

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

SÍLVIA REAL

GRÁBEN RIBEIRÃO DAS LAJES, RJ: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL
CENOZOICA E MORFOTECTÔNICA

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: George Luiz Luvizotto

Coorientadores: Ambrosina H. F. Gontijo-Pascutti & Iata Anderson de Souza

Rio Claro - SP

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

SÍLVIA REAL

GRÁBEN RIBEIRÃO DAS LAJES, RJ: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL
CENOZOICA E MORFOTECTÔNICA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: George Luiz Luvizotto

Coorientadores: Ambrosina H. F. Gontijo-Pascutti & Iata Anderson de Souza

Rio Claro - SP

2019

R288g Real, Sílvia
Gráben Ribeirão das Lajes, RJ : evolução estrutural Cenozoica e Morfotectônica / Sílvia Real. -- Rio Claro, 2019
113 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: George Luiz Luvizotto
Coorientadores: Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Iata Anderson de Souza

1. Geociências. 2. Geologia estrutural. 3. Geomorfologia. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

SÍLVIA REAL

GRÁBEN RIBEIRÃO DAS LAJES, RJ: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL
CENOZOICA E MORFOTECTÔNICA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. GEORGE LUIZ LUVIZOTTO – Orientador
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Profa. Dra. MARCILENE DOS SANTOS
UNESP/Ourinhos (SP)

Prof. Dr. EDUARDO SALAMUNI
UFPR/Curitiba (PR)

Data: 06/09/2019

Horário: 14:30 horas

Conceito: APROVADA

AGRADECIMENTOS

Agradeço pela bondade de incontáveis seres.

Reconheço quem me acolheu na UNESP, meu coorientador, Iata Anderson de Souza. Junto com ele, agradeço ao suporte do projeto LINEAS (Termo de Cooperação Petrobras-UNESP-FUNDUNESP) e da UNESPetro. Agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa e ao PPG Geociências e Meio Ambiente pela formação. Sou grata pela companhia nos campos e orientação do Prof. George Luvizotto, que topou sair um pouco da sua linha de trabalho e entrar nesse barco. O Prof. Norberto Morales e Prof. Clauzionor Silva também contribuíram muito para o meu amadurecimento na neotectônica e área de estudo. Sou igualmente grata à Prof. Ambrosina Gontijo, orientadora e amiga, sempre incentivadora do projeto e da carreira acadêmica.

Nesses dois anos, companheiros não me faltaram. Todos que conheci nessa cidade me ajudaram no meu crescimento pessoal e profissional. Nunca estive só. Em especial agradeço aos amigos de convivência diária Antônio Lima, Bruna Santos, Camilla Carbinatti, Lucas Inglez, Marcela Aragão, Rosângela Vacello, Stephanie Schorcht, William Passini. Não posso deixar de citar o apoio dos amigos da minha cidade natal, da Rural, da UCR, e de toda família Real & Silva. Saibam que nossas conversas sempre foram um refúgio seguro em meio ao caos do mestrado. Querida Elisa Andrade, agradeço pela sua prontidão e talento nas revisões.

Agora, um dos privilégios que tive na vida foi nascer filha de Maria e José. Irmã de Carolina e Dandara. Prima de Michele. Neta de D. Neuza. Obrigada pela força, amor e presença. Sou singularmente grata pelo meu companheiro Rafael Romaneli, que me apoiou em cada etapa do trabalho.

Eu sozinha ando bem, mas com vocês andei melhor.

RESUMO

O Gráben Ribeirão das Lajes (GRL) foi mapeado no limite entre as escarpas da Serra do Mar e o Gráben da Guanabara, no estado do Rio de Janeiro, Brasil. O presente estudo buscou caracterizar a configuração e evolução tectônica cenozoica do GRL a partir de métodos que integram procedimentos em laboratório e trabalhos de campo, envolvendo Geologia Estrutural e Geomorfologia Tectônica. Esta bacia tipo gráben encontra-se encaixada na estrutura pretérita NE-SW do embasamento pré-cambriano, composto de gnaisses bandado milonítico da Unidade Arcádia-Areal, juntamente com ortognaisses e granitoides do Arco Magmático Rio Negro. Essas rochas estão intrudidas por diques de diabásio cretáceos de direção NE-SW. O registro sedimentar está associado, principalmente, aos depósitos aluvionares e coluvionares, que se estendem por 20 km de comprimento por 9 km de largura, expostos de maneira irregular e separados por altos intrabaciais. As características da rede de drenagem e do relevo da área, somados aos inúmeros e persistentes lineamentos, mostram, em conjunto com os dados levantados em campo, que os traços principais se associam às fraturas. O GRL é uma estrutura alongada e estreita delimitada por falhas NE-SW, em ambas as bordas, e compartimentada fundamentalmente por fraturas de direção NW-SE e E-W. O primeiro evento de formação do GRL se relaciona com as falhas normais NE-SW do embasamento, equivalente ao processo de geração das bacias do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil no Paleógeno. As estruturas NE-SW são expressivas no sistema fluvial, nas feições morfotectônicas e nas zonas preferenciais de erosão e sedimentação. Na escala de trabalho local, as fraturas NW-SE de alto ângulo, reconhecidas em campo, têm papel significativo na dissecação da paisagem, definindo marcantes rupturas de relevo, a partir do condicionamento de tributários e feições morfotectônicas. As novas discontinuidades, representadas por fraturas E-W e N-S, controlam pequenos canais, cristas e facetas. Destaca-se a influência do feixe E-W na dissecação e remodelamento da paisagem local, com expressividade nos dados de juntas e falhas que afetam embasamento, diques e cobertura sedimentar. O condicionamento tectônico do relevo e, principalmente, da rede de drenagem, que responde a movimentações mais jovens, indica atividades tectônicas no Cenozoico. O regime atual de tensão é definido na literatura por uma transcorrência dextral, caracterizado por estruturas extensionais NW-SE, correspondente às estruturas encontradas em campo, que afetam tanto a cobertura sedimentar quanto o embasamento intemperizado, com planos estriados preenchidos com óxidos. Os estudos realizados expõem os reflexos da atuação tectônica rúptil cenozoica que modificaram a paisagem e levaram à erosão da bacia do GRL.

Palavras-chave: Ribeirão das Lajes. Neotectônica. Morfotectônica. Tectônica Rúptil.

ABSTRACT

Ribeirão das Lajes Graben (RLG) was mapped at the boundary between Serra do Mar escarpments and Guanabara Graben, in the state of Rio de Janeiro, Brazil. The present study aimed to characterize the Cenozoic tectonic evolution and shape of RLG from methods which incorporate procedures in laboratory and field work, involving structural geology and tectonics geomorphology. This basin was developed on thrust-sheared precambrian NE-SW substrate, consisting of banded milonitic gneisses from the Arcadia-Areal Unit, along with orthogneisses and granitoids from the Rio Negro Magmatic Arc. These rocks are intruded by cretaceous diabase dikes with NE-SW direction. The sedimentary record is mainly associated with alluvial and colluvial deposits, extending 20 km long and 9 km wide, irregularly exposed and separated by intrabacinal highs. The drainage network and relief characteristics, added to the numerous and persistent lineaments, even along with the data collected in the field, demonstrate that the main features are associated to fractures. This elongated and narrow graben is delimited by NE-SW faults at both edges, in addition to NW-SE and E-W fractures which compartmentalize it. The RLG was formed due to recognized NE-SW normal faults, event related to Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil generation process. NE-SW structures are expressive in the fluvial system, morphotectonic pattern and preferential erosion and sedimentation zones. In a local scale, field-recognized high-angle NW-SE fractures perform a significant role in the dissection of graben landscape, defining remarkable relief ruptures from the control of tributaries and morphotectonic features. The new discontinuities, represented by E-W and N-S fractures, control small drainage channels, ridges and facets. Moreover, there is the great influence of E-W fractures on the remodeling and dissection of the local landscape, with expressiveness in the joints and faults data that affect basement, dikes and sedimentary cover. The tectonic conditioning of the relief and, especially the drainage network, which responds to younger movements, indicates tectonic activities from Cenozoic Era. The current tectonic regime is defined in the literature by a dextral movement, characterized by NW-SE extensional structures, identical to the structures found at the field, affecting both sedimentary cover and altered basement, with fault planes characterized by striations filled with oxides. The studies performed expose the effects of the Cenozoic brittle tectonic, which modified the landscape and led to the erosion of the RLG basin.

Keywords: *Ribeirão das Lajes*. Neotectonics. Morphotectonics. Brittle Tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área.....	15
Figura 2: Representação das faixas dos perfis topográficos.....	18
Figura 3: Localização dos pontos visitados e vias de acessos principais da área.....	20
Figura 4: (A) Critérios para determinar o sentido de movimento de uma superfície de falha (Angelier, 1994) (B) Cristalização de minerais fibrosos no lado da maior aspereza do plano de falha. (C) Estrias formadas devido à fricção de elementos mais rígidos no plano de falha. (Petit, 1987).....	23
Figura 5: (A) Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto dextral (Petit, 1987). (B) Diedros retos de extensão (E) e compressão (C) para uma falha F, gerada por um esforço σ (setas brancas) cuja componente tangencial é f. (Angelier e Mechler, 1977)	24
Figura 6: Bloco diagrama das principais feições morfotectônicas associadas a zonas de falhas de rejeito direcional (strike-slip), modificado de Wesson et al., 1975 (Burbank e Anderson, 2011). 27	
Figura 7: Padrões de drenagem principais. (Howard, 1967)	28
Figura 8: Exemplos de anomalias de drenagem (Howard, 1967).....	29
Figura 9: Mapa Mundial de Esforços (WSM) exhibe a orientação atual de tensão crustal. (Heidbach et al., 2018).....	32
Figura 10: Lineamentos neotectônicos do Sul e Sudeste do Brasil por Hasui et al. (2000).....	33
Figura 11: Tipos de bacias tipo rifte em planta e em seção transversal. (Withjack et al., 2013). ..	35
Figura 12: Exemplo de rampa de transferência ou relay ramp. (Peacock e Sanderson, 1995)	35
Figura 13: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. Fonte: Heilbron et al. (2004).....	38
Figura 14: Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira. Fonte: Tupinambá, Teixeira e Heilbron (2012).	39
Figura 15: Zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e de Arcádia-Areal. Fonte: Heilbron, Eirado e Almeida (2016).....	40
Figura 16: Principais feições geomorfológicas dos segmentos central e oriental do RCSB segundo (Riccomini et al., 1989).....	43
Figura 17: Mapa de zonas sismogênicas de parte do Sudeste Brasileiro (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos (Mito & Hasui, 1982).	44
Figura 18: Perfil esquemático evidenciando os falhamentos escalonados e os blocos basculados originados pela tectônica do Cenozoico. O Gráben da Guanabara situa-se na baixada fluminense (modificado de Asmus & Ferrari, 1978). (Lima, 2000)	45

Figura 19: Interpretação estrutural do Gráben da Guanabara e seus sub grábens de acordo com Zalán e Oliveira (2005).	45
Figura 20: Quadro de eventos tectônicos e neotectônicos do Sudeste do Brasil (Breda, 2012).....	47
Figura 21: Exemplos de rochas da Unidade Arcádia-Areal na área de estudo.....	49
Figura 22: Mapa geológico da região baseado em Heilbron et al. (2016).....	50
Figura 23: Exemplos de ortognaisses e granitoides do Arco Magmático do Rio Negro na área de estudo.....	51
Figura 24: Exemplos das intrusões de diques máficos na área de estudo.	52
Figura 25: Modelo digital de elevação da região de estudo com o limite da bacia hidrográfica e a rede de drenagem principal.	54
Figura 26: Mapa da rede de drenagem da região de estudo e a limitação da bacia hidrográfica 1:25.000. (IBGE, 2016).....	55
Figura 27: Microbacias da área de estudo limitada pela bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes....	56
Figura 28: Modelo digital de elevação a partir de imagens SRTM com os principais elementos fisiográficos e a indicação das linhas ao longo das quais foram gerados os perfis topográficos em faixa.	58
Figura 29: Perfis topográficos em faixa topográfica.	59
Figura 30: Hipsometria da área de estudo com base no modelo SRTM.	60
Figura 31: Patamares em diferentes altitudes na área de estudo.	62
Figura 32: Feições morfotectônicas no GRL.....	63
Figura 33: Escarpas e facetas no GRL..	64
Figura 34: (A) Profusão de facetas triangulares em diferentes graus de dissecação e direções, vista da descida da Serra das Araras, com destaque para a Represa de Lajes em primeiro plano. No último plano da foto observam-se as Serras do Matoso e da Calçada. Visada para SE. (B) Diferentes patamares e facetas vista da descida da Serra das Araras, com visada para SE. (C) Além das facetas observa-se o deslocamento lateral da topografia que move as cristas. Visada para Sul. (D) Localização das fotos A, B e C.....	65
Figura 35: (A) Planície de sedimentação separada por colinas arredondadas (altos intrabacinais). Em detalhe as facetas triangulares no plano de fundo. Visada para ESE. (B) Planície de ampla sedimentação separada por colinas e morros. Visada para E. (C) Localização das visadas identificadas pelo círculo de cor vermelha.	66
Figura 36: Alvéolo de sedimentação entre morros e colinas que promovem o estrangulamento da feição.	67

Figura 37: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos regionais e diagramas de rosetas referentes.	69
Figura 38: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos locais e diagramas de rosetas referentes.	70
Figura 39: Mapa de lineamentos com base na rede de drenagem (IBGE, 1:25000) e diagramas de rosetas referentes. N=1449, intervalo angular 10°.....	71
Figura 40: Localização dos pontos onde depósitos sedimentares foram mapeados.....	72
Figura 41: Fácies proximal (Pd).....	75
Figura 42: Fácies coluvionar (Co).....	76
Figura 43: Fácies aluvionar (Cal).....	77
Figura 44: Seções estratigráficas simples e perfil topográfico a-b, cuja localização é apresentada no mapa da Fig. 40.	78
Figura 45: Feições estruturais dúcteis na área de estudo.....	79
Figura 46: Fraturas na cobertura sedimentar.	81
Figura 47: Falhas no sedimento.....	82
Figura 48: Estruturas nas intrusões básicas.....	84
Figura 49: Falhas nas intrusões básicas.....	85
Figura 50: Exemplos representativos de juntas do embasamento.	86
Figura 51: (A) Projeção estereográfica das falhas normais NE-SW (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Exemplo representativo de falha normal NE-SW no ponto Lj11. (C) Projeção estereográfica das falhas E-W sinistras (Equal Area, hemisfério inferior). (D) Exemplo representativo de falha E-W sinistral no ponto Lj 29.....	86
Figura 52: Padrão de fraturamento com diagramas de frequência das juntas do embasamento da área pesquisada. Projeções estereográficas dos pólos (Equal Area, hemisfério inferior)	87
Figura 53: (A) Visão geral do afloramento J2. (B) Detalhe da foto anterior da relação de superposição de deformação entre as fraturas. O tracejado de cor preta representa a falha N75W/70 sinistral, ao passo que o tracejado laranja identifica a falha normal N30E/40, e o tracejado branco marca uma fratura N47W/85. (C) Detalhe da falha normal NE-SW da imagem anterior.....	88
Figura 54: Falhas direcionais no embasamento.....	89
Figura 55: Sistema de falhas conjugadas no embasamento.....	90
Figura 56: (A) Projeção estereográfica das falhas normais NW-SE, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Exemplo representativo de	

falha normal NW-SE no afloramento J15. (C) Visão geral de parte do afloramento J2. (D) Detalhe da foto anterior, com destaque para a linha tracejada amarela que representa uma falha normal NW-SE, mais nova na relação. Os tracejados de cor vermelha identificam as falhas NE-SW sinistrais. Por fim, uma fratura NW-SE pe marcada pelo tracejado de cor branca. (E) Detalhe das fraturas da foto anterior. (F) Detalhe da falha sinistral NE-SW. 91

Figura 57: (A, B) Exemplos representativos de planos de falha com duas estrias. (C) Projeção estereográfica com estrias mais antigas plotadas (cor laranja). (D) Projeção estereográfica com estrias mais novas plotadas (cor verde). (Equal Area, hemisfério inferior). 92

Figura 58: (A) Projeção estereográfica com estrias mais antigas plotadas (cor laranja). Os traços brancos representam possíveis locais para o eixo distensivo, enquanto os traços pretos identificam o eixo compressivo. (B) Projeção estereográfica com estrias mais novas plotadas (cor verde). (Equal Area, hemisfério inferior). (C) Exemplo representativo de plano de falha E-W com alto ângulo de mergulho e duas estrias diferentes. 93

Figura 59: (A) Falha sinistral desloca a crista (indicada pelas setas vermelhas). (B/C) Na escala de detalhe em afloramento próximo, pode-se observar um plano de falha NW-SE sinistral. Ponto Lj 27. (Real, 2016)..... 96

Figura 60: Principais descontinuidades NW-SE do continente (FC-5 e FC-6) relacionadas às falhas de transferência (FT-5 e FT-6) na Bacia de Santos, integradas em ambiente tridimensional (Souza et al., 2008). 98

Figura 61: (A) Mapa geológico do Gráben do Rio Santana (polígono preto). (B) Mapa do campo magnético anômalo. (C) Mapa da amplitude do sinal analítico. (Souza, 2019). Destaque para estrutura NW-SE (traço de cor preta) na divisa entre o GRS com o GRL. 99

Figura 62: Representação esquemática das estruturas do GRL..... 101

Figura 63: Evolução Tectônica Cenozoica do GRL com os campos de tensão dos eventos formador e deformadores da estrutura..... 103

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação de fácies (Miall, 1996)	38
---	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	2
RESUMO	3
ABSTRACT	4
LISTA DE FIGURAS	5
LISTA DE TABELAS	9
SUMÁRIO.....	10
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Justificativa e relevância do trabalho.....	13
1.2. Objetivos.....	13
1.3. Localização da área.....	14
CAPÍTULO 2: MÉTODOS E ETAPAS	16
2.1. Revisão Bibliográfica e Cartográfica.....	16
2.2. Análise geomorfológica, estrutural e sedimentar	17
2.2.1. Caracterização da rede de drenagem	17
2.2.2. Caracterização das feições de relevo	17
2.2.3. Mapas de lineamentos de relevo e drenagem	18
2.2.4. Levantamento de campo	19
2.2.5. Caracterização dos depósitos sedimentares da bacia.....	19
2.2.6. Caracterização estrutural e tectônica das estruturas medidas em campo	21
CAPÍTULO 3: ANÁLISE CONCEITUAL E TEMÁTICA.....	22
3.1. Análise de estruturas rúpteis	22
3.2. Geomorfologia Tectônica	25
3.3. Neotectônica	30
3.4. Formação de grábens e sedimentação.....	34
CAPÍTULO 4: CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	38
4.1. Geologia Regional	38
4.2. Sistema de Riftes	42
4.3. Eventos Tectônicos Regionais	45
4.4. Aspectos Geomorfológicos Regionais.....	46
4.5. Aspectos litológicos da região de estudo	49
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	53
5.1. Contexto Morfotectônico do GRL.....	53

5.1.1. Caracterização da rede de drenagem.....	53
5.1.2. Caracterização das feições de relevo.....	57
5.1.3. Indicadores tectônicos no relevo	61
5.1.4. Lineamentos estruturais.....	67
5.2. Contexto sedimentar do GRL	72
5.2.1. Fácies proximal (Pd)	73
5.2.2. Fácies coluvionar (Co)	73
5.2.3. Fácies aluvionar (Cal)	74
5.2.4. Seções estratigráficas simples	77
5.3. Estruturas deformacionais.....	79
5.3.1. Estruturas dúcteis	79
5.3.2. Estruturas rúpteis.....	80
CAPÍTULO 6: DISCUSSÕES	94
CAPÍTULO 7: CONSIDERAÇÕES FINAIS	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

A configuração geomorfológica de parte do Sudeste Brasileiro exhibe uma estruturação com alternância entre áreas soerguidas e abatidas, principalmente devido à tectônica associada ao processo de fragmentação entre a América do Sul e a África, bem como aos processos associados ao soerguimento da Serra do Mar e formação das bacias cenozoicas, além de movimentos mais modernos ligados à deriva do continente sul-americano (Hasui, 1990).

Vários trabalhos foram realizados com intuito de compreender as reativações neotectônicas no Brasil. Embora as interpretações acerca desta tectônica possam apresentar variações entre os cientistas, estes reconhecem sua influência na compartimentação do relevo, no sistema fluvial, nas zonas preferenciais de erosão e sedimentação e na deformação de sedimentos cenozoicos, tanto das bacias continentais como das plataformais. (Asmus e Ferrari, 1978; Riccomini et al., 1989; Hasui, 1990; Saadi, 1993; Salvador e Riccomini, 1995; Almeida e Carneiro, 1998; Hiruma, 2001; Modenesi-Gauttieri et al., 2002; Neves et al., 2003; Salamuni et al., 2003; Suarez, 2005; Souza et al., 2008; Gontijo-Pascutti et al., 2010; Morales et al., 2014).

A formação do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (Zalán e Oliveira, 2005), anteriormente denominado *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) por Riccomini et al. (1989), gerou um quadro de depressões tectônicas paralelas à costa. As heterogeneidades estruturais e geológicas do embasamento influenciaram em diversos fatores na gênese e evolução das bacias como, por exemplo, localização e geometria.

No contexto das estruturas mesozoico-cenozoicas do SRCSB no estado do Rio de Janeiro, o Gráben da Guanabara, anteriormente definido por Almeida (1976) como *Rift* da Guanabara, constitui uma estrutura de idade paleocena que foi implantada a partir de esforços direcionais de um binário sinistral E-W, cuja evolução ao longo do Eoceno/Oligoceno foi controlada por uma tectônica extensional (Ferrari, 2001). Esta feição encontra-se na base da Serra do Mar, apresentando desníveis de 1.200 até 2.200 m, com um estilo tectônico em dominó (Zalán e Oliveira, 2005).

Na escarpa da borda ocidental do Gráben da Guanabara, uma reativação tectônica levou à formação de feições de menor escala, de direção NE-SW, compartimentadas por falhas NW-SE e truncadas por outras direções secundárias. Estas pequenas sub-bacias tipo gráben são o Gráben do Rio Santana (Gontijo-Pascutti et al., 2010) e o Gráben Ribeirão das

Lajes - GRL (Real, 2016). O estudo prévio sobre o GRL chamou atenção para a estrutura de gráben, contudo sua geometria e eventos de sua evolução tectônica não foram determinados.

Estas feições morfotectônicas vêm sendo estudadas por pesquisadores que reconheceram uma reativação inicial associada com a formação do RCSB no Paleógeno, somado a um colapso das falhas e a formação da estrutura rifte *valley* entre o Mioceno ao Quaternário (Lopes, 2008; Gontijo-Pascutti et al., 2010; Miguens, 2016; Real, 2016; Souza, 2019). Dentro deste cenário, o presente trabalho visa reconhecer e caracterizar a morfologia do GRL, bem como investigar os processos e estruturas tectônicas ligadas a sua formação e deformação.

1.1. Justificativa e relevância do trabalho

O entendimento evolutivo das bacias cenozoicas, em particular do GRL, faz-se relevante do ponto de vista da história geológica e geomorfológica local, assim tal qual o cenário evolutivo da margem continental do Sudeste do Brasil.

Além disso, investigações anteriores mapearam importantes traços estruturais nos terrenos pré-cambrianos das regiões Sul e Sudeste, cujas extensões sugerem continuidade com aqueles mapeados em dados sísmicos nas bacias da plataforma continental, afetando o preenchimento sedimentar neogênico (Zalán, 1986; Souza et al., 2008). Portanto, o reconhecimento e a caracterização das linhas de fraqueza principais na região de estudo podem ser subsídios para compreensão da deformação rúptil da Bacia de Santos adjacente.

Considerando a dimensão e a intensidade das reativações tectônicas em estruturas pré-cambrianas, o estudo das províncias sismo-tectônicas é de interesse imediato do ponto de vista neotectônico, para reconhecimento do tensor quaternário vigente. A região de estudo, além de se localizar dentro da Zona Sismogênica de Cunha (Hasui et al., 1982), possui registros de sismicidade mapeados e reconhecidos em dados históricos e por meio de equipamentos sísmicos, incluindo sismos ocorridos em 2018.

1.2. Objetivos

O objetivo principal do presente trabalho é caracterizar a estrutura, configuração e evolução tectônica cenozoica do Gráben Ribeirão das Lajes, no contexto do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. Quanto aos objetivos específicos, definem-se por:

- Caracterizar o sistema de drenagem, as feições morfotectônicas e suas condicionantes estruturais;
- Analisar a distribuição e a geometria das estruturas rúpteis de acordo com as unidades afetadas;
- Diferenciar os eventos tectônicos geradores e deformadores do GRL, definindo paleotensões para cada evento e/ou pulso de reativações;
- Elaborar a evolução tectônica cenozoica do GRL e compreender sua relação com a paisagem;
- Definir os limites e as estruturas que compartimentam o gráben, bem como a cobertura sedimentar superficial associada.

1.3. Localização da área

A área de estudos situa-se no Estado do Rio de Janeiro, abrangendo os municípios de Pirai (Região do Médio Paraíba), Paracambi, Itaguaí e Seropédica (Região Metropolitana) (Fig. 1). A rede de drenagem é dada pelo médio a baixo curso do Ribeirão das Lajes, que no município de Japeri se junta ao Rio Santana para formarem o Rio Guandu, bacias hidrográficas que fazem parte do principal sistema de abastecimento da região metropolitana do Rio de Janeiro. Os elementos fisiográficos principais são dados pelas serras das Araras, do Matoso, da Calçada e de Japeri. As principais vias de acesso na área são BR-116 (Rodovia Presidente Dutra), Rodovia Estadual RJ-127 e Estrada de Cacaria (saída 215 da Dutra).

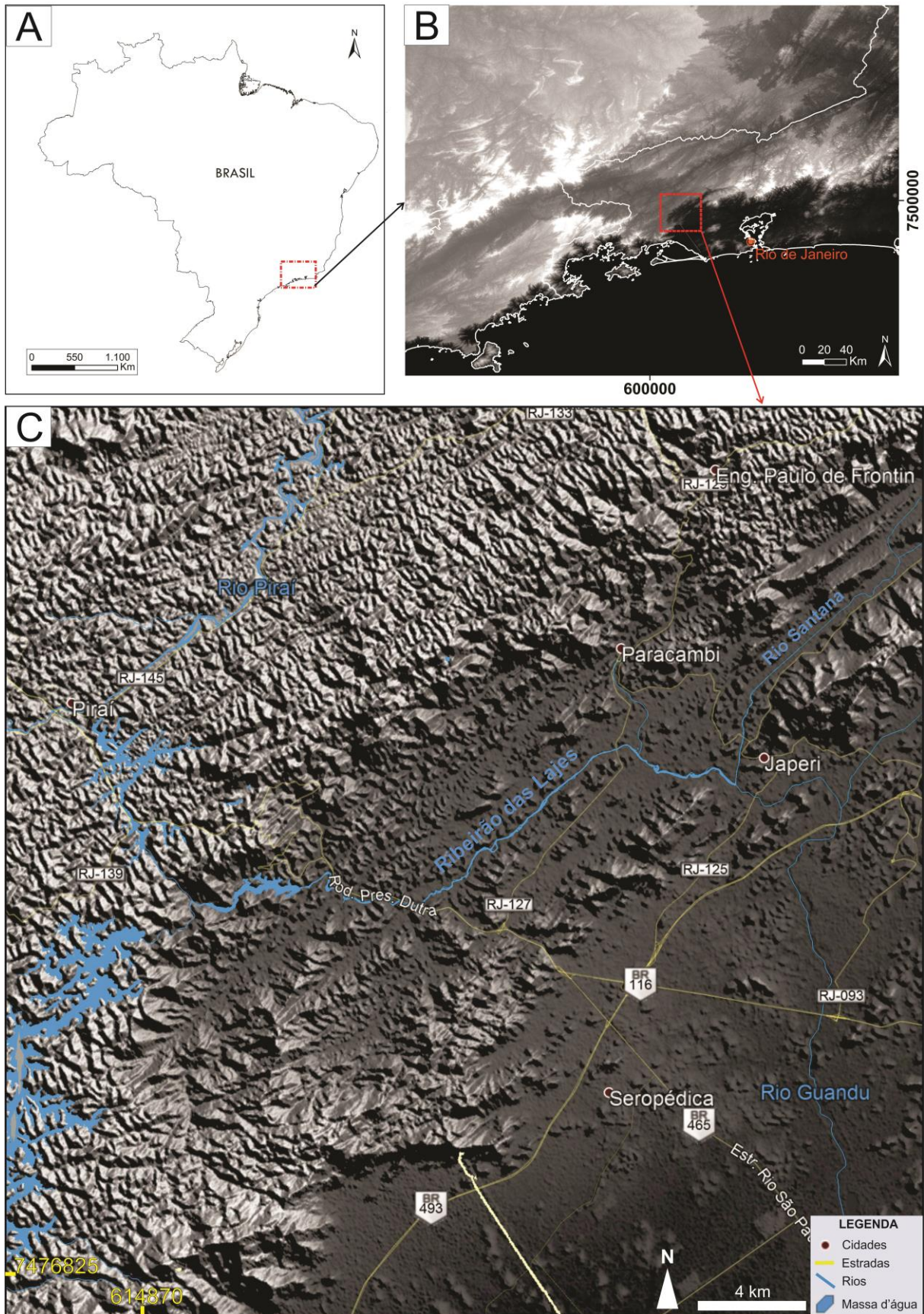


Figura 1: Localização da área. (A) Contexto do Brasil, o quadrado vermelho localiza a imagem 1B. (B) Região de estudo no oeste do estado do RJ. (C) Mapa de relevo da região de estudo com indicação dos principais rios e rotas de acesso.

CAPÍTULO 2: MÉTODOS E ETAPAS

Neste capítulo estão listadas as etapas e procedimentos utilizados no trabalho, que baseado em conceitos interdisciplinares, dão origem aos produtos gerados na dissertação.

2.1. Revisão Bibliográfica e Cartográfica

Esta etapa da pesquisa decorreu a partir da revisão bibliográfica com a análise de literatura especializada no tema de Geologia Estrutural e Geomorfologia Tectônica, para a compreensão do cenário teórico. Essa pesquisa se deu também com a verificação do contexto regional, buscando além da compreensão da geologia e geomorfologia do Sudeste brasileiro, alguns exemplos análogos ao que acontece na área de estudos.

Realizou-se ainda a aquisição de dados espaciais de produtos de sensoriamento remoto visando à fotointerpretação e a análises em ambiente SIG. Foram obtidas imagens do modelo SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* 30m (1 Arc-Second Global) de domínio público, disponíveis em <https://earthexplorer.usgs.gov/>. As imagens disponíveis no *software* Google Earth Pro (*DigitalGlobe*), bem como aquelas disponibilizadas no repositório online do ArcGIS (*World Imagery*), também auxiliaram na definição e interpretação dos dados.

Além disso, foram compilados dados cartográficos digitais já existentes de órgãos públicos Brasileiros e de alguns grupos de pesquisadores. Os elementos geológicos vetorizados disponibilizados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil (<<http://geosgb.cprm.gov.br/>>), resultantes de um mapeamento na escala de 1:400.000 do Estado do Rio de Janeiro constituíram-se como bases importantes para o trabalho. Os dados topográficos do IBGE (<<https://downloads.ibge.gov.br/>>) na escala de 1:25.000 se tornaram também alicerce fundamental.

Os dados estruturais do trabalho realizado por Real (2016) somaram-se aos dados coletados durante a pesquisa do mestrado. As referências das principais falhas mencionadas no projeto Mapa Neotectônico do Brasil (Morales et al., 2014) também foram consultadas.

O sistema de coordenadas utilizado é o UTM, zona 23S, *datum* WGS 1984. Para a elaboração dos produtos apresentados no presente trabalho, os seguintes softwares e versões foram utilizados: ArcGIS 10.6.1, Global Mapper 13, AutoCAD Map 3D 2013, Google Earth Pro, CorelDRAW X6, Win-Tensor 5-8-6, Stereonet 10.2.0, SedLog.

2.2. Análise geomorfológica, estrutural e sedimentar

Os procedimentos metodológicos aplicados envolveram uma sequência de análise e interpretação dos elementos coletados com o intuito de reconhecer a influência dos processos tectônicos na morfologia da paisagem. À medida que as atividades eram executadas, diversos produtos e mapas temáticos eram gerados.

2.2.1. Caracterização da rede de drenagem

A análise da rede de drenagem torna-se relevante à medida que o traçado dos rios pode revelar a natureza das rochas, incluindo a própria tectônica (Guerra, 1993). A classificação dos padrões da rede fluvial, da mesma maneira que a identificação das anomalias de drenagem, destacando as capturas e cotovelos, teve como base conceitos na Geomorfologia (Schumm, 1986; Bishop, 1995; Burbank e Anderson, 2011).

As formas e as distribuições das microbacias podem indicar reativações e consequentes alterações dos níveis de base, por isso geraram-se mapas de sub-bacias de drenagem. (Wallace, 1977; Mayer, 1986; Jackson e Leeder, 1994). A definição de bacia de drenagem adotada neste trabalho corresponde a uma área com água de superfície que segue para um lago ou outra drenagem de ordem mais elevada (Howard, 1967; Soares e Fiori, 1976). O mapa de microbacias foi confeccionado com base na individualização das sub-bacias presentes nos canais de rios principais (Fig. 2). A tentativa de reorganização da drenagem a partir de movimentos tectônicos mais novos gera feições morfotectônicas representativas.

2.2.2. Caracterização das feições de relevo

Com o objetivo de visualizar as diferentes altitudes do terreno, no ambiente do ArcMap gerou-se o mapa hipsométrico a partir dos dados do modelo SRTM. Foram definidos 12 intervalos para agrupar as classes de elevação, que variavam de 1 a 1.050m, formatados em um documento de texto. A ferramenta *Spatial Analyst Tools/ Reclass/ Reclass by ASCII File* utilizou este arquivo de texto para gerar a hipsometria.

A técnica de perfis em faixa topográfica (*swath profiles*) auxilia no reconhecimento de elementos gerais na paisagem que podem estar associados à atividade tectônica. Por meio de dados do modelo SRTM e da ferramenta “*SwathProfiler*”, um *add-in* desenvolvido por Pérez-Peña et al. (2017), foram geradas duas faixas de perfis. Este tipo de análise morfométrica constrói perfis topográficos espaçados igualmente dentro de uma faixa, neste trabalho definiu-

se o espaçamento de 400m entre cada perfil para ambas as faixas. Em função disso, para a faixa de 10km WSW-ENE foram gerados 25 perfis (Fig. 2a), ao passo que para na faixa de 32km NW-SE, foram 80 perfis sobrepostos (Fig. 2b). Algumas análises estatísticas foram calculadas, como a elevação topográfica máxima e mínima, bem como primeiro e terceiro quartil (Q1 - Q3) da faixa.

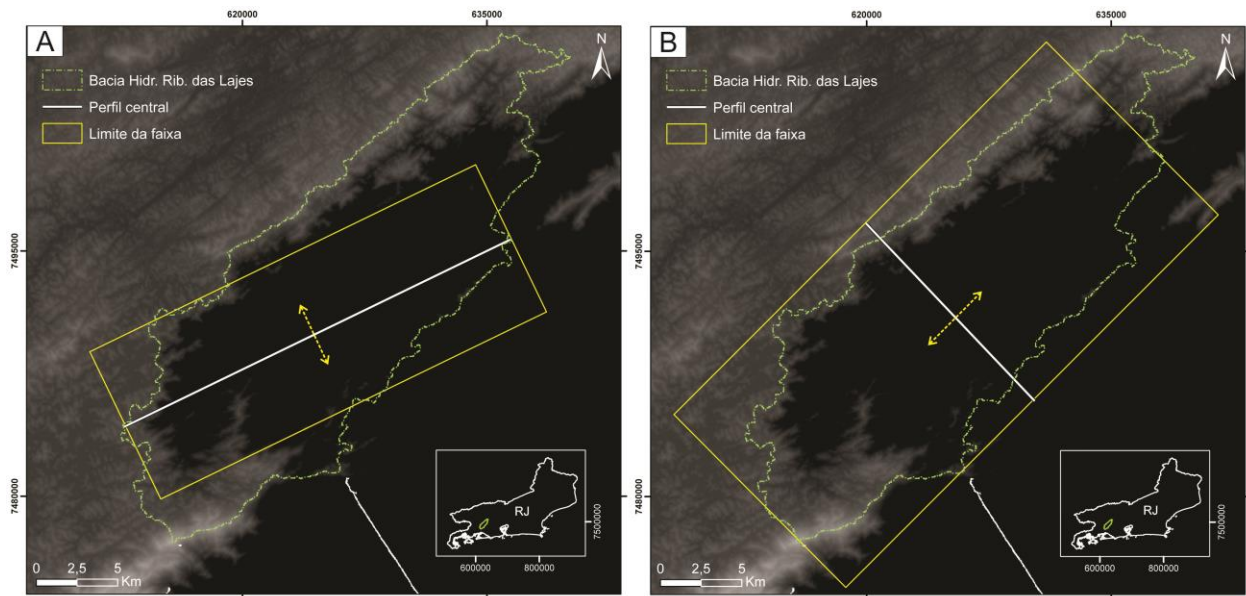


Figura 2: Representação das faixas dos perfis topográficos. (A) A faixa dos perfis WSW-ENE possui 10km, portanto a partir do perfil central são 5 km para cada lado. (B) A partir do perfil central NW-SE foram gerados 40 perfis para cada lado, totalizando 32km de faixa e 80 perfis sobrepostos.

2.2.3. Mapas de lineamentos de relevo e drenagem

Os dados de sensoriamento remoto propiciam visualização de feições de relevo, e com base na análise de lineamentos morfoestruturais, pode-se observar o padrão sistemático dessas feições. No programa Global Mapper processaram-se as imagens SRTM, com início na geração de diferentes sombreamentos de variadas direções da fonte de iluminação (azimutes 00°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, 315°). Esse procedimento é realizado pelo fato de que feições paralelas podem ser suavizadas ou mascaradas diante das diferentes disposições. A elevação solar escolhida possui o ângulo intermediário de 45°.

Oito diferentes imagens foram geradas no programa Global Mapper e exportadas para o ArcMap, servindo de base para se traçar manualmente os lineamentos estruturais. Os lineamentos extraídos identificaram os principais elementos estruturais como alinhamento de cristas, linhas de drenagem, vales, segmentos de escarpas, depressões alongadas, dentre outras feições lineares (O’leary et al., 1976; Liu, 1987).

O trabalho foi realizado em duas fases. A primeira fase realizou-se em âmbito regional, com um polígono mais amplo, englobando quase a totalidade do estado do Rio de Janeiro e a parte leste do estado de São Paulo, com quase 50 mil km². Na escala fixada em 1:300.000 traçaram-se estruturas ligadas ao quadro regional. Na segunda fase, trabalhou-se em uma escala fixada em 1:40.000 no polígono da bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes. Com esse nível mais detalhado, obtiveram-se lineamentos mais representativos com base nas feições estruturais locais. Em alternativa, os dados topográficos do IBGE de 1:25.000 serviram de base para a obtenção das direções principais dos rios, a partir do mesmo polígono da bacia hidrográfica.

A análise estatística dos lineamentos identificados na fotointerpretação foi realizada no AutoCAD. Após inserção das feições no programa, realizou-se uma rotina (*roseta.lsp*) disponível no Laboratório de Estudos Tectônicos e Estruturais (UNESPetro), a fim de se obterem diagramas de roseta de frequência e comprimento acumulados.

2.2.4. Levantamento de campo

Em campo, as características do relevo e drenagem foram observadas, com a fotografia de feições morfotectônicas. Ao todo, foram visitados 70 afloramentos (Fig. 3). Os procedimentos dessa etapa incluíram ainda uma breve descrição litotípica e o levantamento estrutural descritivo e sistemático de estruturas rúpteis que afetam o depósito sedimentar, intrusões básicas e as rochas do embasamento. Feições estruturais dúcteis, como lineações e foliações, foram levantadas para as rochas do embasamento do GRL.

As falhas foram reconhecidas individualmente na identificação de planos estriados com expressiva continuidade lateral, seguindo as técnicas de Petit (1987), Angelier (1994) e Doblas (1998). As estruturas foram analisadas por sua geometria e cinemática, com levantamento da atitude do plano, rumo e caimento da estria e sentido de movimento. A cronologia das falhas em alguns pontos foi determinada examinando a relação de superposição de deformações, distinguindo as falhas mais jovens das mais velhas.

2.2.5. Caracterização dos depósitos sedimentares da bacia

Seções-tipo representativas foram elaboradas mediante mapeamento das feições sedimentares, utilizando a distinção e classificação de fácies segundo Selley (1968) e Miall (1996). Tais perfis estratigráficos, com descrição e ilustração das feições foram

confeccionados com base nas descrições do levantamento de campo, com apoio do programa SedLog (Zervas et al., 2009).

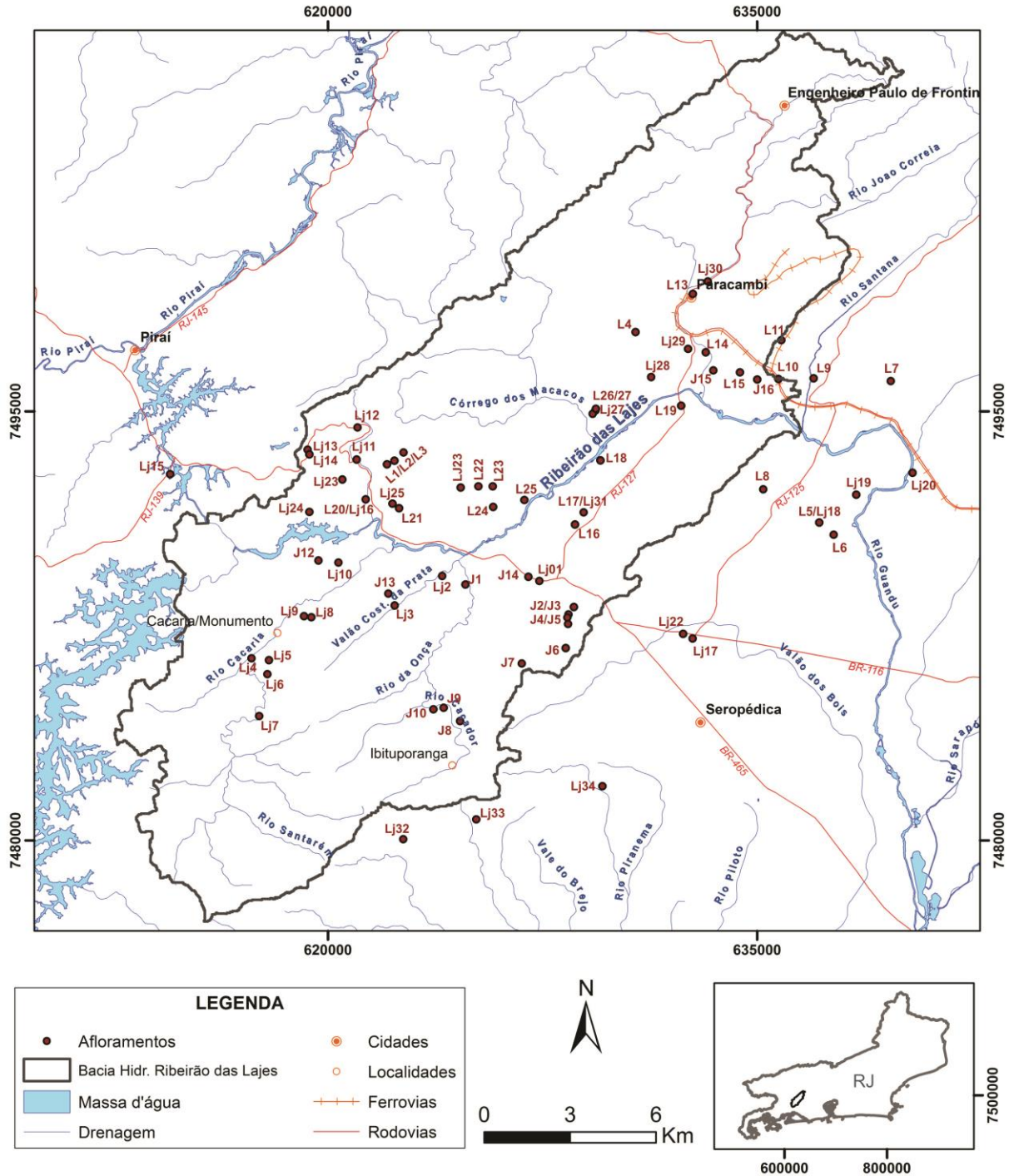


Figura 3: Localização dos pontos visitados e vias de acessos principais da área.

