

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

PAULO VEDOVELLO

**NEOTECTÔNICA NO LINEAMENTO GUAPIARA, MÉDIO E
BAIXO VALE DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE**

*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: Prof. Dr. Norberto Morales

Rio Claro - SP

2017

551.8 Vedovello, Paulo
V416n Neotectônica no Lineamento Guapiara, médio e baixo
vale do Rio Ribeira de Iguape / Paulo Vedovello. - Rio Claro,
2017
126 f. : il., figs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia estrutural. 2. Evolução tectônica. 3. Tectônica
intraplaca. I. Título.

PAULO VEDOVELLO

**NEOTECTÔNICA NO LINEAMENTO GUAPIARA, MÉDIO E
BAIXO VALE DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE**

*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. Norberto Morales (orientador)

Prof. Dr. Eduardo Salamuni (UFPR)

Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva (UFRRJ)

Rio Claro, 22 de março de 2017.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos à minha família, meus pais Luiz e Neuza e minha irmã Priscila, pelo apoio que me deram durante este importante período.

Ao meu orientador, professor Norberto Morales, pela dedicação, comprometimento e apoio em todas as atividades.

Ao professor Mario Lincoln De Carlos Etchebehere e ao Iata Anderson de Souza pela contribuição dada ao trabalho na época da minha qualificação.

Aos professores Eduardo Salamuni (UFPR) e Clauzionor Lima da Silva (UFRRJ) pelas correções, sugestões e adequações propostas para a versão final deste trabalho.

A todos os amigos da turma “Alcool ‘n’ Geo”, em especial aqueles que tive mais contato por também estenderem seus caminho para a pós-graduação.

RESUMO

A região do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, no sul do estado de São Paulo e nordeste do estado do Paraná, apresenta fortes feições morfotectônicas regionais expressas na paisagem através de cristas alinhadas e segmentos retilíneos de drenagem em torno da direção NW-SE, apesar do forte controle estrutural imposto pelas estruturas relacionadas às rochas pré-cambrianas, direcionadas NE-SW. Essas feições direcionadas NW-SE são relacionadas ao Lineamento Guapiara, constituído por um expressivo enxame de diques básicos mesozoicos e combinado a um intenso fraturamento que afeta todo o substrato rochoso. A região foi palco também da tectônica rúptil formadora dos riftes cenozoicos. O principal objetivo deste trabalho é o reconhecimento de feições estruturais associadas aos traços do Lineamento Guapiara e sua caracterização com ênfase nas falhas que possam estar associadas ao controle da evolução da paisagem local e, com isso, contribuir com o entendimento da evolução neotectônica da região. As análises e integração de dados dos mapas de lineamentos de drenagens e de relevo, de compartimentação geomorfológica e mapa geológico conduziram a seleção de áreas de interesse para os trabalhos de campo e coleta de dados estruturais. Estes foram organizados de acordo com o tipo de estrutura, classificação do sentido de movimento e unidades em que cada estrutura afeta, com o intuito de se obter uma cronologia relativa dos eventos tectônicos, bem como deduzir os eixos de paleotensões associados aos sucessivos eventos. Entre as feições estruturais reconhecidas, destaca-se a principal família de juntas NW-SE, associada ao evento responsável pelo fraturamento e preenchimento de magmas básicos no Mesozoico e formação dos enxames de diques. Falhas normais de direção NE-SW, associadas aos sedimentos cenozoicos estariam relacionadas ao evento paleógeno de origem das bacias cenozoicas na região, com o quadro de paleotensões indicando o eixo de maior esforço segundo a direção NE-SW e distensão NW-SE. Falhas sin-deposicionais da Formação Pariquera-Açu indicam a persistência deste regime de esforços na região até o Mioceno Médio. Falhas transcorrentes sinistrais deformam os sedimentos cenozoicos e apontam para pulso compressivo NNW-SSE a N-S, atuante a partir do Plioceno. O Conjunto de falhas normais NW-SE, que deforma a Formação Pariquera-Açu, associado a falhas transcorrentes destrais WNW-ESE a E-W, que deformam sedimentos do terraço aluvionar do Rio Ribeira de Iguape e são interpretados como decorrentes do quadro neotectônico regional. A reconstrução dos eixos de paleotensões para este evento indica o posicionamento do eixo de maior esforço segundo a direção NW-SE.

Palavras Chave: *Lineamento Guapiara. Evolução Tectônica. Neotectônica.*

ABSTRACT

The region of the middle and lower Ribeira de Iguape River valley, in the south of São Paulo state and the northeast of the Paraná state, is characterized by strong regional morphostructural features expressed in the landscape through aligned ridges and rectilinear drainage segments around the NW-SE direction, despite the strong structural control imposed by NE-SW structures related to Precambrian rocks. These NW-SE directed features are related to the Guapiara Lineament, constituted by an expressive swarm of Mesozoic basic dikes and combined with an intense fracturing that affects all the rocky substrate. The region was also submitted to the brittle tectonic event that originated the Cenozoic rifts. The main objective of this work is the recognition of structural features associated to the Guapiara Lineament traces and its characterization, with emphasis in the faults that may be associated to the control of the local landscape evolution and to contribute to the understanding of the neotectonic evolution of the region. Data analysis and integration of drainage and relief lineaments maps, geomorphological compartments and geological map conducted to the selection of areas of interest for fieldwork and structural data collection. Data were organized according to the type of structure, classification of the sense of movement and units in which each structure affects, in order to obtain a relative chronology of tectonic events and to deduce the paleostress axes associated to successive events. Among the recognized structural features, standouts the NW-SE joints set, associated to the event responsible for fracturing and filling of basic magmas in the Mesozoic and the formation of the dyke swarms. NE-SW normal faults, associated to the Cenozoic sediments are related to the Paleogene event of Cenozoic basins in the region, with a paleostress frame indicating the axis of maximum compressive stress striking NE-SW and a NW-SE extension. Sin-depositional faults to the Pariquera-Açu Formation point to the persistence of this tectonic regime in the region until the Middle Miocene. Sinistral transcurrent faults deforming Cenozoic sediments indicate a NNW-SSE to N-S compressive pulse aging during the Pliocene. The set of NW-SE normal faults, which deforms the Cenozoic Pariquera-Açu Formation, as well as the set of WNW-ESE to E-W directed dextral transcurrent faults that deform sediments from the alluvial terrace of Ribeira de Iguape River are interpreted as resulting from the regional neotectonic regime. The reconstruction of paleostress axes for this event indicates a NW-SE axis of maximum compressive stress.

Keywords: *Guapiara Lineament. Tectonic Evolution. Neotectonics.*

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1:** Delimitação da área de estudo, principais municípios e vias de acesso.....20
- Figura 2:** Mapa de relevo sombreado com incidência de luz solar segundo o azimute 45°....22
- Figura 3:** A) Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela intersecção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a intersecção dos dois; C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (T) e compressivo (P); D) Idem ao anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos (FERRARI 2001).....26
- Figura 4:** Divisão geomorfológica do estado de São Paulo segundo as três Unidades Morfoestruturais. Modificado de Ross & Moroz (1996).....30
- Figura 5:** Contexto geológico no qual está inserida a área de estudo. Modificado de IPT (1981).....32
- Figura 6:** Mapa tectônico da América do Sul: 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura fanerozoica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5). Modificado de Almeida (1976) e Almeida et al. (1977).....33
- Figura 7:** Subdivisão do Sistema Orogrênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozoicos. Extraído de Heilbron et al.(2004).....34
- Figura 8:** Eventos de convergência e colisão no Brasileiro I (900-700 Ma), Brasileiro II (670-530 Ma) e Brasileiro III (580-490 Ma). Extraído de Hasui (2010).....35
- Figura 9:** Principais unidades da Faixa Ribeira e localização da área de estudo (retângulo). Modificado de Hasui (2012).....36
- Figura 10:** Bacia Sedimentar do Paraná exibindo divisão em supersequências e profundidade do embasamento (MILANI 1997).....39
- Figura 11.** Províncias alcalinas da região centro-sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com os principais regimes estruturais: 1) Bacia do Paraná - Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior; 2) lavas toleíticas - Cretáceo Inferior; 3) Bacia Bauru - Cretáceo Superior; 4) bacias marinhas marginais; 5) ocorrências alcalinas; 6) idades de rochas alcalinas (losango, Permo-Triássico; quadrado, Cretáceo Inferior; triângulo, Cretáceo Superior; círculo, Paleogeno); 7) eixos de arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim;

PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) Sinclinal de Torres; 9) zonas de falhas (Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lúcia-Aiguá-Merin). Extraído de Riccomini et al., 2005.....41

Figura 12: Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Extraído de Zalán & Oliveira 2005.....43

Figura 13: Esboço paleotectônico do segmento central do SRCB com indicação do evento distensivo NNW-SSE atuante no Paleogeno. Traços pretos: Falhas de componente predominantemente normal; Traços azuis: Falha de componente transcorrente dextral Traços vermelhos: Falhas com movimentação não caracterizada. Modificado de Riccomini et al. (2004).....46

Figura 14: Esboços paleotectônicos do segmento central do RCSB e indicação dos eventos deformadores- Legenda no quadro 3: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada. Modificado de Riccomini et al. (2004).....47

Figura 15: Curva de variação do nível relativo do mar no setor entre Cananéia e Iguape durante os últimos 7.000 mil anos A.P.: 1. Reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2. Terraços de construção marinha; 3. Idades de sambaquis. Modificado de Hasui et al. (1985).....50

Figura 16: Coluna litoestratigráfica cenozoica da região de estudo. Baseado em CPRM (2006).....50

Figura 17: Principais unidades tectônicas pré-silurianas do sudeste brasileiro e zonas de cisalhamento limitantes. Blocos e fragmentos cratônicos: (LA) Luís Alves, (CF) Cabo Frio, (SF) São Francisco. Terrenos arqueanos paleoproterozoicos de alto grau retrabalhados no Brasileiro: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira. Faixas de dobramento meso a neoproterozoicas: (RG) Alto Rio Grande, (R) Ribeira, (SG) Nappe Socorro-Guaxupé. Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas (CO). Zonas de Cisalhamento: (1) Campos do Meio; (2) Jacutinga – Ouro Fino; (3) Jundiuvira - Boquira – Rio Preto; (4) Cubatão; (5) Lancinha; (6) Além Paraíba. O retângulo vermelho indica a área de estudo do presente trabalho. Modificado de Campanha (2002).....51

Figura 18: Reconstrução do estágio pré-drifte da América do Sul e África exibindo a junção tríplice e a correlação dos enxames de diques em ambos os continentes. PGA: Arco de Ponta Grossa; NA: Braço Norte; SA: Braço Sul; RJ: Rio de Janeiro; MT: Montevideo; SP: São Paulo; FL: Florianópolis; Barras: Direções generalizadas dos diques; Cruzes: Corpos alcalinos. Extraído de Coutinho (2008).....52

Figura 19: Lineamentos constituintes do Arco de Ponta Grossa e presença de magmatismo alcalino mesozoico controlado tectonicamente. Os enxames de diques NW-SE são inferidos

por geologia de campo, sensoriamento remoto e levantamento aeromagnético. As principais intrusões alcalinas estão indicadas como se segue: BIT = Barra do Itapirapuã, BN = Banhadão, BT = Barra do Teixeira, CN = Cananéia, IP = Ipanema, IT = Itapirapuã, JC = Jacupiranga, JU = Juquiá, MP = Mato Preto, PAR = Pariquera-Açu, TU = Tunas. Outras representações: I = embasamento cristalino, II = rochas sedimentares da Bacia do Paraná, III = rochas basálticas toleíticas da Formação Serra Geral. Extraído de Siga Jr. et al.(2007).....53

Figura 20: Margem deposicional à esquerda e erosiva ao fundo em meandro do Rio Ribeira de Iguape próximo ao ponto 33.....55

Figura 21: Mapa de Compartimentação de Relevo. O valor de cota -50 m corresponde a uma cava de mineração no município de Cajati-SP.....56

Figura 22: Visão do subcompartimento Ib em segundo plano destacando a Serra do Azeite e o desnivelamento altimétrico em relação ao compartimento X. Próximo ao ponto 60 e visada para sudoeste.....57

Figura 23: Visão geral da Serra de Itapitangui ao fundo exibindo picos pontiagudos e contraste com o relevo plano do Compartimento X em primeiro plano.....57

Figura 24: Visão geral do Compartimento X com relevo plano e seu limite com o Compartimento III ao fundo. Próximo ao ponto 69 com visada para norte.....59

Figura 25: Presença de cordões litorâneos na Ilha Comprida. Imagem do *Google Earth* (CNES/Astrum).....60

Figura 26: Mapa de Planícies Aluvionares e Litorânea.....61

Figura 27: Mapa de Lineamentos de Relevo elaborado a partir do modelo de elevação digital do terreno (SRTM) com diferentes ângulos de iluminação.....62

Figura 28: Diagramas de rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada em classes de 15° gerados a partir dos lineamentos de relevo.....63

Figura 29: Mapa de Lineamentos de Drenagem.....63

Figura 30: Diagramas de rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada em classes de 15° gerados a partir dos lineamentos de drenagem.....64

Figura 31: Mapa de Truncamento de Relevo.....65

Figura 32: Afloramento de xisto com presença de veios de quartzo (Ponto 39).....66

Figura 33: Afloramento de quartzito do Complexo Embu (Ponto 55).....67

Figura 34: Moscovita-quartzo-xisto do Complexo Turvo-Cajati (Afloramento 79).....67

Figura 35: Afloramento de metassiltito da Formação Rio das Cobras (Ponto 74).....68

Figura 36: Afloramento de granito com elevado grau de intemperismo (Ponto 66).....69

Figura 37: Dique de rocha básica cortando xisto do Complexo Embu (contato em traço verde). Afloramento 46.....	69
Figura 38: Estereograma de projeção ciclográfica das atitudes dos diques de rochas básicas mapeados.....	70
Figura 39: Dique de rocha alcalina cortando filito do embasamento pré-cambriano (contato em traço verde). Afloramento 87.....	70
Figura 40: Estereograma de projeção ciclográfica das atitudes dos diques de rochas alcalinas mapeados.....	71
Figura 41: A: Conglomerado com seixos dispostos de maneira estratificada (afloramento 75). B: Argilito maciço cinza, (afloramento 81).....	71
Figura 42: Conglomerado da Formação Pariquera-Açu com seixos imbricados (afloramento 71).....	72
Figura 43: Afloramento da formação Pariquera-Açu (ponto 58). 1: Argilito maciço de cores ocre e cinza. 2: Conglomerado de matriz argilo-arenosa e seixos de quartzo. A: Detalhe do conglomerado com seixos imbricados.....	72
Figura 44: Afloramento de arenitos pouco consolidados da Formação Cananéia (Ponto 91).....	73
Figura 45: Estereogramas de frequência de polos das foliações. A: Quadro geral e respectivas orientações preferencias: 1=N87E/84SE, 2=N27W/82SW, 3=N52E/33NW, 4=N40E/86NW, 5=N52E/82NW e 6=N73E83NW; B: Margem esquerda do rio Ribeira de Iguape e respectivas orientações preferenciais: 1=N65E/69NW, 2=N51E/50NW e 3=N30E/76NW.....	74
Figura 46: Família de juntas em afloramento de gnaiss do Batólito Paranaguá (Ponto 100).....	74
Figura 47: Diagrama de frequência de polos de juntas com orientação preferencial N43W/83SW (plano).....	75
Figura 48: Plano de falha com atitude 208/75 em rocha granítica. As estrias paralelas à direção do lápis e os ressaltos indicam movimento transcorrente destal (afloramento 67).....	75
Figura 49: Estereograma de frequência de polos de falhas. Orientações preferenciais: 1=N86W/83SW, 2=N54E/60NW, 3=N44W/82NE e 4=N14W/70NE.....	76
Figura 50: Plano de falha normal (atitude 315/55) em xisto do Complexo Embu. A direção do lápis é paralela à direção das estrias (Afloramento 58).....	77
Figura 51: Falha normal (atitude 320/65) afetando quartzito do Complexo Embu (afloramento 55).....	78

Figura 52: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas no embasamento pré-Cambriano.....	78
Figura 53: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas transcorrentes destrais.....	79
Figura 54: Estereograma de projeção ciclográfica para o subconjunto de falhas destrais NW-SE e respectiva reconstrução de eixos de paleotensões indicando a posição de σ_1 segundo a direção NNE-SSW.....	79
Figura 55: Estereograma de projeção ciclográfica para o subconjunto de falhas destrais próximas a E-W e respectiva reconstrução de eixos de paleotensões indicando a posição de σ_1 segundo a direção NW-SE.....	80
Figura 56: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas transcorrentes sinistrais.....	80
Figura 57: Estereogramas de projeção ciclográfica para os três subconjuntos de falhas transcorrentes sinistrais. 1: E-W a ENE, 2: NNW, 3: NNE.....	80
Figura 58: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais E-W a ENE indicando a posição de σ_1 segundo a direção NE-SW.....	81
Figura 59: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais NNW indicando a posição de σ_1 segundo a direção WNW-ESE.....	81
Figura 60: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais NNE indicando a posição de σ_1 segundo a direção NNW-SSE.....	81
Figura 61: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas normais no embasamento.....	82
Figura 62: Estereograma de frequência de polos com projeção no hemisfério Inferior e de projeção ciclográfica para o primeiro subconjunto de falhas normais no embasamento. Orientações preferenciais: N54E/ 60NW, N65E/65SW.....	82
Figura 63: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas normais NE-SW indicando a posição de σ_3 segundo a direção NW-SE.....	83
Figura 64: Estereograma de frequência de polos com projeção no hemisfério inferior e de projeção ciclográfica para o segundo subconjunto de falhas normais no embasamento. Orientações preferenciais: N15W/70NE, N40W/57SW, N40W/45NE.....	83
Figura 65: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas normais NW-SE indicando a posição de σ_3 segundo a direção NE-SW.....	84
Figura 66: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas inversas que afetam o embasamento.....	84

Figura 67: Plano de falha (atitude 314/ 85) com estrias paralelas à direção do lápis sobre limonita em rocha granítica alterada (material caolinítico) (afloramento 96).....	85
Figura 68: Planos de falhas transcorrentes destrais (atitudes: 340/80 acima e 358/80 abaixo) com estrias sobre caolinita e óxido de manganês em rocha granítica (afloramento 66).....	85
Figura 69: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais sobre alteração de rochas.....	86
Figura 70: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes destrais sobre alteração de rochas.....	86
Figura 71: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes sinistrais sobre alteração de rochas.....	87
Figura 72: Planos estriados de falhas normais. A: Atitude do plano: 20/70 em dique de rocha alcalina no afloramento 82. B:Atitude do plano: 310/52 em dique de diabásio no afloramento 45.....	87
Figura 73: Plano de falha normal com atitude 40/70 em dique de rocha alcalina. Caneta paralela à direção das estrias. (afloramento 87).....	88
Figura 74: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas sobre diques mesozoicos.....	88
Figura 75: Estereogramas de projeção ciclográfica para as falhas normais que afetam os diques mesozoicos e seus respectivos subconjuntos NE-SW e NW-SE.....	89
Figura 76: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões das falhas normais que afetam os diques mesozoicos. 1: Subconjunto NE-SW, com σ_3 segundo a direção NW-SE. 2: Subconjunto NE-SW, com σ_3 segundo a direção NE-SW.....	89
Figura 77: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falha transcorrente dextral sobre dique mesozoico.....	90
Figura 78: Estereogramas de projeção ciclográfica para as falhas transcorrentes sinistrais que afetam os diques mesozoicos e seus respectivos subconjuntos NE-SW e NW-SE.....	90
Figura 79: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões das falhas transcorrentes sinistrais que afetam os diques mesozoicos. 1: Subconjunto NE-SW, com σ_1 segundo a direção NNW-SSE. 2: Subconjunto NE-SW, com σ_1 segundo a direção ENE-WSW.....	91
Figura 80: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falha inversa sobre dique mesozoico.....	91
Figura 81: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas que afetam os sedimentos cenozoicos.....	92

Figura 82: Estereogramas de projeção ciclográfica dos subconjuntos de falhas normais NE-SW e NW-SE que afetam os sedimentos cenozoicos.....	92
Figura 83: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais NE-SW que afetam sedimentos cenozoicos.....	93
Figura 84: Gráben localizado em Cajati próximo a rodovia BR116 no afloramento 68. 1=xisto, 2=sedimento conglomerático, 3=rampa de colúvio. As falhas normais indicadas possuem direção geral NE-SW, com mergulhos para NW ou SE.....	94
Figura 85: Seixos angulares em matriz argilosa no preenchimento do gráben no afloramento 68.....	94
Figura 86: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais associadas ao gráben do afloramento 68.....	95
Figura 87: Foto mosaico exibindo falhas normais deslocando xisto e conglomerado da base da Formação Pariquera-Açu (Afloramento 39).....	95
Figura 88: Detalhe da foto anterior exibindo plano de falha normal com atitude 222/55. As estrias são paralelas à direção do lápis.....	96
Figura 89: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas normais NW-SE que afetam a Formação Pariquera-Açu, indicando distensão NNE-SSW.....	96
Figura 90: Estereogramas de projeção ciclográfica para falhas transcorrentes destrais e sinistrais que afetam os sedimentos cenozoicos.....	97
Figura 91: Plano de falha transcorrente destal com atitude 198/82 e estrias paralelas à direção do lápis em argilito da Formação Pariquera-Açu. Afloramento 81.....	97
Figura 92: Plano de falha transcorrente destal com atitude 16/82 e estrias paralelas à direção do lápis em argilito de paleoterraço aluvionar do Rio Ribeira de Iguape. Afloramento 56.....	98
Figura 93: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas transcorrentes destrais que afetam sedimentos cenozoicos, indicando compressão NW-SE.....	98
Figura 94: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas transcorrentes sinistrais que afetam os sedimentos cenozoicos....	99
Figura 95: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes sinistrais NW-SE e NE-SW que afetam os sedimentos cenozoicos.....	99

Figura 96: Estereogramas de reconstrução de eixos de paleotensão. 1: Falhas transcorrentes destrais que deformam sedimentos aluvionares nas margens do Rio Ribeira de Iguape e Formação Pariquera-Açu. 2: Falhas normais que deformam a Formação Pariquera-Açu.....	100
Figura 97: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem.....	100
Figura 98: Estereogramas de reconstrução de eixos de paleotensão.1: Falhas normais nos diques.2: Falha destal no dique.3: Falhas sinistrais nos diques.4: Falha inversa em dique...	101
Figura 99: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem em diques mesozoicos.....	102
Figura 100: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem em rochas pré-cambrianas com falhas sobre alteração.....	102
Figura 101: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços que podem estar associados à deformação mais jovem em rochas pré-cambrianas.....	103
Figura 102: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados a falhas que deformam rochas pré-cambrianas e diques mesozoicos e que não estão relacionados aos pulsos deformacionais compressão NW-SE e distensão NE-SW ou distensão NW-SE.....	104
Figura 103: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW em sedimentos cenozoicos.....	105
Figura 104: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW do gráben do afloramento 68.....	105
Figura 105: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW e transcorrentes sinistrais NW-SE que deformam os diques mesozoicos.....	106
Figura 106: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados a falhas normais e transcorrentes destrais e sinistrais que deformam rochas pré-cambrianas, correlacionados ao pulso distensivo NW-SE.....	107
Figura 107: Modelo de Riedel ajustado ao pulso deformacional mais jovem reconhecido na área de estudo e similar ao regime neotectônico caracterizado por Hasui (1990).....	108
Figura 108 : Quadro sinóptico dos pulsos deformacionais pós magmatismo básico reconhecidos na região do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape.....	110
Figura 109: Integração dos lineamentos de direção NW-SE, com as estruturas continentais, as linhas sísmicas <i>offshore</i> em vermelho que foram utilizadas. Modificado de Izeli (2008).	111
Figura 110: Seção sísmica 00248_0097 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando o embasamento, Topo do Rifte e Albiano. Modificado de Izeli (2008).....	112

- Figura 111:** Seção sísmica 0248_0107 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando além do embasamento e horizontes mais antigos, os sedimentos mais jovens do Mesomioceno. Modificado de Izeli (2008).....112
- Figura 112:** Seção sísmica 0231_1328 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando além do embasamento e horizontes mais antigos, os sedimentos mais jovens do Mesomioceno. Modificado de Izeli (2008).....113
- Figura 113:** Na Bacia, mapa de contorno estrutural do Embasamento. No continente, localização do Lineamento Guapiara e do Arco de Ponta Grossa. Escala vertical em tempo (s). Extraído de Izeli (2008).....113
- Figura 114:** Mapa geológico integrado ao mapa de relevo da área de estudo.....116

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	17
1.1 Justificativa.....	17
1.2 Objetivos.....	19
1.3 Localização da área e vias de acesso.....	19
2 MATERIAL E MÉTODOS.....	21
2.1. Levantamento bibliográfico e aquisição de dados.....	21
2.2 Preparação de mapas.....	21
2.3 Trabalhos de campo.....	24
2.4 Trabalhos de escritório.....	25
3. REVISÃO CONCEITUAL.....	27
3.1 Definição de Neotectônica e quadro neotectônico brasileiro.....	27
3.2 Geomorfologia Regional.....	29
3.3 Geologia Regional.....	32
3.3.1 Embasamento pré-Cambriano.....	33
3.3.1.1 Província Mantiqueira.....	33
3.3.1.2 Faixa Ribeira.....	35
3.3.2 Bacia Sedimentar do Paraná.....	38
3.3.3 Corpos Alcalinos.....	40
3.3.4 Bacias Cenozoicas.....	42
3.3.4.1 Segmento Ocidental do Rift – porção do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape.....	44
3.3.5 Sedimentação Quaternária.....	48
3.3.5.1 Formação Cananéia e depósitos holocênicos.....	48
3.3.6 Feições tectônicas de destaque.....	50
3.3.6.1 Traços NE do Embasamento.....	50
3.3.6.2 Traços NW - Arco de Ponta Grossa e Lineamento Guapiara.....	51
4 RESULTADOS.....	55
4.1 Quadro Geomorfológico.....	55
4.1.1 Mapa de Compartimentação de Relevo.....	55
4.1.2 Mapa de Planícies Aluvionares e Litorânea.....	60
4.2 Mapas de Lineamentos Estruturais.....	62

4.2.1 Mapa de lineamentos de relevo.....	62
4.2.2 Mapa de Lineamentos de Drenagem.....	63
4.2.3 Mapa de Truncamento de Relevo.....	64
5. QUADRO GEOLÓGICO.....	66
5.1 Unidades Litoestratigráficas.....	66
5.2 Geologia Estrutural.....	73
5.2.1 Quadro geral de foliações, juntas e falhas.....	73
5.2.2 Quadro de falhas.....	76
5.2.2.1 <i>Falhas no embasamento pré-Cambriano.....</i>	<i>77</i>
5.2.2.2 <i>Falhas sobre rochas alteradas no embasamento pré-Cambriano.....</i>	<i>84</i>
5.2.2.3 <i>Falhas sobre diques de rochas básicas e alcalinas mesozoicas.....</i>	<i>87</i>
5.2.2.4 <i>Falhas sobre depósitos sedimentares cenozoicos.....</i>	<i>91</i>
6 EIXOS DE PALEOTENSÕES E PULSOS DEFORMACIONAIS.....	100
6.1 Eixos de Paleotensões.....	100
6.1.1 Pulso deformacional mais jovem.....	100
6.1.2 Pulso deformacional intermediário.....	104
6.1.3. Pulso deformacional mais antigo.....	105
6.2 Os pulsos deformacionais e a literatura.....	107
7 CONTROLE OFFSHORE.....	111
8 CONCLUSÕES.....	114
REFERÊNCIAS.....	118

1 INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa

A Neotectônica é o ramo da Tectônica responsável por estudar o regime tectônico vigente, associado a movimentos internos da crosta terrestre, que ocorreram no passado e que atuam até a atualidade.

O estudo e a compreensão da Neotectônica se mostram importantes em diversos setores, com destaque na área de engenharia, tendo em vista a demanda por segurança e longevidade de estruturas como barragens, rodovias, ferrovias e, principalmente, reatores nucleares (MORALES, 2005). Outras áreas com grande importância e aplicação são: exploração de minerais e recursos energéticos, pesquisas com terremotos, além da previsão e mitigação de desastres geológicos (WAN, 2010).

Heranças geológicas, no caso de estruturas tectônicas como planos de falhas geradas em eventos anteriores, representam zonas de fraquezas e assumem papel de áreas de dissipação dos esforços neotectônicos, promovendo reativações destas falhas e, quando são relevantes o suficiente para alcançar a superfície, o controle do quadro geomorfogenético e de compartimentação morfotectônica (SAADI et al., 2005).

Existe um grande número de publicações científicas associadas à tectônica cenozoica do sudeste do Brasil, se comparado a outras regiões. Entretanto, os dados provêm de áreas espalhadas e de contextos geoestruturais diversificados, o que dificulta a elaboração de uma síntese definitiva (SAADI et al., 2005), apesar do empenho de vários pesquisadores neste sentido (HASUI et al., 2016; MORALES et al., 2016).

As regiões que margeiam as serras do Mar e da Mantiqueira, suas depressões internas e seus blocos montanhosos, representam áreas onde são mais reconhecidas feições indicadoras de atividade neotectônica, pela ocorrência em grande escala de sedimentos cenozoicos que servem de referência para o reconhecimento destas feições. Porém, apesar desta característica, estas estruturas são acompanhadas de pequena ocorrência de atividades sísmicas naturais de baixa a média intensidade (MIOTO, 1996; SAADI et al., 2005; AGURTO-DETZEL et al., 2015; ASSUMPÇÃO et al., 2016).

Dados sobre terremotos, ocorridos principalmente no Brasil, como coordenadas, hora de origem e magnitude podem ser encontrados no Boletim Sísmico e Catálogo Sísmico, disponibilizados pelo site do Centro de Sismologia da USP. Os dados do Boletim Sísmico não

são atualizados após sua liberação, sendo gerados novos boletins a cada atualização, ao contrário do Catálogo Sísmico, cujos dados de eventos são atualizados constantemente.

A região do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, compreendida entre o sul do estado de São Paulo e nordeste do estado do Paraná, é caracterizada por apresentar fortes feições morfotectônicas regionais expressas na paisagem através de cristas alinhadas, patamares de relevo abatidos sucessivamente na forma de degraus e segmentos retilíneos de drenagem em torno da direção NW-SE, facilmente reconhecidos em fotografias aéreas, imagens de satélite e modelos de elevação de terreno (STRUGALE et al., 2007; MORALES et al., 2011), apesar do forte controle estrutural imposto pelas estruturas relacionadas às rochas pré-cambrianas, direcionadas NE-SW a EW.

Em grande parte, estas feições estão relacionadas à presença de um marcante enxame de diques básicos mesozoicos, que têm respostas expressivas tanto no relevo quanto em mapas de anomalias magnéticas. A região é característica por apresentar zonas de intenso fraturamento em torno de N50W e os lineamentos presentes são reconhecidos como Guapiara, São Jerônimo - Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri, integrantes do Arco de Ponta Grossa (FERREIRA et al., 1981; FERREIRA, 1982).

Em termos geológicos, ainda são reconhecidas rochas alcalinas neocretáceas e, ao longo dos patamares rebaixados no Baixo Vale do Rio Ribeira de Iguape, pacotes sedimentares cenozoicos / neocenozoicos, também marcadores ideais para reconhecimento de estruturas neotectônicas.

A área constitui uma região ideal para investigação estrutural e caracterização das falhas (atitudes de planos de falhas, direção e sentido de movimento) e seu papel na evolução geológica regional, permitindo o reconhecimento de possíveis etapas de reativações para se correlacionar à evolução geológica mais recente da região e ao regime tectônico vigente.

O estudo fornecerá subsídios para o entendimento de como a crosta se comporta em suas porções mais superficiais, dentro de um ambiente intraplaca atual, mas cuja região foi cenário de instalação da bacia sedimentar intracratônica paleozoica, passou pela etapa de quebra continental e associação a plumas mantélicas do Mesozoico, reativação de antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas durante o Paleogeno, definindo sítios de sedimentação cenozoica através da geração de bacias sedimentares controladas por falhas normais, e ainda na modificação e ajuste do cenário resultante para o cenário atual, com implantação da rede de drenagem e das formas de relevo.

Estudos anteriores mostram que os traços das principais zonas de fraturas e de falhas relacionadas ao Lineamento Guapiara têm resposta nos terrenos pré-cambrianos, e tiveram

importante papel na evolução tectônica da região a partir do Mesozoico, com diferentes comportamentos ao longo da sua história evolutiva na Bacia do Paraná, apontando ainda para importante papel no quadro neotectônico (MELO, 1990; MORALES et al., 2011).

São reconhecidas na área de ocorrência do Lineamento Guapiara estruturas que representam reativações tectônicas pós-mesozoicas, superposições de estrias com diferentes direções no mesmo plano de falha e estrias desenvolvidas sobre o preenchimento de óxido de manganês indicando que este desenvolvimento se deu em período bastante jovem, pós-alteração intempérica. Essas estruturas estão associadas a um evento compressivo NW-SE, relacionado ao quadro de deformação neotectônica regional. São reconhecidas ainda falhas sindeposicionais a Formação Pariquera-Açu de idade miocênica, associadas à abertura das bacias cenozoicas do sudeste brasileiro (VEDOVELLO, 2013).

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é o reconhecimento do padrão de fraturamento e análise estrutural rúptil do maciço rochoso na região do médio e baixo vale do rio Ribeira de Iguape, com vistas ao reconhecimento de feições estruturais associadas aos traços do Lineamento Guapiara e sua caracterização com ênfase nas falhas, suas atitudes e de suas estrias, bem como do sentido de movimento, que possam estar associadas ao controle da evolução da paisagem local e, com isso, contribuir com o entendimento da evolução neotectônica da região.

1.3 Localização da área e vias de acesso

A área de estudo localiza-se na porção sul do estado de São Paulo e divisa com o Paraná, abrangendo cerca de 120 km ao longo da faixa costeira e adentrando o continente em cerca de 70 km. Os principais municípios englobados são: Barra do Turvo, Eldorado, Sete Barras, Juquiá, Miracatu, Cajati, Jacupiranga, Pariquera-Açu, Registro, Iguape, Ilha Comprida, Cananéia e Cubatão (FIGURA 1).

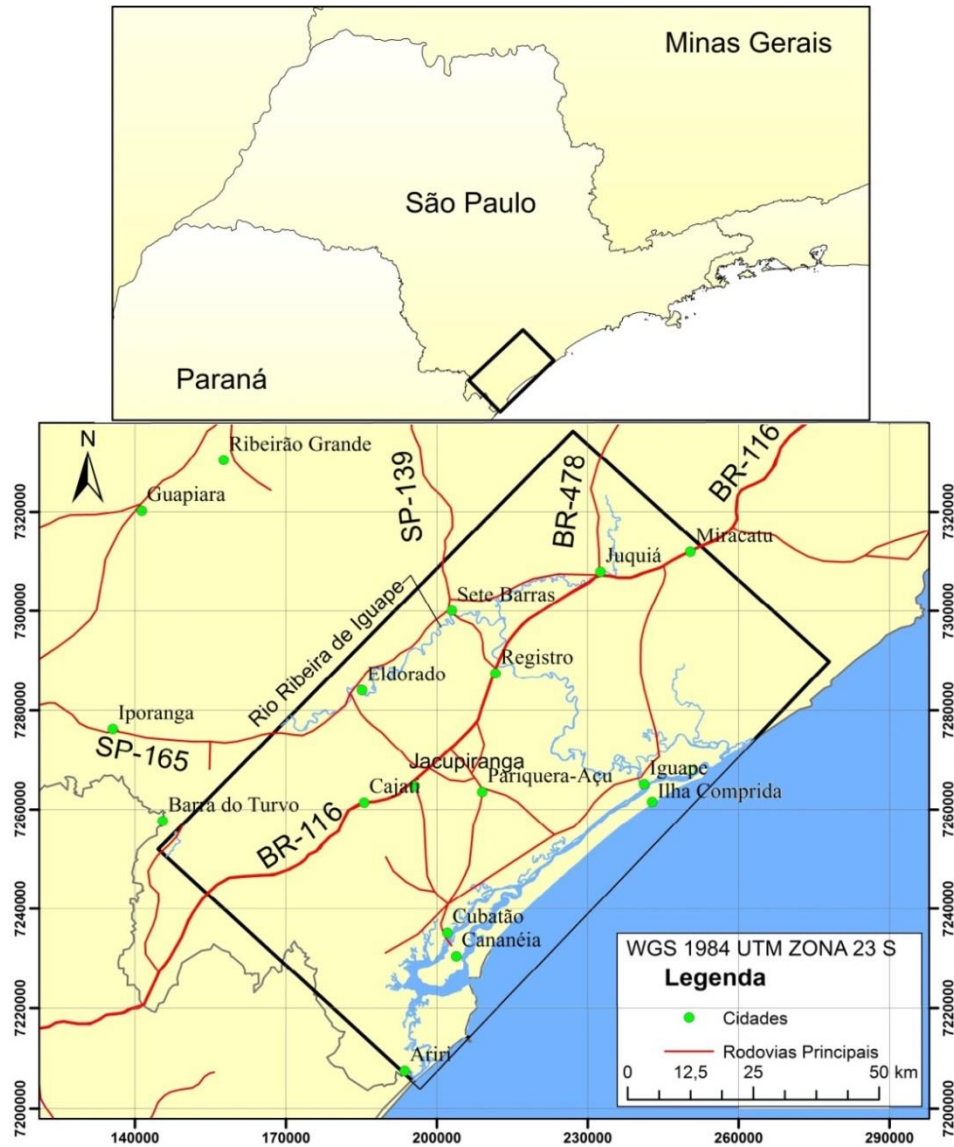


Figura 1: Delimitação da área de estudo, principais municípios e vias de acesso.

A principal rodovia de acesso à área é a BR-116 (Rodovia Régis Bittencourt). Partindo-se de São Paulo em direção ao estado do Paraná, ela atravessa todo o eixo de maior comprimento da área. Outros acessos são: Rodovia BR-478, partindo de Limeira, passa por Sorocaba e Registro e chega até Pariquera-Açu; Rodovia SP-139, parte de Gramadinho e chega em Sete Barras; Rodovia SP-165, a partir de Apiaí, passa por Iporanga, Eldorado e Sete Barras até Juquiá.

2 MATERIAL E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos, o estudo foi conduzido de acordo com as atividades e procedimentos descritos abaixo:

2.1. Levantamento bibliográfico e aquisição de dados

A revisão bibliográfica se concentrou nos primeiros meses, porém foi retomada ao longo de todo o período de estudo para fins de atualização. A compilação do material bibliográfico existente envolveu consultas a artigos, dissertações e teses com enfoque aos contextos geomorfológico e geológico regionais da área, o Arco de Ponta Grossa, o Lineamento Guapiara e as bacias cenozoicas reconhecidas na região. Foram buscadas informações conceituais a respeito ao levantamento e tratamento de populações de falhas para reconstrução dos eixos de paleotensões.

Simultaneamente a esta etapa, foram realizadas a digitação e a interpretação do Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1:750.000 (CPRM, 2006), visando o reconhecimento e a extração de diques associados ao Arco de Ponta Grossa, lineamentos estruturais e ocorrência das formações geológicas mais jovens na área de estudo. Para a extração das feições de destaque, tratamento das imagens e confecção de mapas, foi utilizado o software ArcGIS.

O modelo digital de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da região de estudo foi obtido a partir do site Earth Explorer administrado pela USGS, sendo estes dados de domínio público. As cartas topográficas utilizadas (Curitiba SG-22-X-D, Itararé SG-22-X-B e Iguape SG-23-V-A) em escala 1:250.000 foram obtidas através de *download* no site da biblioteca do IBGE. As cartas possuem formato .jpg e foram integradas a partir do software ArcGis.

2.2 Preparação de mapas

O mapa da rede de drenagem foi elaborado a partir da extração das drenagens das cartas topográficas (arquivos tipo raster) Curitiba, Itararé e Iguape enquadradas na área de estudo. Para a extração utilizaram-se as ferramentas *line* e *polygon*, criando-se arquivos de dados vetorizados do tipo *shapefile*.

A partir deste mapa foi realizada a extração de lineamentos de drenagens através do reconhecimento de segmentos retilíneos de drenagens, criando-se o Mapa de Lineamentos de Drenagem, visando a caracterização dos principais conjuntos de lineamentos e a busca por padrões e posterior integração com os outros mapas elaborados.

O Mapa Geológico da Área de Estudo (ANEXO 1) foi elaborado tendo como base o Mapa Geológico do Estado de São Paulo (CPRM, 2006). Com a finalidade de simplificar o mapa, reuniram-se as unidades da mesma formação ou do mesmo grupo, bem como os granitoides.

Os mapas citados a seguir foram confeccionados a partir dos dados SRTM. Os quatro arquivos utilizados possuem resolução espacial de 30 m e formato GeoTIFF. Estes foram integrados e recortados de acordo com o polígono da área de estudo.

O Mapa de Lineamentos de Relevo foi confeccionado sobre o mapa de relevo sombreado. Para isto utilizou-se do recurso de variar o azimuth da incidência de luz solar a cada 45° a partir do azimuth 0°, mantendo-se constante o ângulo de elevação em 45°. Este artifício permite o realce das estruturas posicionadas perpendiculares a cada azimuth selecionado, como no exemplo da figura 2, na qual o azimuth de incidência de luz posicionado a 45° possibilitou o realce e a extração de feições lineares dispostas próximas à direção geral NW-SE.

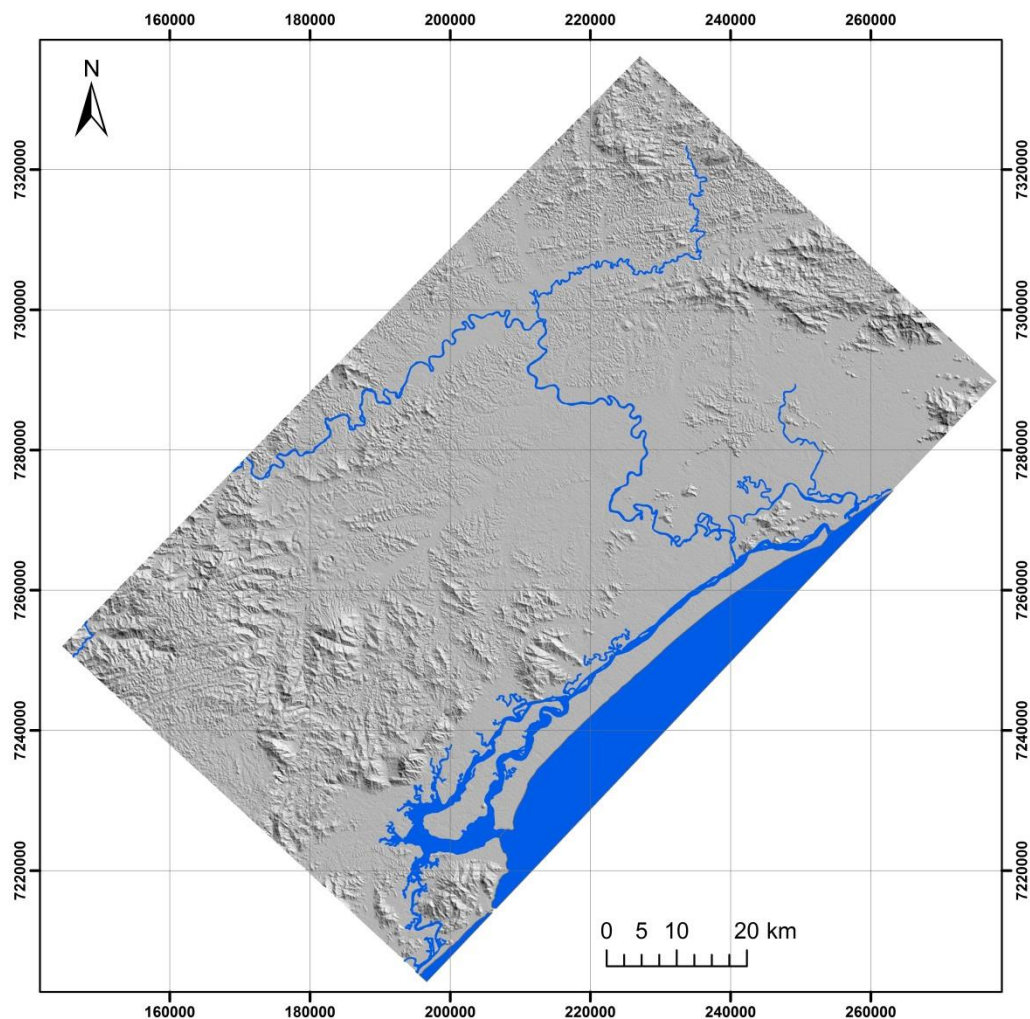


Figura 2: Mapa de relevo sombreado com incidência de luz solar segundo o azimuth 45°.

