente nucleados entre o Paleógeno e o Neógeno.

O desenvolvimento de diversos *knickpoints* ao longo dos canais fluviais está, em geral, associado às estruturas NE-SW e E-W, além de NW-SE, secundariamente. A presença desses *knickpoints* na bacia hidrográfica estudada sugere um relevo em estágio transicional, buscando estabilidade a partir de novos alinhamentos morfoestruturais em formação. Ocorrem sucessões de *knickpoints* na região, formando, por vezes, padrões em degrau ao longo do perfil longitudinal dos rios, resultando em significativas anomalias. Embora as rupturas de declive observadas nas cabeceiras das drenagens sejam decorrentes da erosão remontante, as rupturas observadas ao longo da bacia apresentam distribuição coincidente com os alinhamentos morfoestruturais, além de estarem dispostas em níveis topográficos distintos, indício de que teria sua gênese associada a movimentações tectônicas, e não meramente a processos erosivos,

como a propagação de *knickpoints* para montante por erosão remontante, seja por contrastes litológicos ou alterações do nível de base.

O processo de dissecação local é novo e a drenagem está em processo de ajuste e reorganização, o que pode ser observado pela presença de anomalias nos padrões de drenagem, ausência de terraços fluviais, depósitos sedimentares nos vales fluviais e escassos e pouco espessos solos e colúvios, além da ocorrência de *knickpoints* e *knickzones* associados aos lineamentos estruturais. As bacias de drenagem estão nitidamente controladas estruturalmente por juntas e/ou falhas de direção NE-SW, NW-SE e, secundariamente, N-S e E-W. As anomalias observadas, como vales estreitos e profundos, vales assimétricos, facetas trapezoidais, de escarpa de falhas, o controle na orientação e no padrão da rede de drenagem, o basculamento da bacia para NE (alto curso) e WNW (baixo curso) são sinais do controle do relevo exercido por estruturas geológicas.

CAPÍTULO 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé estão, em parte, controladas por processos tectônicos recentes. As análises morfoestruturais e estruturais permitiram concluir que durante o período Cenozoico foram desenvolvidos sistemas de falhas transcorrentes em diferentes pulsos deformacionais. O pulso deformacional mais antigo (D1), com orientação do *stress* horizontal máximo (SH_{max}) NE-SW esteve ativo entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno, podendo inclusive atingir o Mioceno, gerando falhas transcorrentes destrais N-S e reativando as falhas E-W e NE-SW do embasamento proterozoico com cinemática sinistral e normal, respectivamente. Durante o Plio-Pleistoceno um segundo pulso deformacional (D2) de SH_{max} orientado aproximadamente na direção N-S foi responsável pela reativação das falhas WNW-ESSE a NW-SE com cinemática dextral e de estruturas NE-SW como falhas transcorrentes sinistrais.

Durante o Pleistoceno o campo de tensão SH_{max} rotacionou no sentido anti-horário, de forma que o terceiro pulso deformacional (D3) a afetar a região apresenta compressão NW-SE, responsável pela reativação de falhas N-S com cinemática sinistral, além da nucleação de falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW, falhas inversas NE-SW e falhas transcorrentes destrais NNW-SSE. O pulso tectônico ativo durante o Holoceno (D4) apresenta esforços horizontais máximos compressivos E-W, que reativaram as falhas transcorrentes destrais NE-SW, falhas transcorrentes sinistrais entre NNW-SSE e WNW-ESE e falhas normais ENE-WSW.

A suposição é de que o condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Quaternário (Holoceno), corroborada pelo desmantelamento da Superfície Sul-Americana, que estaria estável até o início do Paleoceno e sua incisão e erosão, devido a influência tectônica, pode indicar atividades tectônicas que ocorreram a partir do Cenozoico. Os grandes lineamentos NE-SW e NW-SE são as principais estruturas responsáveis pela modelagem do relevo na área, gerando escarpamentos, como é o caso da Falha Jaguariaíva-Sengés, de direção NE-SW, e vales profundos, de encostas íngremes que apresentam feições em forma de facetas trapezoidais, como o Vale do Ribeirão da Fartura, de direção NW-SE. Importantes lineamentos de direção E-W e N-S controlam desde canais de pequena ordem, até anomalias de drenagem nos canais principais da bacia, causando inflexões, curvas anômalas e paralelismo dos canais. Essas duas direções de lineamentos são

responsáveis pela inflexão do Rio Itararé, em seu médio curso, de NNW para norte, passando a seguir a orientação dessas estruturas, com evidências de basculamento para oeste. O basculamento do relevo ocorreu provavelmente no Holoceno, relacionado às falhas transcorrentes NE-SW a N-S e ENE-WSW, que promoveram a rotação dos blocos rochosos para WNW e a forte reorganização da rede de drenagem.