No mapa geológico, o contorno das áreas de sedimentação foi aprimorado com base na topografia (curvas de nível) e nas imagens de satélite disponíveis no ArcGIS. As planícies e os locais onde a distância entre as curvas de nível aumenta, formando alvéolos, são os locais

preferenciais de sedimentação. Os sedimentos fluviais ao redor dos rios também foram mapeados.

2.2.6. Caracterização estrutural e tectônica das estruturas medidas em campo

O *software* Stereonet auxiliou na análise estatística das orientações preferenciais e padrões geométricos das juntas e das foliações, com a distribuição dos pólos dos planos em estereogramas de contorno. A fim de determinar as orientações de eixos de deformação e de tensão das falhas, utilizou-se o programa Win-Tensor (Delvaux, 2012), que aplica o método dos diedros retos, desenvolvido por Angelier e Mechler (1977). No programa, a representação das possíveis e mais prováveis localização dos eixos de deformação, compressiva ou distensiva é dada por setas convergentes (azul) ou divergentes (vermelha), respectivamente.

As populações de falhas que afetavam cada unidade (sedimento, dique o embasamento) foram tratadas separadamente. Os dados de falhas e estrias de mesma geração foram agrupados segundo atitude e cinemática, compondo estereogramas com as orientações dos eixos de paleotensões de cada conjunto, sempre observando as anotações de campo de relação das estruturas.

Em alguns afloramentos observou-se relação de superposição de deformações entre as estruturas, o que aliado aos dados de literatura, e distinção de estruturas de acordo com a unidade afetada, permitiu a definição de cronologia relativa entre as falhas. Com base nas análises, o arcabouço morfotectônico da região foi obtido, com o reconhecimento das estruturas atuantes no controle da paisagem local e a diferenciação dos eventos tectônicos formadores e deformadores do GRL.

CAPÍTULO 3: ANÁLISE CONCEITUAL E TEMÁTICA

A seguir, serão estabelecidas algumas bases conceituais dos temas principais propostos nesta dissertação que envolvem disciplinas de Ciências da Terra com fundamentos sobre aspectos geológicos, geomorfológicos, estruturais e sedimentológicos, delineando particularidades do meio físico e interpretações sobre a evolução geológica.

3.1. Análise de estruturas rúpteis

No comportamento rúptil são formadas superfícies de descontinuidade, isto é, fraturas, a partir do esforço aplicado sobre a rocha. Estas estruturas podem ser diferenciadas entre falhas e juntas, representando, respectivamente, fraturas nas quais é possível reconhecer o movimento relativo entre os blocos de rocha (paralelo ao plano de fratura), e aquelas em que não é possível perceber este deslocamento.

O movimento entre os blocos falhados pode ser reconstruído em termos de direção e sentido do movimento, fundamental na compreensão da deformação da crosta superior (Angelier, 1994). Existem diversos critérios no que se refere à determinação do sentido do movimento destas estruturas rúpteis. Petit (1987) reportou uma série de estruturas menores, baseado em informações de trabalhos de campo, que indicam a cinemática dos movimentos das falhas.

Angelier (1994) também ilustrou alguns critérios básicos para caracterização do sentido de movimentação das falhas (Fig. 4a). Dentre os métodos, o mais confiável é representado pela cristalização relacionada a irregularidades da superfície do plano de falha. As fraturas de tração se abrem com o movimento dos blocos e ficam preenchidas por minerais secundários (calcita, quartzo, epidoto, etc.), chamados *slickensides*, que aparecem como um conjunto de degraus de crescimento voltados para o movimento do bloco faltante (Angelier, 1994) (Fig. 4b).

O critério pode ser “positivo” ou “negativo”, dependendo se o lado liso é favorável (liso) ou contrário (áspero) ao sentido de movimento, respectivamente. Nas fraturas em crescente, o indicador estaria em conformidade com o sentido de menor fricção, com o movimento da mão correspondente ao sentido real de deslocamento do bloco ausente (Angelier, 1994). As marcas ou ranhuras de objetos rígidos na parede da falha igualmente apontam na direção do movimento da parede faltante (Petit, 1987) (Fig. 4c).

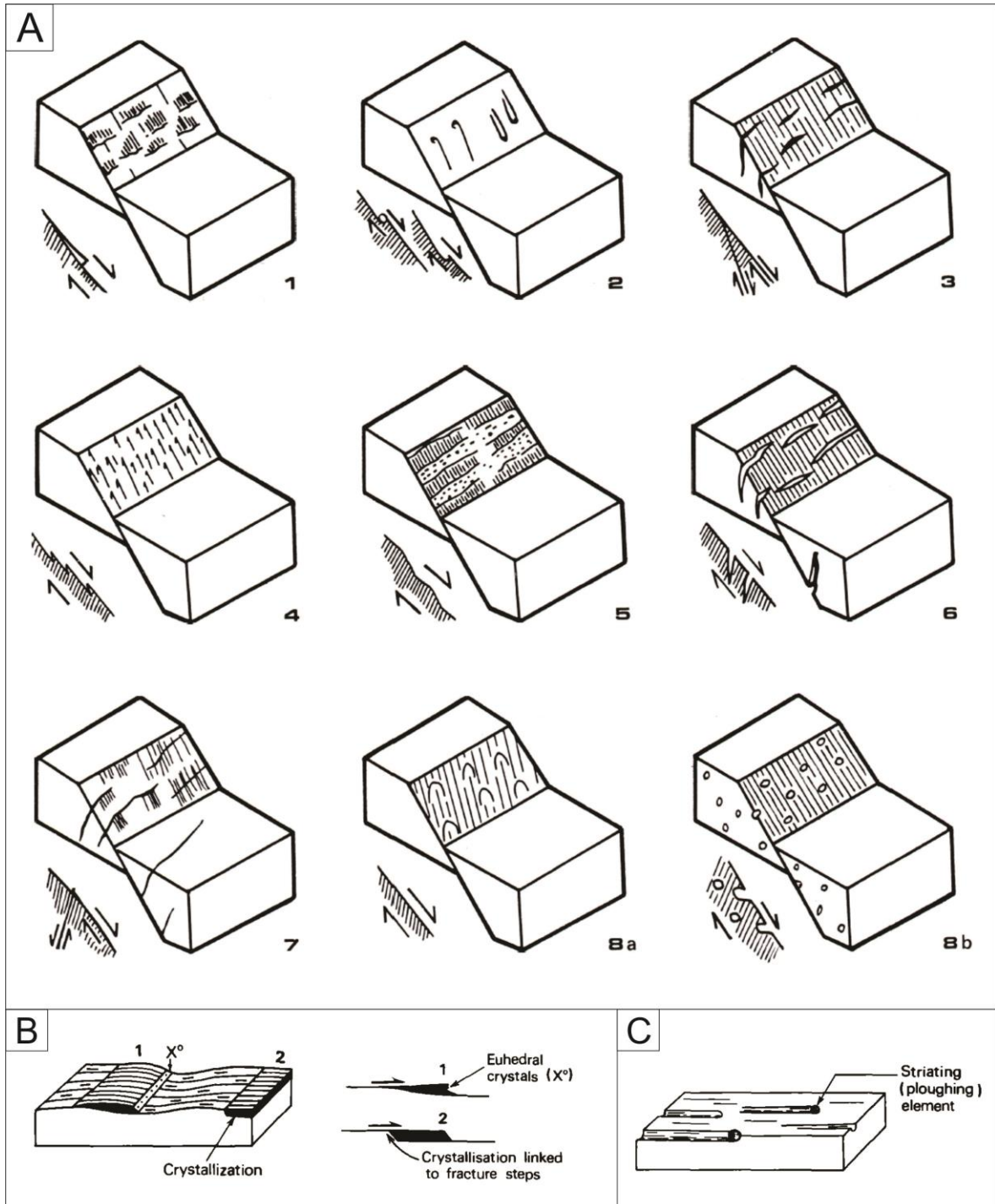


Figura 4: (A) Critérios para determinar o sentido de movimento de uma superfície de falha (1) Slickensides com degraus monominerálicos. (2) Marcas de objetos rígidos. (3) Fraturas de Riedel. (4) Picos estilolíticos. (5) Facetas polidas (ou esmagadas e/ou estriadas) e rugosas. (6) Tension gashes (fraturas T). (7) Fraturas de cisalhamento conjugadas. (8a) Marcas parabólicas ou marcas de unha e, (8b) Bolhas de lava deformadas. (Angelier, 1994) (B) Cristalização de minerais fibrosos no lado da maior aspereza do plano de falha. (C) Estrias formadas devido à fricção de elementos mais rígidos no plano de falha. (Petit, 1987).

Em contrapartida, em todos os demais planos sem crescimento de minerais, o movimento ao longo do plano de falha é determinado no sentido oposto ao liso, correspondendo a um critério “negativo”. Nem todos os métodos são 100% confiáveis, a

confiabilidade dos dados pode ser verificada quando diferentes critérios são usados no mesmo plano de falha (Petit, 1987).

No cisalhamento simples originam-se juntas e falhas segundo o modelo de Riedel, cuja sequência de formação dos feixes de falhas é: R, R', P concomitantemente ou em seguida a R, e finalmente as falhas paralelas à faixa afetada (Y). Essas fraturas ocorrem de forma repetitiva, fazendo certos ângulos com o plano principal de falha (Fig. 5a). As fraturas do tipo T (tração) contêm em seu plano o eixo de máxima tensão (σ_1), e podem fazer um ângulo de 30° a 90° com o plano de falha principal (Y). As fraturas R (sintéticas) e as R' (antitéticas) formam um ângulo de 60°, dispostas de forma escalonada indicando a direção relativa do movimento. Por fim, as fraturas P são caracterizadas pelo baixo ângulo com o plano da falha (Petit, 1987).

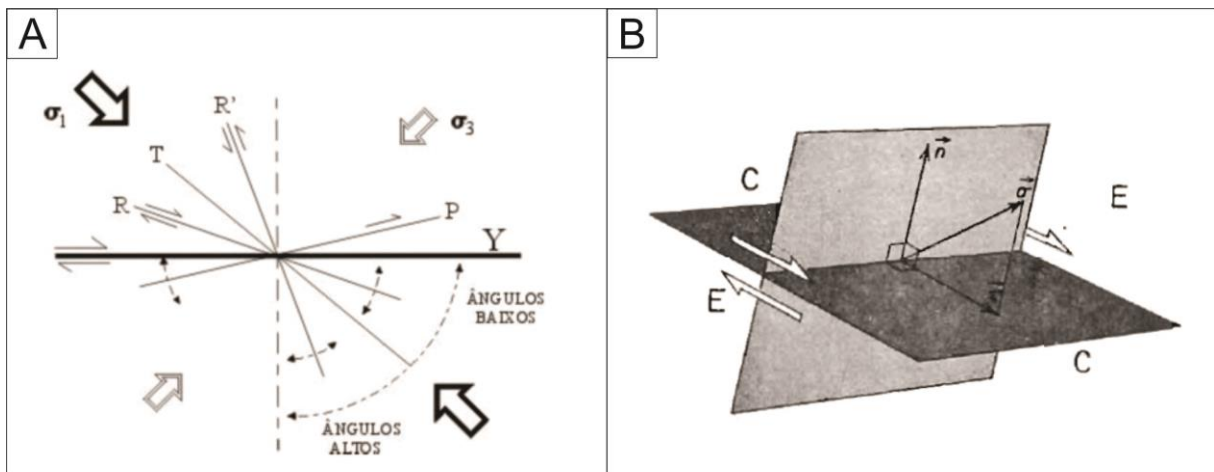


Figura 5: (A) Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto dextral (Petit, 1987). (B) Diedros retos de extensão (E) e compressão (C) para uma falha F, gerada por um esforço σ (setas brancas) cuja componente tangencial é f . O plano auxiliar é perpendicular a τ contém a normal η ao plano de falha (cinza escuro). (Angelier e Mechler, 1977)

Nessa conjuntura de análise de estruturas rúpteis, isto é, formação contemporânea das estruturas descritas, e a partir da identificação da direção e sentido de movimento de um conjunto de falhas, é possível determinar os esforços que produziram o falhamento. Os métodos gráficos de determinação do tensor de tensão podem prover a orientação de σ_1 , σ_2 e σ_3 . Neste trabalho utilizou-se o software Wintensor (Delvaux, 2012), que aplica o método dos diedros retos, desenvolvido por Angelier e Mechler (1977).

O método dos diedros retos pode ser aplicado às falhas originadas em um mesmo episódio tectônico (Angelier e Mechler, 1977). Para cada falha, dois diedros retos estão em

compressão (σ_1), e dois em extensão (σ_3), limitados pelo plano da falha e pelo plano auxiliar (Fig. 5b). Entende-se que σ_1 se localiza na bissetriz do ângulo agudo e σ_3 na bissetriz do ângulo obtuso, a partir da contínua plotagem nos estereogramas, as regiões de confiança onde se situam os principais eixos de esforços são estimadas.

3.2. Geomorfologia Tectônica

A essência principal da Geomorfologia Tectônica está baseada na competição permanente entre os processos tectônicos que tendem a formar relevo e processos de superfície que tendem a derrubá-los (Burbank e Anderson, 2011). Considerando os fundamentos desta ciência, alcança-se o objetivo de compreender as relações existentes entre formas e processos, chegando a uma história evolutiva do relevo.

As relações entre tempo e espaço, forças endógenas e exógenas são o alicerce para os diferentes modelos morfogenéticos e a configuração da superfície terrestre. Na teoria de Davis (1899), o fenômeno de soerguimento seria bem rápido comparado ao momento de estabilidade crustal em que o relevo seria aplainado devido à componentes exógenas. Sob outro enfoque, a teoria de Penck (1924) destaca que a deformação tectônica seria contínua e permanente, com níveis progressivamente acelerados seguidos de intensidade simetricamente desacelerada. Adota-se aqui a abordagem de W. Penck, cujo equilíbrio entre tectogênese e morfogênese justifica o modelo para nossa região intraplaca.

Existem três abordagens fundamentais em geomorfologia: morfoestrutural, morfoclimática e morfotectônica. Gerasimov e Mescherikov (1968) introduziram os termos morfoestrutura e morfoescultura, formas de relevo comuns de variada morfologia, idade e origem, controladas sobretudo pelo arcabouço litoestrutural. Em contrapartida, a morfoclimática revela a importância da perspectiva dos agentes bioclimáticos que intervêm na esculturação da paisagem (Saadi, 1998).

O alicerce do presente estudo está apoiado na morfotectônica, termo que se refere aos processos e formas relacionadas a qualquer tipo de atividade tectônica. A configuração das feições de relevo pode sinalizar a presença de falhas, enquanto os processos erosivos de áreas falhadas auxiliam no reconhecimento destas estruturas rúpteis. A preservação dos *landforms* tectônicos dependem sobretudo das condições climáticas locais, já que são feições de baixa durabilidade (Sylvester, 1988). Portanto, a morfotectônica pode ser um critério útil na identificação de atividades neotectônicas no contexto brasileiro.

Em zonas de cavalgamento, características em regimes convergentes, são formadas colinas anticlinais e sinclinais. Em regimes divergentes é recorrente a formação de bacias ou grábens de geometrias variadas. O relevo em falhas normais planares se associam a falhas em dominó, ao passo que as falhas lítricas geralmente acompanham o mecanismo de rifteamento, na geração de uma série de falhas sintéticas ou antitéticas (Gibbs, 1984). Feições marcantes relacionada às falhas normais são os *fronts* lineares, degraus escalonados e escarpas. (Summerfield, 1986). Após a erosão de escarpas de falhas normais ativas surgem as facetas triangulares ou *chevrons*.

No regime transcorrente pode existir transpressão e transtensão, com encurtamento e abertura de trechos, respectivamente. Inclui-se uma variedade de estruturas geomorfológicas neste sistema, em paisagens peculiares descritas por Sylvester (1988). Dentre elas destacam-se vales lineares, *shutter ridges*, canais deslocados, depressões fechadas chamadas lagoas tipo *sag*, escarpas de falha, entre outros. Quando a falha desloca lateralmente a topografia e move as cristas de um lado da falha truncando pequenos vales, é chamado de *shutter ridge*. Os *sag ponds* são depressões entre duas linhas de falhas, enquanto os patamares (*benches*) são elevações moderadamente planas, um pouco basculadas ou flexuradas devido ao deslocamento na linha da zona de falha (Fig. 6).

Stewart e Hancock (1990) definem a escarpa de falha como uma feição geomorfológica coincidente com o plano de falha que desloca a superfície do relevo. As feições mais marcantes de erosão de uma escarpa de falha ativa são as facetas trapezoidais triangulares nos interflúvios escarpados, originadas pela intensa erosão que dá origem a vales estreitos e paralelos (Penha, 2013).

Nas escarpas de falhas produzidas por transcorrência, há a possibilidade da formação de escarpas de falha paralelas em paisagens deslocadas. Se as escarpas forem retilíneas, as facetas triangulares serão separadas por pequenos vales, ao passo que no basculamento, as facetas se repetirão *en échelon* (Summerfield, 1986).

Crone e Haller (1991) sugerem que a morfologia e a relação geomórfica entre escarpas e depósitos quaternários oferecem um modo simples, eficiente, porém geral para categorizar as idades de diferentes escarpas. Assim que uma escarpa de falha se forma, os processos erosionais começam a degradar e modificar seu formato angular original em uma forma mais arredondada. Então, para dois eventos singulares de escarpas formadas em um mesmo clima,

pode-se observar que a mais recente apresenta um perfil mais angular com um declive acentuado na frente, do que uma mais antiga de mesmo tamanho (Wallace, 1977).

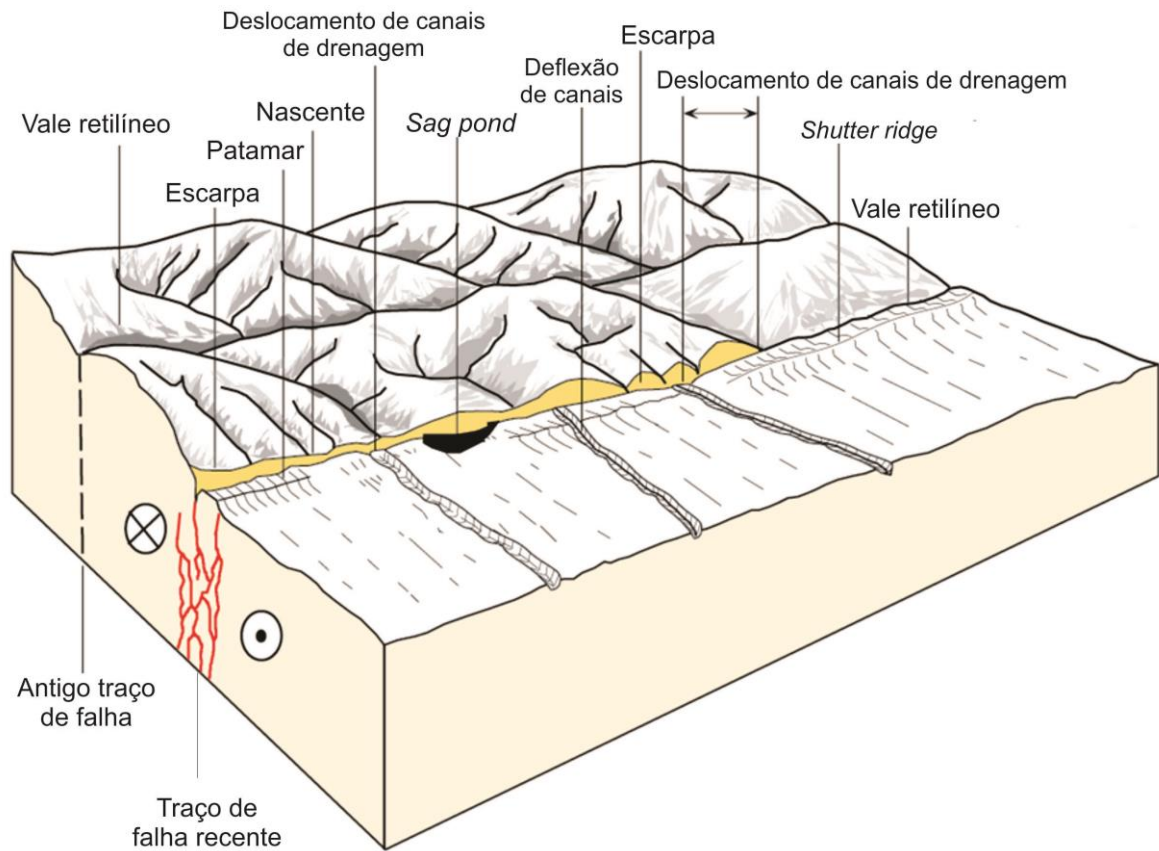


Figura 6: Bloco diagrama das principais feições morfotectônicas associadas a zonas de falhas de rejeito direcional (strike-slip), modificado de Wesson et al., 1975 (Burbank e Anderson, 2011).

O estudo do sistema fluvial é primordial no contexto de reativações neotectônicas, visto que a drenagem responde de imediato às alterações no nível de base, ajudando no reconhecimento de movimentações tectônicas. Equitativamente, a drenagem contribui para erosão e dissecação do relevo, e em locais com variação climática acentuada, ela pode intensificar a dinâmica geomorfológica. Os canais fluviais apresentam-se em diferentes formas na superfície, podendo ser classificados de acordo com seus padrões e anomalias, como elucidado por Howard (1967) na Fig. 7.

O padrão dendrítico possui um aspecto arbóreo, podendo ocorrer em terrenos sedimentares e ígneos, em substrato de resistência uniforme, com controle estrutural ausente ou fraco (Fig.7a). No caso do padrão subdendrítico, há uma adaptação de um padrão dendrítico inicial em controle estrutural secundário incipiente. No padrão paralelo nota-se uma disposição paralela dos canais fluviais, provavelmente influenciada por um controle tectônico (Fig. 7b). Geralmente é observado em zonas com intensa dissecação do relevo, em

áreas com feixes de falhas paralelas ou em terrenos basculados. O padrão treliça está associado a ambientes com acentuado controle estrutural dos canais principais, estando os tributários ligados a eles através de ângulos retos (Fig. 7c). Esse parâmetro é frequente em grábens e horstes alternados.

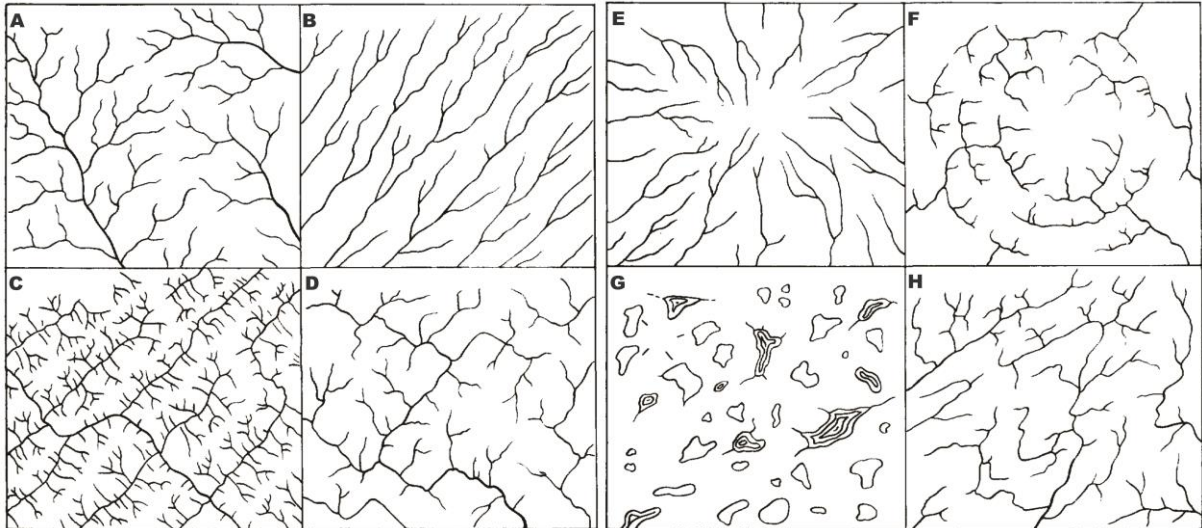


Figura 7: Padrões de drenagem principais. (A) Dendrítico. (B) Paralelo. (C) Treliça. (D) Retangular. (E) Radial. (F) Anelar. (G) Multibasinal. (H) Contorcido. (Howard, 1967)

Nos terrenos submetidos a processos rúpteis em que há no mínimo duas famílias de fraturas em ângulos, o padrão retangular de drenagem pode se manifestar a partir deste amplo controle tectônico (Fig. 7d). No que diz respeito ao padrão radial, áreas caracterizadas pela presença de depressões ou domos associados a um vulcanismo, podem causar um padrão centrípeto ou centrífugo (Fig. 7e). Um pouco diferente do anterior, o padrão anelar é típico de áreas dômicas profundamente entalhadas, com estrutura anticlinal fechada de forma circular a ovalada (Fig. 7f). O padrão multibasinal refere-se a todos os tipos de múltiplas depressões, em sua maioria formando lagos, relacionado a depósitos superficiais irregulares, cujas origens exatas são específicas ou desconhecidas (Fig. 7g). Por último o padrão contorcido sugere a presença de dobras com terminações periclinais, relativo a áreas metamorfizadas, sem um padrão regional (Fig. 7h).

As anomalias de drenagem também podem indicar a influência da tectônica. Segundo Howard (1967), essas feições podem ser reconhecidas em um determinado lugar pelo desvio local do padrão de drenagem, conhecendo a referência regional da estruturação e topografia. O autor destaca algumas feições representativas singulares: segmentos retos alternados com segmentos sinuosos (blocos soerguidos e abatidos por falhas), desvios bruscos em forma de cotovelos, aparecimento abrupto e localizado de meandros ou canal anastomótico,

retilinearidade, estreitamento anômalo de vales ou canais, *levées* (diques marginais) isolados e curvas anômalas, dentre outros (Fig. 8).

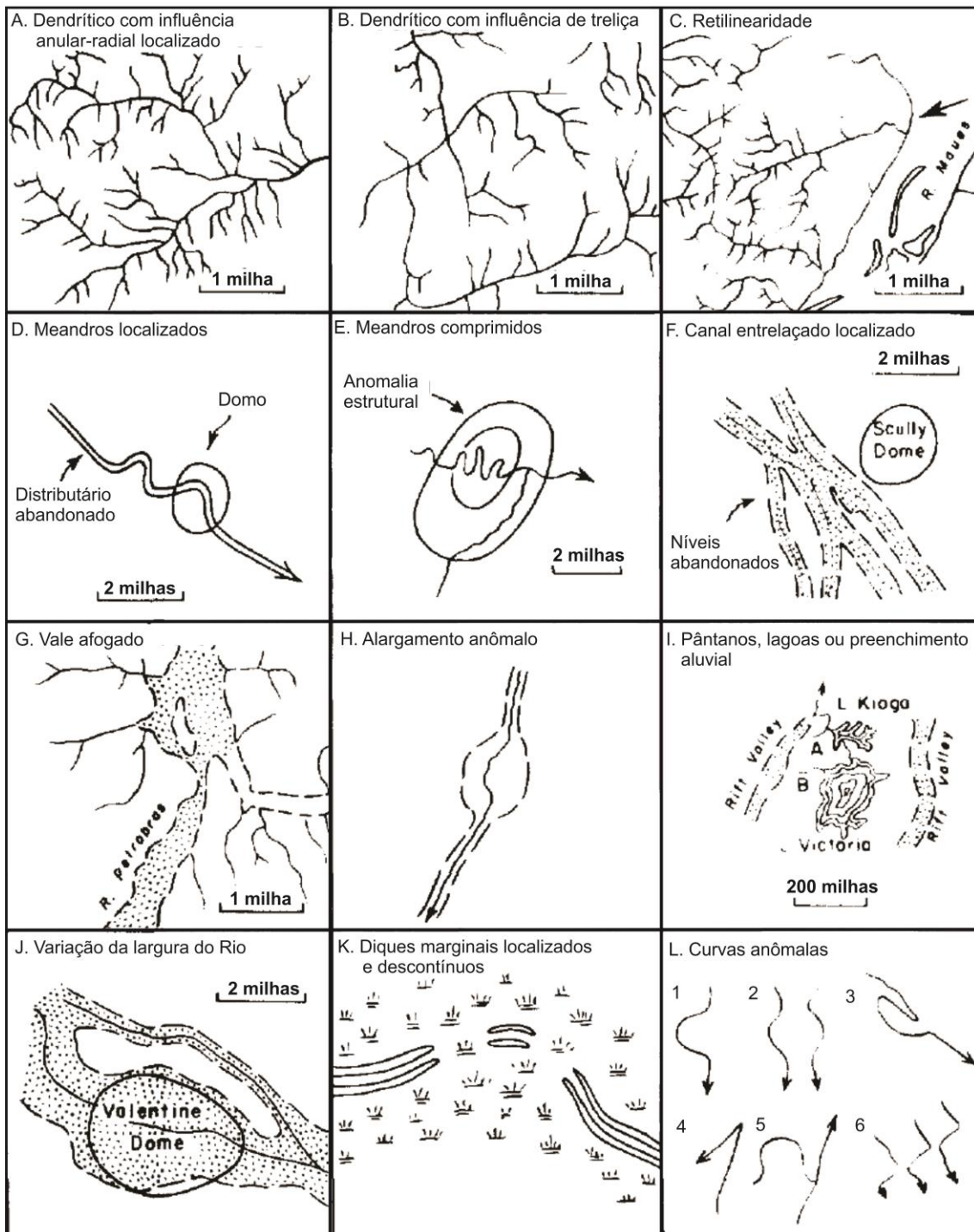


Figura 8: Exemplos de anomalias de drenagem (Howard, 1967).

A análise dos espaçamentos e formas das sub-bacias ou microbacias (Wallace, 1977; Mayer, 1986; Jackson e Leeder, 1994) demonstra que a morfologia e espacialização destas configuram-se como importante indicativo de movimentação tectônica. Uma nova sub-bacia

pode ser produzida quando a drenagem principal (ou parte) está situada ao longo de uma falha normal, e há uma reativação dessa falha. O rearranjo da drenagem nesse novo espaço através da escavação gera formas tectônicas, como as facetas triangulares, presentes na base das escarpas de falha e entre as microbacias. Dependendo do processo de dissecação nas encostas, são geradas: microbacias alongadas; arredondadas; pequenas cabeceiras na base das escarpas ou até mesmo grandes microbacias localizadas nas zonas de interseção.

3.3. Neotectônica

Ao longo dos últimos anos na literatura, o conceito sobre neotectônica vem sendo aprimorado, surgindo diferentes propostas. Em 1948, o termo foi empregado pela primeira vez por Obruchev, definindo os movimentos da crosta que influenciaram na topografia contemporânea e se instalaram no Terciário Superior, atual Neógeno - Mioceno e Plioceno.

Morner (1978) através da INQUA Neotectonics Commission afirma que a neotectônica não possui um verdadeiro limite, e para entendimento da origem dos movimentos podem-se incluir movimentos instantâneos até superior a 10^7 anos, se for necessário. Nesse caso, a definição do termo é expressa como qualquer movimento ativo da terra e deformações do nível geodésico de referência, os seus mecanismos, a sua origem geológica e as suas implicações para diversos fins práticos e suas futuras extrapolações.

A definição de Pavlides (1989) sugere que a neotectônica depende de cada ambiente geológico, mas em geral são eventos tectônicos que ocorreram ou estão ocorrendo em uma região após a última orogênese ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo. Adicionalmente, Trifonov (1989) expõe a importância das atividades tectônicas do Neógeno na ciência geológica como alicerce para comprovar os conceitos tectônicos.

Stewart e Hancock (1994) consideraram os movimentos neotectônicos relacionados ao regime tectônico atual, mas como provável reativação de estruturas do passado. Wallace (1986) mostrou o caráter interdisciplinar desta ciência, que envolveria métodos e técnicas de investigação geológica, geofísica e geoquímica.

No Brasil, alguns autores pioneiros começaram a evidenciar uma tectônica cenozoica no território, como por exemplo Freitas (1951), Guimarães (1951), Almeida (1967), Tricart e Silva (1968). Apesar da abordagem sobre movimentos recentes na crosta, somente a partir dos anos 80, os conceitos de tectônica foram incorporados.

A sistematização de Hasui (1990) das informações até então obtidas sobre as atividades neotectônicas no território brasileiro trouxe o primeiro quadro neotectônico do país. Este autor pondera a inserção apenas dos processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, excluindo as manifestações de tectônica que se encerraram no final do Paleógeno, as ditas distensiva e compressiva do processo de abertura do oceano. Ainda neste trabalho, o pesquisador Y. Hasui associa os eventos neotectônicos com uma tectônica ressurgente estabelecida como um período de manifestação tectônica contínua de falhas (transcorrentes, distensivas e distensiva-oblíqua), alternados em episódios de estabilidade tectônica.

Seguindo a mesma teoria, Saadi (1993) destaca a reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas em regime predominantemente transcorrente, apontando-a como aspecto fundamental para o entendimento de manifestações neotectônicas. A avaliação geral do autor aponta que analisando sismos e a geologia, há um predomínio do esforço compressivo NW e distensivo NE.

De acordo com Scholz (1990), os sismos são fenômenos referentes à rápida liberação de energia, gerados pelo acúmulo de *stress* de cisalhamento/*strain* elástico. A reativação de zonas de fraqueza pré-existentes pode produzir terremotos intraplaca (Sykes, 1978), porém em muitos casos é impossível relacionar estes sismos a estruturas visíveis na superfície (Scholz, 1990). É necessária uma interpretação sismotectônica para saber se análises sismológicas coincidem ou não com as indicações geológicas (Hasui, 2010). É preciso observar também que fatores antrópicos resultantes do aumento de carga sobre zonas específicas, construção de grandes barragens ou exploração de recursos hídricos subterrâneos e de hidrocarbonetos, dentre outras atividades, podem causar sismos induzidos (Segall, 1989; Scholz, 1990).

As zonas sismogênicas em domínio intraplaca são zonas de fraqueza crustal difusas de instabilidade tectônica (Sykes, 1978; Mito, 1993; Stewart e Hancock, 1994). Hasui et al. (1982) entendem que as áreas de concentração de epicentros, apesar da limitação de correlação com as falhas, constituem províncias com elevada chance de risco sísmico. A análise a partir do critério sismológico, contudo, pode auxiliar na escassez de feição estrutural reconhecível e caracterizar os falhamentos que estão sendo gerados a diferentes profundidades (Torres, 1994).

O Mapa Mundial de Esforços (World Stresses Map – WSM) é baseado na compilação de dados geológicos e geofísicos extraídos de mecanismos focais de terremotos, *breakouts* de poços, medidas de *stress in situ* (fraturamento hidráulico e *overcoring*), e dados neotectônicos (Zoback, 1992). A publicação mais recente pode ser observada na Fig. 9. Os dados referentes à América do Sul foram baseados, principalmente, do trabalho de Assumpção et al. (2016).

De acordo com Assumpção et al. (2016), no Sudeste do Brasil e nas bacias do Chaco-Pantanal, S1 tende a ser orientado na direção E-W aproximadamente. Esse padrão de tensão se transforma para puramente compressional no cráton de São Francisco. Sugere-se uma rotação de SHmax de E-W para SE-NW em direção à região amazônica. Os autores salientam que ao longo da margem do Atlântico, os esforços tectônicos regionais são excepcionalmente afetados por efeitos costeiros devido aos efeitos de flexão da carga de sedimentos na margem continental, tal como às tensões de propagação continente –oceano. Esse efeito costeiro tende a tornar o SHmax paralelo e o SHmin perpendicular ao litoral. Todavia, o desafio encontrado pelos pesquisadores do tema é explicar a partir de modelos numéricos a rotação S1 de aproximadamente E-W no Sudeste do Brasil para SE-NW na região amazônica.

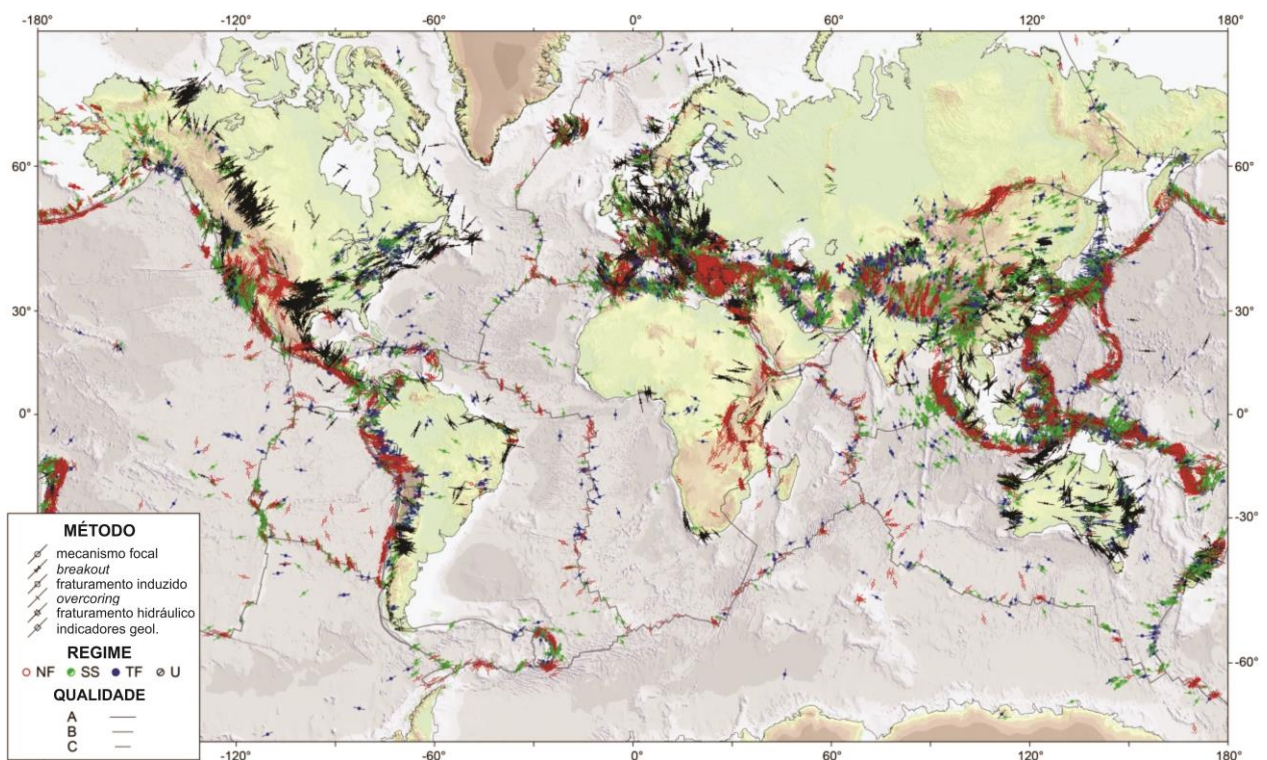


Figura 9: Mapa Mundial de Esforços (WSM) exibe a orientação atual de tensão crustal. Os traços representam a orientação do estresse horizontal máximo (S_{Hmax}), e seus comprimentos representam a qualidade dos dados. As cores dos símbolos e linhas indicam o regime: NF- Normais; SS- Transcorrentes; TF- Reversas e U- Desconhecido. (Heidbach et al., 2018)

Complementarmente, Hasui (1990) afirma que a rotação da placa Sul-Americana em sua deriva para Oeste, impõe um modelo de deformação regional por binário de cisalhamento dextral E-W (Fig. 10). Assim, há o desenvolvimento de estruturas distensivas NW-SE e compressivas NE-SW, além de falhas direcionais E-W que indicam um arranjo do modelo do sistema Riedel (Morales, 2005).

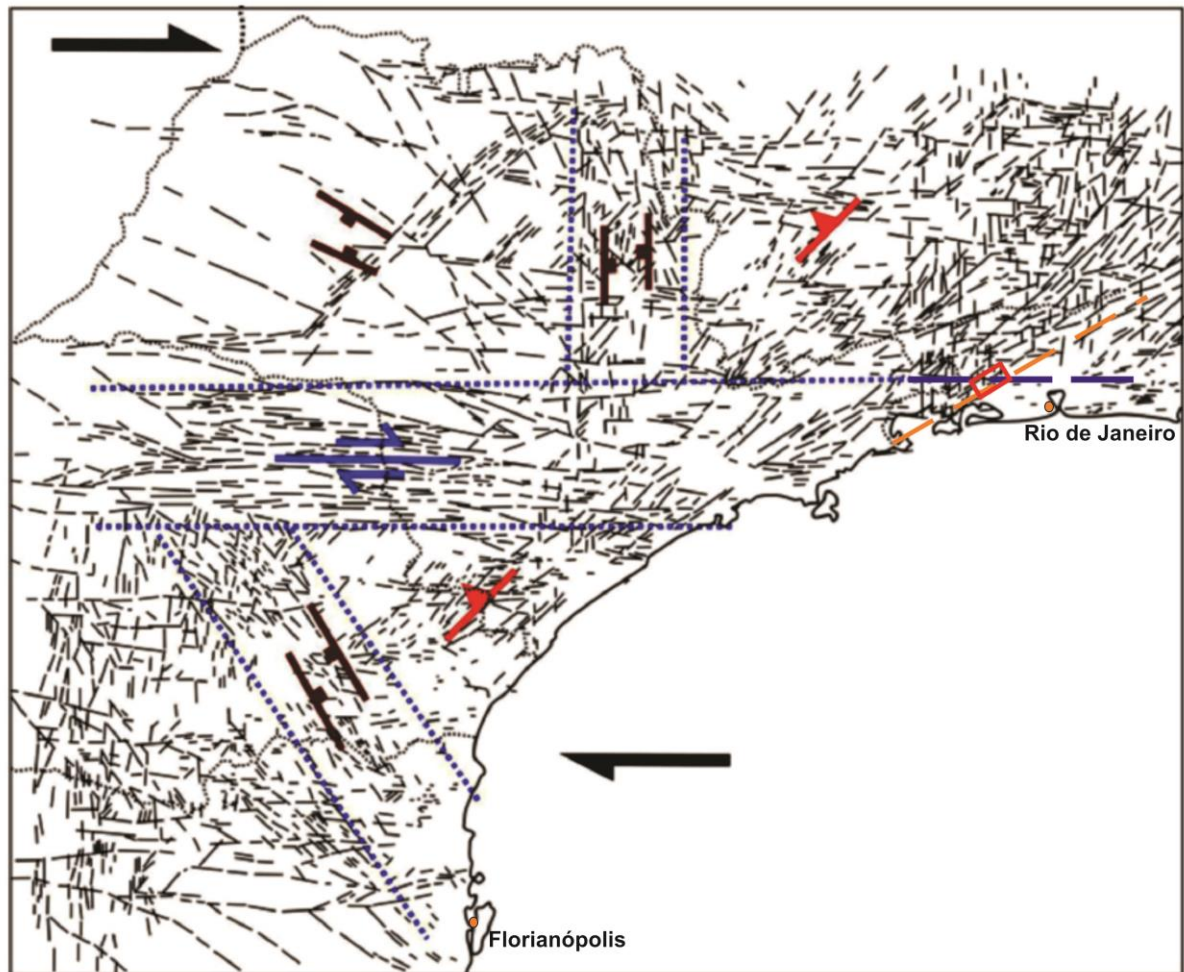


Figura 10: Lineamentos neotectônicos do Sul e Sudeste do Brasil por Hasui et al. (2000). O tracejado mais longo de cor azul infere a continuidade dos lineamentos E-W, da mesma maneira, o traço laranja infere a continuidade do lineamento NE, que bordeja o Sub gráben Guandu-Sepetiba. O polígono de cor vermelha destaca a área de estudo.

Evidências de movimentações neotectônicas no Sudeste do Brasil e na região aqui pesquisada vêm sendo apontadas por diversos autores (ex. Riccomini et al., 1989; Salvador, 1994; Mello, 1997; Ferrari, 2001; Bricalli, 2011). Os eixos podem variar de acordo com a distribuição de tensões regionais em substrato marcado por anisotropias, heterogeneidades e discontinuidades geradas durante a evolução geológica prévia.