Neste trabalho, o termo lineamento foi utilizado de acordo O’Leary (1976), que o define como uma feição mapeável na superfície terrestre, linear, retilínea ou suavemente encurvada, que pode ser simples ou composta, se diferenciando das feições adjacentes e presumivelmente refletindo fenômenos de subsuperfície. Normalmente, estão associados a estruturas rúpteis presentes nas rochas, marcando controle estrutural destas feições no relevo e na rede de drenagem.

O Mapa de Truncamento de Relevo foi confeccionado tendo como base o mapa de relevo sombreado, no qual traçaram-se os limites através de segmentos retilíneos onde as formas de relevo mudavam abruptamente.

O Mapa de Compartimentação de Relevo (ANEXO 2) foi produzido a partir de dados de elevação do terreno da imagem SRTM com grau de transparência de 50% sobre o relevo sombreado, com associação dos dados obtidos nos mapas de lineamentos. Neste mapa foram adicionados os principais rios da área.

O Mapa de Planícies Aluvionares e Litorânea (ANEXO 3) foi elaborado tendo como base o *slope shader* da área em tonalidades de cinza, no qual as regiões com declives mais acentuados são indicados por tons escuros se aproximando do preto, enquanto que as regiões com declives mais suaves possuem tons mais claros chegando ao branco nas regiões planas. As planícies aluvionares e litorânea foram destacadas nos perfis topográficos como segmentos de barras em cor laranja. Isto possibilitou a visualização de discrepâncias de declives no relevo e a limitação das planícies, entendidas como ambientes onde há o predomínio do processo de sedimentação. Na interpretação deste mapa buscou-se dar enfoque aos traços retilíneos, que poderiam estar associados a falhas.

Com a finalidade de comparar as informações obtidas nos mapas mencionados anteriormente foi elaborado o mapa geológico com dados obtidos na literatura integrado ao mapa de relevo da área. Estes dados fazem referência aos diques, lineamentos estruturais e ocorrência da Formação Cananéia, extraídos do Mapa Geológico do Estado de São Paulo (CPRM, 2006). A ocorrência da Formação Pariquera-Açu foi retirada tanto do mapa da CPRM (2006) quanto do Mapa Geológico da Folha Eldorado Paulista (FALEIROS & PAVAN, 2013). Foram adicionadas a este mapa falhas mapeadas e inferidas sin- e pós-sedimentação da Formação Pariquera-Açu.

Foi elaborado também um mapa que contém a localização dos afloramentos citados ao longo do texto (ANEXO 4).

2.3 Trabalhos de campo

A etapa de trabalhos de campo visou o levantamento lito-estrutural e reconhecimento das feições geomorfológicas presentes na área. Para isto percorreram-se as principais rodovias e algumas estradas vicinais, utilizando-se cartas topográficas 1:50.000 (SG-22-X-B-III-4 Serra do Aboboral, SG-22-X-B-V-2 Iporanga, SG-22-X-B-V-4 Barra do Turvo, SG-22-X-B-VI-1 Braço, SG-22-X-B-VI-2 Jacupiranga, SG-22-X-B-VI-3 Rio Turvo, SG-22-X-B-VI-4 Rio Guaraú, SG-22-X-D-III-1 Serra Negra, SG-22-X-D-III-2 Ariri, SG-23-V-A-I-1 São José, SG-23-V-A-I-2 Foz do Açungui, SG-23-V-A-I-3 Registro, SG-23-V-A-I-4 Juquiá, SG-23-V-A-II-3 Miracatu, SG-23-V-A-IV-1 Pariquera Açu, SG-23-V-A-IV-2 Iguape, SG-23-V-A-IV-3 Ilha de Cananéia, SG-23-V-A-IV-4 Subaúma, SG-23-V-A-V-1 Barra do Ribeira SG-23-V-A-V-2 Ponta da Juréia), imagens do *Google Earth* (CNES/Astrum e Landsat/Copernicus) e os mapas citados anteriormente para cruzar dados de relevo, litotipos, compartimentos e lineamentos estruturais afim de conduzir a seleção de áreas de interesse.

No levantamento litológico buscou-se a identificação das unidades, reconhecimento de coberturas sedimentares e perfis de alteração.

O levantamento estrutural se deu através da identificação de descontinuidades dos corpos rochosos para a tomada de medidas de atitudes de planos gerados a partir de deformação dúctil (foliações), rúptil (fraturas) e de elementos lineares, no caso as estrias contidas nos planos de falhas.

As estruturas denominadas genericamente neste trabalho de foliação representam a xistosidade dada pela organização de minerais placóides e/ou tabulares, bandamento gnáissico e foliação milonítica.

Os planos de descontinuidades nas rochas gerados a partir de deformação rúptil denominados de fraturas foram separados nos conjuntos de falhas e juntas.

As falhas puderam ser caracterizadas a partir do truncamento de corpos rochosos e, sobre os planos de falha, do reconhecimento de estrias e de rugosidades em forma de degraus, que proporcionaram a definição do sentido de movimento ao longo do plano de falha. As falhas foram classificadas em normais, inversas, transcorrentes dextrais e transcorrentes sinistrais.

Foi realizada também durante esta etapa obtenção de documentação fotográfica, com o registro de feições de interesses, como estruturas, afloramentos e feições geomorfológicas.

2.4 Trabalhos de escritório

Os dados estruturais obtidos em campo foram organizados em tabelas de acordo com o tipo de estrutura, classificação do sentido de movimento para o caso das falhas e unidades que cada estrutura afeta, com o intuito de se obter uma cronologia relativa dos eventos tectônicos.

Em seguida estes dados foram tratados a partir dos *softwares* OpenStereo e Stereonet para a obtenção de estereogramas de projeção ciclográfica e de frequência de polos. Nestes *softwares* foram utilizadas as projeções de igual-área (Schmidt-Lambert) no hemisfério inferior.

Para a determinação do campo de paleotensões foi utilizado o *software* WinTENSOR (DELVAUX & SPERNER, 2003), que faz a reconstrução de eixos de paleotensões através de dados de atitudes dos planos de falha, estrias e do sentido de movimento, tendo como base o método gráfico dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977).

Segundo este método os eixos principais de encurtamento e estiramento são determinados a partir da construção de um plano auxiliar imaginário ortogonal para cada plano de falha e a sua respectiva estria. A partir da intersecção desses planos são obtidos então quatro diedros, sendo dois de compressão, onde se situam as estruturas compressivas, que contém o eixo de maior esforço (σ_1), e dois de distensão, onde se situam as estruturas extensionais e o eixo de menor esforço (σ_3).

Os diedros de cada falha são sobrepostos de maneira que o eixo de maior esforço (σ_1) estará contido na região de maior coincidência de diedros compressivos e o eixo de menor esforço (σ_3) estará contido na região de maior coincidência dos diedros de distensão (FIGURA 3).

Para a representação em mapas, o *software* WinTENSOR constrói um diagrama circular, com setas coloridas em azul, verde ou vermelho, representando respectivamente (e alternativamente) σ_1 , σ_2 ou σ_3 . As setas são também convergentes ou divergentes em relação ao centro do círculo, associadas a eixos compressivos ou distensivos. Esta representação, lançada em mapas, indica a posição de SH_{MAX} e SH_{MIN} para aquele conjunto de dados de falhas estudado.

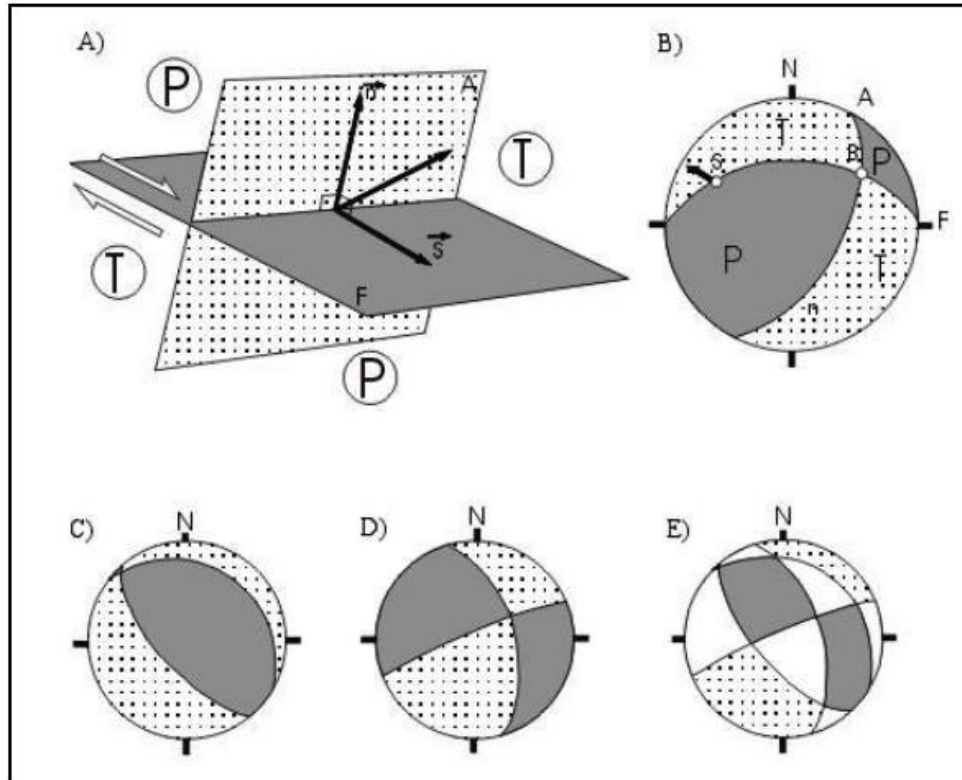


Figura 3: A) Segundo esse método, a deformação ao redor de um plano de falha está distribuída em campos distensivos (T) e compressivos (P), limitados por diedros retos, formados pela intersecção do plano de falha (F) com um plano ortogonal à estria de falha (s), denominado plano auxiliar (A); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a intersecção dos dois; C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos distensivos (T) e compressivo (P); D) Idem ao anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos (FERRARI 2001).

3 REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Definição de Neotectônica e quadro neotectônico brasileiro

O termo Neotectônica foi utilizado pela primeira vez por Obruchev (1948), designando assim uma área das Geociências destinada ao estudo dos movimentos tectônicos recentes da crosta terrestre, abrangendo (em seu conceito original) o Terciário Superior e o Quaternário, responsáveis por desempenharem um papel decisivo na formação da topografia contemporânea.

A Comissão de Neotectônica da *International Union for Quaternary Research* (INQUA) propôs em 1978 a definição de movimentos neotectônicos como qualquer movimento ou deformação do nível de referência geodésica, seus mecanismos, origens, aplicações práticas, e futuras extrapolações (MÖRNER, 1989). Com relação aos limites cronológicos, estes não seriam rígidos e compreenderiam desde movimentos instantâneos (sismos), 10 a 10^3 anos (geodésicos), 10^3 a 10^4 anos (holocênicos), 10^4 a 10^6 anos (pleistocênicos) e até movimentos que ocorreram há 10^7 anos, com o intuito de se compreender as origens ou registros dos movimentos (GONTIJO, 1999; SAADI et al., 2005).

O tempo em que esses movimentos associados a um período neotectônico teriam se iniciado é controverso. Entretanto, veio à tona um consenso geral de que este tempo deve variar de acordo com cada ambiente geológico.

Segundo Pavlides (1989) a vigência do período neotectônico teria se iniciado após a última orogênese ou mais precisamente após a reorganização tectônica mais significativa da região estudada. Mörner (1990) considera que o período neotectônico se inicia em momentos diferentes para diferentes regiões, dependendo do regime tectônico. Ou seja, não existe uma idade neotectônica universal, mas sim períodos neotectônicos, no qual seu início está atrelado ao comportamento geotectônico específico de cada porção da placa litosférica (SAADI et al., 2005)

Stewart & Hancock (1994), concordando com os princípios de Mörner (1990), definiram o termo Neotectônica como o ramo da tectônica responsável pela compreensão dos movimentos que ocorreram no passado e que continuam até os dias atuais. Ainda de acordo com os autores, quando o termo neotectônica é utilizado como adjetivo para qualificar a idade de uma estrutura, seu uso geralmente implica que esta estrutura foi interpretada como gerada ou reativada em um campo de esforços e de deformação que persistiu sem mudanças significativas de orientações até a atualidade.

O quadro neotectônico brasileiro foi abordado de modo regional pela primeira vez por Hasui (1990). Segundo o autor, a neotectônica no território brasileiro está associada aos processos relacionados à rotação da placa Sul-Americana para oeste a partir do Terciário Médio (Mioceno), excluindo assim as manifestações do regime distensivo associados à deriva do continente Sul-Americano e abertura do Oceano Atlântico. Associados a este quadro, os movimentos seriam principalmente positivos e negativos, resultando em extensos compartimentos de áreas de sedimentação e erosão.

Segundo Hasui (1990), a rotação da placa Sul-Americana é responsável pela imposição de tensões decorrentes de um binário E-W dextral com eixos horizontais de tensão máxima (compressão σ_1) segundo a direção NW-SE, e mínima (distensão σ_3) segundo a direção NE-SW.

Como resultado dos movimentos associados a este quadro, ocorreria a reativação de antigas zonas de cisalhamento e suturas pré-cambrianas no contexto de uma tectônica ressurgente (HASUI, 1990).

Saadi (1993) admitiu para o território brasileiro uma compartimentação em “microplacas”, sendo estas delimitadas por descontinuidades crustais resultantes de reativação de lineamentos pré-cambrianos em um regime predominantemente transcorrente.

A partir deste quadro, Saadi (1993) propôs uma correlação entre os pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira com os eventos orogênicos andinos, tendo como base a geocronologia de Frutos (1981).

De acordo com esta proposta, o início do período neotectônico está relacionado ao evento andino *Incaic II* (Eoceno-Oligoceno), com a instalação do Sistema de Rifte da Serra do Mar, das bacias do Quadrilátero Ferrífero e o início da sedimentação Barreiras.

O segundo pulso neotectônico está relacionado ao evento andino *Quetchuan II* (Plioceno), ocorrido em escala global, seria responsável pela implantação do Rifte de São João Del Rei, deposição das formações Guararapes e Solimões, além do soerguimento de várias áreas e desenvolvimento de inúmeras bacias lacustres isoladas.

O terceiro pulso neotectônico está relacionado ao evento andino *Yarmouthian* (Pleistoceno Inferior a Médio) responsável pela emersão de boa parte do litoral e basculamento das camadas do Grupo Barreiras, deslocamento das falésias nas regiões norte e nordeste, deformação e/ou inversão da Bacia de São Sebastião da Vitória e soerguimento generalizado da Plataforma Brasileira.

De acordo com Hasui et al. (1998), a paisagem atual da região sudeste caracterizada por planaltos, depressões, cuestas e planícies costeiras, é resultado de uma evolução

relacionada a processos tectônicos do Mesozoico-Cenozoico, tendo sido desencadeados a partir do processo de fragmentação do Gondwana em um regime distensivo. Durante o Mesozoico-Paleogeno houve um soerguimento regional ligado a Reativação Sul-Atlântica, expresso em um alto topográfico, com intrusões de diques de diabásio, corpos de rochas alcalinas e desnivelamentos de blocos gerados a partir de falhas predominantemente NE-SW, que durante o Oligoceno, foram responsáveis pela individualização das Serras do Mar e da Mantiqueira e geração de grábens (HASUI et al., 1998). A sedimentação do Grupo Barreiras ao longo da linha de costa brasileira é atribuída ao Mioceno (ARAI 2006), e representa o último evento deposicional importante, associado a regime distensivo. Os traços estruturais mais jovens já marcam a deformação destes sedimentos, associados a regime compressivo que teria se instalado com maior importância no Mioceno Médio (HASUI 1990).

O Neogeno-Quaternário é caracterizado por um regime tectônico intraplaca, associado a movimentos transcorrentes, onde foram individualizados vários compartimentos morfológicos com dominância de estruturas transpressivas, transtensivas e direcionais, marcando a história neotectônica (HASUI et al., 1998).

Na região de Curitiba-PR, foi verificada por Chaves-Kuz & Salamuni (2008) a atuação de um evento tectônico provavelmente Neogeno, com σ_1 horizontal e orientado para N-S.

3.2 Geomorfologia Regional

A compartimentação geomorfológica do estado de São Paulo proposta por Almeida (1964) foi estabelecida por meio de uma hierarquia composta por Províncias, Zonas e Subzonas, em função das diferentes fisionomias morfológicas e o embasamento geológico. Esse trabalho de Almeida foi referencial básico para o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (PONÇANO et al., 1981).

Ross (1992) estabeleceu uma concepção metodológica para compartimentação geomorfológica em seis táxons, que direcionou a elaboração do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS & MOROZ, 1996).

O primeiro táxon corresponde às três Unidades Morfoestruturais, ou seja, unidades que possuem particularidades quanto a sua gênese. Foram denominadas de Cinturão Orogênico do Atlântico, Bacia Sedimentar do Paraná e Bacias Sedimentares Cenozoicas (FIGURA 4).

O segundo táxon corresponde às Unidades Morfoesculturais, representados por serras, planaltos e depressões. O terceiro táxon corresponde às Unidades Morfológicas ou Padrões de

Formas Semelhantes ou Tipos de Relevo, representado por diferentes padrões de forma. Os táxons de quarta, quinta e sexta ordens representam escalas de maior detalhe e correspondem a unidades de forma, elementos ou partes de forma, ou formas menores produzidas por processos atuais ou por ação antrópica.

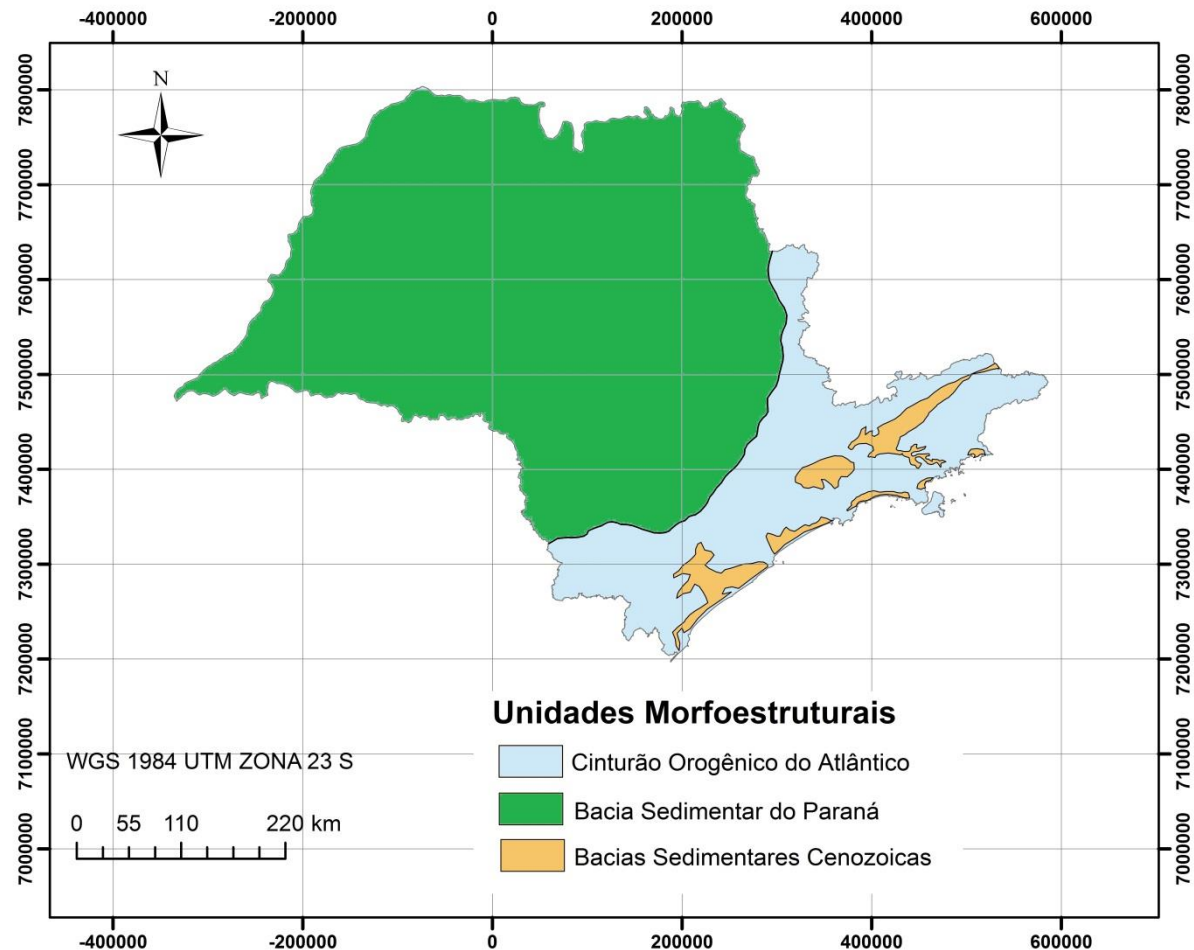


Figura 4: Divisão geomorfológica do estado de São Paulo segundo as três Unidades Morfoestruturais. Modificado de Ross & Moroz (1996).

Inserida no contexto da Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico, a Unidade Morfoescultural do Planalto Atlântico possui relevos sustentados por distintas litologias, primordialmente por rochas metamórficas associadas a intrusivas (ROSS & MOROZ, 1996). Neste planalto, os autores identificaram unidades geomorfológicas distintas, devido a variações fisionômicas regionais, relacionadas características litológicas, estruturais e geotectônicas. Os traços principais constituem serras e cristas alinhadas na direção NE-SW, com regiões abatidas na forma de vales rifteados e bacias sedimentares cenozoicas limitadas por falhas.

Na região de estudo as baixadas litorâneas apresentam desníveis entre 800 e 1200 metros com as bordas do Planalto Atlântico. A transição de relevo, marcada pelas escarpas da

Serra do Mar, é notável entre a Província Costeira e o Planalto Atlântico (PONÇANO et al., 1981).

A Unidade Morfoestrutural Bacia Sedimentares Cenozoicas envolve as porções com menores altitudes, e foram reconhecidas por Ross & Moroz (1996) colinas aplainadas e terrenos planos de origem sedimentar quaternária de planícies fluviais e litorâneas. Segundo Lima et al. (1991), a tectônica apresenta um importante fator na sedimentação, evidenciada pela presença de grábens e semigrábens preenchidos por sedimentos de origem continental de idade paleógena e neógena, até atual.

A Unidade Morfoestrutural Bacias Sedimentares apresenta na região as seguintes subdivisões em unidades morfoesculturais: Depressão do Baixo Ribeira, Planícies Fluviais e Planície Litorânea.

A Depressão do Baixo Ribeira apresenta a tectônica rúptil neógena como principal fator associado à sedimentação da Formação Pariquera-Açu (Neogeno) e depósitos relacionados no baixo vale do Rio Ribeira de Iguape. As morfoesculturas Planícies Fluviais são áreas planas e restritas geradas pela deposição de sedimentos de origem fluvial com predomínio de processos agradacionais. A morfoescultura Planície Litorânea apresenta como principal fator associado à sedimentação as variações glacio-eustáticas do Quaternário, sendo a Formação Cananéia (Pleistoceno) e cordões litorâneos mais jovens os depósitos correlatos de maior expressão no litoral sul de São Paulo (LIMA et al., 1991).

De acordo com Ross & Moroz (1996), o arranjo litológico-estrutural e a geotectônica interferiram e interferem na organização espacial e gênese tanto nas macroformas como nas formas menores de relevo, sobretudo nesta região do estado de São Paulo, onde se situa a área de estudo.

A influência da geotectônica no processo de construção do relevo desta região fica evidente no arranjo da macromorfologia e configuração da bacia do Rio Ribeira de Iguape e da bacia de seu principal afluente, o Rio Juquiá. Estes estão subordinados ao arranjo geológico-estrutural regional ENE-SSW, concordando também com o recorte da faixa litorânea nessa região (ROSS, 2002), e pelos traços estruturais NW-SE, balizadores de limites entre áreas erosivas *versus* áreas de sedimentação, controladores dos afluentes dos principais rios e suas planícies aluvionares.

É importante frisar que a alteração das rochas promovidas pelo desenvolvimento da Superfície Sul-americana é amplamente reconhecida por diversos autores (KING, 1956; SOARES & LANDIM, 1975; ALMEIDA, 1958; BARBOSA, 1980; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; VALADÃO, 1998; AB'SÁBER, 2000), e que segundo King (1956), a

idade de desenvolvimento desta superfície e dos perfis de alteração associados situa-se entre o Cretáceo Superior e o Paleogeno, o que pode representar uma idade máxima para as falhas reconhecidas que deformam estes perfis, representados por argilominerais das rochas alteradas.

3.3 Geologia Regional

A área de estudo está inserida na Faixa Ribeira, constituída por grande diversidade de rochas pré-cambrianas, corpos alcalinos meso-cenozoicos e também área de ocorrência de parte do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), representado por unidades de idades paleogena e neógena, além de unidade associada a eventos de transgressão-regressão do período Quaternário (Formação Cananéia).

No limite noroeste da Faixa Ribeira encontram-se as sequências sedimentares paleozoicas a mesozoicas e rochas ígneas mesozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná. Nesta região ocorrem os enxames de diques básicos eocretáceos associados ao Lineamento Guapiara (FIGURA 5).

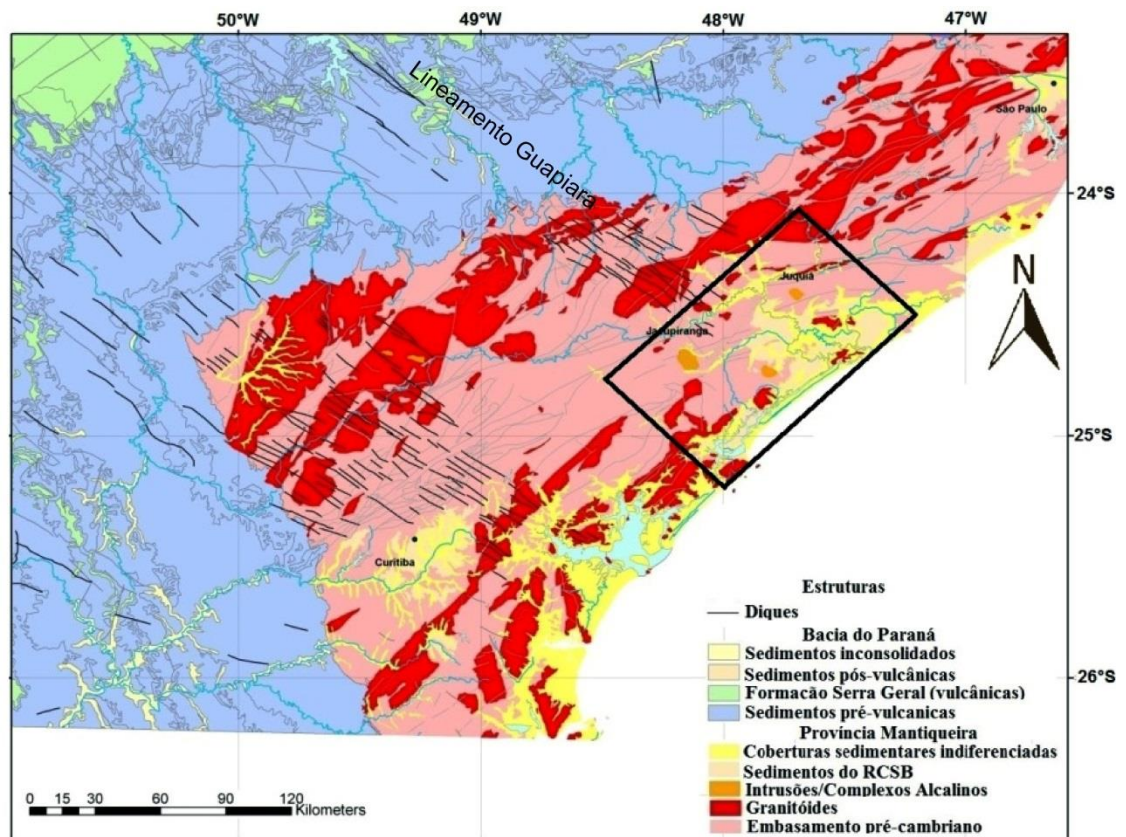


Figura 5: Contexto geológico no qual está inserida a área de estudo. Modificado de IPT (1981).

3.3.1 Embasamento pré-Cambriano

3.3.1.1 Província Mantiqueira

Definida por Almeida et al. (1977, 1981) a Província Mantiqueira está localizada paralelamente à costa sul/sudeste brasileira, englobando uma área aproximada de 700.000 km² e perfazendo uma faixa com comprimento superior a 3.000 km e direção NE-SW (FIGURA 6). Esta faixa se estende desde o sul do estado da Bahia até o Uruguai e têm seus limites junto às províncias São Francisco, Tocantins e Paraná e a leste pela margem continental e pelas bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo (HEILBRON et al., 2004).

A Província Mantiqueira consiste em um sistema composto pelos orógenos diacrônicos Ribeira, onde se localiza a área deste presente estudo, Araçuaí, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel. Este sistema se desenvolveu durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana, resultando na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON et al., 2004).

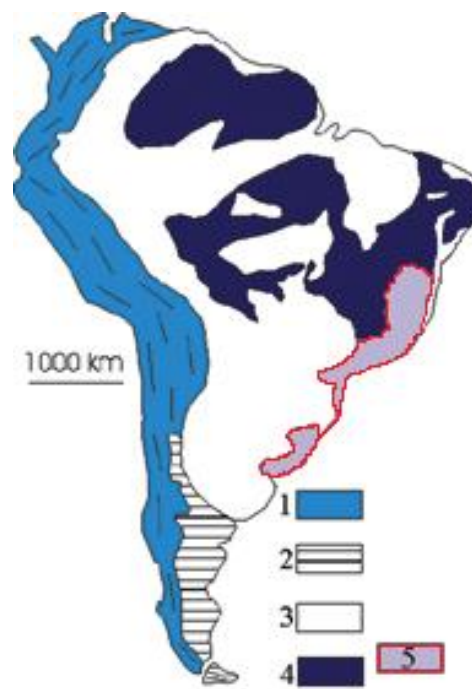


Figura 6: Mapa tectônico da América do Sul: 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura fanerozoica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5). Modificado de Almeida (1976) e Almeida et al. (1977).

Esta província pode ser subdividida dentro de uma segmentação geográfica (FIGURA 7), sendo formada por: Segmento Setentrional, correspondente ao Orógeno Araçuaí; Segmento Central, constituído pelo Orógeno Ribeira, pela Zona de interferência entre este

orógeno e o Brasília, além dos terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e Segmento Meridional, constituído pelos orógenos Dom Feliciano e São Gabriel, (HEILBRON et al., 2004).

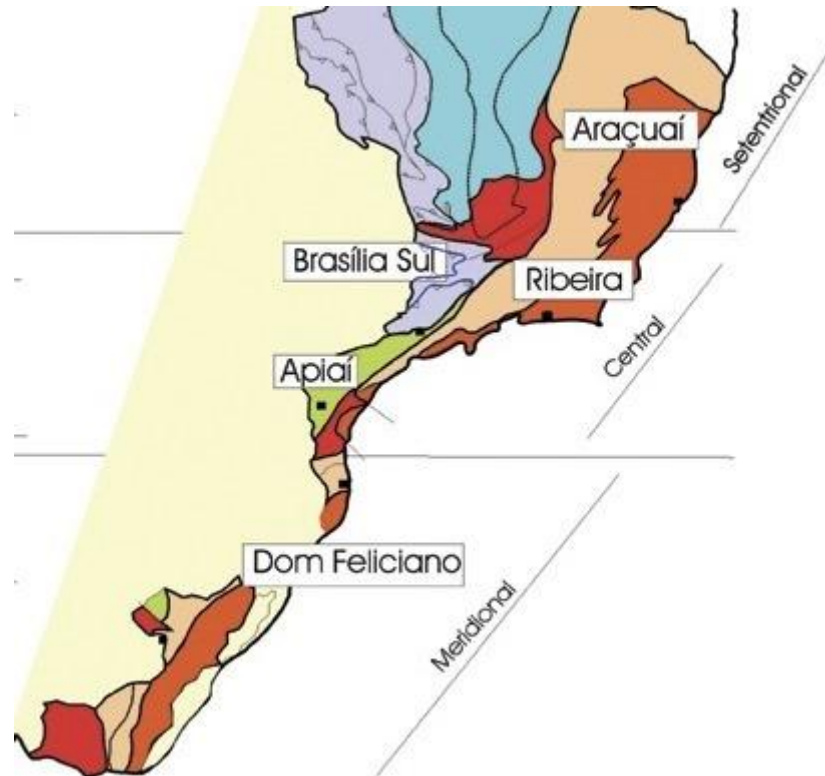


Figura 7: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojaram os arcos magmáticos neoproterozoicos. Extraído de Heilbron et al.(2004).

A Província Mantiqueira preserva o registro de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas e de uma longa e complexa evolução com eventos de convergência do Neoproterozoico ao Cambriano (FIGURA 8), resultando no arcabouço pré-cambriano do sudeste do Brasil desenvolvido em resposta ao Ciclo Brasileiro (CPRM, 2003; HASUI, 2010).

Ainda que exista na literatura corrente uma grande diversidade entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica, Heilbron et al. (2004) apresentam uma subdivisão estratigráfica simplificada que se aplica de maneira geral a toda a Província Mantiqueira: a) Embasamento arqueano e/ou paleoproterozoico mais velho que 1,7 Ga; b) Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozoicas a mesoproterozoicas; c) Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozoicas que incluem sequências de margem passiva (abertura oceânica), sequências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da

colisão continental (bacias molássicas e de antepaís); d) Granitóides neoproterozoicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, e portanto contemporâneos a processos de subducção; e) Granitóides neoproterozoicos sincolisionais; f) Coberturas neoproterozoico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

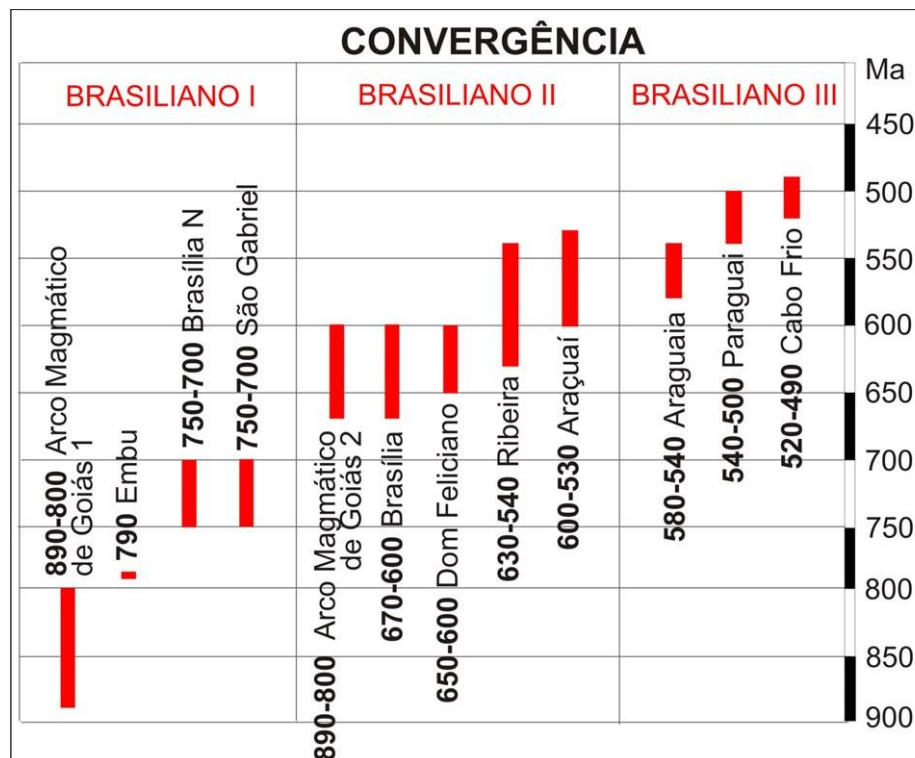


Figura 8: Eventos de convergência e colisão no Brasiliano I (890-700 Ma), Brasiliano II (890-530 Ma) e Brasiliano III (580-490 Ma). Extraído de Hasui (2010).

Dentro desta compartimentação, interessa para o estudo ora em desenvolvimento o Segmento Central da Província Mantiqueira, apresentado a seguir.

3.3.1.2 Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira corresponde à parte da Orogenia Neoproterozoica Brasiliano-Pan Africana e compreende um largo segmento crustal paralelo à linha de costa do sudeste brasileiro, estando localizada no segmento central da Província Mantiqueira (FALEIROS et al., 2011; HEILBRON et al., 2004).

Este orógeno é resultado da interação entre o Cráton São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas e a porção sudoeste do Cráton do Congo. Devido à colisão ter sido oblíqua, a deformação principal apresenta clara partição entre zonas com

predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral (EBERT & HASUI, 1998; HEILBRON et al., 2004).

Segundo Hasui (2010), a grande obliquidade destas colisões fez com que os sistemas de cavalgamento fossem intensamente afetados por sistemas transcorrentes longitudinais, fazendo com que o orógeno fosse segmentado em fatias e sigmóides alongados na direção NE-SW no Paraná e sul de São Paulo, fletindo para ENE-WSW no leste de São Paulo e Rio de Janeiro.

Dentre as principais unidades que compõe a Faixa Ribeira serão destacadas neste trabalho àquelas associadas ao contexto regional da área de estudo (FIGURA 9).

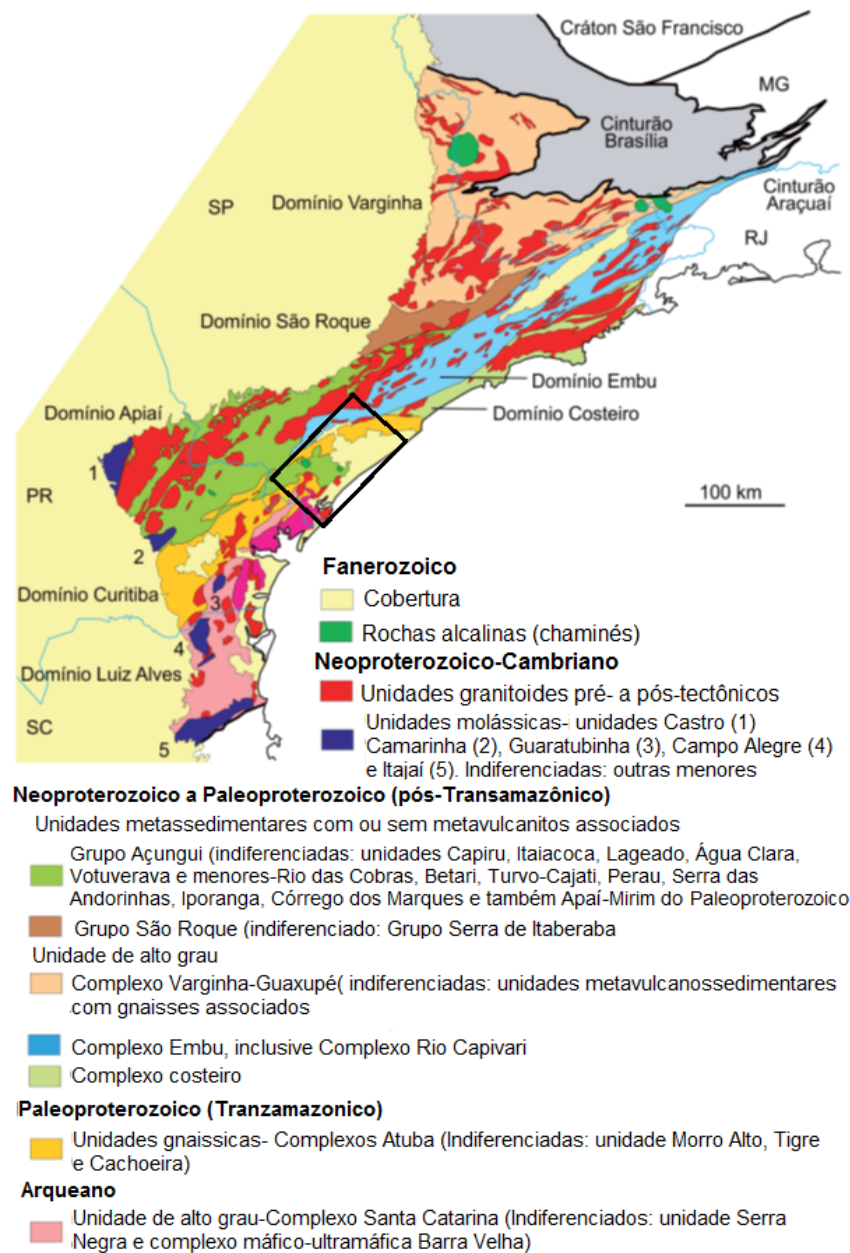


Figura 9: Principais unidades da Faixa Ribeira e localização da área de estudo (retângulo). Modificado de Hasui (2012).

As unidades arqueanas são representadas pelos complexos Santa Catarina e Serra Negra e possuem alto grau metamórfico. O primeiro com idade entre 2,8-2,6 Ga forma o Domínio Luís Alves e é constituído por grande diversidade litológica: gnaisses granulíticos dioríticos, monzodioríticos, monzoníticos, sieníticos, granodioríticos, dioríticos, quartzodioríticos, tonalíticos e leucograníticos, kinzigitos, piroxenitos granulíticos, quartzitos e BIFs (HASUI, 2012).

O Complexo Serra Negra, de idade neoarqueana, ocorre no Domínio Paranaguá em uma faixa estreita no sul do estado de São Paulo e fronteira com o Paraná. As rochas que o constituem são ortoderivadas e metamorfasadas em sua grande maioria na fácies granulito. As litologias que apresentam maior distribuição correspondem a charnockitos, enderbitos, charnoenderbitos e opdalitos (CPRM, 2006; HASUI, 2012).