O processo de dissecação local é novo e a drenagem está em processo de ajuste e reorganização, o que pode ser observado pela presença de capturas de drenagem, a ausência de terraços fluviais, depósitos sedimentares nos vales fluviais e escassos e pouco espessos solos e colúvios, além da ocorrência de knickpoints e knickzones associados aos lineamentos estruturais. As bacias de drenagem estão nitidamente controladas estruturalmente por juntas e falhas de direção NE-SW, NW-SE e, secundariamente, N-S e E-W. As anomalias observadas, como vales estreitos e profundos, vales assimétricos, facetas trapezoidais, de escarpa de falhas, o controle na orientação e no padrão da rede de drenagem, o basculamento da bacia de drenagem são sinais do controle do relevo exercido por falhas. A presença de sucessivos *knickpoints* em diferentes elevações, coincidentes com os lineamentos NE-SW e NW-SE indicam controle estrutural na rede de drenagem e na geração das rupturas de declive.

As estruturas de direção NE-SW, NW-SE são herança estrutural do embasamento cristalino geradas no Neoproterozoico, enquanto as estruturas E-W são herança do Cretáceo, a partir do início da separação do Gondwana. Porém, as estruturas que ocorrem entre NNE-SSW e NNW-SSE não estão ligadas a planos antigos de rupturas e podem ser interpretadas como falhas nucleadas entre o Paleógeno e o Neógeno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M. Botucatu, um deserto Triássico da América do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, Rio de Janeiro: DNPM, v.86, p.1-21, 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, n.241, 36p., 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. Tectonico-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 24, 1972, Montreal. **Proceedings, Section 3**, 1972. p.339-346.
- ALMEIDA, F.F.M. The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.48, p.15-26, 1976
- ALMEIDA F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia**. São Paulo: SBG, 1981. P.1-20.
- ALMEIDA F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, Volume 13 (4), p.139-158, 1983.
- ALMEIDA F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, Volume 16 (4), p.325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. Província Mantiqueira- Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. Rio de Janeiro: Edgard Bluecher, 1984. p.282-307.
- ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.R. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American platform. **Boletim IG-USP, Série Científica**, vol.20, p.71-85, 1987.
- ALMEIDA, F. F. M., MELO, M. S. A. Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo Escala 1:500.000. São Paulo: IPT, 1981. v.1, p.46-81
- ANDERSON, E.M. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. 2nd Ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1951.
- ANDRADE, S.M.; CAMARÇO, P.E.N. Seqüências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais do 32º Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo: SBG, 1982, p.2132-2144.
- ANDRADES FILHO, C.O., SUERTEGARAY, D.M.A., GUASSELLI, L.A. Identificação de deformações neotectônicas, através de imagem SRTM, e sua relação com a gênese dos areais – sudoeste do Rio Grande do Sul. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.2, n.2, p.96-110, 2008.
- ANDRADES FILHO, C.O. **Análise morfoestrutural da porção Central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 151p. Dissertação (Mestrado) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010.
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P.L. (ed.) **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p.53-100.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. **Bulletin Soc. Géol. France**, v.7, n.6, p.1309-1318, 1977.

AQUAROLI, L.H.S. **Tectônica pós-mesozoica na região de Laguna, litoral de Santa Catarina**. 2017. 141p. Dissertação (Mestrado) – UNESP, Rio Claro, 2017.

ARIOLI E.E., LICHT O.A.B. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico na escala de 1:250.000**. Curitiba: MINEROPAR, 2013. Relatório Interno.

ARLEGUI, L. E.; SORIANO, M. A. An example of a comparison between Thematic Mapper and radar images in the central Ebro basin. **International Journal of Remote Sensing**, v.24, n.3, p.457-474, 2003.

ASMUS, H.E., FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. **Série Projeto REMAC**, Rio de Janeiro, v.4, p.75-88, 1978.

ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v.97, n. B8, p.11889-11903, 1992.

ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v.88, n.1, p.160-169, 1998.

ASSUMPÇÃO, M., DIAS, F.L., ZEVALLOS, I., NALIBOFF, J.B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 71, p.278-295, 2016.

ASSUMPÇÃO, M., HEINTZ, M., VAUCHEZ, A., AND EGYDIO-SILVA, M. Upper mantle anisotropy in SE and central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 250, p. 224–240, 2006.

BIGARELLA, J.J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Volume 3. Florianópolis: UFSC, 2003, p.877-1436.

BIGARELLA J.J., BECKER, R.D., SANTOS, G.F. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Volume 1. Florianópolis: UFSC, 1994, 425p.

BORTOLUZZI, C.A., AWDZIEJ, J., ZARDO, S.M. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: SILVA, L.C.; BORTOLUZZI, C.A. (Ed.). **Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina: Mapa geológico do Estado de Santa Catarina escala 1:500.000: texto explicativo e mapa**. Florianópolis: DNPM, 1987. n.1, p.135-167.

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

BISHOP, P., HOEY, T.B., JANSEN, J.D., ARTZA, I.L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.30, n.6, p.767-778, 2005.

BLOOM, A.L. **Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms**. 2nd. Ed. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1991, 532 pp.

BULL, W.B. **Tectonically Active Landscapes**. Hoboken: Wiley-Blackwell, 2009, 326p.

BULL, W.B.; McFADDEN, L. D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM: GEOMORPHOLOGY IN ARID REGIONS, 8, 1977, Binghamton, USA. **Proceedings...** Binghamton: Doehring, D.O. (Ed.), 1977. p.115–138.