Dentre os eventos reconhecidos destacam-se: distensão NW(NNW)-SE(SSE) no Paleógeno, acrescido de um binário E-W sinistral no Neógeno; uma transcorrência dextral E-W no Pleistoceno; extensão NW(WNW)-SE(ESE) gerando falhas normais NNE-SSW no Holoceno; e atualmente uma compressão WNW-ESE, como detalhado no Capítulo 4 de Contexto Regional.

Os conceitos sobre esta ciência vêm sendo aprimorados. A definição aproximada de um período neotectônico é considerada, para a região Sudeste, a partir dos último 20 Ma, entre o Neógeno e a atualidade. Apesar da divergência de interpretações, reconhece-se que a estruturação brasileira teve forte influência nos processos de soerguimento, abatimento e deslocamentos horizontais de blocos, induzindo erosão e sedimentação (Hasui, 2010).

3.4. Formação de grábens e sedimentação

Patamares estruturais regionais como grábens, horstes e meio grábens podem ser formados a partir de soerguimentos ou basculamentos tectônicos. Os grábens simétricos são depressões limitadas por duas falhas normais, enquanto os meio grábens são depressões estruturais controladas por uma falha mestra, com falhas normais menores antitéticas nas camadas da capa rotacionada. Já os horstes são as porções altas ou menos abatidas que aparecem nas bordas ou até mesmo no interior dos grábens.

O contexto tectônico de uma região pode ser complexo e variável em sistemas de grábens assimétricos, como ilustrado na Fig. 11. A distribuição das feições pode evoluir de modelos de meio grábens estruturados até grábens simétricos adjacentes, incluindo a presença de rampas de acomodação, rampas de revezamento e altos internos (Kuchle, 2010). Falhas transcorrentes, associadas aos regimes distensivo e/ou direcional (*strike-slip*), também respondem pela formação de feições em grábens e horstes, quando a componente de deformação for de caráter transpressivo e/ou transtensivo (Allen e Allen, 2013).

As falhas transcorrentes podem ocorrer paralelamente à direção de distensão, dispondo-se transversal ou obliquamente ao rifte *valley*. Como consequência, estas falhas podem afetar o rifte e o embasamento, ou somente seccionar o rifte, consideradas por alguns autores como falhas de transferência ou de acomodação (Hasui, 2012).

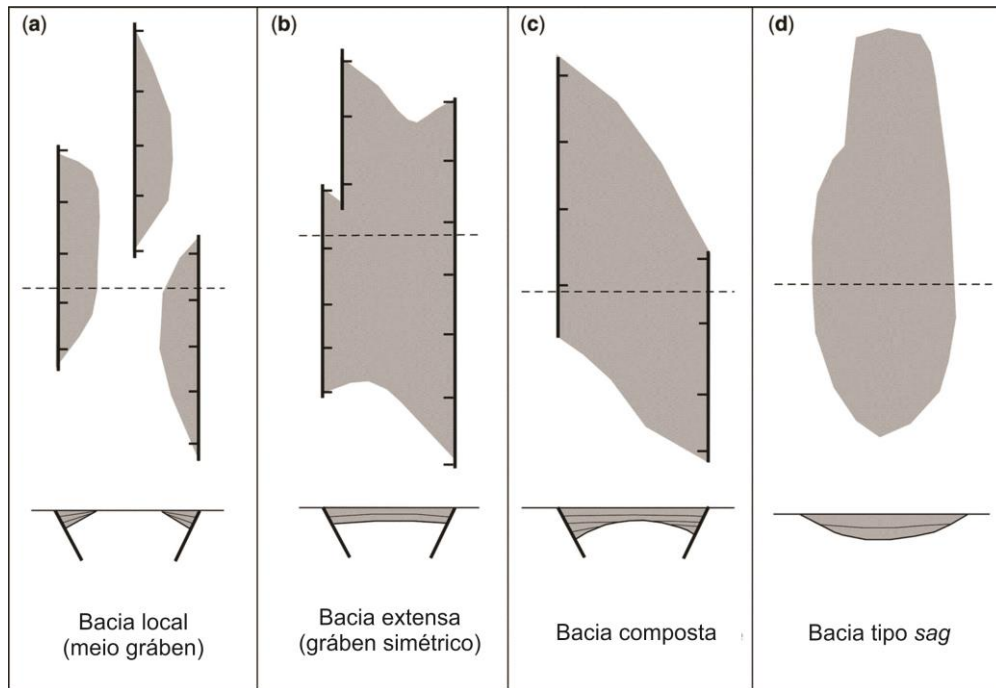


Figura 11: Tipos de bacias tipo rifte em planta e em seção transversal. (a) Bacias locais estreitas com falhas assimétricas definindo um meio gráben. (b) Bacia limitada em ambos os lados por falhas simétricas gerando um gráben simétrico (full gráben). (c) Bacias compostas se combinam. A evolução exata das bacias compostas depende do arranjo espacial de bacias e as falhas que a delimitam. (d) Bacia tipo sag, uma depressão sinclinal sem defeito. (Withjack et al., 2013).

Nas extremidades de duas falhas, antes de ocorrer a conexão, a deformação passa por múltiplas fases, que podem evoluir como: não sobreposta, sobrepostos e rampa de transferência ou *relay ramps* (Fossen, 2012). A estrutura pode evoluir até se romper formando um declive no qual duas falhas passam a estar diretamente conectadas entre si (Fig. 12). A escarpa apresentará morfologia curva, separada pelos dois extremos da falha e por um degrau oblíquo frontal. Essas falhas são de grande importância por controlarem a dinâmica da sedimentação em diversos ambientes.

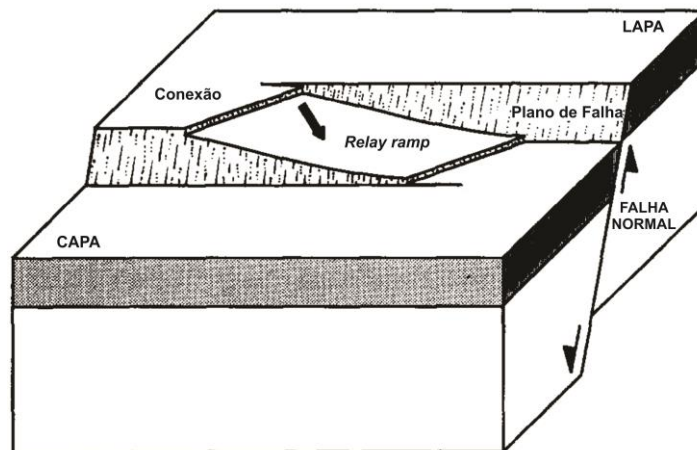


Figura 12: Exemplo de rampa de transferência ou relay ramp. (Peacock e Sanderson, 1995)

O ciclo sedimentar é bastante influenciado por falhas, a sedimentação de materiais terrígenos ou até mesmo vulcânicos pode ocorrer acima dos blocos falhados. A caracterização dos depósitos sedimentares indica importantes parâmetros dos pulsos tectônicos durante a evolução das bacias. A arquitetura deposicional depende da geometria, orientação e mergulho de paleodeclives, elevação da área-fonte e taxa relativa de subsidência (Rust e Koster, 1984; Miall, 1992).

Tabela 1: Classificação de fácies (Miall, 1996).

Código de Fácies	Fácies	Interpretação
<i>Gmm</i>	cascalho maciço, suportado pela matriz; levemente gradacional	fluxo viscoso de detrito
<i>Gmg</i>	cascalho maciço, suportado pela matriz; gradação inversa a normal	fluxo viscoso de detrito
<i>Gci</i>	cascalho suportado pelos clastos; gradação inversa	fluxo de detritos rico em clastos
<i>Gcm</i>	cascalho suportado pelos clastos e maciço	fluxo turbulento
<i>Gh</i>	cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	formas de leito longitudinais; depósitos residuais
<i>Gt</i>	cascalho estratificado; estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais secundários
<i>Gp</i>	cascalho estratificado; estratificação cruzada tabular	formas de leito transversais
<i>St</i>	areia fina a muito grossa podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada acanalada	dunas 3D
<i>Sp</i>	areia fina a muito grossa podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada tabular	dunas 2D
<i>Sr</i>	areia muito fina a grossa; laminação cruzada por <i>ripples</i>	<i>ripples</i>
<i>Sh</i>	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação horizontal	fluxo planar (crítico)
<i>Sl</i>	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação de baixo ângulo (<15°)	preenchimento de escavações (<i>scour</i>), antidunas
<i>Ss</i>	areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; escavações (<i>scours</i>) largas e rasas	preenchimento de escavações
<i>Sm</i>	areia fina a grossa; maciça ou levemente laminada	depósitos de gravidade
<i>Fl</i>	areia, silte, argila; laminação fina, <i>ripples</i> muito pequenas	depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente (<i>waning floods</i>)
<i>Fsm</i>	silte, argila; maciço	depósitos de canais abandonados ou brejos
<i>Fm</i>	argila, silte; maciço, gretas de dessecação	canais abandonados ou depósitos de cobertura
<i>Fr</i>	argila, silte; maciço, raízes, bioturbações	solos
<i>C</i>	carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila	depósitos de brejos
<i>P</i>	calcretes; feições pedogenéticas; nódulos	solos com precipitação química

A proposta de Selley (1968) de distinção e caracterização de fácies abrange a litologia, grau de seleção, granulometria, estruturas sedimentares, direção de paleocorrentes, eventual conteúdo fossilífero e geometria do corpo (Tabela 1). É admissível que a partir da delimitação

de atributos essenciais, consiga-se relacionar a associação de fácies geneticamente relacionadas a um tipo de ambiente deposicional.

Os depósitos fluviais são componentes do registro estratigráfico importantes, atuando como indicadores dos controles tectônicos e da variação do nível do mar (Miall, 1985). De outra forma, os leques aluviais são originados a partir de uma rápida erosão ao longo de um vale confinado em direção a uma bacia, dividindo-se em fácies proximal, intermediária e distal (Collinson, 1978; Suguio e Bigarella, 1979).

Nas fácies proximais, os sedimentos de granulação mais grossa predominam devido ao fluxo gravitacional na parte superior do leque. As fácies intermediárias caracterizam-se por canais tributários rasos, tipo *braided*, que migram lateralmente, se entrelaçam e espraiam em direção a jusante. No final, as fácies distais possuem granulometria mais fina do que as anteriores, já que estão na borda do leque, e podem interagir com outros sistemas deposicionais.

CAPÍTULO 4: CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

Este capítulo aborda os principais aspectos geológicos e geomorfológicos da área de estudos. São aqui sintetizados os conhecimentos prévios sobre aspectos litológicos e estruturais, além dos principais eventos tectônicos regionais. A dinâmica da paisagem geomorfológica também é abordada, incluindo os processos endógenos e exógenos que contribuíram para configuração atual da paisagem.

4.1. Geologia Regional

A Província Mantiqueira, entidade geotectônica de direção NE-SW, é composta pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília, Dom Feliciano e São Gabriel, controlados por diferentes sistemas transpressivos de cavalgamento (Almeida et al., 1981; Delgado et al., 2003; Heilbron et al., 2004) (Fig. 13).

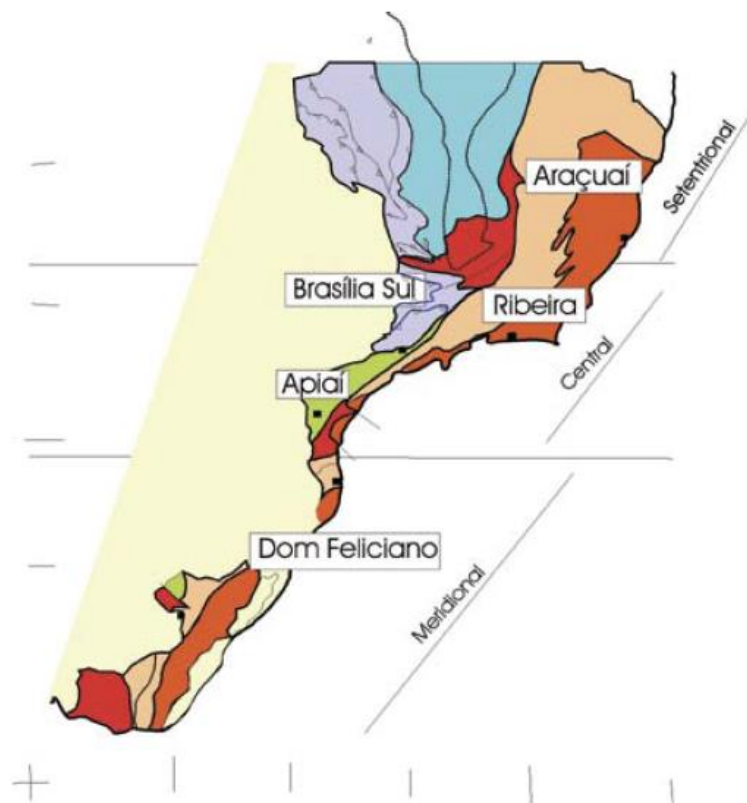


Figura 13: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozoicos. A Faixa Ribeira se estende por 1400 km pela costa S-SE brasileira. Fonte: Heilbron et al. (2004).

A Faixa Ribeira (FR), localizada no segmento central desta Província, é um orógeno intensamente erodido, formado por rochas orto e paraderivadas de médio a alto grau metamórfico, que foi afetado por expressivo feixe de zonas de cisalhamento dúcteis, de caráter cinemático complexo (Almeida e Ebert, 2006).

Neste trabalho, adota-se a subdivisão da FR em quatro terrenos tectono-estratigráficos: Paraíba do Sul, Oriental, Ocidental, agregados entre 605 e 580 Ma (Machado et al., 1996; Trouw et al., 2000; Heilbron e Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Eirado et al., 2006; Tupinambá et al., 2007), e tardiamente o terreno Cabo Frio, acrescentado há 520 Ma (Schmitt et al., 2004). Alguns autores consideram o Terreno Embu na subdivisão, enquanto outros o agrupam ao Terreno Paraíba do Sul.

Os compartimentos tectônicos da FR têm como limites falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas (Fig. 14). O Terreno Ocidental inclui rochas metassedimentares em zonas de cisalhamento dúctil de alta temperatura, ocasionalmente reativadas em temperaturas mais baixas. O Terreno Oriental compreende ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro e metassedimentos intrudidos por granitoides sin a tardi colisionais. O contato entre estes domínios é marcado por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada de orientação NE-SW, mergulhando para noroeste, denominada de *Central Tectonic Boundary*, CTB ou Limite Tectônico Central, LTC (Almeida et al., 1998).

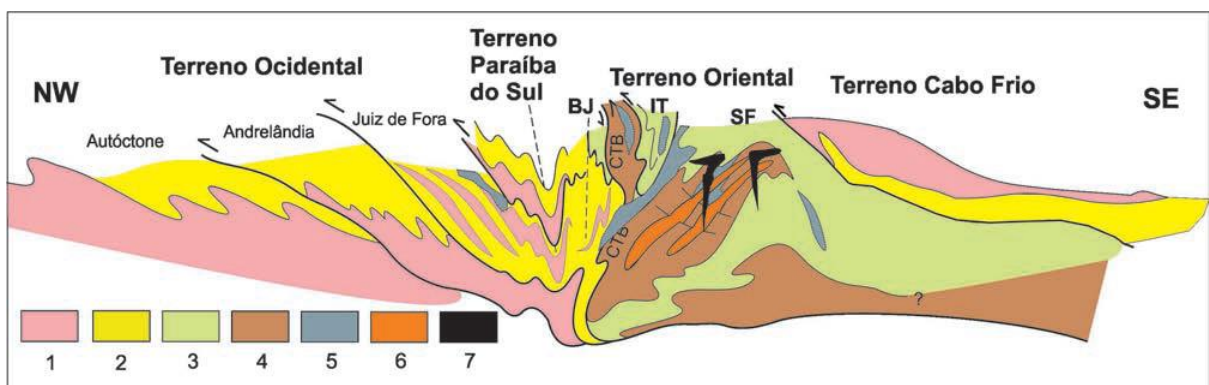


Figura 14: Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira. 1- embasamento Paleoproterozoico; 2- cobertura metassedimentar pós-1,8 Ga; 3 – sequências metassedimentares à volta do arco magmático, ITV, Grupo Itáva; BJ, Grupo Bom Jesus do Itabapoana; SF, Grupo São Fidélis; 4 – Complexo Rio Negro, ortognaisses do Arco Magmático; 5 – leucognaisses graníticos da Suíte Cordeiro; 6 – Gnaisses metaluminosos da Suíte Serra dos Órgãos; 7 – granitos da Suíte Nova Friburgo. Fonte: Tupinambá, Teixeira e Heilbron (2012).

O Terreno Paraíba do Sul é um sinclínório composto por embasamento paleoproterozoico e metassedimentos granulíticos. Por fim, o Terreno Cabo Frio é formado

por ortognaisses do embasamento paleoproterozoico intercalados com rochas supracrustais neoproterozoicas.

As duas principais zonas de cisalhamento dúcteis na região são a Paraíba do Sul (ZCPS) e a Arcádia-Areal (ZCAA), como pode ser observado na Fig. 15. Fazendo uma comparação, nota-se que a ZCPS apresenta foliação milonítica com mergulho alto para sudeste e noroeste, enquanto a foliação associada à ZCAA possui predominantemente mergulhos baixos a médios para noroeste (Heilbron et al., 2016). O corredor com uma deformação cisalhante intensa de atitude subvertical beneficiou o desenvolvimento de redes de drenagem, como por exemplo, a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, que possui intenso controle por estas zonas de cisalhamento (Almeida, 2000).

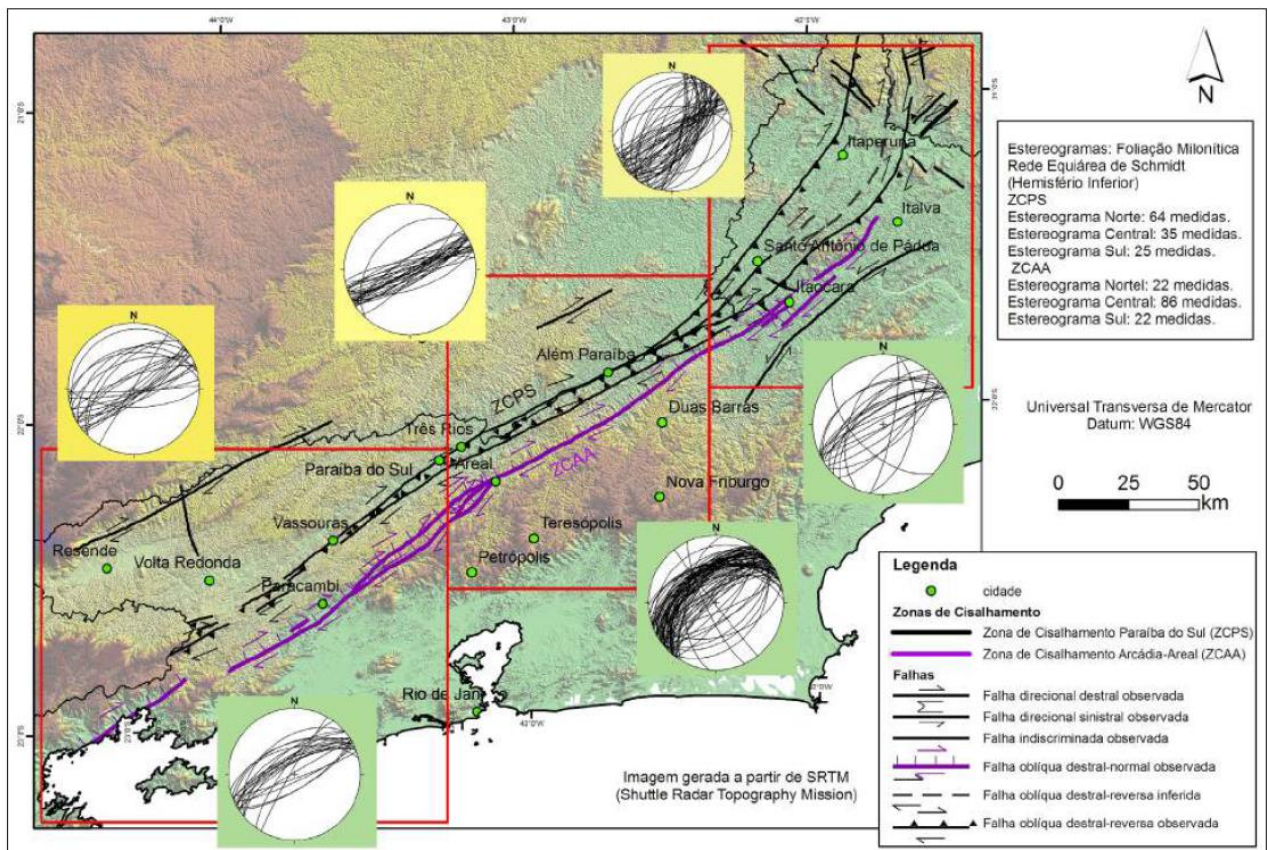


Figura 15: Zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e de Arcádia-Areal. Os estereogramas em quadrados verdes mostram os dados de foliação medidos na ZCAA, nos setores sul, central e norte (retângulos vermelhos), enquanto os estereogramas em quadrados amarelos mostram os planos medidos na ZCPS, nos mesmos setores. Fonte: Heilbron, Eirado e Almeida (2016).

As extensas zonas de cisalhamento às quais deformam as rochas da FR ramificam-se em *bends*, com as rochas individualizadas em segmentos alongados na direção preferencial NE-SW. Algumas destas estruturas foram apontadas como megafalhas do Sul e Sudeste

(Sadowski e Campanha, 2004), a exemplo da Falha de Cubatão e Além Paraíba. Estes grandes falhamentos foram os principais eixos das reativações que se seguiram entre o Mesozoico e o Cenozoico.

No Cretáceo, eventos magmáticos foram registrados no Brasil, relacionados à quebra do Gondwana, sendo que no sudeste, as deformações rúpteis que acompanharam estes eventos aproveitaram a estruturação NE-SW herdada (Almeida e Carneiro, 1989). As manifestações magmáticas básicas que se encaixaram nessa extensão ficaram conhecidas na região como “Enxame de Diques da Serra do Mar”, EDSM (Almeida, 1976). Além dos enxames de diques toleíticos, a fase foi marcada por extensos derrames que compõem a Província Magmática Paraná-Etendeka (Stewart et al., 1996; Peate, 1997).

Uma série de eventos magmáticos alcalinos teve início após um período de calmaria. Esses corpos intrudiram tanto no embasamento emerso quanto nas bacias de Santos e Campos, ao longo do alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, de direção WNW-ESE (Almeida, 1986; Thomaz Filho e Rodrigues, 1999). Suas manifestações estão relacionadas ao menos a dois pulsos: a) neocretácica a paleocênica (86-59 Ma); b) eocênica (<53 Ma) (Riccomini et al., 2004; Guedes et al., 2005).

No Paleógeno, um processo de rifteamento deu origem a bacias na região sudeste, cujo preenchimento se deu por sedimentação de origem gravitacional, fluvial e lacustre, com destaque para os sistemas aluviais, apresentando ainda manifestações vulcânicas pontuais nas bacias de Volta Redonda e Itaboraí (Melo et al., 1985; Riccomini et al., 1989; Mohriak e Barros, 1990; Ferrari, 2001; Ramos et al., 2008). Esse sistema de riftes cenozoicos formam feições que marcam o relevo atual na margem continental sudeste brasileira, e será detalhado no próximo item.

Com formação associada a esse sistema de riftes, na escarpa de borda do Gráben da Guanabara, dois pequenos grábens foram identificados, o Gráben do Rio Santana (GRS) e o Gráben Ribeirão das Lajes (Gontijo-Pascutti et al., 2010; Real, 2016). O GRS é uma fossa preenchida por sedimentos clásticos ao longo de depocentros separados por rampas de revezamento, cuja evolução é considerada entre o Mioceno Médio e o Quaternário (Gontijo-Pascutti et al., 2010).

A estrutura do GRS está encaixada na ZCAA, com falhas de borda NE-SW, e deposição sedimentar controlada por estruturas rúpteis reativadas, gerando pacotes de até

300m de espessura no depocentro da Bacia de Conrado (Gontijo et al., 2010; Pinheiro, 2019). Gontijo-Pascutti et al. (2010) reconheceram ao menos dois estágios de falhamento do GRS: o primeiro estaria ligado à geração de brechas silicificadas durante o magmatismo alcalino do Paleógeno, enquanto um segundo período teria formado brechas e *gouge* em situação de crosta rasa já no Quaternário.

Alguns aspectos estratigráficos e sedimentológicos do GRS foram apresentados por Madeira e Borghi (1999), autores que identificaram um sistema de leques aluviais sobre solos do embasamento alterado logo no começo da deposição. Em seguida, uma planície de inundação mal drenada sobreposta por canais de alta sinuosidade se instalaram sobre uma discordância, sendo frequente os depósitos de arrombamento de diques marginais. A acumulação de depósitos fluviais pouco sinuosos foi a última fase do processo de deposição.

4.2. Sistema de Riftes

Almeida (1976) descreveu um sistema com aspectos topográficos e estruturais notáveis na margem atlântica brasileira, o Sistema de Riftes da Serra do Mar, estabelecido por processos geodinâmicos. Esta estrutura tectônica teria se desenvolvido a partir de uma erosão da superfície no Eoceno, que foi deformada a partir do Oligoceno. De acordo com Melo et al. (1985), o Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro compreende as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda.

Riccomini et al. (1989) reconheceram esta estrutura como *Rift Continental* do Sudeste do Brasil (RCSB), de idade paleógena, consistindo em uma depressão alongada e deprimida, alojada no domínio da Faixa Ribeira (Fig. 16). Segundo os autores, a gênese do rifte e seu preenchimento sedimentar e vulcânico teriam acontecido no Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), por uma influência de uma tectônica distensiva de direção NNW-SSE. As zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE a EW foram linhas de reativação essenciais para instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB.

Zalán e Oliveira (2005) estudaram esta feição, que se estende por cerca de 1000 km, aproximadamente entre as cidades de Curitiba (PR) e o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, e a nomearam como Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Esta associação entre as serras e os vales tectônicos e as extensões na plataforma continental das bacias imersas de Santos e Campos, incluiria pequenos grábens na linha de costa. O GRL encontra-se no segmento central do SRCSB.

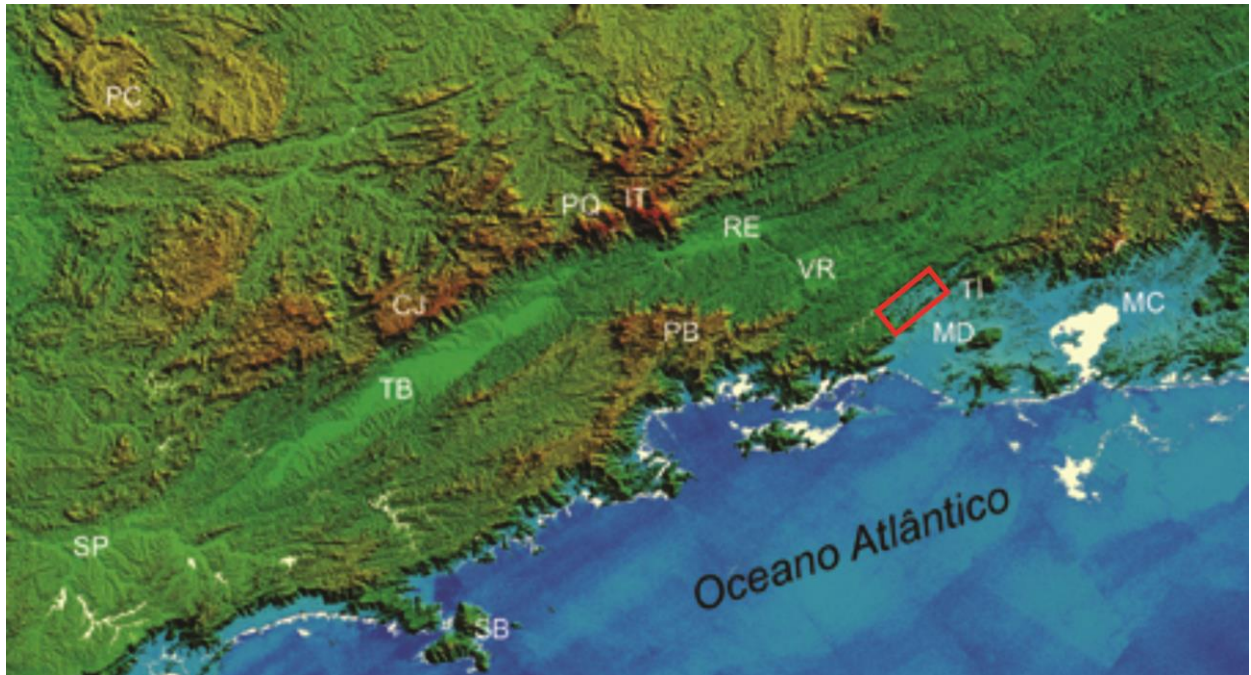


Figura 16: Principais feições geomorfológicas dos segmentos central e oriental do RCSB segundo (Riccomini et al., 1989). Destaca-se as bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE), Volta Redonda (VR) e Macacu (MC), os planaltos da Bocaina (PB), na Serra do Mar, e de Campos do Jordão (CJ), na Serra da Mantiqueira, além dos maciços alcalinos de Poços de Caldas (PC), Passa Quatro (PQ), Itatiaia (IT), São Sebastião (SB), Tinguá (TI) e Mendanha (MD), dentre outros. Notar a marcante estruturação do embasamento, segundo a direção geral ENE a NE, com zonas de cisalhamento proterozóicas reativadas no Mesozóico e Cenozoico. Fonte: Riccomini, Sant'Anna e Ferrari (2004). Destaque para a área de estudo, identificada pelo polígono de cor vermelha.

Em 1976, Almeida já indicava que apesar de uma fraca atividade sísmica na região, o sistema de riftes não estaria inteiramente inativo. Mioto (1990) definiu o contorno de zonas sismogênicas no Sudeste Brasileiro com base em estudos de estabilidade geológica. Em conformidade com Hasui et al. (1982), o consenso é de que estas zonas correspondem a áreas de intensa movimentação tectônica no Cenozoico. O GRL localiza-se dentro da Zona Sismogênica de Cunha, que apresenta grande número de epicentros (Fig. 17).

Em 1944, Ruellan interpretou geomorfologicamente a região deprimida e alongada da Baía de Guanabara como uma depressão tectônica intensamente erodida. Freitas (1956) a chamou de vale de afundamento Campo Grande - Guanabara - Rio Bonito, e a estendeu até a baía de Ilha Grande. Segundo Almeida (1976), o *Rift* da Guanabara é uma região topograficamente baixa que não está inundada pelo mar, formada por um relevo de morros baixos de rochas pré-cambrianas e com sedimentos limitados e pouco espessos acumulados no interior do rifte.

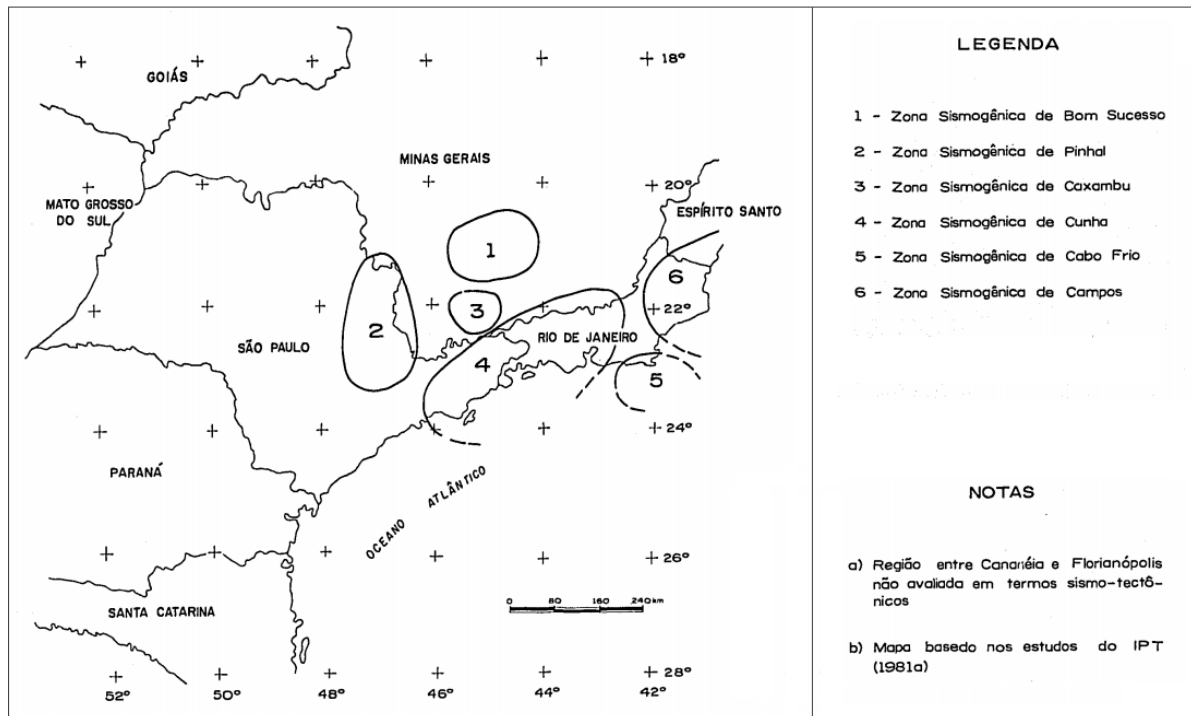


Figura 17: Mapa de zonas sismogênicas de parte do Sudeste Brasileiro (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos (Mito & Hasui, 1982).

A formação do Gráben da Guanabara se deu no Paleoceno a partir de esforços direcionais controlados por um binário sinistral E-W, com uma evolução ao longo do Eoceno/Oligoceno controlada por uma tectônica extensional (Almeida e Carneiro, 1998; Ferrari, 2001). Este gráben é assimétrico, com borda falhada na base da Serra do Mar, representada por falhas de direções NE-SW a ENE-WSW. Além do mais, há falhas NW-SE, E-W, NNE-SSW a NNW-SSE, tanto normais quanto transcorrentes afetando o sistema (Gontijo-Pascutti et al., 2012).

Os blocos altos e baixos da região fluminense revelam desníveis com rejeito de 1.200 até 2.200m, com blocos que colapsam e rotacionam de oeste para leste em direção ao litoral (Zalán e Oliveira, 2005). A Fig. 18 mostra um perfil esquemático simplificado do desnivelamento da região, com blocos basculados em direção ao continente e rebaixados em direção ao Oceano Atlântico. As maiores elevações são sustentadas pelas rochas graníticas e alcalinas (Gontijo-Pascutti et al., 2012).

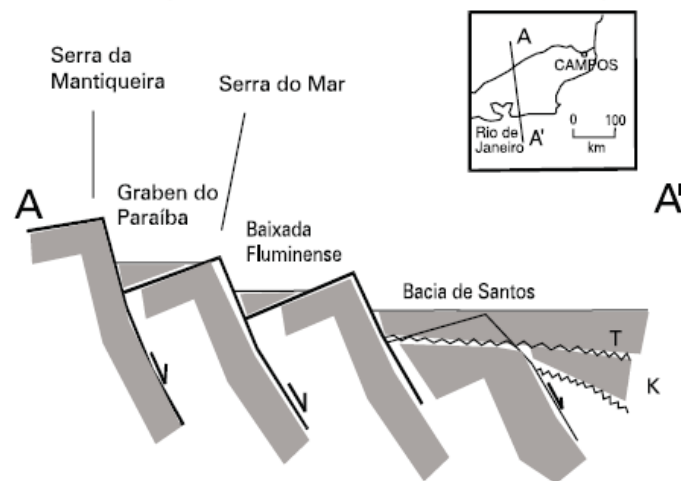


Figura 18: Perfil esquemático evidenciando os falhamentos escalonados e os blocos basculados originados pela tectônica do Cenozoico. O Gráben da Guanabara situa-se na baixada fluminense (modificado de Asmus & Ferrari, 1978). (Lima, 2000)

Zalán e Oliveira (2005) subdividiram o Gráben da Guanabara nos sub grábens: Paraty, Guandu-Sepetiba e Baía, que são separados pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e pela Zona de Acomodação de Ilha-Grande-Sepetiba (Fig. 19). Na escarpa de borda do sub gráben Guandu-Sepetiba, estão localizados os GRS e GRL.

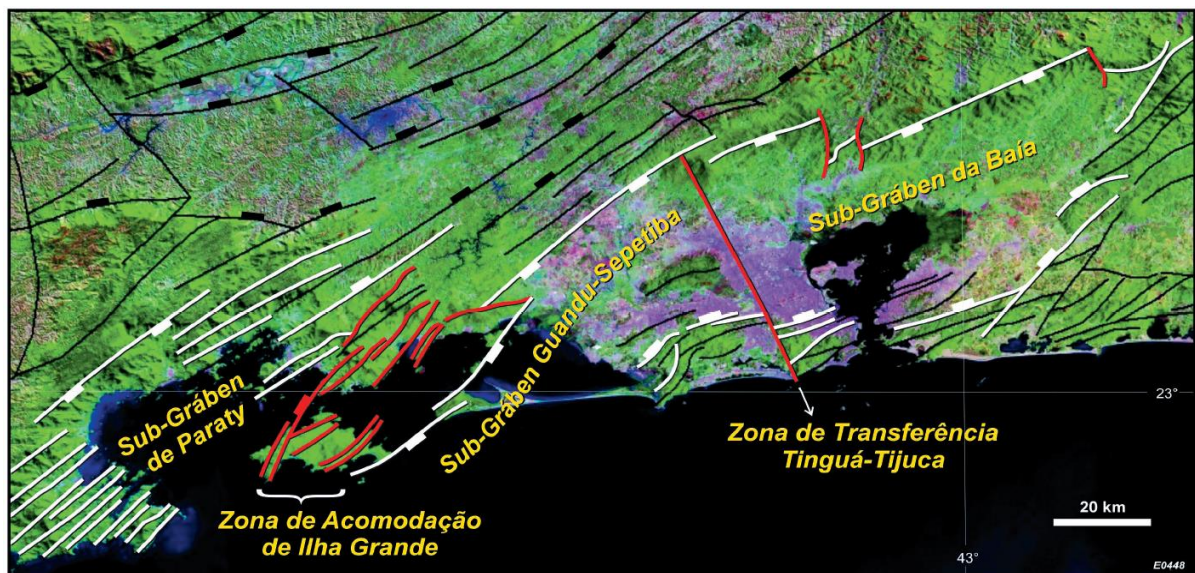


Figura 19: Interpretação estrutural do Gráben da Guanabara e seus sub grábens de acordo com Zalán e Oliveira (2005).

4.3. Eventos Tectônicos Regionais

Segundo Heilbron, Eirado e Almeida (2016), os cinco grandes eventos deformacionais a que o embasamento no estado do Rio de Janeiro foi submetido são:

- 1- Colagem da Orogênese Brasileira entre os terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio da Faixa Ribeira Central, por meio de zonas de cisalhamento dúctil dando origem a milonitos de alta temperatura, predominando a direção NE-SW;
- 2- No colapso do orógeno Ribeira foram originadas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil transtensivas com magmatismo granítico associado, prevalecendo a direção NW-SE;
- 3- Com intenso magmatismo fissural básico toleítico, dado a partir da desestabilização do Gondwana, a manifestação de enxames de diques máficos da serra do Mar de direção principal NE-SW foi originada;
- 4- Rifteamento mesozoico-cenozoico ligado ao magmatismo alcalino, com formação de grábens preenchidos e altos estruturais;
- 5- Os ajustes neotectônicos com falhamento em blocos justapôs áreas rebaixadas e áreas soerguidas.

As zonas de fraqueza crustal geradas por estes eventos controlam a tectônica regional e se configuram em territórios preferenciais para reativações. Ao longo do Cenozoico, o Sudeste do Brasil foi condicionado a eventos deformadores distintos com a variação resultante do balanço entre o *ridge push* e *slab-pull* da Placa Sul Americana, em relação às placas Africana e de Nazca respectivamente (Riccomini et al., 1989). Os eixos e as fases tectônicas podem divergir um pouco entre os pesquisadores, a Fig. 20 revela esta descrição por alguns deles. O evento atual vigente caracteriza-se por um regime transcorrente E-W ligado à movimentação da Placa Sul-Americana (Hasui et al., 2000).

4.4. Aspectos Geomorfológicos Regionais

As serras do Mar e da Mantiqueira, juntamente com os maciços litorâneos, constituem o relevo tectônico regional. Eventos de soerguimento representados pelo levantamento da Serra do Mar e a formação da Superfície Japi entre 90 e 60 Ma (Cretáceo Superior - Paleoceno) foram confirmados através da análise de dados de traços de fissão de apatita, juntamente com dados geológicos e geomorfológicos (Saenz et al., 2003).

A Superfície de Aplainamento Japi ou Sul-Americana é um importante elemento de correlação regional que define um nivelamento topográfico no Sudeste Brasileiro, tendo se desenvolvido em um momento de estabilidade tectônica (Almeida, 1958). A presença desta superfície aplainada confirma uma etapa de erosão generalizada antecedente à instalação do sistema de riftes.

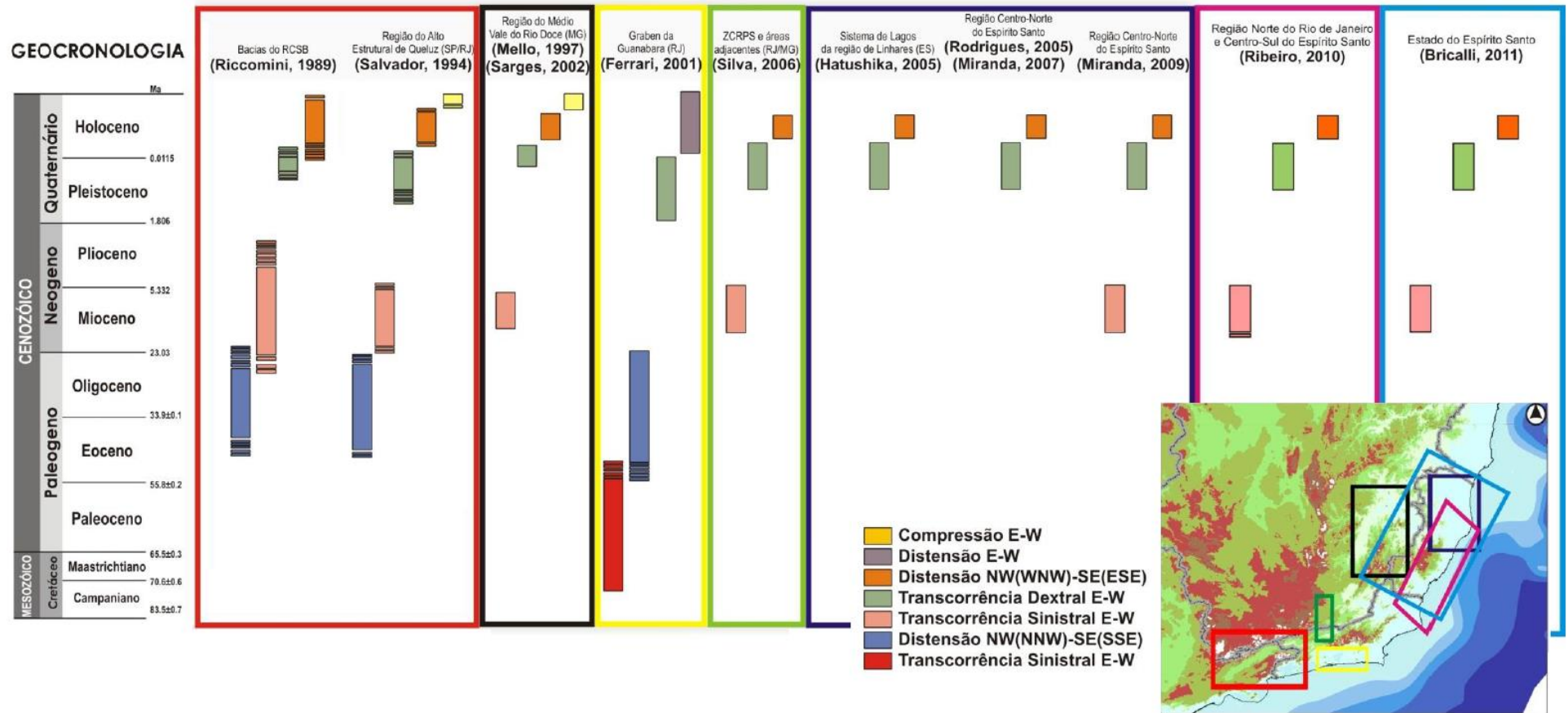


Figura 20: Quadro de eventos tectônicos e neotectônicos do Sudeste do Brasil (Breda, 2012).