O Paleoproterozoico (Transamazônico) é representado pelas unidades gnáissicas do Complexo Atuba (2.200-2.140 Ma), constituído por gnaisses granodioríticos a monzograníticos, graníticos, tonalíticos, gnaisses bandados, gnaisses ocelares, micaxistos, quartzitos, paragneisses, anfibolitos, metaultramafitos, diques de dioritos e jotunitos (HASUI, 2012).

Do Paleoproterozoico (pós-Transamazônico) ao Neoproterozoico são encontradas unidades do Grupo Açungui e dos complexos Embu e Costeiro.

O Grupo Açungui, redefinido por Campanha & Sadowski (1999) como Supergrupo Açungui, pertence ao Domínio Apiaí e é constituído por rochas supracrustais metamorfasadas desde a fácies xisto verde a anfibolito (FALEIROS, 2008). Essas rochas foram originadas a partir de sedimentos marinhos que foram intensamente deformados a partir do fechamento do oceano e colisão com fragmentos cratônicos entre as bordas dos crátons Luis Alves e Paraná (CAMPANHA & SADOWSKI, 1999).

De acordo com Hasui (2012), o Grupo Açungui esteve envolvido em processos de convergência no Evento Brasileiro entre 630 Ma a cerca de 540 Ma, em condições metamórficas de baixo grau, localmente médio.

As principais unidades mesoproterozoicas deste grupo na região de interesse deste trabalho correspondem às unidades metassedimentares: Unidade Serra das Andorinhas, formações Betari e Córrego dos Marques e Subgrupo Lageado; unidades metavulcanossedimentares: formações Água Clara e Perau e Grupo Votuverava. O Neoproterozoico é representado por unidades metassedimentares das formações Rio das Cobras, Turvo-Cajati, Capiu e Iporanga e a unidade metavulcanossedimentar Formação Itaiacoca (HASUI, 2012).

O Complexo Embu ocorre desde o estado do Rio de Janeiro até o limite entre os estados de São Paulo e Paraná em uma faixa contínua de direção NE-SW. Seu limite norte é marcado pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato enquanto que seu limite sul é marcado pela Falha de Cubatão. É composto por unidades de gnaisses bandados, sericitaxistos, xistos migmatíticos, unidade milonítica, ortognaisses e paragnaisses (CPRM, 2006).

O Complexo Costeiro ocorre no litoral paulista e seu limite norte é marcado por contato tectônico com o Complexo Embu através da Falha de Cubatão. Ao sul é limitado pela linha costeira, aflorando também em algumas ilhas próximas (CPRM, 2006).

Esta unidade constitui grande parte do Domínio Costeiro, possui idade de 2,1 Ga e grau de metamorfismo médio a alto. Suas litologias correspondem a ortognaisses, gnaisses bandados, rochas granulíticas, micaxistos, quartzitos arcoseanos, rochas cálcio-silicáticas, metamafitos e intrusões tardi- a pós-tectônicas de granitoides e charnockitoides (HASUI, 2012).

Na Faixa Ribeira são reconhecidos inúmeros corpos granitoides relacionados a vários pulsos de magmatismo sin- a pós-tectônicos entre 680 Ma a 540 Ma, e alguns de até 490 Ma. São representados por granitoides S, granitoides I e charnockitoides, granitoides subalcalinos e alcalinos do tipo A (HASUI, 2012).

Os granitoides sin- e tardi-tectônicos são caracterizados por possuírem formas alongadas, concordantes com o *trend* estrutural regional e por apresentarem deformação em maior ou menor grau. Já os granitoides pós-tectônicos são indeformados e, portanto, discordantes com a estruturação regional (HASUI, 2012).

Na região próxima à área de estudo destacam-se batólitos como Agudos Grandes, Três Córregos e outros corpos como os granitos Alto Turvo, Rio Guaraú, Mandira, Ilha do Cardoso, Serra do Cordeiro, Tipo Iguape, Juquiá, Aboboral, Votupoca, Barra do Braço e Tapiraí (CPRM, 2006).

3.3.2 Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná está localizada na plataforma sul-americana e recobre a porção centro-oriental da América do Sul, incluindo porções do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, com área aproximada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI et al., 2007). Teve seu desenvolvimento a partir do Neo-Ordoviciano sobre crosta continental estabilizada (MILANI, 1997).

Seu preenchimento é composto por um pacote sedimentar-magmático que pode atingir cerca de 7 mil metros em sua espessura máxima. O depocentro estrutural da Bacia do

Paraná coincide geograficamente com a calha do rio que lhe empresta o nome (MILANI et al., 2007).

No seu registro estratigráfico são reconhecidas seis unidades de escala regional apresentando limites com superfícies de discordância, cada qual circunstanciada por condições climáticas e tectônicas (FIGURA 10): Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-eoTriássico), sendo estas unidades representadas por ciclos de transgressão-regressão paleozoicos; Supersequência Gondwana II (meso/neoTriássico), Supersequência Gondwana III (neo Jurássico - eo Cretáceo) e Supersequência Bauru (neo Cretáceo) sendo que estas últimas três unidades são constituídas por sedimentos continentais mesozoicos e rochas ígneas (MILANI, 1997).

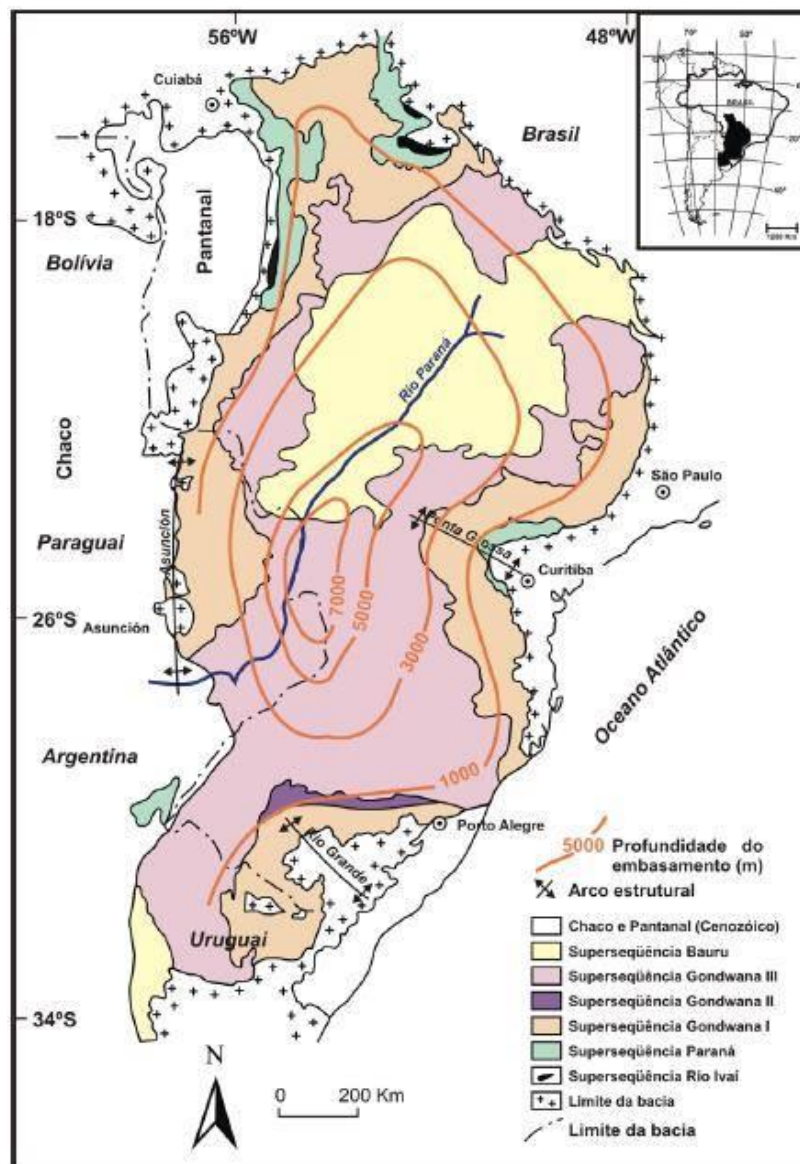


Figura 10: Bacia Sedimentar do Paraná exibindo divisão em supersequências e profundidade do embasamento (MILANI 1997).

Apesar de não ocorrer dentro da área de estudos, a porção da Bacia do Paraná que mais se aproxima corresponde à Supersequência Gondwana I, predominantemente paleozoica, que se constitui no maior conteúdo sedimentar da bacia. Esta unidade é marcada pela ampla variedade das condições em que ocorreram as deposições, desde o Neocarbonífero passando por sedimentação glacial (marinha e terrestre) e por ambientes desérticos no interior do continente, representados por dunas eólicas.

A glaciação continental se deu em função das altas latitudes em que o Gondwana sul-ocidental encontrava-se durante grande parte do Mississipiano. Os sedimentos neocarboníferos do Grupo Itararé foram depositados em razão da migração do continente para o norte, onde se criou espaço de acomodação com a subida do nível relativo do mar (DAEMON & FRANÇA, 1993 apud MILANI 1997).

O Grupo Guatá expressa a completa fusão da calota de gelo e subida do nível do mar, sendo assim formado por depósitos transgressivos. A máxima inundação deste ciclo é representada por pelitos da Formação Palermo e estratigraficamente compõe a parte central da supersequência. A partir deste momento, o ciclo de regressão teve início, com a deposição do Grupo Passa Dois (compreendendo as formações Irati e Corumbataí) e a Formação Pirambóia, representados mais para dentro dos limites da Bacia do Paraná.

A Supersequência Gondwana III é representada no arcabouço estratigráfico da Bacia Sedimentar do Paraná pelas deposições das formações Botucatu (sedimentos eólicos) e Serra Geral (magmáticas efusivas), estando presente em grandes áreas da bacia.

A Formação Serra Geral representa um grande evento de vulcanismo fissural ocorrido durante o Mesozoico, gerando a maior manifestação ígnea não-oceânica durante o Fanerozoico (MILANI et al., 2007). Tal evento foi responsável pela geração de uma volumosa cobertura de lava, além de rochas intrusivas associadas, manifestadas em formas de diques e soleiras, grande responsável pela formação dos enxames de diques associados ao Arco de Ponta Grossa, entre eles o Lineamento Guapiara.. Dados geocronológicos Ar Ar colocam o evento magmático Serra Geral entre 127 e 137 Ma (segundo Turner et al. 1994, apud MILANI, 2007).

3.3.3 Corpos Alcalinos

Províncias alcalinas que ocorrem tanto no Brasil, como em alguns países vizinhos foram agrupadas por Almeida (1983) com base em evidências tectônicas e reunidas nos conjuntos da borda da Bacia do Paraná e no cinturão litorâneo São Paulo-Rio de Janeiro. Riccomini et al. (2005) propuseram uma redefinição em quinze províncias, tendo como base a

relação entre a tectônica e o magmatismo alcalino mesozoico e cenozoico da porção centro-sudeste da Plataforma Brasileira (FIGURA 11).



Figura 11. Províncias alcalinas da região centro-sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com os principais regimes estruturais: 1) Bacia do Paraná - Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior; 2) lavas toleíticas - Cretáceo Inferior; 3) Bacia Bauru - Cretáceo Superior; 4) bacias marinhas marginais; 5) ocorrências alcalinas; 6) idades de rochas alcalinas (losango, Permo-Triássico; quadrado, Cretáceo Inferior; triângulo, Cretáceo Superior; círculo, Paleogeno); 7) eixos de arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) Sinclinal de Torres; 9) zonas de falhas (Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliiano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lúcia-Aigüá-Merin). Extraído de Riccomini et al., 2005.

Na região do Arco de Ponta Grossa, as diversas intrusões de corpos alcalinos são encontradas sobretudo no embasamento pré-cambriano, próximas à região central da estrutura e com idades variando de eo- a neocretáceas (MACHADO JR., 2000). Estas intrusões estariam associadas a duas fases, sendo a primeira concomitante ao magmatismo basáltico (pré-Aptiano) e a segunda provavelmente associada à tectônica da Serra do Mar (Neocretáceo-Eoceno) (ALMEIDA, 1986).

Estas intrusões pertencem à Província Alcalina Arco de Ponta Grossa e são caracterizadas por apresentar petrografia heterogênea, com associações alcalinas, gabroides e ultramáficas. Dentre as principais ocorrências estão Jacupiranga, Juquiá, Barra do Itapirapuã, Mato Preto, Cananéia, Tunas, dentre outras. (ALMEIDA, 1983).

Entretanto, na classificação de Riccomini et al., (2005), a Província do Arco de Ponta Grossa é constituída apenas pelas ocorrências alcalinas do Cretáceo Inferior. Sendo assim, intrusões como Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto foram incluídas pelos autores no setor central da Província da Serra do Mar por terem idades situadas no Cretáceo Superior, mesmo ocorrendo dentro da área geográfica do Arco de Ponta Grossa (SIGA JR et al., 2007).

No limite norte do Arco de Ponta Grossa, o Lineamento Guapiara seria responsável pelo condicionamento tectônico das intrusões de Jacupiranga, Juquiá, Pariquera-Açu, Cananéia, Ipanema, Piedade e Tatuí (RUBERTI et al., 2005).

3.3.4 Bacias Cenozoicas

Almeida (1976) descreveu as bacias sedimentares cenozoicas associadas ao Planalto Atlântico e à Planície Costeira como relacionadas a um único evento tectônico, denominando-as de “Sistemas de *Rifts* Serra do Mar”, os quais seriam constituídos por vales tectônicos, maciços montanhosos e pequenas bacias de origem tectônica, de idade cenozoica.

O termo *Rift* Continental do Sudeste do Brasil foi proposto por Riccomini (1989) para designar uma depressão alongada, de idade cenozoica, com pouco pelo menos 800 km de comprimento. O termo foi proposto no singular pois, na interpretação daquele autor, a feição teria sido muito mais contínua em sua origem, em comparação ao que aparenta ser hoje

Ainda segundo Riccomini (1989), o adjetivo Continental foi empregado para enfatizar o fato de o *rift* pertencer à área continental emersa, diferenciando-o da Bacia de Santos, com a qual guardaria relações durante parte de sua evolução cenozoica.

Zalán & Oliveira (2005) atribuíram para esta região composta pela associação de serras e vales tectônicos intervenientes, encostas abruptas, planícies litorâneas e suas

extensões na plataforma continental das bacias de Santos e Campos (até às suas charneiras), a denominação de Sistemas de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB).

O termo Rife foi atribuído por Zalán & Oliveira (2005) para designar corredores de vales tectônicos deprimidos ao longo de falhas normais planares e rotacionais. Compartimentações menores localizadas no interior dos riftes foram chamadas de grábens e sub-grábens, enquanto que as bacias foram definidas pelos autores como pequenas e eventuais acumulações sedimentares que ocorrem dentro dos grábens.

Foram definidos por Zalán & Oliveira (2005) quatro grandes riftes: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (FIGURA 12). O primeiro é composto pelos grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul. O Rife Litorâneo comporta os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá. O Rife Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira. No Rife Marinho foram inferidos grábens através da utilização de métodos potenciais a oeste da charneira cretácea das bacias de Santos e Campos e integrados com base em análises qualitativas de dados magnéticos.

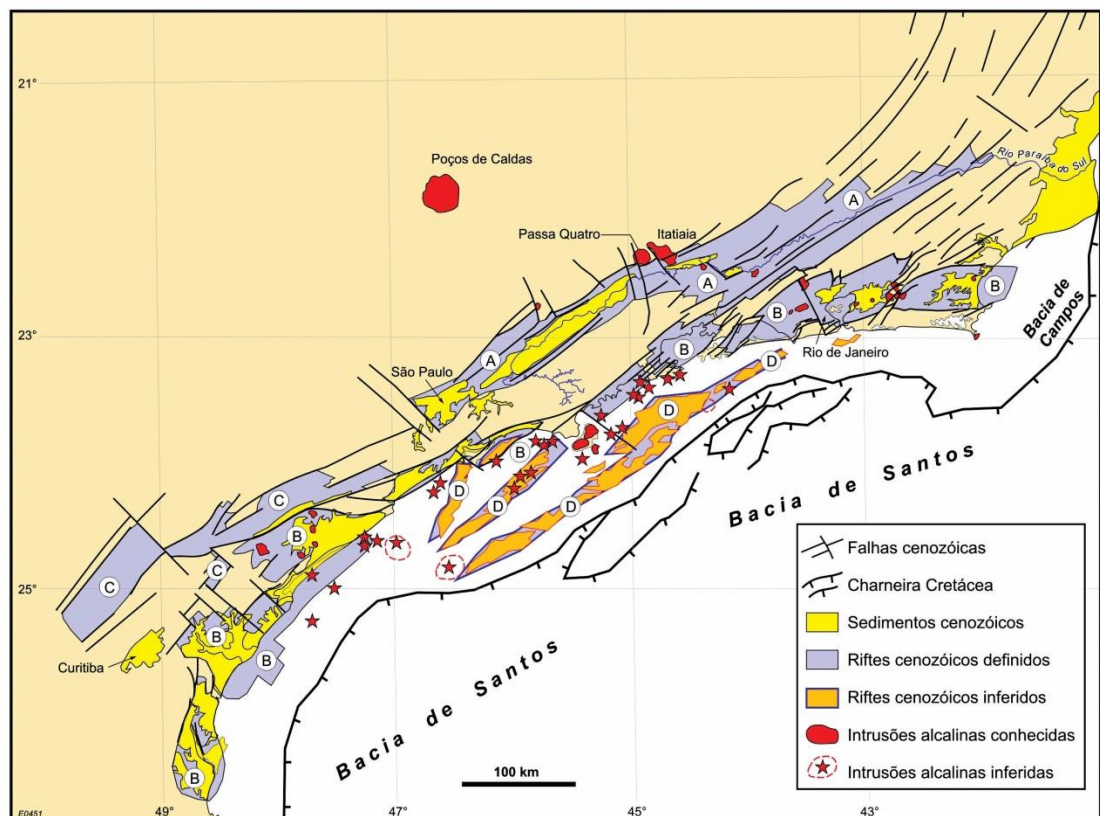


Figura 12: Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Extraído de Zalán & Oliveira 2005.

Segundo Riccomini et al. (2004), o RCSB está localizado entre as cidades de Tijuca do Sul (PR) e a área frente a Macaé (RJ), seguindo a linha de costa e distando desta em média 70 km e alcançando o Oceano Atlântico em seu segmento central e em sua porção nordeste.

A divisão do RCSB foi estabelecida pelos autores em três segmentos: O segmento ocidental, onde está situada a área de estudo do presente trabalho, engloba a Bacia de Curitiba, os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia e área de ocorrência das formações Alexandra e Pariquera-Açu. O segmento central é constituído pelas bacias de São Paulo, Taubaté, Volta Redonda e Resende, e ocorrências menores de Bonfim e Cafundó. O segmento oriental compreende o Gráben de Barra de São João e o Gráben da Guanabara, que aloja as bacias do Macacu e de Itaboraí (RICCOMINI et al., 2004).

3.3.4.1 Segmento Ocidental do Rift – porção do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape

O Gráben de Sete Barras se consiste em uma depressão alongada de direção NE, com aproximadamente 19 km de comprimento e 5 km de largura, e com espessura de sedimentos estimada em 200 m e mergulho do substrato no rumo SE (MELO et al., 1989). Segundo Zalán & Oliveira (2005), trata-se de um gráben assimétrico e com sua borda norte falhada, apresentando desníveis entre 700 e 900 m. Os sedimentos deste gráben estendem-se para sudeste, de forma descontínua, sendo controlados por falhas de direção WNW a ENE (MELO et al., 1989).

Na região litorânea entre Cananéia e Iguape foi identificado por meio de levantamentos gravimétricos a presença de um gráben, denominado Gráben de Cananéia (SOUZA et al., 1996). Possui direção geral NE e segundo as interpretações dos autores este gráben seria limitado em seu flanco noroeste por um sistema de falhas provavelmente normal, com basculamento de blocos para NW, originado por processos tectônicos cenozoicos.

Segundo Riccomini et al. (2004), o Gráben de Guaraqueçaba e a área de ocorrência da Formação Alexandra possuem arcabouços ainda desconhecidos na região da Baía de Paranaguá, devido a falta de informações de subsuperfície. Ainda de acordo com os autores, esses depósitos parecem guardar relações tectônicas com o Gráben de Cananéia.

A denominação de Formação Pariquera-Açu foi introduzida por Bigarella e Mousinho (1965), e sua área de ocorrência corresponde à porção sul do estado de São Paulo, principalmente na cidade de Pariquera-Açu, além da presença de forma descontínua no vale do rio Jacupiranga e nas proximidades de Registro (MELO, 1990). Esta forma descontínua de

ocorrência se deve ao entalhe erosivo ao qual foi submetida, sendo que a unidade acompanha grosseiramente o flanco sul do Alinhamento Guapiara (MELO, 1990).

A geração dos sedimentos, assim como a preservação da Formação Pariquera-Açu estaria associada a uma atividade tectônica sinsedimentar de idade miocênica, responsável por reativações de falhas normais associadas ao Alinhamento Guapiara (MELO, 1990). A unidade é constituída por um sistema de leques aluvias coalescentes que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante e lacustres, podendo atingir 30m de espessura (MELO, 1990).

Os leques aluviais estão associados à borda tectonicamente ativa da bacia original de deposição e são constituídos por paraconglomerados, lamitos e, subordinadamente, ortoconglomerados e arenitos com estratificações cruzadas tabulares. Os depósitos fluviais possuem granodecrescência ascendente, de ortoconglomerados a arenitos e argilitos, com ou sem estratificação. O depósito lacustre constitui-se de argilas e argilas siltosas, sem estratificação aparente e com intercalações de areia subordinadamente (MELO, 1990; CPRM, 2006).

Segundo Zalán & Oliveira (2005), a origem e evolução do sistema de riftes estão relacionadas aos seguintes eventos geológicos:

Um soerguimento contínuo e maciço do embasamento, de natureza epirogenética, em resposta à deriva da Placa Sul-Americana para oeste sobre uma anomalia térmica durante o Neocretáceo (85-65 Ma). Associado ao soerguimento deu-se na região a ocorrência de intenso magmatismo alcalino sobre costa continental não-afinada e básica sobre crosta continental afinada.

Um megaplanalto chamado pelos autores de Serra do Mar Cretácea foi formado durante este período, tornando-se a principal área fonte de sedimentos coniacianos-maastrichianos das bacias de Santos, Campos e Paraná.

O soerguimento cessou no final da era Mesozoica, quando uma superfície de aplainamento denominada Japi (que corresponde à Superfície Sul Americana) nivelou o megaplanalto em uma altitude média estimada de 2.000 m em relação ao nível do mar atual.

O fato de um grande volume de rocha representado pelo megaplanalto soerguido estar localizado ao lado de duas áreas subsidentes em sua borda oriental (bacias de Campos e Santos), fez com que a região entrasse em desequilíbrio isostático.

Este desequilíbrio provocou o colapso gravitacional do megaplanalto iniciado a 58 Ma (final do Paleoceno) e fez com que a crosta continental fendesse em blocos paralelos à linha de costa com movimentação vertical diferencial destes. O abatimento dos blocos se deu em

faixas lineares NE-SW, escalonadas à direita, indicando distensão NW-SE levemente oblíqua sinistrógiara. As falhas que individualizam os riftes foram em sua maior parte nucleadas a partir das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais do Ciclo Brasileiro.

O abatimento gravitacional responsável pelo tectonismo distensivo e gerador do sistema de riftes continuou até o Eomioceno (20 Ma). De acordo com Almeida & Carneiro (1998), este evento iniciado entre o Final do Cretáceo e início do Paleógeno, prosseguiu com menos intensidade no Eoceno/Oligoceno e provavelmente até o Eo- a Mesomioceno.

O modelo apresentado por Riccomini (1989) para o entendimento do tectonismo gerador e modificador do RCSB e descrito a seguir baseou-se em aspectos tectônicos (falhas com estrias, juntas e dobras) e suas relações com os aspectos estratigráficos (preenchimento sedimentar). Este modelo do Segmento Central pode ser estendido para outros segmentos do *Rift* (FERRARI 2001; RICCOMINI et al. 2004).

Segundo o autor, a depressão original do *rift* e o preenchimento vulcano-sedimentar sintectônico se iniciaram no Paleógeno, onde antigas zonas de cisalhamento proterozoicas de direção NE a ENE foram reativadas como falhas normais devido ao campo de esforços extensionais NNW-SSE (FIGURA 13).



Figura 13: Esboço paleotectônico do segmento central do SRCB com indicação do evento distensivo NNW-SSE atuante no Paleógeno. Traços pretos: Falhas de componente predominantemente normal; Traços azuis: Falha de componente transcorrente dextral Traços vermelhos: Falhas com movimentação não caracterizada. Modificado de Riccomini et al. (2004).

Os eventos deformadores, ilustrados na figura 14, se sucederam da seguinte maneira:

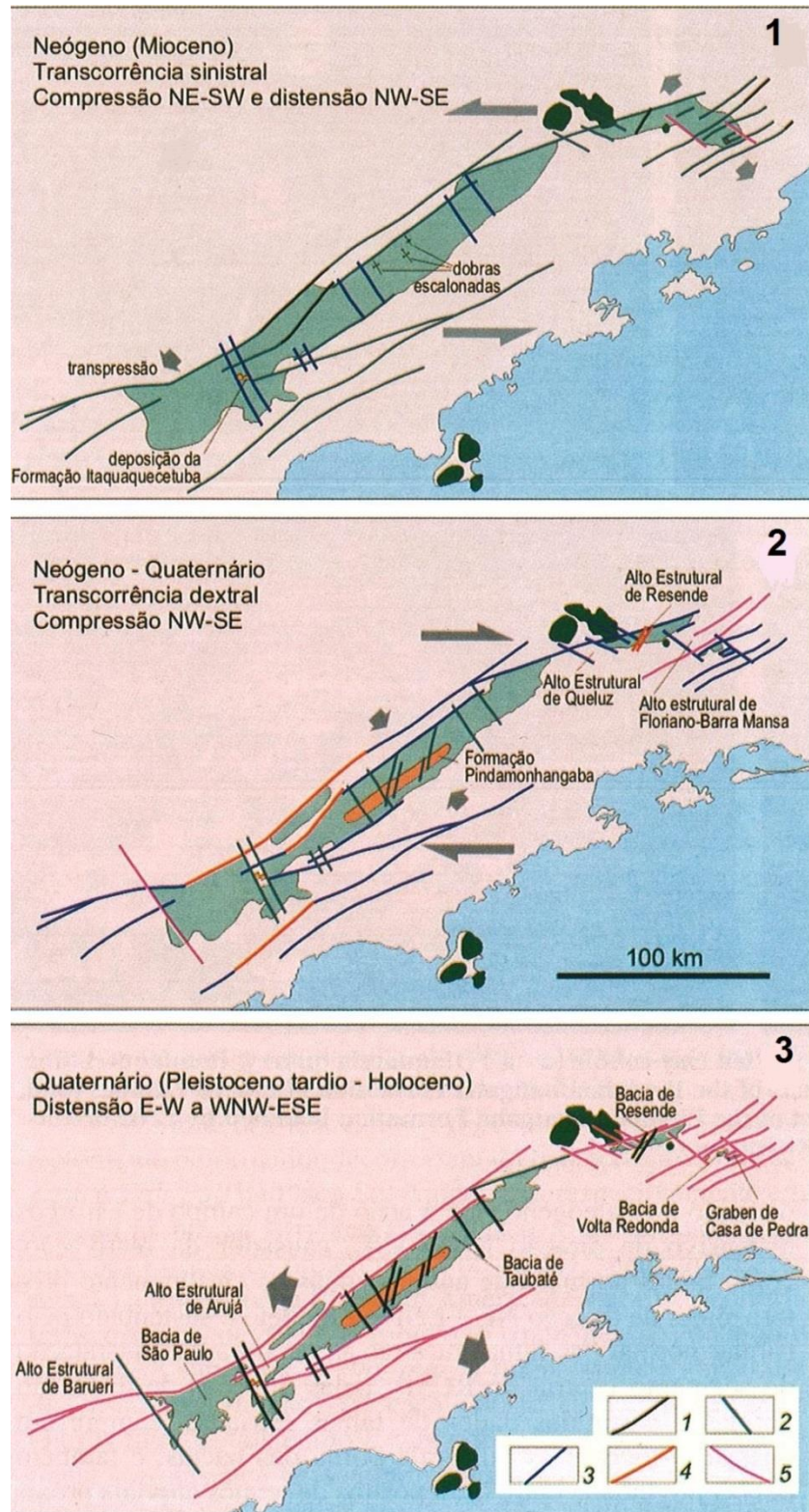


Figura 14: Esboços paleotectônicos do segmento central do RCSB e indicação dos eventos deformadores-
 Legenda no quadro 3: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente
 sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha
 com movimentação não caracterizada. Modificado de Riccomini et al. (2004).

1) Neogeno (Mioceno?), o primeiro evento deformador, é caracterizado por uma transcorrência sinistral de direção E-W e distensão NW-SE e localmente, compressão NE-SW;

2) Quaternário (Pleistoceno Superior a Holoceno), o segundo evento deformador é caracterizado por uma nova fase transcorrente, desta vez dextral, com compressão NW-SE;

3) De idade holocena, o terceiro evento deformador é caracterizado por uma extensão WNW- ESE.

Um novo regime compressivo de direção E-W foi inferido por Riccomini (1989) com base em dados de mecanismos focais de terremotos e confirmado através da reativação de falhas inversas com direções próximas a N-S e formação de juntas conjugadas de cisalhamento em depósitos colúvio-aluviais (SALVADOR & RICCOMINI, 1995 apud RICCOMINI et al., 2004).

Segundo Zalán & Oliveira (2005), a análise cinemática regional realizada pelos autores na qual descrevem o regime tectônico atuante durante o Cenozoico como distensional predominantemente perpendicular à ligeiramente oblíquo postulando-se uma distensão N51W-S51E entre 59-20 Ma, coincide de maneira razoável ao modelo de Riccomini (1989).

3.3.5 Sedimentação Quaternária

3.3.5.1 Formação Cananéia e depósitos holocênicos

A denominação de Formação Cananéia foi proposta por Suguio e Petri (1973), sendo que esta unidade ocorre em todo o litoral sul do estado de São Paulo de forma descontínua e sobreposta a diversas litologias (CPRM, 2006).

A deposição da Formação Cananéia estaria associada ao evento transgressivo pleistocênico denominado Transgressão Cananéia, onde o mar teria alcançado o sopé da Serra do Mar há 120.000 anos. Durante este evento, foi depositada a porção basal da unidade, composta por sedimentos arenosos finos com níveis de minerais pesados e intercalações argilosas com estratificações onduladas e cruzadas de baixo ângulo, possuindo intensa bioturbação e estruturas de sobrecarga (SUGUIO et al., 1985; CPRM, 2006).

O topo da Formação Cananéia estaria associado a uma fase de regressão, que sucedeu a fase transgressiva, e foi responsável pela geração de cordões arenosos litorâneos (UEHARA et al., 2007). Estes sedimentos são caracterizados por possuírem granulação fina, apresentando estratificações plano-paralelas e níveis de gretas de contração (CPRM, 2006).

Foram atribuídas idades superiores há 35.000 anos a esta unidade, por meio de datações pelo método de ^{14}C em fragmentos de madeira carbonizada em meio aos sedimentos da Formação Cananéia (SUGUIO & TESSLER, 1992).

Com o rebaixamento do nível do mar há 18.000 anos, esses sedimentos foram expostos e erodidos por canais esculpidos por rios da planície costeira. Foram formados nesta ocasião, além de extensos canais de drenagem, com profundidade média de 6 m, baías e lagunas (SOUZA-JUNIOR et al., 2007, UEHARA, et al., 2007).

Entre 6.000 e 7.000 anos A.P., por ocasião do evento holocênico Transgressão Santos, o mar transgrediu o continente aproveitando prioritariamente os canais de drenagem formados na regressão anterior. A Transgressão Santos teve seu máximo há 5.100 anos, com o nível do mar chegando a 5 m acima do atual. Foram depositados sedimentos arenosos e areno-argilosos nos canais, baías e lagunas. As partes mais elevadas da Formação Cananéia foram erodidas, disponibilizando areias que foram redepositadas, gerando os depósitos holocênicos (SOUZA-JUNIOR et al., 2007, UEHARA, et al., 2007).

A regressão que se seguiu promoveu a formação dos atuais cordões arenosos e configurações espaciais atuais das baías e lagunas no litoral paulista (SOUZA-JUNIOR et al., 2007).

Suguio et al. (1985) demonstraram as variações relativas do nível do mar em diversos setores da costa brasileira no decorrer dos últimos 7.000 mil anos, constatando o nível do mar alto holocênico mais recente, já bem conhecido, a partir de datações de radiocarbono. Complementarmente foram confrontados dados de posição de certos sambaquis com idades de radiocarbono e valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) das conchas constituintes, obtendo-se dados de oscilações do nível do mar no decorrer dos últimos 5.500 anos.

Para o setor entre Iguape e Cananéia, os autores realizaram dez reconstruções de posições do nível relativo do mar, sendo que o trecho da curva entre 6.650 e 5.300 anos foi o mais preciso por apresentar sete destas reconstruções. A curva de variação do nível relativo do mar para este setor (FIGURA 15) demonstra que o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez há 6.600 anos, sendo que seu máximo se deu há 5.100 anos A.P., não ultrapassando 4m.

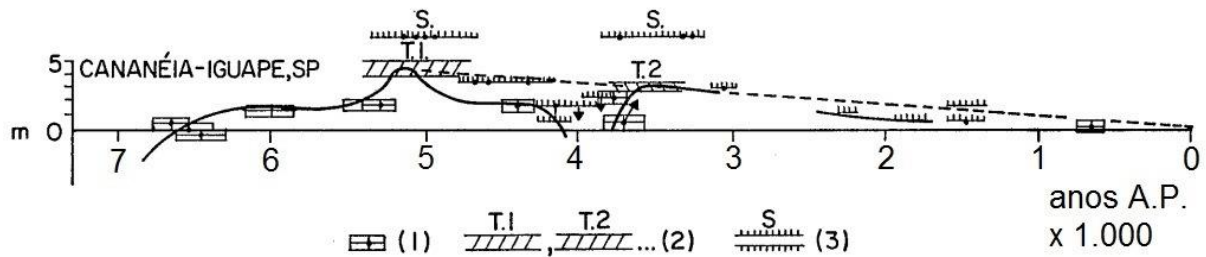


Figura 15: Curva de variação do nível relativo do mar no setor entre Cananéia e Iguape durante os últimos 7.000 mil anos A.P.: 1. Reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2. Terraços de construção marinha; 3. Idades de sambaquis. Modificado de Suguio et al. (1985).

A figura 16 ilustra a coluna litoestratigráfica da região estudo da era cenozoica.

Era	Período	Época	Idade (Ma)	Unidades Litoestratigráficas
Cenozoico	Quaternário	Holoceno	0,0117	Depósitos Aluvionares areia, areia quartzosa, cascalheira, silte, argila e, localmente, turfa.
		Pleistoceno		Formação Cananéia Sedimento arenoso fino: nêis de minerais pesados e intercalações argilosas, estratificações onduladas e cruzadas, bioturbação(base);
				Coberturas Detríticas Indiferenciadas estratificação plano-paralela e greta de contração(topo)
				Depósitos Litorâneos Indiferenciados areia, silte, argila e cascalho inconsolidado
	Neógeno	Plioceno	2,58	
		Mioceno	5,333	Formação Pariquera-Açu paraconglomerado e lamito, subordinadamente ortoconglomerado e arenito com estratificação cruzada tabular, depósitos com granodrecência ascendente, variando de ortoconglomerado até areia e argila laminada ou maciça; argila siltosa com intercalação arenosa subordinada
			23,03	

Figura 16: Coluna litoestratigráfica cenozoica da região de estudo. Baseado em CPRM (2006).

3.3.6 Feições tectônicas de destaque

3.3.6.1 Traços NE do Embasamento

A região sudeste do Brasil comporta um sistema de zonas de cisalhamento com cerca de 1.000 a 1.100 km de comprimento exposto e orientadas segundo a direção ENE. Este sistema é caracterizado por um feixe anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrente, predominantemente dextrais (CAMPANHA, 2002). Estas zonas de cisalhamento promovem grande influência na compartimentação litoestrutural e faciológica da região (FALEIROS, 2003). A região de estudo é cortada pelas zonas de cisalhamento Lancinha, com direção NE-SW e Cubatão, com direção ENE-WSW (FIGURA 17).

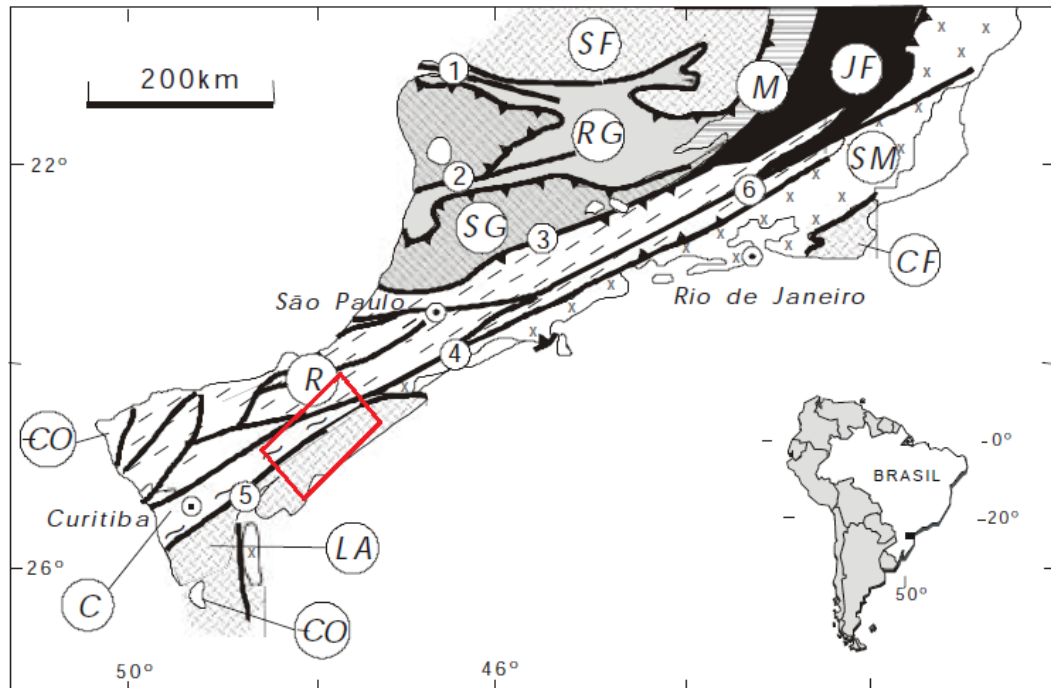


Figura 17: Principais unidades tectônicas pré-silurianas do sudeste brasileiro e zonas de cisalhamento limitantes. Blocos e fragmentos cratônicos: (LA) Luís Alves, (CF) Cabo Frio, (SF) São Francisco. Terrenos arqueanos paleoproterozoicos de alto grau retrabalhados no Brasiliano: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira. Faixas de dobramento meso a neoproterozoicas: (RG) Alto Rio Grande, (R) Ribeira, (SG) Nappe Socorro-Guaxupé. Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas (CO). Zonas de Cisalhamento: (1) Campos do Meio; (2) Jacutinga – Ouro Fino; (3) Jundiuvira - Boquira – Rio Preto; (4) Cubatão; (5) Lancinha; (6) Além Paraíba. O retângulo vermelho indica a área de estudo do presente trabalho. Modificado de Campanha (2002).

De acordo com Hasui (2012) a foliação, resultante dos processos orogênicos brasilianos, se destaca por acompanhar, de modo geral, o alongamento dos corpos rochosos, que apresentam geometria de fatias, lentes e sigmóides justapostos, visíveis tanto na escala micro quanto na megascópica.

3.3.6.2 Traços NW - Arco de Ponta Grossa e Lineamento Guapiara

O Arco de ponta Grossa representa uma das mais proeminentes estruturas tectônicas que afetam a Bacia do Paraná. Possui eixo orientado segundo a direção NW-SE e está localizado na borda sudeste do território brasileiro. É constituído por um soerguimento estrutural que avança para dentro da Bacia do Paraná, associado a enxames de diques gerados a partir de magmas essencialmente básicos que preencheram inúmeras falhas e fraturas no Cretáceo Inferior (MACHADO JR., 2000, RAPOSO, 1995).

Coutinho (2008) apresenta um sistema de junção tríplice integrado pelo Arco de Ponta Grossa (NW-SE), juntamente com enxames de diques costeiros, sendo estes o braço norte (NE-SW, nas costas paulista e paranaense) e o braço sul (N-S, nas costas paranaense e

catarinense), todos associados aos processos de quebra continental que antecederam a abertura inicial do Atlântico Sul (FIGURA 18).

Os braços norte e sul estiveram relacionados ao movimento de separação das placas, tornando-se lugares de intenso fraturamento e distensão, sendo responsáveis pelo delineamento da costa nesta região. Já o outro braço representado pelo Arco de Ponta Grossa foi abortado, com os diques associados aos principais planos de falhas e fraturas (COUTINHO, 2008).

Os diques do Arco de Ponta Grossa estão dispostos segundo a direção preferencial NW-SE, embora secundariamente sejam encontradas direções E-W e NE-SW. Possuem mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km. As espessuras variam em média entre 20 e 50 m, podendo atingir até 600 m. A frequência média de ocorrência dos diques é de 1,5 diques/km e, às vezes, até de 4 diques/km (MARINI et al., 1967 apud PORTELA FILHO & FERREIRA 2003).

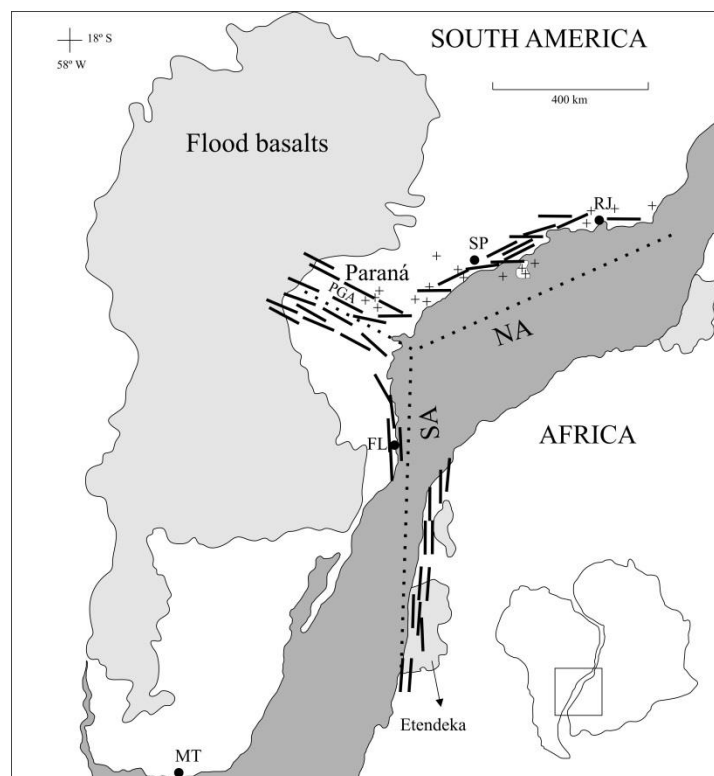


Figura 18: Reconstrução do estágio pré-drifte da América do Sul e África exibindo a junção tríplice e a correlação dos enxames de diques em ambos os continentes. PGA: Arco de Ponta Grossa; NA: Braço Norte; SA: Braço Sul; RJ: Rio de Janeiro; MT: Montevidéu; SP: São Paulo; FL: Florianópolis; Barras: Direções generalizadas dos diques; Cruzes: Corpos alcalinos. Extraído de Coutinho (2008).