BURBANK, D.W., ANDERSON, R.A. **Tectonic Geomorphology**. 2nd. Ed. Malden: Blackwell Science, 2011.

CHAVEZ-KUS, L., SALAMUNI, E. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno. Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.38, n.4, p.439-454, 2008.

CHORLEY, R. J., SHUMM, S. A., SUDGEN, D. E. **Geomorphology**. York: Methuen, 1984. 606p.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313p.

COUTO, E.V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do Alto Ivaí - Rio Alonzo - Sul do Brasil**. 2011. 107p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2011.

COTTON, C.A. Geomorphology. 5th Ed. Auckland: Whitcombe and Tombs, 1949. 505p.

COTTON, C.A. Tectonic scarps and fault valleys. **Geological Society of America Bulletin**. Vol. 61, n. 7, p.717-758, 1950.

COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v.106, n.5, p.571-581, 1994.

CROSBY, B.T., WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology: The Hydrology and Geomorphology of Bedrock Rivers Special Issue**, v.82, n.1-2, p.16-38, 2006.

CURKENDALL, D.; FIELDING, E. J.; CHENG, T.; POHL, J. M. A. Computational-Grid based system for continental drainage network extraction using SRTM digital elevation models. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PARALLEL PROCESSING WORKSHOPS, 3, 2003, Kaohsiung, Taiwan. **Proceeding...** Kaohsiung, Taiwan: IEEE Computer Society, 2003. p.181.

DAVIS, G.H. Structural Geology of rocks and regions. New Jersey: John Wiley & Sons, 1984. 492 p.

DEFFONTAINES, B. Proposition of a morpho-neotectonic method application in the Forgères area, Oriental Brittany, France. **Bulletin of the INQUA Neotectonic Commission**, v.12, p.48-52, 1989.

DEFFONTAINES, B., CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v.194, n.3, p.237-263, 1991.

DELVAUX, D., SPERNER, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: NIEUWLAND, D.A. (Ed.). **New insights into structural interpretation and modelling**. Special Publications, vol. 212. London: Geological Society, 2003.

DOBLAS, M. **S/C deformed rocks: the example of the Sierra de San Vicente sheared granitoids (Sierra de Gredos, Toledo, Spain)**. 1985. A.M. Thesis – Harvard University, Cambridge, 1985.

DOBLAS, M. Criterios del sentido del movimiento en espejos de fricción: Clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). **Estudio Geológico**. Vol. 43, n.1-2, 1987.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**. Vol. 295, n. 1-2, p. 187-197, 1998.

DOBLAS, M., MAHECHA, V., HOYOS, M., LÓPEZ-RUIZ, J. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic Cordilleras, Granada, southern Spain. **Journal of Structural Geology**, v.19, n.2, p.159-170, 1997.

DOMINGUES, A. J. P. Tectônica. **Boletim Geográfico IBGE**, vol. 18, n. 152, p. 504–514, 1959.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Súmula da 10ª Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, 1979, 83p. EMBRAPA-SNLCS. Micelânea, 1.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2000. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2000. 2 vol.

ETCHEBEHERE, M.L.C., SAAD, A.R., FULFARO, J.V., PERINOTO, J.A.J. Aplicação do índice “relação declividade-extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências**, USP. Série Científica, vol.4, n.2, p.43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M.L.C., SAAD, A.R., SANTONI, G.C., CASADO, F., FULFARO, V.J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, vol.25, p.271-288, 2006.

FARIAS T.F.S. **Tectônica rúptil pós-cretácea do Complexo Alcalino Tunas-PR**. 2016. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Curitiba, 2016.

FERNANDES A.J., AMARAL, G. Cenozoic tectonic events at the border of the Parana Basin, São Paulo, Brazil. **Journal of South America Earth Science**, vol.14, p.911-931, 2002.

FERRANDINI, J.; CORNÉE, J.J.; SIMON, B. Etude linéamentaire sur images Landsat 2 du Haut Atlas occidental (Maroc): conséquences. **Geodinamica Acta**, v.6, n.3, p.161–173, 1993.

FERRARI, A. L. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. 2001. 412p. Tese (Doutoramento) – Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2001.

FERREIRA, F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. 1982, 170p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982a.

FERREIRA, F.J.F. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: YOSHIDA, R., GAMA JUNIOR, E. **Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos**. São Paulo: Consórcio CESP-IPT, 1982b, p.143-166.

FONSECA, V.D. **Estudos morfotectônicos aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. Porto Alegre**. 2006. 307p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

FOSSEN, H. *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 463p.

FRANÇA, A.B., POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.2, n.2-4, p.147-191, 1988.

FRANCO, A.L.M., ETCHEBEHERE, M.L.C., STEVAUX, J.C. Hipótese sobre os condicionantes neotectônicos do barramento natural da foz do rio Ivai (PR/MS) com base em levantamento ecobatimétrico. **Revista UnG Geociências**, v.7, n.1, p.78-86, 2008.