Nas serras do Mar e Mantiqueira, a superfície pode ser hoje observada nos topos aplainados das elevações, e chega a atingir 2.000 a 2.100m quando não deformada, em regiões tectonicamente soergidas como nos planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina, mas geralmente encontra-se a cerca de 1.200m de altitude (Almeida, 1976; Riccomini et al., 1989).

Como já mencionado, a configuração da paisagem regional do Sudeste é controlada por um arcabouço tectônico, que a partir da reativação de descontinuidades pré-cambrianas, influenciam no desnivelamento dos topos, com grábens e horstes, limitados por íngremes escarpas, e desmantelando a Superfície Japi (Gontijo-Pascutti et al., 2012). Além disso, a retilinearidade das bordas das unidades geomorfológicas se mostra coincidente com as principais falhas cenozoicas, especialmente nas direções ENE-WSW, como observado por Silva e Ferrari (1997). Os movimentos tectônicos recentes influenciam ainda determinadas anomalias e capturas da rede de drenagem. É importante destacar que o prolongamento de significativos traços estruturais no relevo continental para *offshore* afeta a compartimentação e evolução das bacias de Santos e Campos (Souza et al., 2008)

No Quaternário, a morfologia regional foi retrabalhada devido às variações climáticas. As colinas e morros foram esculpidas, trazendo um tipo de relevo chamado “mar de morros” (Ab’Sáber, 1970), com colinas arredondadas, morfologia típica da Serra do Mar. Na divisão geomorfológica do estado do Rio de Janeiro há duas grandes regiões separadas pelas escarpas da Serra do Mar. Na área central do Estado, prevalecem as feições de amplitudes maiores, como serras e morros. Já na Baixada Fluminense, Região dos Lagos e na região de Campos dos Goytacazes, regiões ao Sul e Sudeste das escarpas da Serra do Mar, dominam feições geomorfológicas de amplitudes altimétricas baixas, com colinas e vastas áreas de planícies fluviais e flúvio-marinhas (INEA, 2010). Na região de estudo se destaca a presença de planícies fluviais, colinas, morros, serras isoladas e serras escarpadas.

A região se caracteriza pela alta pluviosidade e suscetibilidade a inúmeros processos naturais como os movimentos de massa, revelando um processo de evolução de encostas acentuado na região. Estes escorregamentos se desenvolvem em descontinuidades, locais onde uma atividade erosiva incessante se concentra (Almeida e Carneiro, 1998). Na Serra das Araras em 1967, após intenso volume de chuva, o volume de material erodido por estes deslizamentos foram excepcionais, atingindo uma área de 26 km de comprimento por cerca 7-8 km de largura (Jones, 1973).

4.5. Aspectos litológicos da região de estudo

Em seguida, é apresentada a descrição correlacionada às unidades da área do GRL de acordo com o texto explicativo do mapa geológico produzido por Heilbron et al. (2016), cuja base cartográfica foi utilizada no mapa geológico da Fig. 22. Com o propósito de reconhecimento, foram inseridas ao longo do texto algumas fotografias e observações de campo.

As unidades pré-cambrianas identificadas na área pesquisada estão inseridas nos terrenos Oriental e Ocidental, cujo contato entre eles é localmente reconhecido por feições miloníticas da ZCAA (Almeida, 2000). A associação do embasamento no Terreno Ocidental representado pelo Complexo Juiz de Fora, possui intercalação tectônica entre as rochas desta unidade (ortogranulitos) e a associação metassedimentar neoproterozoica (Grupo Raposo/Grupo Andrelândia distal).

O Grupo Raposo caracteriza-se por uma petrotrama milonítica e intercalação dos metassedimentos neoproterozoicos com diferentes litotipos supracrustais. Este grupo é subdividido em duas unidades principais: Unidade Arcádia-Areal e Unidade Conservatória. Na Unidade Conservatória, os biotita-gnaisses bandados são frequentes em intercalações de quartzitos. Em relação à Unidade Arcádia-Areal, observa-se uma sucessão de gnaisses bandados, normalmente miloníticos (Fig. 21). Estes incluem inúmeras intercalações lenticulares ou camadas centimétricas a métricas de quartzitos, sillimanita-granada-biotita gnaisse, rochas calcissilicáticas, metabásicas e metaultramáficas.

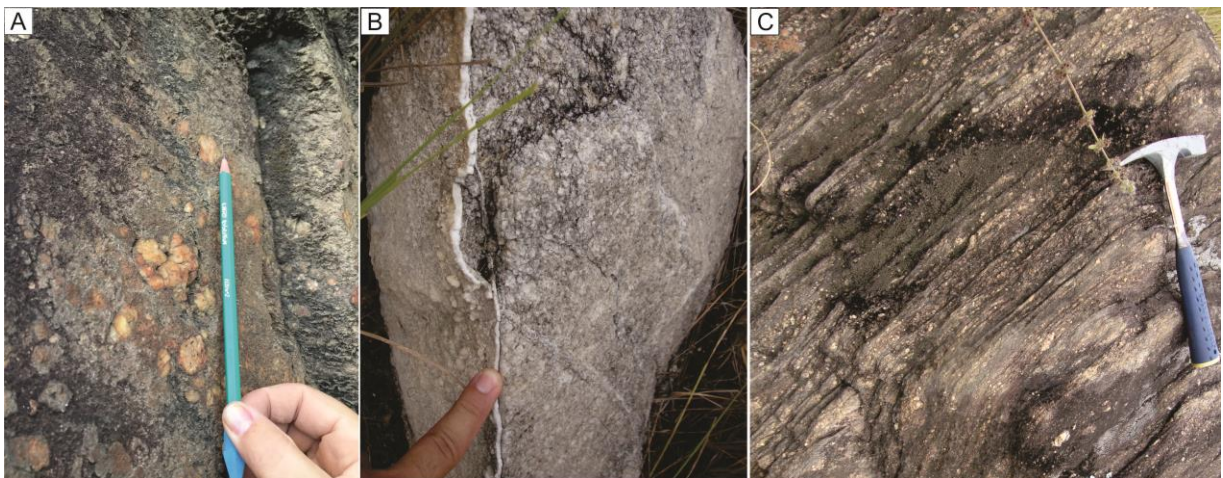


Figura 21: Exemplos de rochas da Unidade Arcádia-Areal na área de estudo. (A) Biotita gnaisse com porfiroclastos de feldspato e quartzo. (B) Rocha calcissilicática. (C) Biotita gnaisse bandado com textura milonítica.

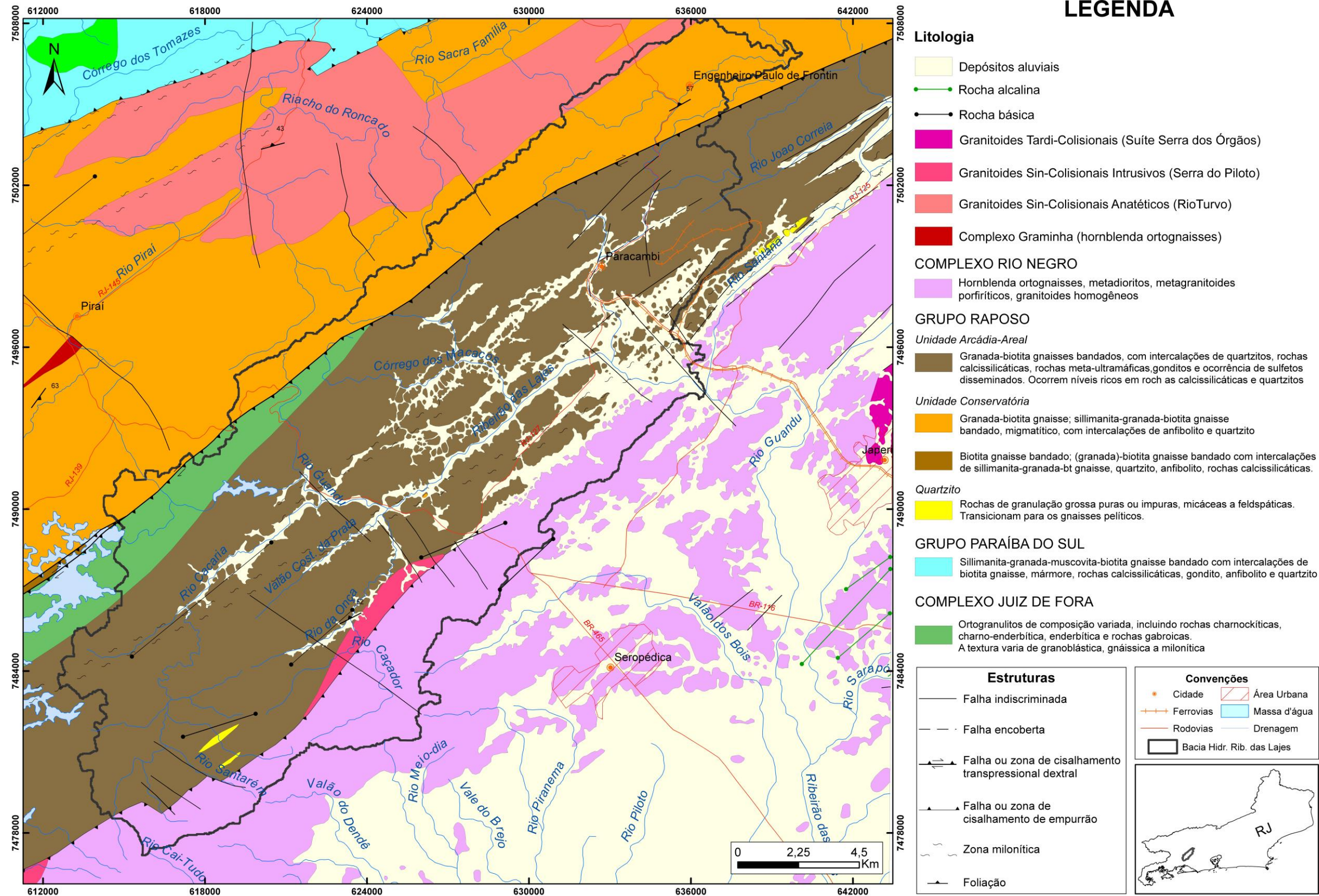


Figura 22: Mapa geológico da região baseado em Heilbron et al. (2016)

O Arco Magmático Rio Negro é representante do Terreno Oriental na área, e consiste em ortognaisses e granitoides, levemente deformados e com diversos aspectos de injeção entre si (Tupinamba et al., 1996). A Fig. 23 mostra estas rochas ígneas plutônicas gnáissicas na área, salienta-se que próximo à zona de cisalhamento, a foliação adquire um aspecto milonítico, com grande paralelismo entre os contatos.

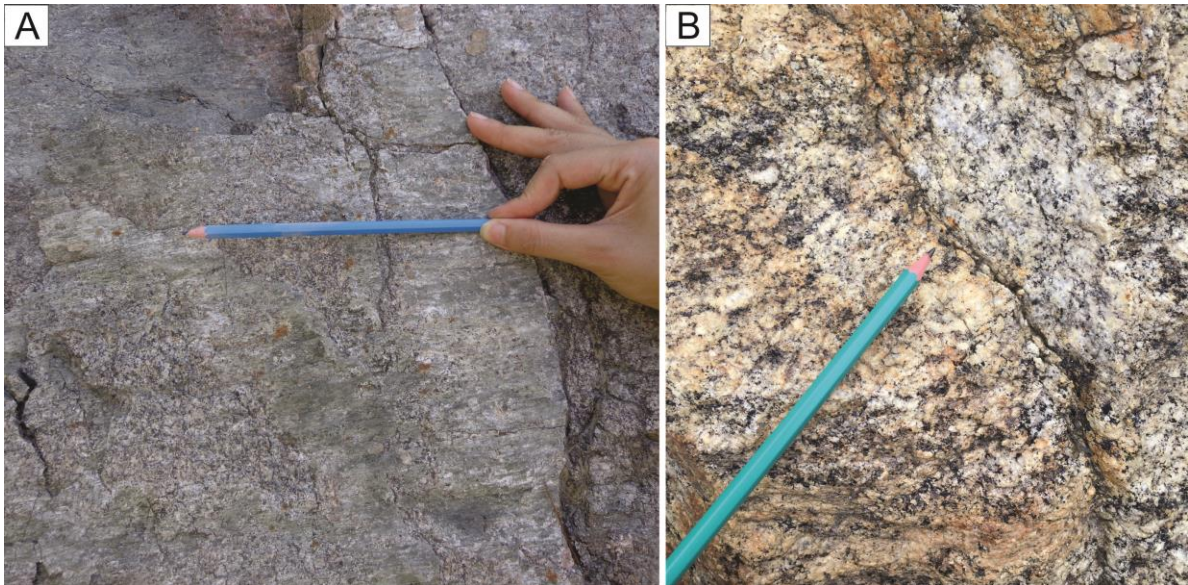


Figura 23: Exemplos de ortognaisses e granitoides do Arco Magmático do Rio Negro na área de estudo.

O Granito Serra do Piloto representa os granitoides gerados pelo magmatismo sin- a tardi-colisional da Orogênese Brasileira, aflorando na serra homônima em um corpo alongado, intrusiva nos ortognaisses do Complexo Rio Negro. Esta suíte pertencente ao Terreno Oriental possui deformação heterogênea, com granitos megaporfiríticos pouco deformados até as proximidades do CTB, local onde se desenvolve uma foliação penetrativa, com textura milonítica.

As intrusões básicas do Cretáceo pertencentes ao EDSM acompanham a direção NE-SW. Estes diques de diabásio são reconhecidos pela afinidade toleítica segundo Valente (1997), autor que salienta ainda a incidência de basaltos alcalinos secundariamente (Fig. 24).

A deformação tectônica regional teve um papel importante para definição de zonas preferenciais de intemperismo e erosão. O rifteamento que deu origem a bacias que englobam o Gráben da Guanabara e seus sub grábens contribuiu para deposição de material sedimentar com diferentes características composicionais e faciológicas. A sedimentação do GRL é correspondente às demais bacias do SRCSB, marcada por pacotes aluvionares e coluvionares.

As características dos depósitos da cobertura sedimentar da área serão detalhadas no Capítulo 5.

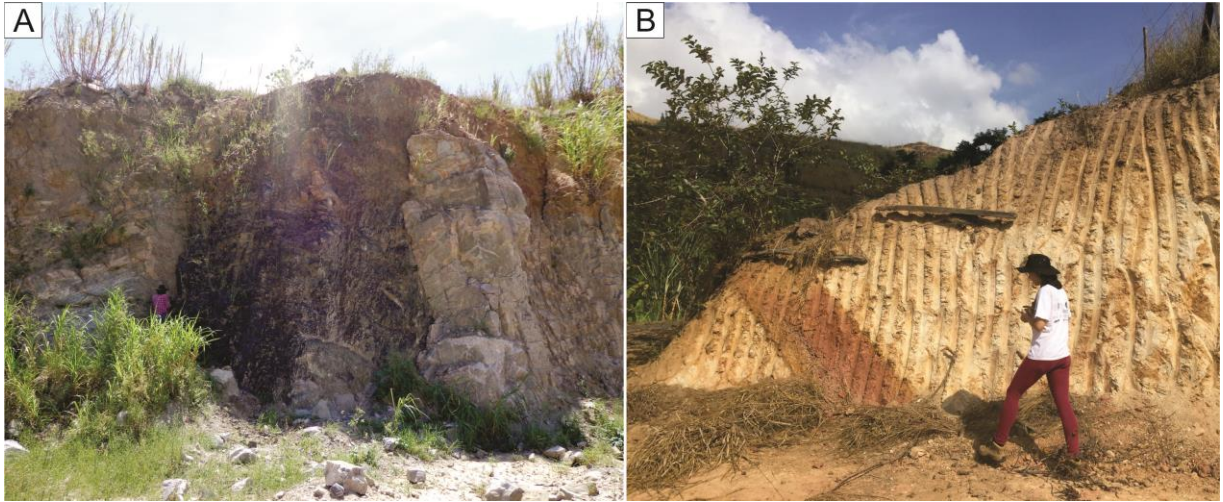


Figura 24: Exemplos das intrusões de diques máficos na área de estudo. (A) Intrusão de dique de diabásio NE-SW com espessura métrica no Complexo Rio Negro – Ponto L 08. (B) Dique máfico intemperizado de direção NE-SW intrudido em metassedimento também intemperizado da Unidade Arcádia-Areal – Ponto Lj 03.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1. Contexto Morfotectônico do GRL

5.1.1. Caracterização da rede de drenagem

A bacia hidrográfica do Ribeirão das Lajes é uma sub-bacia do Rio Guandu, que é formada pela confluência dos rios Santana e Ribeirão das Lajes. Os limites e afluentes principais da bacia são expostos na Fig. 25, incluindo o curso superior, barrado pelo reservatório de Lajes, entre os municípios de Piraí e Rio Claro.

O sentido do fluxo dos canais é para nordeste, em conformidade com as principais anisotropias do embasamento pré-cambriano, e localmente possuem variações conforme truncam estruturas rúpteis que deformam o substrato rochoso. Assim, ainda em seu alto curso, o Ribeirão das Lajes se encaixa em estruturas E-W a WNW-ESE, próximo a Serra das Araras, apesar de fluir em alguns trechos para nordeste. Posteriormente o canal percorre na direção NE-SW por quase 10km até se encaixar na direção NW-SE, percorrendo 4km nessa direção para se unir ao Rio Santana.

Os principais afluentes do Ribeirão das Lajes são os rios Cacaraia, Valão Costaneira da Prata, Rio da Onça, Rio Santarém, Rio Caçador, Córrego dos Macacos e Córrego Primeira Água. Estes afluentes encontram-se sobretudo seguindo as direções NE-SW, N-S e E-W.

Em geral, observa-se um controle estrutural na disposição espacial dos rios, destacando os padrões treliça, paralelo e retangular, ainda que em algumas áreas exista o padrão misto para subdendrítico (Fig. 26). Predomina o padrão subtreliça, com fluxo para nordeste, correspondente à trama pronunciada de cisalhamento. Os tributários estão ligados aos canais principais em um padrão treliça combinado com setores sub-retangulares e sub-paralelos. A maior parte dos segmentos de 1ª e 2ª ordem possui um padrão paralelo a retangular.

O indício deste controle tectônico nos cursos d'água pode ser reconhecido também em anomalias de drenagem, pelas formas de cotovelos em trechos da drenagem e pelos cursos sinuosos e vales encaixados nos quais esses rios fluem. Próximo ao Rio da Onça há uma tentativa de reorganização da drenagem, com concentração de anomalias, revelando alguma influência de movimentos mais recentes. Ao longo do percurso do Ribeirão das Lajes observa-se retilinearidade e deflexões abruptas de canais, com cotovelos de até 90°. Em outros

canais secundários também se constata um controle rúptil nos traçados retilíneos e alinhados, além de paleocanais, meandros anômalos localizados e capturas (Fig. 26).

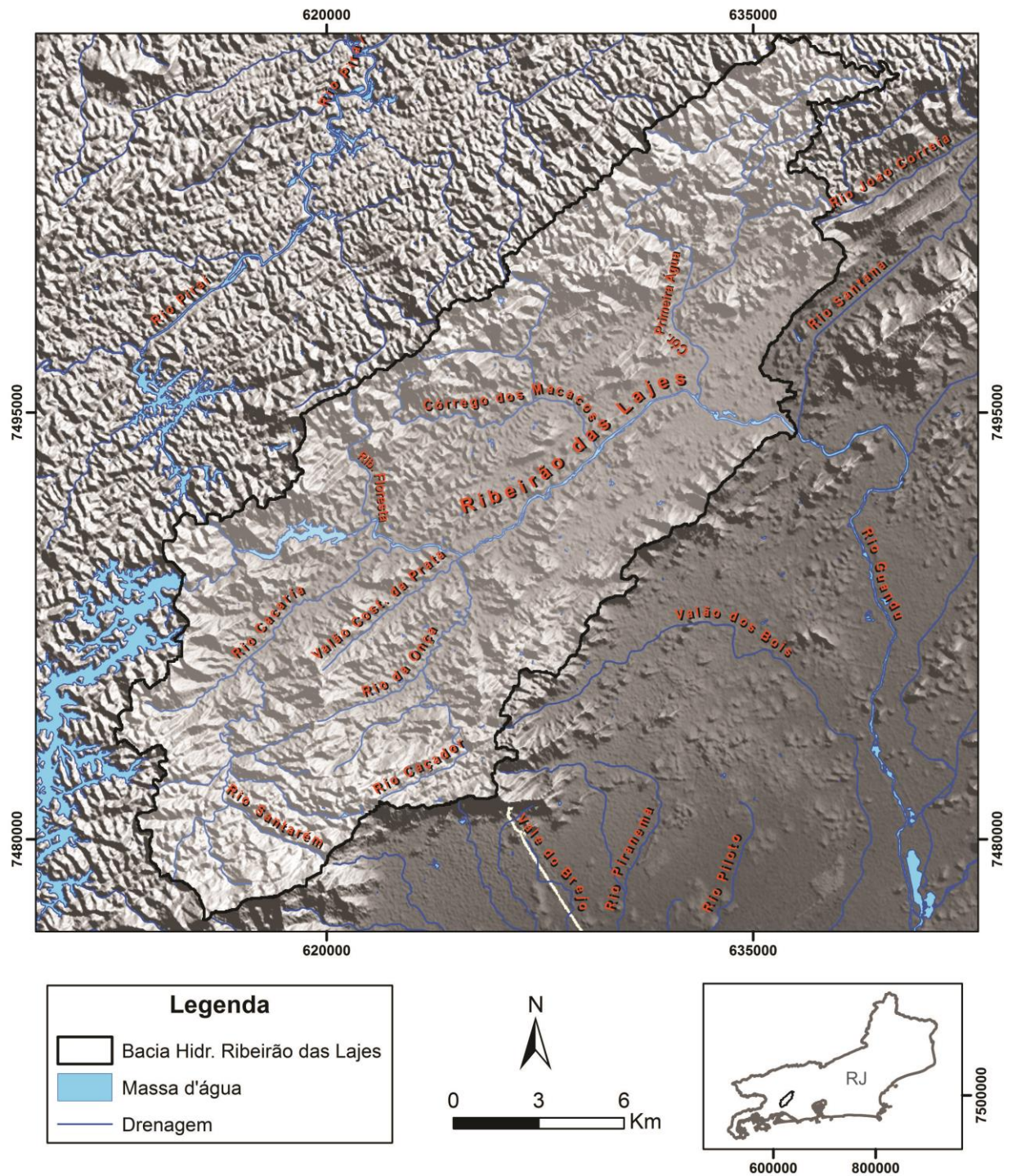


Figura 25: Modelo digital de elevação da região de estudo com o limite da bacia hidrográfica e a rede de drenagem principal.

Mediante análise da morfologia das bacias hidrográficas, percebeu-se dois conjuntos distintos de microbacias (Fig. 27). O primeiro grupo é relacionado a sub-bacias de menor tamanho, alongadas e retilíneas, que aparecem de forma contínua ao longo dos rios principais,

com distribuição prevalente nas direções NW-SE e NNW-SSE. Essa retilinearidade de dezenas de microbacias pouco evoluídas, pequenas, estreitas e alinhadas indicam retomada de canais de primeira ordem, com um significativo controle de estruturas NE-SW e E-W.

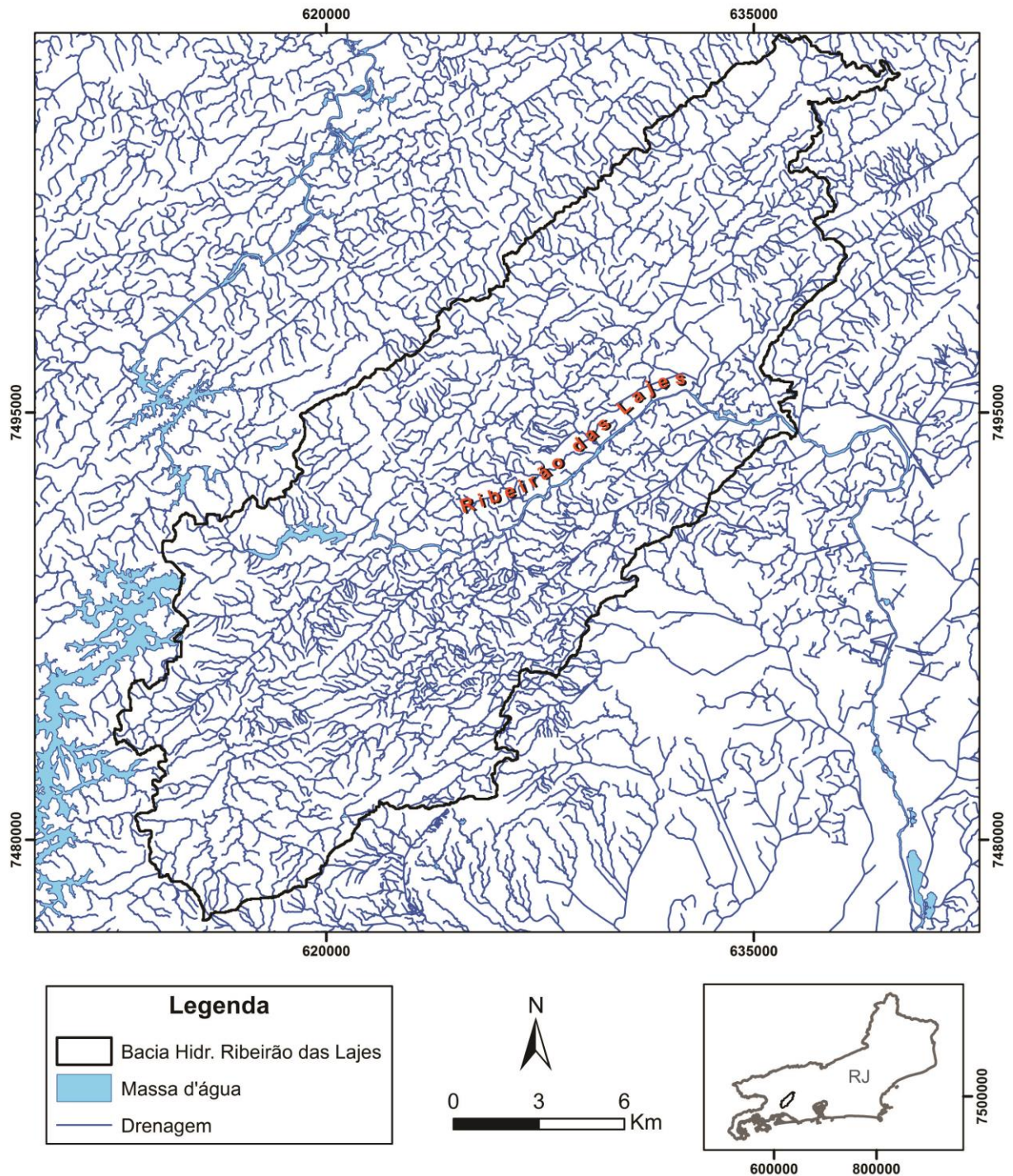


Figura 26: Mapa da rede de drenagem da região de estudo e a limitação da bacia hidrográfica 1:25.000. (IBGE, 2016)

O segundo conjunto é representado por sub-bacias de maior extensão, localizadas principalmente na zona de fronteira em trechos de alto curso, características de locais com

maior ocorrência e suscetibilidade a capturas de drenagem. A relação de sua posição topográfica no relevo escarpado pode ser resposta ao basculamento e abatimento do nível de base no baixo curso. Essas bacias se amplificam por erosão remontante, já que ganham mais energia através do rebaixamento do nível de base na foz do Ribeirão das Lajes, fazendo com que elas capturem as nascentes de bacias contíguas nas porções noroeste e sudoeste da área.

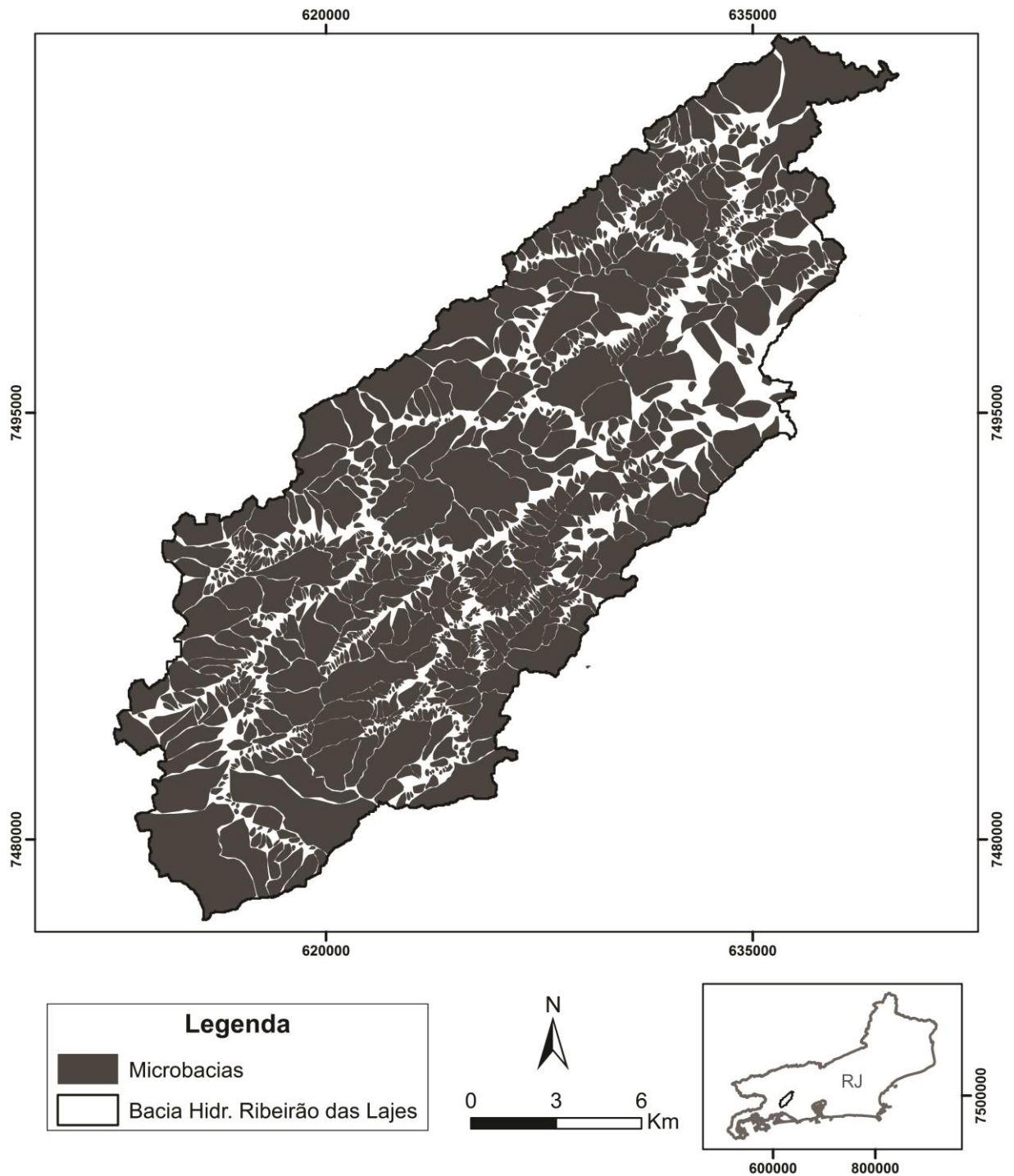


Figura 27: Microbacias da área de estudo limitada pela bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes.

5.1.2. Caracterização das feições de relevo

Algumas feições geomorfológicas da área pesquisada, bem como a localização dos dois perfis em faixa topográfica gerados são apresentadas na Fig. 28. A linha de elevação topográfica mínima, Q1 e Q3 dos perfis em faixa WSW-ENE evidenciam a quebra de relevo com blocos sistematicamente abatidos em direção ao eixo leste-nordeste, coincidente com a foz do Ribeirão das Lajes (Fig 29a). Além disso, associando o terceiro quartil à elevação máxima, nota-se que essas quebras em diferentes amplitudes podem ser associadas às grandes estruturas de direção NW-SE.

Complementarmente, os perfis NW-SE ressaltam as acentuadas amplitudes da área, que atingem até 910m de elevação nesta faixa, com destaque para a Serra do Matoso (Fig 29b). Os gradientes na porção noroeste (Serra das Araras) seriam mais elevados por esta área ter soerguido mais, contudo, a elevação máxima chega a 900m na Serra do Matoso no lado sudoeste da área. Nestes perfis NW-SE, a diferença entre as elevações máximas e mínimas revela o grau de dissecação existente, contudo esta serra ficou preservada apesar ampliação da rede de drenagem por erosão remontante.

O nível altimétrico mais baixo identificado na faixa atinge segue na direção leste-nordeste, coincidente com a foz do Ribeirão das Lajes, alcançando 10m em áreas de maior deposição da bacia na região mais abatida. Como já observado no perfil em faixa anterior (Fig. 29a), o compartimento de sedimentação em cotas mais baixas está localizado no centro e sudeste da área (Fig. 29b). Esta sedimentação é separada por colinas e morros localizados no interior da bacia hidrográfica e alinhados na direção NE-SW, ressaltados no terceiro quartil da faixa (Q3).

Sob outra perspectiva, a mapa hipsométrico (Fig. 30) evidencia os diferentes níveis topográficos que se convertem em compartimentos geomorfológicos. Quando se considera o interior da bacia hidrográfica, a amplitude da borda noroeste alcança até 650m, ao passo que a borda sudeste varia de 350 a 800m, em contraste com a parte mais baixa da bacia na cota de 20m.

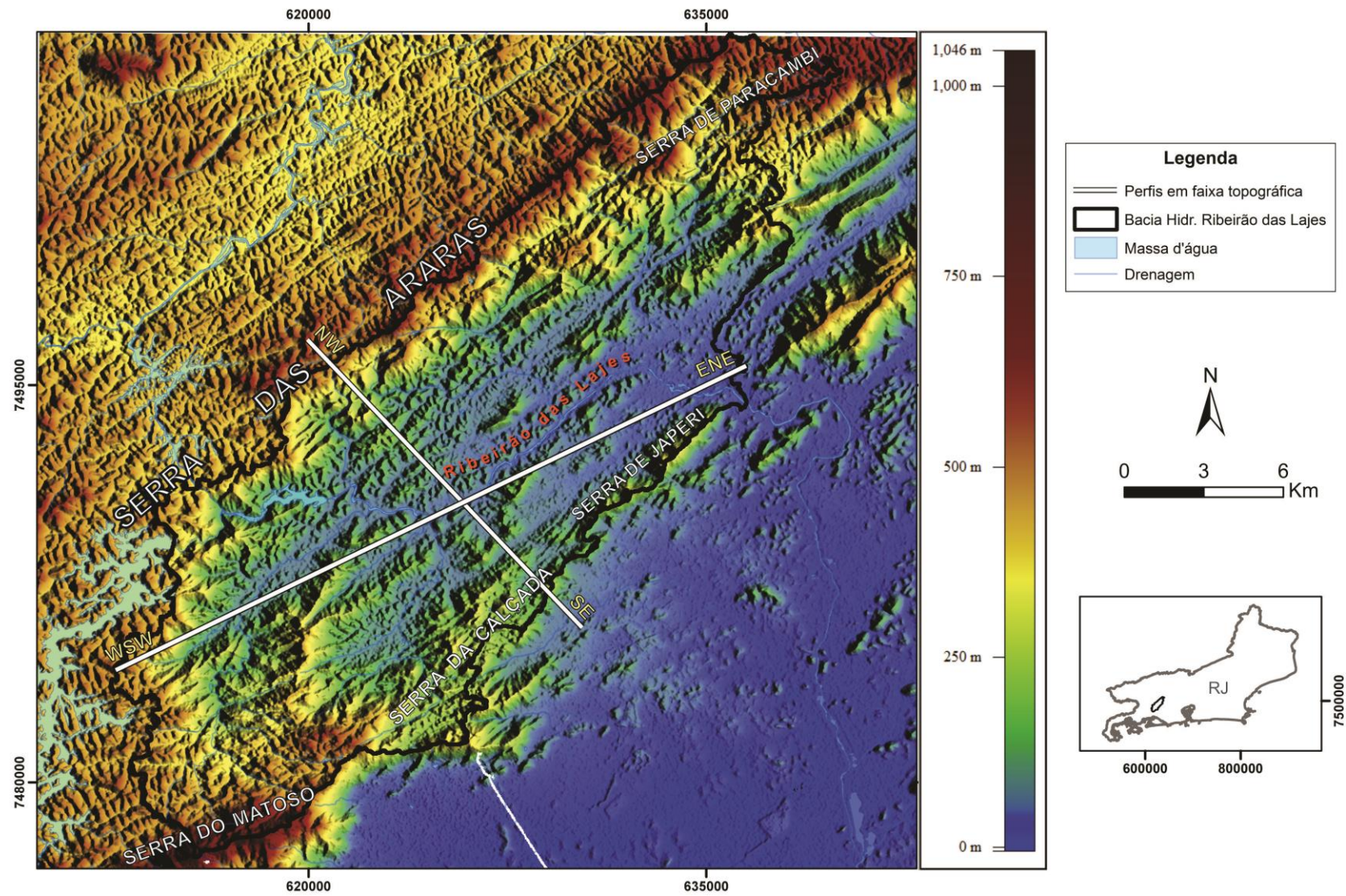


Figura 28: Modelo digital de elevação a partir de imagens SRTM com os principais elementos fisiográficos e a indicação das linhas ao longo das quais foram gerados os perfis topográficos em faixa.

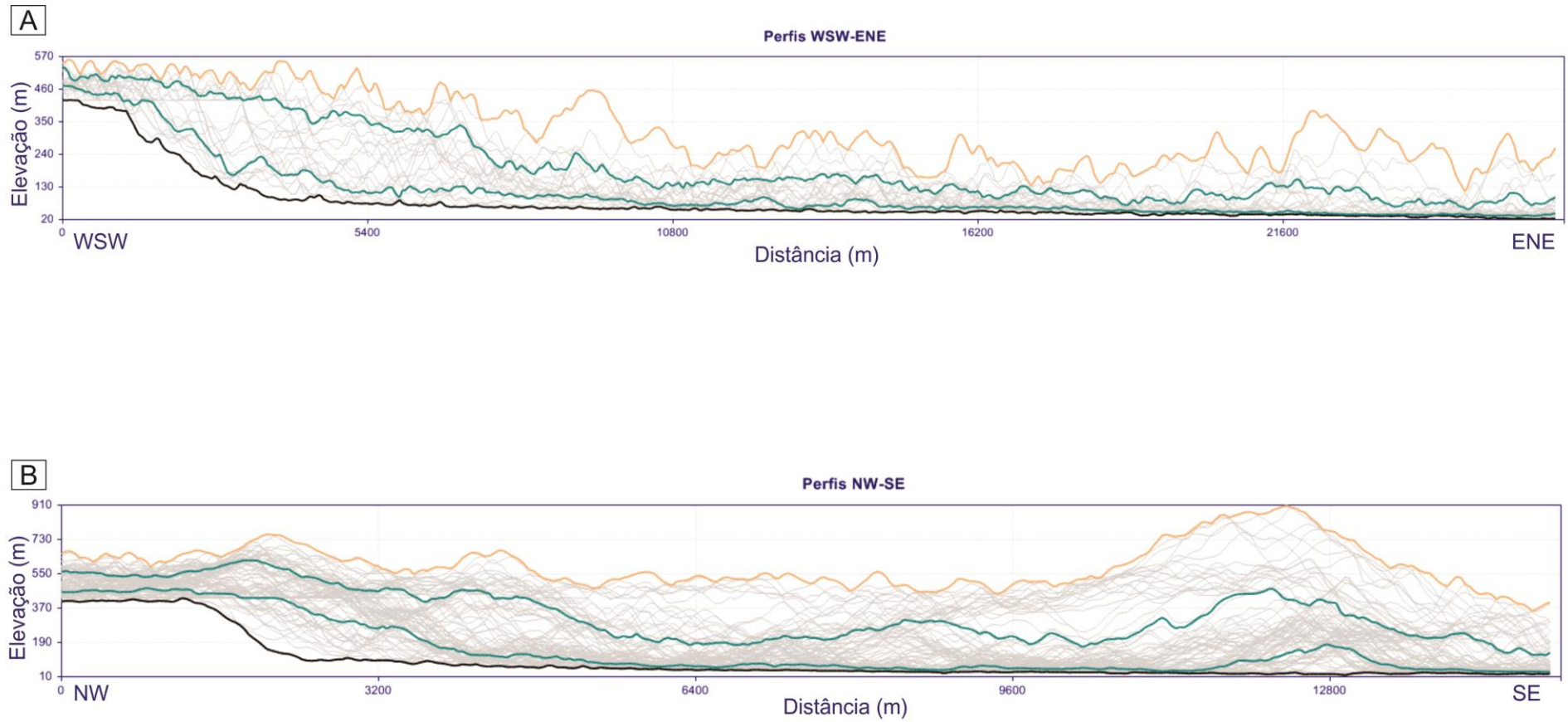


Figura 29: Perfis topográficos em faixa topográfica. A linha laranja representa a elevação topográfica máxima, e a linha preta a mínima, ambas acumuladas. As linhas de cor verde representam o primeiro e terceiro quartis (Q1; Q3) da faixa.

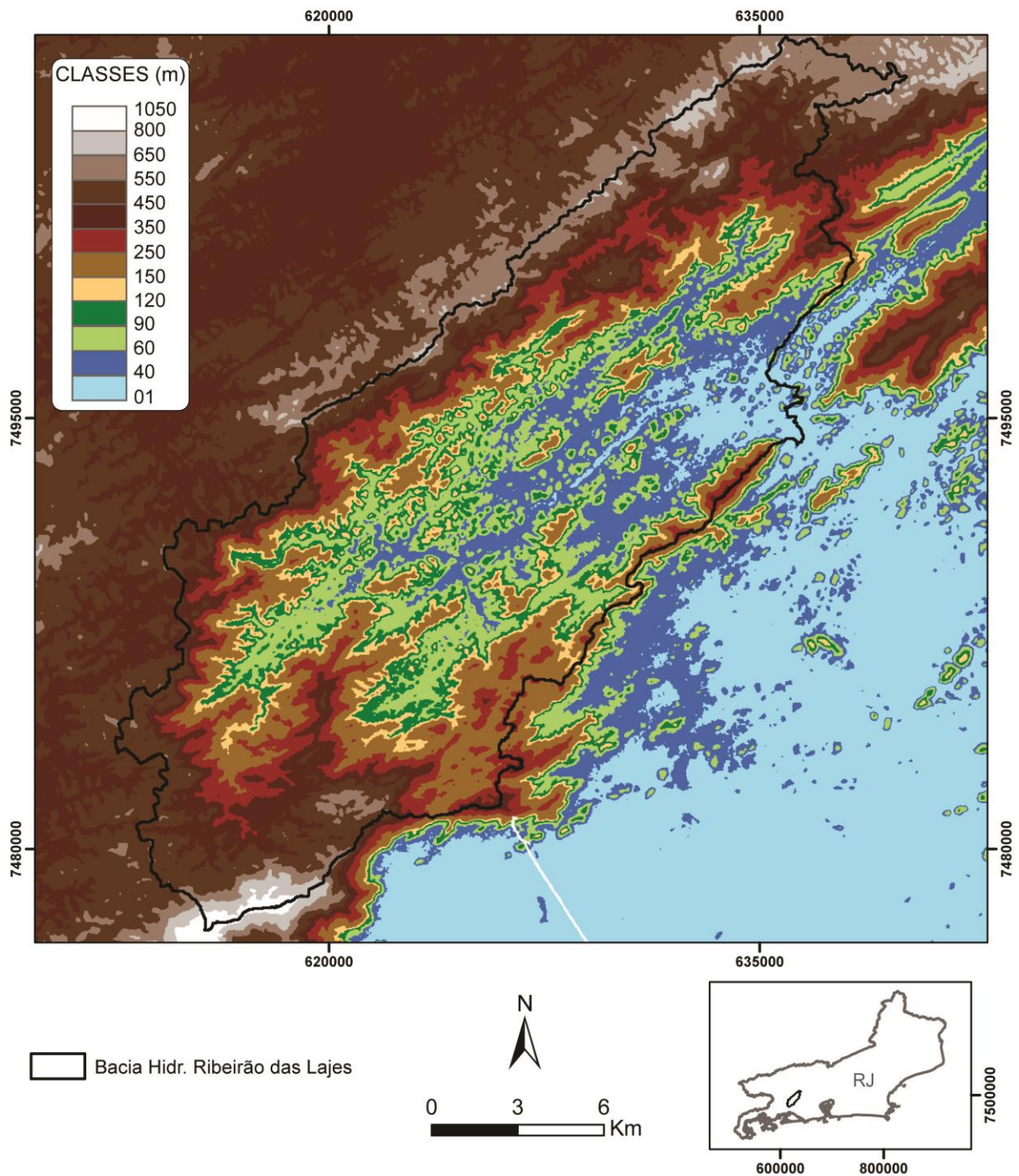


Figura 30: Hipsometria da área de estudo com base no modelo SRTM.