São reconhecidas quatro faixas estreitas subparalelas ao eixo do Arco de Ponta Grossa, sendo estes os setores de maior deformação. Estas faixas são constituídas pelos feixes

de diques e são geofisicamente caracterizados por lineamentos magnéticos com orientações entre N40W e N60W (MACHADO JR, 2000).

Através de interpretações das zonas de anomalias magnéticas, Ferreira et al. (1981) e Ferreira (1982) reconheceram os alinhamentos estruturais magnéticos de Guapiara, no limite setentrional do Arco de Ponta Grossa, São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo na região central e Rio Piquiri no limite meridional. Três destes alinhamentos, à exceção do Rio Piquiri, coincidem com importantes zonas de falhas definidas por Vieira (1973) – Rio Alonzo, São Jerônimo-Curiúva e da Serra da Fatura (FIGURA 19).

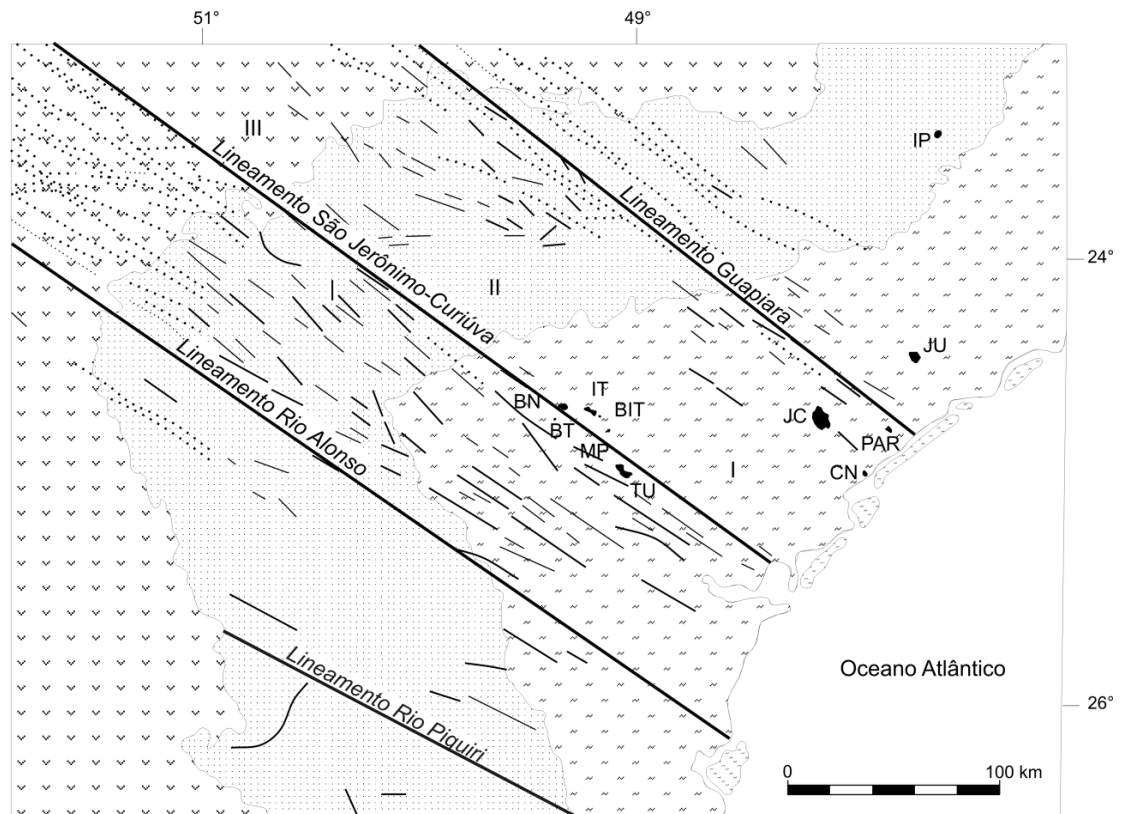


Figura 19: Lineamentos constituintes do Arco de Ponta Grossa e presença de magmatismo alcalino mesozoico controlado tectonicamente. Os enxames de diques NW-SE são inferidos por geologia de campo, sensoriamento remoto e levantamento aeromagnético. As principais intrusões alcalinas estão indicadas como se segue: BIT = Barra do Itapirapuã, BN = Banhadão, BT = Barra do Teixeira, CN = Cananéia, IP = Ipanema, IT = Itapirapuã, JC = Jacupiranga, JU = Jujuiá, MP = Mato Preto, PAR = Pariquera-Açu, TU = Tunas. Outras representações: I = embasamento cristalino, II = rochas sedimentares da Bacia do Paraná, III = rochas basálticas toleíticas da Formação Serra Geral. Extraído de Siga Jr. et al.(2007).

Os alinhamentos são caracterizados por serem zonas de intenso fraturamento em torno de N50W, refletindo na paisagem uma forte orientação de traços morfoestruturais, como cristas alinhadas e segmentos retilíneos de drenagem, facilmente reconhecidos em fotografias aéreas, imagens de satélite e modelos de elevação de terreno (STRUGALE et al., 2007, MORALES et al., 2011).

Ferreira et al. (1981) descreveram o Alinhamento Estrutural de Guapiara como uma extensa feição magnética linear de direção NW-SE com pelo menos 600 km de comprimento e largura variável entre 20 km e 100 km. Estende-se desde a região litorânea de Iguape-SP, atravessa os terrenos pré-cambrianos coincidindo com os enxames de diques, e adentra a Bacia Sedimentar do Paraná até a confluência dos rios Paraná e Verde.

Segundo evidências geológicas, a evolução tecto-sedimentar da Bacia do Paraná teria sido afetada de maneira significativa devido à presença deste lineamento, desde o Devoniano, com a deposição do Grupo Paraná, onde o Lineamento Guapiara já se constituiria em um alto estrutural, até o Cenozoico (FERREIRA et al., 1981).

4 RESULTADOS

4.1 Quadro Geomorfológico

4.1.1 Mapa de Compartimentação de Relevo

A área de estudo comporta a bacia de drenagem do baixo e médio curso do Rio Ribeira de Iguape. Constituído por canal predominantemente meandrante (FIGURA 20), este rio corre segundo a direção sudoeste-nordeste até as proximidades da foz de seu principal afluente, o Rio Juquiá. A partir deste ponto seu percurso segue a direção aproximada noroeste-sudeste, até sua foz na região litorânea do município de Iguape. O primeiro trecho descrito apresenta um desnível de aproximadamente 30 m e o segundo em torno de 10 m e planícies fluviais mais extensas.



Figura 20: Margem deposicional à esquerda e erosiva ao fundo em meandro do Rio Ribeira de Iguape próximo ao ponto 33.

O Rio Juquiá está situado na porção norte e também possui canal meandrante. Percorre a direção N-S por 18 km e depois 23 km na direção aproximada ENE-SSW, até a confluência com o Rio Ribeira de Iguape, atingindo desnível de aproximadamente 30 m.

O relevo apresenta significativos desníveis altimétricos e está inserido no contexto das unidades morfoestruturais do Cinturão Orogênico do Atlântico e das Bacias Sedimentares Cenozoicas (ROSS & MOROZ, 1996).

No mapa de Compartimentação de Relevo (ANEXO 2 e FIGURA 21) foram definidos 11 compartimentos com características distintas descritas a seguir:

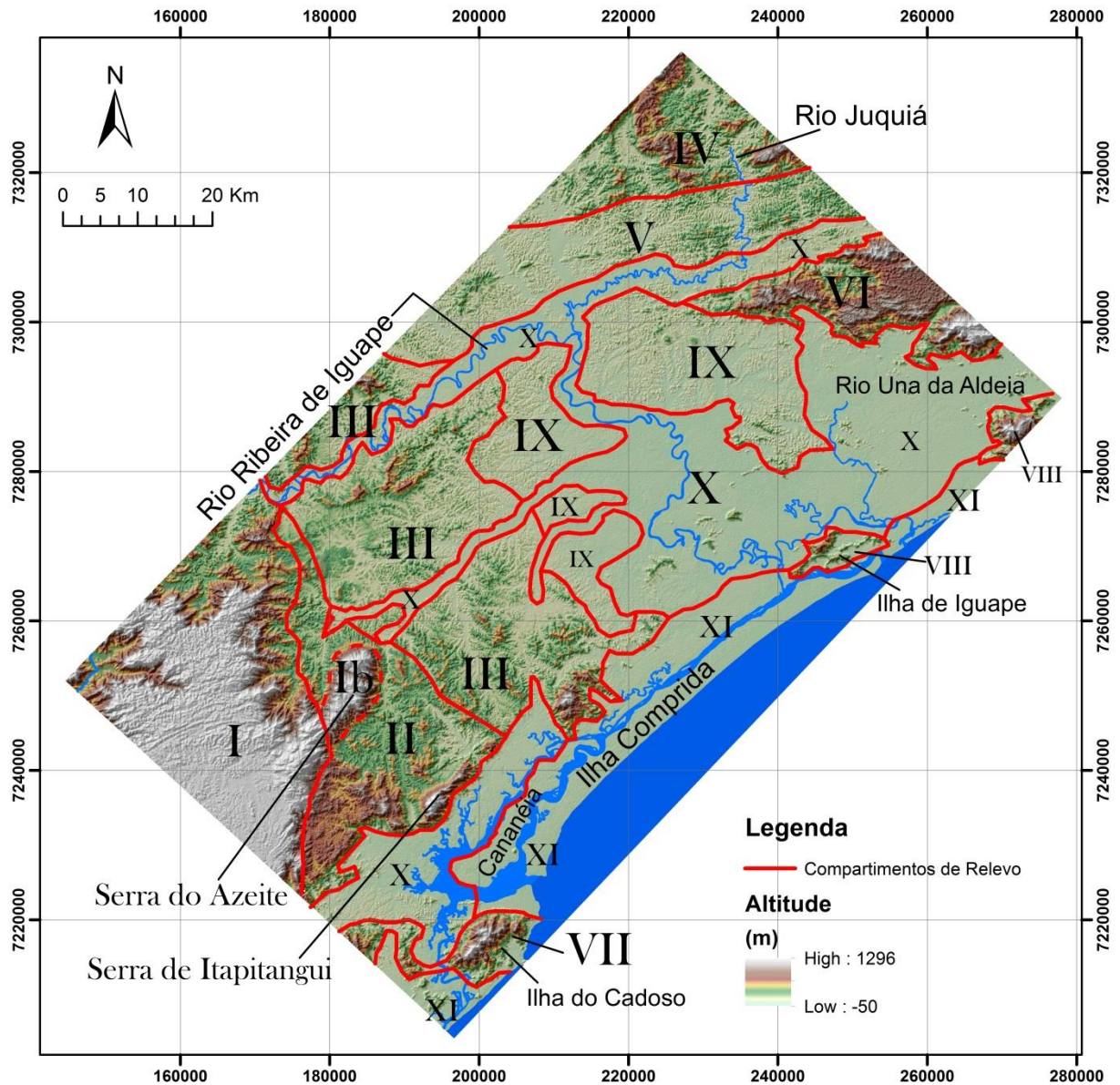


Figura 21: Mapa de Compartimentação de Relevo. O valor de cota -50 m corresponde a uma cava de mineração no município de Cajati-SP.

O Compartimento I se constitui em um planalto e apresenta as cotas mais elevadas da área com valores de altitude variando no geral entre 600 e 900 m, chegando a 1.300 m em seu máximo. Neste setor predominam as cristas e vales alinhados segundo a direção NE-SW, a mesma do entalhamento das escarpas, que apresentam cotas em seus sopés próximas a 300 m. A passagem deste compartimento para o II e do II para o III se faz de maneira escalonada, se assemelhando a degraus progressivamente mais abatidos em relação ao anterior.

De maneira geral o compartimento II apresenta cotas com valores entre 200 m e 300 m. O subcompartimento Ib corresponde à Serra do Azeite, alongada segundo a direção NE-SW exibindo cotas em torno de 700 m (FIGURA 22). Neste setor são bem marcadas as cristas e vales alinhados segundo a direção N-S e em segundo plano NW-SE.



Figura 22: Visão do subcompartimento Ib em segundo plano destacando a Serra do Azeite e o desnivelamento altimétrico em relação ao compartimento X. Próximo ao ponto 60 e visada para sudoeste.

No compartimento III predominam as cotas entre 100 m e 200 m. O relevo é predominantemente plano, porém ocorrem morros isolados, sendo que os corpos de granito na porção sul do compartimento apresentam valores de altitudes em torno de 700 m, como na Serra de Itapitangui (FIGURA 23). Cristas alinhadas e fraturas controladoras de segmentos de drenagens NW-SE denunciam a presença de diques de rochas básicas e de fraturas associados ao Lineamento Guapiara. Na porção norte deste compartimento predominam os traços de direção NE-SW.



Figura 23: Visão geral da Serra de Itapitangui ao fundo exibindo picos pontiagudos e contraste com o relevo plano do Compartimento X em primeiro plano.

Neste compartimento, os elementos de relevo alinhados seguem a direção principal NW-SE, muito bem marcadas por cristas e vales em todo o setor. Secundariamente o relevo apresenta elementos alongados segundo a direção NE-SW e N-S.

Localizado no extremo norte da área, o relevo do Compartimento IV é sustentado predominantemente por rochas graníticas e possui cotas em geral entre 100 m e 500 m, com as maiores altitudes na porção central do compartimento. Os elementos de relevo alinhados apresentam direções NE-SW associadas aos traços estruturais do embasamento, porém cortadas por segmentos N-S marcadas pelas drenagens principais e E-W marcadas por cristas e vales das drenagens de segunda ordem.

No Compartimento V predomina relevo mais plano em comparação ao compartimento anterior, com cotas entre 15 m e 100 m, na maior parte sustentado por xistos do Complexo Embu. Ocorrem morros isolados associados a rochas graníticas com cotas em torno de 200 m.

Neste compartimento, as drenagens de primeira ordem apresentam direção N-S e secundariamente NW-SE, enquanto que as drenagens de segunda ordem e cristas alinhadas apresentam forte controle em torno das direções NNE-SSW a E-W na maior parte do setor. Na porção oeste do compartimento aparecem cristas e vales alinhados segundo a direção NW-SE. Seu limite sul é marcado pela planície aluvionar.

O Compartimento VI apresenta relevo montanhoso com cotas entre 300 m a 600 m em sua maior parte e chegando próximo a 1200 m em seu extremo leste. A porção oeste do compartimento apresenta cotas em torno de 100 m e 200 m. As cristas e vales alinhados neste compartimento são fortemente marcados em torno da direção E-W. A direção N-S aparece secundariamente em forma de drenagens que entalham a vertente norte em direção ao compartimento X.

O compartimento VII está situado na extremidade sul da área e é constituído pela Ilha do Cardoso e porção continental a noroeste da ilha.

A Ilha do Cardoso se constitui de relevo majoritariamente montanhoso, chegando a atingir altitude máxima em torno de 785 m com cristas alinhadas segundo as direções N-S, NE-SW e NW-SE e vertentes entalhadas principalmente segundo a direção NE-SW. A ilha é bordejada por relevo plano e baixas altitudes, próximas ao nível do mar, não ultrapassando os 20 m.

A porção continental deste compartimento apresenta características geomorfológicas semelhantes às encontradas na ilha. Aparecem dois morros sustentados por rocha granítica e cotas entre 200 m e 400 m bordejados por relevo mais plano e baixos valores de

altitudes, cobertos por depósitos litorâneos. Os morros apresentam cristas alinhadas segundo as direções NW-SE, N-S e NE-SW.

O Compartimento VIII compreende a porção montanhosa do setor continental no extremo leste da área e a Ilha de Iguape, ambas separadas por extensa planície associada ao Rio Una da Aldeia e pelo Rio Ribeira de Iguape que limita a ilha de norte a nordeste. A porção continental apresenta cotas entre 300 m e 600 m com cristas alinhadas segundo a direção NE-SW e NW-SE e padrão de drenagem radial.

A Ilha de Iguape é artificial devido à construção do canal Valo Grande a oeste da ilha, ligando o Rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno. Possui maior área de relevo plano proporcionalmente em relação à Ilha do Cardoso. O relevo montanhoso ao centro da ilha possui valor máximo de altitude de 492 m e é constituído por diferentes morros com cristas alinhadas segundo a direção E-W e NE-SW, principalmente.

O compartimento IX compreende porções próximas às planícies fluviais do Rio Ribeira de Iguape, apresentando relevo mais rugoso e um patamar mais elevado em relação às citadas planícies. As cotas são baixas, no geral entre 30 m e 50 m, ultrapassando esses valores em elevações esporádicas que podem chegar a cotas em torno de 100 m. Geologicamente este compartimento está inserido no contexto de ocorrência da Formação Pariquera-Açu.

O compartimento X é constituído pelas planícies fluviais dos principais rios e parte continental das planícies litorâneas. Correspondem as porções mais abatidas da área de estudo apresentando relevo plano, com cotas desde o nível do mar até cerca de 35 m. Neste compartimento é característica a ocorrência dos depósitos sedimentares mais jovens da área: aluviões, coberturas detríticas indiferenciadas e a Formação Cananéia (FIGURA 24).



Figura 24: Visão geral do Compartimento X com relevo plano e seu limite com o Compartimento III ao fundo. Próximo ao ponto 69 com visada para norte.

O compartimento XI engloba as ilhas de Cananéia e Comprida e parte da ilha do Cardoso além de uma porção continental no leste da área. As duas primeiras ilhas possuem formato alongado concordante com a linha de costa da região, sendo que a Ilha Comprida possui extensão de 63 km e a Ilha de Cananéia de 25 km. O relevo das ilhas é caracterizado por ser plano e exibir baixas altitudes, próximas ao nível do mar. Contudo comportam os morros de São João com 173 m de altura (Cananéia) e Morrete com 47 m de altura (Ilha Comprida), associados a intrusões alcalinas (SPINELLI 2007). Este compartimento é caracterizado principalmente pela presença de cordões litorâneos e em menor proporção da existência da Formação Cananéia na ilha homônima (FIGURA 25).



Figura 25: Presença de cordões litorâneos na Ilha Comprida. Imagem do *Google Earth* (CNES/Astrum).

4.1.2 Mapa de Planícies Aluvionares e Litorânea

Na confecção do Mapa de Planícies Aluvionares e litorâneas (FIGURA 26 e ANEXO 3), buscou-se dar enfoque aos limites retilíneos das planícies aluvionares (áreas deposicionais) e os morros (áreas erosivas), marcados por traços na cor laranja, pois estes podem estar associados a processos tectônicos e assim controlar a sedimentação nessas áreas.

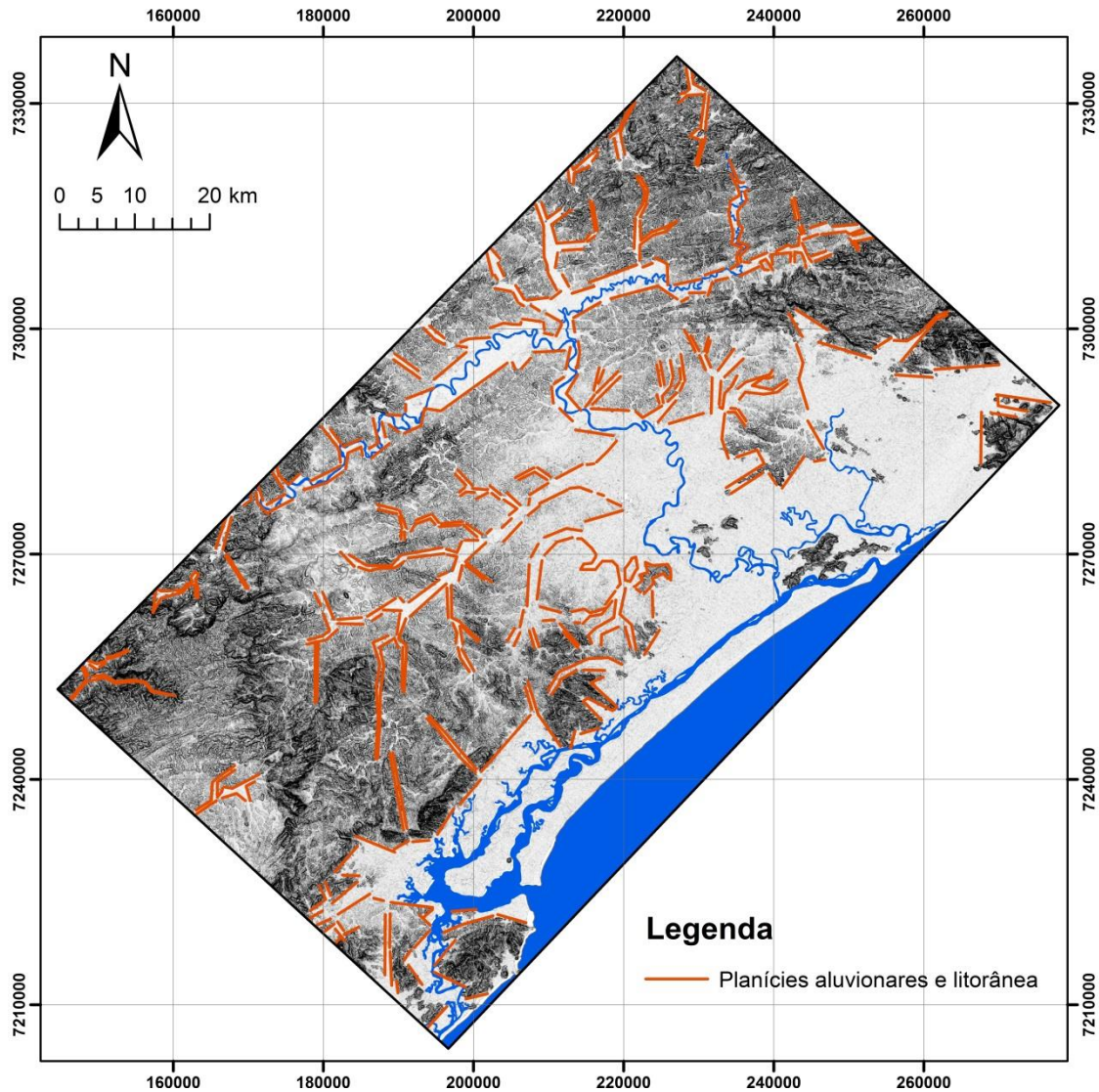


Figura 26: Mapa de Planícies Aluvionares e Litorânea.

É possível observar neste mapa o destaque para os traços de direção NE-SW nas planícies aluvionares, principalmente nos cursos de primeira ordem, bem como ao longo da planície litorânea.

As planícies aluvionares associadas a traços de direção N-S aparecem com maior frequência nas porções norte e centro/sul do mapa enquanto que a direção NW-SE é bem marcada na porção central do mapa desde o Rio Ribeira de Iguape, ao longo de seu percurso sudoeste-nordeste até as proximidades da planície litorânea.

Traços de direção E-W estão presentes nas porções sul e nordeste limitando a planície litorânea nestas regiões e em menor proporção ao longo de algumas planícies aluvionares nas regiões norte e central. Os limites entre os compartimentos e principalmente os segmentos deposicionais aparecem destacado no mapa e nos perfis topográficos.

4.2 Mapas de Lineamentos Estruturais

4.2.1 Mapa de Lineamentos de Relevo

O Mapa de Lineamentos de Relevo (FIGURA 27) contém em sua porção sudoeste/sul a predominância de traços com direção NE-SW. Em segundo plano aparecem nesta porção do mapa os traços de direção N-S.

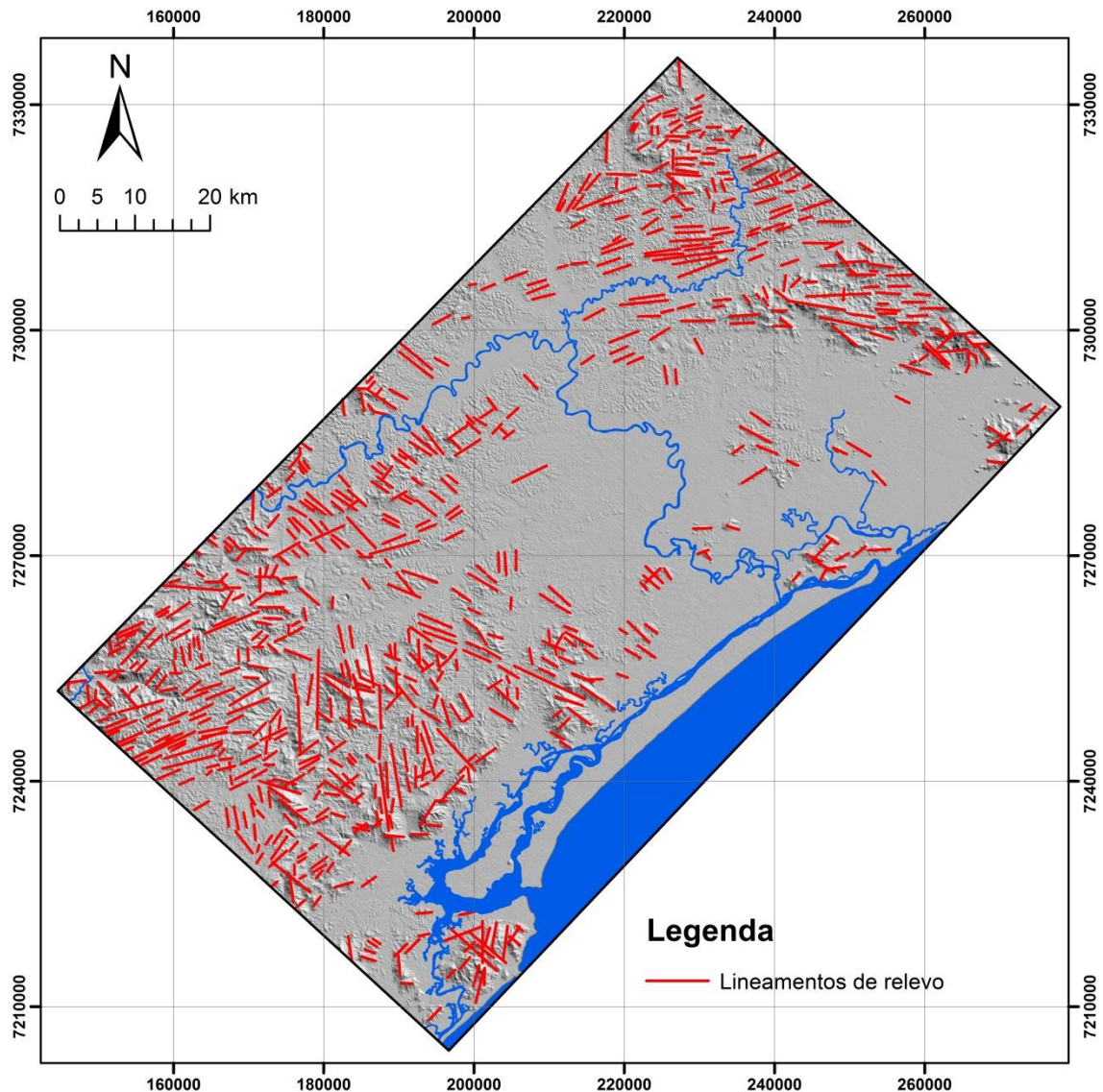


Figura 27: Mapa de Lineamentos de Relevo elaborado a partir do modelo de elevação digital do terreno (SRTM) com diferentes ângulos de iluminação.

Os lineamentos com direção NW-SE estão presentes em praticamente toda a área, porém há uma concentração notadamente maior na parte centro/oeste.

A porção norte/nordeste do mapa é marcada principalmente por traços de direção E-W e em menor proporção traços NE-SW e NW-SE.

Tanto o diagrama de roseta de comprimento acumulado quanto o de frequência acumulada gerados em classes de 15° exibem predomínio entre N60-75E, seguido por N45-60W e N0-15W (FIGURA 28).

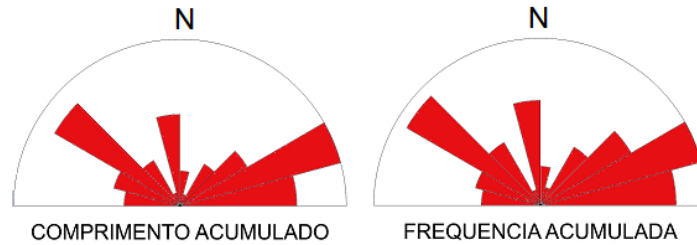


Figura 28: Diagramas de rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada em classes de 15° gerados a partir dos lineamentos de relevo.

4.2.2 Mapa de Lineamentos de Drenagem

O Mapa de Lineamento de Drenagem (FIGURA 29) indica boa correspondência em relação aos lineamentos de relevo. Foram reconhecidos segmentos retilíneos de drenagem em torno de quatro direções principais: NE-SW, E-W, NW-SE e N-S.

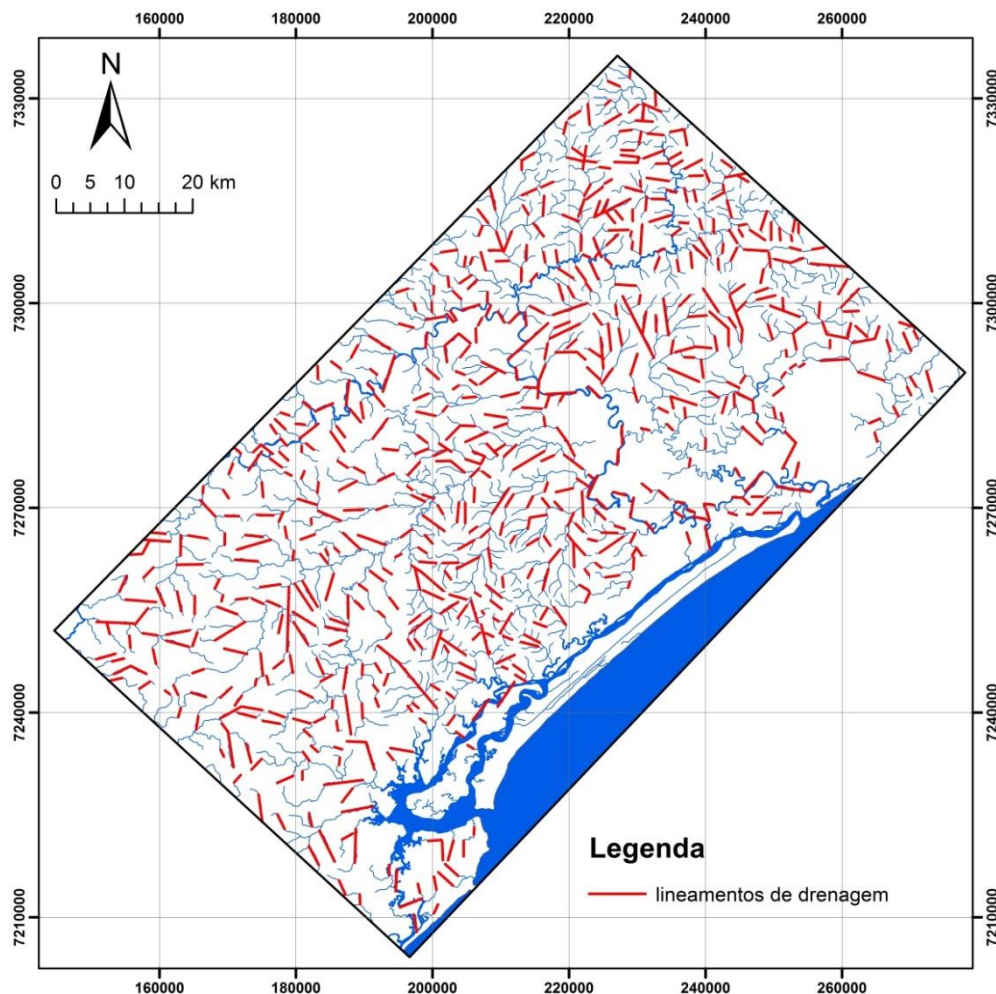


Figura 29: Mapa de Lineamentos de Drenagem.

A disposição espacial dos traços de lineamentos de drenagem obedece de maneira razoável àquela do mapa de lineamentos de relevo. Os lineamentos de direção NE-SW são presentes em maior proporção na porção sudoeste e em seguida na porção norte/nordeste, sendo que neste setor aparecem em maior número os traços de direção E-W.

Os traços de direção NW-SE se concentram na região cento/oeste em uma faixa que cobre desde a região do rio Ribeira de Iguape em seu percurso sudoeste/noroeste até as proximidades da faixa litorânea.

Os traços de direção N-S se concentram na porção sudeste, contudo aparecem com de maneira relevante também na porção norte/nordeste no mapa de lineamentos de drenagem.

O diagrama de roseta de comprimento acumulado apresenta como mais expressiva a direção em torno de N-S, entre N15W a N15E, seguido pelas direções E-W e NW-SE e subordinadamente a direção NE-SW. O diagrama de frequência acumulada exibe a principal concentração em N-S (N15W a N15E), secundariamente a direção NW-SE é bem marcada entre N30-60W. As direções E-W e NE-SW aparecem com importância, mas subordinadamente (FIGURA 30).

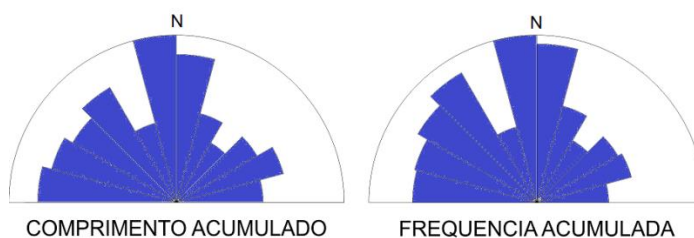


Figura 30: Diagramas de rosetas de comprimento acumulado e frequência acumulada em classes de 15° gerados a partir dos lineamentos de drenagem.

4.2.3 Mapa de Truncamento de Relevo

O Mapa de Truncamento de Relevo (FIGURA 31) elaborado a partir dos lineamentos e de um possível controle estrutural das áreas deposicionais, exibe traços de direção N-S bem marcados na porção sul/sudoeste e secundariamente na porção norte da área, onde predominam os traços de direção E-W a ENE-WSW. Lineamentos com esta direção também aparecem em menor proporção nos extremos nordeste e sul.

A presença de lineamentos de direção NE-SW é constatada no setor norte/noroeste próximos às planícies fluviais dos rios Ribeira de Iguape e Juquiá, tanto nas margens esquerdas e direitas. Esta direção também é bem marcada em uma região que vai de sudeste a nordeste da área, próxima a faixa litorânea. Os lineamentos com direção NW-SE estão presentes nas porções central e nordeste da área de estudo.

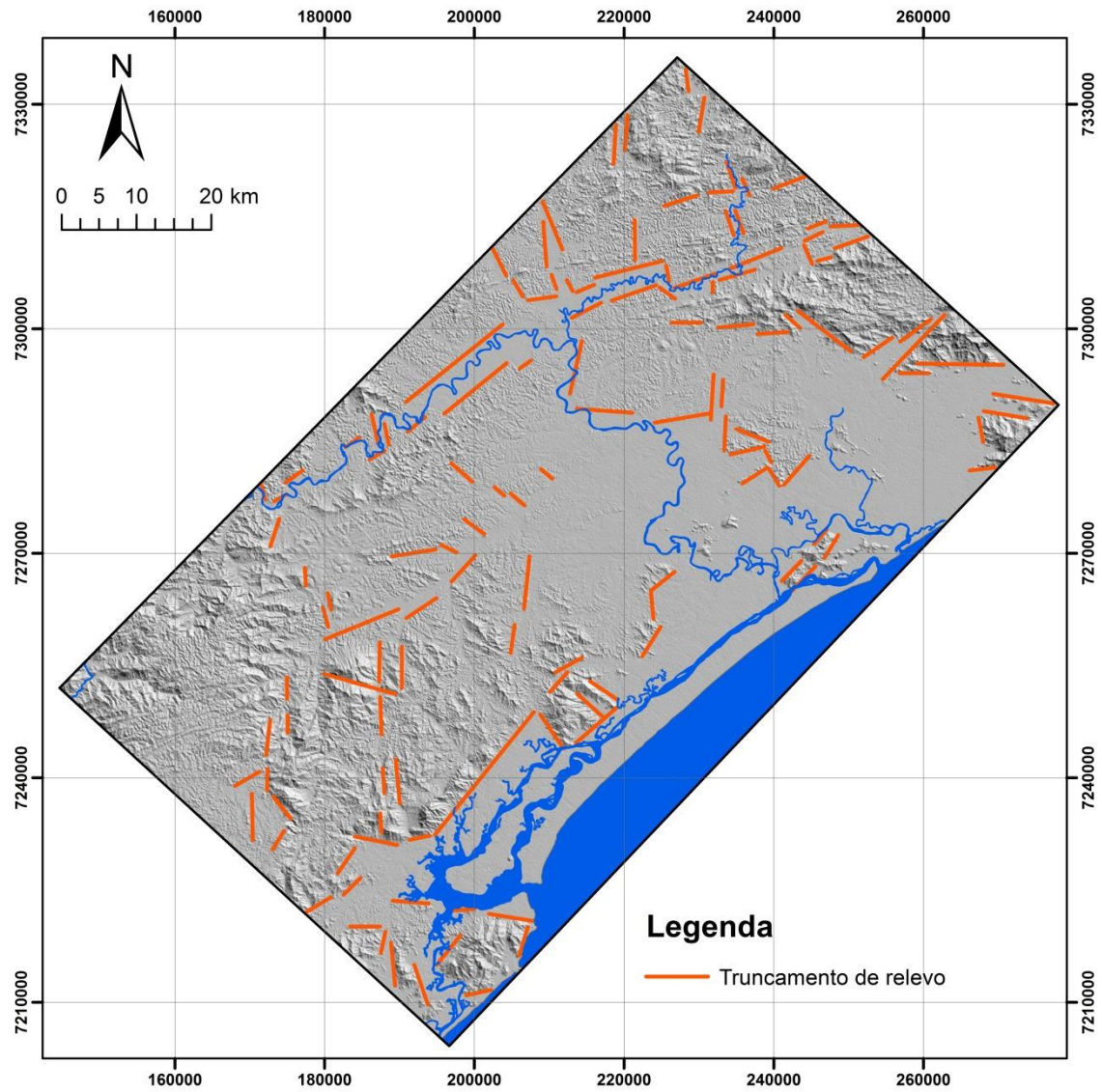


Figura 31: Mapa de Truncamento de Relevo.

5 QUADRO GEOLÓGICO

5.1 Unidades Litoestratigráficas

O levantamento litológico da área de estudo permitiu a identificação de unidades pré-cambrianas da Faixa Ribeira, diques de diabásio associados ao Lineamento Guapiara e intrusões alcalinas mesozoicas. A Era Cenozoica é representada pela Formação Pariquera-Açu, relacionada ao sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil e a Formação Cananéia, além dos sedimentos fluviais e litorâneos do Período Quaternário.

Na área de ocorrência do embasamento pré-cambriano foram reconhecidos xistos, xistos migmatizados, quartzitos e milonitos associados ao Complexo Embu, xistos e filitos do Complexo Turvo-Cajati, filitos e metassiltitos da Formação Rio das Cobras e gnaiss do Batólito Paranaguá, além de corpos de granitóides.

No domínio do Complexo Embu, a unidade de xistos é a predominante entre os afloramentos visitados. No geral, os xistos possuem em sua mineralogia principal, quartzo, feldspato potássico, biotita e moscovita. Em alguns casos foram encontrados xistos migmatizados. É comum a presença de veios de composição quartzo-feldspática ou quartzosa. Os afloramentos desta unidade possuem elevado grau de intemperismo e cor marrom avermelhada (FIGURA 32).



Figura 32: Afloramento de xisto com presença de veios de quartzo (Ponto 39).

Os afloramentos de quartzitos e de milonitos possuem ocorrência mais restrita na área de estudo, porém ambas as unidades foram reconhecidas com grau de intemperismo

moderado a baixo. O quartzito possui como característica um forte deslocamento paralelo à foliação e ao bandamento composicional (FIGURA 33).



Figura 33: Afloramento de quartzito do Complexo Embu (Ponto 55).

O Complexo Turvo-Cajati apresenta uma quantidade proporcional entre números de afloramentos de xistos e filitos. Ambas as litologias possuem frequentemente veios ou lentes de quartzo e/ou quartzo-feldspato. Na maioria dos casos as rochas possuem alto grau de intemperismo.

A figura 34 exemplifica um afloramento da unidade de xistos do Complexo Turvo-Cajati, representado por um moscovita-quartzo-xisto, contendo lentes de quartzo e quartzo-feldspáticas concordantes à xistosidade da rocha.



Figura 34: Moscovita-quartzo-xisto do Complexo Turvo-Cajati (Afloramento 79).

A Formação Rio das Cobras é constituída predominantemente por filitos e subordinadamente por metassiltitos. Os afloramentos de filitos se apresentam na cor vermelha e os metassiltitos possuem cor ocre. No geral, os afloramentos desta unidade possuem elevado grau de intemperismo na região.

Ambas as litologias são formadas por quartzo e minerais micáceos. Entretanto, nos metassiltitos, a orientação dos minerais não chega a constituir uma foliação tão persistente como nos filitos (FIGURA 35). Nestes últimos foram encontrados em alguns casos veios de quartzo intercalados.



Figura 35: Afloramento de metassiltito da Formação Rio das Cobras (Ponto 74).

O Batólito Paranaguá é representado por biotita-gnaiss, em afloramentos pouco alterados na porção sudoeste da área. Por vezes apresenta veios de material granítico. Foi possível observar em alguns casos partes milonitizadas.

Os afloramentos de corpos granitóides visitados possuem em sua maioria elevado grau de intemperismo, sendo que os melhores afloramentos ocorrem ao longo dos leitos das drenagens. Foram reconhecidos álcali-feldspato-granitos equigranulares, de granulação fina a média (FIGURA 36).



Figura 36: Afloramento de granito com elevado grau de intemperismo (Ponto 66).

As rochas associadas à Era Mesozoica correspondem aos diabásios e rochas alcalinas. Os diabásios ocorrem sob a forma de diques no embasamento quanto em blocos/matacões residuais em perfis de alteração. Os diques possuem espessura que entre 1 m a 5 m e grau de intemperismo de moderado a alto (FIGURA 37).

Entre os diques de diabásio reconhecidos na área, é possível reconhecer uma orientação preferencial NW-SE, subverticais (FIGURA 38), ajustando-se perfeitamente ao quadro estrutural do Lineamento Guapiara.



Figura 37: Dique de rocha básica cortando xisto do Complexo Embu (contato em traço verde). Afloramento 46.