FREITAS, M.A., CAYE, B.R., MACHADO, J.L.F. **Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina – Projeto Oeste de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI, 2002. 100p.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná**. 2005. 98p. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

FREITAS R.C., ROSTIROLLA S.P. Análise comparativa entre estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, Curitiba. **Anais...** São Paulo: SBG, 2005.

FUJITA, R.H., GON, P.P., STEVAUX, J.C., SANTOS, M.L., ETCHEBEHERE, M.L.C. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba. **Anais...** São Paulo: SBG, 2008, p.1091.

FULFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.12 p.590-611, 1982.

GAMA JUNIOR, E. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.9, n.1, p.1-16, 1979.

GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 664-672, 1983.

GERASIMOV, I.P., MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.) The encyclopedia of Geomorphology. New York: Reinhold Book Co., 1968, p.731-733.

GERBOVA, C., TICHOMIROV, I. Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v.71, p.513-518, 1982.

GODOY, D.F., HACKSPACHER, P.C., GUEDES, S. HADLER NETO, J.D. 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). **Revista de geociência da UNESP**. São Paulo, v. 25, n. 1, p. 151-164, 2006.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative the DS form. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007.

GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; HASUI, Y.; SANTOS, M.D.; SOARES JÚNIOR, A.V.; DOUZA, I.D. As serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R, ALMEIDA, F.F.M, BARTORELLI, A. (Ed.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, 2012, p.549-571.

GUEDES, I.C. **Análise morfotectônica do Planalto Ocidental Paulista, ao sul do Rio Tietê: indicadores de deformações neotectônicas na fisiografia da paisagem**. 2014. 2v. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2014.

GUEDES, I.C., ETCHEBEHERE, M.L.C., MORALES, N., STEVAUX, J.C., SANTONI, G.C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.4, p.247-362, 2009.

GUEDES, I.C., SANTONI, G.C., ETCHEBEHERE, M.L.C., STEVAUX, J.C., MORALES, N., SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Geociências**, v.5, n.1, p.75-102, 2006.

HACK J.T. Stream-profile analysis and stream -gradient index. **U.S. Geological Survey Journal of Research**, v.1, n.4, p.412-429, 1973.

HANCOCK, P.L., ENGELDER, T. Neotectonics joints. **Bulletin Geological Society of America**. Boulder, Co., v.101, p.1197-1208, 1991.

HARBOR, D., BACASTOW, A., HEATH, A., ROGERS, J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v.28, p.23-36, 2005.

HARKINS, N., KIRBY, E., HEIMSATH, A., ROBINSON, R., REISER, U. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. **Journal of Geophysical Research**, v. 112. F02S04. 21p, 2007.

HARE P.W., GARDNER T.W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: ANUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIA, 15, Binghamton. MORISAWA, M., HACK, J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Symposia**, Binghamton, 1984, p.76-104.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In.: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Bras. de Geologia**, 1990, n.11, p.1-31.

HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C., GAUTTIERI-MODENESI, C.M. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão - SP. **Revista Brasileira de Geociências**. V.31, n.3, p.375-384, 2001.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, F. An Outline of Structural Geology. New York: John Wiley & Sons, 1976, 571p.

HOBBS, W.H. Lineaments of the Atlantic border region. **Geological Society of America Bulletin**, v.15, p.483-506, 1904.

HOBBS, W.H. Earth Features and Their Meaning: An Introduction to Geology for the Student and General Reader. New York: Macmillan Co., 1912, 347p.

HODGSON, R.A. Review of significant early studies in lineament tectonics. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics**. Salt Lake City: Utah Geological Association, 1974, p.1-10.

HOLBROOK, J., SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**. v.305, p.287-306, 1999.

HOLMES, A. Principles of Physical Geology. 2nd. Ed. London: Thomas Nelson, 1965, 1288p.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrographical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, v.56, n.3, p.275-370, 1945.

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

HOWARD, A.D., DIETRICH, W.E., SEIDL, M.A. Modeling Fluvial Erosion on Regional to Continental Scales. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n. B7 p.13.971-13.986, 1994.

HUGGETT, R.J. Fundamentals of Geomorphology. Abingdon: Routledge, 2003. 386p.

IBANEZ, D. M. **Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas**. 2006. 161p. (INPE-14653-TDI/1211). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Base cartográfica contínua ao milionésimo. 2016.

IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, volumes I e II, São Paulo, 1981.

JACQUES, P.D., MACHADO, R., NUMMER, A.R. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. **Pesquisas em Geociências**, v.37, n.2, p.117-131, 2010.

JACQUES P.D. **Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da bacia do Paraná, estado de Santa Catarina**. 2013. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

JENSON, S. K., DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n.11, p 1593-1600, 1988.

JORDAN, G., MEIJNINGER, B.M.L., VAN HINSBERGEN, D.J.J., MEULENKAMP, J.E., VAN DIJK, P.M. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and application for study areas in Hungary and Greece. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, n.7, p.163–182, 2005.