As classes de altitude mais elevadas (450-800m) constituem um relevo bastante dissecado, com declives acentuados em serras escarpadas e alinhadas na direção NE-SW. Esta unidade é caracterizada pelas serras das Araras, Paracambi e Matoso, nome local dado a Serra do Mar. Já na borda sudeste, as classes alcançam 250 a 450m nas serras da Calçada e de Japeri, divisores de água que funcionam como barreiras topográficas, delimitando a área de estudos com a baixada de Sepetiba.

As classes altimétricas intermediárias compreendem os degraus inferiores das encostas dos alinhamentos serranos (120-250m), caracterizados por locais de transição. Esta unidade inclui ainda morros e colinas isolados (60-120m) no interior da bacia, que dividem as áreas de baixada. Os depósitos sedimentares nos terrenos planos retratam a classe de altitude mais baixa nas planícies colúvio-aluviais (20-60m), que são separadas pelos altos intrabaciais alinhados na direção NE-SW, citados anteriormente. A cota de 20m demonstra que o nível de base está afundando e rebaixando rapidamente na foz do Ribeirão das Lajes.

5.1.3. Indicadores tectônicos no relevo

As principais feições morfotectônicas presentes na área indicam alteração na configuração e distribuição dos registros sedimentares cenozoicos, com modificação da dinâmica fluvial e rearranjo da drenagem. A quebra de relevo e os blocos abatidos são evidenciados por meio dos mapas e perfis das Figs. 28 e 29. Feições levantadas em campo também revelam este abatimento e escalonamento dos blocos em diferentes altitudes, condicionados sobretudo pelas estruturas principais NE-SW (Fig. 31).

Enquanto as serras, colinas e morros estão alinhados segundo a direção principal NE-SW, existem processos de desmantelamento do relevo marcados pelas estruturas NW-SE e E-W que dissecam a paisagem por meio da incisão vertical dos canais de drenagem (Fig. 32a). Percebe-se também adernamentos de escarpas, de blocos, de morros e de colinas em direção ao depocentro nordeste da bacia (Fig. 32b).

As escarpas de falhas estão difundidas em toda a área, observadas em diferentes estágios evolutivos e amplitudes. A fraca incisão da rede de drenagem na escarpa da Fig. 33a, aliada ao seu perfil angular e declive acentuado, reúne evidências de uma escarpa mais recente que facetas triangulares, por exemplo.

A partir da retomada erosiva de escarpas, decorrente da mudança local do nível de base, novas drenagens são criadas, formando pequenos vales. O mapa de microbacias (Fig. 27) destaca feições pequenas e alongadas, comumente separadas por facetas triangulares, uma modificação da forma original angular das escarpas de falha. Parte das facetas possui direção NE-SW, concordante com a foliação, contudo ocasionalmente há a evidência de reativações que truncam esta xistosidade. As facetas voltadas para sudeste estão associadas aos planos de falhas medidos em campo, já que são contrárias ao padrão de mergulho da foliação local que mergulham para noroeste (Fig. 33b).



Figura 31: Patamares em diferentes altitudes na área de estudo. (A) Escalonamento e abatimento de blocos, visto da subida da Serra das Araras, Via Dutra, km 224. As linhas em amarelo indicam estruturas NE-SW das escarpas de borda da Serra das Araras. Visada para SE. (B) Abatimento para sudeste mostra o limite noroeste da bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes, dada pela escarpa da Serra das Araras. Visada para NNW ao lado do ponto J14. (C) Degraus em diferentes níveis altimétricos na borda noroeste, dada pela Serra das Araras. Visada para NW próximo ao ponto L3.

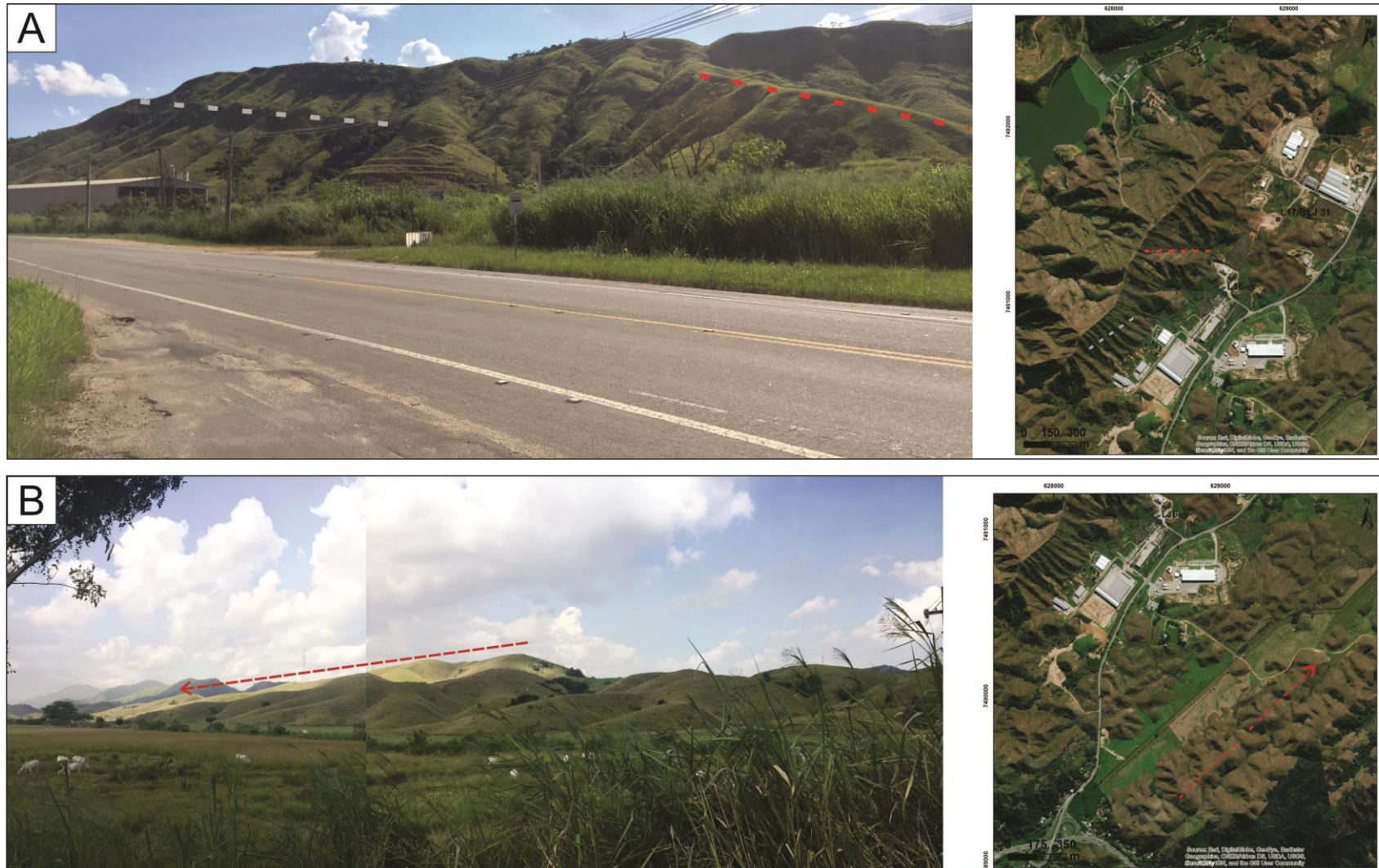


Figura 32: Feições morfotectônicas no GRL. (A) Morros alinhados na direção NE-SW, com estruturas NW-SE e E-W dissecando o relevo, e deslocando pequenos divisores (tracejado de cor branca). Destaca-se a estruturas E-W representada pela linha tracejada de cor vermelha. Visada para W, próximo ao ponto L16. (B) As colinas e morros estão basculadas na direção NE. Visada para E.

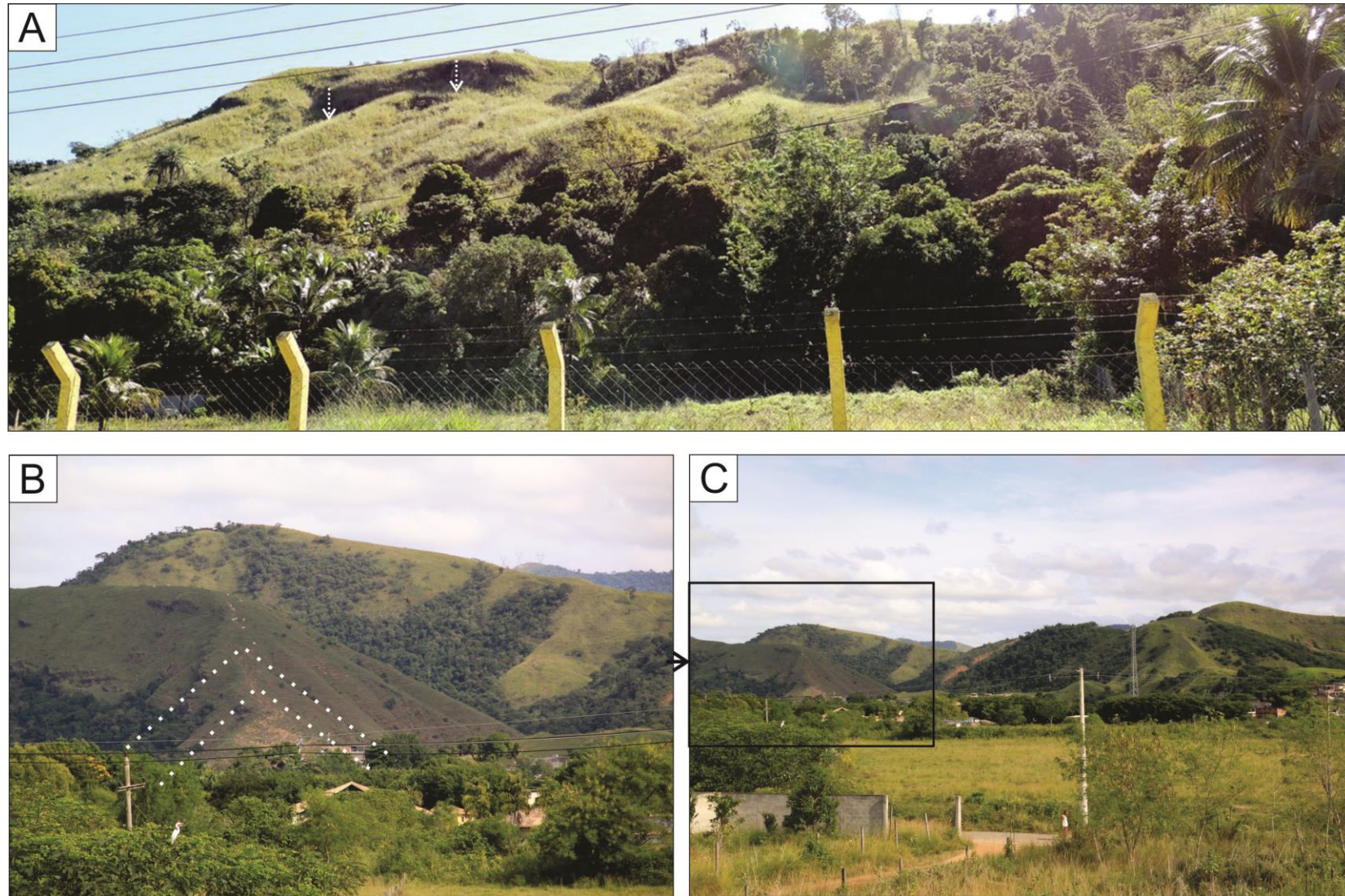


Figura 33: Escarpas e facetas no GRL. (A) Escarpa de falha de direção nordeste próximo ao L4. Visada para N. (B) Facetas com planos mergulhando para sudeste. Visada para NE a partir do ponto J15.

Há em alguns locais, uma diferença no tamanho das facetas do mesmo patamar (Fig. 34). De acordo com a literatura, falhas normais com componente oblíqua podem deslocar e abater o bloco, originando feições deste tipo, que se repetem *en échelon*. Evidências de falhas transcorrentes são identificadas na área por meio do truncamento de vales de rios por escarpas. Estes trechos com deslocamento dos divisores ou esporões (*spurs ridges*) indicam movimentos direcionais caracterizando *shutter ridges* (Fig. 34c).

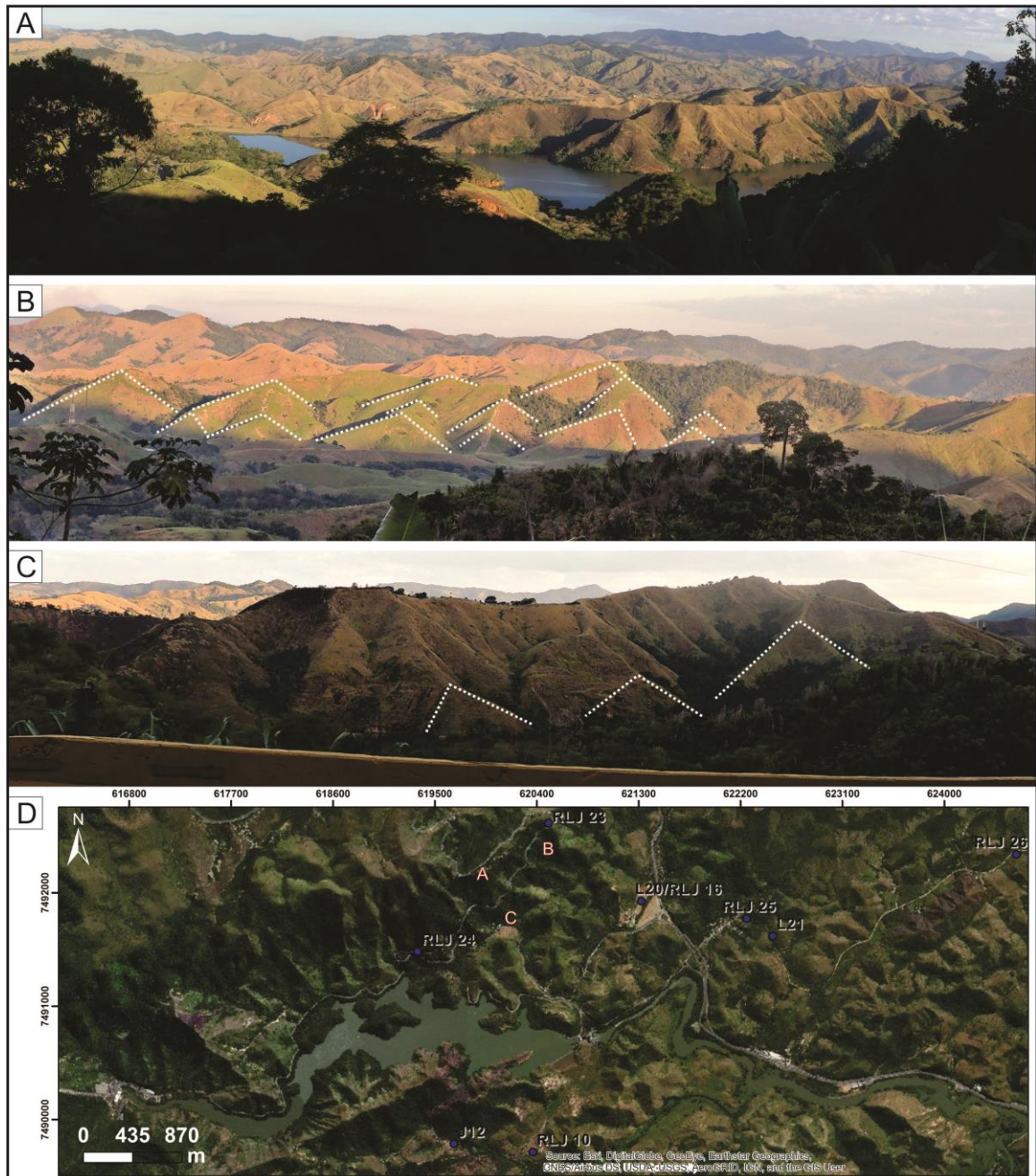


Figura 34: (A) Profusão de facetas triangulares em diferentes graus de dissecação e direções, vista da descida da Serra das Araras, com destaque para a Represa de Lajes em primeiro plano. No último plano da foto observam-se as Serras do Matoso e da Calçada. Visada para SE. (B) Diferentes patamares e facetas vista da descida da Serra das Araras, com visada para SE. (C) Além das facetas observa-se o deslocamento lateral da topografia que move as cristas. Visada para Sul. (D) Localização das fotos A, B e C.

As regiões de sedimentação da área se caracterizam pela segmentação dada por altos intrabacinais, reconhecidos em pequenos morros e colinas, associados a blocos paralelos abatidos (Fig. 35). As rochas do embasamento são mais resistentes aos agentes intempéricos e em sua maior parte formam cristas. Por outro lado, as colinas mais arredondadas apresentam a um material coluvionar mais consolidado e antigo no topo, capaz de sustentar este relevo, porém mais suscetível à erosão e arredondamento. Essas feições possuem diferentes direções ao longo da área, porém estão sempre bastante dissecadas.

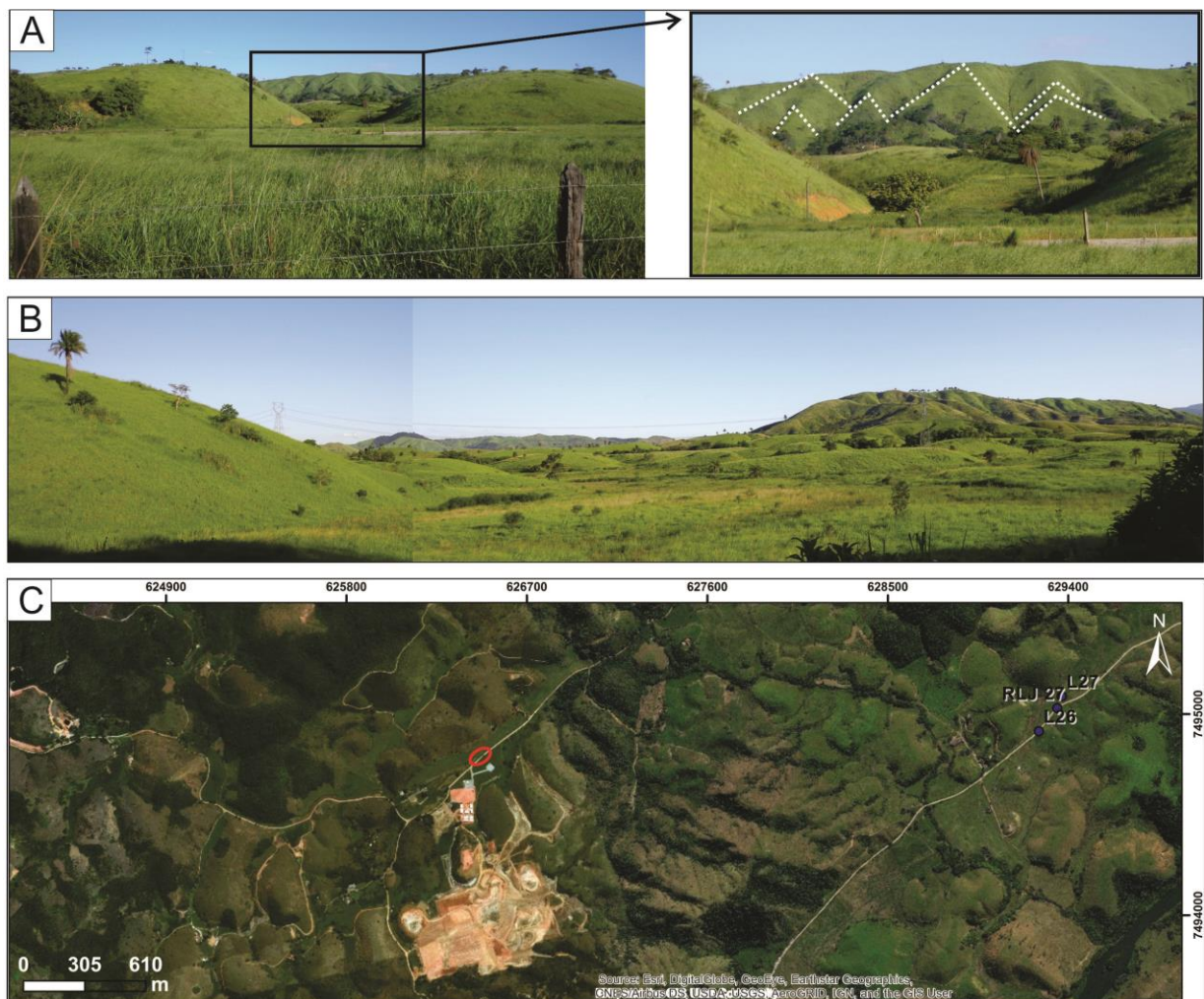


Figura 35: (A) Planície de sedimentação separada por colinas arredondadas (altos intrabacinais). Em detalhe as facetas triangulares no plano de fundo. Visada para ESE. (B) Planície de ampla sedimentação separada por colinas e morros. Visada para E. (C) Localização das visadas identificadas pelo círculo de cor vermelha.

Existem evidências de inúmeras planícies de sedimentação circunscritas entre os morros do embasamento, especialmente na parte oeste mais alta da área. Estas feições são chamadas de alvéolos aluvionares, que configuram o estrangulamento do vale e alagamento da planície, associada a um barramento da drenagem (Fig. 36).

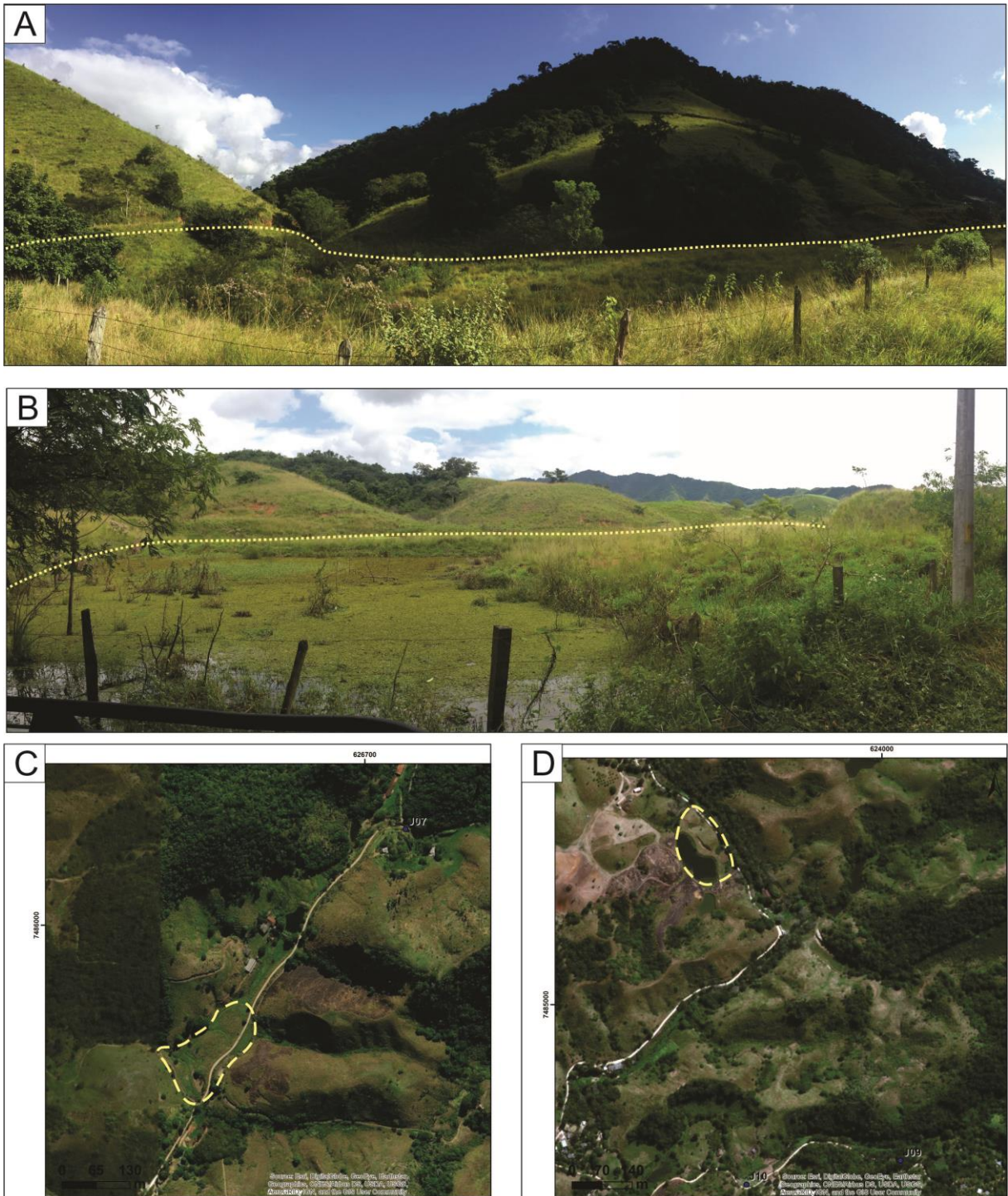


Figura 36: Alvéolo de sedimentação entre morros e colinas que promovem o estrangulamento da feição. (A) Local próximo ao ponto J07, visada para WNW. (B) Local próximo aos pontos J10 e J09, visada para WNW. (C) Localização da foto A. (D) Localização da foto B.

5.1.4. Lineamentos estruturais

No contexto regional, foram levantados 2110 lineamentos na análise do relevo, como representados na Fig. 37. Há uma predominância de um conjunto de dados N40-70E,

refletindo também nos lineamentos mais extensos. Com menor importância que o anterior observa-se a frequência e comprimento da direção N50-60W.

Localmente, no contexto da bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes, obteve-se 1005 traços em imagem de relevo sombreado (Fig. 38). O padrão indica um predomínio em comprimento e frequência na direção N40-60E, e secundariamente a direção N50-60W aparece. Estas duas direções de estruturas podem indicar um sistema de falhas conjugadas.

Através dos 1449 lineamentos de drenagem traçados na bacia hidrográfica, detalhou-se o padrão de orientação de estruturas geológicas refletidas nos cursos d'água (Fig. 39). Neste caso, a direção principal em frequência e comprimento é N40-70E, sendo que há um destaque para uma maior dimensão e amplitude de lineamentos no quadrante NW-SE, além do realce para os lineamentos N-S e E-W. As orientações preferenciais de maior destaque obtidas pela análise estatística foram agrupadas em sistemas de lineamento.

O sistema NE-SW, indicado pelas classes N40-70E, configura o principal padrão de condicionamento regional e local, caracterizado por lineamentos longos e expressivos na sua maior parte. As principais estruturas dúcteis, tais como zonas de cisalhamento e foliação metamórfica do embasamento pré-cambriano controlam a maior frequência de lineamentos desta direção, bem como o comprimento dos segmentos. Contudo, a direção é também coincidente com estruturas rúpteis que condicionaram a instalação de bacias cenozoicas e diques básicos cretáceos. As fraturas desta direção são as principais discontinuidades que exercem um controle efetivo nos rios principais, escarpas e facetas da área pesquisada, apontando para reativação rúptil de estruturas antigas dúcteis.

O sistema NW-SE é o segundo mais frequente, constatado pelas classes N50-60W. Apesar disso, o comprimento dos lineamentos deste grupo é em geral metade da dimensão do sistema NE-SW, devido à sua descontinuidade linear, que por vezes desloca lineamentos NE-SW (Figs. 37 e 38). Na perspectiva dos lineamentos dos cursos d'água do GRL, tanto a frequência quanto o comprimento acumulado do sistema NW-SE fica mais próximo da orientação NE-SW (Fig. 39). Ainda ligado à análise da drenagem, o espectro de classes desta direção é maior, variando de N20W a N70W, vinculado principalmente aos tributários.

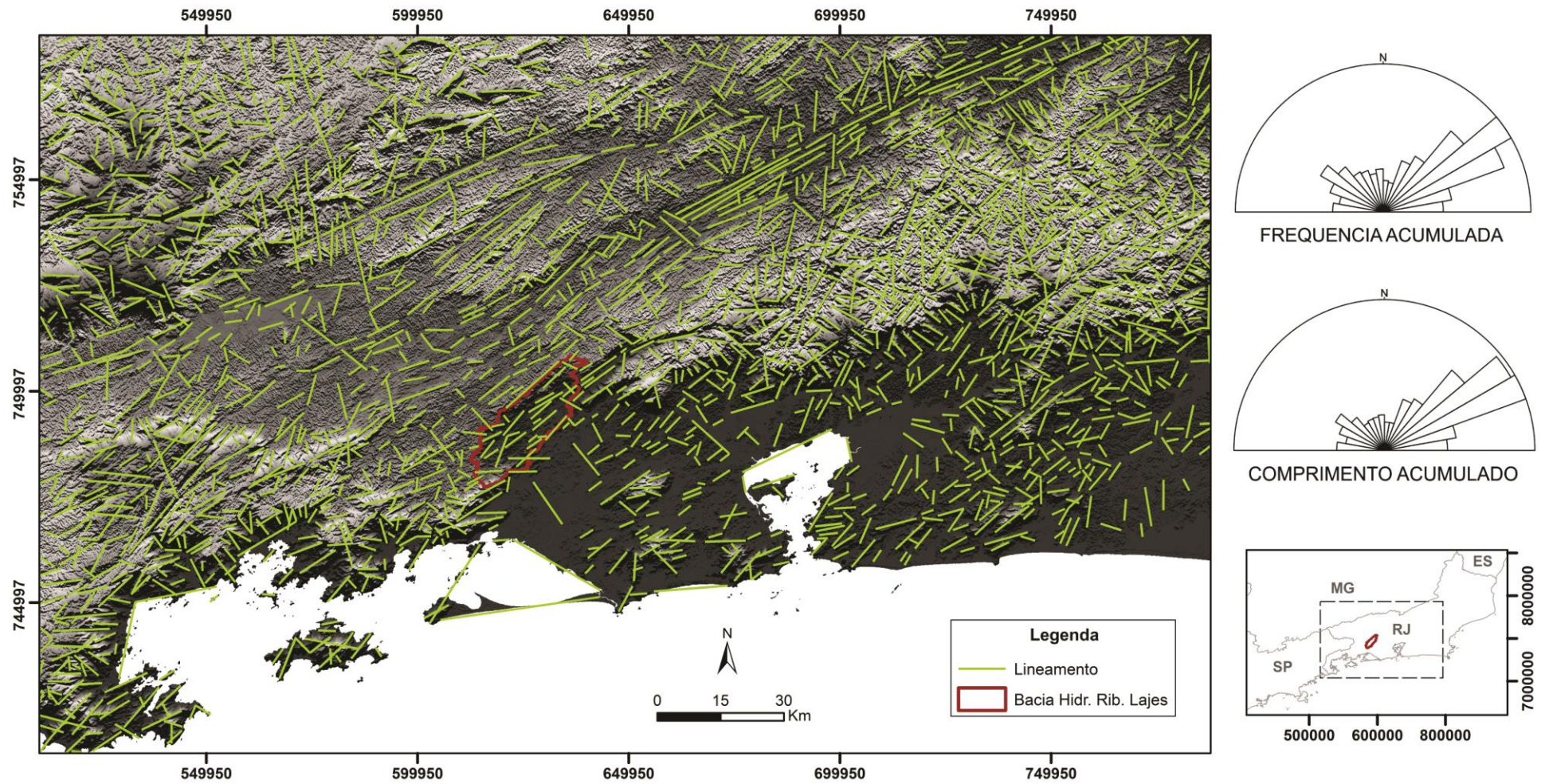


Figura 37: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos regionais e diagramas de rosetas referentes. $N=2110$, intervalo angular 10° . O polígono de cor vermelha representa a bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes.

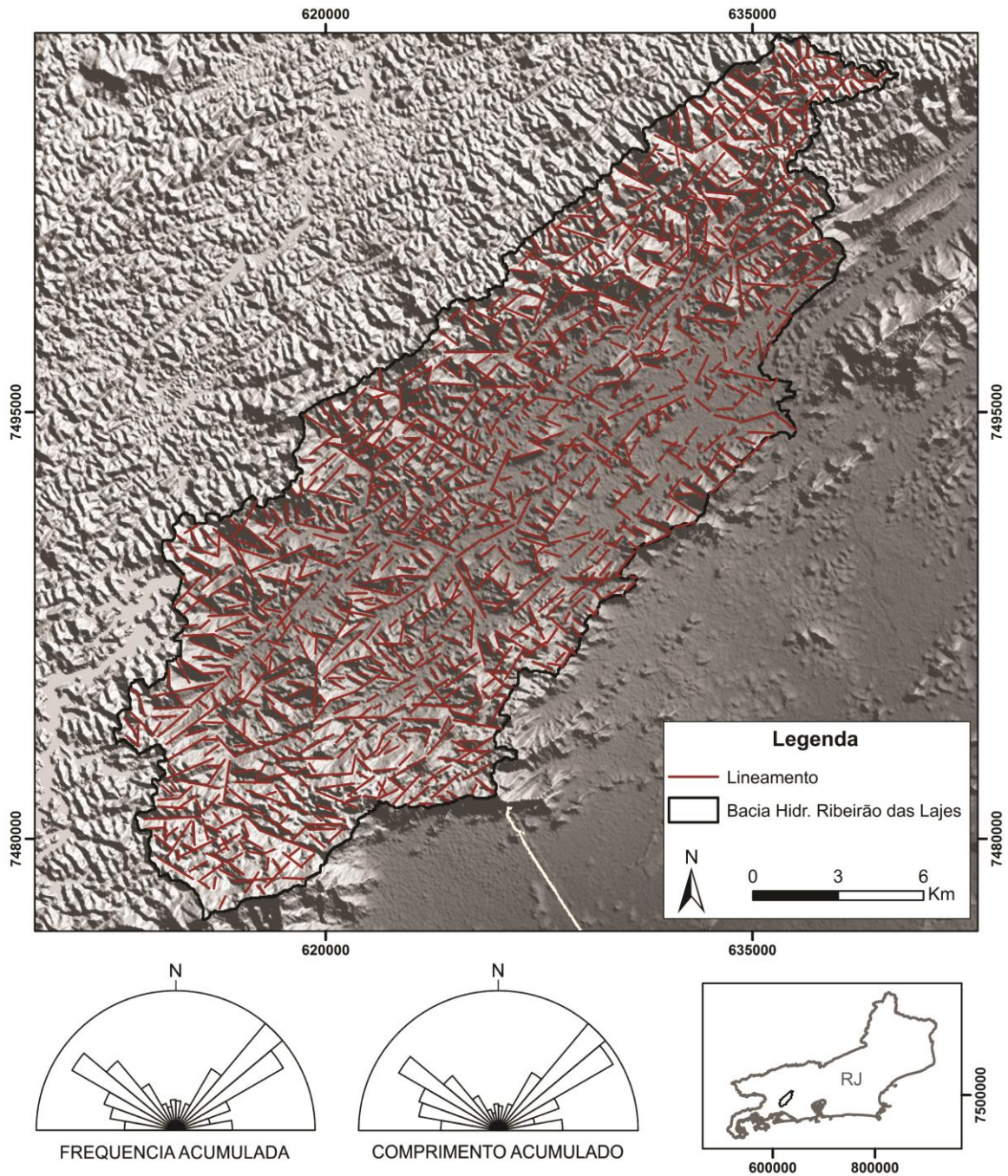


Figura 38: Modelo digital de elevação SRTM com lineamentos tectônicos locais e diagramas de rosetas referentes. $N=1005$, intervalo angular 10° . O polígono de cor preta representa a bacia hidrográfica Ribeirão das Lajes.

Na análise de imagens de satélite, na resposta do relevo, os lineamentos secundários dos sistemas E-W e N-S são curtos, pouco frequentes e se apresentam de forma irregular (Figs. 37 e 38). Embora menos expressivos no relevo, estes traços conseguem se sobressair no sistema fluvial, representando a dissecação e o remodelamento atual da paisagem (Fig. 39).

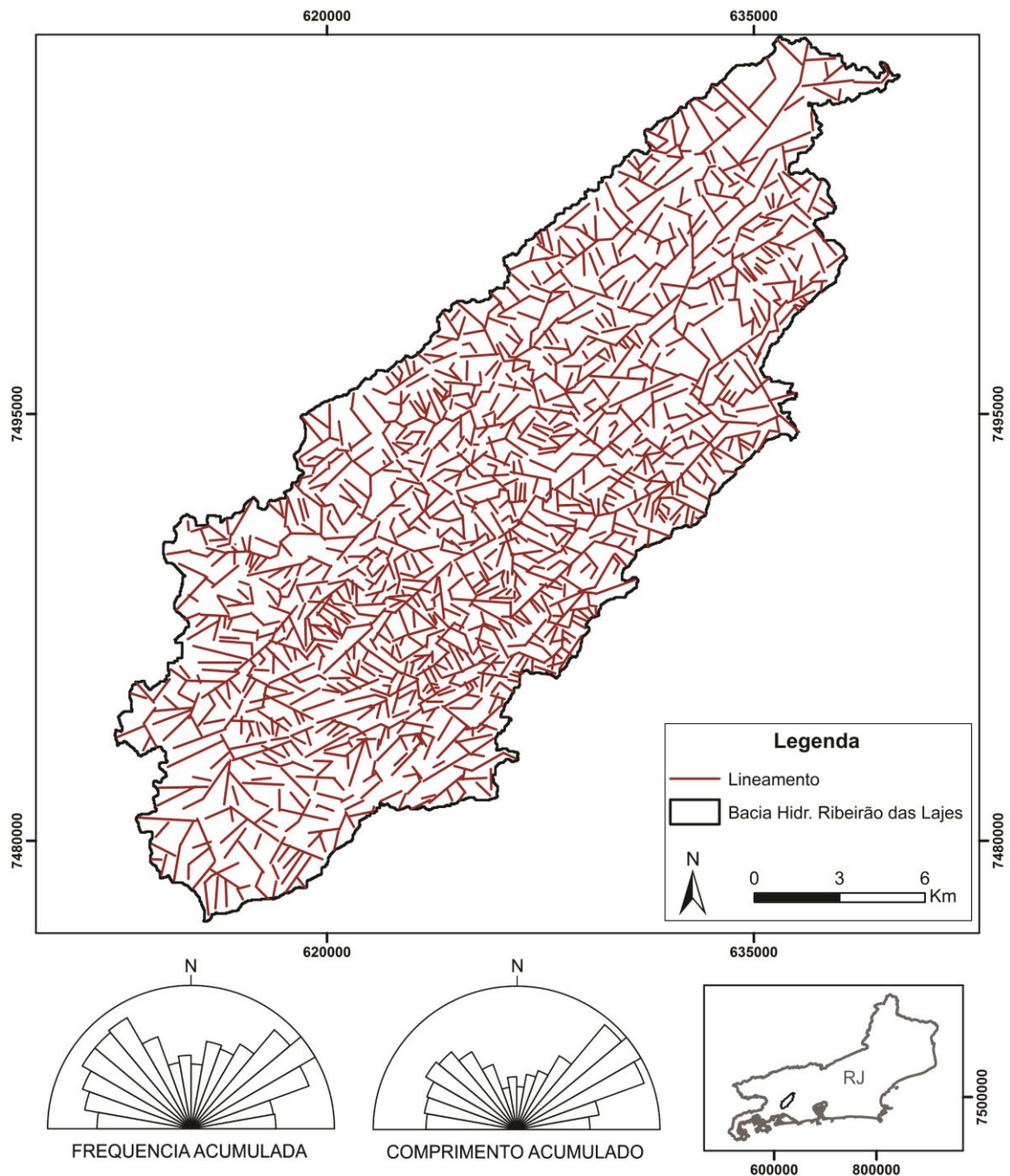


Figura 39: Mapa de lineamentos com base na rede de drenagem (IBGE, 1:25000) e diagramas de rosetas referentes. $N=1449$, intervalo angular 10° .

Fundamentados em procedimento metodológico equivalente, diversos autores observaram as mesmas direções de feições geomorfológicas, ressaltando a maior frequência e comprimento de lineamentos com direção NE-SW, e secundariamente a presença do sistema NW-SE na caracterização da região Sudeste do Brasil (ex. Hasui et al., 1998; Gontijo, 1999; Lopes, 2008; Souza et al., 2008; Bricalli, 2011; Miguens, 2016; Real, 2016).

5.2. Contexto sedimentar do GRL

O contexto sedimentar do GRL está associado principalmente aos pacotes aluvionares e coluvionares, que seguem a direção NE-SW preferencialmente (Fig. 40). Entretanto, muitos depósitos não estão mapeados, e a descontinuidade espacial entre eles limita a possibilidade de correlações estratigráficas.

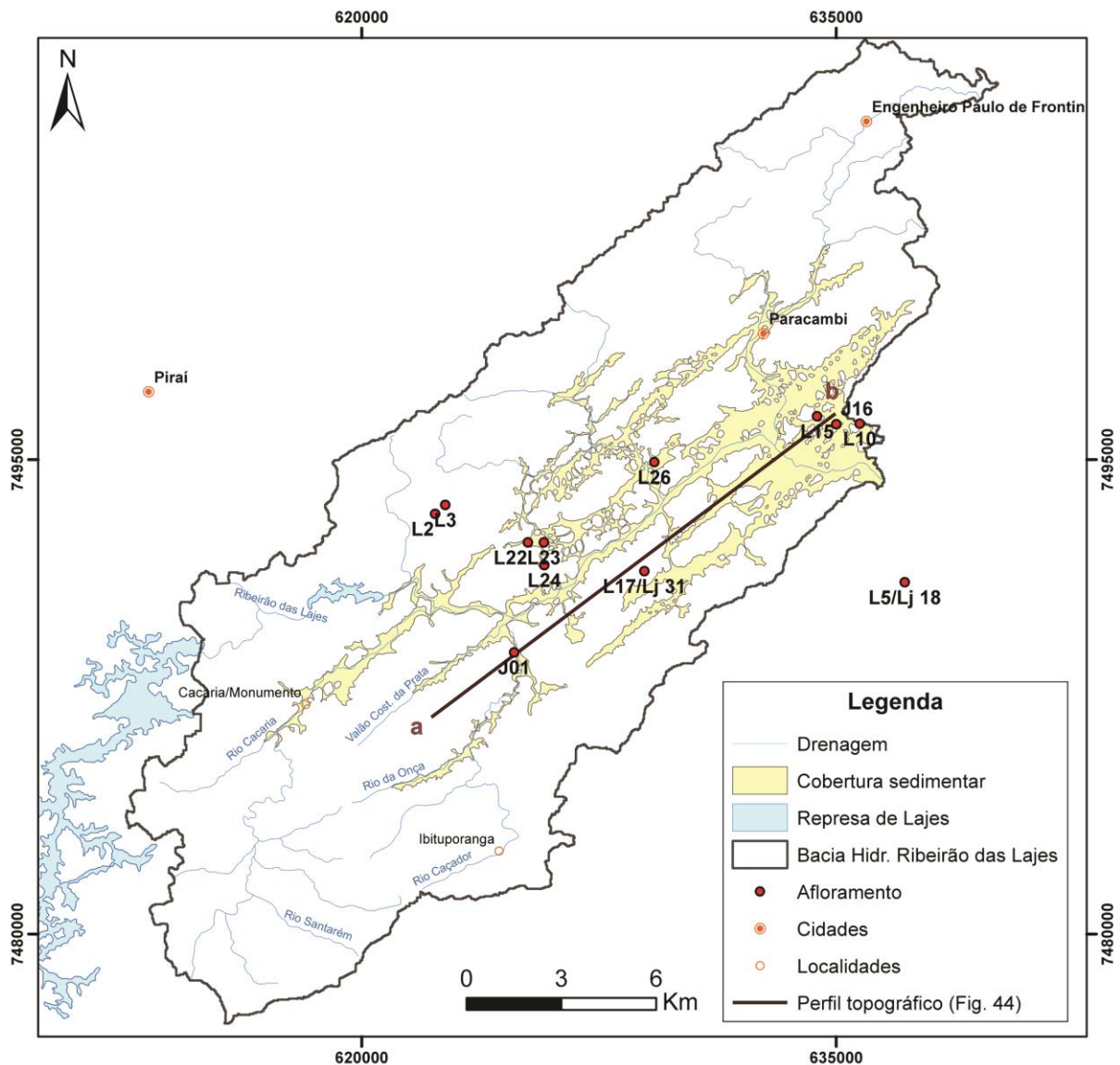


Figura 40: Localização dos pontos onde depósitos sedimentares foram mapeados.

Os sedimentos mais recentes compreendem depósitos aluvionares ainda em desenvolvimento, caracterizados por sedimentos inconsolidados, localizados em planícies fluviais e de inundações. O colúvio atual, derivado de movimento de massa mais recente é constituído por material incoeso rico em argila, areia, cascalho e blocos. O critério definido para a diferenciação do sedimento moderno para o mais antigo foi compactação e

consolidação dos pacotes. A seguir é apresentada uma breve descrição e caracterização de fácies destes depósitos sedimentares mais antigos.

5.2.1. Fácies proximal (Pd)

Essa fácies foi reconhecida no sopé de encostas, em locais de cotas mais elevadas (Fig. 40 - pontos L2 e J1). A baixa seleção granulométrica define estes pacotes, que são sustentados por um arcabouço de gradação normal, constituído por seixos a matacões dispersos ao longo de uma matriz de argila a areia média. A espessura destes pacotes atinge até 4m, com arcabouço formado por seixos, calhaus e matacões de quartzitos e gnaisses angulosos e com baixa esfericidade.

A partir dos elementos observados, propõe-se origem relacionada a fluxo de detritos de média a alta energia, relacionado à fácies proximal de leque. As propriedades desses depósitos mal selecionados indicam uma localização proximal da área fonte, evidenciando uma erosão das escarpas de borda das serras locais. No afloramento J1, um leve ordenamento é observado em meio ao pacote, a partir do alinhamento do eixo maior dos seixos que se concentram em intervalos específicos e acompanham o acamamento (Fig. 41). Os fluxos gravitacionais podem ter sobreposto um depósito sobre o outro em diferentes eventos de deposição.

5.2.2. Fácies coluvionar (Co)

A fácies coluvionar ocorre generalizadamente em todo o GRL, embora de forma descontínua (Fig. 40 – pontos J16, L17/Lj31, L3, L10, L22, L23, L24, L26). Estes pacotes, cuja espessura varia de 2-3 m, foram frequentemente encontrados ao longo da bacia, comumente em encostas, mas também em colinas baixas ou em porções elevadas nos topos das colinas. Nesta fácies, o material é sustentado por matriz de areia muito fina a grossa, com grânulos e seixos de quartzo e feldspato angulosos a subangulosos dispersos caoticamente sem orientação preferencial, conferindo aspecto maciço ao depósito (Fig. 42).

Existem localmente linhas de seixo em posições intermediárias e basais, caracterizada por seixos subarredondados com baixa esfericidade (Fig. 42e). Tais observações sugerem que seja um depósito coluvionar típico, já que são materiais mal selecionados, pobres em estratificações e com baixa maturidade textural e composicional.

5.2.3. Fácies aluvionar (Cal)

O pacote sedimentar desta fácies está localizado no topo de uma colina, com espessura de 2-4 m e sobreposto às rochas do embasamento alterado, com contato erosivo (Fig 40 – ponto L15). O depósito se caracteriza por uma matriz argilo-arenosa com grânulos e seixos de quartzo e feldspato com alta esfericidade, sub-arredondados a arredondados.

Nesse pacote percebe-se uma estruturação interna nos sedimentos, com maior seleção dos grãos, granulometria mais fina e tênue estratificação plano paralela em baixo ângulo. Na localidade L15, na base do depósito, existe uma intercalação de camadas centimétricas de areia fina, separadas por linhas de seixo com camadas milimétricas mais ricas em argila (Fig. 43).

Sendo assim, a partir das particularidades observadas, em especial considerando o maior grau de arredondamento e esfericidade dos clastos, sugere-se interação de sistema fluvial, a partir de um depósito de rompimento de dique marginal o qual pode indicar migração de canal ou captura.

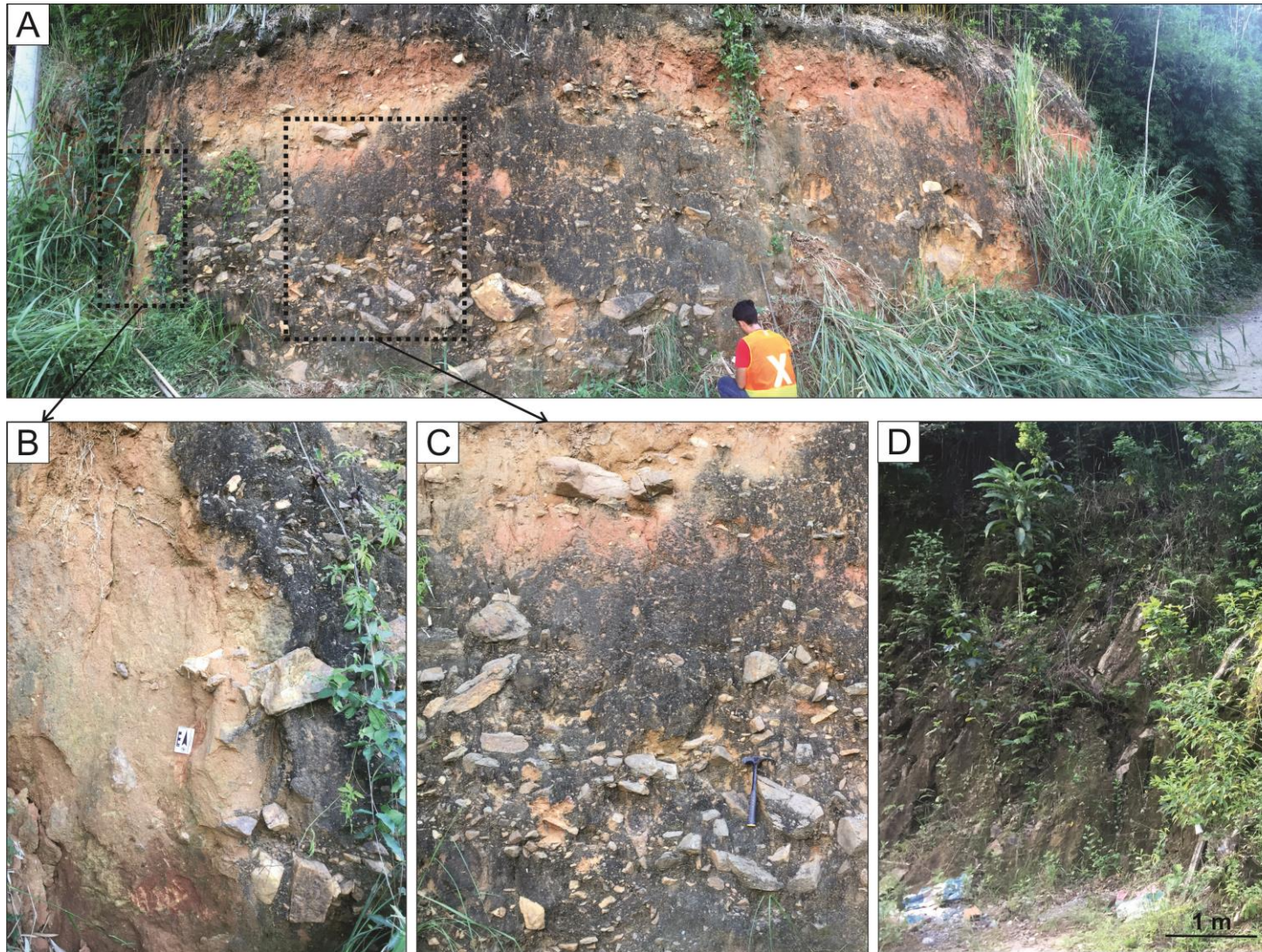


Figura 41: Fácies proximal (Pd). (A) Visão geral do afloramento no ponto J1. (B) Detalhe do contato gradacional na lateral do afloramento. (C) Detalhe da gradação normal no pacote sedimentar. (D) Conglomerado no afloramento L2.

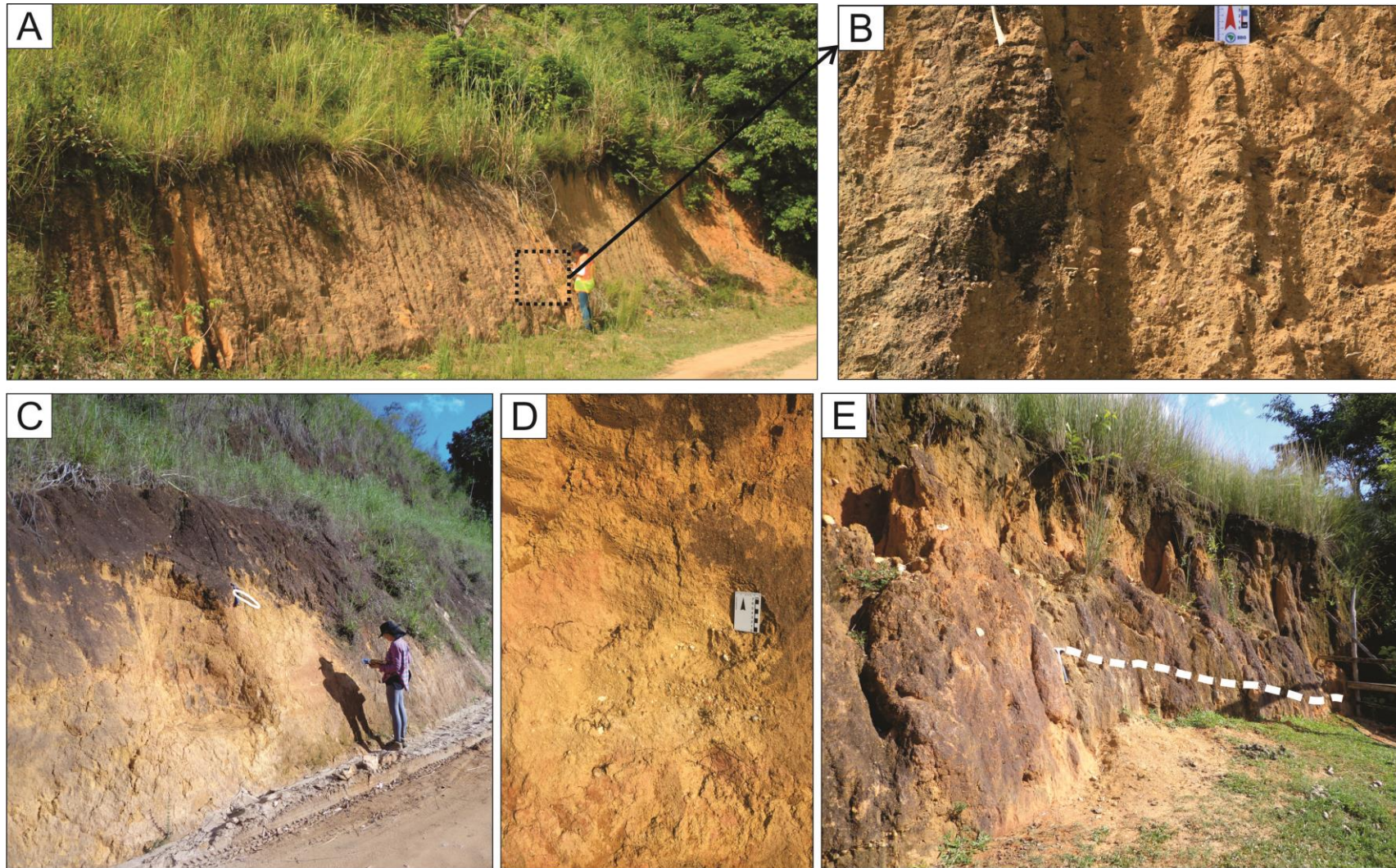


Figura 42: Fácies coluvionar (Co). (A) Visão geral do afloramento no ponto J16. (B) Detalhe do depósito coluvionar suportado pela matriz arenosa e seu arcabouço. (C) Afloramento L3, com destaque para o bloco de diabásio de 20cm (linha de cor branca). (D) Detalhe do depósito no ponto L3, matriz suportado com grânulos e seixos de quartzo e feldspato. (E) Afloramento do ponto L22 apresenta depósito coluvionar com linha de pedra (tracejado na cor branca).

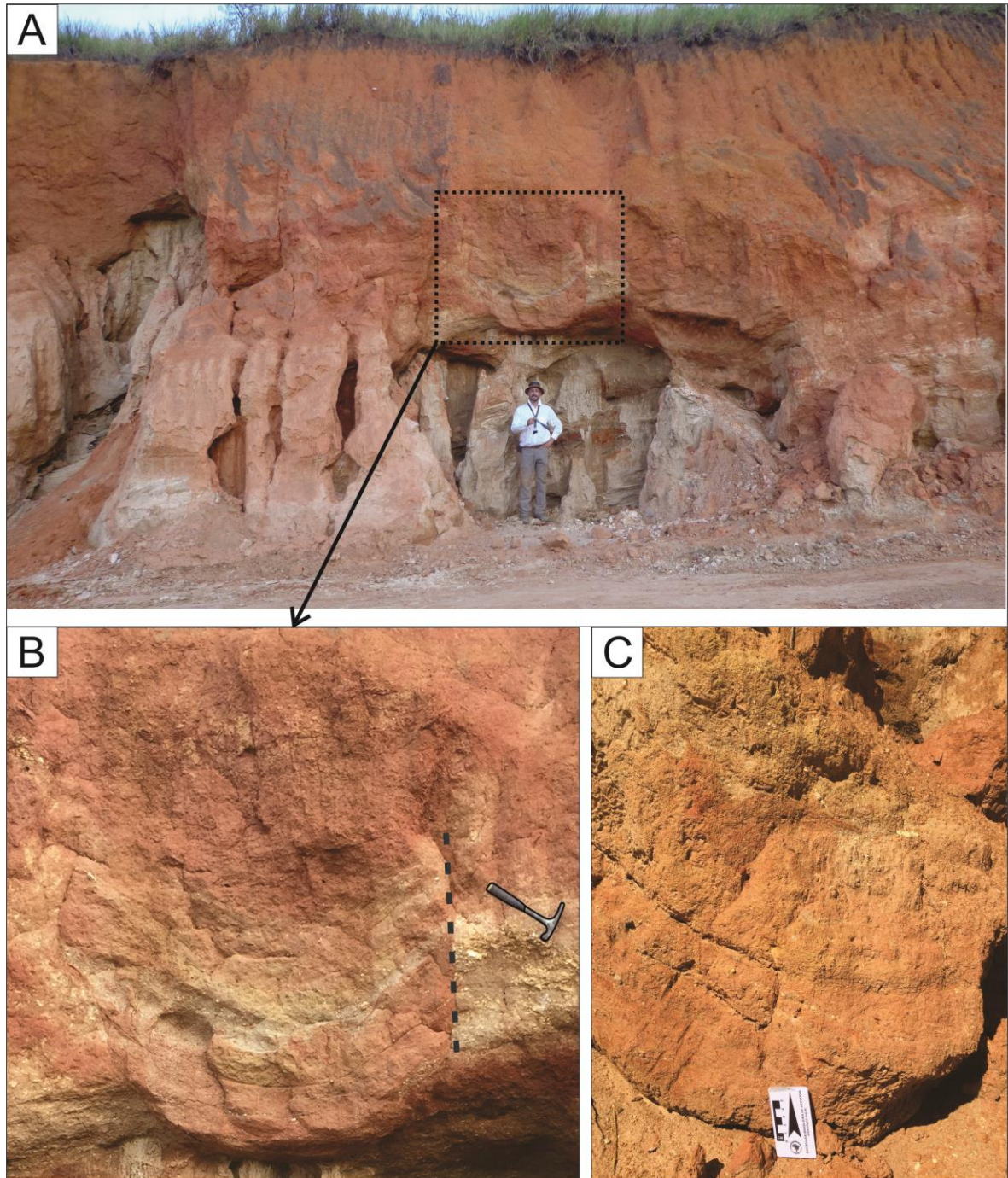


Figura 43: Fácies aluvionar (Cal). (A) Panorama geral de parte do afloramento L15 mostra a localização do depósito no topo da colina, acima do embasamento. (B) Detalhe do pacote aluvionar, afetado por uma falha transcorrente. (C) Detalhe das camadas separadas por linhas de grânulos e material argiloso.

5.2.4. Seções estratigráficas simples

As seções estratigráficas simples foram confeccionadas para auxiliar na caracterização da sedimentação da bacia, elaborada com base nas fácies presentes em alguns dos afloramentos (Fig. 44). Em geral, a fácies Pd é restrita à compartimentos topográficos mais elevados, ao passo que a Fácies Co se encontra em diferentes faixas hipsométricas, com grande distribuição espacial.

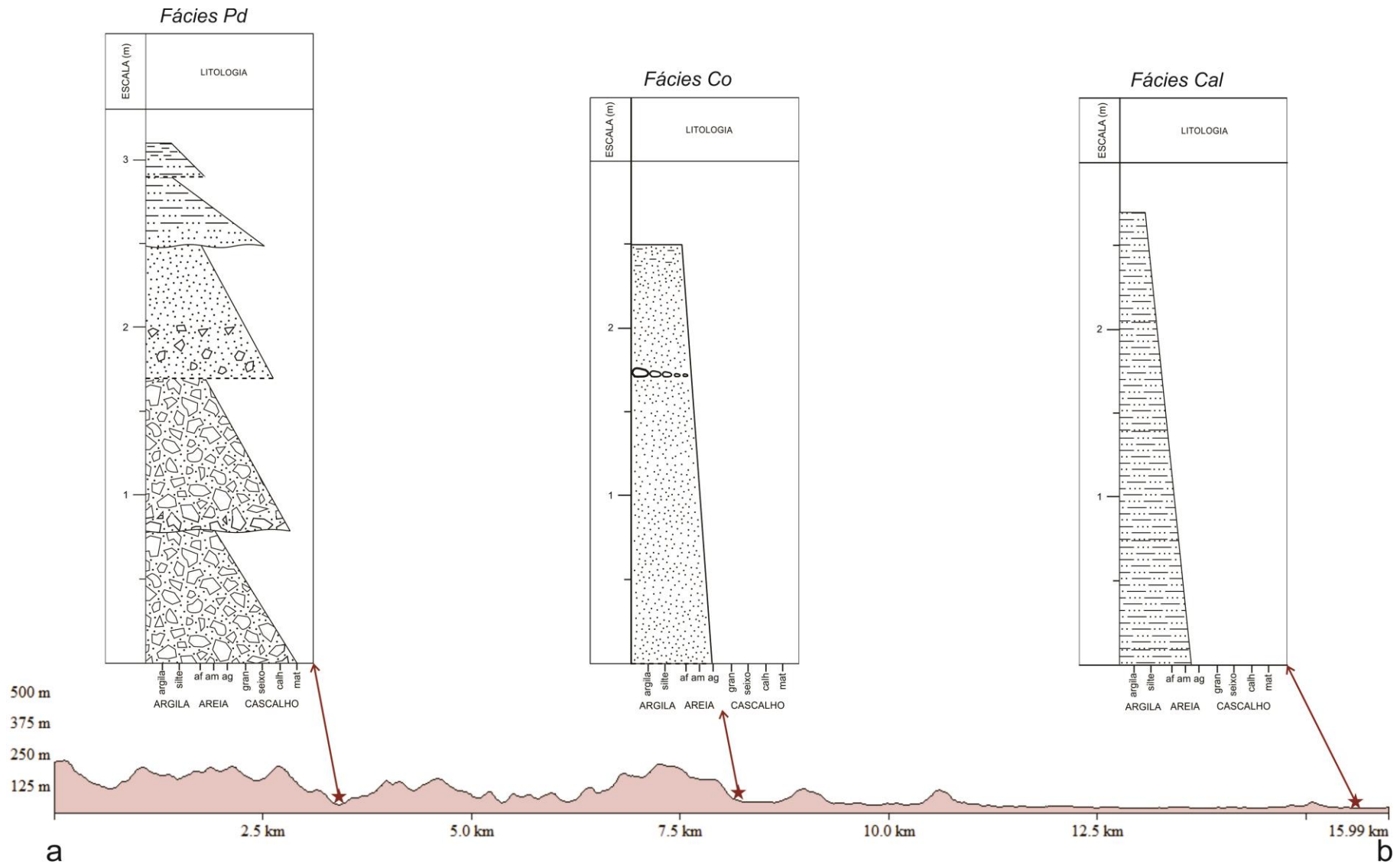


Figura 44: Seções estratigráficas simples e perfil topográfico a-b, cuja localização é apresentada no mapa da Fig. 40.

5.3. Estruturas deformacionais

5.3.1. Estruturas dúcteis

Algumas feições estruturais dúcteis identificadas no embasamento pré-cambriano da área são apresentadas na Fig. 45. Os dados de foliação coletados indicam uma direção principal NE-SW, com mergulhos médios a altos para noroeste (Fig. 45c), coincidentes com a tendência regional da literatura (Heilbron et al., 2016). Em locais próximos a faixa da Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal, foi reconhecido um padrão de foliação com mergulhos altos (Fig. 45b), com textura milonítica e porfiroclastos com franja de recristalização.

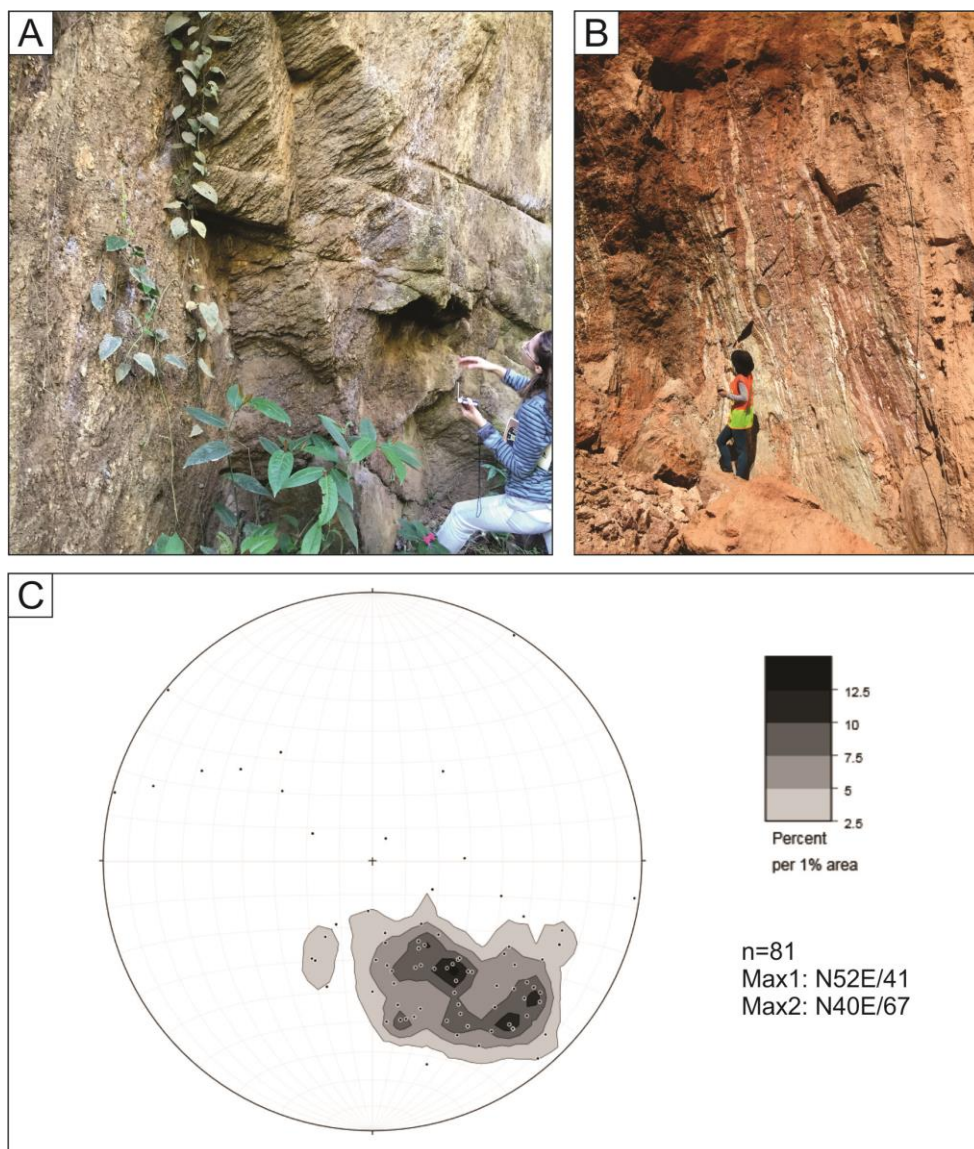


Figura 45: Feições estruturais dúcteis na área de estudo. (A) Exemplo representativo do padrão de foliação da área no ponto Lj 25. (B) Aspecto milonítico da foliação no afloramento L10, localizado na Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal. (C) Projeção estereográfica dos pólos de foliação (Equal Area, hemisfério inferior).

5.3.2. Estruturas rúpteis

Os dados de juntas e falhas neste trabalho foram analisados de acordo com a unidade afetada: sedimento, dique ou embasamento. A descrição dos dados está apresentada da unidade mais nova para a mais velha, para facilitar a compreensão do cenário neotectônico.

5.3.2.1. Fraturas na cobertura sedimentar cenozoica

A dificuldade no registro de estruturas rúpteis nos depósitos sedimentares da área está associada à sua exposição descontínua e irregular. Na maior parte dos afloramentos mapeados, não foram identificadas estruturas que permitissem identificar a cinemática das estruturas, provavelmente devido à sua composição arenosa (Fig. 46). Em geral são juntas de alto ângulo e de direção N-S, NNW-SSE e E-W (Fig. 46c).

Quando às falhas reconhecidas em campo, separaram-se dois conjuntos de dados com paleotensões distintas. O primeiro grupo de falhas é representado por falhas normais e sinistrais NE-SW e E-W, com eixo compressivo (σ_1) N50E/48 e eixo distensivo (σ_3) N39W horizontal (Fig. 47a). O segundo conjunto de dados é de falhas normais NW-SE a NNW-SSE, com eixo distensivo σ_3 N66E horizontal (Fig. 47d).

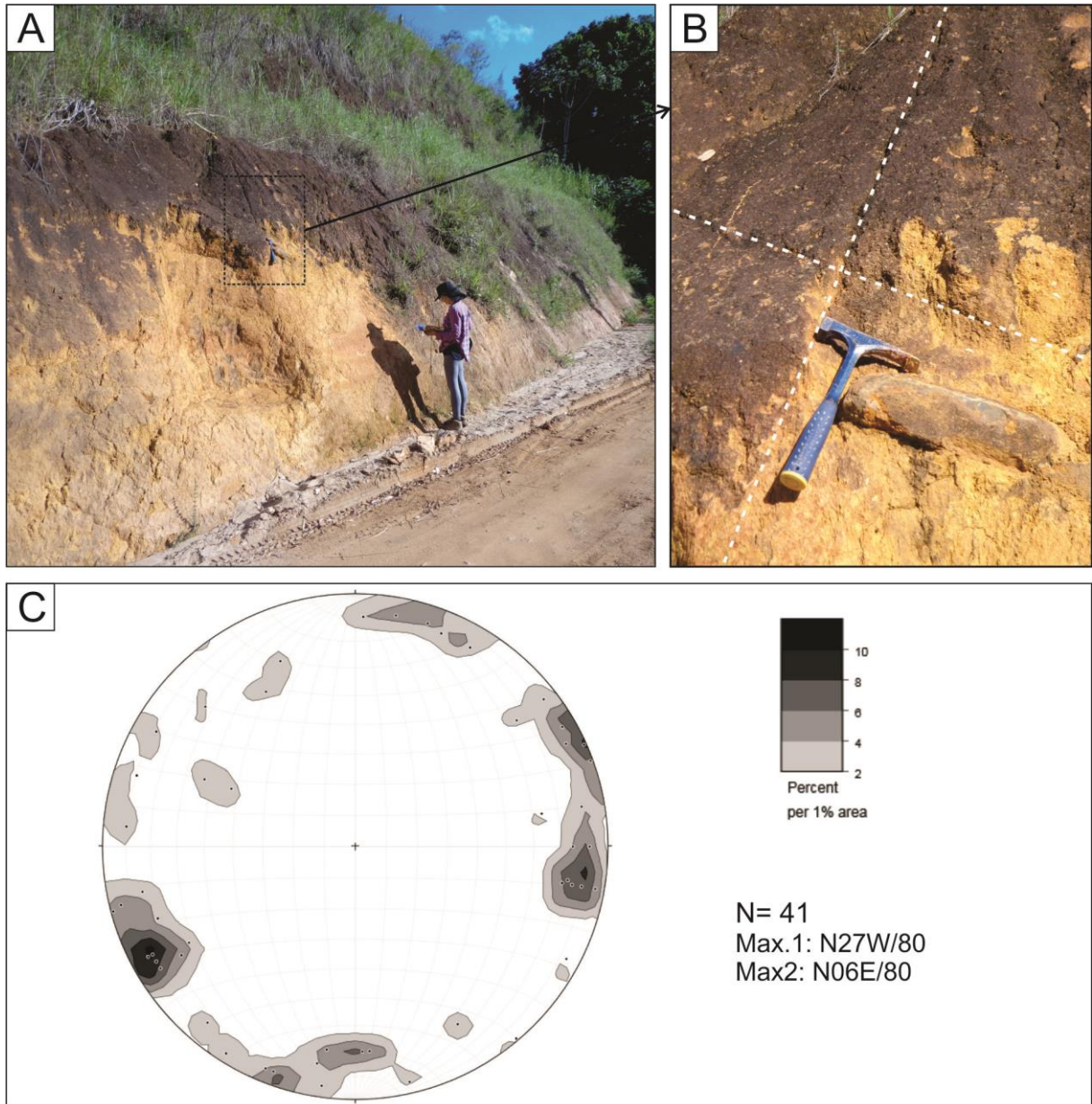


Figura 46: Fraturas na cobertura sedimentar. (A) Exemplo representativo das juntas N-S e E-W da cobertura sedimentar no ponto L03. (B) Destaque da foto anterior. (C) Projeção estereográfica dos pólos de juntas dos sedimentos (Equal Area, hemisfério inferior).

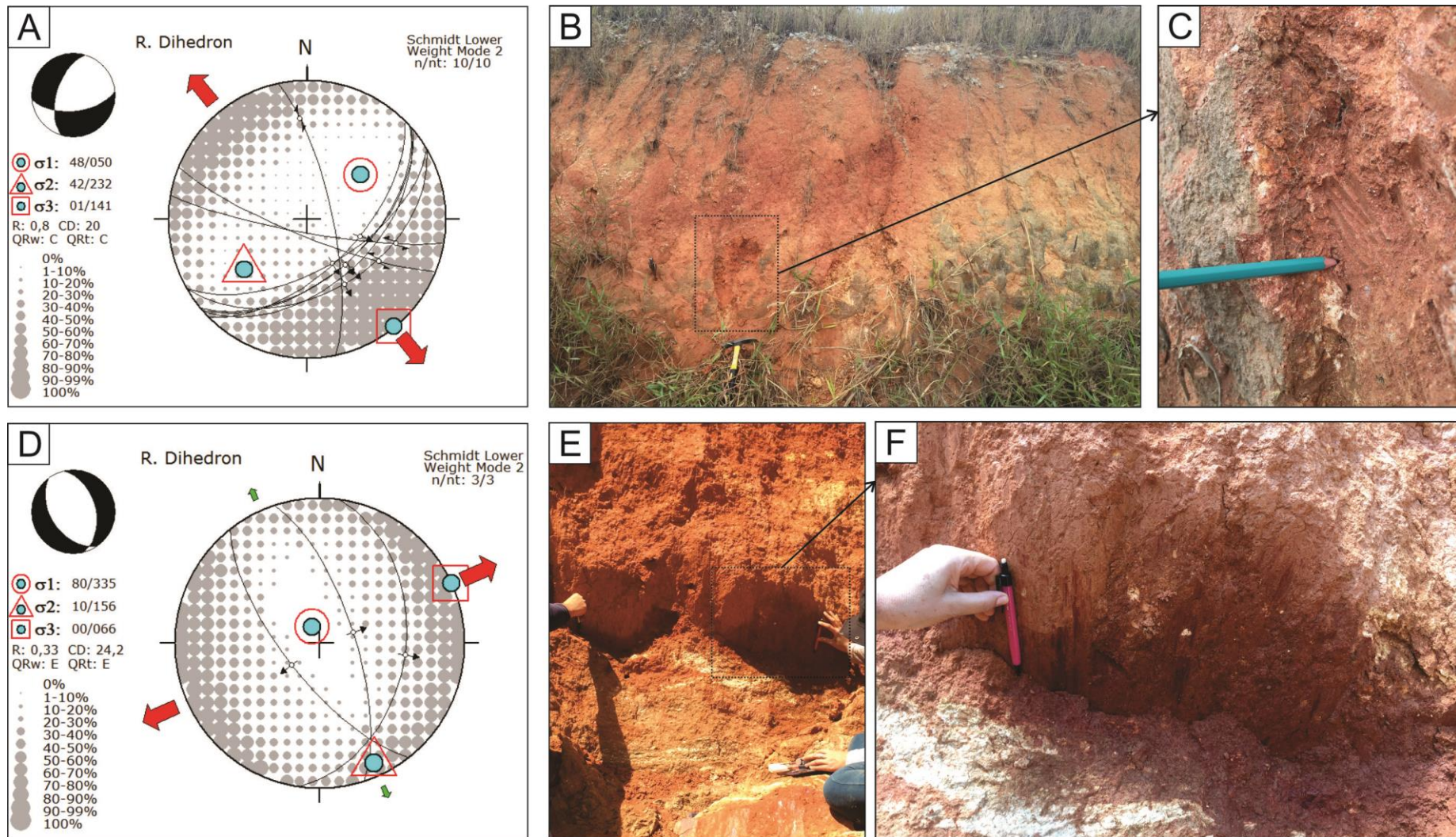


Figura 47: Falhas no sedimento. (A) Projeção estereográfica de planos de falhas que afetam cobertura sedimentar, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos. (B) Falha E-W sinistral no afloramento Lj18/L5. (C) Detalhe da foto anterior. (D) Projeção estereográfica de planos de falhas que afetam cobertura sedimentar, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos. (E) Falha NW normal reconhecida no afloramento L15. (F) Detalhe da foto anterior.

5.3.2.2. Fraturas nas rochas básicas cretáceas

Os dados estruturais das intrusões básicas da área foram coletados tanto em afloramentos de rocha sã, quanto em perfis de alteração (Fig. 48a, c), e em geral os diques se dispõem na direção NE-SW (Fig. 48b). As juntas reconhecidas afetando as intrusões básicas apresentam direções aleatórias, porém os ângulos de mergulho são altos (Fig. 48d). A direção NW-SE é destaque, e ainda se verifica as orientações N-S e E-W (Fig. 48e). Nos dados de falha coletados nos diques observa-se dois sistemas diferentes, ambos caracterizados pelo mergulho de alto ângulo (Fig. 49).

Os dados de falhas direcionais N-S e E-W formam planos conjugados de fratura de cisalhamento, com eixo de paleotensão principal mínima (σ_3) N41W/07, e eixo de paleotensão σ_1 N48E/11 (Fig. 49a). Por outro lado, as falhas normais NE-SW de alto ângulo que afetam os diques são normais oblíquas, com transcorrência dextral. Este grupo de falhas apresenta σ_1 N72W/50 e σ_3 N07W/20 (Fig. 49b).

5.3.2.3. Fraturas no embasamento pré-cambriano

As juntas do embasamento são marcadas por padrões paralelos de discontinuidades das rochas, reconhecidas na área por um alto ângulo de mergulho. Foram constatadas zonas de fraturas pouco espaçadas e paralelas a fraturas abertas (Fig. 50). O quadro geral mostra três famílias principais: WNW-ESE, NW-SE, NE-SW, porém outras direções também aparecem (Fig. 51).

Os dados de falha do embasamento foram medidos tanto em rocha sã quanto em rocha alterada, porém a maior parte dos afloramentos estava em grau parcial ou avançado de alteração. Em algumas falhas formaram-se superfícies de óxidos de manganês e caulim, marcando os espelhos de falha, o que pode indicar reativações posteriores ao manto de intemperismo, neogênico a quaternário.

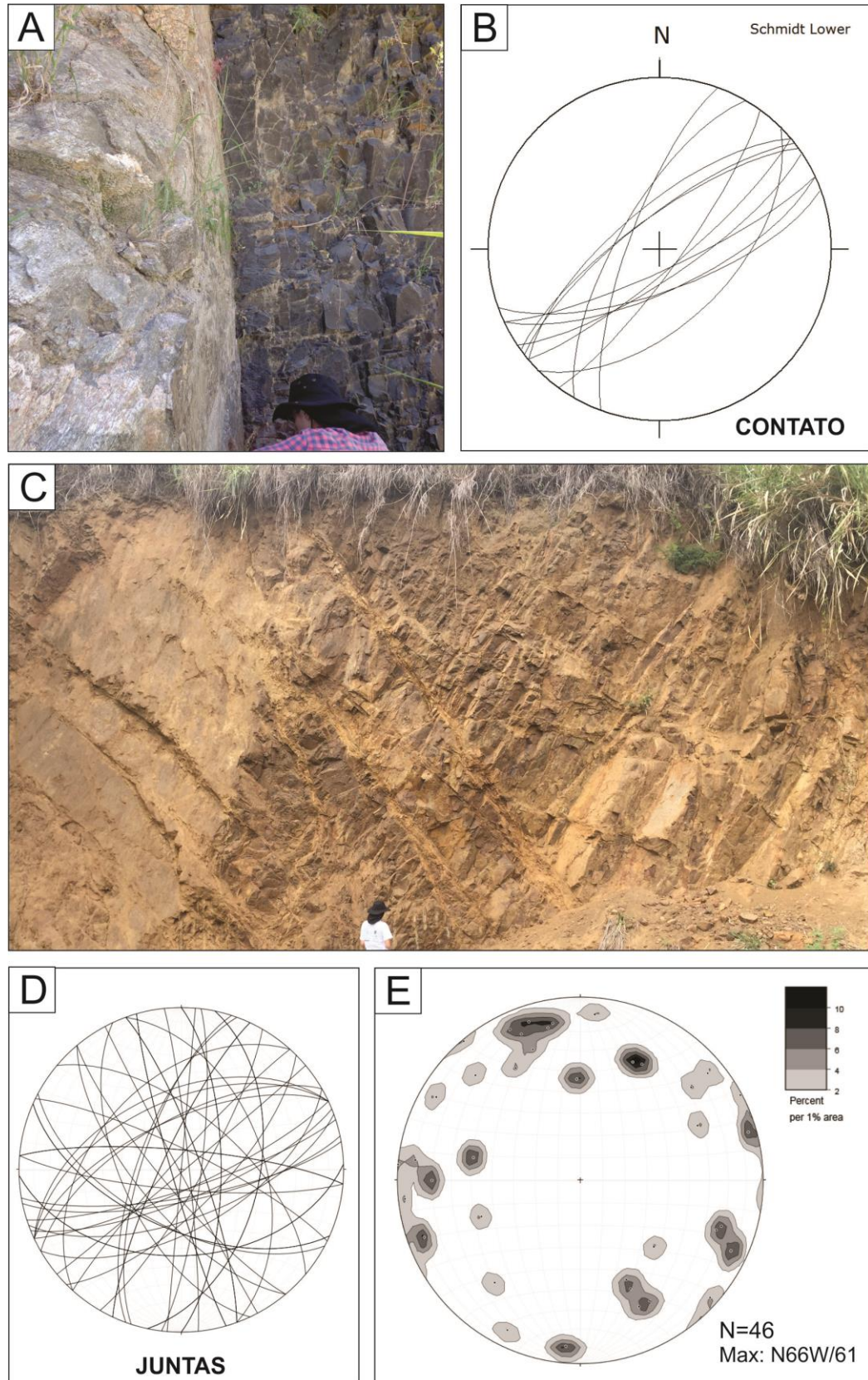


Figura 48: Estruturas nas intrusões básicas. (A) Contato do dique de diabásio com ortogneisse do Complexo Rio Negro, ponto L8, Flapa Mineração. (B) Estereograma com os planos de contato de intrusão dos diques. (C) Afloramento no ponto Lj7 com exposição de rocha básica. (D) Projeções estereográficas dos planos das juntas que afetam as intrusões básicas. (E) Padrão de fraturamento a partir de diagramas de frequência dos pólos das juntas dos diques na área de estudo (Equal Area, hemisfério inferior).

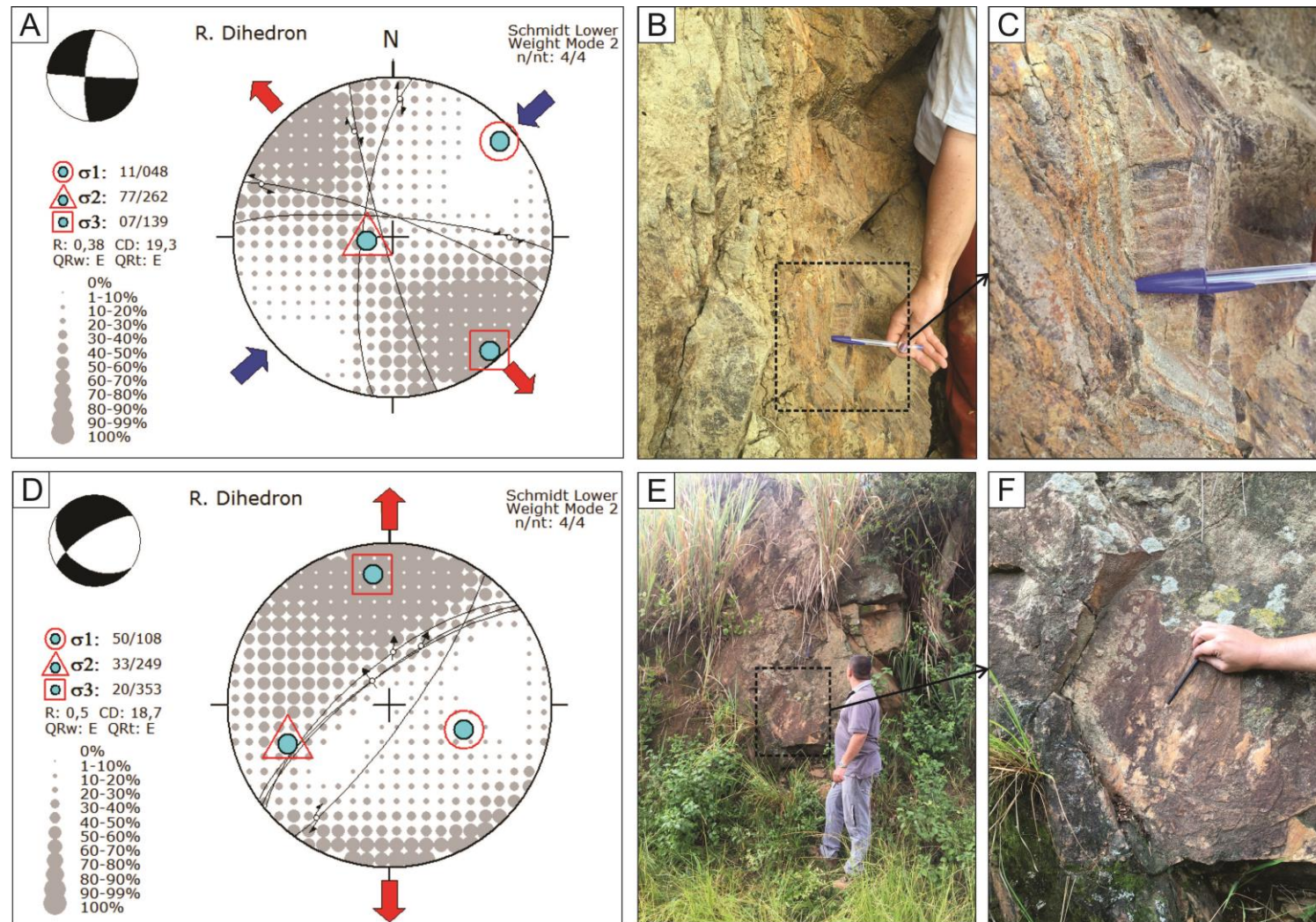


Figura 49: Falhas nas intrusões básicas (A) Projeção estereográfica de planos conjugados de fratura de cisalhamento dos conjuntos de falhas direcionais E-W e N-S, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos. (B) Exemplo representativo de falhas direcional identificada em rocha básica, no ponto Lj7. (C) Detalhe da foto anterior. (D) Projeções estereográficas das falhas normais oblíquas que cortam os diques cretáceos, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos. (E) Exemplo representativo de falha normal oblíqua no ponto J3. (F) Detalhe da foto anterior.

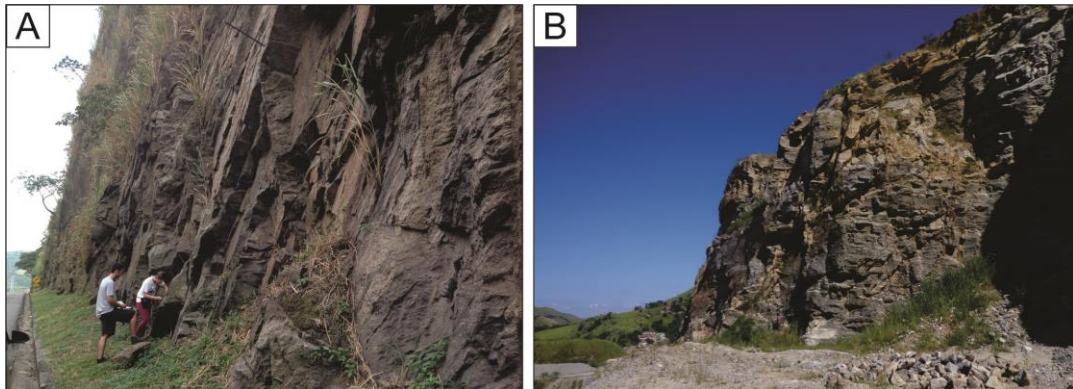


Figura 50: Exemplos representativos de juntas do embasamento. (A) Afloramento na via Dutra, ponto Lj 01, Unidade Arcádea-Areal. (B) Afloramento na Mina Chacrinha, ponto L7, Complexo Rio Negro.

As falhas normais que afetam o embasamento de direção NE-SW apresentam médio ângulo de mergulho, com eixo de distensão (σ_3) N37W/subhorizontal e o σ_1 N87W/subvertical (Fig. 52a). De outra perspectiva, no estereograma da Fig. 52c, as falhas E-W sinistras estão representadas. Neste conjunto de falhas, o eixo de tensão principal mínima (σ_3) N57W/subhorizontal, e eixo de paleotensão σ_1 N33E/09.

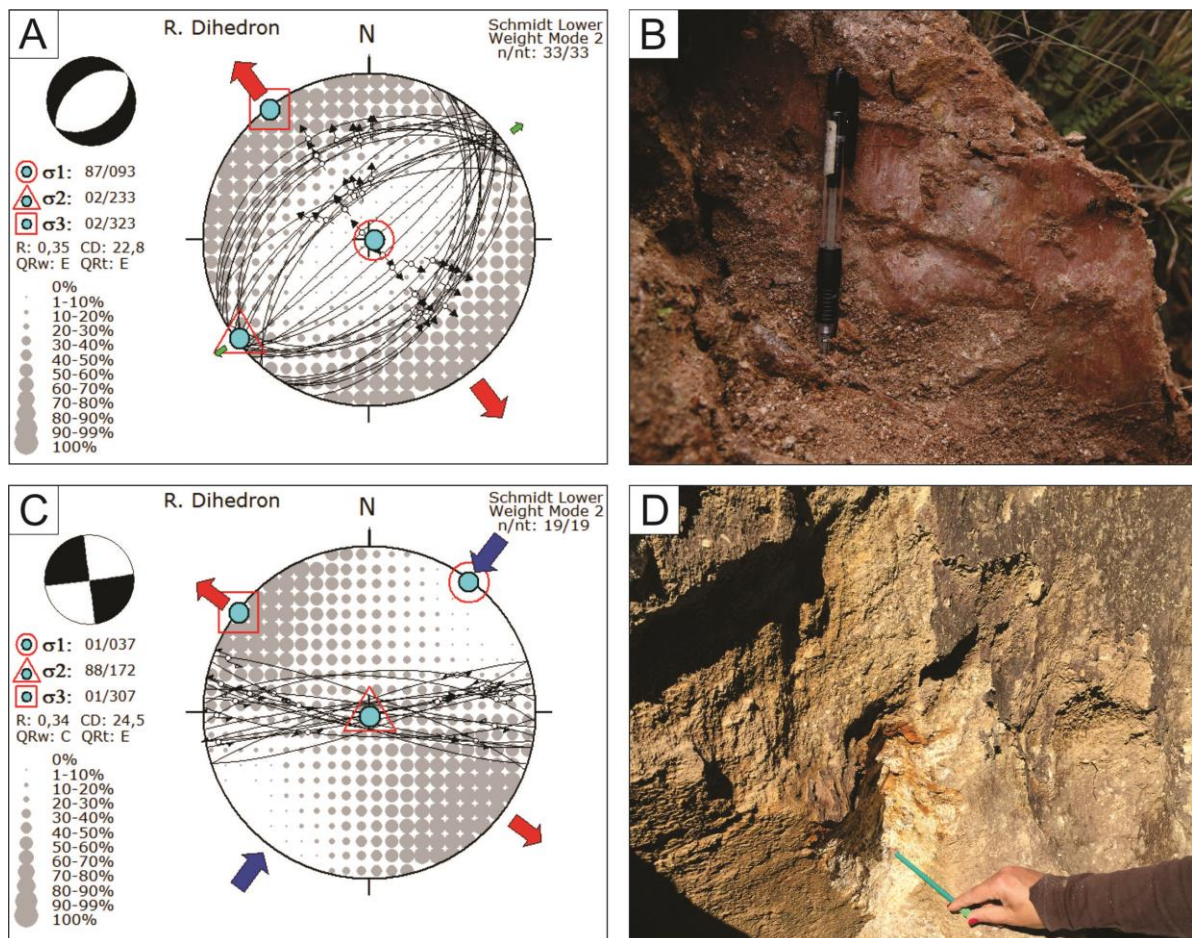


Figura 51: (A) Projeção estereográfica das falhas normais NE-SW (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Exemplo representativo de falha normal NE-SW no ponto Lj11. (C) Projeção estereográfica das falhas E-W sinistras (Equal Area, hemisfério inferior). (D) Exemplo representativo de falha E-W sinistral no ponto Lj 29.

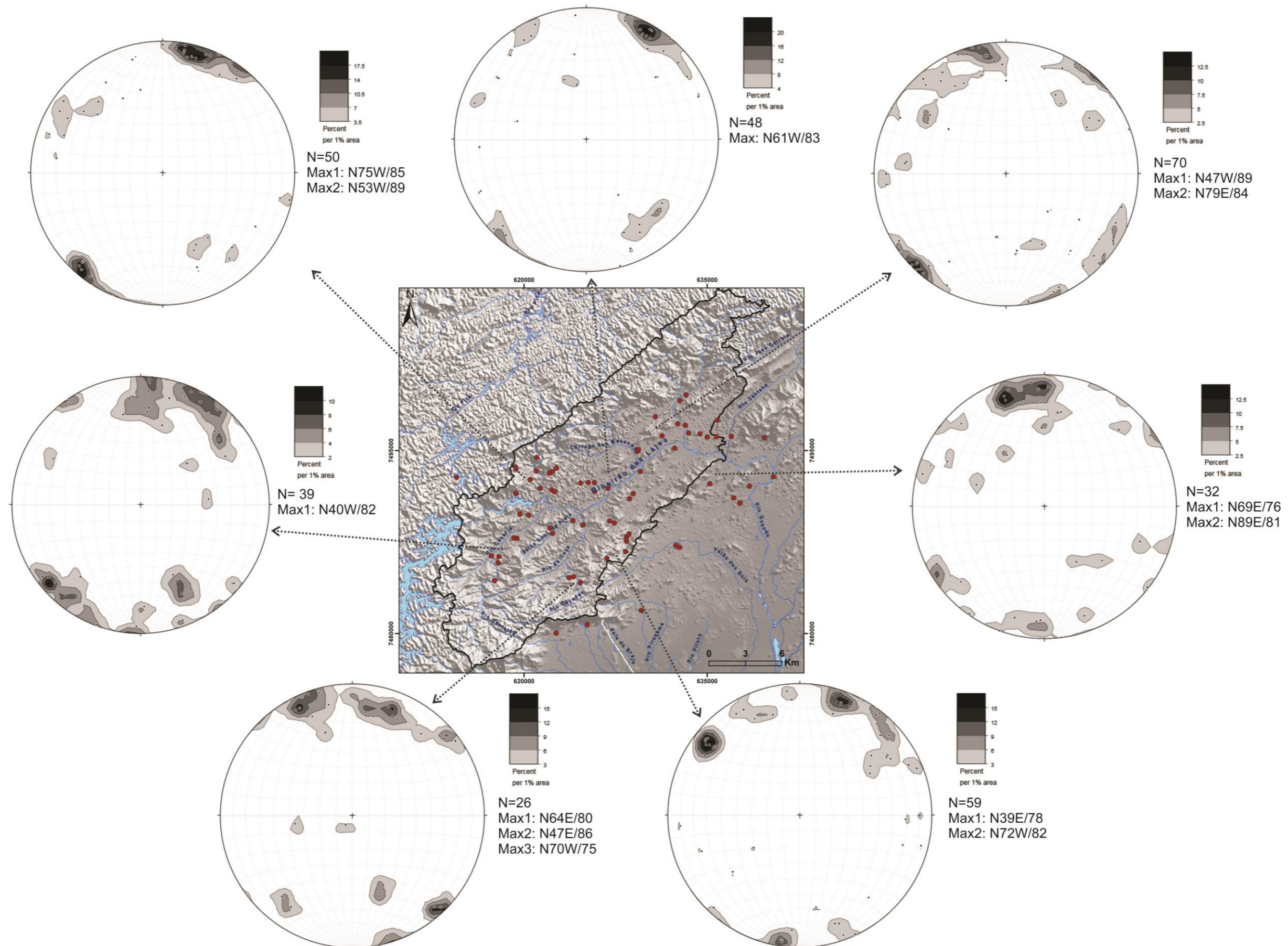


Figura 52: Padrão de fraturamento com diagramas de frequência das juntas do embasamento da área pesquisada. Projeções estereográficas dos pólos (Equal Area, hemisfério inferior). Os pontos vermelhos representam os afloramentos.

Localmente (afloramento J2), é possível observar a relação de superposição de deformação entre as estruturas, onde, por exemplo, falhas E-W sinistras cortam as falhas normais NE-SW (Fig. 53).

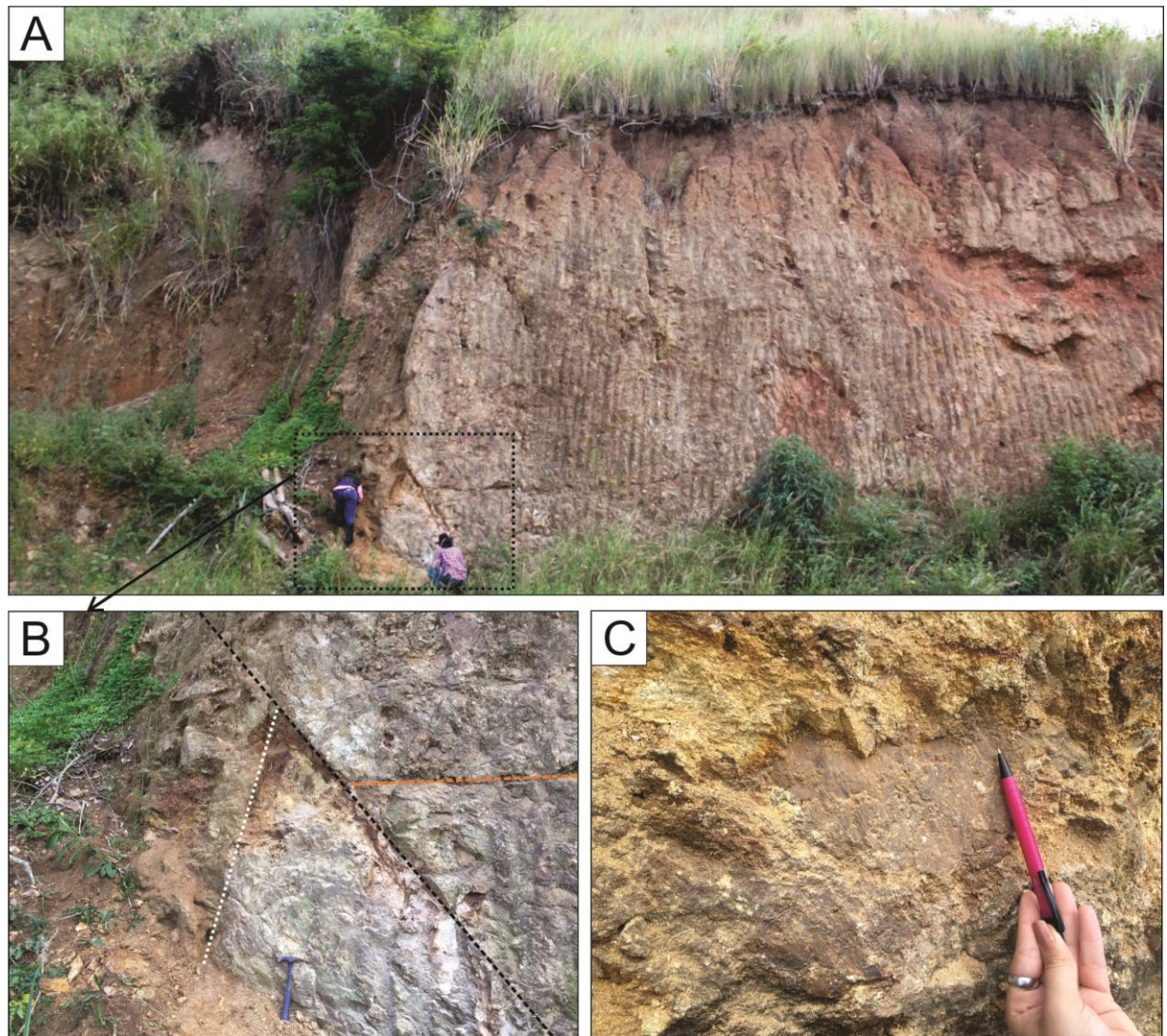


Figura 53: (A) Visão geral do afloramento J2. (B) Detalhe da foto anterior da relação de superposição de deformação entre as fraturas. O tracejado de cor preta representa a falha N75W/70 sinistral, ao passo que o tracejado laranja identifica a falha normal N30E/40, e o tracejado branco marca uma fratura N47W/85. (C) Detalhe da falha normal NE-SW da imagem anterior.

Além das falhas sinistras E-W, foram identificados outros dois conjuntos distintos de falhas direcionais no embasamento. O primeiro grupo é definido por um sistema de falhas conjugadas NE-SW sinistras e NW-SE dextrais (Fig. 54). A partir do cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos, obteve-se compressão (σ_1) N11W/08 e distensão (σ_3) N81E/10 (Fig. 54a).

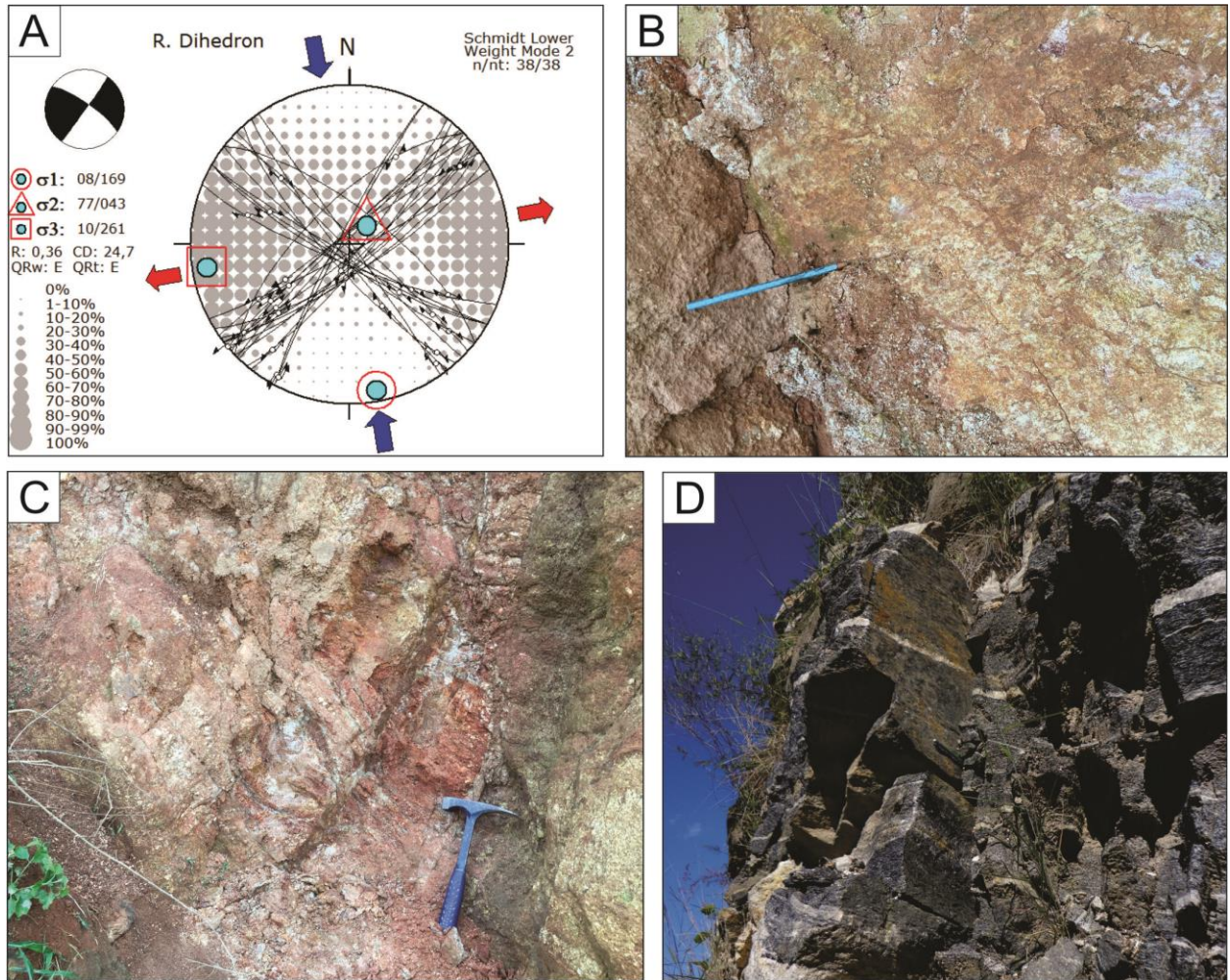


Figura 54: Falhas direcionais no embasamento. (A) Projeção estereográfica de par conjugado de falhas NE-SW sinistrais e falhas NW-SE dextrais, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Falha direcional no ponto Lj 21. (C) Falha sinistral no ponto J2. (D) Falha NE-SW no ponto L7.

Em contrapartida, os planos conjugados de fratura de cisalhamento de direção NE-SW dextrais somado às falhas NW-SE sinistrais, estão apresentados na Fig. 55. Este conjunto é identificado por um eixo de máxima tensão (σ_1) E-W, e eixo distensivo (σ_3) N-S, ambos sub-horizontais.

As falhas normais NW-SE apresentam eixo de paleotensão principal mínima (σ_3) N28E/04 e eixo de compressão (σ_1) E-W subvertical (Fig. 56a). No contexto de relação entre estruturas, a Fig. 56c exibe imagens do afloramento J15, no qual foi possível observar que as falhas normais NW-SE eram mais jovens que as falhas NE-SW sinistrais e as fraturas de direção NW-SE.

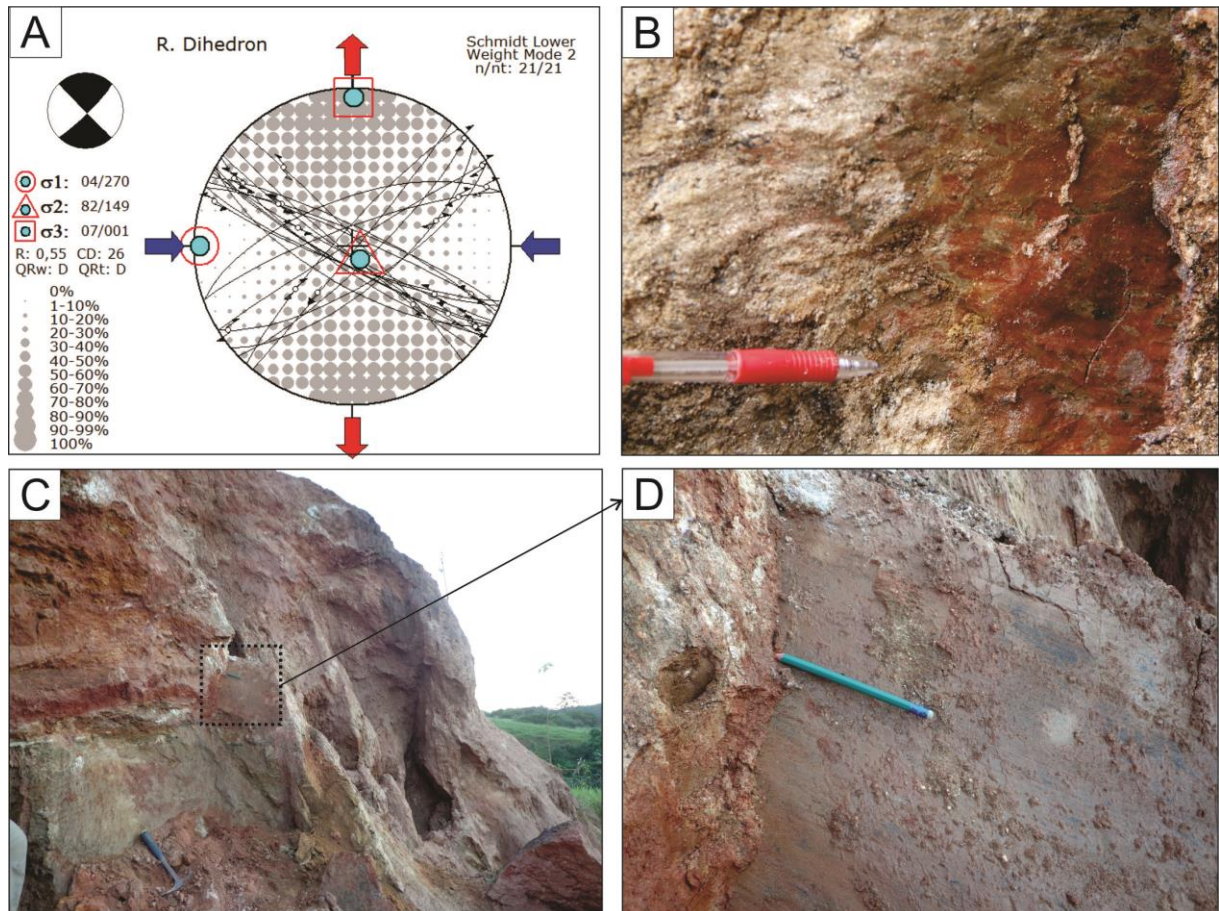


Figura 55: Sistema de falhas conjugadas no embasamento. (A) Projeção estereográfica de par conjugado de falhas NE-SW dextrais e falhas NW-SE sinistras, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Falha NE-SW no ponto Lj11. (C) Falha NW-SE no ponto LA. (D) Detalhe do plano de falha NW-SE.

Alguns dos planos de falhas descritos em campo apresentavam sobreposição de estrias, revelando o aproveitamento de estruturas pré-existentes por uma fase de deformação mais jovem (Figs. 57 e 58). A partir dos mesmos planos de falha, foram elaborados dois estereogramas.

O gráfico da Fig. 57c apresenta as estrias mais antigas (menos marcantes no plano de falha) das falhas NE-SW. Já na Fig. 57d estão representados estes mesmos planos com a plotagem das estrias mais marcantes, ou seja, mais jovens. As falhas normais que se formaram primeiro, possuem eixo de paleotensão principal mínima (σ_3) com direção NNW-SSE, ao passo que as falhas oblíquas dextrais mais jovens possuem eixo distensivo (σ_3) com direção NNE-SSW.

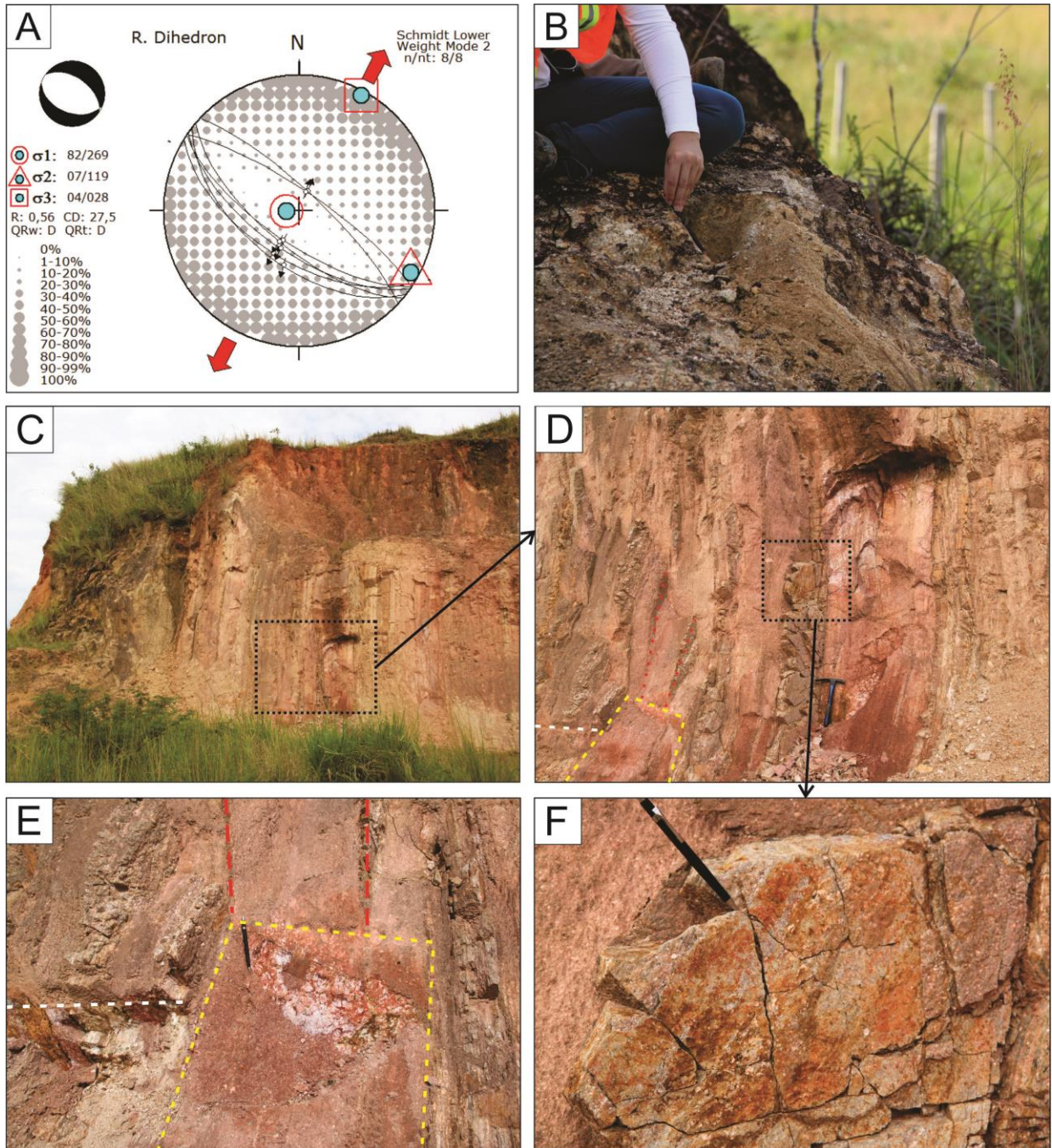


Figura 56: (A) Projeção estereográfica das falhas normais NW-SE, com cálculo de paleotensão pelo método dos diedros retos (Equal Area, hemisfério inferior). (B) Exemplo representativo de falha normal NW-SE no afloramento J15. (C) Visão geral de parte do afloramento J2. (D) Detalhe da foto anterior, com destaque para a linha tracejada amarela que representa uma falha normal NW-SE, mais nova na relação. Os tracejados de cor vermelha identificam as falhas NE-SW sinistrais. Por fim, uma fratura NW-SE pe marcada pelo tracejado de cor branca. (E) Detalhe das fraturas da foto anterior. (F) Detalhe da falha sinistral NE-SW.

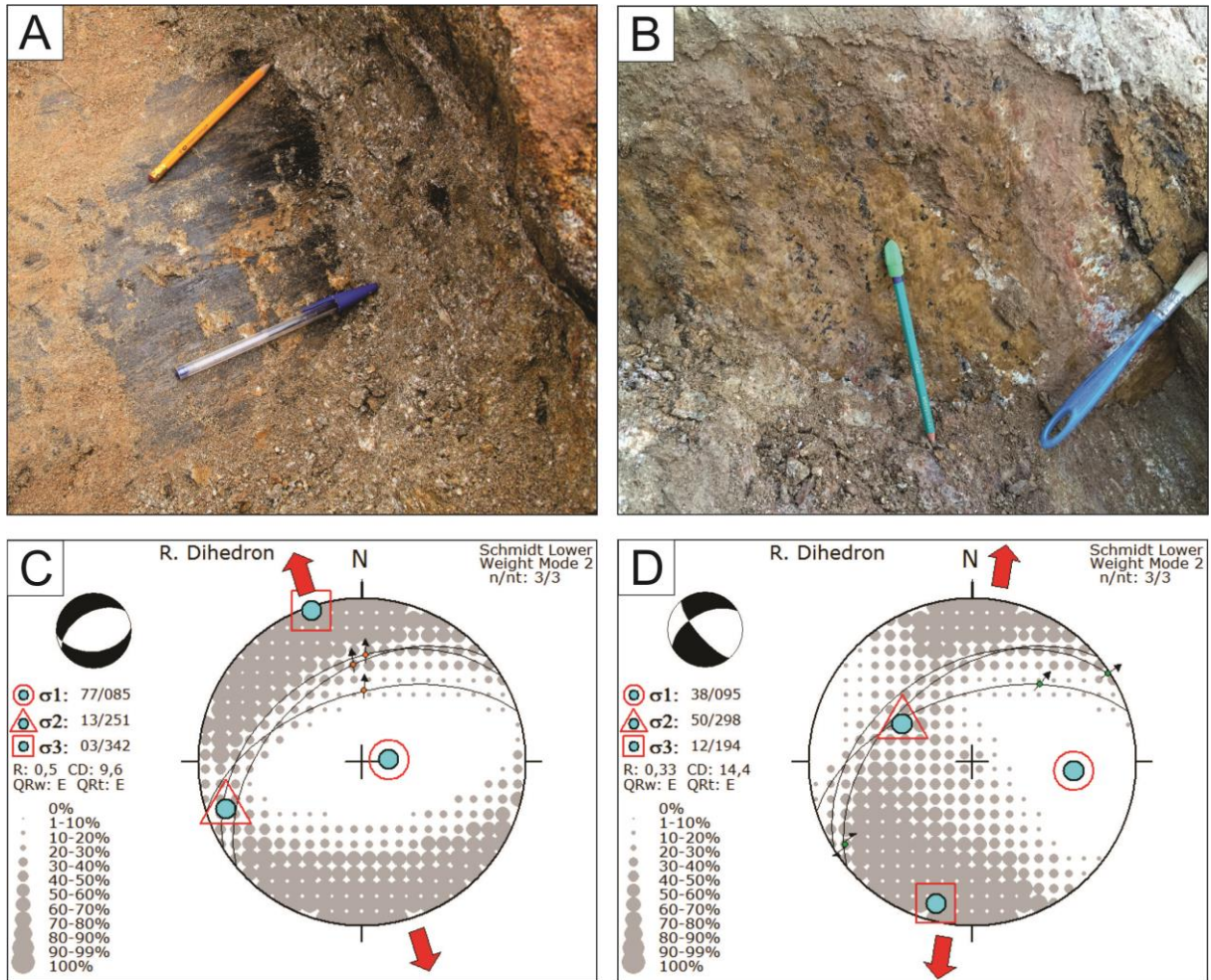


Figura 57: (A, B) Exemplos representativos de planos de falha com duas estrias. (C) Projeção estereográfica com estrias mais antigas plotadas (cor laranja). (D) Projeção estereográfica com estrias mais novas plotadas (cor verde). (Equal Area, hemisfério inferior).

Em contrapartida, a Fig. 58 mostra algumas falhas E-W com alto ângulo de mergulho que também apresentaram duas estrias no mesmo plano. O primeiro estereograma apresenta as estruturas com as estrias menos marcantes, como componente direcional plotadas, que marcam um eixo compressivo (σ_1) N42E/47 (Fig. 58a). No segundo gráfico, as estrias mais novas, sinistrais, estão plotadas, definidas por um eixo (σ_1) N57E/06.

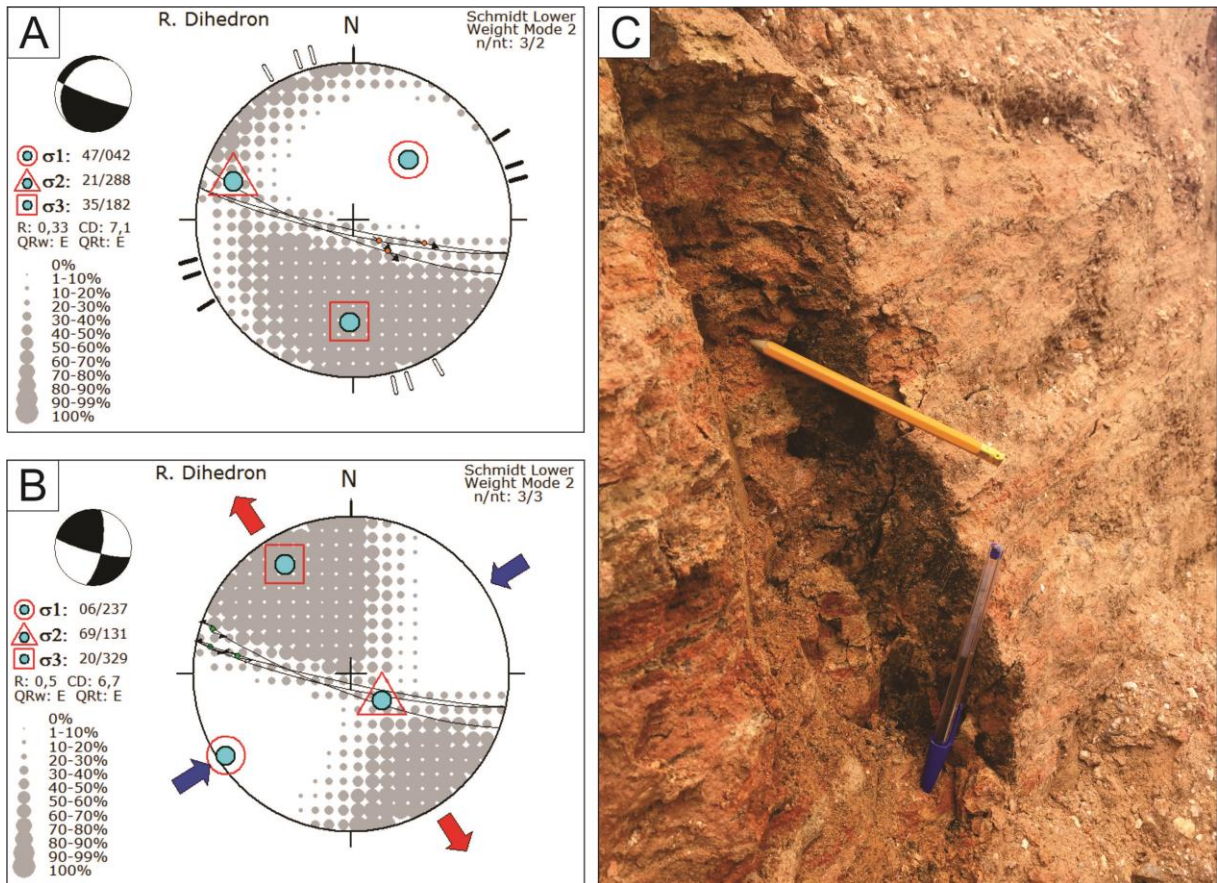


Figura 58: (A) Projeção estereográfica com estrias mais antigas plotadas (cor laranja). Os traços brancos representam possíveis locais para o eixo distensivo, enquanto os traços pretos identificam o eixo compressivo. (B) Projeção estereográfica com estrias mais novas plotadas (cor verde). (Equal Area, hemisfério inferior). (C) Exemplo representativo de plano de falha E-W com alto ângulo de mergulho e duas estrias diferentes.

CAPÍTULO 6: DISCUSSÕES

As características da rede de drenagem e do relevo da área, somados aos inúmeros e persistentes lineamentos, mostram em conjunto com os dados levantados em campo que os traços principais se associam às fraturas. A área se apresenta intensamente dissecada pelos rios, processo que tem relação direta com as estruturas rúpteis identificadas. A seguir, será discutida a relação dos dados macroscópicos e das estruturas reconhecidas em campo.

A direção NE-SW, cuja expressividade da frequência e comprimento dos lineamentos tectônicos se destaca nas análises do diagrama de rosetas, é coincidente com os grandes traços dúcteis da região, representados na área por atitude preferencial da foliação N52E/41 e pela ZCAA (Figs. 15, 22, 45). Ainda assim, a literatura evidencia que a instalação de falhas e juntas no Mesozoico-Cenozoico está associada principalmente à reativação de anisotropias pré-cambrianas (Hasui, 1990; Melo et al., 1985; Zalán e Oliveira, 2005; entre outros). Se atribui a influência das falhas normais do embasamento (Fig. 52a) à instalação da bacia, porém fraturas NE-SW que afetam tanto o embasamento, quanto diques máficos e até mesmo a cobertura sedimentar, confirmam outra fase de reativação das estruturas NE-SW (Figs. 47a, 49d, 57d).

Essas discontinuidades NE-SW exercem controle nos rios principais, blocos abatidos, morros alinhados, vales estruturais, escarpas, facetas e sub-bacias (Fig. 25, 27, 31, 32). Da mesma forma, a distribuição espacial da cobertura sedimentar cenozoica, cuja segmentação é dada por altos estruturais, acompanha a direção preferencial do substrato, com as menores cotas altimétricas seguindo esta direção (Figs. 30, 40). Os dados estruturais coletados em campo sugerem que as escarpas foram condicionadas, sobretudo, por efeito de falhas normais e oblíquas NE-SW de alto ângulo (Figs. 52a e 57). As facetas triangulares, registro relacionado à dissecção de escarpas, também estão em sua maior parte nessa direção, se relacionando a falhas normais e transcorrentes (Figs. 33, 34, 35, 52, 57).

As microbacias contribuem para o entendimento dos traços das falhas que sugerem segmentos reativados mais recentes. Estudos sinalizam que sub-bacias curtas e alongadas são típicas em áreas de reativações de falhas, graças à mudança no nível de base que causa uma concavidade em que a nova drenagem se estabelece (Wallace, 1977; Mayer, 1986; Jackson e Leeder, 1994). Na retomada destes canais são geradas facetas triangulares entre eles, como

observado na área de estudos, dando suporte para as falhas consideradas mais novas ou reativadas (Fig. 27, 34).

O abatimento forte no setor que faz a foz do Ribeirão das Lajes mostra que o nível de base está afundando, e os rios respondem imediatamente se reorganizando (Fig. 26, 27). Com a queda rápida do nível de base próximo à foz, as nascentes de tributários do rio principal se formam, o que explica os conjuntos de microbacias estreitas, alongadas e pequenas, além da intensidade da dissecação do relevo (Fig. 27). Estas sub-bacias pequenas e retilíneas estão concentradas, se repetindo alinhadas em conjunto na direção NE-SW e E-W, o que mostra a ativação dessas estruturas rúpteis localmente (Fig. 27). Sabendo que os rios de primeira ordem são quaternários, verifica-se um aproveitamento de uma tectônica mais antiga para reativação em uma fase rúptil mais recente.

O próprio traçado do Ribeirão das Lajes revela um sistema de blocos escalonados e abatidos, caracterizado por cotovelos e inflexões aos quais o rio é submetido, tendendo sempre a um abatimento para sudeste (Fig. 25). As linhas dos perfis em faixa topográfica também dão suporte ao forte basculamento para leste-nordeste, e as microbacias corroboram ao nível de base que se rebaixa na direção da foz do Ribeirão (Figs. 27, 29a).

A reorganização da drenagem de toda a bacia hidrográfica indica a influência de movimentos tectônicos mais recentes, e não algo puramente pré-Cambriano. As direções E-W e ENE-WSW são bastante significativas na evolução do relevo e drenagem da região, responsáveis por desnivelamento e contrastes topográficos e morfogenéticos no relevo (Fig. 28, 32a, 38), condicionamento de canais de 1ª e 2ª ordem e anomalias de drenagem (Fig. 26).

A importância do sistema E-W é confirmada em campo, com predomínio nos dados de juntas medidas no embasamento e em falhas direcionais de alto ângulo que configuram planos representativos nos afloramentos (Figs. 51, 52c, 58). Os diagramas com famílias importantes E-W das juntas do embasamento estão associadas aos traços morfológicos principais no oeste e centro do GRL (Fig. 51). Em outras áreas predomina as juntas NW-SE, também coincidentes com a morfologia do terreno (Fig. 38, 51).

As fraturas E-W controlam a estruturação do relevo regional, fato evidenciado pela mudança de direção do litoral de, aproximadamente, NE-SW para próximo de E-W, no Estado do Rio de Janeiro (Gontijo-Pascutti et al., 2012). Adicionalmente, as fraturas E-W e

N-S que afetam as intrusões máficas revelam deformações posteriores ao Cretáceo (Figs. 48 e 49). De outro modo, as fraturas destas direções observadas nos sedimentos salientam deformação cenozoica (Figs. 46 e 47a).

Em geral, processos de dissecação do relevo são marcados por estruturas rúpteis NW-SE, como no alinhamento de tributários em padrões oblíquos aos canais principais (Fig. 26). Os sistemas de fraturas NE-SW e NW-SE observado nos lineamentos de relevo localmente (Fig. 38) possivelmente representam um sistema de falhas conjugadas, o que corrobora com os dados de fraturas conjugadas do embasamento (Figs. 54 e 55).

Já nas feições geomórficas nota-se que a direção NW-SE é mais jovem que as estruturas NE-SW (Figs. 27, 31a, 32, 34c), como por exemplo nas rupturas de relevo NW-SE que deslocam feições NE-SW. As estruturas mapeadas associadas à transcorrência é correspondente àquelas dos lineamentos destacados no trabalho de fotointerpretação (Figs. 38, 39). A relação em diferentes níveis já havia sido observado por Real (2016), em um afloramento com falha NW-SE sinistral adjacente a uma feição de deslocamento lateral de topografia em *shutter ridges* de mesma direção e cinemática (Fig. 59).

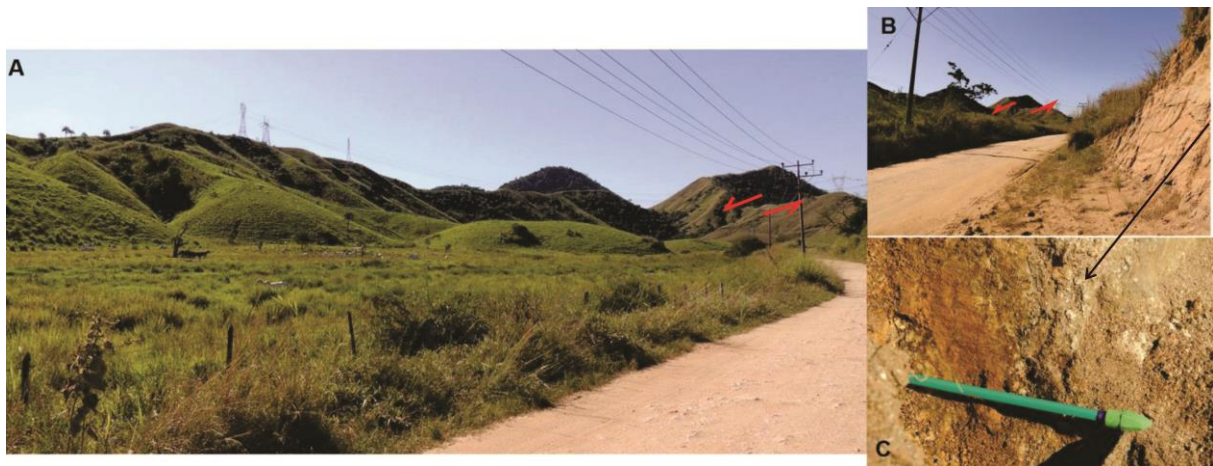


Figura 59: (A) Falha sinistral desloca a crista (indicada pelas setas vermelhas). (B/C) Na escala de detalhe em afloramento próximo, pode-se observar um plano de falha NW-SE sinistral. Ponto Lj 27. (Real, 2016)

O controle tectônico tem sido ressaltado por diversos autores na compartimentação morfotectônica da região. Miguens (2016) realizou um estudo do alto curso da bacia hidrográfica do rio Guandu, e comprovou o papel do domínio litoestrutural sobre o sistema fluvial com o controle de estruturas NE-SW e NW-SE. Neste estudo, através de parâmetros morfométricos constatou-se deslocamento do canal do Ribeirão das Lajes bastante assimétrico

em relação ao eixo da bacia ($T= 0,54$), já que o rio se apresenta muito próximo dos divisores noroeste, principalmente, na localidade das barragens do reservatório de Lajes.

Conjuntamente Miguens (2016) identificou uma série de *knickpoints* condicionados por fraturas NW-SE e NNW-SSE, na foz do Ribeirão das Lajes, os quais reiteram a importância destas estruturas para o avanço e reconfiguração da drenagem local. A ocorrência de fraturas perpendiculares à foliação controlando anomalias de drenagem foram observadas majoritariamente em *knickpoints* ao longo da de toda a bacia hidrográfica.

Os perfis topográficos em faixa e as imagens de relevo auxiliam na visualização da geometria de um gráben simétrico com horstes de direção NE-SW (Figs. 11, 28, 29). Os setores soerguidos e rebaixados definem morfodinâmicas distintas. O amplo desnível entre as escarpas de bordas e as partes mais baixas da bacia, que chega a 600m, é inabitual para uma área alongada e estreita em um contexto intraplaca (Fig. 30). A borda noroeste apresenta mergulhos para sudeste em degraus de diferentes amplitudes, enquanto a sudeste apresenta mergulho para noroeste, também com degraus em direção ao eixo principal.

Os altos que separam as planícies de sedimentação, ou são morros estruturados de embasamento, ou colinas arredondadas com depósitos sedimentares no topo (Figs. 28, 36, 43a). Possivelmente devido a um rebaixamento do nível de base, essas colinas foram esculpidas com a instalação da drenagem em canais retilíneos condicionados por fraturas, os quais podem apresentar cotovelos de até 90°. Entende-se que o relevo do interior do gráben era mais alto, e hoje está erodido em um patamar, com os níveis das colinas arredondadas definindo o bloco anterior que foi abatido.

As estruturas NW-SE são as principais responsáveis pelas quebras de relevo no interior do gráben. Nos perfis NW-SE, nota-se que alguns dos pequenos morros estão deslocados em relação aos outros, podendo indicar níveis de dissecação diferenciados entre os mesmos ou, até mesmo, deslocamentos por falhas NW e E-W (Fig. 29).

Existem estruturas NW-SE significativas no contexto regional, como a Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano e Heilbron, 1993), Zona de Transferência do Funil (Almeida e Ebert, 2006), além de lineamentos tectônicos importantes NW-SE que se projetam para a Bacia de Santos (Souza et al., 2008). Souza et al. (2008) correlacionaram falhas de transferência *offshore* identificadas na Bacia de Santos, cujas extensões no continente correspondem a lineamentos tectônicos.

A projeção da falha de transferência FT-6 (Fig. 60), associada a eventos neotectônicos e identificada como descontinuidade FC-6 (Souza et al., 2008) é coincidente com a divisão de dois grábens cenozoicos, o do Rio Santana e Ribeirão das Lajes. A partir de dados aeromagnetométricos, Souza (2019) também reconheceu a quebra estrutural NW-SE que intercepta as estruturas NE-SW do embasamento (Fig. 61).

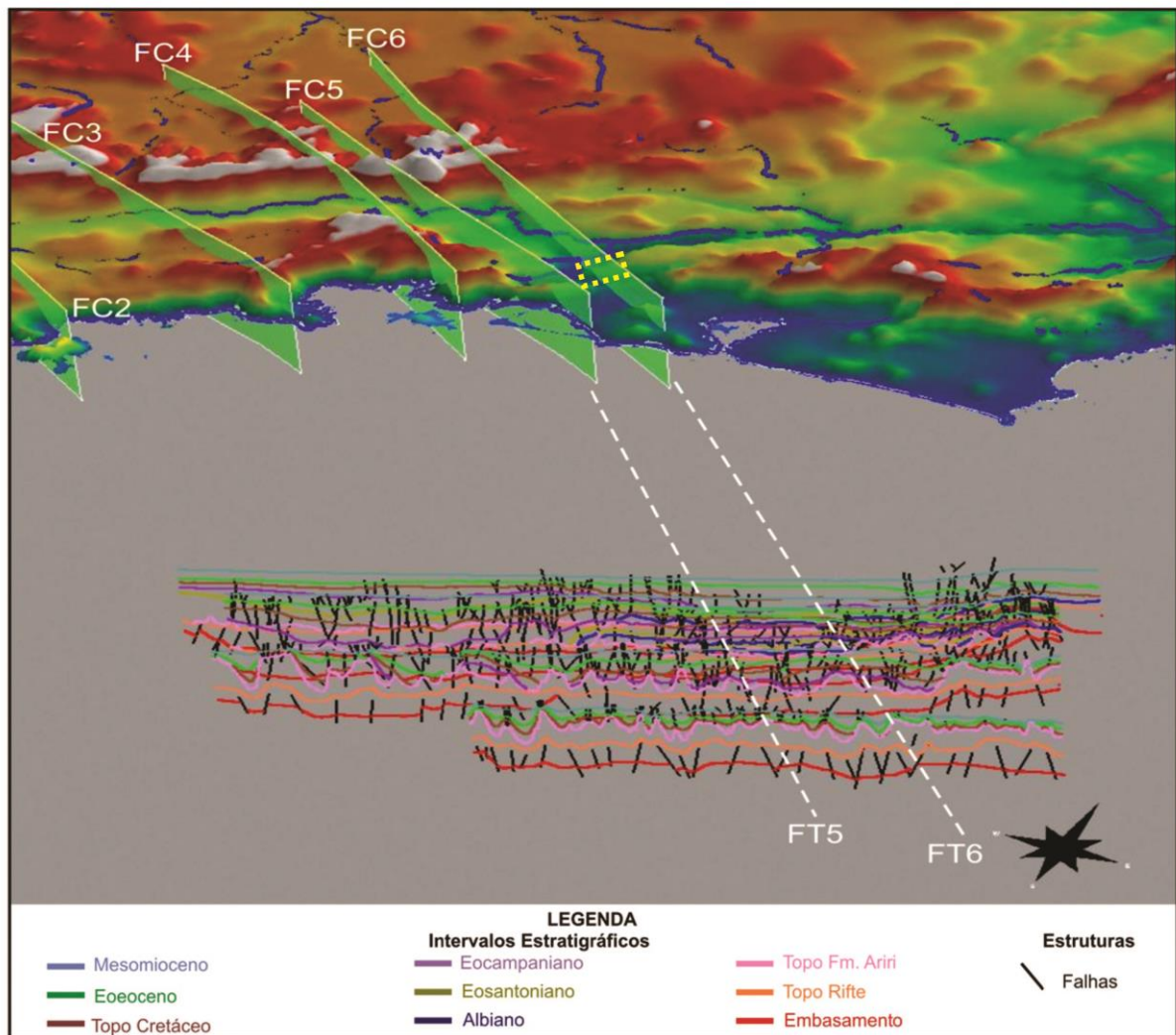


Figura 60: Principais descontinuidades NW-SE do continente (FC-5 e FC-6) relacionadas às falhas de transferência (FT-5 e FT-6) na Bacia de Santos, integradas em ambiente tridimensional (Souza et al., 2008). O retângulo pontilhado amarelo representa a região de estudos.

Considera-se que o preenchimento do GRL se deu em dois momentos distintos. O primeiro é a de formação da bacia, com sedimentos mais antigos e compactados, que podem ter relação com o Gráben do Rio Santana (GRS) (Madeira e Borghi (1999); Gontijo-Pascutti et al., 2010; Silva, 2013). O conglomerado da fácies proximal (Pd) marca a erosão das

escarpas de borda da Serra das Araras, ao passo que a fácies aluvionar (Ca) possivelmente registra a migração de um rio, por representar um depósito de antigo canal fluvial.

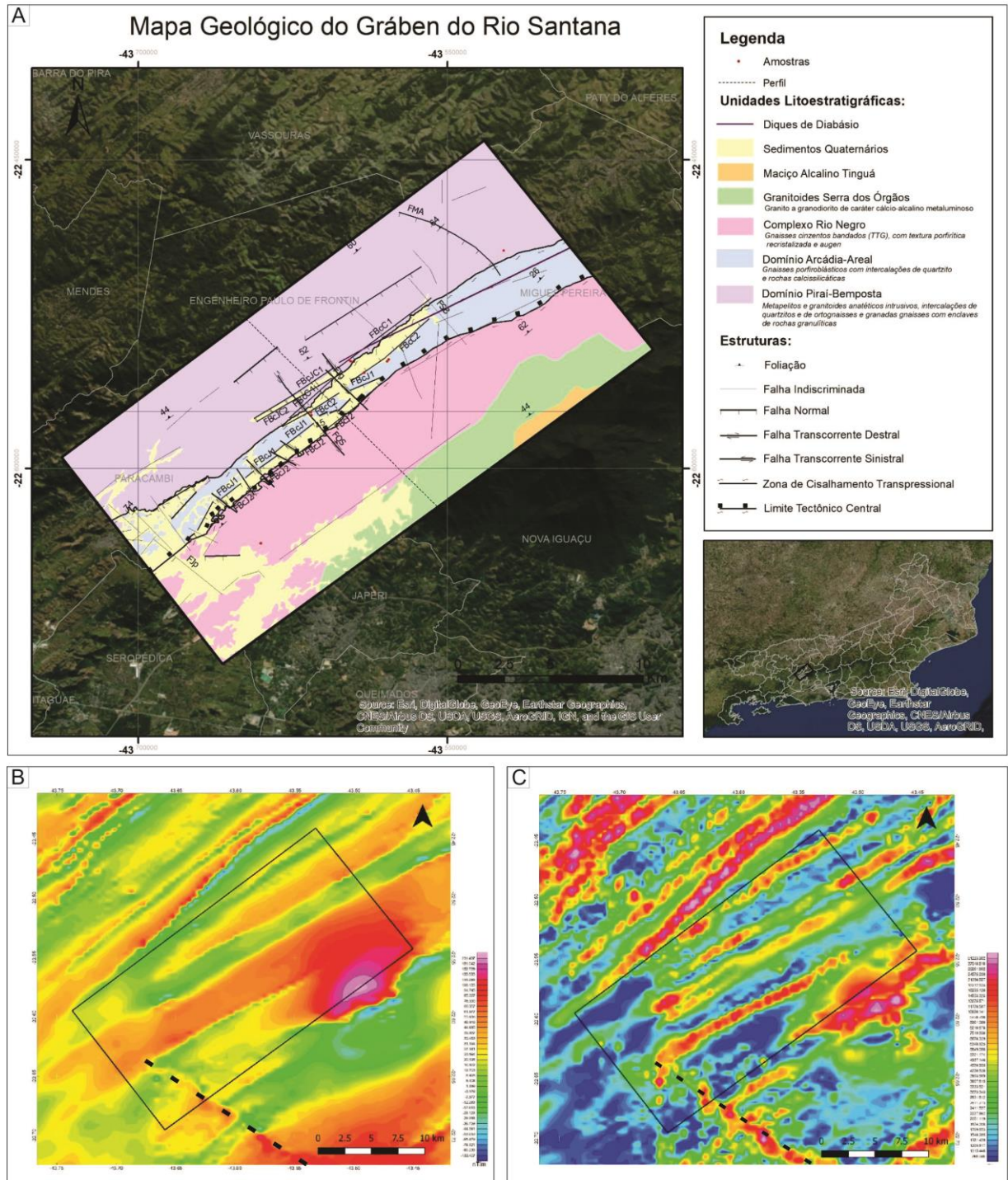


Figura 61: (A) Mapa geológico do Gráben do Rio Santana (polígono preto). (B) Mapa do campo magnético anômalo. (C) Mapa da amplitude do sinal analítico. (Souza, 2019). Destaque para estrutura NW-SE (traço de cor preta) na divisa entre o GRS com o RJ.

Em um segundo momento se deu a evolução da encosta, com deslizamentos e materiais retrabalhados pelo sistema de drenagem. Os depósitos da fácies coluvionar (Co) não

são contínuos, mas representam a sedimentação clástica de fluxo de massa. As planícies fluviais e compartimentos alveolares nos fundos de vales registram uma sedimentação moderna. Com os dados obtidos no trabalho percebeu-se que as estruturas rúpteis modificaram a paisagem e levaram à erosão da bacia, impossibilitando a certeza de sua espessura e contribuindo na morfologia dissecada do GRL.

A caracterização da morfologia do GRL, bem como a delimitação da área de ocorrência é representada na Fig. 62. O limite noroeste do GRL foi demarcado quando Zalán e Oliveira (2005) e Ferrari (2001) caracterizaram o Gráben da Guanabara, de borda flexural, nesta escarpa, uma reativação tectônica levou à formação da estrutura aqui estudada. O limite também é coincidente com os traços da ZCAA (Fig. 15).

Penha et al. (1997) já haviam reportado a existência de uma tectônica cenozoica na região que engloba os dois grábens do Rio Santana e do Ribeirão das Lajes, próxima à zona de cisalhamento Lineamento Jacuacanga-Conrado. Estes autores descrevem estrias verticais e oblíquas em um mesmo plano de falha, indicando a recorrência de movimentações diferenciadas. Este fato é congruente com os dados obtidos em campo, já que foram observados planos com dois conjuntos de estrias, cujo preenchimento de óxidos indicam um falhamento posterior ao intemperismo (Fig. 57).

A partir da análise cinemática e dinâmica, a relação entre os planos de falha e as unidades afetadas, e os dados da literatura (Fig. 20), foram diferenciados os eventos tectônicos formadores e deformadores da bacia a partir de cronologia relativa, com a elaboração de uma história tectônica evolutiva. (Fig. 63).

O primeiro evento de formação do GRL se relaciona com as falhas normais NE-SW do embasamento, as quais indicam eixo de paleotensão principal mínima (σ_3) com direção NW-SE sub-horizontal. O processo de geração das bacias do SRCSB, incluindo os Grábens da Guanabara e do Rio Santana, está ligado a estruturas extensionais NE-SW no Paleógeno (Ferrari, 2001; Riccomini et al., 2004; Zalán e Oliveira, 2005; Gontijo-Pascutti et al., 2010).

As fraturas NE-SW também deformam a bacia, a partir de falhas direcionais na formação de novas estruturas e reativação de antigos sistemas. Neste evento de deformação somam-se as falhas NW-SE dextrais e E-W sinistrais, apresentando, em geral, uma distensão NW-SE a WSW-ENE.

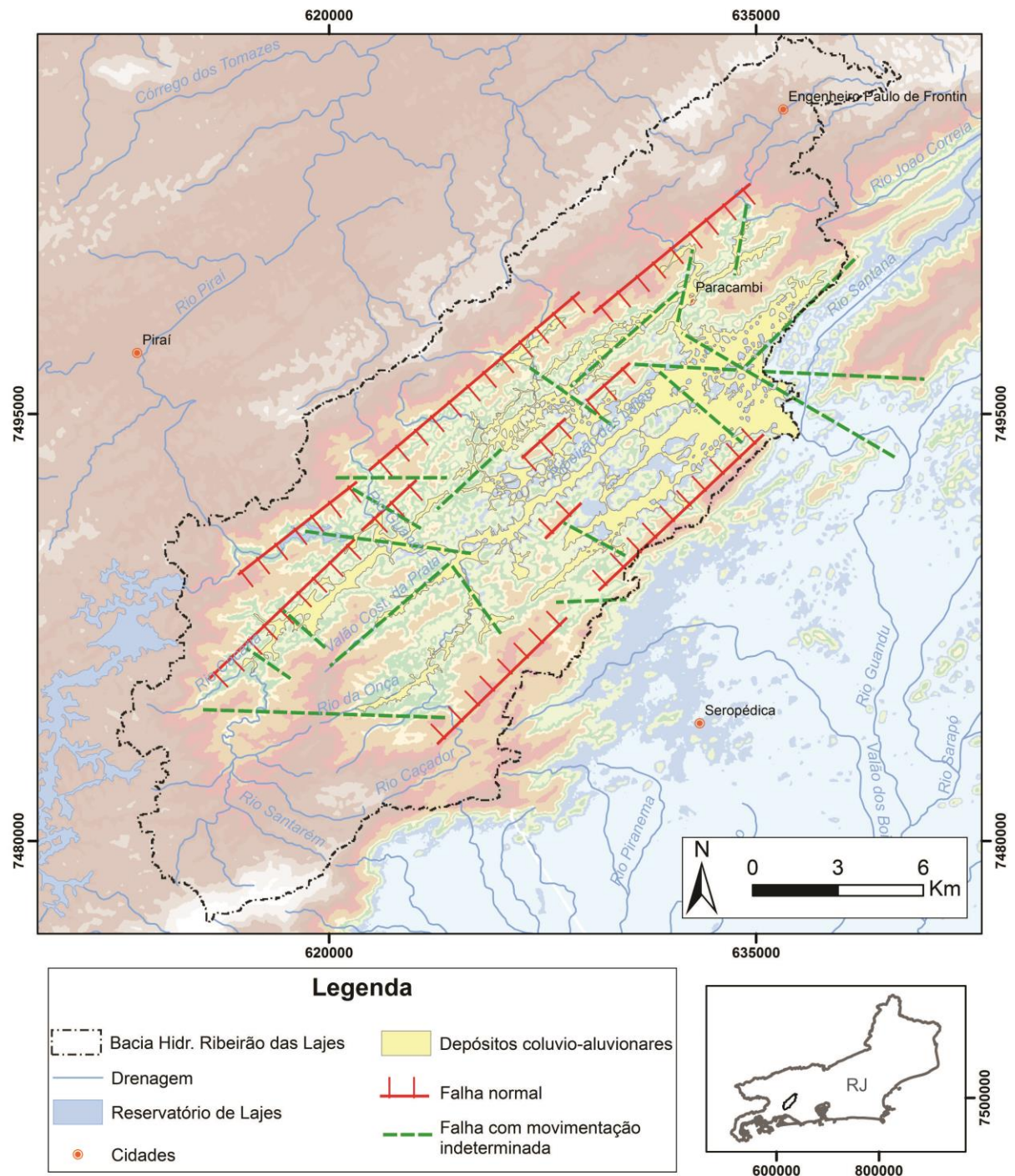


Figura 62: Representação esquemática das estruturas do GRL.

O regime de tensão muda quando a distensão NW-SE cessa, e é a partir deste novo quadro que se reconhece a neotectônica (Hasui, 1990; Morales, 2005). No Plio-Pleistoceno, falhas com obliquidade dextral NE-SW, de médio a alto ângulo, começam a afetar as rochas do embasamento e os diques cretáceos. Nos planos de falha normais onde foram observadas duas estrias, as mais marcantes apresentavam essa cinemática dextral, comprovando uma posterior reativação destas estruturas. Na área de estudos, este evento é representado por uma

distensão aproximadamente N-S, o que mostra variação local quando se compara à literatura (Fig. 20).

Já no Holoceno, retoma-se um evento distensivo NW-SE, representado na área por falhas direcionais de alto ângulo N-S e E-W que afetam os diques e a cobertura sedimentar. Além disso, existe um grupo de falhas normais NE-SW de médio ângulo neste regime, fato observado nas estruturas que afetam o sedimento. O regime atual de tensão atual é definido na literatura por uma transcorrência dextral, caracterizado por estruturas extensionais NW-SE, correspondente às estruturas que afetam tanto a cobertura sedimentar, quanto o embasamento intemperizado, com planos estriados preenchidos com óxidos.

Fundamentada na análise dos dados obtidos, a dinâmica do GRL foi delineada. O tipo de abordagem do trabalho expõe os reflexos da atuação tectônica recente em um contexto intraplaca, conforme tem sido observado e mapeado em toda a região Sul e Sudeste do Brasil.

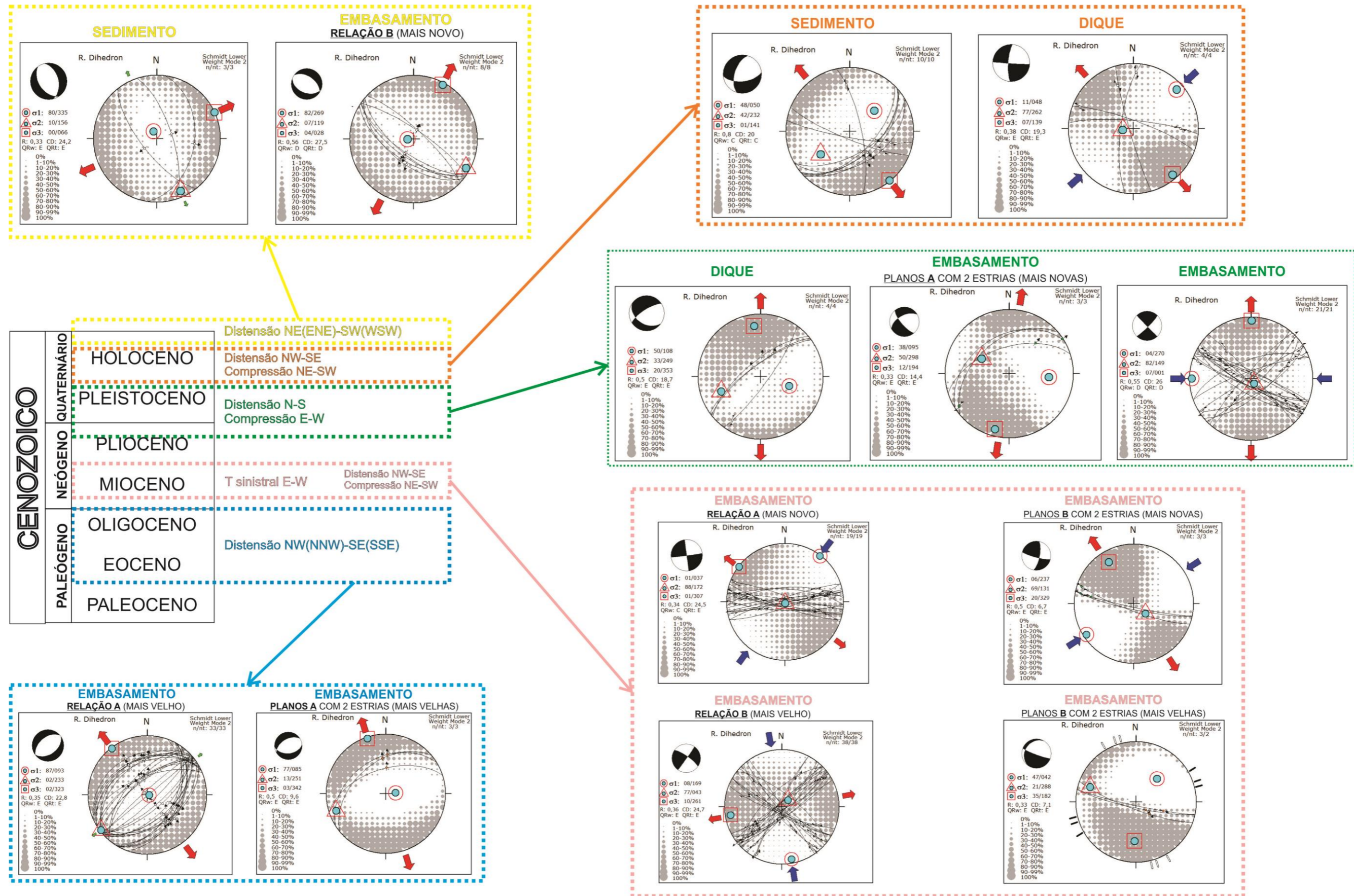


Figura 63: Evolução Tectônica Cenozoica do GRL com os campos de tensão dos eventos formador e deformadores da estrutura.

CAPÍTULO 7: CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Gráben Ribeirão das Lajes está inserido na bacia hidrográfica homônima, com cerca de 20 km de comprimento e 9km de largura. A depressão alongada e estreita é delimitada por falhas de direção NE-SW em ambas as bordas, e compartimentada essencialmente por estruturas de direção NW-SE e E-W. As heranças de estruturas NE-SW e NW-SE do embasamento se contrastam com novas descontinuidades, como nos feixes E-W bastante expressivos na evolução do relevo local.

As atividades desenvolvidas permitiram reconhecer estruturas que levaram à formação e deformação do GRL, feições das quais revelam uma configuração morfotectônica, e não somente morfológica. A atividade neotectônica condiciona o sistema fluvial, uma vez que os canais de ordem mais inferior são os principais responsáveis para a indicação de episódios tectônicos mais jovens.

Os vales estruturais alojam rios rejuvenescidos adaptados à planos de fraturas. O condicionamento tectônico do relevo e, principalmente, da rede de drenagem, que responde a movimentações mais jovens (rúptil), indicam atividades tectônicas a partir do Cenozoico. Os campos de paleotensões holocênicos, marcados pelo desenvolvimento de falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes dextrais E-W, são compatíveis com as tensões regionais, associadas à deriva da Placa Sul-Americana (Assumpção et al., 2016; Hasui, 1990).

Os resultados do trabalho confirmaram a ação de episódios tectônicos cenozoicos condicionando a evolução do GRL. Contudo, existe a necessidade de aprofundamento nos estudos, incluindo métodos geofísicos, cronológicos e sedimentológicos para maior detalhamento da história geológica do gráben.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, Aziz Nacib. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, n. 20, p. 1-26, 1970.
- ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. John Wiley & Sons, 2013.
- ALMEIDA, F. F. M. O Planalto Paulistano. In: Azevedo, Aroldo (org.) **A cidade de São Paulo. Estudos de geografia urbana**. vol. I (A região de São Paulo). São Paulo, Cia Editora Nacional, 1958, p. 113-164, 1958.
- ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. DNPM, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 48, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. The igneous record of the mesozoic activation of South American Platform. **Geotectonica et Metallogenia**, v. 13, n. 4, p. 308-325, 1989.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, J. C. H. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. Tese de Doutorado, 190p. 2000
- ALMEIDA, J. C. H., TUPINAMBA, M.A., HEILBRON, M., TROUW, R.A.J. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. **Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 39, 1998.
- ALMEIDA, S.H.S., EBERT, H.D. Estruturação tectônica e análise deformacional do segmento central do Cinturão Ribeira na Serra da Bocaina, nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 269-281, 2016.
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. **Continental deformation**, p. 53-100, 1994.
- 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 de la Société géologique de France**, v. 7, n. 19, p. 1309-1318, 1977.
- ASMUS, H.E., FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. **Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil**, Ser. Proj. REMAC 4, p. 75-88, 1978.
- ASSUMPCÃO, 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**, v. 71, p. 278-295, 2016.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in physical geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
- BREDA, T.C. **Análise multiescalar da Formação Barreiras na área emersa da bacia de Campos (RJ), entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ)**. Dissertação De Mestrado, PPG em Geologia, IGEO/ UFRJ. Rio de Janeiro, 117p. 2012
- BRICALLI, L. L. **Padrões de lineamentos e fraturamento neotectônico no estado do Espírito Santo (Sudeste do Brasil)**. Tese de Doutorado. PPG em Geologia, IGEO/ UFRJ. 2011
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. John Wiley & Sons, 2011.
- COLLINSON, J.D. Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. A.D. Miall (Ed.), **Fluvial Sedimentology**, Mem. Can. Soc. Pet. Geol., 5, pp. 577-586. 1978
- CRONE, A. J.; HALLER, K. M. Segmentation and the coseismic behavior of Basin and Range normal faults: examples from east-central Idaho and southwestern Montana, USA. **Journal of Structural Geology**, v. 13, n. 2, p. 151-164, 1991.
- DAVIS, William M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C. ; SILVEIRA FILHO, N.C. S.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTTA, M.M.; HEIHECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidoti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Texto, Mapa & SIG**. Brasília, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, p. 227-334. 2003.
- DELVAUX, D. Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. In: **Geophysical research abstracts**. EGU General Assembly Vienna, 2012.
- DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics** 295, 187e197. 1998.
- EIRADO, L.G., HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 426-436, 2016.
- FERRARI, A., 2001. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, pp. 449.
- FOSSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo, Oficina dos textos, 2012
- FREITAS, Ruy Ozorio. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia**, n. 6, p. 7-107, 1951.

- GERASIMOV, I. P.; MESCHERIKOV, J. A. Morphostructure. **Geomorphology**, p. 731-733, 1968.
- GIBBS, A. D. Structural evolution of extensional basin margins. **Journal of the Geological Society**, v. 141, n. 4, p. 609-620, 1984.
- GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado. IGCE/UNESP 259f, 1999.
- GONTIJO-PASCUTTI, A.; BEZERRA, F.H.R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J.C.H. BRittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 522-536, 2010.
- GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F., HASUI, Y., SANTOS, M., SOARES JÚNIOR, A. V., SOUZA, I.A. As serras do Mar e da Mantiqueira, in: Hasui, Y., Carneiro, C. da R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Orgs.), **Geologia do Brasil**. Beca, São Paulo, p. 549-571, 2012.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J.C. H.; TEIXEIRA, W.; FILHO, A.T. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. **J. South Am. Earth Sci.** 18, 371-382, 2005
- GUERRA, A.T. **Dicionário de Geomorfologia**. Rio Janeiro. Secretaria de Planejamento e Coordenação da Presidência da República, FIBGE, 1993.
- GUIMARÃES, D. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Bol. Div. Fom. Prod. Min.**, 88; 319 pp., 30 pl., 1 map, 1951.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil, in: **Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro**. p. 1-31, 1990.
- HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências** 29, 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Regimes Tectônicos, in: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., de Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Orgs.), **Geologia do Brasil**. Beca, p. 47-64, 2012
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. **Monografias ITP**, 1982.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; JIMENEZ RUEDA, J.R. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. **Congresso Brasileiro de Geologia**, vol. 40, p. 78, 1998.
- HASUI, Y., BORGES, M.S., MORALES, N., COSTA, J.B.S., BEMERGUY, R.L., JIMENEZ-RUEDA, J.R. Intraplate neotectonics in South-East Brazil. **31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro**. IUGS Rio de Janeiro, 2000.

- HEIDBACH, O., RAJABI, M., CUI, X., FUCHS, K., MÜLLER, B., REINECKER, J., REITER, K., TINGAY, M., WENZEL, F., XIE, F., ZIEGLER, M.O., ZOBACK, M., ZOBACK, M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. **Tectonophysics**, v. 744, p. 484-498, 2018.
- HEILBRON, M., MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). **Precambrian Res.** 125, 87–112, 2003.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M. DA C., SILVA, L.C. DA, TROUW, R.A.J., JANASI, V. A. Província Mantiqueira. **Geol. do Cont. Sul-Americano**. Evolução da Obra Fernando Flávio Marques Almeida 203–234, 2004.
- HEILBRON, M., EIRADO, L.G., ALMEIDA, J. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais**. Belo Horizonte, CPRM, 2016.
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.
- HOWARD, Arthur David. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- INEA. O estado do ambiente: indicadores ambientais do Rio de Janeiro, SEA (Secre.Estado do Rio de Janeiro, 2010.
- JACKSON, J., LEEDER, M. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. **J. Struct. Geol.** 16, 1041–1059, 1994.
- JONES, F.O. Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil, **Professional Paper**, 1973.
- KUCHLE, J. **Análise tectonoestratigráfica de bacias rifte**. Tese de Doutorado em Geociências-Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 2010.
- LIMA, C.C.U. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. **Rev. Ciência e Technol.** 15, 91–102, 2000.
- LIU, C.C. A Geologia Estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat, in: **Simpósio De Geologia Regional**. p. 164–188, 1987.
- LOPES, P.B.M. **Desenvolvimento de drenagem e compartimentação morfotectônica: Graben do Rio Santana e adjacências, borda ocidental do Gráben da Guanabara - RJ**. Dissertação de Mestrado. UERJ, 2008
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M., VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Res.** 79, 347–361, 1996.
- MADEIRA, C. V.; BORGHI, L. Estrutura dos depósitos sedimentares quaternários da Bacia Hidrográfica do Rio Santana, Miguel Pereira, Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, Volume 22, p:8-22, 1999.
- MAYER, L. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. **Act. tectonics**

125–135, 1986.

- 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.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1997.
- MELO, M., RICCOMINI, C., HASUI, Y., ALMEIDA, F., COIMBRA, A. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Rev. Bras. Geociências** 15, 193–201, 1985.
- MIALL, A.D. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Rev.** 22, 261–308, 1985.
- MIALL, A.D. Alluvial deposits. **Facies models, response to sea level change**, p. 119-142, 1992.
- MIALL, A.D. **Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**, Springer-Verlag, Berlin, 1996.
- MIGUENS, D.S. **Condicionantes litoestruturais na evolução da rede de drenagem do alto curso do rio Guandu – RJ.** Dissertação de Mestrado, UERJ, 2016.
- MIOTO, J.A. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. **Soc. Bras. Geol.-Núcleo Minas Gerais** 11, 33–45, 1990.
- MIOTO, J.A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil.** Tese de Doutorado 2v. IGCE/UNESP-Rio Claro, 1993.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C., HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the Northwestern flank of the continental rift of Southeastern Brazil. **Geomorphology** 43, 257–271, 2002.
- MOHRIAK, W.U., BARROS, A.Z.N. Novas Evidências De Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste Do Brasil : O Gráben De Barra De , São João Na Plataforma De Cabo Frio , Rj. **Rev. Bras. Geociências** 20, 187–196, 1990.
- MORALES, N. **Neotectônica Em Ambiente Intraplaca: Exemplos Da Região Sudeste Do Brasil.** Livre docência IGCE/UNESP, 2005.
- MORALES, N., ALGARTE, K.T.S., ANTONIALI, R.C., ASSINE, M.L., ASSUMPCÃO, M., BEZERRA, F.H.R., BUENO, G. V, ETCHEBEHERE, M.L.C., FERREIRA, J.M., FONTES, S.L. Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro, in: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 2014.
- MÖRNER, Nils-Axel. The INQUA Neotectonics Commission. **Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar**, v. 100, n. 3, p. 286-286, 1978.
- NEVES, M.; MORALES, N.; BORGES, S.; EBERT, H.D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiá (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 167-176, 2003.
- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D., POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **Bull. Geol. Soc. Am.** 87, 1463–1469, 1976.

- PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. **Terra Nov.** 1, 233–235, 1989.
- PEACOCK, D.C.P., SANDERSON, D.J. Strike-slip relay ramps. **J. Struct. Geol.** 17, 1351–1360, 1995.
- PEATE, David W. et al. The parana-etendeka province. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 100, p. 217-246, 1997.
- PENCK, Walther. Die Morphologyische Analyse, Ein Kapitel der Physikalischen Geologie. **J. Engelhorn's Nachf.**, 1924.
- PENHA, H.M. Processos endogenéticos na formação do relevo, in: **Geomorfologia: uma atualização das bases e conceitos**. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p. 51–92, 2013.
- PENHA, H.M., FERRARI, A.L., MORETTI, C., PANAGOULIAS, T.I. Indicativos de eventos tectônicos cenozóicos no lineamento Jacuecanga-Conrado. O exemplo da região do médio/baixo curso do rio Santana, RJ. **Simp. Geol. do Sudeste** 5, 71–73, 1997.
- PÉREZ-PEÑA, J.V., AL-AWABDEH, M., AZAÑÓN, J.M., GALVE, J.P., BOOTH-REA, G., NOTTI, D. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, v. 104, p. 135-150, 2017.
- PETIT, J.P.. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. **J. Struct. Geol.** 9, 597–608, 1987.
- RAMOS, R. R. C.; ÁVILA, C. A.; VASCONCELOS, P.; THIEDE, P.; VASQUES, F. S. G. & ROCHA, F. M. Magmatismo meso-cenozóico na região das bacias de Resende e de Volta Redonda. In: 44 **Congresso Brasileiro De Geologia**, Curitiba, p. 559, 2008.
- REAL, S., 2016. **Arcabouço Neotectônico e Morfotectônico do Gráben Ribeirão Das Lajes, RJ**. Monografia de Graduação. IA/Departamento de Geociências UFRRJ.
- RICCOMINI, C., PELOGGIA, A.U.G., SALONI, J.C.L., KOHNKE, M.W., FIGUEIRA, R.M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). **J. South Am. Earth Sci.** 2, 191–197, 1989.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. **Geol. do Cont. Sul-Americano: evolução da obra Fernando Flávio Marques Almeida** 383–405, 2004.
- RUST, B.R., KOSTER, E.H. Coarse alluvial deposits. In **Facies models**, 2nd edn, R.G. Walker (ed.), 53–69. Toronto: Geological Association of Canada., 1984.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: Esboço e interpretação preliminares. **Geonomos** 1, 1–15, 1993.
- SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Rev. Geonomos** 6, 1998.
- SADOWSKI, G.R., CAMPANHA, G.A. DA C. Grandes falhas no Brasil continental. **Geol. do Cont. Sul-Americano: Evolução da Obra Fernando Flavio Marques Almeida**. p 407–421, 2004.

- SAENZ, C.A.T., HACKSPACHER, P.C., NETO, J.C.H., IUNES, P.J., GUEDES, S., RIBEIRO, L.F.B.B., PAULO, S.R., TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACHER, P.C., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., GUEDES, S., RIBEIRO, L.F.B.B., PAULO, S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 7, p. 765-774, 2003.
- 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. **J. South Am. Earth Sci.** 15, 901–910, 2003
- SALVADOR, E.D. **Análise Neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)**. Dissertação de mestrado IG/USP. 124p, 1994.
- SALVADOR, E.D., RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Rev. Bras. Geociências** 25, 151–164, 1995
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: New geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Res.** 133, 29–61, 2004.
- SCHOLZ, C.H. Earthquakes. Book Reviews: **The Mechanics of Earthquakes and Faulting**. Science v. 250, 1758–1759, 1990.
- SCHUMM, S.A. Alluvial river response to active tectonics. In: Wallace R.E. ed., **Active Tectonics**, National Academy Press, 80-94, 1986.
- SEGALL, P. Earthquakes triggered by fluid extraction. **Geology** 17, 942–946, 1989.
- SELLEY, R.C. Facies profile and other new methods of graphic data presentation; application in a quantitative study of Libyan Tertiary shoreline deposits. **J. Sediment. Res.** 38, 363–372, 1968.
- SILVA, L.F.S. Gráben do Rio Santana, RJ: Aspectos Estratigráficos e Paleontológicos da Cobertura Sedimentar Holocênica. Monografia de Graduação. IA/Departamento de Geociências UFRRJ, 2013.
- SILVA, T.M., FERRARI, A. Controle tectônico da compartimentação geomorfológica no segmento nordeste do Rift Continental do Sudeste do Brasil, in: **5º Simpósio de Geologia do Sudeste**. Penedo, p. 48–50, 1997.
- SOARES, P.C., FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica** 16, 71–104, 1976.
- SOUZA, G.P. **Análise Gravimétrica e Magnetométrica do Embasamento do Gráben do Rio Santana no Contexto Tectônico da Faixa Ribeira**. Dissertação de Mestrado. PPG Bacias e Faixas Móveis. UERJ, 2019.
- SOUZA, I.A., EBERT, H.D., CASTRO, J.C., SOARES JR, A.V., SILVA, G.H.T., BENVENUTTI, C.F. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia

- de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. **Bol. Geociências da Petrobras** 109–132, 2008.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. What is a fault scarp. **Episodes**, v. 13, n. 4, p. 256-263, 1990.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: **Continental deformation**. Pergamon Press Oxford, 1994. p. 370-409.
- STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M. 3-D, 40Ar 39Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth Planet. Sci. Lett.** 143, 95–109, 1996.
- SUAREZ, B.E.S. **Análise Morfotectônica e Morfométrica Do Município De Niterói – Rj Morfométrica Do Município de Niterói – RJ**. Dissertação de Mestrado. PPG Geologia e Geofísica Marinha/ UFF, 13p, 2005.
- SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Rev. Bras. Geomorfol.** 1, 2000.
- SUGUIO, K., BIGARELLA, J.J. **Ambiente fluvial**. Editora da Universidade Federal do Paraná, 1979.
- SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphology macroscale perspectives. **Progress in Physical Geography**, 10: 227-238, 1986.
- SYKES, L.R. Intraplate Seismicity , Reactivation of Preexisting Zones of Weakness , Alkaline M agmatism , and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation. **Rev. Geophys. Sp. Phys.** 16, 621–688, 1978.
- SYLVESTER, A.G. Strike-slip faults. **Geol. Soc. Am. Bull.** 100, 1666–1703, 1988.
- THOMAZ FILHO, A., RODRIGUES, A.L.. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. **Rev. Bras. Geociências** 29, 189–194, 1999.
- TORRES, H.H.F. Metodologia para estudos neotectônicos regionais, o caso de João Câmara. **Série Publicações Especiais da CPRM**. v2 7–45, 1994.
- TRICART, J., SILVA, T.C. Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe. **Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia**. 167 p, 1968.
- TRIFONOV, V. G. An overview of neotectonic studies. **International Geology Review**, v. 31, n. 2, p. 111-161, 1989.
- TROUW, R., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F., VALERIANO, C., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R. The central segment of the Ribeira Belt. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 287-310, 2000.
- TUPINAMBA, M., HEILBRON, M., OLIVEIRA, A., PEREIRA, A.J., CUNHA, E., FERNANDES, G.A., FERREIRA, F.N., CASTILHO, J.G., TEIXEIRA, W. Complexo Rio Negro: uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira, in: **Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 104–106, 1996.

- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. **Rev. Bras. Geociências** 30, 7–11, 2000.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C.S., ALMEIDA, J., SILVA, L.G., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões Com a Faixa Araçuaí. **Rev. Geonomos** 15, 67–79, 2007.
- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anu. do Inst. Geociências** 35, 140–151, 2012.
- VALENTE, S.C. **Geochemical and Isotopic Constraints on the Petrogenesis of the Cretaceous Dykes of Rio de Janeiro, Brazil**. Tese de Doutorado. School of Geosciences, The Queen's University of Belfast, 1997.
- VALERIANO, C.M., HEILBRON, M. A zona de transtensão de Volta redonda e sua implicação na compartimentação tectônica da porção central da faixa Ribeira. **Simpósio Geol. do Sudeste** 3, 9–15, 1993.
- WALLACE, R.E. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. **Geol. Soc. Am. Bull.** 88, 1267–1281, 1977.
- WALLACE, R.E. Active tectonics. **Stud. Geophys.** 136–147, 1986.
- WITHJACK, M.O., SCHLISCHE, R.W., MALINCONICO, M.L., OLSEN, P.E. Rift-basin development: lessons from the Triassic–Jurassic Newark Basin of eastern North America. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 301–321, 2013.
- ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. **Rev. Bras. Geociências** 16, 245–257, 1986.
- ZALÁN, P.V., OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Bol. Geoci. Petrobras** 13, 269–300, 2005.
- ZERVAS, D., NICHOLS, G.J., HALL, R., SMYTH, H.R., LÜTHJE, C., MURTAGH, F. SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. **Comput. Geosci.** 35, 2151–2159, 2009.
- ZOBACK, M. Lou. First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. **J. Geophys. Res. Solid Earth** 97, 11703–11728, 1992.