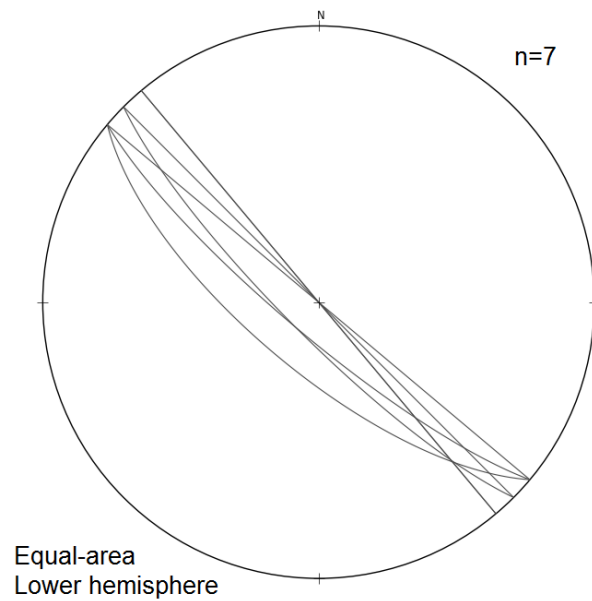


Figura 38: Estereograma de projeção ciclográfica das atitudes dos diques de rochas básicas mapeados.

As rochas alcalinas ocorrem na forma de diques com espessuras entre 0,5 m e 1,5 m, com alto grau de intemperismo. As rochas apresentam resquícios de textura equigranular e granulação fina. Em afloramento, a presença dos diques é evidenciada pelo relevo negativo em relação às rochas encaixantes do embasamento devido ao seu maior grau de alteração (FIGURA 39). Não foi reconhecida uma orientação preferencial para estes diques, a não ser que apresentam alto mergulho (FIGURA 40).



Figura 39: Dique de rocha alcalina cortando filito do embasamento pré-cambriano (contato em traço verde). Afloramento 87.

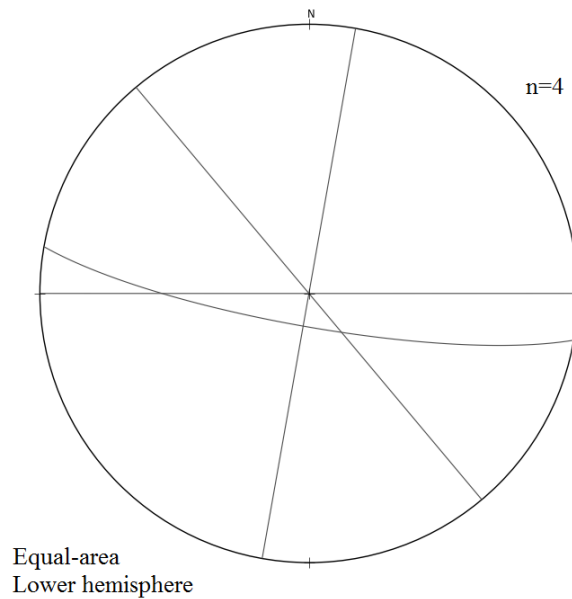


Figura 40: Estereograma de projeção ciclográfica das atitudes dos diques de rochas alcalinas mapeados.

A Formação Pariquera-Açu ocorre na planície fluvial do Rio Ribeira de Iguape ou próxima a ela. O litotipo de ocorrência mais expressiva corresponde aos conglomerados, constituídos por matriz argilo-arenosa, clastos quartzosos centimétricos a decimétricos, subangulosos e dispostos de maneira maciça ou estratificada, em alguns casos irregular ou ainda com indicação de fluxo. Subordinadamente são encontrados argilitos maciços com cores cinza na base e ocre no topo (FIGURAS 41, 42 e 43).

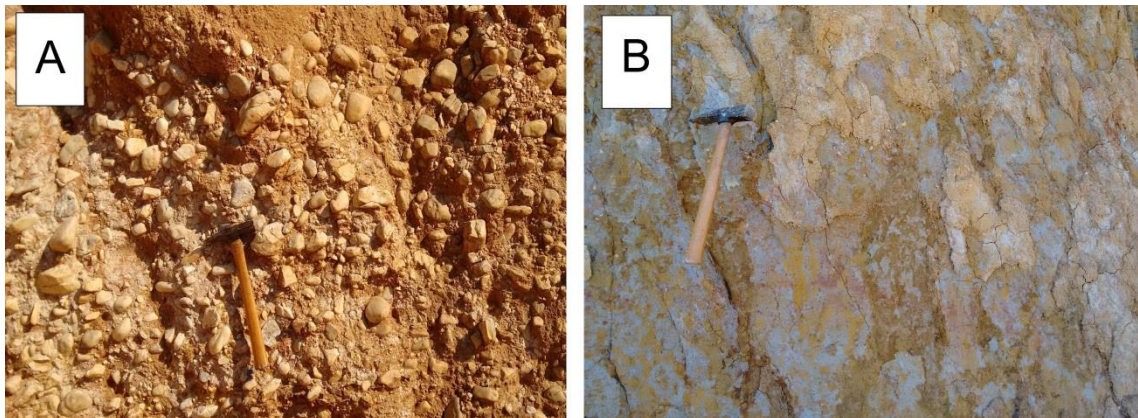


Figura 41: A: Conglomerado com seixos dispostos de maneira estratificada (afloramento 75). B: Argilito maciço cinza (afloramento 81).



Figura 42: Conglomerado da Formação Pariquera-Açu com seixos imbricados (afloramento 71).

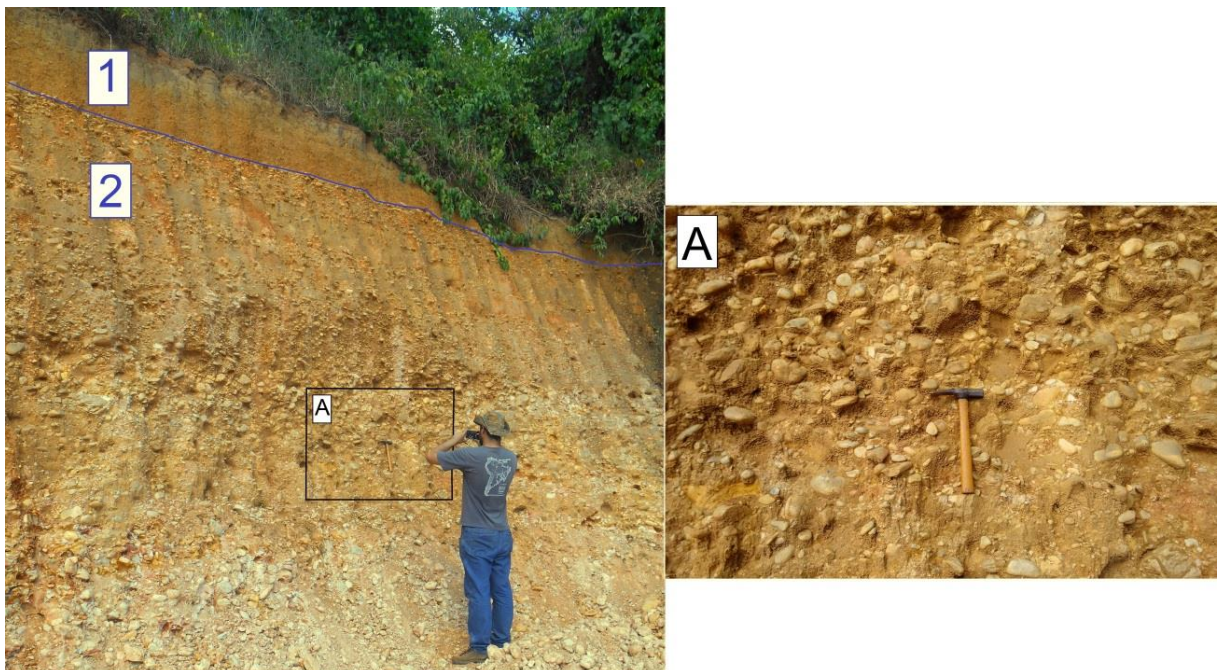


Figura 43: Afloramento da formação Pariquera-Açu (ponto 58). 1: Argilito maciço de cores ocre e cinza. 2: Conglomerado de matriz argilo-arenosa e seixos de quartzo. A: Detalhe do conglomerado com seixos imbricados.

A Formação Cananéia é constituída por arenito fino, branco e com baixa coesão. Apresenta camada de minerais pesados de aproximadamente 10 cm de espessura (FIGURA

44). Localmente, apresenta concentração de matéria orgânica, formando arenitos bem escuros, quase pretos, sendo possível reconhecer estratificação cruzada.



Figura 44: Afloramento de arenitos pouco consolidados da Formação Cananéia (Ponto 91).

5.2 Geologia Estrutural

5.2.1 Quadro geral de foliações, juntas e falhas

A seguir será apresentado o quadro geral dos dados estruturais das foliações, juntas e falhas obtidos durante as atividades de campo.

As atitudes tomadas das foliações nas rochas do embasamento pré-cambriano demonstram uma grande variação entre suas direções. Existe uma grande concentração em torno da direção E-W e com alto ângulo de mergulho. A direção NE-SW também aparece com grande importância, exibindo quatro orientações preferenciais com altos a médios ângulos de mergulho. Por fim, a direção NW-SE ocorre em menor quantidade. Contudo, as atitudes tomadas na margem esquerda do Rio Ribeira de Iguape, setor sobre influência da Zona de Cisalhamento Cubatão, exibem orientações preferenciais NE-SW, evidenciando um importante controle estrutural local (FIGURA 45). Em outras porções da área não foi possível reconhecer um padrão de orientações.

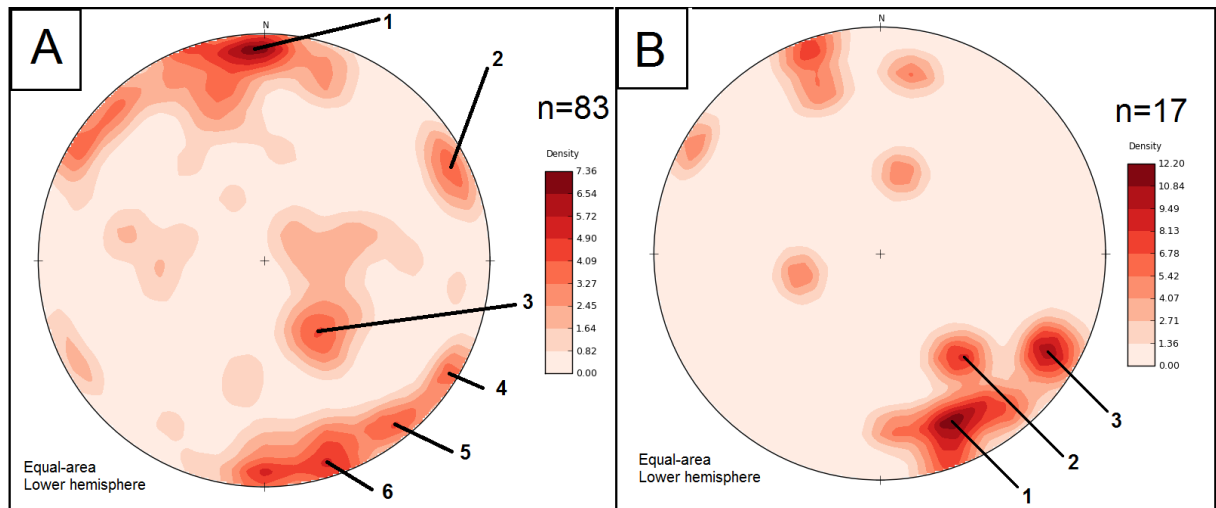


Figura 45: Estereogramas de frequência de polos das foliações. A: Quadro geral e respectivas orientações preferências: 1=N87E/84SE, 2=N27W/82SW, 3=N52E/33NW, 4=N40E/86NW, 5=N52E/82NW e 6=N73E83NW; B: Margem esquerda do rio Ribeira de Iguape e respectivas orientações preferências: 1=N65E/69NW, 2=N51E/50NW e 3=N30E/76NW.

Entre as famílias de juntas reconhecidas, destaca-se a de direção geral NW-SE, e secundariamente as de direções WNW-ESE, ENE-ESW e NE-SW. Esses conjuntos apresentam alto ângulo de mergulho e afetam as rochas do embasamento pré-cambriano, diques mesozoicos de rochas básicas e alcalinas e sedimentos cenozoicos (FIGURA 46 e 47).



Figura 46: Família de juntas em afloramento de gnaiss do Batólito Paranaguá (Ponto 100).

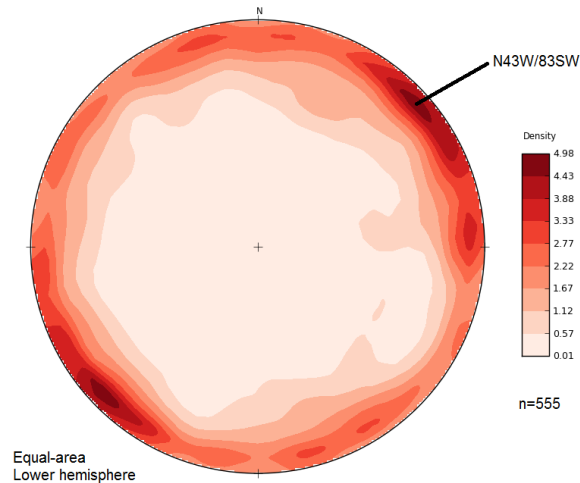


Figura 47: Diagrama de frequência de polos de juntas com orientação preferencial N43W/83SW (plano).

O conjunto de falhas reconhecidas afetam rochas do embasamento pré-cambriano, diques mesozoicos de rochas básicas e alcalinas e sedimentos cenozoicos. Foram identificadas falhas normais, inversas, transcorrentes dextrais e transcorrentes sinistrais (FIGURA 48).



Figura 48: Plano de falha com atitude 208/75 em rocha granítica. As estrias paralelas à direção do lápis e os ressaltos indicam movimento transcorrente destal (afloramento 67).

O estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas (FIGURA 49) apresenta grande distribuição de orientações, com destaque para WNW-ESE, NE-SW, NW-SE e NNW-SSE.

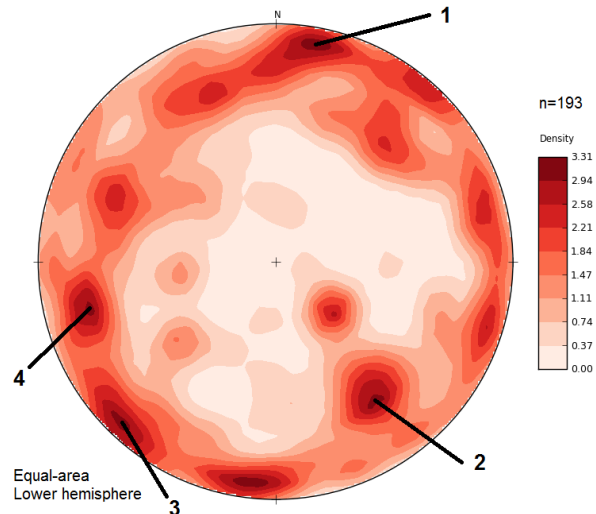


Figura 49: Estereograma de frequência de polos de falhas. Orientações preferenciais: 1=N86W/83SW, 2=N54E/60NW, 3=N44W/82NE e 4=N14W/70NE.

Os dados obtidos das direções principais dessas estruturas podem ser relacionados ao quadro de análise macroscópico da área, como segmentos retilíneos de drenagem, anomalias de relevo nas formas de cristas ou vales orientados, evidenciando um importante controle estrutural na paisagem.

5.2.2 Quadro de falhas

A abordagem acima não se mostra satisfatória em relação ao objetivo de caracterizar o regime tectônico vigente da região, uma vez que as estruturas observadas estão presentes em rochas com grande intervalo temporal, do pré-Cambriano ao Cenozoico.

Buscou-se então separar as unidades relativamente mais jovens em que as falhas estão presentes, como as rochas mesozoicas (diques básicos e alcalinos) e depósitos sedimentares cenozoicos. Além disso, no conjunto de rochas do embasamento pré-cambriano foram separadas também as falhas que possuem planos estriados sobre minerais de alteração (argilominerais e óxidos), o que denotaria a atuação de um evento deformacional relativamente mais jovem.

Contudo, um grande número de medidas de falhas foi efetuado em rochas do embasamento pré-Cambriano que não possuem planos estriados sobre minerais de alteração, mas sim sobre as rochas sãs. Este conjunto também foi analisado a fim de se obter a possível correlação destas estruturas com eventos mais jovens.

Em cada conjunto de rochas de determinado intervalo temporal (pré-Cambriano, com ou sem alteração no plano de falha, mesozoicas e cenozoicas) foram encontradas diferentes

associações de diferentes tipos de falhas, bem como orientações distintas para o mesmo tipo de falha.

Estas situações podem exibir no cenário tectônico esforços antagônicos, o que levou à necessidade da separação de subconjuntos de falhas adequados e coerentes para as determinações de paleotensões e dos regimes de esforços para determinado período de tempo, considerado a partir das rochas afetadas por estas falhas.

5.2.2.1 Falhas no embasamento pré-Cambriano

Foram reconhecidas em maior número as falhas normais, seguidas de transcorrentes sinistrais e destrais, além de três falhas inversas (FIGURAS 50 e 51).



Figura 50: Plano de falha normal (atitude 314/55) em xisto do Complexo Embu. A direção do lápis é paralela à direção das estrias (Afloramento 58).



Figura 51: Falha normal (atitude 320/65) afetando quartzito do Complexo Embu (afloramento 55).

O quadro de falhas no embasamento pré-Cambriano apresenta quatro orientações preferenciais (FIGURA 52). Apesar de se esperar reconhecer um número maior de falhas transcorrentes no embasamento com orientações próximas a N70E, as principais orientações reconhecidas foram NNW-SSE.

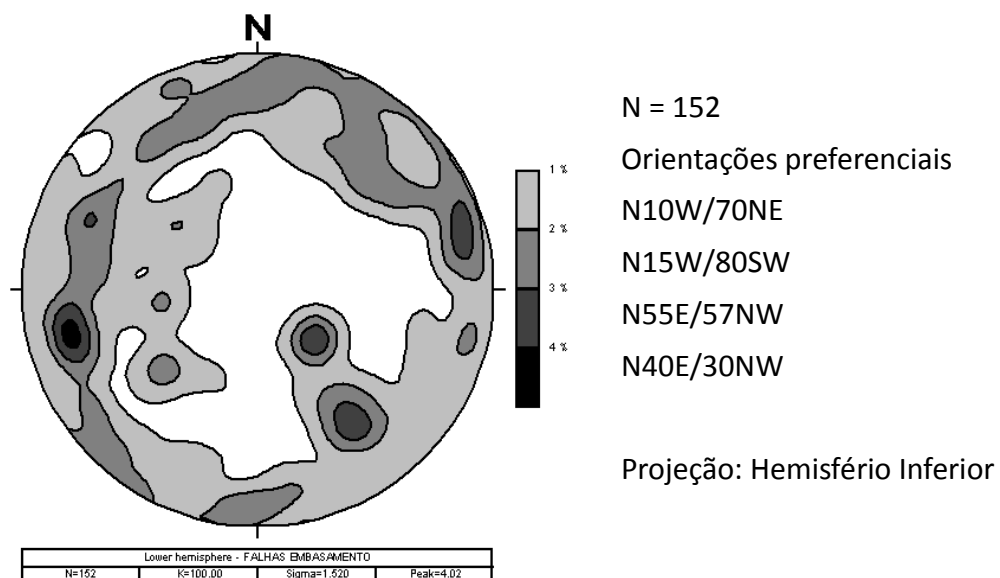


Figura 52: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas no embasamento pré-Cambriano.

A seguir serão apresentados os conjuntos de acordo com a tipologia (destral, sinistral, normal ou inversa) e cada um de seus subconjuntos para a reconstrução dos eixos de paleotensões.

O estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas **transcorrentes destrais** exibe quatro orientações preferenciais (FIGURA 53).

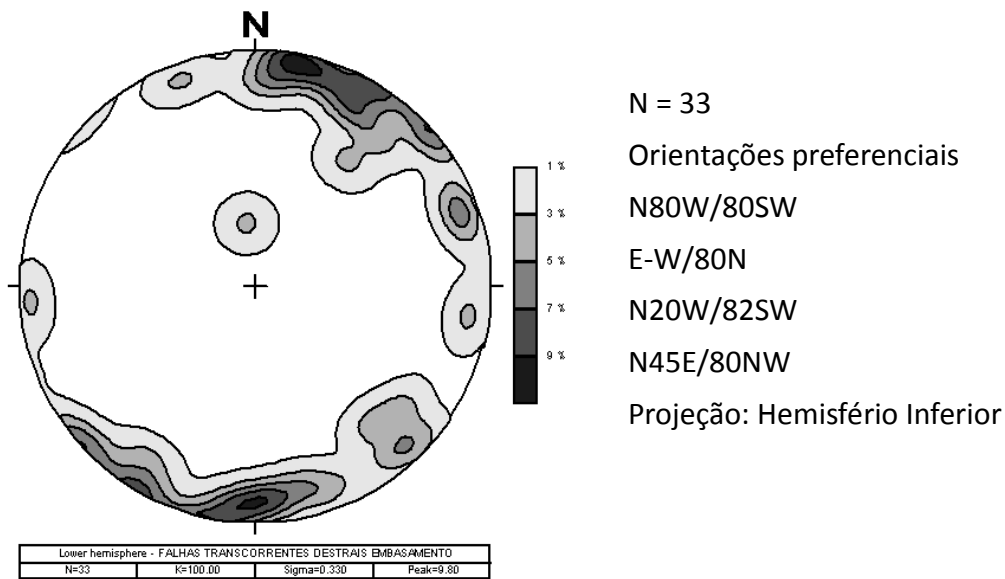


Figura 53: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas transcorrentes destrais.

Foram reconhecidos entre as falhas transcorrentes destrais dois subconjuntos, principalmente em função das direções preferenciais (NW-SE e próximas a EW) e da cinemática decorrente das orientações.

As reconstruções dos eixos de paleotensões para cada subconjunto (FIGURAS 54 e 55) permitem o reconhecimento de pelo menos dois pulsos deformacionais, associados a eventos compressivos NNE-SSW (primeiro subconjunto) e NW-SE (segundo subconjunto).

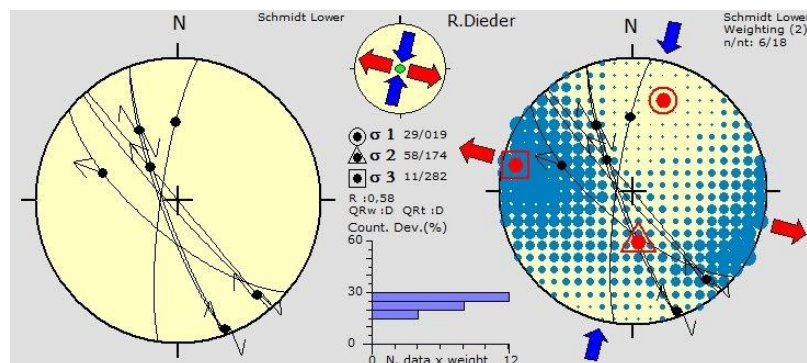


Figura 54: Estereograma de projeção ciclográfica para o subconjunto de falhas destrais NW-SE e respectiva reconstrução de eixos de paleotensões indicando a posição de σ_1 segundo a direção NNE-SSW.

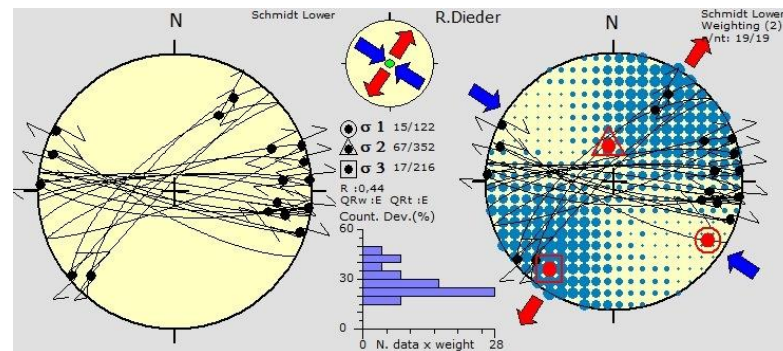


Figura 55: Estereograma de projeção ciclográfica para o subconjunto de falhas destrais próximas a E-W e respectiva reconstrução de eixos de paleotensões indicando a posição de σ_1 segundo a direção NW-SE.

O estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas **transcorrentes sinistrais** exibe quatro orientações preferenciais (FIGURA 56).

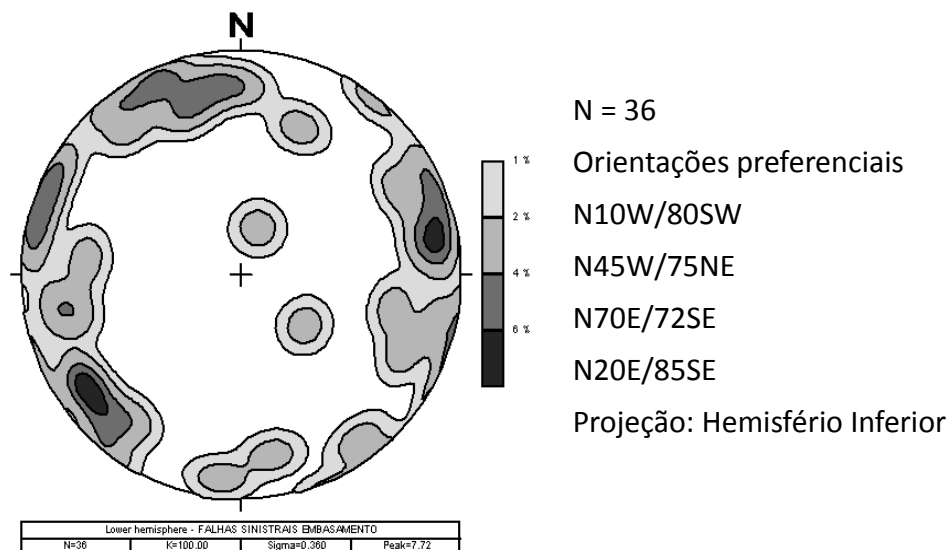


Figura 56: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas transcorrentes sinistrais.

Entre as falhas transcorrentes sinistrais foram reconhecidos três subconjuntos bem marcados, em função das direções próximas a EW até ENE, NNW e NNE (FIGURA 57).

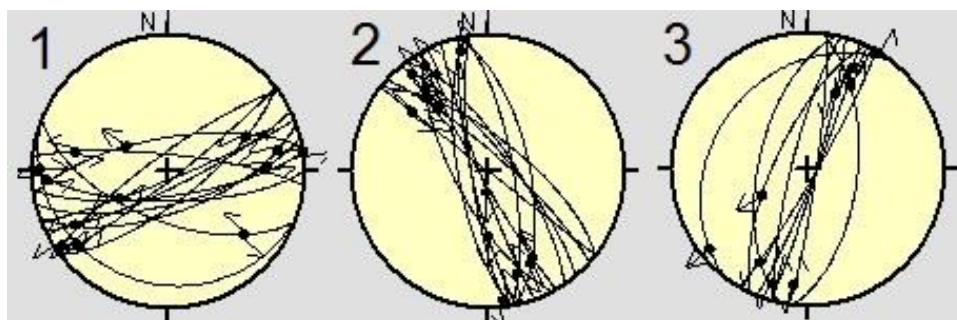


Figura 57: Estereogramas de projeção ciclográfica para os três subconjuntos de falhas transcorrentes sinistrais. 1: E-W a ENE, 2: NNW, 3: NNE.

As reconstruções dos eixos de paleotensões para cada subconjunto são exibidas nas figuras 58, 59 e 60.

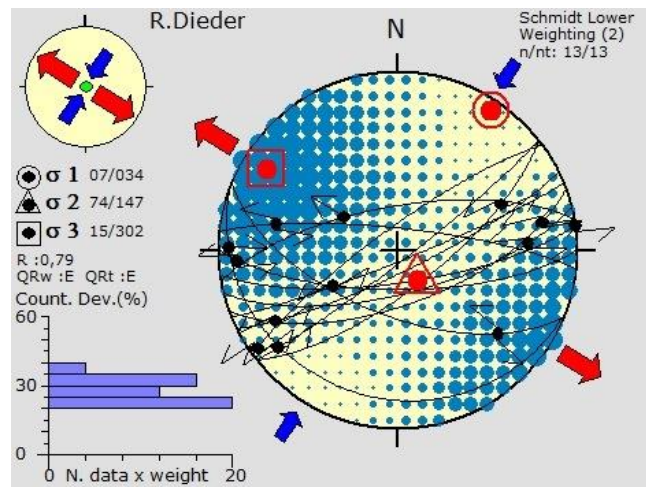


Figura 58: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais E-W a ENE indicando a posição de σ_1 segundo a direção NE-SW.

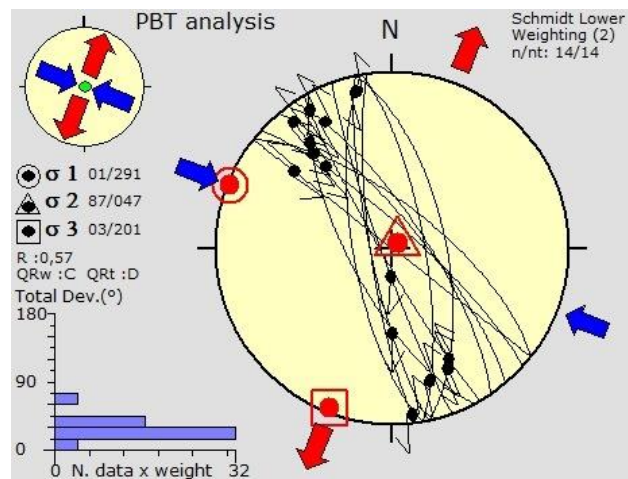


Figura 59: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais NNW indicando a posição de σ_1 segundo a direção WNW-ESE.

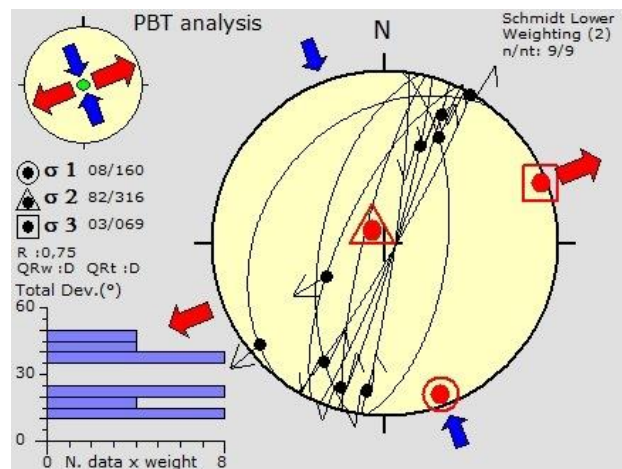


Figura 60: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas sinistrais NNE indicando a posição de σ_1 segundo a direção NNW-SSE.

As falhas **normais** apresentam grande variação de direções com altos a médios ângulos de mergulho. Contudo destacam-se concentrações principais segundo as direções NE-SW e NW-SE (FIGURA 61).

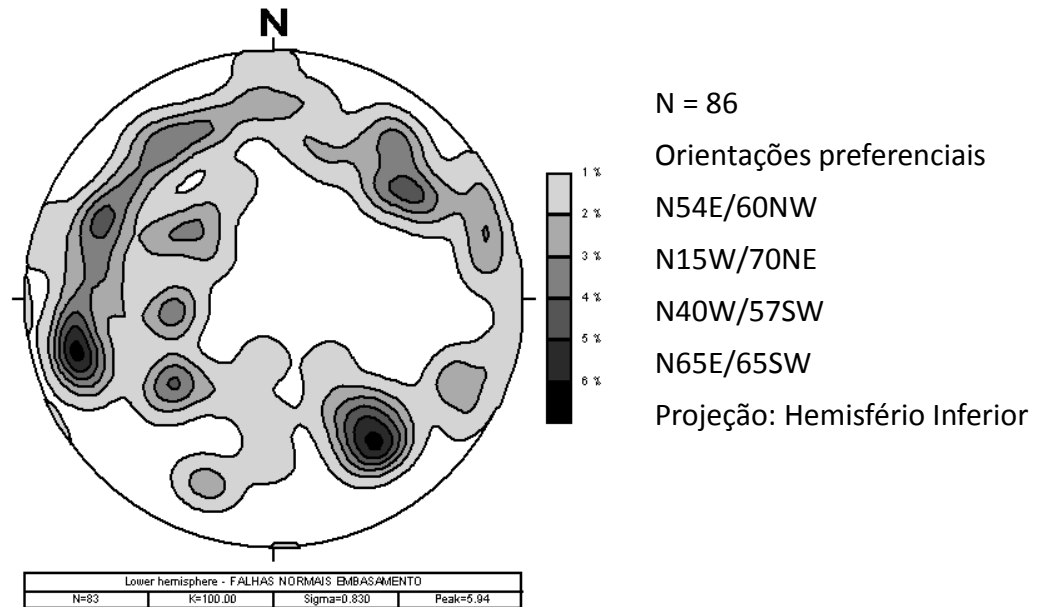


Figura 61: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas normais no embasamento.

As orientações preferenciais das falhas normais direcionam para uma separação em dois subconjuntos principais, NE-SW e NW-SE.

O subconjunto NE-SW é ilustrado através dos estereogramas de frequência de polos e projeção ciclográfica (FIGURA 62).

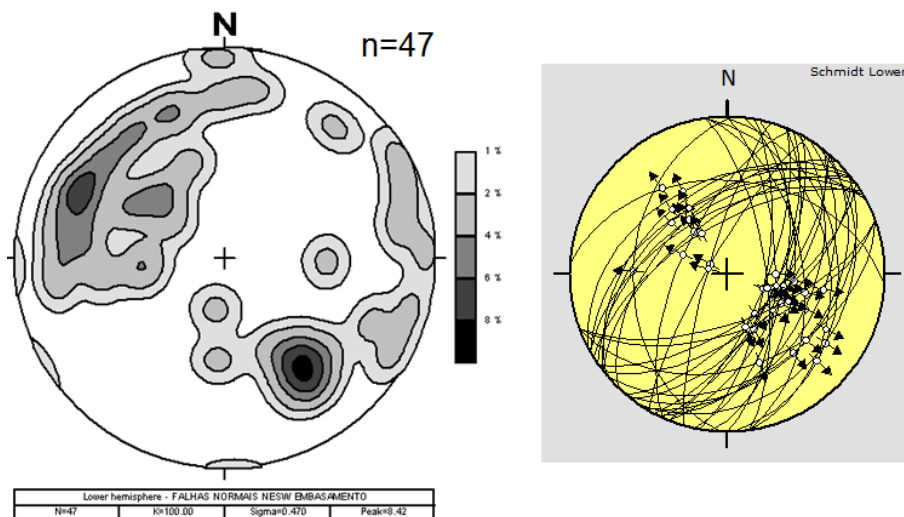


Figura 62: Estereograma de frequência de polos com projeção no hemisfério Inferior e de projeção ciclográfica para o primeiro subconjunto de falhas normais no embasamento. Orientações preferenciais: N54E/ 60NW, N65E/65SW.

A partir da reconstrução dos eixos de paleotensões, é possível reconhecer para este subconjunto a atuação de um pulso distensivo NW-SE (FIGURA 63).

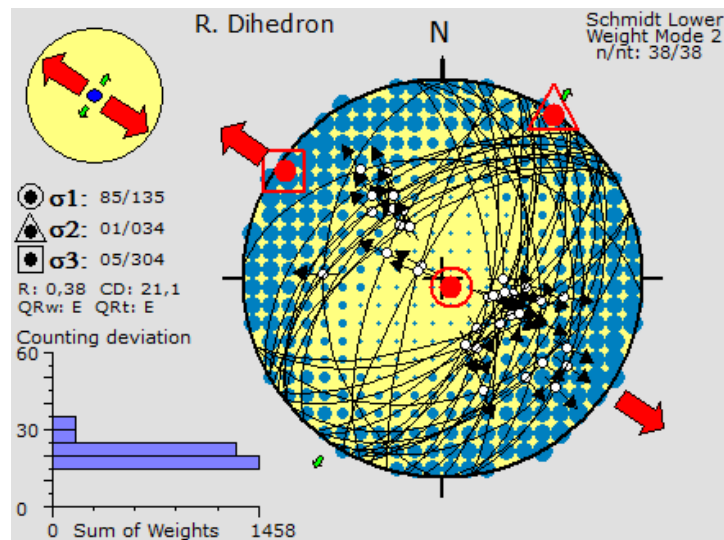


Figura 63: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas normais NE-SW indicando a posição de σ_3 segundo a direção NW-SE.

O subconjunto NW-SE é ilustrado através dos estereogramas de frequência de polos e projeção ciclográfica (FIGURA 64).

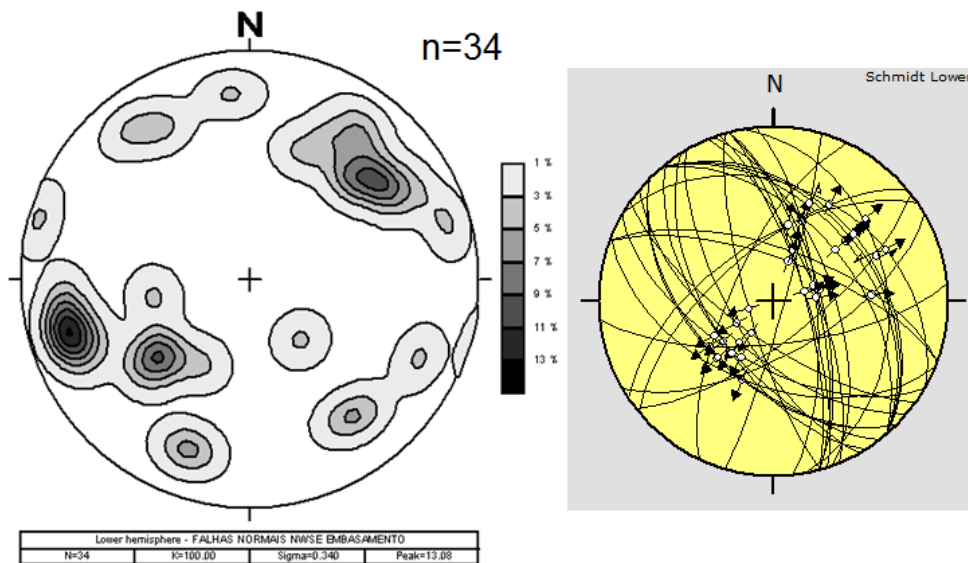


Figura 64: Estereograma de frequência de polos com projeção no hemisfério inferior e de projeção ciclográfica para o segundo subconjunto de falhas normais no embasamento. Orientações preferenciais: N15W/70NE, N40W/57SW, N40W/45NE.

Este subconjunto diz respeito às falhas caracterizadas pela posição de suas estrias nos quadrantes NE-SW, ou seja, associadas a movimentos distensivos ou com forte componente distensivo segundo NE-SW. A reconstrução dos eixos de paleotensões indica a direção de σ_3 segundo a direção NE-SW (FIGURA 65).

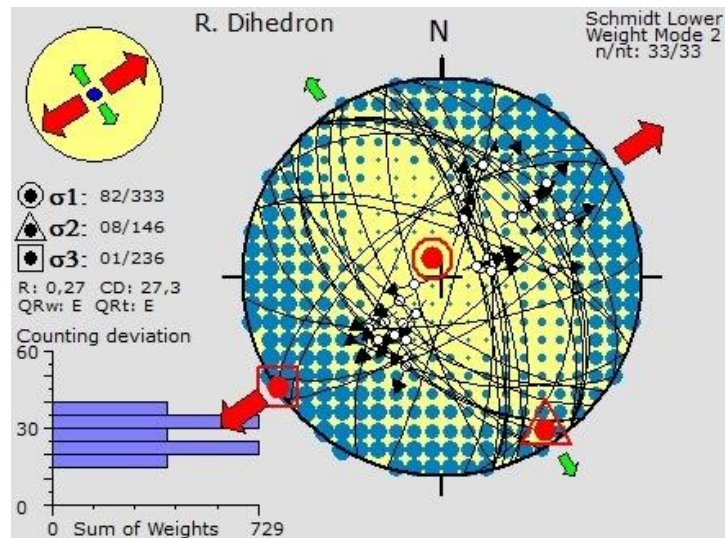


Figura 65: Reconstrução de eixos de paleotensões para o subconjunto de falhas normais NW-SE indicando a posição de σ_3 segundo a direção NE-SW.

Foram encontradas três falhas de movimento **inverso**. Os estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução de eixos de paleotensões são representados na figura 66.

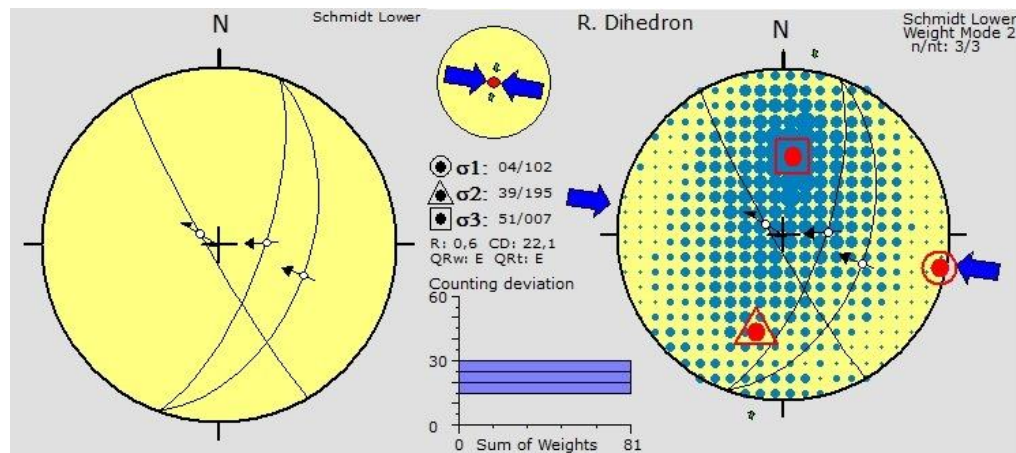


Figura 66: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas inversas que afetam o embasamento.

5.2.2.2 Falhas sobre rochas alteradas no embasamento pré-Cambriano

Cabe destacar, no entanto, que sobre as rochas do embasamento já bastante alteradas, representadas por argilo-minerais decorrentes da decomposição intempérica dos minerais originais, foram reconhecidos diversos planos de falhas, denunciando um pulso deformacional de reativação ou nova deformação, mais jovem que o processo de alteração intempérica destas rochas. Estes dados, referentes às rochas do embasamento alteradas, são apresentados a seguir:

Foram reconhecidas nas rochas do embasamento pré-cambriano, falhas normais, transcorrentes dextrais e sinistrais, em que as estrias afetam planos com argilominerais ou óxidos. (FIGURAS 67 e 68).



Figura 67: Plano de falha (atitude 314/85) com estrias paralelas à direção do lápis sobre limonita em rocha granítica alterada (material caolínítico) (afloramento 96).



Figura 68: Planos de falhas transcorrentes dextrais (atitudes: 340/80 acima e 358/80 abaixo) com estrias sobre caolinita e óxido de manganês em rocha granítica (afloramento 66).