KAVAK, K. S., TATAR, O., PIPER, J., KOCBULUT, F., MESCI, L. Determination of neotectonic features of the Karasu Basin (SE Turkey) and their relationship with Quaternary volcanic activity using Landsat ETM+ imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v.30, n.17, p.4507-4524, 2009.

KELLER, E., PINTER, N. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. New Jersey: Prentice Hall, New Jersey, 1996, 338p.

KERVYN, F. Modelling topography with SAR interferometry: illustrations of a favourable and less favourable environment. **Computers & Geosciences**, v.27, n.4, p.1039-1050, 2001.

KIRBY, E., HARKINS, N., WANG, E., SHI, X., FAN, C., BURBANK, D. Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault. **Tectonics**, v. 26, TC2010, 2007.

KOCH, M.; MATHER, P. Lineament mapping for groundwater resource assessment: a comparison of digital Synthetic Aperture Radar (SAR) imagery and stereoscopic Large Format Camera (LFC) photographs in the Red Sea Hills, Sudan. **International Journal of Remote Sensing**, v.18, n.7, p.1465–1482, 1997.

LANGE, F.W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J. (Ed.). **Problems in Brazilian Devonian Geology**. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967, p.5-55.

LAVINA, E. L. The Passa Dois Group. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, 1988. São Paulo. **Field excursion guide book**. São Paulo: Instituto de Geociências, 1988. p.24-30.

LEECH, D.P.; TRELOAR, P.J.; LUCAS, N.S.; GROCCOTT, J. LANDSAT TM analysis of fracture patterns: a case study from the Coastal Cordillera of northern Chile. **International Journal of Remote Sensing**, v.24, n.19, p.3709-3726, 2003.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. Fluvial processes in geomorphology. San Francisco: Freeman. 1964. p.79-80.

LEWIS A.J.; HENDERSON, F.M. Radar Fundamentals: The Geoscience Perspective. In: HENDERSON, F.; LEWIS, A. (Ed.). **Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing**. New York: John Wiley & Sons Inc., 1998, Cap. 2, p.131-181.

LIMA, M.I.C. Introdução a interpretação radar-geológica. **Manuais Técnicos em Geociências**, Rio de Janeiro: IBGE, v.3, 1995.

LIU, C.C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro**. 1984. 183f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

LOCZY, L., LADEIRA, E. A. *Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica*. São Paulo: Edgar Blucher em co-edição com CNPq, 1976, 528p.

LOWMAN JÚNIOR. P.D. Radar Geology of the Canadian Shield: a 10-Year Review. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.20, n.3, p.198-209, 1994.

LUCAS, S. G. Global Permian tetrapod biostratigraphy and biochronology. In: LUCAS, S. G.; CASSINIS, G.; SCHNEIDER, J. W. (Ed.). **Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology**. Special Publications, 265. London: Geological Society, 2006. p.65-93.

MACHADO, R., ROLDAN, L.F., JACQUES, P.D., FASSBINDER, E., NUMMER, A.R. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, v.42, n.4, p.799-811, 2012.

MADHAVAN, B. B., VENKATARAMAN, G., SHAH, S. D., MOHAN, B. K. Revealing the geology of the Great Nicobar Island, Indian Ocean, by the interpretation of airborne synthetic aperture radar images. **International Journal of Remote Sensing**, v.18, p.2723–2742, 1997.

MANCINI, F. **Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP**. 1995. 139f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudoeste da Ilha do Marajó**. 2008. 145p. (INPE-15304- TDI/1355). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

MAROTTA, G.S.A., FRANÇA, G.S., MONICO, J.F.G., FUCK, R.A., ARAÚJO FILHO, J.O. Strain rate of the South American lithospheric plate by SIRGAS-CON geodetic observations. **Journal of South American Earth Sciences**, v.47, p.136-141, 2013.

MARSHAK, S., MITRA, G. *Basic methods of structural geology*. New Jersey: Prentice Hall, 1988, 446p.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: O perfil longitudinal**. 2004. 96p. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) – Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2004.

MARTZ, L.W., GARBRECHT, J. Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. **Computers & Geosciences**, v.18, n.6, p.747-761, 1992.

MATTAUER, M. *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Barcelona: Omega, 1976, 524 p.

MCCLAY, K.R. *The Mapping of Geological Structures*. New Jersey: John Wiley & Sons, 1987. 168p.

MCKEOWN, F.A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B.L., MCGRATH, M.B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U.S. Geological Survey Bulletin**, v.1807, 1988, 39p.

MEANS W.D. A newly recognized type of slickenside striation. **Journal of Structural Geology**, v.9, n. 5-6, p.590-605, 1987.

MEISELS, A., RAZMAN, S., KARNIELI, A. Skeletonizing a DEM into drainage network. **Computers & Geosciences**, v.21, n.1, p.187-196, 1995.

MELLO, C.L. **Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos**. 1997. 275p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MELO, O.A.G., FUJITA, R.H., SANTOS, M.L. Análise do perfil longitudinal o Rio Baiano – Assis Chateaubriand-PR, a partir da aplicação do índice de gradiente (RDE). In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 13, 2009, Viçosa. **Anais...** Viçosa: UFV, 2009. CD-ROM.

MERCIER, J., VERGELY, P. Tectonique. Paris: Dunod Geosciences, 1992, 214p.

MESCHERIKOV, Y.A. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.). **The encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold Book Co., 1968, p.768-773.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 2v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A, CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. Capítulo XVI, p.265-279.

MILANI, E.J., FACCINI, U.F., SCHERER, C.M., ARAÚJO, L.M., CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), **Southern Brazil. Bol. IG. USP, Série Científica**, n.29, p.125-173, 1998.

MILANI E.J., FRANÇA A.B., SCHNEIDER R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.69-82, 1994.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G, SOUZA, P.A, FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287, 2007.

MILANI, E.J., RAMOS, V.A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.4, p.473-484, 1998.

MINEROPAR. Atlas geomorfológico do Estado do Paraná – Escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000 / Minerais do Paraná. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2006. 63 p.

MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ-FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.281-292.

MORALES, N., HASUI, Y., SOUZA, I.A.S., JUNIOR, A.V.S., MACHADO, F.B., SALAMUNI, E. Padrão de fraturamento nas serras gaúchas: indícios de deformação pós-mesozoica a Recente em corredores de fraturas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. **Anais...** São Paulo: SBG, 2012. CD-ROM.

MÖRNER, N.A. The INQUA Neotectonics Commission, **Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar**, v.00, n.3, p.286-286, 1978.

NASCIMENTO, E.R., SALAMUNI, E., QUEIROZ, G.L., HAUCK, P.A., FIORI, A.P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.3, p.287-299, 2013.

NIKOLAEV, N.I. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. **Engineering Geology**, Amsterdam, n.8, p.171-189, 1974.

- NORTHFLEET A.A., MEDEIROS R.A., MÜHLMANN H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p.291-346, 1969.
- NUMMER, A.R., MACHADO, R., JACQUES, P.D. Tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v.41, n.2, p.121-130, 2014.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to show active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, v.96, n.4, p.504-515, 1985.
- PARADELLA, W.R., SANTOS, A.R., PAULO, V., CUNHA, E.S.P. Radares Imageadores nas Geociências: Estado da Arte e Perspectivas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.57, n.1, p.50-62, 2005.
- PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. **Terra New**, v.1, n.3, p.233-235, 1989.
- PAZ, A. R., COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.2, n.2, p.84-95, 2008.
- PEDERSON, J.L., TRESSLER, C. Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. **Earth and Planetary Science Letters**, v.345–348, 2012.
- PETIT, J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. **Journal of Structural Geology**, v.9, n.5-6, p.597-608, 1987.
- PEYERL, W.R.L., SALAMUNI, E., SANCHES, E., NASCIMENTO, E.R., SANTOS, J.M., GIMENEZ, V.B., SILVA, C.L., FARIAS, T.F.S. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v.48, n.3, p.553-573, 2018.
- PHILLIPS L.F., SCHUMM, S.A. Effect of regional slope on drainage networks. **Geology**, v.15, n.9, p.813-816, 1987.
- PHILLIPS, J.D., LUTZ, J.D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, v.102, p.554-566, 2008.
- PICCIRILLO E.M., MELFI A.J. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo: IAG-USP, 1988. 600p.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I. The techniques of modern structural geology. Vol.2. Cambridge: Academic Press, 1987.
- RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RICCOMINI C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- RICCOMINI C., ASSUMPÇÃO M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v.22, p.221-225, 1999.
- RIVEREAU, J.C. Fotointerpretação. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, v.28, n.4, p.157-75, 1970.
- ROCKWELL, T.K., KELLER, E.A., DEMBROFF, G.R. Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue Anticline, western Transverse Ranges, Southern California. **Geological Society of America Bulletin**, v.100, n.6, p.850–858, 1988.
- ROE, G.H., MONTGOMERY, D.R., HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. **Geology**, v.30, n.2, p.143–146, 2002.

- ROLDAN, L.F. **Tectônica rúptil Meso-cenozóica na região do Domo de Lages, SC**. 2007. 121p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- ROSS, J. L. S. Geomorfologia: Ambiente e planejamento. 1ª edição. São Paulo: Contexto, 1990. 80p.
- ROSS, J. L. S., MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n.10, p.41-56, 1996.
- ROSTIROLLA, S.P., ASSINE, M.L., FERNANDES, L.A., ARTUR, P.C. Reativação de Paleolineamentos durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.4, p.639-648, 2000.
- ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., RIGOTI, A., KRAFT, R.P. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.16, n.4, p.287–300, 2003.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, v.1, n.1, p.1-15, 1993.
- SABINS, J.F.F. Remote sensing: principles and interpretation. San Francisco: W.H. Freeman, 1978. 426p.
- SALAMUNI E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. 214p. Tese (Doutoramento em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.
- SALAMUNI, E. Evidências da neotectônica na evolução da Serra do Mar no Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, 2005, Curitiba. **Anais do 10º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, São Paulo: SBG, 2005.
- SALAMUNI, E., EBERT, H.D., BORGES, M.S., HASUI, Y., COSTA, J.B.S., SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, n.8, p.901-910, 2003.
- SALAMUNI, E., EBERT, H.D., HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.4, p.469-478, 2004.
- SALAMUNI, E., FIORI, A.P. Eventos deformacionais do Neoproterozoico ao Neógeno e a tectônica ressurgente no território paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2014, Santos. **Anais...** São Paulo: SBG, 2014.
- SALAMUNI, E., NASCIMENTO, E. R., MORALES, N., HASUI, Y. Análise morfotectônica da Região Sul do Brasil com vista à caracterização neotectônica. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 15, 2015, Vitória. **Anais...** São Paulo: SBG, 2015.
- SALAMUNI, E., SILVA, C.L, NASCIMENTO, E.R., PEYERL, W.R.L., FARIAS, T.F.S., SANTOS, J.M., MOREIRA, L.F., GIMENEZ, V.B., SANCHES, E., SOWINSKI, A.C.B. Fases de deformação Cenozoica no Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 10, 2017, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG-Núcleo Paraná, 2017.
- SALVADOR, E.D. **Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)**. 1994. 157p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- SALVADOR, E.D., RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v.25, n.3, p.151-164, 1995.
- SANCHES, E., ALMEIDA, R. P. P., SILVA, C. L., VAL, P. F. A., MORALES, N. 2013. Indicadores neotectônicos em perfis longitudinais e modelo de knickpoints das bacias de drenagem na Serra do

Tepequém (RR). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14, 2013, Chapada dos Guimarães. **Anais...** Cuiabá: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 2013.

SANCHES, E., ALMEIDA, R.P.P., SILVA, C.L., VAL, P.F.A., MORALES, N. Análise neotectônica da Serra do Tepequém (Roraima) subsidiada por perfis longitudinais e knickpoints e dados estruturais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 15, 2015, Vitória. **Anais...** São Paulo: SBG, 2015.

SANCHES, E., SALAMUNI, E., SILVA, C.L. Análise estrutural e de paleotensão na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, setor das bacias hidrográficas dos rios das Cinzas (PR) e Itararé (PR/SP). 2018 (Em fase de elaboração).

SANTOS, J.M., SALAMUNI, E., SILVA, C.L., SANCHES, E., GIMENEZ, V.B., NASCIMENTO, E.R. Morphotectonics in the central-east region of south Brazil: implications for catchments of the Lava-Tudo and Pelotas rivers, State of Santa Catarina. **Geomorphology**, 2018 (No Prelo).

SANTOS, J.M., VAL, P.F.A., SILVA, C.L., SILVA, M.L. Análise de perfis de knickpoints das Bacias Hidrográficas da Região de Manaus (AM) e associação com modelo Neotectônico.. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 12, 2011, Boa Vista. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2011a.

SANTOS, J.M., VAL, P.F.A., SILVA, C.L., SILVA, M.L. Análise de knickpoints em bacias hidrográficas na região de Manaus (AM) como indicador tectônico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13, 2011, Campinas. **Anais...** São Paulo: SBG, 2011b.

SANTOS, L.J.C., OKA-FIORI, C., CANALI, N.E., FIORI, A.P., SILVEIRA, C.T., SILVA, J.M.F., ROSS, J.L.S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.7, n.2, p.03-12, 2006b.

SANTOS, R.V., SOUZA, P. A., ALVARENGA, C. J. S., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., OLIVEIRA, C. G., ARAÚJO, L. M. Shrimp U-Pb Zircon dating and palinology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, Osaka, v.9, p.456-463, 2006a.

SÃO PAULO. **Unidades Básicas de Compartimentação do Meio Físico (UBC) do Estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto Geológico/Coordenadoria de Planejamento Ambiental, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 2014.

SARGES, R. R. **Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária**. 2002. 188f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SCHNEIDER, R.L., MÜHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.F., NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: SBG, 1974. p.41-65.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM-MME, 1984.

SCHUMM, S.A. The sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**, v.74, 1963.

SCHUMM, S.A. Fluvial geomorphology: Channel adjustment and river metamorphosis. In: SHEN, H.W. (Ed.). **River mechanics**, Volume 1. Fort Collins: H.W. Shen, 1971, p.5-1-5-22.

SCHUMM, S.A. Fluvial paleochannels. In: RIGBY, J.K., HAMBLIN, W.K. (Ed.). **Recognition of Ancient Sedimentary Environments**. Society for Sedimentary Geology Special Publications, v.16, p.98-107, 1972.

SCHUMM, S.A. The fluvial system. New York: John Wiley & Sons, 1977, 338p.

SCHUMM, S.A. Alluvial river response to active tectonics. **Studies in Geophysics: Active Tectonics**, National Academy Press, p.80-94, 1986.

SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F., HOLBROOK, J.M. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge: University Press, 2000.

SILVA, C.L. **Análise tectônica cenozoica na região de Manaus e adjacências**. 2005. 309p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

SILVA, T.P. **Neotectônica na região da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG)**. 2006. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SILVA, T.P., MELLO, C.L. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica**, São Paulo, v.11, n.1, p.95-111, 2011.

SINGH, A. K., PARKASH, B., CHOUDHURY, P. R. Integrated use of SRM, Landsat ETM+ data and 3D perspective views to identify the tectonic geomorphology of Dehradun valley, India. **International Journal of Remote Sensing**, v.28, n.11, p.2403-2414, 2007.

SINHA, S.K., PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profile of rivers. **Water Resources Research**, v.32, n.5, p.1417-1428, 1996.

SNYDER, N.P., WHIPPLE, K.X., TUCKER, G.E., MERRITTS, D.J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Bulletin Geological Society of America**, v.112, p.1250-1263, 2000.

SLOSS, L.L. Sequences in the Cratonic Interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v.74, p.93-114, 1963.

SOARES A.P., SOARES P. C., BETTÚ D. F., HOLZ M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências UNESP**, São Paulo, v.26, n.4, p.297-311, 2007.

SOARES, P.C. **Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. 1992. 148p. Tese (Professor Titular) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1992.

SOARES P.C., BARCELLOS, P.E., CSORDAS, S.M., MATTOS, J.T., BALLIEIRO, M.G., MENESES, P.R. **Lineamentos em imagens LANDSAT e radar e suas implicações no reconhecimento tectônico da Bacia do Paraná**. São Paulo: CESP/IPT, 1982, p.143-156. Relatório RT-PAULIPETRO.

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, 1976.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, n.89, p.181-191, 1978.

SOUZA JUNIOR, M.D., SANTOS, M.L., SALAMUNI, E., STEVAUX, J.C., MORALES, N. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do Rio Ivaí-PR, curso inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, p.211-218, 2013.

STEWART, I.S., HANCOCK, P.L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Ed.). **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p.370-409.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.63, p.923-938, 1952a.

STRAHLER, A.N. Hipsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, p.1117-1142, 1952b.

STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of erosional landscapes. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 19, 1952, Algiers. **Proceedings**... Algiers, 1954, sec.13, pt 3, pp.341-354.

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C.V. Compartimentação Estrutural das formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.3, p.303-316, 2004.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C.V., FERREIRA, F.J.F., FREITAS, R.C. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.24, p.203-227, 2007.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., ROSA FILHO, E.F., MANCINI, F., HINDI, E.C., FERREIRA, F.J.F., FREITAS, R.C. Arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa na região centro-norte do estado do Paraná (Brasil): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. 12, 2002. Florianópolis. **Anais**... São Paulo: ABAS, 2002.

SUDERHSA, **Bacias hidrográficas do Paraná**. 2007.

SUERTEGARAY, D.M.A., ROSSATO, M.S., BELLANCA, E.T., FACHINELLO, A., CÂNDIDO, L.A., SILVA, C.R. Terra: Feições Ilustradas. Vol. 1. Porto Alegre: Editora Universidade/UFRGS, 2003, 263p.

SUGUIO, K. Dicionário de Geologia Marinha (com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol). São Paulo: T. A. Queiroz, 1992, 171p.

SUGUIO, K. Geologia Sedimentar. São Paulo: Edgard Blücher, 2003.

SUMMERFIELD, M.A. Tectonic geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v.15, n.2, p.193-205, 1991a.

SUMMERFIELD, M.A. Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. New York: Logman Scientific & Technical, 1991b. 537p.

TROIANI, F., DELLA SETA, M. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. **Geomorphology**, v.101, n.1, p.159-168, 2008.

TRZASKOS, B. **Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná**. 2006. 151p. Tese (Doutorado em Geologia Exploratória) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2006.

TUCKER, G.E., SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.12, p.229–43, 1994.

VAL, P.F.A., SILVA, C. L. Utilização de knickpoints como indicadores de atividade neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13, 2011, Campinas. **Anais**... São Paulo: SBG, 2011.

VAL, P.F.A., SILVA, C.L., HARBOR, D., MORALES, N. AMARAL, F.R., MAIA, T.F.A. Erosion of an active fault scarp leads to drainage capture in the Amazon region, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.39, n.8, p.1062-1074, 2014.

VENEZIANI, P., ANJOS, C. E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 1982 57p. (INPE-2227-MD/014).

VIEIRA, A.J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. **Anais...** São Paulo:SBG, 1973, v.3, p.259-277.

WALKER, J.D., GEISSMAN, J.W., BOWRING, S.A., BABCOCK, L.E. (Compilers). Geologic Time Scale v. 5.0. **The Geological Society of America**, DOI: 10.1130/2018.CTS005R3C. 2018.

WHIPPLE, K.X. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? **American Journal of Science**, v.301, n4-5, p. 313-325, 2001.

WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v.32, p.151-85, 2004.

WHIPPLE, K. X., MEADE, B. J. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two sided, frictional orogenic wedges at steady state. **Journal of Geophysical Research**, vol 109, 2004.

WOBUS, C., WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. **Geological Society of America**, v.398, p.55-74, 2006.

ZALÁN, P. V., OLIVEIRA, J. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.13. n.2, p.269-300, 2005.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., MARQUES, A., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E.J. (Coords.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990, p.135-168.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., VIEIRA, I.S., ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, n.3, p.242-252, 1987.