De acordo com os estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução de eixos de paleotensões, as falhas normais reconhecidas têm direção principal NE-SW, até NS, com estrias de mergulho ou forte componente normal, o que aponta para deformação distensiva NW-SE (FIGURA 69).

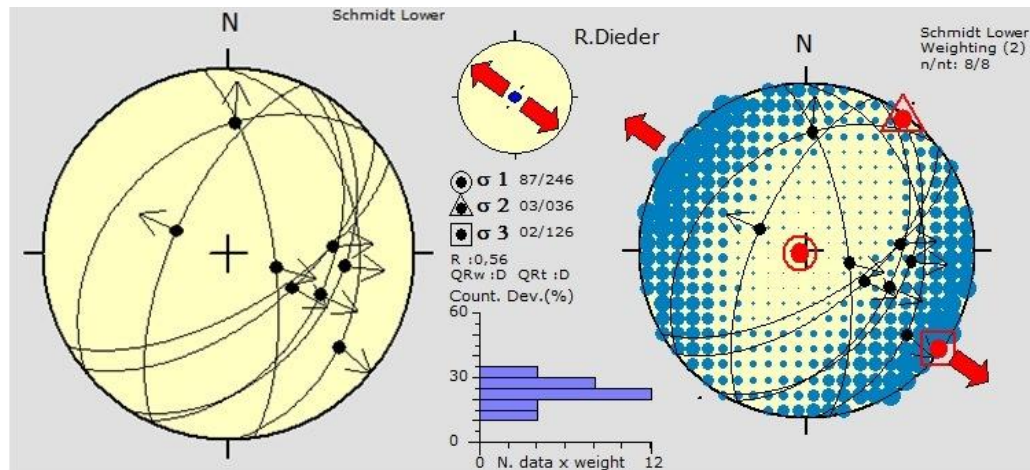


Figura 69: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais sobre alteração de rochas.

Como pode ser observado nos estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões, as falhas transcorrentes destrais têm orientação preferencial próxima a EW, alto ângulo de mergulho, e a dedução dos eixos aponta para regime compressivo WNW-ESE (FIGURA 70).

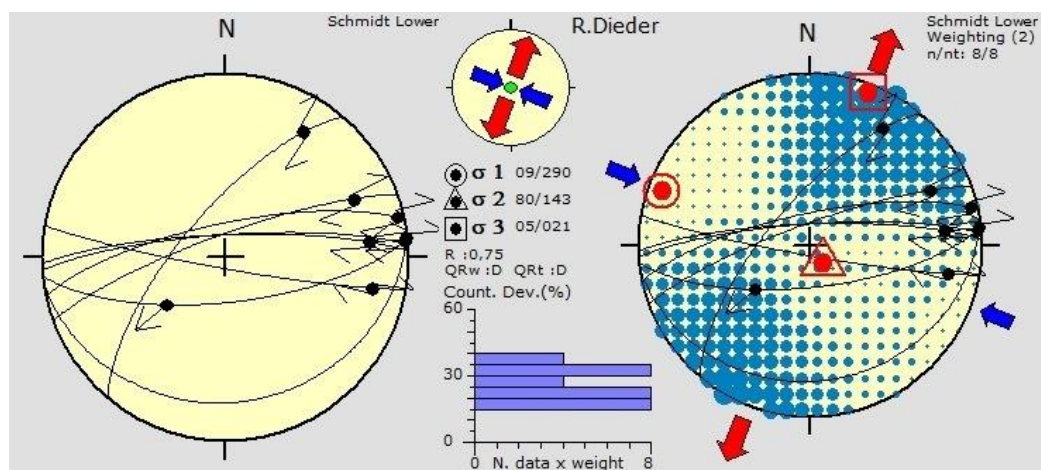


Figura 70: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes destrais sobre alteração de rochas.

As falhas transcorrentes sinistrais apresentam maior distribuição de orientações, porém com maior incidência em direções próximas a EW e NS. O tratamento integrado para dedução dos esforços aponta para sistema compressivo, com orientação próxima a NS a NNW-SSE (FIGURA 71).

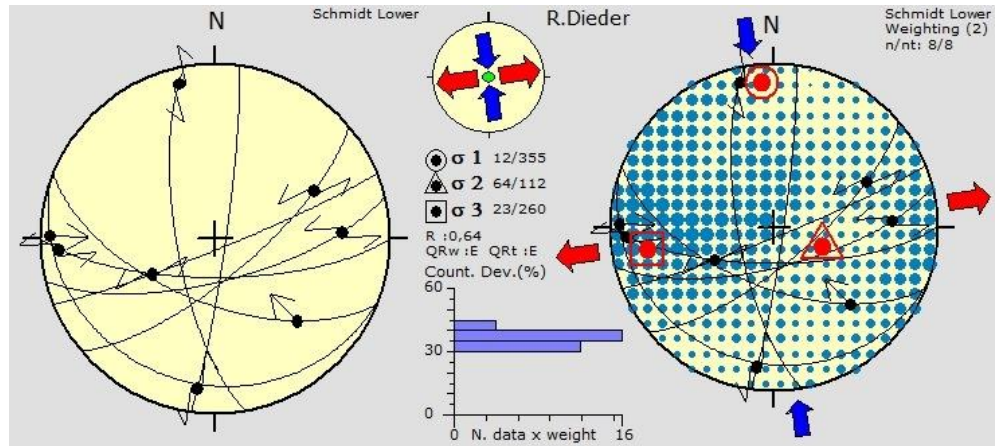


Figura 71: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes sinistras sobre alteração de rochas.

5.2.2.3 Falhas sobre diques de rochas básicas e alcalinas mesozoicas

Mesmo que em menor número que no embasamento, as falhas afetando os diques de rochas básicas e alcalinas também se distribuem entre falhas normais, falhas transcorrentes destrais e sinistras, e uma falha inversa (FIGURAS 72 e 73).

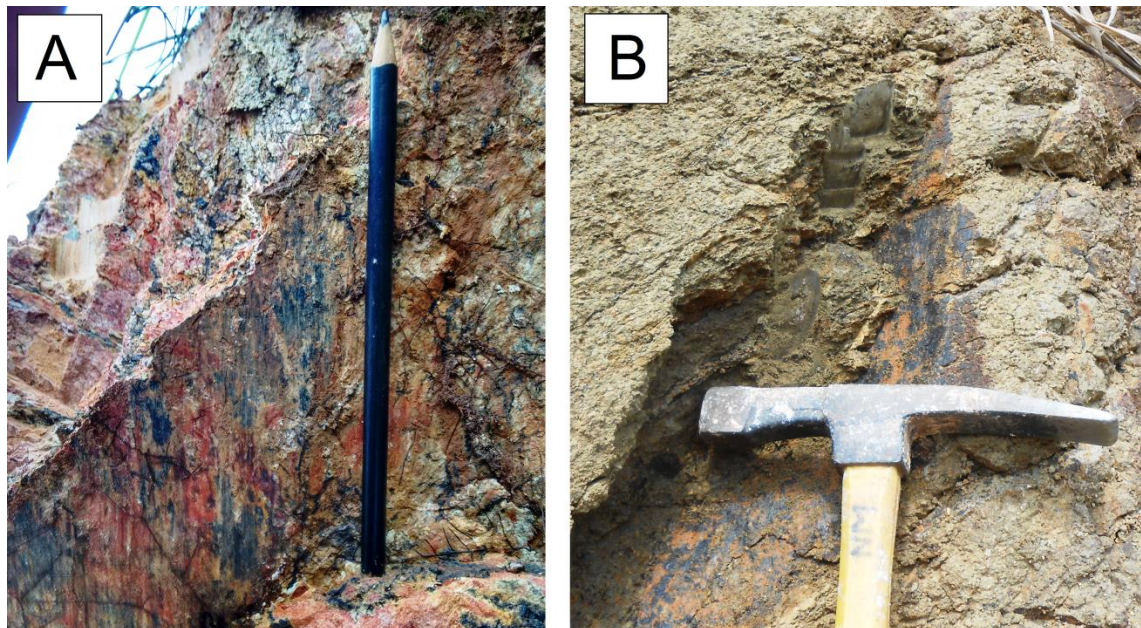


Figura 72: Planos estriados de falhas normais. A: Atitude do plano: 20/70 em dique de rocha alcalina no afloramento 82. B: Atitude do plano: 310/52 em dique de diabásio no afloramento 45.



Figura 73: Plano de falha normal com atitude 40/70 em dique de rocha alcalina. Caneta paralela à direção das estrias. (afloramento 87).

Predominam as falhas NW-SE, subverticais (FIGURA 74), mas a interpretação dos dados também carece de uma divisão de acordo com o tipo de movimento e de acordo com a cinemática deduzida pela reconstrução dos eixos de paleotensão.

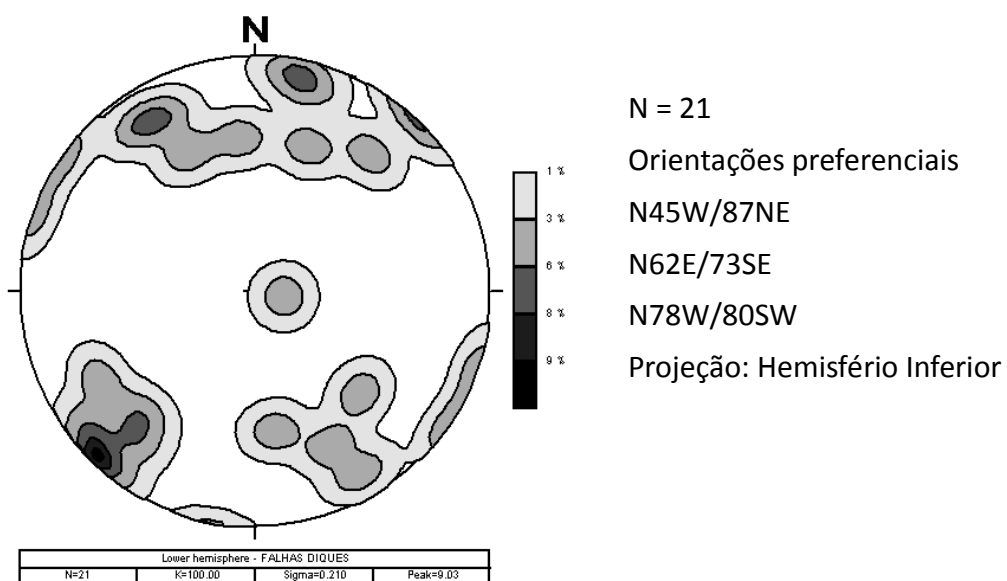


Figura 74: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas sobre diques mesozoicos.

Predominam sobre os diques mesozoicos as falhas normais. Suas direções principais distribuem-se nos quadrantes NE-SW e NW-SE, levando naturalmente a separação entre estes dois subconjuntos principais (FIGURA 75). Como era de se esperar, as falhas normais NE-SW indicam pulso distensivo NW-SE, e as falhas normais NW-SE indicam distensão ao longo de NE-SW a NNE-SSW (FIGURA 76).

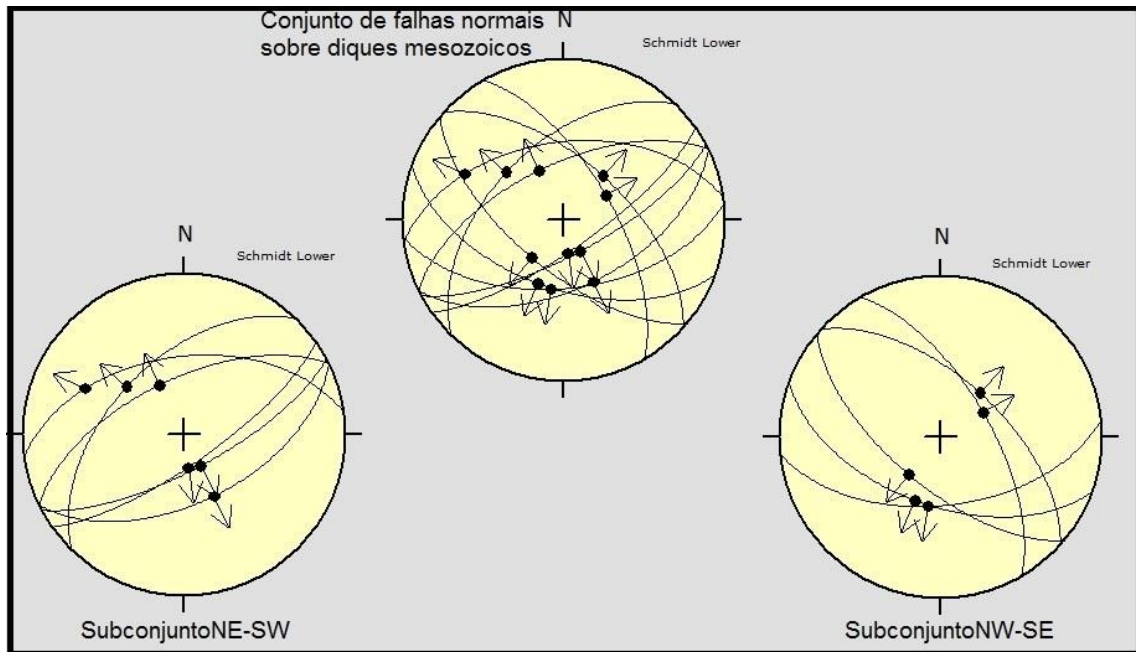


Figura 75: Estereogramas de projeção ciclográfica para as falhas normais que afetam os diques mesozoicos e seus respectivos subconjuntos NE-SW e NW-SE.

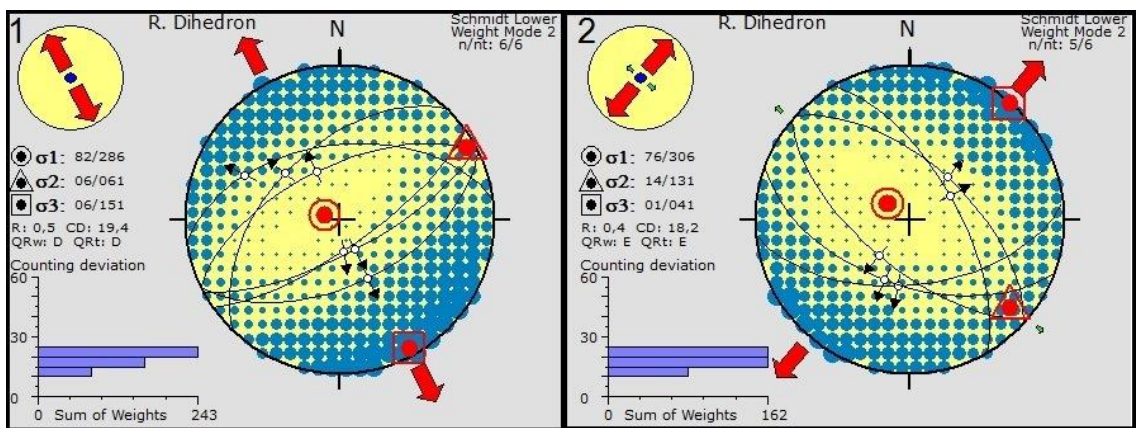


Figura 76: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões das falhas normais que afetam os diques mesozoicos. 1: Subconjunto NE-SW, com σ_3 segundo a direção NW-SE. 2: Subconjunto NE-SW, com σ_3 segundo a direção NE-SW.

Entre as falhas transcorrentes, predominam as de movimentação sinistral, tendo sido reconhecida apenas uma transcorrente dextral, esta com orientação próxima a EW (FIGURA

77), ou seja, semelhante ao conjunto principal das falhas de mesmo tipo reconhecidas no embasamento.

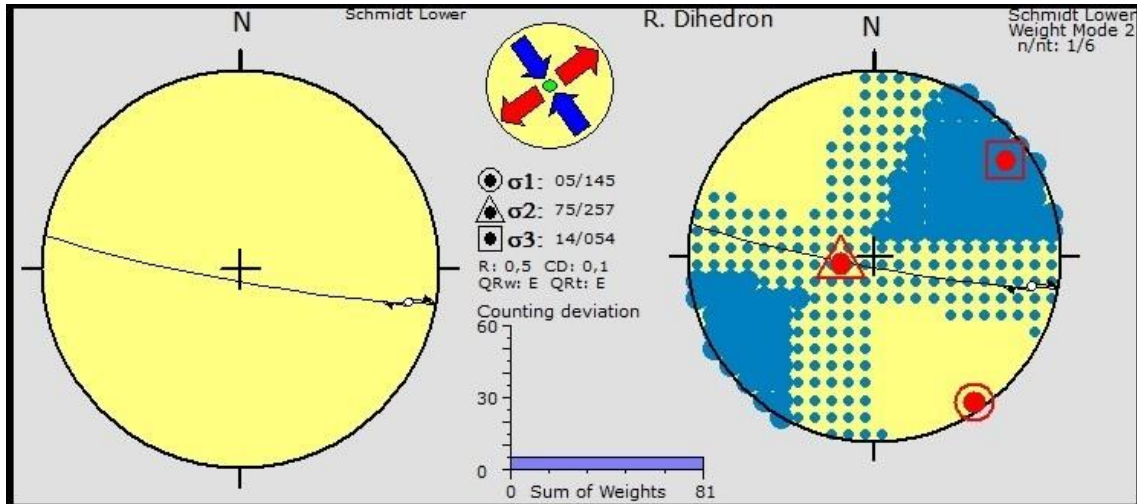


Figura 77: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falha transcorrente dextral sobre dique mesozoico.

Já as falhas transcorrentes sinistrais formam dois subconjuntos bem discriminados, NE-SW e NW-SE (FIGURA 78), de certo modo permitindo também uma caracterização em dois pulsos (também semelhante ao quadro reconhecido para o embasamento, para falhas de mesmo tipo), como ilustrado na figura 79.

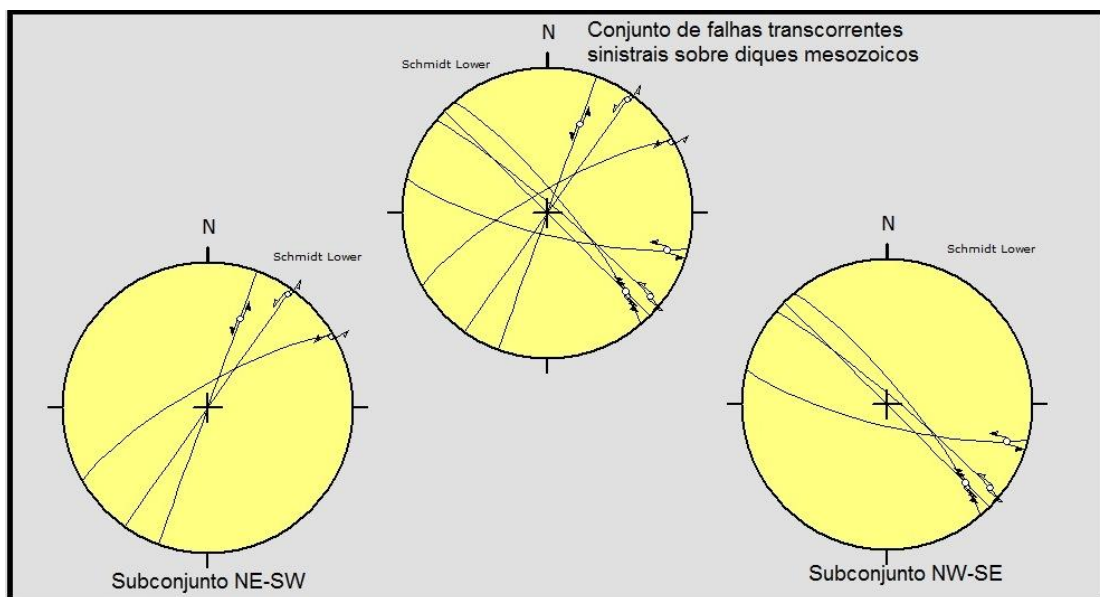


Figura 78: Estereogramas de projeção ciclográfica para as falhas transcorrentes sinistrais que afetam os diques mesozoicos e seus respectivos subconjuntos NE-SW e NW-SE.

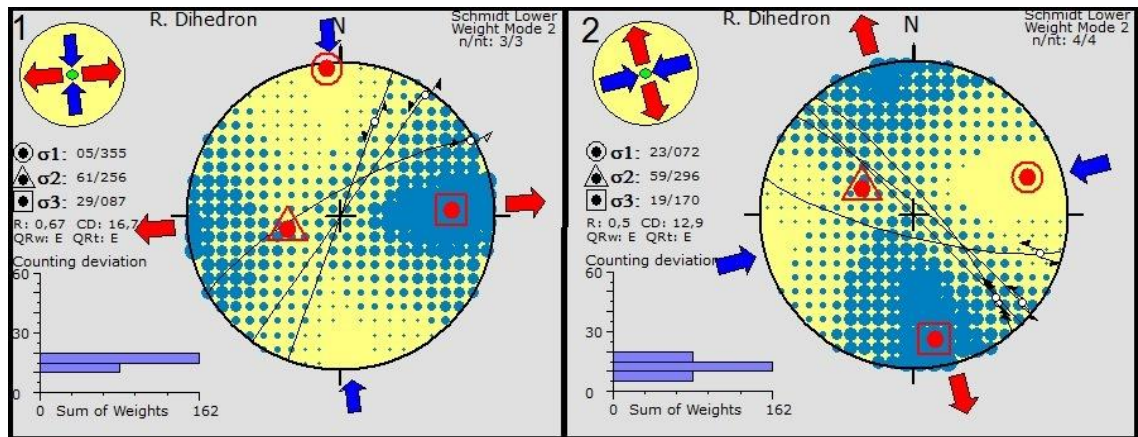


Figura 79: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões das falhas transcorrentes sinistras que afetam os diques mesozoicos. 1: Subconjunto NE-SW, com σ_1 segundo a direção NNW-SSE. 2: Subconjunto NE-SW, com σ_1 segundo a direção ENE-WSW.

Apenas uma falha de movimento inverso foi reconhecida sobre os diques, com direção NS a NNE-SSW e baixo ângulo de mergulho para WNW. Apesar de se tratar de uma única medida, indica deformação compressiva com eixo principal WNW-ESE (FIGURA 80).

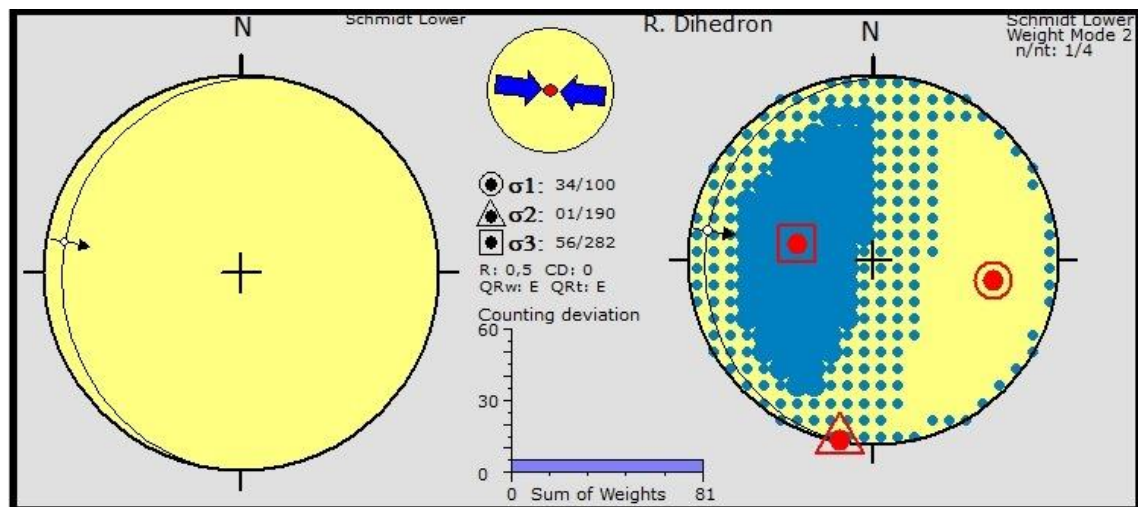


Figura 80: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falha inversa sobre dique mesozoico.

5.2.2.4 Falhas sobre depósitos sedimentares cenozoicos

As falhas nos sedimentos representam o quadro mais jovem de deformação, em função das idades destes sedimentos. Foram reconhecidas falhas normais e falhas transcorrentes destrais e sinistras, porém as feições de destaque estão associadas a três questões principais:

1. Reconhecimento de pequeno gráben com falhas sindeposicionais, colocando sedimentos da Formação Pariquera-Açu dentro dos xistos do Complexo Turvo-Cajati;

2. Reconhecimento de falhas normais deformando a Formação Pariquera-Açu e seu embasamento;
3. Reconhecimento de falhas transcorrentes destrais afetando sedimentos em afloramentos laterais ao Rio Ribeira de Iguape, possivelmente representantes de paleoterraço aluvionar deste rio.

O conjunto de falhas associadas aos depósitos sedimentares cenozoicos é representado em sua maioria por falhas normais, seguido por falhas transcorrentes dextrais e sinistrais. O quadro geral destas falhas é exibido pelo estereograma de frequência de polos (FIGURA 81).

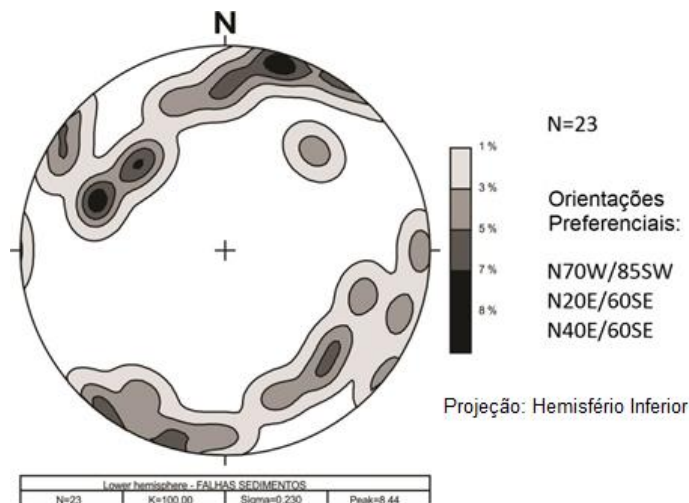


Figura 81: Estereograma de frequência de polos para o conjunto de falhas que afetam os sedimentos cenozoicos.

As falhas normais apresentam maior concentração de direções ao longo do quadrante NE-SW, com poucas orientações reconhecidas em NW-SE. Mesmo assim, é claro o reconhecimento entre estes dois subconjuntos (FIGURA 82).

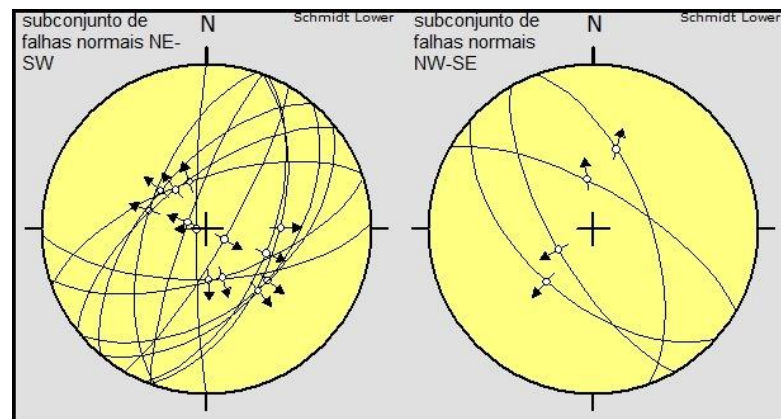


Figura 82: Estereogramas de projeção ciclográfica dos subconjuntos de falhas normais NE-SW e NW-SE que afetam os sedimentos cenozoicos.

As falhas NE-SW, em maior número, são interpretadas como mais antigas, e a reconstrução dos eixos de paleotensões para este subconjunto indicam um sistema distensivo NW-SE (FIGURA 83).

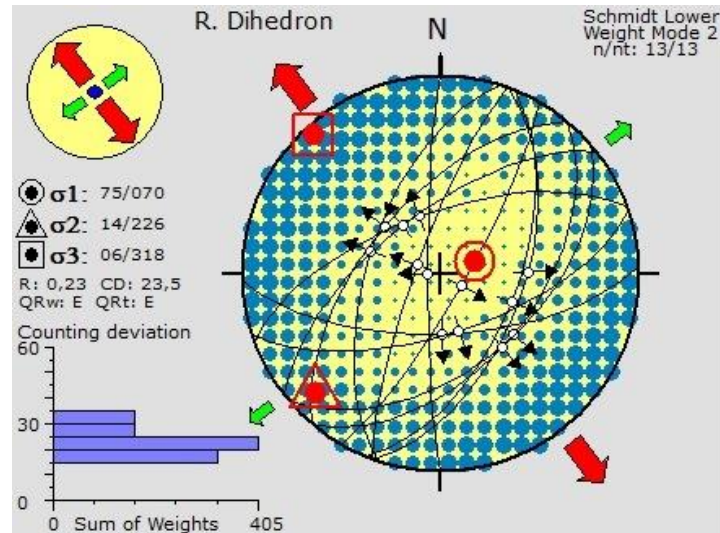


Figura 83: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais NE-SW que afetam sedimentos cenozoicos.

Destaques para este subconjunto são as falhas formando um pequeno gráben na região de Cajati (afloramento 68, figuras 84 e 85), onde é possível reconhecer a Formação Pariquera Açu “embutida” nos xistos, com falhas condicionando a distribuição dos clastos basais em degraus seccionados, apontando para feições do tipo sindeposicionais. Estas falhas podem então indicar um evento tectônico distensivo NW-SE associado ao processo de sedimentação da referida unidade estratigráfica (Formação Pariquera-Açu), além de fornecer indícios para limites temporais superiores para a duração do regime distensivo associado ao Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil (FIGURA 86).



Figura 84: Gráben localizado em Cajati próximo a rodovia BR116 no afloramento 68. 1=xisto, 2=sedimento conglomerático, 3=rampa de colúvio. As falhas normais indicadas possuem direção geral NE-SW, com mergulhos para NW ou SE.



Figura 85: Seixos angulares em matriz argilosa no preenchimento do gráben no afloramento 68.

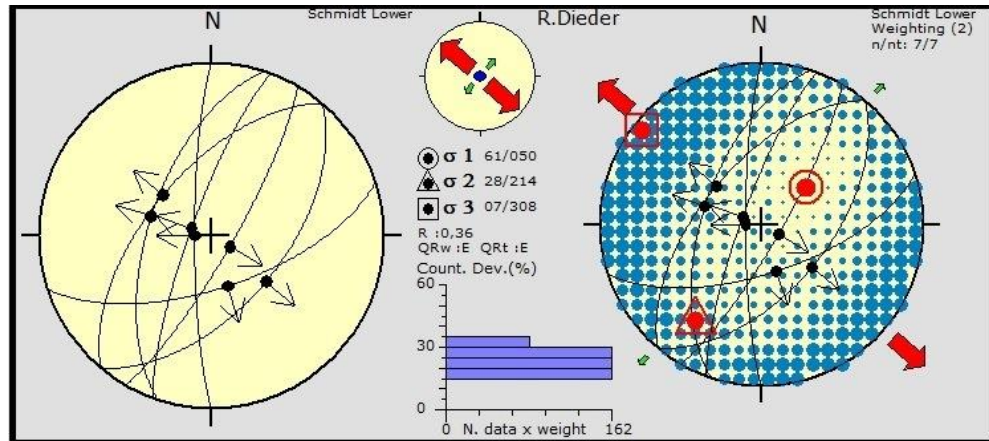


Figura 86: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas normais associadas ao gráben do afloramento 68.

As outras falhas normais, direcionadas NW-SE, foram reconhecidas em afloramentos de conglomerados suportados por clastos afetados por falhas, abatendo blocos sucessivos, colocando lado a lado embasamento e sedimentos, marcando fortemente o pulso de deformação pós-sedimentação, evento deformacional da Formação Pariquera-Açu, claramente mais jovem que o reconhecido pelas falhas anteriormente descritas (FIGURAS 87 e 88). A reconstrução dos eixos de paleotensões para estas falhas indica distensão NNE-SSW (FIGURA 89).



Figura 87: Foto mosaico exibindo falhas normais deslocando xisto e conglomerado da base da Formação Pariquera-Açu (Afloramento 39).



Figura 88: Detalhe da foto anterior exibindo plano de falha normal com atitude 222/55. As estrias são paralelas à direção do lápis.

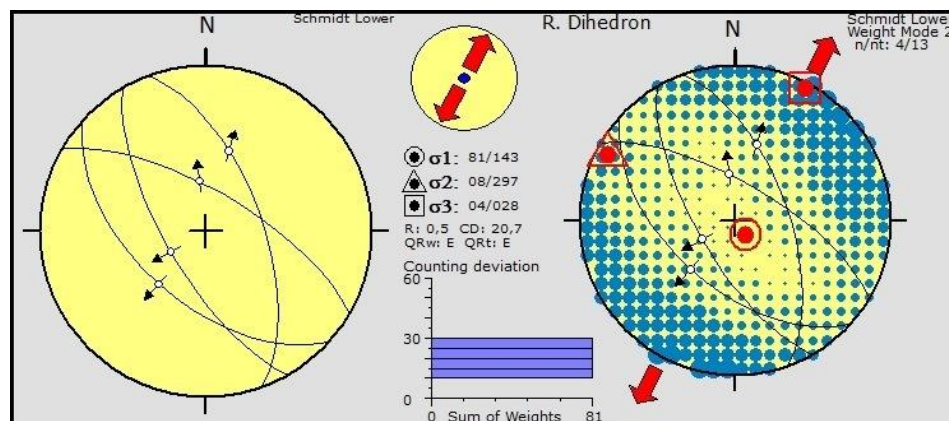


Figura 89: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas normais NW-SE que afetam a Formação Pariquera-Açu, indicando distensão NNE-SSW.

Falhas transcorrentes completam o quadro de falhas reconhecidas sobre sedimentos cenozoicos, tanto destrais quanto sinistrais (FIGURAS 90 e 91).

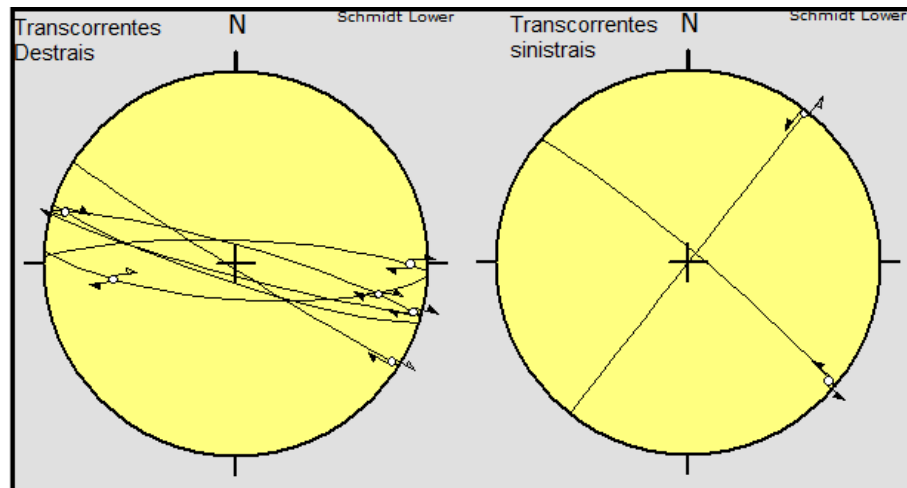


Figura 90: Estereogramas de projeção ciclográfica para falhas transcorrentes destrais e sinistrais que afetam os sedimentos cenozoicos.



Figura 91: Plano de falha transcorrente destal com atitude 198/82 e estrias paralelas à direção do lápis em argilito da Formação Pariquera-Açu. Afloramento 81.

Chama a atenção o conjunto de falhas transcorrentes destrais, fortemente orientado EW a WNW-ESE, o que aponta para deformação transcorrente também afetando os sedimentos recentes (FIGURA 92). O quadro de falhas transcorrentes destrais aponta para eixo compressivo NW-SE (FIGURA 93).

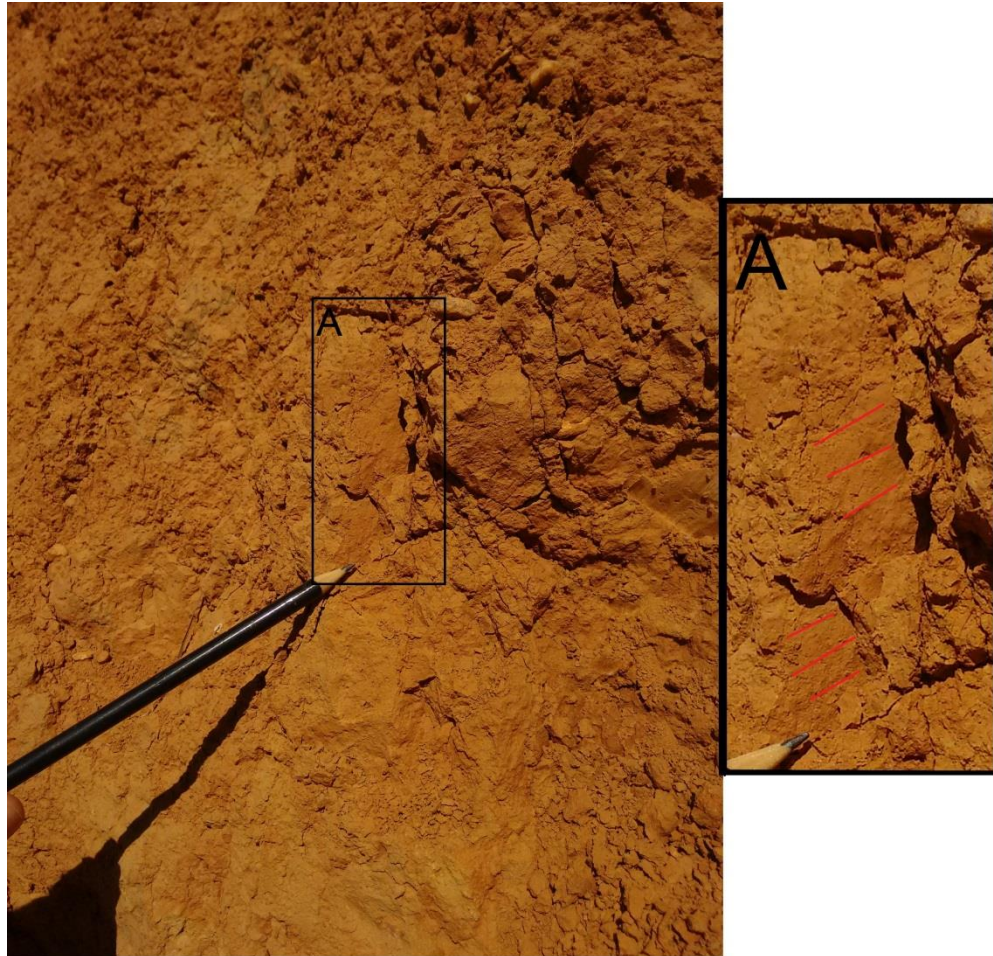


Figura 92: Plano de falha transcorrente destal com atitude 16/82 e estrias paralelas à direção do lápis em argilito de paleoterraço aluvionar do Rio Ribeira de Iguape. Afloramento 56.

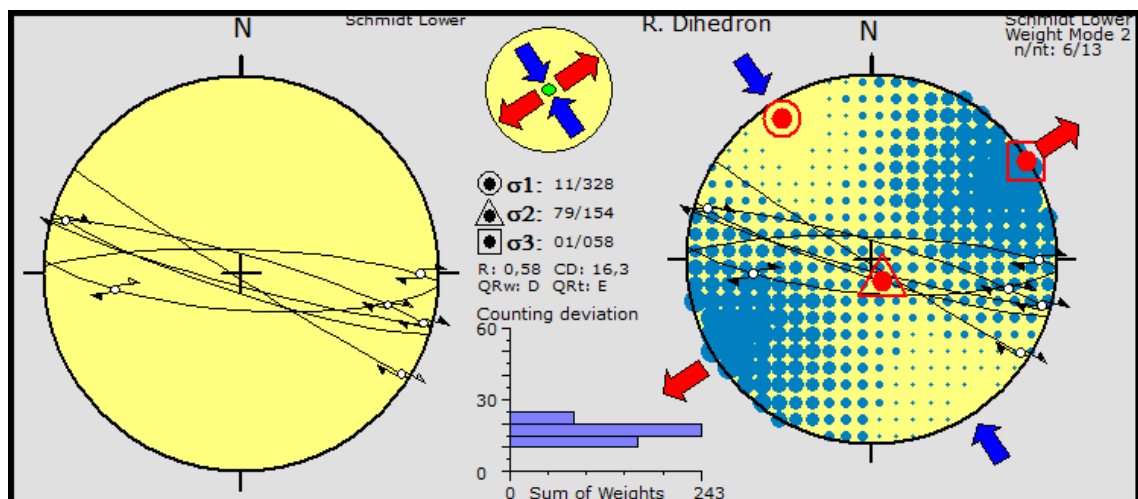


Figura 93: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas transcorrentes destrais que afetam sedimentos cenozoicos, indicando compressão NW-SE.

Apenas duas falhas transcorrentes sinistras foram reconhecidas afetando os sedimentos cenozoicos, direcionadas NW-SE e NE-SW (FIGURA 94). Os estereogramas de

reconstrução dos eixos de paleotensões gerados para cada falha separadamente são exibidos na figura 95.

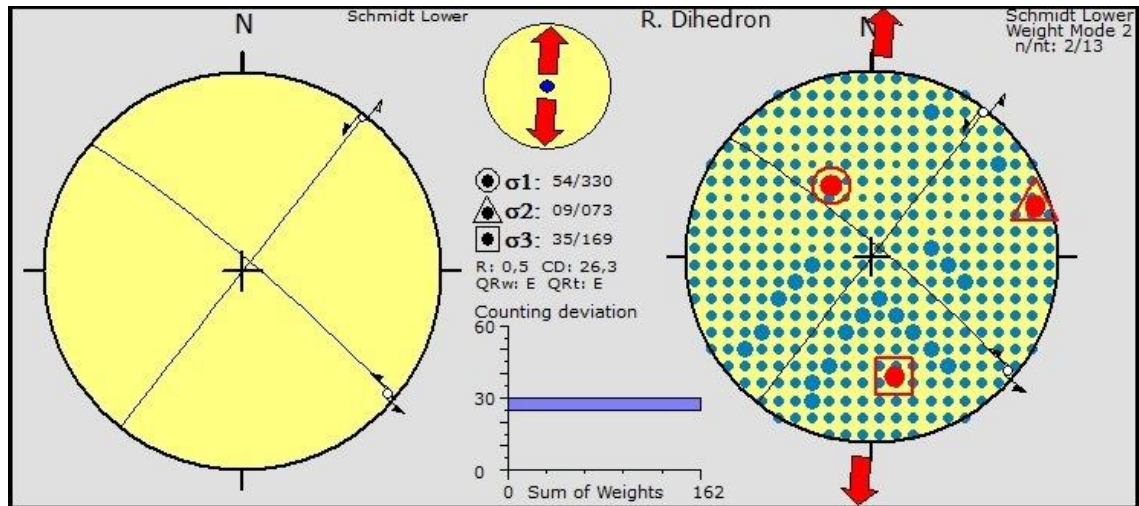


Figura 94: Estereogramas de projeção ciclográfica e de reconstrução dos eixos de paleotensões para as falhas transcorrentes sinistras que afetam os sedimentos cenozoicos.

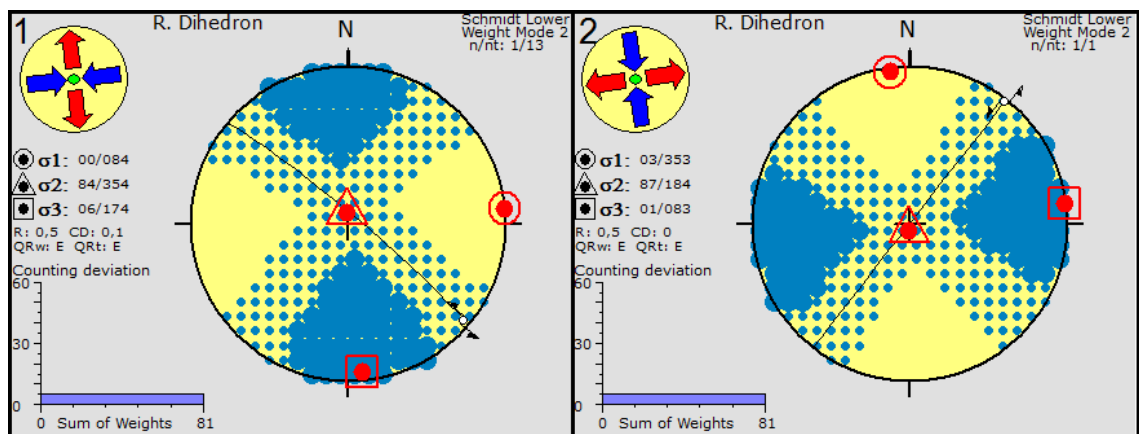


Figura 95: Estereogramas de reconstrução dos eixos de paleotensões para falhas transcorrentes sinistras NW-SE e NE-SW que afetam os sedimentos cenozoicos.

6 EIXOS DE PALEOTENSÕES E PULSOS DEFORMACIONAIS

6.1 Eixos de Paleotensões

6.1.1 Pulso deformacional mais jovem

A caracterização do pulso deformacional mais jovem na região de estudo se deu através da reconstrução de eixos de paleotensão associados às falhas que deformam a Formação Pariquera-Açu e sedimentos aluvionares na margem do Rio Ribeira de Iguape. Este pulso é caracterizado por uma compressão NW-SE e distensão NE-SW (FIGURAS 96 e 97).

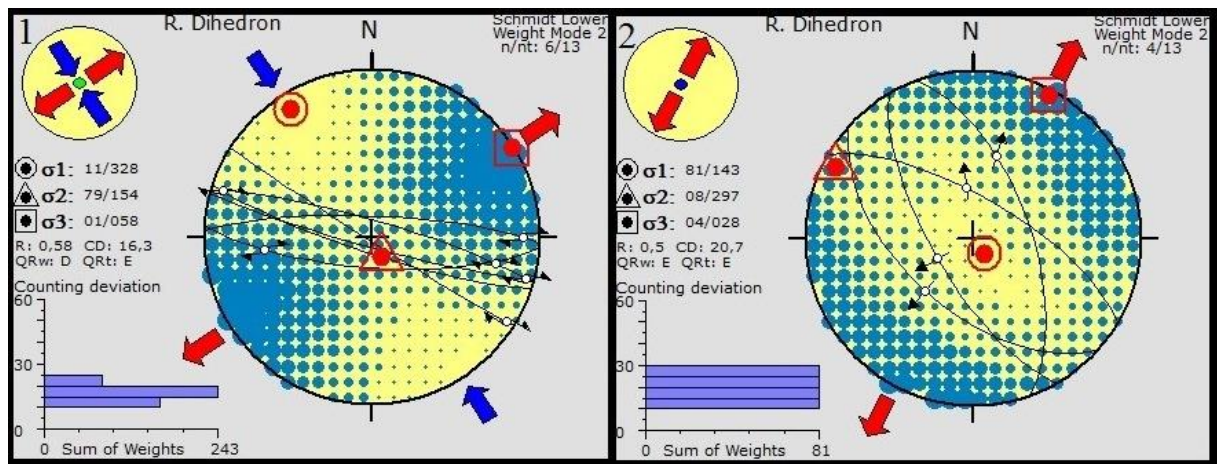


Figura 96: Estereogramas de reconstrução de eixos de paleotensão. 1: Falhas transcorrentes destrais que deformam sedimentos aluvionares nas margens do Rio Ribeira de Iguape e Formação Pariquera-Açu. 2: Falhas normais que deformam a Formação Pariquera-Açu.

Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} para a Deformação mais RECENTE			
Formação Pariquera-Açu (Falhas normais)	σ_1: 81/143 σ_2: 08/297 σ_3: 04/028		Orientações σ_1 – 143/81 σ_2 – 297/08 σ_3 – 028/04
Sedimentos aluvionares do Rio Ribeira de Iguape e Fm. Pariquera-Açu Falhas transcorrentes destrais	σ_1: 11/328 σ_2: 79/154 σ_3: 01/058		Orientações σ_1 – 328/11 σ_2 – 154/79 σ_3 – 058/01

Figura 97: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem.

Estes arranjos tectônicos se repetem nas rochas pré-cambrianas e nos diques mesozoicos, caracterizando esforços distensivos (ou pelo menos SH_{MIN}) NE-SW, e esforços compressivos NW-SE a WNW-ESE (SH_{MAX}) (FIGURAS 98 e 99).

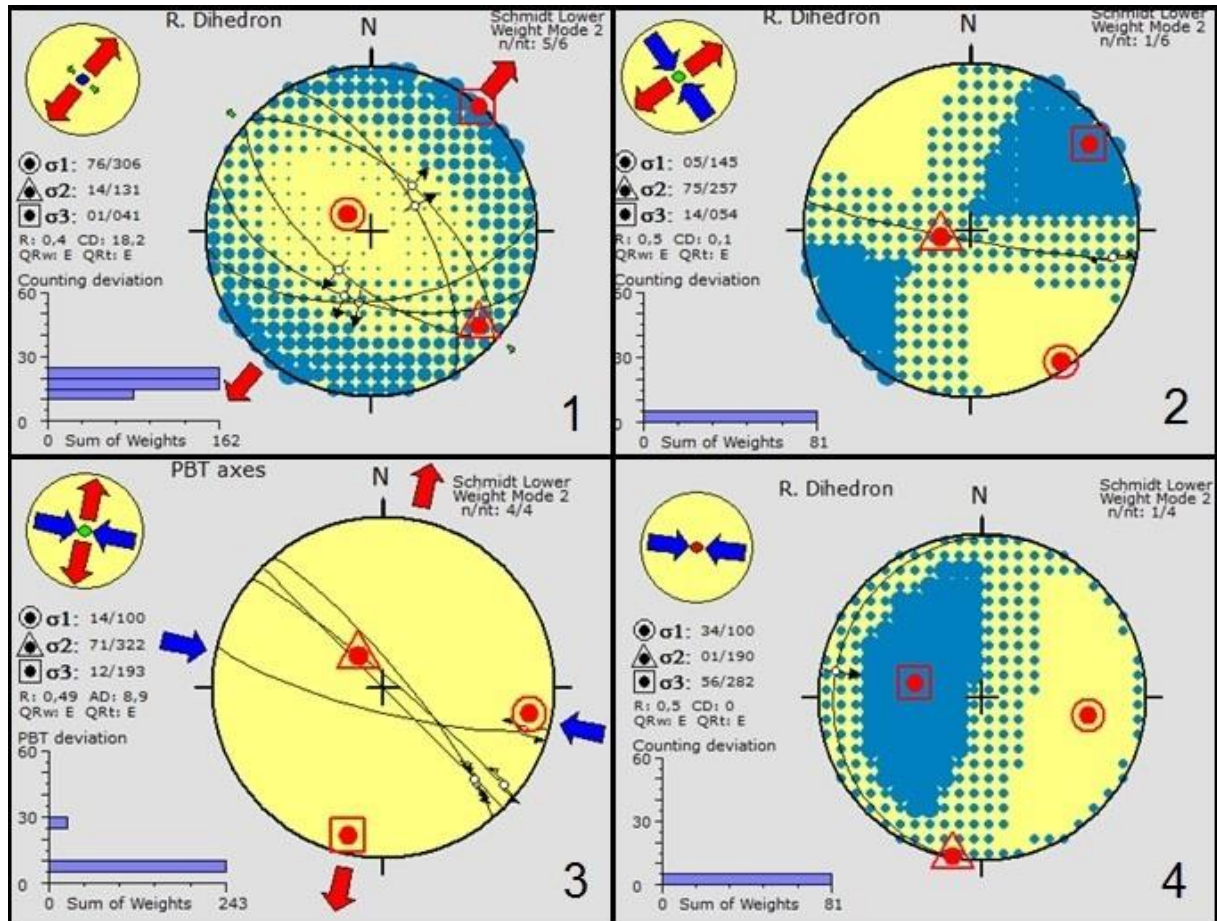


Figura 98: Estereogramas de reconstrução de eixos de paleotensão. 1: Falhas normais nos diques. 2: Falha distal no dique. 3: Falhas sinistrais nos diques. 4: Falha inversa em dique.

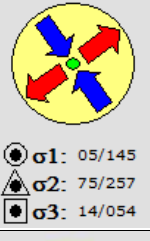
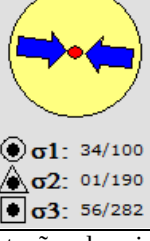
Projeção de SH_{MAX} E SH_{MIN} para a Deformação mais RECENTE , reconhecida sobre os diques mesozoicos		
Falhas normais		Orientações σ_1 – 306/76 σ_2 – 131/14 σ_3 – 041/01
Falha transcorrente destal		Orientações σ_1 – 145/05 σ_2 – 257/75 σ_3 – 054/14
Falhas transcorrentes sinistrais		Orientações σ_1 – 072/23 σ_2 – 296/59 σ_3 – 170/19
Falha de empurrão		Orientações σ_1 – 100/34 σ_2 – 190/01 σ_3 – 282/56

Figura 99: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem em diques mesozoicos.

Nas rochas do embasamento que se encontram alteradas pelo intemperismo, várias falhas também apontam para este quadro, com destaque para as falhas transcorrentes destrais afetando os argilo-minerais de alteração (FIGURA 100).

Projeção de SH_{MAX} E SH_{MIN} para a deformação mais RECENTE , reconhecida sobre as rochas pré-cambrianas alteradas		
Falhas transcorrentes destrais		Orientações σ_1 – 290/09 σ_2 – 143/80 σ_3 – 021/05

Figura 100: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados à deformação mais jovem em rochas pré-cambrianas com falhas sobre alteração.

Nas rochas do embasamento, não alteradas, alguns dos conjuntos de falhas também podem ser considerados, pelo resultado apresentado. Há, porém, que se levar em conta que parte destas estruturas pode estar relacionada a outros eventos mais antigos, como por exemplo, as falhas normais NW-SE, que poderiam ser associadas ao evento de fraturamento e formação do enxame de diques do Lineamento Guapiara. Entretanto, não há como separá-las aqui, uma vez que as rochas onde foram reconhecidas estas estruturas são seguramente mais antigas que os diques e os sedimentos (FIGURA 101).

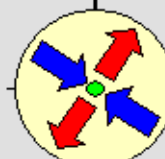
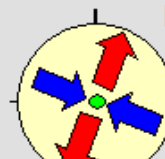
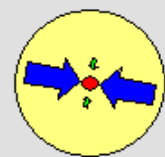
Projeção de SH_{MAX} E SH_{MIN} para estruturas reconhecidas sobre as rochas pré-cambrianas, com resultados que podem ser comparados com o quadro anterior.		
Falhas normais	 $\sigma 1$: 82/333 $\sigma 2$: 08/146 $\sigma 3$: 01/236	Orientações $\sigma 1$ – 333/82 $\sigma 2$ – 146/08 $\sigma 3$ – 236/01
Falhas transcorrentes destrais	 $\sigma 1$ 15/122 $\sigma 2$ 67/352 $\sigma 3$ 17/216	Orientações $\sigma 1$ – 122/15 $\sigma 2$ – 352/67 $\sigma 3$ – 216/17
Falhas transcorrentes sinistrais	 $\sigma 1$ 01/291 $\sigma 2$ 87/047 $\sigma 3$ 03/201	Orientações $\sigma 1$ – 291/01 $\sigma 2$ – 047/87 $\sigma 3$ – 201/03
Falhas inversas	 $\sigma 1$: 04/102 $\sigma 2$: 39/195 $\sigma 3$: 51/007	Orientações $\sigma 1$ – 102/04 $\sigma 2$ – 195/39 $\sigma 3$ – 007/51

Figura 101: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços que podem estar associados à deformação mais jovem em rochas pré-cambrianas.

6.1.2. Pulso deformacional intermediário

O arranjo de eixos de paleotensão marcado principalmente por falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW, que deformam todo o conjunto, resulta em um pulso deformacional com SH_{MAX} próximo a NNW-SSE (FIGURA 102).

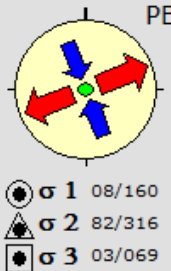
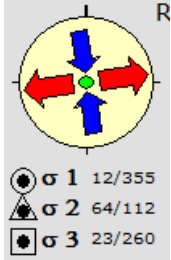
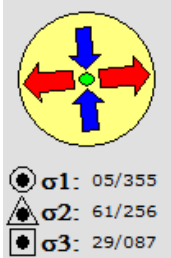
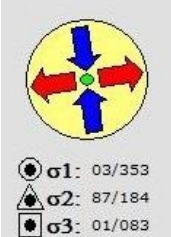
Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} para as falhas transcorrentes sinistrais nas rochas pré-cambrianas, diques mesozoicos e sedimentos cenozoicos			
Falhas transcorrentes sinistrais Nas rochas pré-cambrianas		 PE $\sigma 1$ 08/160 $\sigma 2$ 82/316 $\sigma 3$ 03/069	Orientações $\sigma 1$ – 160/08 $\sigma 2$ – 316/82 $\sigma 3$ – 069/03
Falhas transcorrentes sinistrais nas rochas pré-cambrianas alteradas		 R $\sigma 1$ 12/355 $\sigma 2$ 64/112 $\sigma 3$ 23/260	Orientações $\sigma 1$ – 355/12 $\sigma 2$ – 112/64 $\sigma 3$ – 260/23
Falhas transcorrentes sinistrais nos diques mesozoicos		 $\sigma 1$: 05/355 $\sigma 2$: 61/256 $\sigma 3$: 29/087	Orientações $\sigma 1$ – 355/05 $\sigma 2$ – 256/61 $\sigma 3$ – 087/29
Falha transcorrente sinistral em sedimentos neógenos		 $\sigma 1$: 03/353 $\sigma 2$: 87/184 $\sigma 3$: 01/083	Orientações $\sigma 1$ – 353/03 $\sigma 2$ – 184/87 $\sigma 3$ – 083/01

Figura 102: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados a falhas que deformam rochas pré-cambrianas e diques mesozoicos e que não estão relacionados aos pulsos deformacionais compressão NW-SE e distensão NE-SW ou distensão NW-SE.

O fato destas estruturas deformarem os diques indica que este pulso deformacional deve estar situado entre o evento de intrusão de magmas básicos que geraram os diques mesozoicos do Lineamento Guapiara durante o processo de quebra continental e abertura do Oceano Atlântico.

Na região de Curitiba-PR, Chaves-Kus & Salamuni (2008) reconheceram um pulso deformacional com eixo compressivo próximo a N-S, para estruturas reconhecidas no embasamento da Bacia de Curitiba, atribuindo sua atividade ao Neógeno.

Nesta pesquisa ora realizada, uma única falha transcorrente sinistral deformando sedimentos neógenos foi reconhecida, ajustando-se ao quadro de compressão NNE-SSW a N-S. Assim, tentativamente, este pulso deformacional é colocado na evolução tectônica entre aquele formador de depósitos da Formação Pariquera-Açu e aquele mais jovem, anteriormente apresentado.

6.1.3 Pulso deformacional mais antigo

O pulso deformacional mais antigo é caracterizado por uma distensão NW-SE. Este é entendido como correlato à sedimentação da Formação do Pariquera Açu e à formação do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. A este quadro associam-se falhas normais NE-SW presentes nos sedimentos cenozoicos, com destaque para o pequeno gráben do afloramento 68 (FIGURAS 103 e 104).

Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} para as falhas nos sedimentos cenozoicos		
Falhas normais		Orientações σ_1 – 070/75 σ_2 – 226/14 σ_3 – 318/06

Figura 103: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW em sedimentos cenozoicos.

Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} para as falhas do gráben da Formação Pariquera-Açu, do final do Paleogeno para o Mioceno		
Falhas normais		Orientações σ_1 – 050/61 σ_2 – 214/28 σ_3 – 308/07

Figura 104: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW do gráben do afloramento 68.

A distensão NW-SE que caracteriza este pulso também foi reconhecida nos diques mesozoicos, através de falhas normais NE-SW e falhas transcorrentes sinistrais NW-SE (FIGURA 105).

Projeção de SH_{MAX} E SH_{MIN} para as falhas nos diques			
Falhas normais			Orientações σ_1 – 286/82 σ_2 – 061/06 σ_3 – 151/06
Falhas transcorrentes sinistrais			Orientações σ_1 – 072/23 σ_2 – 296/59 σ_3 – 170/19

Figura 105: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços relacionados a falhas normais NE-SW e transcorrentes sinistrais NW-SE que deformam os diques mesozoicos

Nas rochas do embasamento pré-cambriano, muitas estruturas podem ser associadas a este quadro cinemático (FIGURA 106). Considerando que as estruturas associadas ao processo de quebra continental e de abertura do Oceano Atlântico podem em grande parte estar superpostas pelas feições rúpteis associadas aos processos de formação das bacias cenozoicas, já era de se esperar um grande número de estruturas.

A direção NW-SE dos diques de rochas básicas reconhecidos na área indica um pulso distensivo NE-SW atuante no Cretáceo Inferior, anterior portanto ao quadro ora reconhecido.

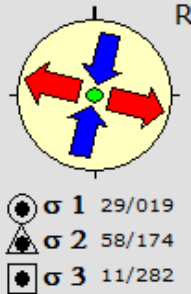
Projeção de SH_{MAX} E SH_{MIN} para as falhas nas rochas pré-cambrianas		
Falhas normais		Orientações σ_1 – 135/85 σ_2 – 034/01 σ_3 – 304/05
Falhas transcorrentes destrais		Orientações σ_1 – 019/29 σ_2 – 174/58 σ_3 – 282/11
Falhas transcorrentes sinistrais		Orientações σ_1 – 034/07 σ_2 – 147/74 σ_3 – 302/15

Figura 106: Projeção de SH_{MAX} e SH_{MIN} e orientações dos eixos de esforços associados a falhas normais e transcorrentes destrais e sinistrais que deformam rochas pré-cambrianas, correlacionados ao pulso distensivo NW-SE.

6.2 Os pulsos deformacionais e a literatura

O pulso deformacional mais jovem reconhecido na região de estudo é marcado pela compressão NW-SE e distensão NE-SW, sendo este responsável por deformar sedimentos aluvionares na margem do Rio Ribeira de Iguape e sedimentos da Formação Pariquera-Açu.

Na literatura, este pulso pode ser associado ao evento deformador do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, ocorrido entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno, o qual indica uma compressão NW-SE (RICCOMINI et al., 2004). Este arranjo tectônico tem sido caracterizado como o regime neotectônico regional por Hasui e colaboradores (HASUI, 1990; HASUI et al. 1998, 1999a, 1999b, 2000, 2016; MORALES et al., 2001, 2011, 2012, 2013, 2015, 2016), decorrente da migração da Placa Sul-Americana e sua colisão contra a Placa de Nazca, segundo o autor representado por uma binário transcorrente destrai EW, acompanhado da partição da deformação segundo o modelo de fraturamento de Riedel (Figura 107).

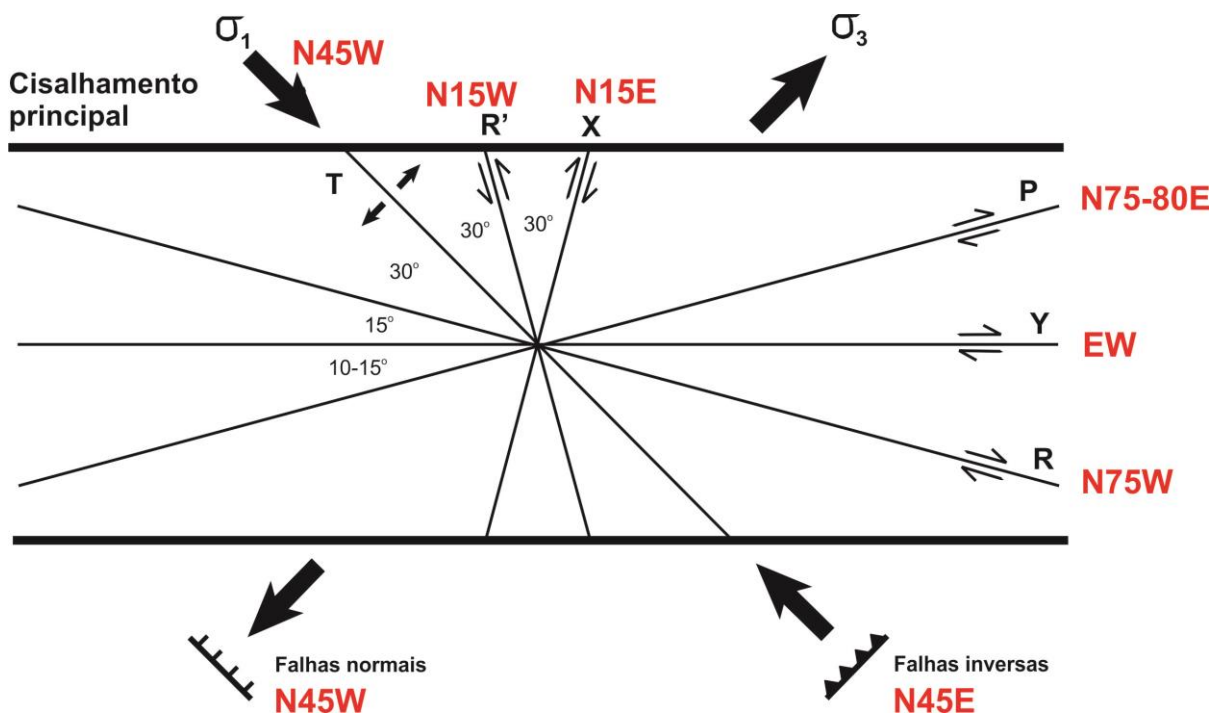


Figura 107: Modelo de Riedel ajustado ao pulso deformacional mais jovem reconhecido na área de estudo, similar ao regime neotectônico caracterizado por Hasui (1990).

Na região do baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, Melo (1990) deduziu esforços compressivos de direção NW-SE através do reconhecimento de falhas pós-sedimentares com rejeitos direcionais predominante ou falhas inversas e de empurrão truncando depósitos colúvio-aluviais. Segundo o autor, esta direção também é coincidente com a direção de esforços deduzida para falhas dos mesmos tipos que truncam os depósitos da Formação Pariquera-Açu.

No Maciço Alcalino de Cananéia foi reconhecido por Riccomini (1995) um evento distensivo NE-SW, porém segundo o autor este evento estaria associado a esforços que permaneceriam desde o Cretáceo Inferior até o Cretáceo Superior na região do Arco de Ponta Grossa.

Em estudo realizado em uma mina de carbonatito na cidade de Jacupiranga, Hasui et al. (1992) reconheceram um evento deformador marcado por uma compressão NNW, no qual o σ_1 estaria orientado segundo N-352/sub-horizontal e o σ_3 segundo 082/sub-horizontal.

Resultados semelhantes foram encontrados no embasamento da Bacia de Curitiba e interpretados como pulso deformacional do Neogeno.

No baixo e médio vale do Rio Ribeira de Iguape, aqui estudadas, as feições de tectônicas transcorrente sinistral predominante foram reconhecidas como o pulso deformacional intermediário, pós sedimentação da Formação Pariquera-Açu, portanto mais

jovem que o Mioceno Médio, possivelmente iniciado no final do Neogeno (Plioceno) podendo representar pulsos ainda mais jovens.

Este pulso pode ser correlacionado com outros acima representados (HASUI et al., 1992; CHAVEZ-KUZ & SALAMUNI, 2008).

Já o pulso deformacional mais antigo, caracterizado pela distensão NW-SE, pode ser relacionado ao evento paleógeno de origem do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) ou Sistemas de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005), responsável pela reativação de antigas zonas de cisalhamento de direção NE a EW como falhas normais.

Na área de estudo este evento está bem representado pelo gráben de Cananéia, de direção NE-SW, e falhas normais que limitam o seu flanco noroeste (SOUZA et al., 1996), pelo gráben de Sete Barras, que possui falhas de direção WNW a ENE que controlam seus sedimentos (MELO, 1990), além de parte do padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia reconhecido por Riccomini (1995).

Este pulso está relacionado à tectônica sin-sedimentar que controla a geração e preservação da Formação Pariquera-Açu, como descrito por Melo (1990). Este registro de tectônica sin-sedimentar aponta que na região estudada o regime de esforços associado ao Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) se estendeu pelo menos até o Neogeno, no Mioceno Médio. Sendo assim, o pequeno gráben do afloramento 68, limitado por falhas normais de direção NE-SW e preenchido por sedimentos desta unidade, estaria então associado a este quadro.

Como era de se esperar, falhas normais de direção NE-SW também se mostram persistentes nos diques mesozoicos e nas rochas pré-cambrianas, provavelmente associadas a este pulso.

O quadro na página seguinte (FIGURA 108) apresenta um resumo dos pulsos deformacionais, eixos deformacionais e estruturas associadas reconhecidas neste trabalho.

PULSOS	DIREÇÃO σ_1/σ_3	ESTRUTURAS	IDADE INFERIDA	
3	σ_1 = WNW-ESE a NW-SE σ_3 = ENE-SSW a NE-SW	Falhas Normais, Falhas Transcorrentes Destrais e Sinistrais, Falha Inversa	Quaternário	Holoceno
				Pleistoceno
			Neogeno	Plioceno
2	σ_1 = NNW-SSE σ_3 = ENE-WSW	Falhas Transcorrentes Sinistrais	Quaternário	Holoceno
				Pleistoceno
			Neogeno	Plioceno
1	σ_1 = vertical a WNW-ENE, NNE-SSW σ_3 = NW-SE a NNW-SSE e WNW-ESE	Falhas Normais, Falhas Transcorrentes Destrais e Sinistrais	Neogeno	Mioceno Médio
			Paleogeno	

Figura 108 : Quadro sinóptico dos pulsos deformacionais pós magmatismo básico reconhecidos na região do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape.

7 CONTROLE OFFSHORE

O arcabouço estrutural apresenta lineamentos de direção NW-SE associados ao Lineamento Guapiara com grande importância no controle da paisagem regional da área de estudo na forma de cristas e vales alinhados e segmentos retilíneos de drenagens.

Dada esta importância na área continental, buscou-se a continuidade e correspondente influência destes lineamentos na porção *offshore* adjacente à área de estudo, mais precisamente na Bacia de Santos.

Para isto, foram utilizadas seções sísmicas *strike* de direção NE-SW, subparalelas à linha de costa, interpretadas por Izeli (2008). Além de estruturas, a autora traçou nove horizontes estratigráficos: Embasamento, Topo do Rifte, Aptiano, Albiano, Eosantoniano, Eocampaniano, Topo do Cretáceo, Eooceno e Mesomioceno. As seções utilizadas no presente trabalho foram: 00248_0097, 0248_0107 e 0231_1328 (FIGURA 109).

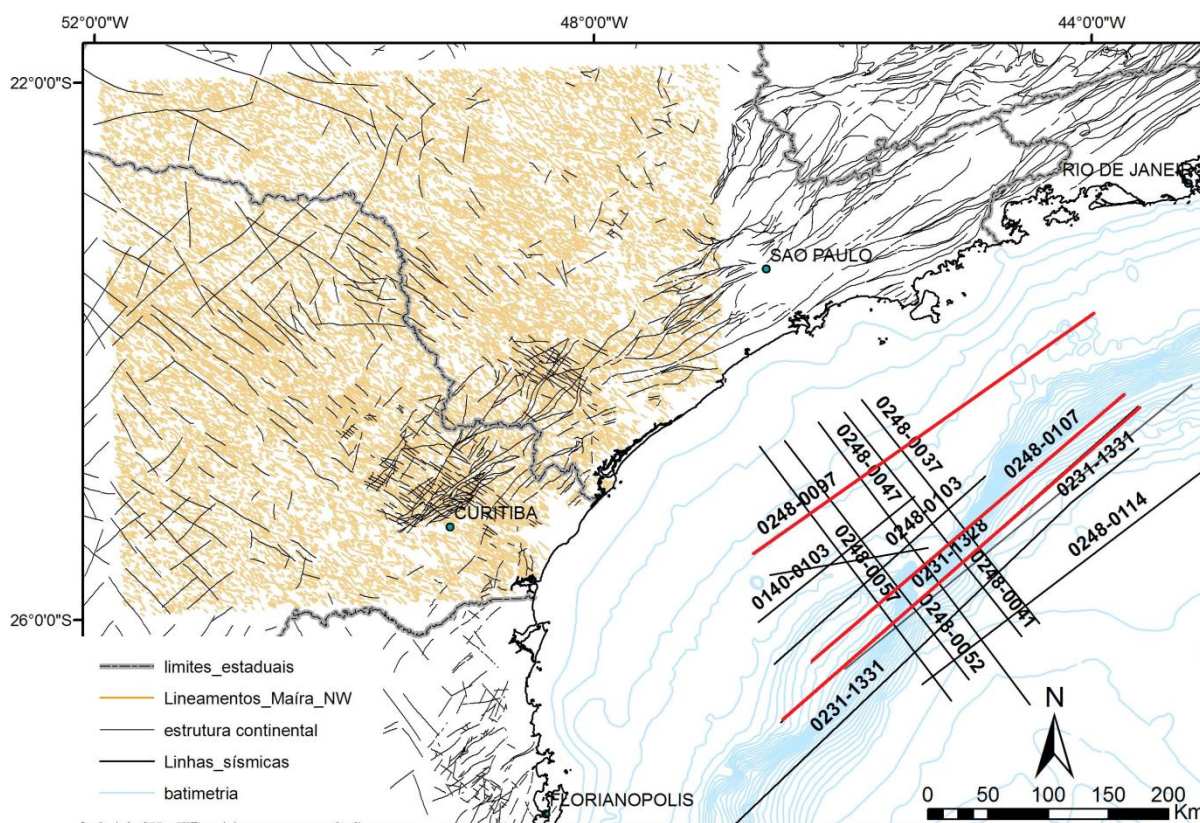


Figura 109: Integração dos lineamentos de direção NW-SE, com as estruturas continentais, as linhas sísmicas *offshore* em vermelho que foram utilizadas. Modificado de Izeli (2008).

Os traços de direção NW-SE interpretados nos mapas de lineamentos estruturais apresentam boa correlação com os lineamentos continentais traçados por Izeli (2008).

Na região projetada do lineamento Guapiara na seção sísmica 00248_0097 observa-se a presença de falhas que atingem o embasamento, Topo do Rifte e Albiano. As seções

sísmicas 0248_0107 e 0231_1328 indicam para a mesma região de influência do Lineamento Guapiara, a presença de falhas que atingem não só os horizontes citados na seção anterior bem como o horizonte mais jovem, o Mesomioceno (FIGURAS 110,111 e 112).

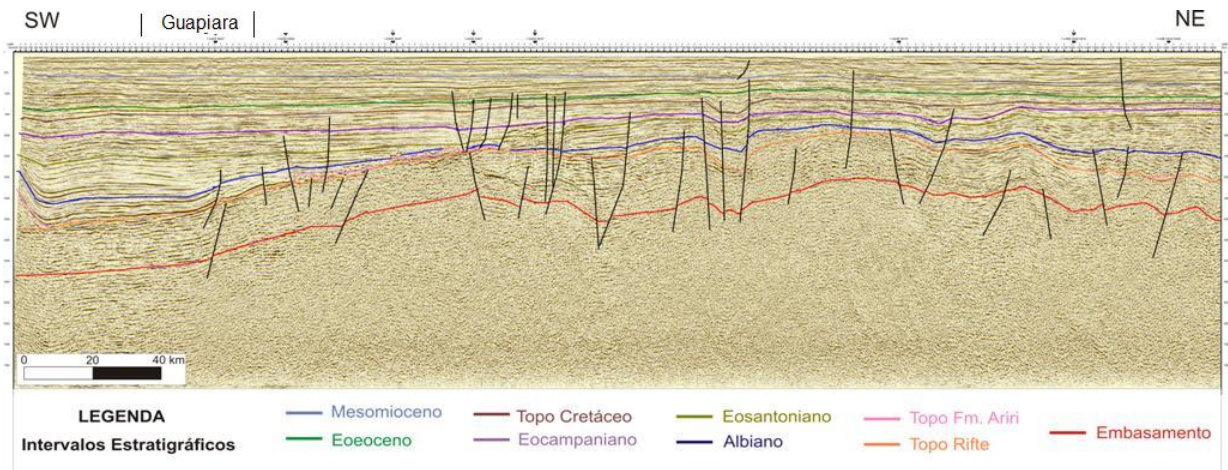


Figura 110: Seção sísmica 00248_0097 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando o embasamento, Topo do Rife e Albiano. Modificado de Izeli (2008).

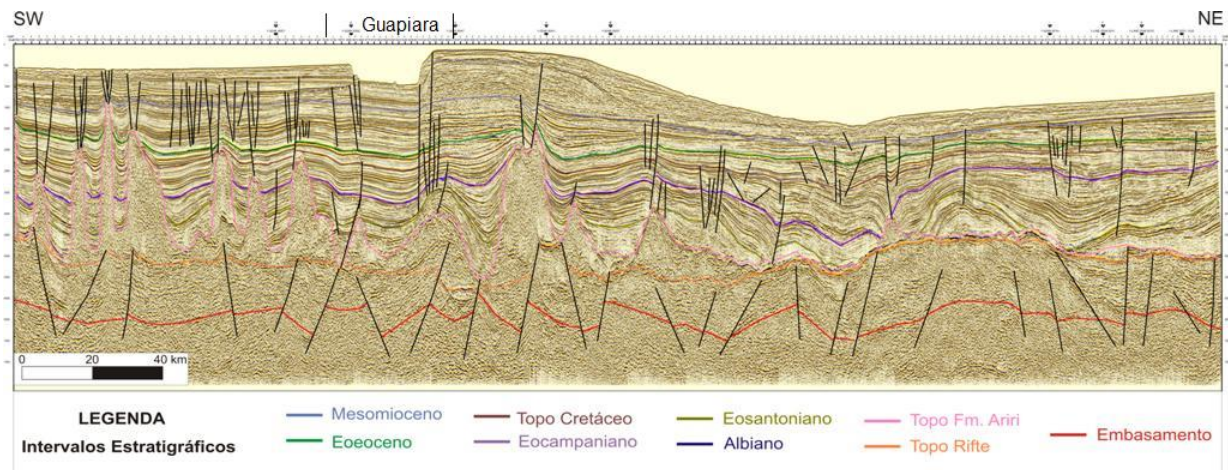


Figura 111: Seção sísmica 0248_0107 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando além do embasamento e horizontes mais antigos, os sedimentos mais jovens do Mesomioceno. Modificado de Izeli (2008).

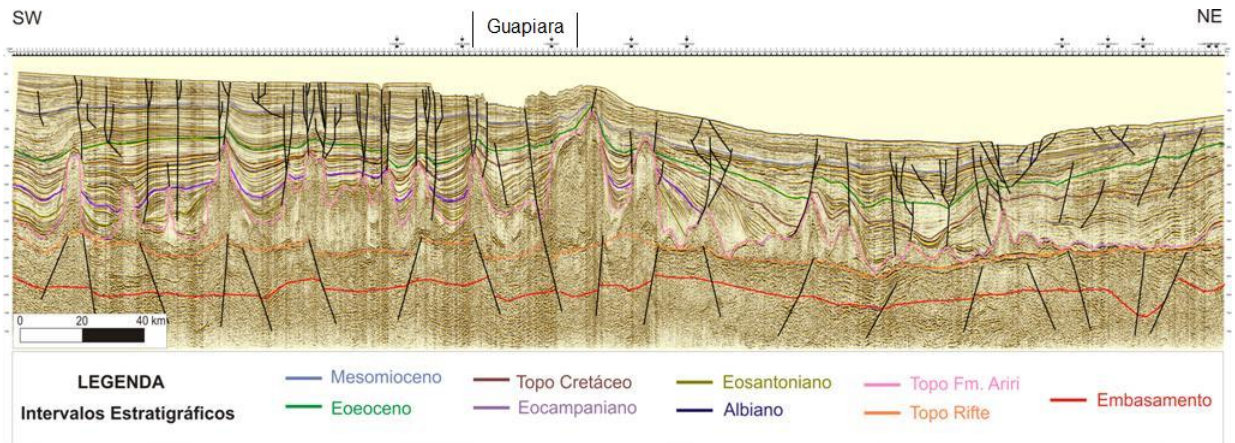


Figura 112: Seção sísmica 0231_1328 apresentando falhas na região projetada do Lineamento Guapiara afetando além do embasamento e horizontes mais antigos, os sedimentos mais jovens do Mesomioceno. Modificado de Izeli (2008).

O Mapa de contorno estrutural gerado por Izeli (2008) do horizonte referente ao Embasamento mostra a influência do Lineamento Guapiara através do alinhamento de curvas de isovalores em torno da direção NW-SE (FIGURA 113).

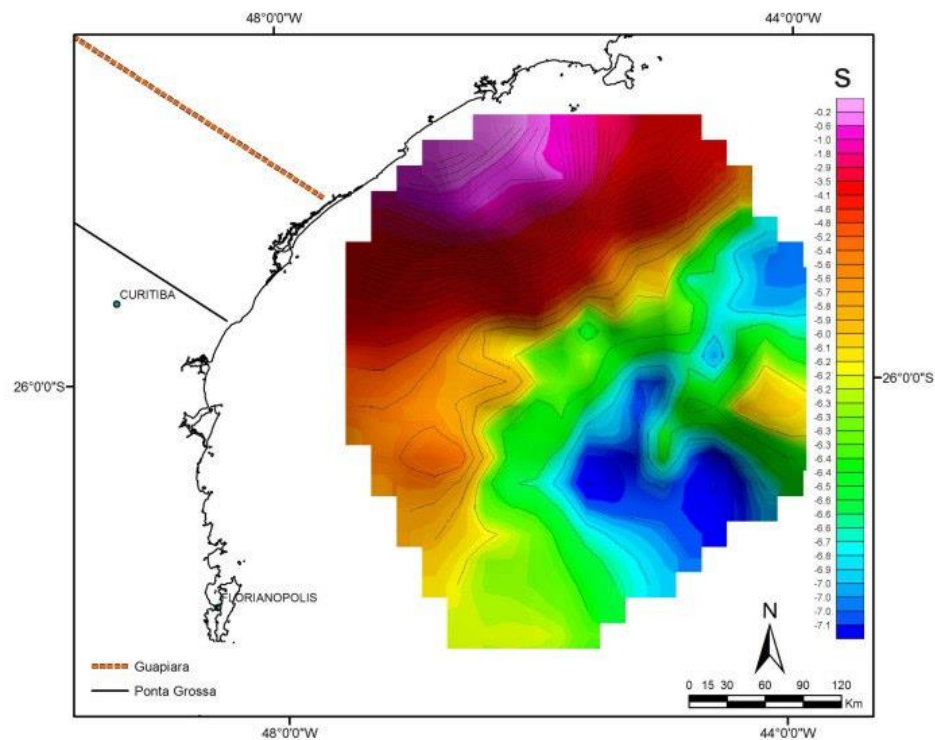


Figura 113: Na Bacia, mapa de contorno estrutural do Embasamento. No continente, localização do Lineamento Guapiara e do Arco de Ponta Grossa. Escala vertical em tempo (s). Extraído de Izeli (2008).

8 CONCLUSÕES

A realização desta pesquisa permitiu a geração de dados geológicos e geomorfológicos com forte associação entre si, permitindo uma análise conjunta de evolução geológica regional recente, decorrendo no entendimento do papel da tectônica na evolução geomorfológica regional.

A utilização de dados do modelo digital de elevação SRTM com resolução espacial de 30 m, bem como as cartas topográficas em escala 1:250.000 se mostraram eficazes dentro da proposta deste trabalho para a geração dos mapas. Estes permitiram, além da extração de lineamentos e da compartimentação do relevo, a seleção de áreas de interesse para investigações, otimizando os trabalhos de campo. Pela sua análise, foi possível caracterizar importantes traços estruturais servindo de controladores dos compartimentos morfotectônicos.

Segundo o mapa geológico, integrado ao mapa de relevo (FIGURA 114), a Formação Cananéia ocorre apenas nas porções de baixa altitude e relevo plano, associadas aos compartimentos geomorfológicos X e XI. Concentra-se principalmente na Ilha de Cananéia, na porção nordeste da Ilha do Cardoso e no continente se estende até o setor nordeste da área em ocorrências isoladas. Sua presença também é notada nas proximidades de ambas as margens do Rio Ribeira de Iguape na porção central do mapa. Contudo, os afloramentos desta unidade são extremamente escassos.

A Formação Pariquera-Açu, de maneira similar à Formação Cananéia, aparece no setor mais abatido da área em regiões onde o relevo é plano, porém em um patamar um pouco mais elevado no Compartimento Geomorfológico IX. Sua distribuição mostra forte controle estrutural dos traços NE-SW, porém seus limites aparecem truncados pelas direções NW-SE e N-S. Este controle é evidenciado pela presença de falhas normais sin-sedimentares NE-SW (condicionantes do processo sedimentar e indicadoras de atividade distensiva NW-SE até o Mioceno), e pós-sedimentares NW SE, associadas a sua preservação, balizando os contatos regionais com as rochas do embasamento pré-cambriano. Estas últimas representam registros da evolução tectônica mais recente no Médio e Baixo Vale do Rio Ribeira de Iguape.

Esta unidade aparece também em corpos menores e isolados ao próximo às planícies fluviais do Rio Ribeira de Iguape em seu percurso sudoeste-nordeste até sua confluência com o rio Juquiá. Pequenas ocorrências estão dispostas também em vales da porção centro/oeste. Nos mapas de lineamentos estruturais observa-se nestas regiões um grande predomínio de traços de direção NE-SW, partes dos quais podem estar associados à geração da Formação Pariquera-Açu, provavelmente associados também ao Gráben de Sete Barras

O relevo apresenta importante controle estrutural ao se comparar os dados estruturais da literatura aos lineamentos de drenagem, lineamentos de relevo e ao Mapa de Compartimentação de Relevo.

Segundo os dados estruturais extraídos do Mapa Geológico do Estado de São Paulo (CPRM, 2006) o *trend* regional NE-SW é representado pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Na porção norte da área a direção geral destas estruturas predomina segundo as direções ENE-WSW a E-W. Embora a literatura apresente para Faixa Ribeira a principal direção da foliação em torno de NE-SW, os dados obtidos em campo demonstram na área de estudo o predomínio da direção E-W, seguido das direções NE-SW e, em menor proporção, NW-SE.

O quadro de forte controle estrutural dos traços do embasamento, representado por provável reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas, é então reconhecido na área como importante apenas na margem esquerda do Rio Ribeira de Iguape, no trecho em que ele aparece controlado pela Zona de Cisalhamento de Cubatão. Na margem direita, e a sul desta região, não é possível reconhecer este padrão de controle geomorfológico, pois as estruturas apresentam outras direções principais.

Os traços NE-SW então estão associados a fraturas (juntas ou falhas), devidas possivelmente ao processo de formação do Sistema de Riftes do Sudeste (bacias alongadas NE-SW), controladoras dos embaciamentos principais desde o Rio de Janeiro até Curitiba, representado na área pelo Gráben de Sete Barras.

As estruturas com direções N-S e NW-SE são representadas por falhas indiscriminadas ou fraturas (CPRM, 2006). Os traços N-S ocorrem principalmente no Compartimento Geomorfológico II, enquanto que as estruturas de direção NW-SE se concentram principalmente no Compartimento Geomorfológico III, correlacionando-se assim com os enxames de diques eocretáceos do Lineamento Guapiara. Em campo, os diques de rochas básicas mapeados apresentam direção NW-SE e alto ângulos de mergulho. Esta direção é expressa na paisagem local através de anomalias de relevo, representadas por cristas e vales alinhados além, de segmentos retilíneos de drenagem. Desta forma, pelo menos parcialmente, os traços NW-SE estariam associados ao processo de formação da Junção Tríplice do Paraná (COUTINHO 2008), em processo distensivo precursor da quebra continental do Gondwana Ocidental.

Mas o fraturamento NW-SE mostra ter também grande importância na conformação geral do amplo vale do Baixo Rio Ribeira de Iguape. O arranjo serrano na porção SW da área forma verdadeiros “degraus” abatidos progressivamente para NE, configurando zonas

abatidas controladas até a região de Registro (centro oeste da área), onde os traços NW-SE limitam a ocorrência da Formação Pariquera-Açu. As falhas reconhecidas cortam o embasamento, o embasamento alterado, os diques e, de forma inequívoca, os sedimentos da Formação Pariquera-Açu, apontando para sua idade mais jovem.

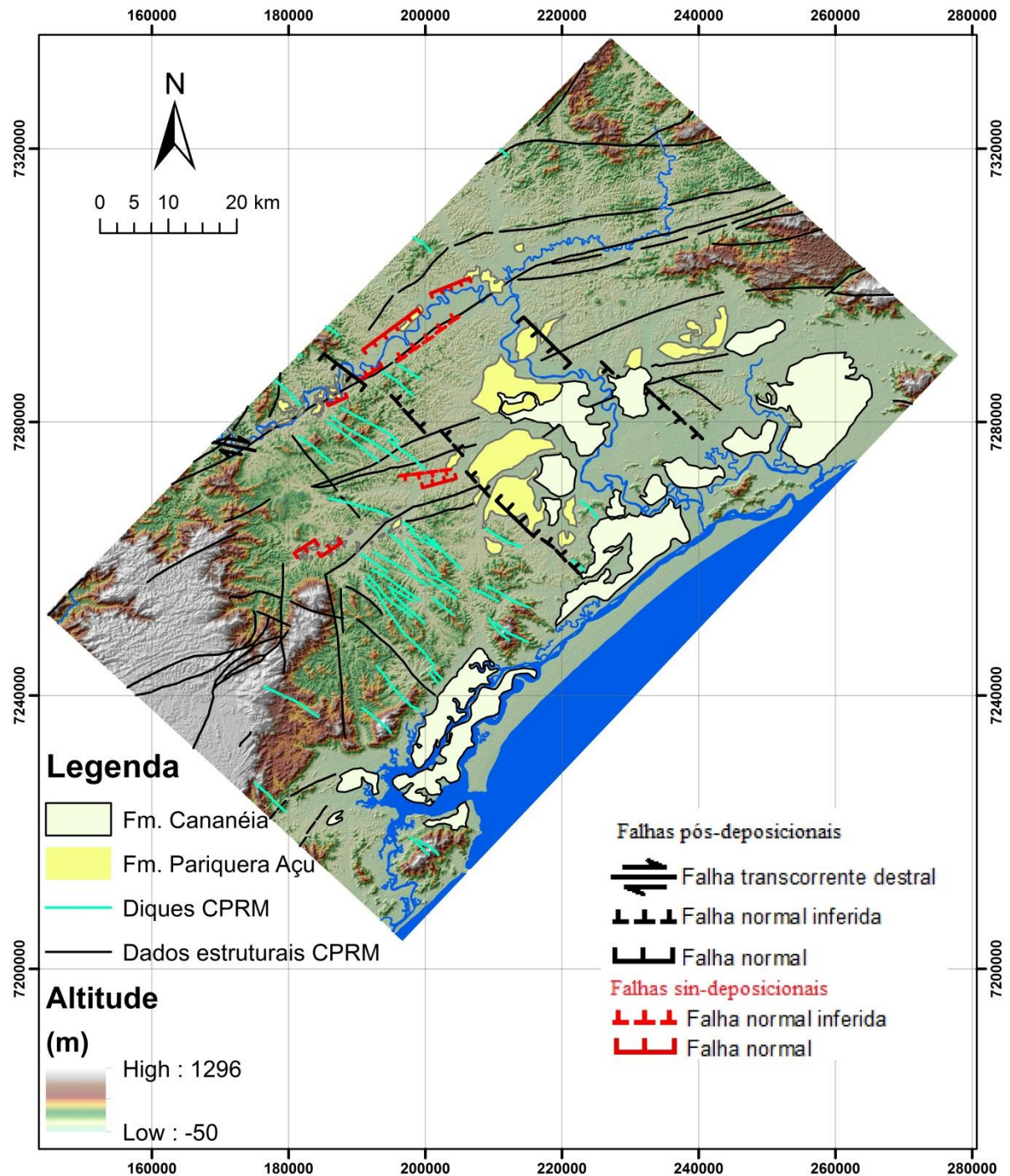


Figura 114: Mapa geológico integrado ao mapa de relevo da área de estudo.

Os traços NW-SE, além de marcar fortemente o relevo e a rede de drenagem, principalmente no Compartimento Geomorfológico III, aparecem estar truncando o Compartimento Geomorfológico IX, local de ocorrência da Formação Pariquera-Açu. Segundo dados obtidos de Izeli (2008), lineamentos com esta direção projetados para dentro da Bacia de Santos apresentam grande influência nos mapas de contorno estrutural. Ainda segundo a autora, nas seções sísmicas se reconhecem falhas que afetam o embasamento desta bacia e até mesmo sedimentos mais jovens do Mesomioceno.

A presença de falhas transcorrentes destrais EW deformando sedimentos do terraço aluvionar do Rio Ribeira de Iguape também aponta para uma deformação jovem, e sua associação com as falhas normais NW-SE pode ser interpretada como decorrente de esforços compressivos direcionados NW-SE, com distribuição da deformação em segmentos distensivos ou transtensivos, resultando em uma reconstrução semelhante àquela apresentada por Hasui (1990) para o regime **neotectônico** da Placa Sulamericana, decorrente da sua migração e colisão com a Placa de Nazca.

Em termos de pulsos deformacionais e eixos de paleotensões, o quadro reconhecido indica ajuste à evolução geológica regional, apontando para:

1. Pulso σ_1 NW-SE, mais jovem, deduzido a partir de falhas que cortam os sedimentos dos terraços aluvionares, preservam restos da Formação Pariquera-Açu e concorrem fortemente para a compartimentação de relevo da área. Interpretado como atuante no Quaternário (Pleistoceno-Holoceno) e podendo ter se iniciado no plioceno.

2. Pulso compressivo σ_1 NNW-SSE a N-S, deduzido a partir de falhas transcorrentes sinistrais que deformam o embasamento, os diques e parcialmente as coberturas sedimentares cenozoicas, indicando deformação atuante a partir do Plioceno (pós sedimentação da Formação Pariquera-Açu).

3. Pulso σ_1 NE-SW, ajustado ao evento de formação das bacias cenozoicas do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (σ_3 =NW-SE), responsável por falhas sin-deposicionais à Formação Pariquera-Açu, indicando que este regime tectônico perdurou na região até o Mioceno Médio, época da deposição desta unidade.

Este regime tectônico, mais jovem, atuou e atua como deformador e modificador da tectônica do Sistema de Riftes do Sudeste, levando a áreas de preservação dos sedimentos daquele evento e, por consequência, controlou a implantação do sistema de drenagem, da compartimentação em blocos (pós-peneplanização e laterização) do relevo e da instalação do sistema deposicional da Formação Cananéia nas porções abatidas, fortemente influenciadas pelas oscilações marinhas mais jovens.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Summit surfaces in Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 30, n. 3, p. 515-516, 2000.
- AGURTO-DETZEL, H., ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., & PIRCHINER, M. Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 432, p. SP432. 5, 2015.
- ALMEIDA, F.F.M. O Planalto paulistano. **A cidade de São Paulo**, v. 5, p. 1, 1958.
- ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. Vol. 41, **Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP**, São Paulo, 169-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, Supl. 1, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. As províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, 1977. Atas...*, Campina Grande, p. 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam: Elsevier, v. 17, n. 1/2, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.
- 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.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p. 135-150, 1998.
- ANGELIER, J.; MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droit. *Bulletin Société Géologique de France*, n. 19, p. 1309-1318, 1977.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP. Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- ASSUMPÇÃO, M., DIAS, F. L., ZEVALLOS, I., & NALIBOFF, J. B et al. "Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms." **Journal of South American Earth Sciences** 71: 278-295, 2016
- BARBOSA, G.V. 1980. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. **Rev. Bras. Geociências**, 10(1): 89-101.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. **Boletim Paranaense de Geografia**, 16/17: 17-42. 1965.

CAMPANHA G.A. and SADOWSKI G.R.. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, n 98, p31-51, 1999.

CAMPANHA, G. A. da Cruz. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2002.

Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo (USP). Boletim Sísmico. [2016]. Disponível em: <<http://www.moho.iag.usp.br/eq/bulletin/>> Acesso em 15 dez. 2016.

CHAVEZ-KUS, Lilian; SALAMUNI, Eduardo. Evidência de tensão NS intraplaca no neógeno, Complexo Atuba-região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 3, 2008.

COUTINHO, J.M.V. Dyke swarms of the Parana Triple Junction, Southern Brazil. **Geologia USP, Série Científica**, 8 (2): p.29-52, 2008.

CPRM. - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Geotectônica do Escudo Atlântico (parte 2/3). In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, (textos, mapas & SIG)**. Parte II: tectônica (2003). Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/cap_V_c.pdf>. Acesso em: 11 jul. 2015.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo: Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Brasília: MME, Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Escala 1:750000, CD-ROM, 2006.

DAEMON, R. F.; FRANÇA, A. B. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. **SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, I, Rio Claro**, p. 36, 1993.

DELVAUX, D.; SPERNER, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. **New insights into structural interpretation and modelling**, v. 212, p. 75-100, 2003.

EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 135, n. 1, p. 231-252, 1998.

FALEIROS, F. M. **Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos**. Tese de Doutorado. 2003.

FALEIROS, F. M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)**. 2008. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FALEIROS, F. M., FERRARI, V. C., COSTA, V. S., & da CRUZ CAMPANHA, G. A. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão

Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. **Geol. USP, Sér. cient.**, São Paulo, v. 11, n. 2, ago. 2011.

FALEIROS, F. M.; PAVAN, M.. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Eldorado Paulista. Folha SG.22-X-B-VI**. Estados de São Paulo e Paraná. Escala 1:100.000. São Paulo: CPRM, 2012, 1 mapa colorido. Escala 1:100.000. 2013. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

FERRARI, A. L. **Evolução tectônica do Graben da Guanabara**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2001.

FERREIRA F.J.F., MORAES R.A.V., FERRARI M.P., VIANNA R.B. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: **Simposio regional de geologia**. Curitiba: SBG, 1981. p. 226-240, 1981.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos**: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. 1982. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

FRUTOS, J. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. **Tectonophysics**, v. 72, n. 1-2, p. T21-T32, 1981.

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. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. Área de concentração em Geologia Regional. 1999

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro**. p. 1-31. 1990.

HASUI, Y., MAGALHAES, F. S., COPPEDE Jr, A., & MARGUTTI, R. L. Mina de Carbonatito de Jacupiranga (SP): permeabilidade do maciço avaliada pelo modelo geoestrutural. HASUI, Y. & MIQTO, JA, coords.. *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, 383-398. 1992.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; JIMENEZ RUEDA, J.R. 1998. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1:78. 1998.

HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; COSTA, J.B.S.; JIMENEZ RUEDA, J.R.; PIRES NETO, A.G. Mapa neotectônico do Estado de São Paulo - Quadro preliminar. In: **Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro. Boletim de Resumos...** Rio Claro: SBG/Núcleo de São Paulo, 1:98. 1999a.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; JIMENEZ-RUEDA, J.R.; MORALES, N.; BEMERGUY, R.L. Compartimentação neotectônica do Lineamento Paranapanema. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. Anais...** Salvador: SBG, p. 37-39. 1999b.

HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; JIMENEZ RUEDA, J.R. Intraplate neotectonics in Southeastern Brazil. In: **International**

Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume... Rio de Janeiro: IUGS, CD-ROM. 2000.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Rev. Geociências**, 29 (n.2): 141-169, 2010.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Yociteru Hasui; Celso Dal Ré Carneiro; Fernando Flávio Marques de Almeida, Andrea Bartorelli. (Org.). **Geologia do Brasil**. 1ed. São Paulo: Editora Beca, v. 1, p. 331-371., 2012.

HASUI, Y.; MORALES, N.; SOUZA, I.A.; ANTONIALLI, R.C.; SALAMUNI, E. **Mapa neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica no território brasileiro**. Termo de Cooperação UNESP / PETROBRAS, volume II: Nota Explicativa. 125 pg. 2016 (Inédito).

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES AC, CAMPOS NETO M.C., Silva L.C., TROUW R.A J., JANASI V. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO V, BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, p.203-234, 2004.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Biblioteca. [2015]. Disponível em: <<http://biblioteca.ibge.gov.br/>> Acesso em 29 jan. 2015.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT); BISTRICHI, Carlos Alberto; MARIA DO CARMO SOARES RODRIGUES DOS SANTOS. **Mapa geológico do Estado de São Paulo escala 1: 500.000**. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1981.

IZELI, M.G.B.; **Controle Estrutural do Embasamento Emerso na Porção Central da Bacia de Santos**, Utilizando Sensoriamento Remoto e Interpretação Sísmica. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro. 2008.

KING, L. C. **A geomorfologia do Brasil Oriental**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia, 1956.

LIMA, M. R.; MELO, M. S.; COIMBRA, A. M.. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, v. 12, n. 1-2, p. 7-20, 1991.

MACHADO JR., D. L. **Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do “Alinhamento de Guapiara**. 2000, 143 p., Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2000.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; TREIN, E. Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23, n. 25, p. 307-23, 1967.

MELO, M.S. FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M., & RAMOS, R. G. N O gráben (Terciário?) de Sete Barras, vale do Ribeira de Iguape, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 260-262, 1989.

MELO, M. S. **A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1990.

MILANI E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 1997, 255 p. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., UFRGS, Porto Alegre, 1997.

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

MIOTO, J. A. Excertos sobre risco sísmico no Estado de São. **Revista Geociências-UnG**, v. 1, n. 3, p. 18-23, 1996.

MORALES, N.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; JIMENEZ RUEDA, J.R.; BEMERGUY, R.L. 2001. Intraplate Neotectonics in Southeastern Brazil. In: **Uplift and Erosion: Driving Processes and Resulting Landforms – Dynamics Between Crustal and Surficial Processes, Certosa de Pontignano. Abstracts...** Siena: ABEQUA/Commission on Neotectonics e Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica, p. 58. 2001.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplo da região sudeste do Brasil (sistematização crítica da produção científica).** Tese livre docência, Rio Claro, 201p. 2005.

MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A.; SOARES JR., A.V.; MACHADO, F.B.; SALAMUNI, E.; BERUSKI, R. **Tectônica direcional pós-magmatismo básico na região do Arco de Ponta Grossa, SP/PR.** In: 13 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII International Symposium on Tectonics, 2011, Campinas – SP. Anais... Campinas – SP, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo de São Paulo 2011.

MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A.; SOARES JUNIOR, A.V. ; MACHADO, F.B.; SALAMUNI, E. Padrão de fraturamento nas serras gaúchas: indícios de deformação pós-mesozóica a recente em corredores de fraturas. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos. Anais...** São Paulo: SBG. CD-ROM. 2012.

MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; GARCIA, M.J.; SOARES JÚNIOR, A.V.; SANTOS, .L.S.; SANTOS, D.V.L. Traços da deformação neotectônica na porção central do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 14, Chapada dos Guimarães. Boletim de Resumos Expandidos...** Cuiabá: SBG, CD-ROM. 2013.

MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A. ; SALAMUNI, E.; SOARES JÚNIOR, A.V. Tectônica pós-mesozoica no litoral sul do estado de Santa Catarina e nordeste do estado do Rio Grande do Sul. In: **Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, 15, Vitória. Anais...** Vitória: SBG, p. 427-430. 2015.

MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A.; ANTONIALLI, R.C. Reconstrução de eixos de paleotensão a partir de populações de falhas na região sudeste do Brasil. **Congresso Brasileiro de Geologia, 48, Sociedade Brasileira de Geologia. Porto Alegre – RS. Anais....**<http://sbg.sitepessoal.com/anais48cbg/resumo6867>. 2016.

MÖRNER, N.A., Paleoseismicity and neotectonics. **Bull. INQUA Neotectonics Commission**, 12:104p. ed 1989.

MORNER, N. Neotectonics and structural geology; general introduction. **Bull. Int. Quat. Assoc. Neotect. Comm.**, v. 13, 1990.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. **Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol**, v. 5, p. 13-24, 1948.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

PAVLIDES, S. B. Looking for a definition of neotectonics. **Terra Nova**, v. 1, n. 3, p. 233-235, 1989.

PONÇANO, W., CARNEIRO, C., ALMEIDA, F., & PRANDINI, F. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, Monografia, 5. 94 p. 1981.

PORTELA FILHO C.V. & FERREIRA F.J.F. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. Resumos Expandidos, **VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, 2003.

RAPOSO, M. I. B.. Episódios intrusivos no arco de ponta grossa, determinados através de um estudo paleomagnético. **Revista brasileira de geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p.1-19, mar. 1995.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 79-84, 1995.

RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., FERRARI A.L. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B.(orgs.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405. 2004.

RICCOMINI C., VELÁZQUEZ V.F., GOMES C.B. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Edusp/Fapesp, p. 31-55. 2005.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 6, p. 17-29, 1992

ROSS, J. L. S & MOROZ, I. C. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. Revista do Departamento de Geografia, São Paulo, n.10, p.41-56, 1996.

ROSS, J. L. S. A morfogênese da Bacia do Ribeira de Iguape e os sistemas ambientais. **Revista GEOUSP**, 2002.

RUBERTI, E.; GOMES, C. B.; COMIN-CHIARAMONTI, P. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa Arch. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. **Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Edusp/Fapesp., p. 473-521, 2005.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, v. 1, n. 1e2, 1993.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D. ; FRANZINELLI, E. ; IGREJA, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira - Capítulo 10. In: Célia Regina de Gouveia Souza; Kenitiro Suguio; Antônio Manoel dos Santos Oliveira; Paulo Eduardo de Oliveira. (Org.). **O Quaternário do Brasil**. 1ed. Ribeirão Preto-SP: Holos, v. 1, p. 211-234. 2005.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SIGA JR., O.; GOMES, C. B.; SATO, K.; PASSARELLI, C. R. O maciço alcalino de Tunas, PR: novos dados geocronológicos. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 7, p. 71-80, 2007.

SOARES, P. C.; LANDIM, P.M.B. Cenozoic Deposits in South Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, p. 343-351, 1975.

SOUZA, L. A. P. de; TESSLER, M. G. & GALLI, V. L. O Graben de Cananéia. **Revista Brasileira de Geologia**. 26(3). p.139-150. 1996.

SOUZA-JÚNIOR, V. S. de et al. Evolução quaternária, distribuição de partículas nos solos e ambientes de sedimentação em manguezais do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 2007.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. **Continental Deformation**. Pergamon Press, Oxford, v. 370409, p. 5-12, 1994.

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

SUGUIO, K.; PETRI, S. Stratigraphy of the Iguapé-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil: part I: field observations and grain size analysis. **Bol. IG**, São Paulo, 1973.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. 1985.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). São Paulo, Universidade de São Paulo, 33p. **Publicação Especial Instituto Oceanográfico**, v. 9. 1992.

UEHARA, R.S.; DULEBA, W.; PETRI, S.; MAHIQUES, M.M. & RODRIGUES, M. Micropaleontologia e sedimentologia aplicadas à análise paleoambiental: um estudo de caso em Cananéia, São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 10(3) p.137-150. 2007.

TURNER, S. P.; REGELORES, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.

United States Geological Survey (USGS). *Earth Explorer*. [2015]. Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov>> Acesso em 29 jan. 2015.

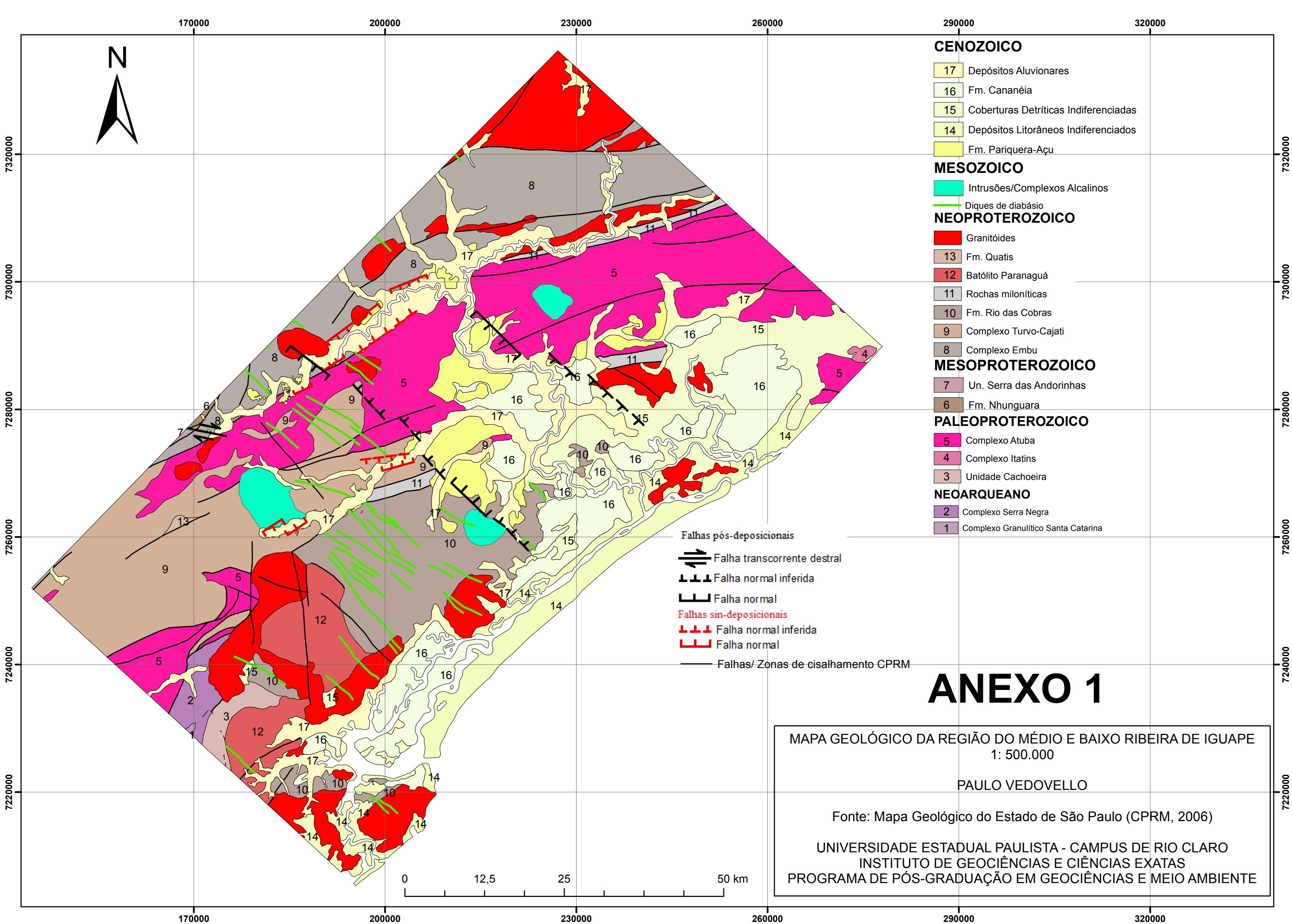
VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. 243 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 1998.

VEDOVELLO, P. **Investigação sobre deformação neotectônica no lineamento Guapiara, região de Guapiara e Jacupiranga**. 2013. 58 f. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013.

VIEIRA, A.J. Geologia do Centro Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28, Salvador, Anais, Salvador, V3, p.259-277. 1973.

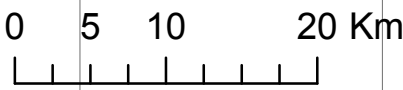
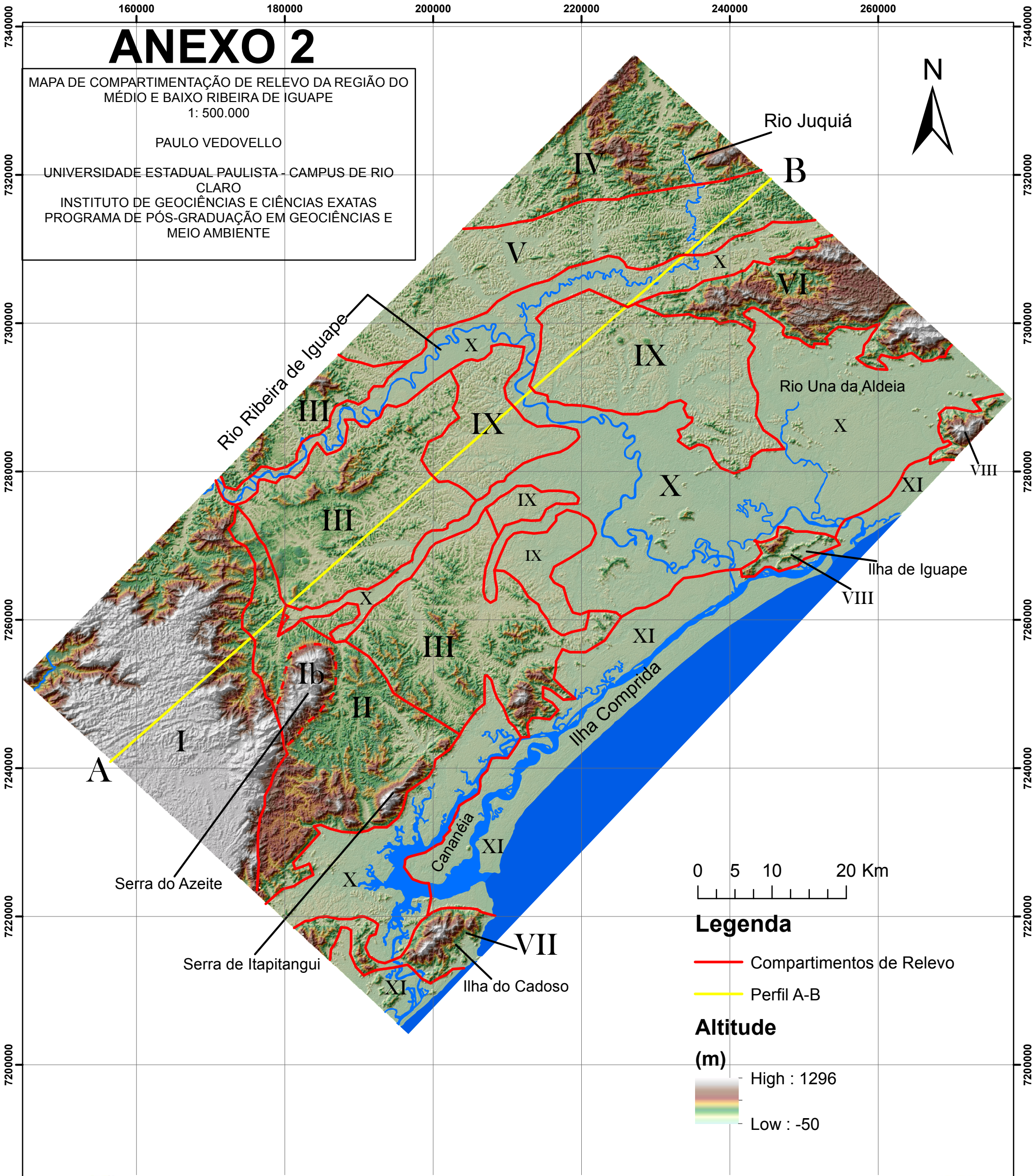
ZALÁN P.V. & OLIVEIRA J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 13(2): 269-300, 2005.

WAN, T. Tectonics of-Middle Pleistocene-Holocene (The Neotectonic Period, since 0.78 Ma). In: **The Tectonics of China**. Springer Berlin Heidelberg, p. 265-289. 2010.



ANEXO 2

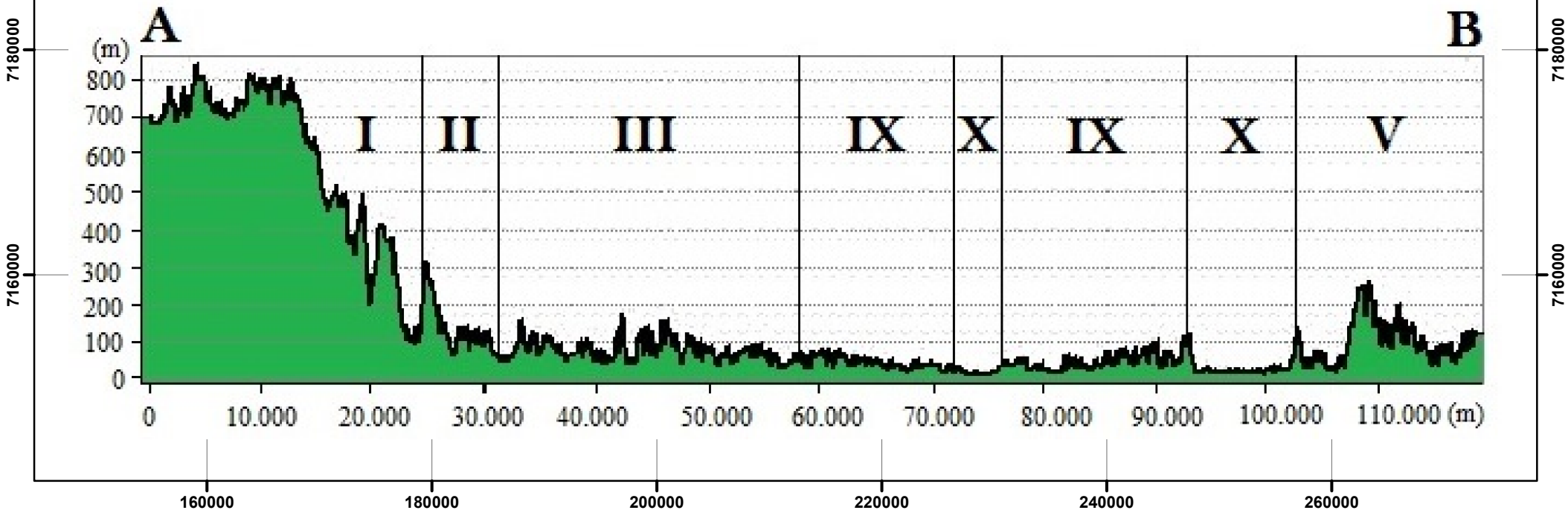
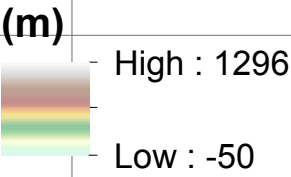
MAPA DE COMPARTIMENTAÇÃO DE RELEVO DA REGIÃO DO
MÉDIO E BAIXO RIBEIRA DE IGUAPE
1: 500.000
PAULO VEDOVELLO
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - CAMPUS DE RIO
CLARO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E
MEIO AMBIENTE



Legenda

- Compartimentos de Relevo
- Perfil A-B

Altitude



ANEXO 3

MAPA DE PLANÍCIES ALUVIONARES E
LITORÂNEA DA REGIÃO DO MÉDIO E
BAIXO VALE DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE

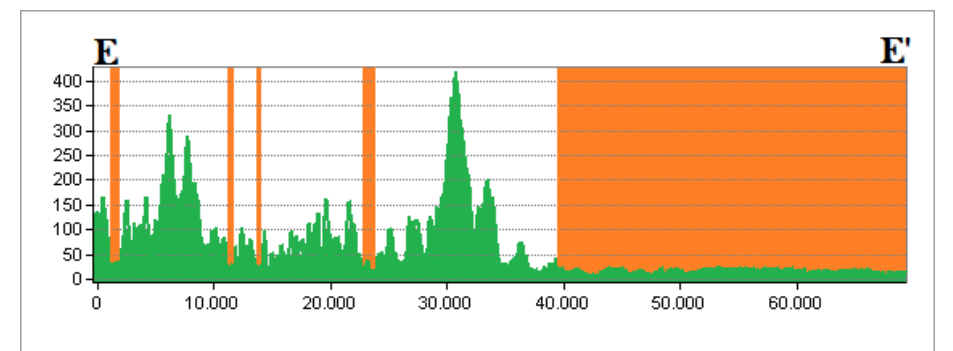
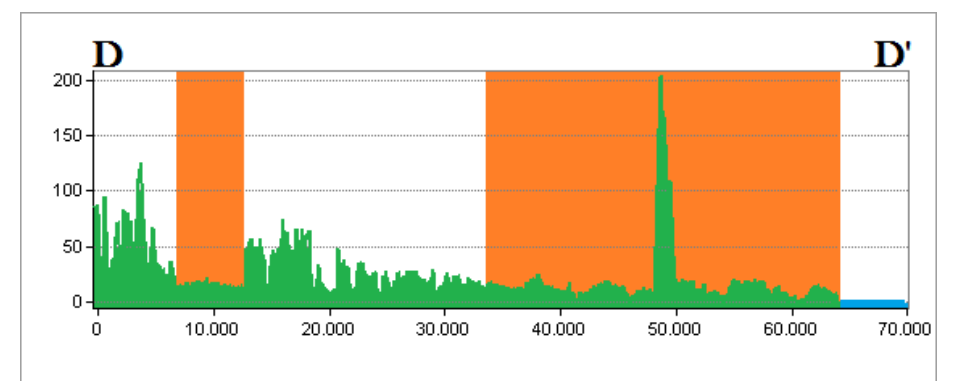
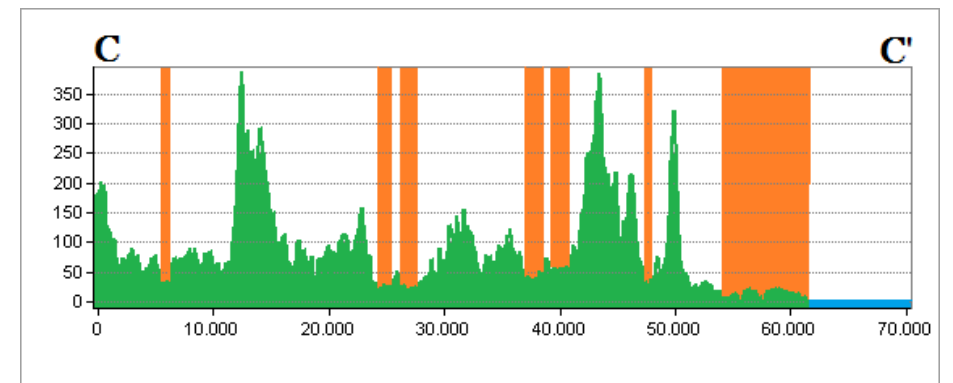
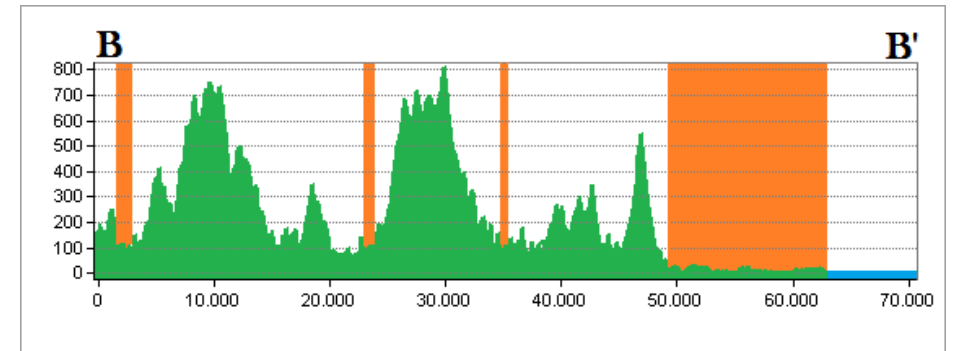
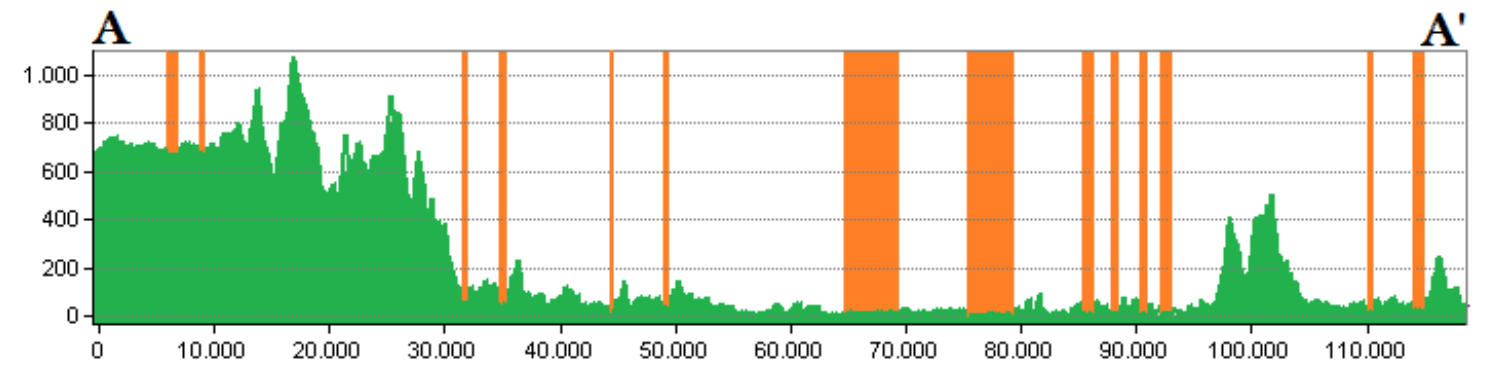
PAULO VEDOVELLO

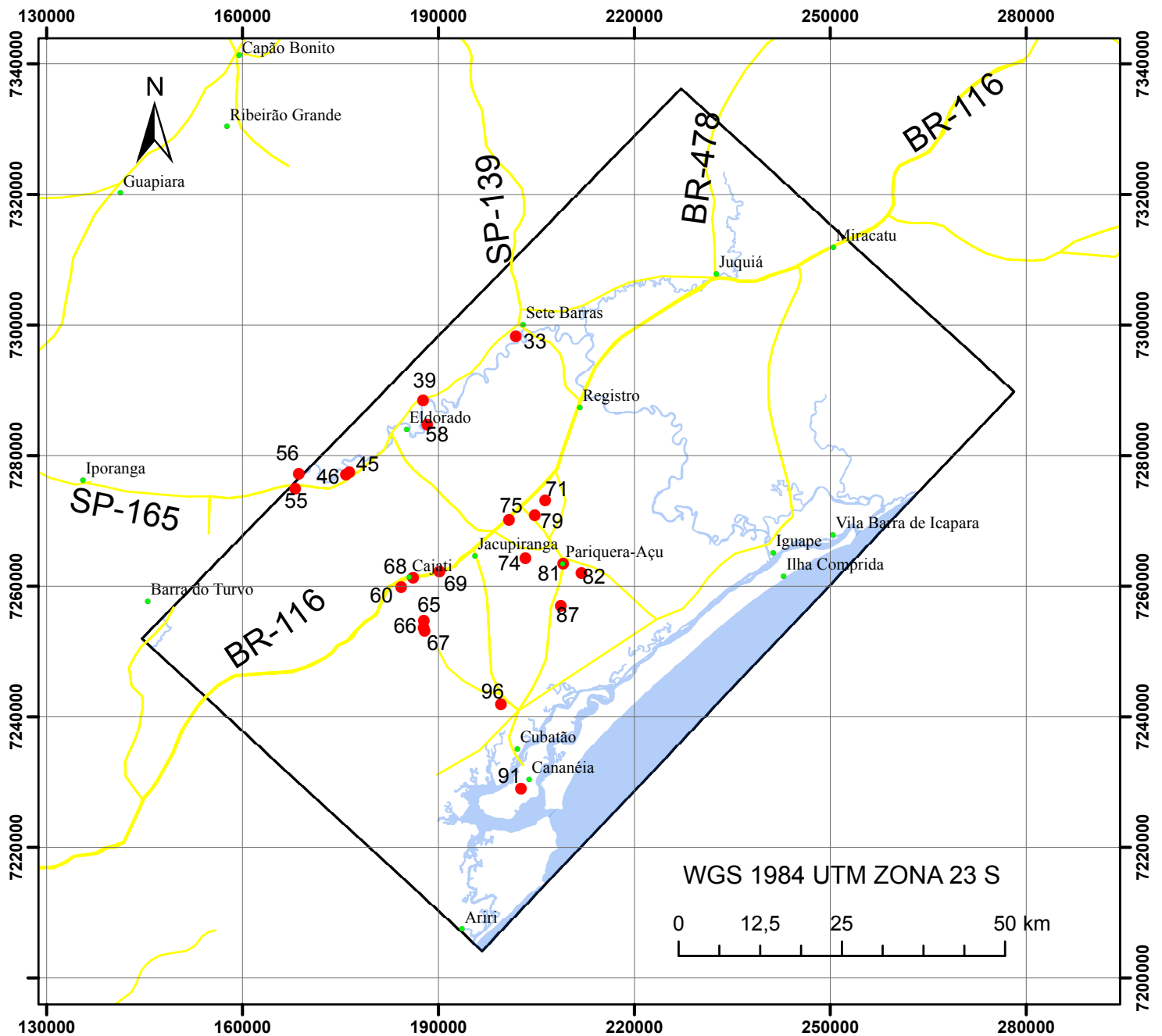
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA -
CAMPUS DE RIO CLARO

0 5 10 20 km

Legenda

- Perfis
- Planícies aluvionares e litorânea





ANEXO 4

MAPA DE AFLORAMENTOS CITADOS NO TEXTO

PAULO VEDOVELLO

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - CAMPUS
DE RIO CLARO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS
EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE