

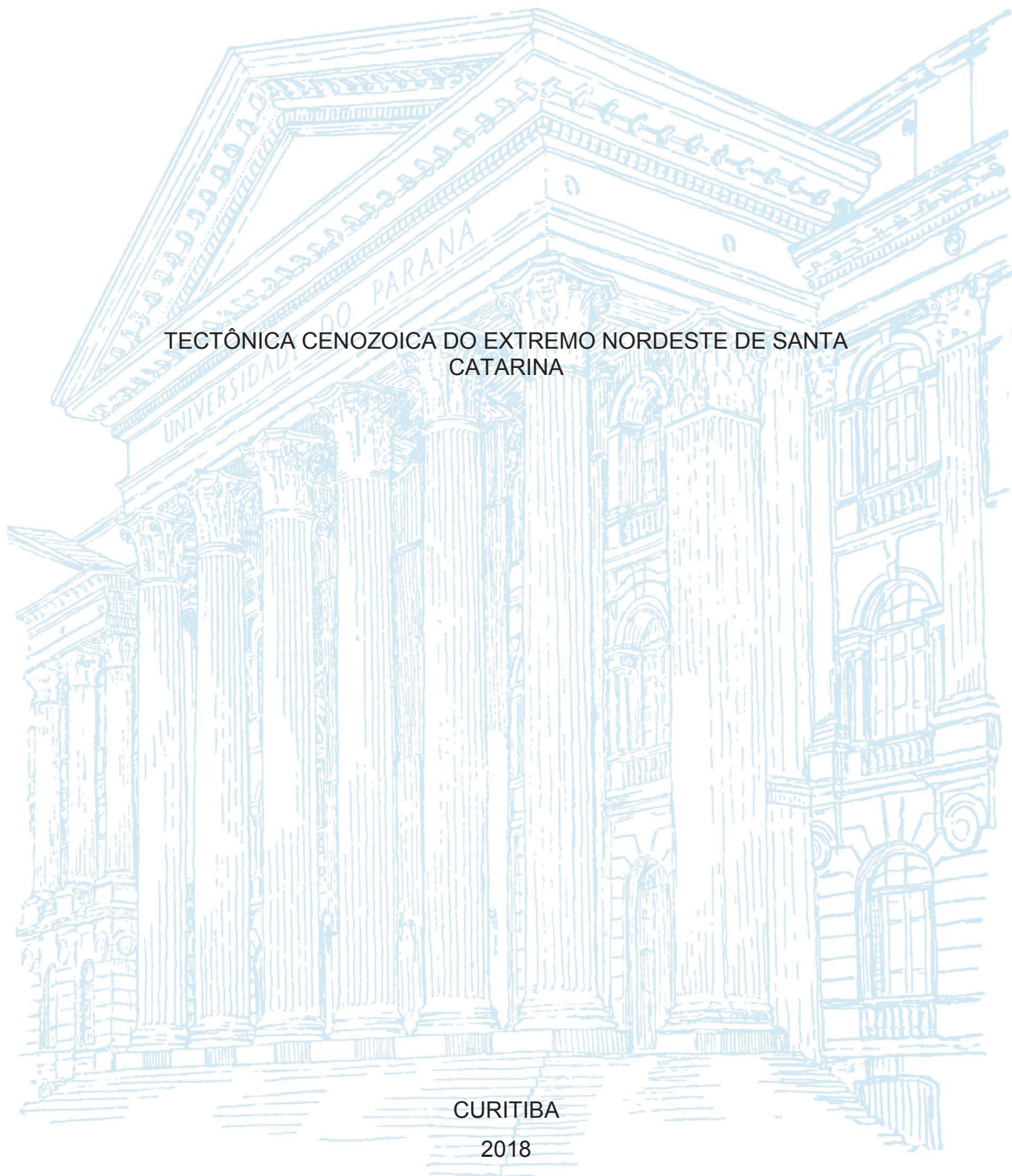
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

VIVIANE BARBOSA GIMENEZ

TECTÔNICA CENOZOICA DO EXTREMO NORDESTE DE SANTA  
CATARINA

CURITIBA

2018



VIVIANE BARBOSA GIMENEZ

TECTÔNICA CENOZOICA DO EXTREMO NORDESTE DE SANTA  
CATARINA

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

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Coorientadores: Prof. Dr. Ednilson Roberto do Nascimento e Prof. Dr. Norberto Morales

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

G491t Gimenez, Viviane Barbosa  
Tectônica cenozoica do extremo nordeste de Santa Catarina / Viviane Barbosa Gimenez. – Curitiba, 2018.  
186 p. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Eduardo Salamuni.

Coorientadores: Edenilson Roberto do Nascimento, Norberto Morales.

1. Neotectônica. 2. Morfotectônica. 3. Knickpoints. 4. Geomorfologia. 5. Baía da Babitonga.  
I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Nascimento, Edenilson Roberto do. IV.  
Morales, Norberto. V. Título.

CDD: 551.4

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



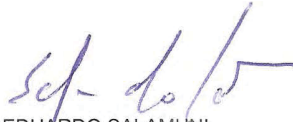
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **VIVIANE BARBOSA GIMENEZ** intitulada: **TECTÔNICA CENOZOICA DO EXTREMO NORDESTE DE SANTA CATARINA**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

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

CURITIBA, 28 de Março de 2018.



EDUARDO SALAMUNI

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)



AMBROSINA HELENA FERREIRA GONTIJO PASCUTTI

Avaliador Externo (UFRRJ)



ALBERTO PIO FIORI

Avaliador Interno (UFPR)



DEDICATÓRIA

Aos meus avós maternos

Ivany Barbosa e Eurides Astolfi,

Aos meus avós paternos

Guilherme Gimenez e Leonor Zem

“All that is gold does not glitter,  
Not all those who wander are lost;  
The old that is strong does not wither,  
Deep roots are not reached by the frost.  
From the ashes, a fire shall be woken,  
A light from the shadows shall spring;  
Renewed shall be blade that was broken,  
The crownless again shall be king.”

J. R. R. Tolkien

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a minha família pelo apoio incondicional não só durante os breves anos de mestrado em que estive longe deles, mas ao longo de toda minha vida: a minha mãe Nara Lúcia, minha maior inspiração, quem me ensina diariamente o dom da perseverança; à meu pai Daniel, símbolo de força de vontade, resistência e superação, quem me ensina diariamente o valor da gratidão; a meu irmão Henrique, melhor amigo desde sempre e para sempre, meu pacote de amor disfarçado de gente. Vocês são a base de todo meu esforço. Vocês são minha luz.

Às minhas amigas do coração Jéssica e Thaís, por salvarem a minha vida tantas vezes (inclusive literalmente), por estarem sempre caminhando ao meu lado, por terem sempre uma palavra de apoio quando mais precisei e principalmente por me suportarem naqueles momentos críticos que todo pós-graduando conhece bem. Pelos dias intermináveis no NUGEO, pelas tantas vezes em que fizemos a rodinha da autoanálise, pelas noites de conversa jogada fora, pelas incontáveis idas a cantina, pelas verdades cuspidas na cara sem filtro, pelos dias de sol tomado no pátio do departamento. Vocês chegaram de mansinho, se doaram e me permitiram compartilhar sonhos, expectativas, frustrações e acima de tudo momentos de imensa felicidade com vocês. E por isso, serei eternamente grata. Sigo não sendo mais só, mas três.

Às minhas amigas Camila, Amanda, Mayara, Thaili e Erika por todos os momentos compartilhados. Minha vida ficou mais bonita com vocês.

Ao meu ex-namorado Diego, pelo apoio e paciência infinita ao lidar com minhas angústias de mestranda. Obrigada por tornar meus dias em Curitiba mais leves e felizes.

Aos meus amigos e colegas de grupo William, Taily, Emerson (Tintim), Michelangelo, Luiz e Ana Cecília, pelas discussões geológicas, campos e tardes compartilhadas no NUGEO.

Ao meu orientador Eduardo Salamuni, por todas as boas conversas; pela paciência e compreensão em todos os momentos; por todas as dicas e ensinamentos que levarei pra vida toda. Vim para Curitiba há dois anos em busca de um orientador, mas a vida me deu um grande amigo.

Ao Grupo Neotectônica e ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, pelo apoio técnico e pela infraestrutura disponibilizada. À CAPES, pelo suporte financeiro ao longo de todo o período do mestrado.

## RESUMO

O extremo nordeste de Santa Catarina é marcado por extensos lineamentos morfoestruturais que afetam unidades pré-cambrianas, mesozoicas e cenozoicas. A paisagem local engloba duas regiões geomorfológicas: a Planície Costeira e as Escarpas e Reversos da Serra do Mar (SM). A relação da geomorfologia local com eventos tectônicos recentes é marcada por registros sísmicos de baixa magnitude e morfoestruturas como a Baía da Babitonga, alinhada segundo NW-SE e ENE-WSW. A direção NW-SE corresponde à Zona de Cisalhamento Palmital, originalmente estabelecida como um conjunto de falhas proterozoicas sinistrais marcadas por possíveis reativações. O principal objetivo do estudo consistiu na caracterização morfotectônica de falhas reativadas e/ou neoformadas durante o Cenozoico do extremo nordeste de Santa Catarina, visando a determinação de regimes tectônicos rúpteis recentes e/ou neotectônicos através do estudo dos padrões de drenagem e relevo por sensoriamento remoto em imagens SRTM, determinação do fator de assimetria de bacias e mapas de *knickpoints* de quatro bacias hidrográficas principais (rios Itapocu e Cubatão Norte, canal do Linguado e rio Saí-Mirim), além de lineamentos magnetoestruturais com base no mapa ISA. Os dados levantados em campo foram posteriormente tratados por meio de estereogramas, diagramas de rosetas e de paleotensores. Os resultados incluem anomalias nos padrões de drenagem, lineamentos de 1ª e 2ª ordem orientados segundo NW-SE, NE-SW e N-S e fortes indícios de basculamento tectônico evidenciados pelos fatores de assimetria das bacias (60 a 75%). Os mapas de *knickpoints* e perfis longitudinais definiram zonas de rupturas de declive ao longo dos principais canais, delimitando regiões de escarpamento entre a SM e a planície costeira. Os lineamentos aeromagnetométricos ressaltaram diques seccionados por estruturas NW-SE e NE-SW. A integração dos dados resultou em três diferentes fases deformacionais cenozoicas: uma paleotensão possivelmente associada do Paleoceno ao Mioceno com SHmax NE-SW e Shmin NW-SE responsável pelas falhas transcorrentes sinistrais E-W, transcorrentes dextrais NE-SW e normais NE-SW (pulso I); uma paleotensão possivelmente ativa desde o Plio-Pleistoceno com SHmax N-S e Shmin E-W, que formou falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW e N-S, dextrais NNW-SSE e NW-SE e falhas normais NNW-SSE (pulso II); e uma tensão atual com SHmax E-W e Shmin N-S, com falhas transcorrentes dextrais E-W, sinistrais NE-SW e normais NW-SE, do Holoceno (pulso III). As direções NE-SW associadas à escarpa oeste da SM podem ter sido reativadas no pulso I como falhas transcorrentes dextrais, mas também e principalmente no pulso II como falhas transcorrentes sinistrais associadas a falhas normais NNW-SSE que passam a promover o basculamento das bacias hidrográficas e a modelagem do relevo. Os dados sugerem que a gênese da baía da Babitonga é muito provavelmente tectônica, considerando ainda que a planície costeira iniciou sua formação a partir do Mioceno Inferior.

Dessa forma, a evolução da paisagem local ocorreu de forma rápida e intensa a partir desse período, associada a um importante condicionante tectônico marcado por tensores máximos N-S e E-W responsáveis por acentuar a dissecação do terreno junto a processos erosivos atectônicos relacionados a heterogeneidades litológicas e à dinâmica costeira local.

**Palavras-chave:** neotectônica, morfotectônica, knickpoints, geomorfologia, Baía da Babitonga, Zona de Cisalhamento Palmital.



## ABSTRACT

The northeast region of Santa Catarina presents extensive morphostructural lineaments affecting pre-cambrian units, mesozoic sequences and cenozoic deposits. Local landscape comprises two geomorphological regions: the Coastal Plain and the Scarps and Reverses of Serra do Mar (SM). Relief and drainage basin morphologies along the coastal plain and their relations with recent tectonic deformation can be assessed by low magnitude seismic events and regional morphostructures such as the Babitonga Bay, oriented along NW-SE and ENE-WSW directions. NW-SE directions are associated to the reactivation of Palmital Shear Zone, originally established as a set of Neoproterozoic strike-slip sinistral faults. The main objective of this study consisted on morphotectonic characterization of reactivated and nucleated faults throughout the Cenozoic in northeastern Santa Catarina in order to determine brittle tectonic regimes active during its recent and/or neotectonic context through the study of relief and drainage patterns by using remote sensing applied on SRTM images and determining basin asymmetry factors, knickpoints maps and longitudinal profiles of four main hydrographic basins (Itapocu river, Cubatão Norte river, Linguado channel and Saí-Mirim river). Magnetostructural lineaments were obtained from ISA maps generated from CPRM magnetometric database, followed by collection of field data interpreted by stereograms, rose diagrams and paleostresses analysis. Main results included drainage anomalies, 1st and 2nd order drainage lineaments with NW-SE, NE-SW and N-S directions and strong evidences of tectonic tilting associated to basin asymmetry factors (60 to 75%). Knickpoints maps and longitudinal profiles of rivers define zones of altimetric ruptures along the main channels, delimiting escarpment zones between SM and the coastal plain. The aeromagnetometric lineaments showed extensive relief lineaments related to the SM escarpments. Data integration allowed the identification of three different deformational phases active during the Cenozoic: a paleostress possibly associated to the Paleocene-Miocene period, with a NE-SW  $S_H_{max}$  e NW-SW  $S_h_{min}$  which formed strike-slip sinistral E-W faults, dextral NE-SW faults and NE-SW normal faults (pulse I); a paleostress possibly related to the Plio-Pleistocene period with an approximate N-S  $S_H_{max}$  and E-W  $S_h_{min}$ , responsible for the activation of strike-slip sinistral NNE-SSW and N-S faults, NNW-SSE and NW-SE dextral faults and NNW-SSE normal faults (pulse II); and a younger paleostress with E-W  $S_H_{max}$  and N-S  $S_h_{min}$ , showing strike-slip dextral E-W faults, sinistral NE-SW faults and normal NW-SE faults, active during the Holocene (pulse III). The NE-SW directions related to the western scarp of SM may have been reactivated in pulse I as strike-slip dextral faults, but also and mainly in pulse II as strike-slip sinistral faults associated to NNW-SSE normal faults which begin to promote tilting on drainage basins and relief modeling. Data suggest that the genesis of Babitonga Bay is most probably tectonic, considering that coastal plain development initiated only in the Early Miocene period.

Therefore, local landscape evolution have experienced rapid and intense rates from this period on, mostly associated to an important tectonic conditioner marked by both N-S and E-W maximum horizontal stresses responsible for accelerating terrain dissection while atectonic erosive processes related to lithological heterogeneities and coastal dynamics are also active.

**Keywords:** neotectonics, morphotectonics, knickpoints, geomorphology, Babitonga Bay, Palmital Shear Zone.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de localização da área (baseado em CPRM, 2011; EPAGRI/Ciram, 2016). ..... 26
- Figura 2: Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011). ... 28
- Figura 3: Domínios tectônicos associados à amalgamação do Gondwana Oeste. 1. Coberturas paleógenas, neógenas e quaternárias; 2. Bacia do Paraná; 3. Granitóides da Suíte Serra do Mar; 4. Bacia de Campo Alegre; 5. Porção sul do Cinturão Ribeira; 6. Sequências metassedimentares Capiru e Setuba; 7. Complexo Atuba; 8. Batólito Rio Piên; 9. Cinturão Granulítico Costeiro (Batólitos Paranaguá e Mongaguá); 10. Complexo Grnaulítico de Santa Catarina; 11. Bacia antearco de Itajaí; 12. Grupo Brusque; 13. Complexo Camburiú; 14. Cinturão Granitoide (Batólito de Florianópolis); 15. Falhas de empurrão; 16. Contatos inferidos; 17. Transporte tectônico (retirado de Basei et al., 2009). ..... 29
- Figura 4: Mapa geológico da porção meridional do Cinturão Ribeira, com destaque para o Terreno Paranaguá em vermelho. A área aproximada do estudo encontra-se delimitada em verde, com a Zona de Cisalhamento Palmital de direção NNW-SSE delimitada pela linha tracejada em preto. Modificado de Cury (2009). ..... 33
- Figura 5: Mapa geológico do Quaternário costeiro do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina (Souza, 2001): (1) terraços marinhos, praias e dunas holocênicos; (2) planícies paleoestuarinas e mangues liolocênicos; (3) terraços marinhos pleistocênicos; (4) leques, terraços e planícies aluviais e colúvios do Quaternário indiferenciado; (5) sedimentos continentais terciários da Formação Mina Velha; (6) embasamento cristalino pré-cambriano; (7) lineamentos de cordões litorâneos; (8) rios e córregos; (9) limite interestadual; (10) limite de bacia hidrográfica; (11) amostras para datação; (12) sondagens geotécnicas ..... 39
- Figura 6: Reconstruções do período pré-drift entre a América do Sul e a África retratando a junção tríplice e a correlação entre os 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 em preto: direções generalizadas dos diques; Barras cruzadas em preto: *stocks* alcalinos (Coutinho, 2008). ..... 41
- Figura 7: Províncias Estruturais do Brasil indicando a área de estudo (polígono preto), modificado de Almeida et al. (1981) e Bizzi et al. (2001). (B) Compartimentação tectono-estrutural da área de estudo e alinhamentos do Arco de Ponta Grossa. Retirado de Couto & Ferreira (2005). ..... 42
- Figura 8: Seção esquemática da América do Sul, Atlântico-Sul e sul da África mostrando quadro com os principais regimes de paleotensão no sul-sudeste do Brasil e noroeste da Namíbia. Enquanto que a margem continental sul-africana aparenta estar principalmente sob esforços extensionais, a margem passiva sul-americana esteve sob ação de regimes tectônicos transcorrentes durante o

período pós-rifte. Tais diferenças podem estar associadas à dinâmica do manto e a zona de subducção a oeste da Placa Sul-Americana (Salomon et al., 2015).  
..... 45

Figura 9: Seções topográficas de direção NW-SE nos estados do Paraná (A), Santa Catarina (B) e Rio Grande do Sul (C) que mostram a deformação na Superfície Sul Americana por meio da heterogeneidade hipsométrica (Salamuni et al., 2015). ..... 47

Figura 10: A placa Sul-Americana em um contexto global: porção continental (América do Sul), porção oceânica (Atlântico Sul). Ao norte, a placa do Caribe; a oeste, as placas de Cocos, Nazca e Antártica; ao sul, a placa de Scotia; na extremidade oriental, a cadeia mesoocênica (Condie, 1989; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). ..... 55

Figura 11: Porção continental da placa Sul-Americana, com destaque para a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia (Almeida, 1976; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). ..... 56

Figura 12: Orientação dos eixos de Stress Horizontal Máximo (SHmax) ao longo da placa sul-americana, correspondente à direção principal dos cavalgamentos e transcorrências associadas. Apenas os limites das principais unidades geotectônicas foram destacados (cadeia andina, sub-andina e plataformas), além das bacias intracratônicas mais importantes. O comprimento de cada tensor é diretamente proporcional a qualidade dos dados, que derivam de mecanismos focais (FM), falhas geológicas (GF), *breakouts* em *boreholes* (BO) e medições *in situ* (IS) (Assumpção, 1992). ..... 57

Figura 13: Velocidades planimétricas das estações geodésicas, em mm/ano (Marotta, 2013). ..... 59

Figura 14: Velocidades planimétricas da placa de Nazca e das estações geodésicas, em mm/ano, seguindo as direções dadas pelos vetores de *Euler* (isolinhas representam variações equidistantes de 3 mm/ano) (Marotta, 2013).  
..... 60

Figura 15: (A) Tensão máxima horizontal obtida a partir de dados geológicos (falhas quaternárias). O tamanho dos símbolos é diretamente proporcional à qualidade dos dados. Símbolos fechados e abertos representam respectivamente falhas reversas/transcorrentes e normais. (B) Tensão máxima horizontal obtida a partir de dados geofísicos; FM. inv: estimativas realizadas com base em diversos mecanismos focais (traços sólidos e setas abertas representam respectivamente o sigma 1 e o sigma 3); FM: estimativa do SHmax com base em um único mecanismo focal; IS: medições de tensão *in situ* (fraturamento hidráulico); BO: medições de tensão por “breakouts” em diversos poços. Províncias geológicas: Bacia Amazônica (AM), Escudo das Guianas (GS), Província Borborema (BP), Província Tocantins (TP), Cráton São Francisco (SFC), Bacia do Chaco (CH), Bacia do Pantanal (PTB), Bacia do Paraná (PR), Cinturão de Dobramentos Ribeira (RBF), Escudo Gaúcho (GAS), Cadeia Vitória-Trindade (VTC). Fonte: Riccomini & Salamuni (1999), compilado

de Assumpção (1992), Lima et al. (1997), Assumpção (1998) e Ferreira et al. (1998).....	61
Figura 16: Epicentros do Catálogo Sísmico Brasileiro, com destaque para os eixos de compressão em vermelho (SHmax) e distensão em azul (SHmin). Fonte: Catálogo Sísmico Brasileiro (2013).....	62
Figura 17: Método de hierarquização da drenagem de Strahler (1952). ....	70
Figura 18: Fator de assimetria da bacia de drenagem, como fator de quantificação do deslocamento de um rio devido a causas tectônicas (modificado de Salamuni, 1998). ....	73
Figura 19: Rotina de geração dos mapas magnetométricos utilizados no estudo. ....	74
Figura 20: Classificação de indicadores cinemáticos. Legenda 1- escala (a- microscópica; b-mm a cm; c-métrica) 2 – setas (apontando para a direção do movimento da capa) indicam o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (a- bom; b- regular; c- ruim); BD – bloco diagrama; OMO (orientação mineralógica oblíqua); PPE (elemento planar prévio); P- plano; S- seção. (DOBLAS, 1998). ....	78
Figura 21: Método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977). A) Plano de Falha (F) com a localização dos esforços compressivos (P) e distensivos (T); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois, representando os diedros compressivos e distensivos. ....	79
Figura 22: Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011). .	84
Figura 23: Mapa hipsométrico da área de estudo com elementos do relevo Mapa de declividades da área de estudo (baseado nos critérios da EMBRAPA). ....	91
Figura 24: Cálculo das porcentagens da área da bacia associadas às formas do relevo (declividade). ....	92
Figura 25: Mapa do Índice de Concentração da Rugosidade, evidenciando as escarpas NE-SW e NW-SE da Serra do Mar. ....	93
Figura 26: (A) Aspecto da planície costeira em Itapoá, nas proximidades da Baía da Babitonga (B); é marcada pela presença de campos de dunas próximos à praia (C) e por afloramento de “pontões” do Terreno Paranaguá (D). ....	95
Figura 27: Feições triangulares e trapezoidais na escarpa NW-SE (A e B) e NE-SW (C, D, E e F) da Serra do Mar.....	95
Figura 28: Mapa de lineamentos do relevo traçados em imagens SRTM. ....	96
Figura 29: Vista inclinada da área de estudo, com destaque para as direções principais de escarpamento da Serra do Mar em vermelho. ....	97



Figura 30: Batimetria da Baía da Babitonga obtida a partir da interpolação de pontos cotados. ....	98
Figura 31: Delimitação das quatro bacias hidrográficas estudadas. ....	98
Figura 32: Aplicação do FA nas bacias do rio Itapocu (1), Pirai (1.1), Cubatão Norte (2), Linguado (3) e Sai-Mirim (4). ....	101
Figura 33: Mapas de lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem para as bacias analisadas segundo o método de Strahler (1952). ....	103
Figura 34: Principais anomalias de drenagem dispostas ao longo das quatro bacias hidrográficas analisadas .....	106
Figura 35: Cachoeiras do Suspiro (A) e Salto Grande (D), Corupá (SC), bacia do rio Itapocu; Cascata Paraíso (B), Campo Alegre (SC), proximidades da bacia do rio Itapocu; Cachoeira do Quiriri (C), Quiriri (SC), bacia do rio Cubatão Norte; Cachoeira do Casarão (E), Vila do Glória (SC), bacia do rio Sai-Mirim. ....	108
Figura 36: Mapa de distribuição dos knickpoints nas bacias analisadas, com destaque para a orientação NNW-SSE das principais knickzones. ....	108
Figura 37: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Itapocu. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Itapocu (rio Novo, rio Itapocuzinho, rio Jaraguá, rio Putanga e rio Pirai). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à sua declividade. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Itapocu. ....	109
Figura 38: Perfis longitudinais dos principais afluentes do rio Itapocu, sendo eles: (A) rio Novo, (B) rio Itapocuzinho, (C) rio Jaraguá, (D) rio Putanga e (E) rio Pirai. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários. ....	110
Figura 39: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Cubatão Norte. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Cubatão Norte (rio Quiriri, rio do Braço e canal do Palmital). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do canal do rio Cubatão Norte. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Cubatão Norte. ....	113
Figura 40: Perfis longitudinais dos principais afluentes do rio Cubatão Norte, sendo eles: (A) rio Quiriri, (B) rio do Braço e (C) canal do Palmital. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários .....	114
Figura 41: Distribuição dos knickpoints na bacia do Linguado. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do Linguado (rio Paranaguá-Mirim, rio Pinheiros e rio inominado). A linha vermelha contínua representa o canal	

principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do canal do Linguado. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do Linguado. ... 115

Figura 42: Perfis longitudinais dos principais afluentes do canal do Linguado, sendo eles: (A) rio Paranaguá-Mirim, (B) rio Pinheiros e (C) e rio inominado. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários. .... 116

Figura 43: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Saí-Mirim. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Saí-Mirim (rio Bom Futuro). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do rio Saí-Mirim. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Saí-Mirim..... 117

Figura 44: Perfil longitudinal do principal afluente do canal do Linguado: (A) rio Bom Futuro. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seu tributário..... 118

Figura 45: Mapa do grid principal (CMA-RTP-Niv-UW200). O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) foi reduzido ao pólo, micronivelado e continuado para 200 metros de vôo..... 119

Figura 46: Mapa do ISA (Inclinação do Sinal Analítico), utilizado como base para extração dos lineamentos magnetoestruturais. .... 120

Figura 47: Principais lineamentos magnetoestruturais (em preto) interpretados afetando diques (em vermelho) de direção NW-SE. O trend principal dos lineamentos é N60E. Movimentações relativas dos diques associados às falhas encontram-se marcadas pelas setas em branco..... 124

Figura 48: Integração dos lineamentos magnetoestruturais (em preto), de drenagem (em vermelho) e knickzones (em amarelo), permitindo a delimitação de zonas preferencialmente relacionadas à tectônica recente (pontilhadas, em branco). .... 126

Figura 49: Integração dos lineamentos magnetoestruturais (em preto), com o mapa do ICR e a rede de drenagem. .... 126

Figura 50: Localização aproximada das possíveis estruturas tectônicas que afetam a área identificadas a partir das análises morfométricas e magnetométricas..... 127

Figura 51: Mapa de localização da área (baseado em CPRM, 2011). .... 134

Figura 52: Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011). 135

Figura 53: Mapa tectônico da porção meridional do Cinturão Ribeira, com destaque para o Terreno Paranaguá em vermelho. A área aproximada do estudo

encontra-se delimitada em verde, com a Zona de Cisalhamento Palmital de direção NNW-SSE delimitada pela linha tracejada em preto. Modificado de Cury (2007). ..... 137

Figura 54: Projeções estereográficas (Schmidt, hemisfério inferior) das falhas descritas: transcorrentes dextrais NE-SW (A), N-S (B), NW-SE (C) e E-W (D) em vermelho; falhas transcorrentes sinistras NE-SW (E), N-S (F) e NW-SE (G) em preto; falhas normais NNW-SSE (H), WNW-ESE (I) e NE-SW (J) em verde; e falhas inversas WNW-ESE (K) e NE-SW (L) em azul. .... 141

Figura 55: Distribuição das direções principais das estruturas caracterizadas ao longo da área de estudo. Falhas transcorrentes sinistras estão destacadas em preto, transcorrentes dextrais em vermelho, normais em verde, fraturas em amarelo e medidas de foliação em azul escuro. .... 142

Figura 56: (A) Vista em planta de falhas transcorrentes dextrais E-W em afloramento da Suíte Morro Inglês, Terreno Paranaguá. (B) Esquema das falhas observadas na imagem A. (C) Posicionamento aproximado E-W do  $\sigma_1$  associado às estruturas..... 144

Figura 57: (A) Falhas transcorrentes dextrais NW-SE descritas no mesmo afloramento da figura 6. (B) Esquema das principais estruturas observadas na imagem A. (C) Posicionamento aproximadamente N-S do  $\sigma_1$  associado às estruturas. .... 145

Figura 58: (A) Feixe de falhas transcorrentes dextrais NE-SW em afloramento (corte de estrada) na BR-280 (UTM 735299;7087848). (B) Esquema das principais estruturas da figura A. (C) Posicionamento NE-SW do  $\sigma_1$  associado às estruturas. (D) Detalhe de plano de falha transcorrente NE-SW estriado com steps associados a uma movimentação dextral. (E) Feição em colher indicando cinemática dextral em plano de falha transcorrente NE-SW, com representação esquemática (G)..... 146

Figura 59: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistras NE-SW em afloramento da Mineração Infrasul. (B) Esquema das principais estruturas observadas na figura A. (A1) Plano de falha transcorrente sinistral NE-SW com preenchimento por epidoto e calcita. (A2) Detalhe de plano de falha transcorrente sinistral NE-SW mostrando zona estriada com intensa epidotização. (C) Falhas transcorrentes sinistras E-W seccionando falhas transcorrentes sinistras NE-SW. (D) Esquema das estruturas identificadas na imagem C. (Mineração Infrasul; UTM: 703625;7079728). (E) Posicionamento NE-SW do  $\sigma_1$  associado às estruturas ..... 147

Figura 60: (A) Vista frontal de falha normal NW-SE associada a um sistema de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW, com detalhe do plano de falha em A1. (B) Posicionamento E-W do  $\sigma_1$  associado às estruturas. (C) Desenho esquemático do plano retratado em A1. (D) Falha transcorrente sinistral ENE-WSW com componente normal, detalhada em D2 e D3. (E) Posicionamento NE-SW a NNE-SSW do sigma 1 associado às estruturas. (F) Desenho esquemático do plano retratado em D3..... 148

Figura 61: (A) Vista frontal de plano de falha transcorrente sinistral ENE-WSW associado ao plano de falha oblíqua de direção NE-SW. (B) Desenho esquemático da relação dos planos retratados em A e posicionamento do  $\sigma_1$  NE-SW associado às estruturas, sendo a NE-SW oblíqua equivalente à fratura T do sistema. .... 149

Figura 62: Planos de falhas transcorrentes sinistrais NW-SE com direção das estrias marcadas em vermelho em A e B. A direção da seta na escala da figura B indica a direção de deslocamento do bloco ausente (“*missing block*”). .... 149

Figura 63: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistrais NNW-SSE, com desenhos esquemáticos em B e C. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas Y e R do modelo de Riedel. .... 150

Figura 64: (A) Detalhe da zona de falha transcorrente sinistral-normal N-S mostrada em B e esquematizada em C, mostrando a presença de brechas em função da intenso brechamento a que as rochas foram submetidas. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas. .... 151

Figura 65: (A) Falhas transcorrentes sinistrais N-S e NNW-SSE, ilustradas em B, descritas próximas ao afloramento da figura 64. (C) Posicionamento do sigma 1 NW-SE a NNW-SSE associado às estruturas. .... 152

Figura 66: (A) Plano de falha transcorrente E-W dextral com componente normal (transtracional) aparentemente deslocando a camada de seixos no topo do afloramento. (B) Esquema das estruturas da figura A. (C) Detalhe do plano de falha transcorrente dextral E-W. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  WNW-ESE associado às estruturas ..... 152

Figura 67: Afloramento em depósitos de caulim associados à bacia de Campo Alegre (Mina Scheide), evidenciando um sistema de cisalhamento rúptil esquematizado em B. (C) Posicionamento das principais estruturas interpretadas segundo o modelo de Riedel e associadas a um  $\sigma_1$  WNW-ESE ..... 153

Figura 68: (A) Vista frontal de gashes acompanhando falhas normais NW-SE (fraturas T) associadas a falhas transcorrentes NW-SE esquematizadas em B. (C) Posicionamento do sigma 1 WNW-ESE associado às estruturas. .... 154

Figura 69: (A) Vista em perfil do plano de falha transcorrente N-S com cinemática aparentemente sinistral em sedimentos arenosos da planície costeira. (B) Vista em planta do mesmo plano observado em A. (C) Esquema representando as principais estruturas em A. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas. .... 154

Figura 70: (A) Afloramento marcando o contato entre granitoide associado ao Terreno Luís Alves e dique N-S da Província Magmática do Paraná. (1) Detalhe do quadro 1, com desenho esquemático retratando falha transcorrente sinistral E-W (fratura Y) e antitéticas R' com direção NNE-SSW associadas a um  $\sigma_1$  NE-SW. (2) Detalhe do quadro 2, com desenho esquemático ilustrando falha

transcorrente dextral N-S (fratura Y) e antitéticas R' NE-SW, agrupadas sob um  $\sigma_1$  com direção NNE-SSW. (3) Detalhe do quadro 3, com desenho esquemático retratando as mesmas falhas do quadro 1, porém com desenvolvimento de zonas de fraturas T NW-SE e associadas a um sigma 1 NE-SW..... 155

Figura 71: (A) Outra porção do mesmo afloramento da figura 20. (1) Detalhe do quadro 1, com desenho esquemático retratando falhas transcorrentes sinistrais E-W (fraturas Y e R) e antitéticas R1 NE-SW associadas a um  $\sigma_1$  NE-SW. (2) Detalhe do quadro 2, ilustrando possível reativação sinistral do plano de falha transcorrente N-S (fratura Y) e antitéticas R' NW-SE, relacionadas a um sigma 1 NNW-SSE. (3) Detalhe do quadro 3, com desenho esquemático evidenciando falha transcorrente dextral N-S e antitéticas NE-SW formadas sob um  $\sigma_1$  NE-SW. .... 156

Figura 72: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistrais N-S associados à terraços costeiros pleistocênicos, com desenho esquemático evidenciando a relação entre fraturas Y em cinza e R em azul, caracterizadas e formadas sob um  $\sigma_1$  NNW-SSE (B). (C) Planos de falhas transcorrentes dextrais E-W associados à terraços costeiros pleistocênicos, com desenho esquemático evidenciando a relação entre fraturas Y em cinza e R em vermelho caracterizadas e formadas sob um  $\sigma_1$  WNW-ESE. .... 157

Figura 73: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao evento NE-SW, N-S e E-W, bem como posicionamento dos esforços  $SH_{max}$  e  $Sh_{min}$ , eixos de paleotensão ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) e suas direções principais. As falhas transcorrentes dextrais estão em vermelho e as sinistrais em preto. Estruturas que integram o modelo de cisalhamento de Riedel para cada um dos três eventos caracterizados segundo as posições do  $SH_{max}$  e  $Sh_{min}$  de cada um deles. (C) Evento de  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $SH_{min}$  distensivo NW-SE. (F) Evento de  $SH_{max}$  compressivo N-S e  $Sh_{min}$  distensivo E-W. (I) Evento de  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $Sh_{min}$  distensivo NE-SW. .... 159

Figura 74: Principais lineamentos magnetoestruturais (em preto) interpretados afetando diques (em vermelho) de direção NW-SE. O trend principal dos lineamentos é N60E. Movimentações relativas dos diques associados às falhas encontram-se marcadas pelas setas em branco. (Fonte: Gimenez et al., inédito). .... 163

Figura 75: Aplicação do FA nas bacias do rio Itapocu (1), Pirai (1.1), Cubatão Norte (2), Linguado (3) e Saí-Mirim (4) (Fonte: Gimenez et al., inédito). ..... 163

Figura 76: Blocos diagramas retratando a evolução da paisagem da área desde o início do desenvolvimento da planície costeira no Mioceno Inferior (estágio 1) passando pela influência do evento tectônico com  $SH_{max}$  N-S e  $Sh_{min}$  E-W (estágio 2) até alcançar sua configuração atual sob ação de um  $SH_{max}$  E-W e  $Sh_{min}$  N-S (estágio 3). Os perfis retratam a influência das falhas normais NNW-SSE e NW-SE em domínio no relevo e nas bacias de drenagem, promovendo basculamento geral para NE e rebaixamento tectônico da região que veio a formar o canal principal ENE-WSW da Baía da Babitonga a partir de falhas



transcorrentes dextrais com componentes normais (geometria em “tesoura”).  
..... 165

Figura 77: Vista inclinada da área de estudo, com destaque para as direções principais de escarpamento da Serra do Mar em vermelho (Fonte: Gimenez et al., inédito). ..... 166

Figura 78: Mapa de distribuição dos knickpoints nas bacias analisadas, com destaque para a orientação NNW-SSE das principais knickzones (Fonte: Gimenez et al., inédito). ..... 166

Figura 79: Padrão de falha em tesoura associado ao contexto trantensional responsável pela formação de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW que controlaram o canal principal da Baía da Babitonga. .... 167

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros utilizados na redução do Campo Magnético Anômalo (CMA) ao polo. ....	75
Tabela 2: Métodos de realces sobre o Campo Magnético Anômalo utilizados, bem como suas principais características e aplicabilidades (Fedalto, 2015). .	76
Tabela 3: Resumo dos parâmetros morfométricos descritos em Gimenez et al. (inédito) para a área de estudo. ....	158

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>23</b>
1.1	<i>Justificativa</i>	24
1.2	<i>Objetivos</i>	24
1.3	<i>Localização da Área de Estudo</i>	25
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL</b>	<b>27</b>
2.1	<i>Complexo Granulítico de Santa Catarina</i>	27
2.2	<i>Terreno Luís Alves</i>	30
2.3	<i>Terreno Curitiba</i>	31
2.4	<i>Cinturão Dom Feliciano</i>	31
2.5	<i>Terreno Paranaguá</i>	32
2.6	<i>Bacias Neoproterozoicas</i>	34
2.7	<i>Suíte Serra do Mar</i>	35
2.8	<i>Bacia do Paraná</i>	36
2.9	<i>Planície Costeira e Depósitos Aluvionares</i>	37
2.10	<i>Contexto Estrutural Rúptil Regional</i>	39
<b>3</b>	<b>ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS</b>	<b>51</b>
<b>4</b>	<b>CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>53</b>
4.1	<i>O que é neotectônica?</i>	53
4.2	<i>Neotectônica em Ambiente Intraplaca: Contexto Brasileiro</i>	54
4.3	<i>Morfoestruturas e Morfotectônica</i>	62
4.4	<i>Principais Modelos de Evolução da Paisagem</i>	65
<b>5</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>68</b>
5.1	<i>Levantamento Bibliográfico</i>	69
5.2	<i>Geoprocessamento e Fotointerpretação</i>	69
5.3	<i>Análises Morfométricas</i>	70
5.4	<i>Análise Aeromagnetométrica</i>	73
5.5	<i>Trabalhos de Campo</i>	76
5.6	<i>Tratamento e Integração dos Dados</i>	79
<b>6</b>	<b>ARTIGO 1</b>	<b>80</b>
6.1	<i>Introdução</i>	82
6.2	<i>Contexto Regional</i>	83

6.3	<i>Materiais e Métodos</i> .....	86
6.4	<i>Resultados</i> .....	91
6.5	<i>Discussões e Conclusões</i> .....	120
6.6	<i>Agradecimentos</i> .....	129
<b>7</b>	<b>ARTIGO 2</b> .....	<b>130</b>
7.1	<i>Introdução</i> .....	133
7.2	<i>Contexto Geológico e Estrutural</i> .....	134
7.3	<i>Materiais e Métodos</i> .....	139
7.4	<i>Resultados</i> .....	140
7.5	<i>Discussões e Conclusões</i> .....	157
7.6	<i>Agradecimentos</i> .....	170
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>171</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>174</b>

## 1 INTRODUÇÃO

As abordagens acerca dos eventos neotectônicos no território brasileiro têm crescido consideravelmente nos últimos trinta anos a partir das reflexões de Hasui (1990) com relação a importantes reativações de estruturas tectônicas do Pré-cambriano ao Cenozoico e com o avanço das pesquisas da Petrobras, que por sua vez elucidaram a importância dos eventos tectônicos recentes na configuração dos sistemas petrolíferos.

Antes disso, Martonne (1940), King (1956), Freitas (1951) e Guimarães (1951) foram pioneiros no estudo dos condicionantes tectônicos e sua importância na morfologia da paisagem no Brasil. A questão da sismicidade no país também tem sido abordada com maior frequência, em oposição à ideia de que por ter a maior parte do seu território inserido em um cráton, uma plataforma relativamente estável, estudos mais aprofundados acerca dos eventos neotectônicos eram dispensáveis. O desenvolvimento de novos métodos que permitem a associação entre formas de relevo e drenagem com eventos neotectônicos tem possibilitado a identificação e caracterização desses processos de forma sistemática em diversas regiões até então não estudadas com esse enfoque.

Embora existam inúmeras pesquisas com foco principal na estruturação do embasamento cristalino da região de estudo, nas suítes intrusivas da Serra do Mar e na estratigrafia dos depósitos da planície costeira do extremo nordeste do estado de Santa Catarina, são poucos os trabalhos que abordam de forma sistemática a associação entre a geomorfologia local e os processos tectônicos e/ou neotectônicos (reativações e/ou formações de novas falhas) durante o Cenozoico, sendo Flores et al. (1991) e Mazzer & Gonçalves (2011) exemplos das poucas referências de destaque na área dentro da temática estudada. Dessa forma, o presente trabalho visa complementar e enriquecer os estudos tectônicos na região de estudo, com vistas à caracterização do arcabouço estrutural recente da área e dos processos atuantes na configuração atual da paisagem, bem como a determinação, se possível, das idades relativas e absolutas de eventuais deformações.



## *1.1 Justificativa*

Embora os estudos neotectônicos estejam ganhando cada vez mais espaço na comunidade científica, há escassos estudos sistemáticos de detalhe nessa temática no extremo nordeste do estado de Santa Catarina. Os únicos trabalhos que mencionam a existência de evidências de um controle neotectônico na paisagem da região são Flores et al. (1991) e Mazzer & Gonçalves (2011); no entanto, nenhum deles apresenta um estudo sistemático acerca dos processos neotectônicos e sua associação com as morfoestruturas do relevo.

Tais estudos mostram-se essenciais na caracterização de possíveis reativações associadas à estruturação prévia do embasamento, principalmente quando associadas a grandes lineamentos que marcam o relevo tal como a Zona de Cisalhamento Palmital, principal estrutura pretérita que corta a área de estudo.

Além disso, a geomorfologia litorânea apresenta indícios marcantes da atuação de processos tectônicos (como as reentrâncias na morfologia da planície costeira representadas pela Baía de Babitonga, por exemplo) aliada à ocorrência de registros sísmológicos de baixa magnitude a sul da área, nas proximidades do município de Jaraguá do Sul (SC) são importantes indícios de movimentações neotectônicas que necessitam ser investigadas em função da formação e/ou possível reativação de zonas de falhas transcorrentes na região.

Dessa forma, torna-se essencial a compreensão da relação desses eventos com a reorganização das bacias de drenagem, desenvolvimento de knickpoints e escarpamento do relevo na região de estudo para que haja avanços significativos na definição do quadro tectônico cenozoico do sul do Brasil, ainda muito questionado e discutido na comunidade científica.

## *1.2 Objetivos*

O principal objetivo do presente trabalho consiste na identificação e caracterização de falhas reativadas e/ou neoformadas ao longo do Cenozoico da região litorânea e Serra do Mar no extremo nordeste do estado de Santa

Catarina, com vistas à determinação do arcabouço tectônico recente e neotectônico da região.

O cumprimento dos objetivos secundários tem se mostrado essencial para que o principal seja atingido, sendo eles:

- (1) Caracterização morfoestrutural e morfotectônica da área de estudo;
- (2) Caracterização geométrica e cinemática das principais estruturas tectônicas;
- (3) Determinação dos paleotensores relativos aos eventos neotectônicos identificados;
- (4) Determinação das idades relativas entre os principais eventos tectônicos atuantes ao longo do Cenozoico na região.

### *1.3 Localização da Área de Estudo*

A área de estudo compreende um total aproximado de 2500 km<sup>2</sup> e localiza-se no extremo nordeste do estado de Santa Catarina, abrangendo principalmente os municípios de Joinville, Itapoá, São Francisco do Sul e Jaraguá do Sul (figura 1). Segundo dados da CASAN, 2016, a área integra a região hidrográfica denominada Baixada Norte (RH 6) de Santa Catarina, marcada pela presença de duas bacias hidrográficas principais: a bacia do rio Itapocu e a bacia do rio Cubatão Norte, com destaque ainda para as bacias do canal do Linguado e do rio Saí-Mirim. As vias principais de acesso à área de estudo são a BR-101 (Rodovia “Translitorânea”), que corta toda a área incorporando a BR-376 a norte; a SC-416 e SC-415, que configuram acessos a partir do leste da área e a SC-301, a partir do oeste.

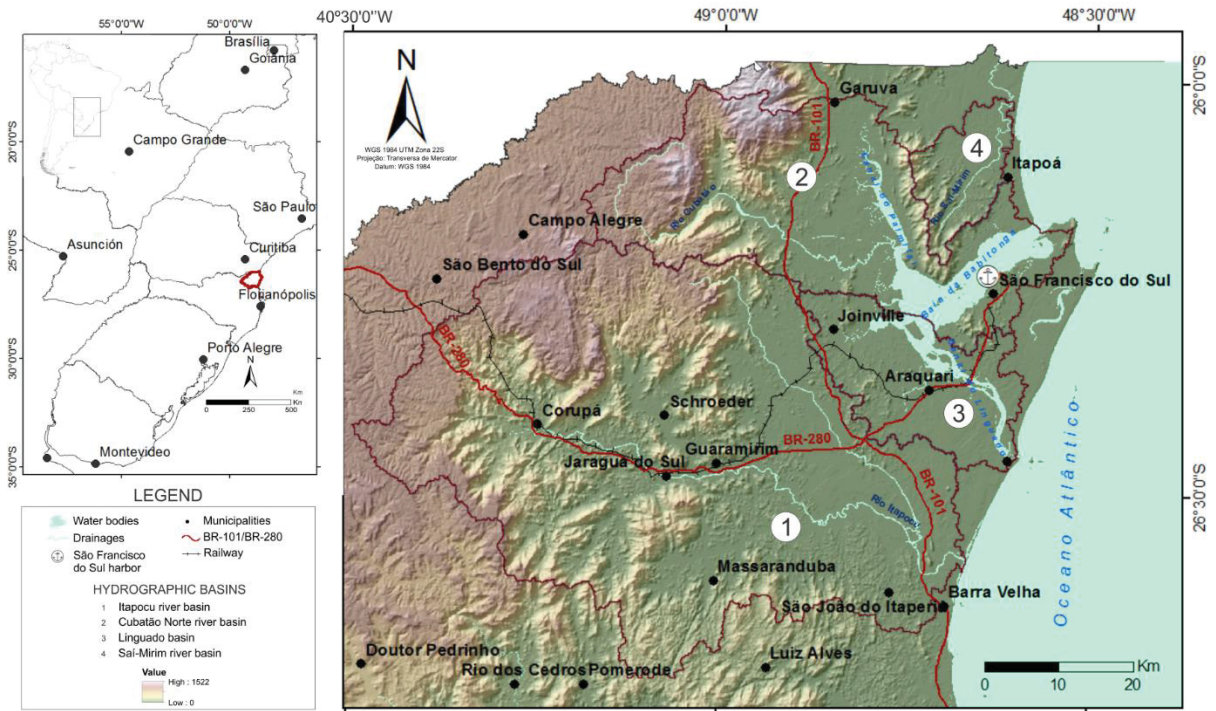


Figura 1: Mapa de localização da área (baseado em CPRM, 2011; EPAGRI/Ciram, 2016).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

A geologia regional da área de estudo é bem diversificada, sendo composta por terrenos granulíticos pré-cambrianos, bacias molássicas neoproterozoicas, suítes intrusivas da Serra do Mar, intrusões básicas e alcalinas da Bacia do Paraná e, finalmente, sequências sedimentares da planície costeira e depósitos aluvionares, que consistem nos alvos principais do presente estudo.

Dentre as unidades pré-cambrianas aflorantes na região destacam-se o Complexo Granulítico de Santa Catarina, o Terreno Luís Alves, o Terreno Curitiba (Suíte Rio Piên), o Terreno Paranaguá, as bacias molássicas neoproterozoicas (Campo Alegre-Corupá-Joinville e Alegre-Palmeira) e a Suíte Serra do Mar. As intrusivas básicas correspondem principalmente a diques de diabásio correlatos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, enquanto que as intrusivas alcalinas referem-se aos estágios finais do mesmo evento magmático que originou os diques básicos na região. Dentre os depósitos cenozoicos da planície costeira destacam-se os depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, de praias antigas, de praias atuais, de planície de maré e os de pântanos e mangues (figura 2).

### 2.1 *Complexo Granulítico de Santa Catarina*

Na região de estudo, afloram as seguintes unidades do complexo: Granito Morro da Neve, Suíte Rio da Luz e Ortognaisse Pomerode. O Complexo Granulítico de Santa Catarina (figura 3) foi primariamente definido por Hartmann et al. (1979), que caracterizou o domínio como um conjunto de rochas metamórficas pretencentes às fácies granulito e anfibolito. Segundo Chemale Jr. et al. (1995), o evento metamórfico de alto grau que afetou as rochas apresenta idade transamazônica (2,2 Ga). Para Fornari (1998), apenas as associações enderbíticas, máfico-ultramáficas e metassedimentares foram metamorfizadas na fácies granulito, enquanto que o ortognaisse Pomerode e os diques de hornblenditos do complexo seriam posteriores a esse evento (Basei et al., 1998). Um metamorfismo de baixo grau associado à fácies xisto verde também foi descrito na unidade, restrito principalmente às zonas de falha (Hartmann et al, 1979).

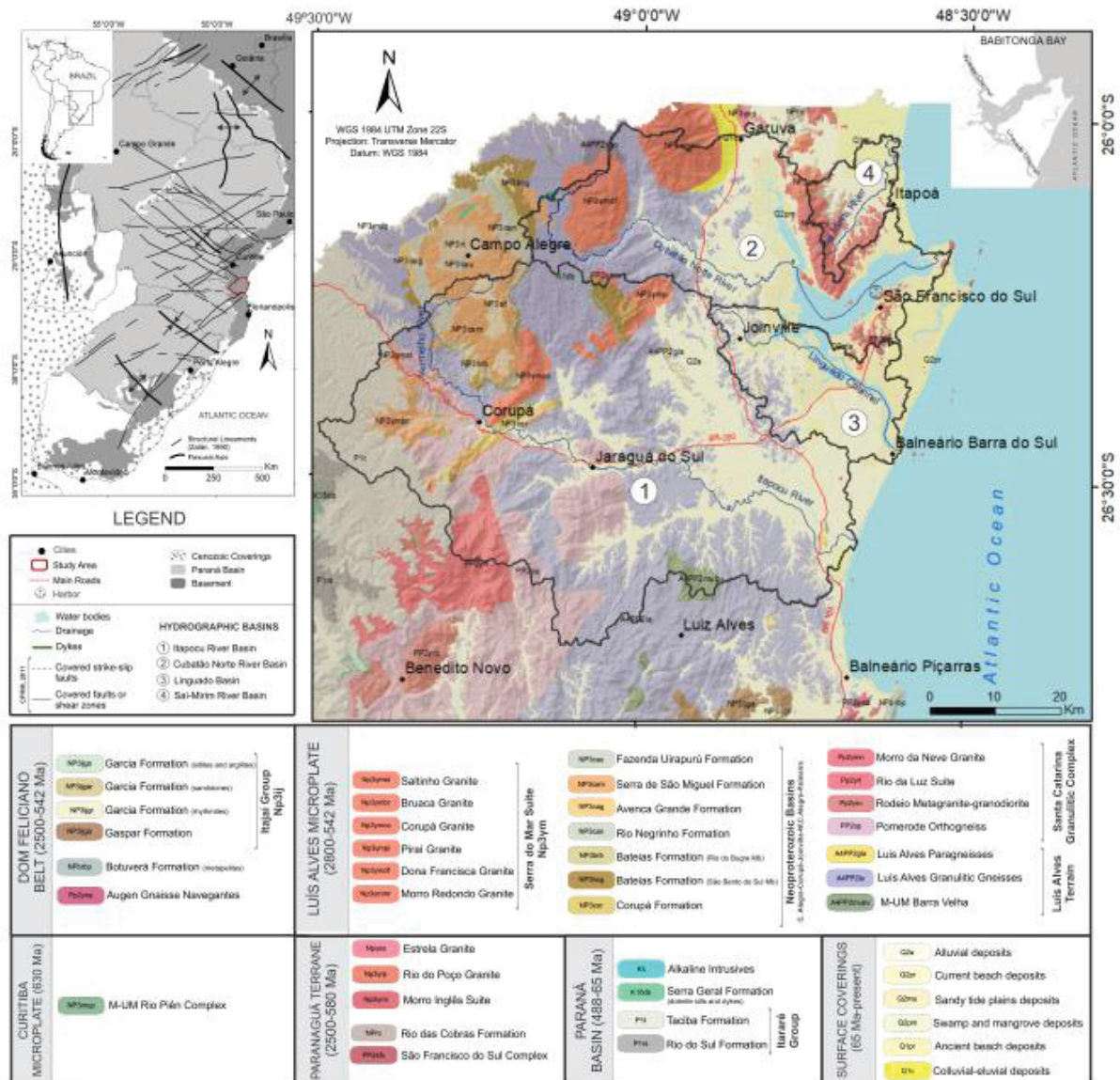


Figura 2: Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011).

O complexo compreende, de forma geral, granulitos de composições intermediárias predominantes, que podem resultar da mistura de magmas na época de sua formação ou ainda de uma mistura posterior ligada ao seu contexto tectônico (Fornari, 1998). Abrange ainda uma sequência básica a ácida e piroxenitos, podendo ocorrer secundariamente anortositos, trondhjemitos, anfíbolitos e metassedimentos.



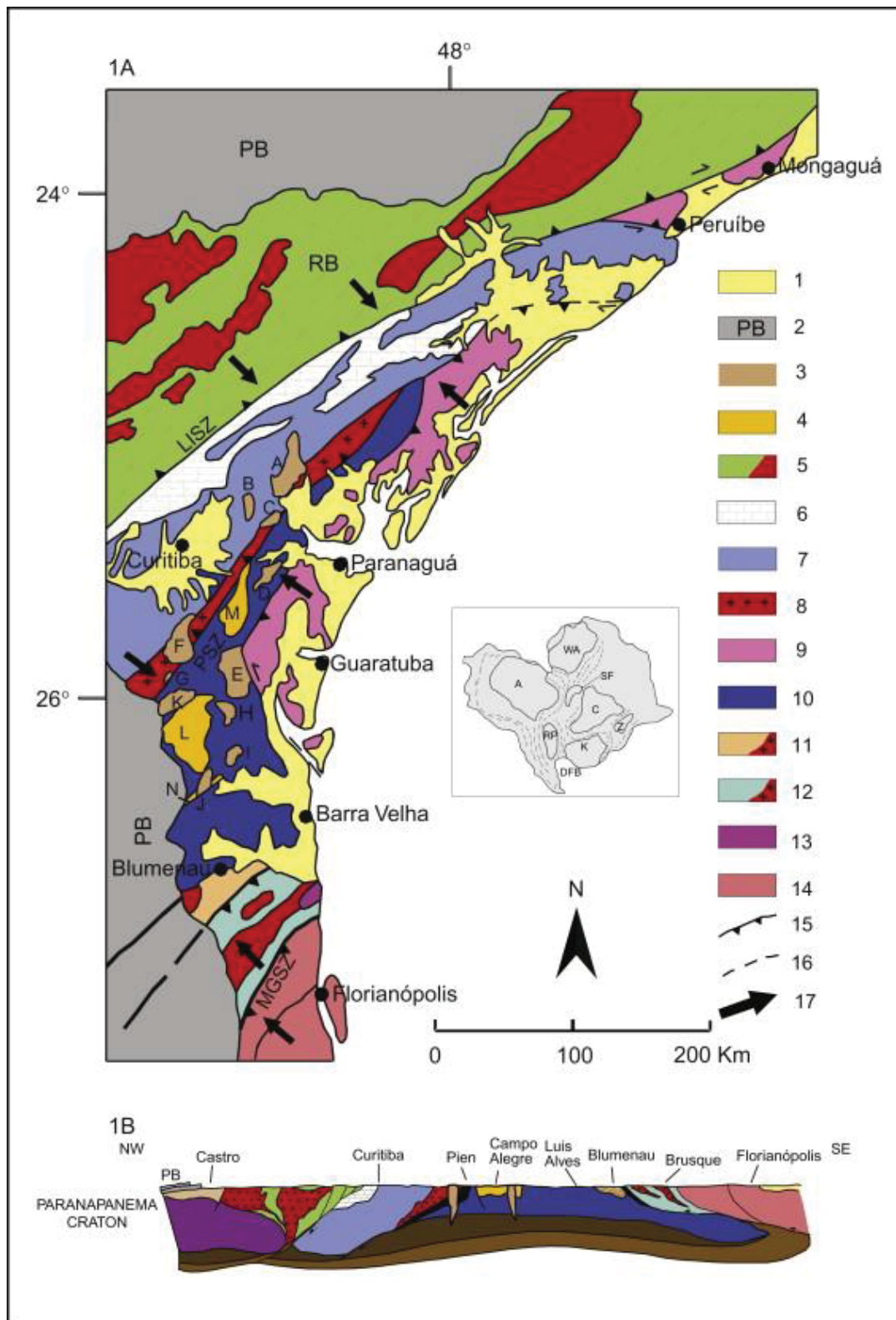


Figura 3: Domínios tectônicos associados à amalgamação do Gondwana Oeste. 1. Coberturas paleógenas, neógenas e quaternárias; 2. Bacia do Paraná; 3. Granitóides da Suíte Serra do Mar; 4. Bacia de Campo Alegre; 5. Porção sul do Cinturão Ribeira; 6. Sequências metassedimentares Capiru e Setuba; 7. Complexo Atuba; 8. Batólito Rio Piñ; 9. Cinturão Granulítico Costeiro (Batólitos Paranaguá e Mongaguá); 10. Complexo Grnaulítico de Santa Catarina; 11. Bacia antearco de Itajaí; 12. Grupo Brusque; 13. Complexo Camburiú; 14. Cinturão Granitoide (Batólito de Florianópolis); 15. Falhas de empurrão; 16. Contatos inferidos; 17. Transporte tectônico (retirado de Basei et al., 2009).

Para Figueiredo et al. (1991), as características geoquímicas e a cogeneticidade das rochas básicas e ácidas do complexo sugerem um modelo genético simples marcado pela fusão parcial do manto e posterior diferenciação desse magma por cristalização fracionada em um ambiente de subducção. Além disso, a ausência de crosta continental mais antiga, bem como as dimensões relativamente pequenas do complexo sugerem um ambiente genético de arco insular (Figueiredo et al., 1991).

As litologias apresentam caráter gnáissico e foliação principal NE, marcada por altos mergulhos (Hartmann et al., 1979; Silva, 1984). A topografia atual no domínio do Complexo é principalmente controlada por estruturas de direção E-W e N-S, apresentando ainda zonas de cisalhamento rúptil associadas a vales (Hartmann et al. 1979; Hartmann, 2000).

## *2.2 Terreno Luís Alves*

Os litotipos do Domínio Luís Alves (figura 3) são representados na área de estudo pelas seguintes unidades: Charnockito Posterna, Paragnaisses Luís Alves, Gnaisses Granulíticos Luís Alves e Unidade M-UM Barra Velha. O domínio é constituído litologicamente por gnaisses granulíticos bandados a maciços, de composição predominantemente tonalito-granodiorítica com frequentes variações a granulitos básicos. Podem ocorrer secundariamente ultramafitos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, milonito - gnaisses granulíticos e migmatitos (Siga Jr et al., 1993). O terreno encontra-se associado a pelo menos dois episódios metamórficos: 2,35 e 2,31 Ga (Hartmann et al., 2000; Heilbron et al., 2008) e corresponde a um bloco tectônico alóctone acrecionado a porção leste dos crátons Rio de La Plata e Paranapanema, localizado entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. Apresenta um embasamento arqueano-paleoproterozoico composto por ortognaisses e encontra-se associado às bacias vulcano-sedimentares neoproterozoicas além de granitóides anorogênicos alcalinos a peralcalinos (Basei et al., 2009).

O terreno Luis Alves é limitado ao norte pelos gnaisses graníticos do Domínio Curitiba, a sul pelo Cinturão Dom Feliciano e a leste ora se estende até a costa brasileira, ora faz contato com o Domínio Costeiro. Tais limites relacionam-se em



partes a falhas de empurrão, responsáveis pela colocação dos terrenos adjacentes por sobre os gnaisses granulíticos do domínio (Siga Jr. *et al.*, 1993). O bandamento presente nas rochas apresenta direção NW divergente do padrão NE dos demais domínios da região e representa uma superfície S2 formada em condições de alto grau, que por sua vez apresenta-se ocasionalmente dobrada, com atitudes NW-SE do plano axial (Basei *et al.* 1992).

Idades de resfriamento de 1,800 Ma obtidas por K-Ar em biotitas e anfibólios sugerem uma estabilidade para o terreno desde o Paleoproterozoico, sendo a deformação associada ao Ciclo Brasileiro restrita apenas a suas margens. Ofiolitos e granitoides neoproterozóicos deformados em sua porção norte-noroeste registraram gênese relacionada ao consumo de crosta oceânica e colisão continental (Basei *et al.*, 2009).

### *2.3 Terreno Curitiba*

O terreno Curitiba (figura 3) é marcado na região de estudo pelo Complexo M-UM Rio Piên, um arco magmático representado por granitos cálcio-alcálicos deformados (Suíte Granítica Rio Piên) de idade neoproterozoica (Machiavelli *et al.* 1993). De forma geral, o terreno é composto principalmente por gnaisses-migmatíticos bandados e gnaisses graníticos bandados, com orientação geral NE-SW e marcados pela presença de "augens" de feldspato e quartzo (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994, Siga Jr., 1995).

É limitada a noroeste pelo Domínio Apiaí através da Zona de Cisalhamento Lancinha (Basei *et al.*, 1998) e a sudeste pelo Terreno Luis Alves através da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas (Siga Jr., 1995). A análise de critérios cinemáticos sugerem transporte tectônico para sul-sudeste. Segundo Harara (2001) o Complexo M-UM Rio Piên-Mandirituba apresenta idades de 620 a 610 Ma para o período pré-colisional) e de 605 a 595 Ma atribuídas ao período tardi-colisional.

### *2.4 Cinturão Dom Feliciano*

Segundo Basei *et al.* (2008), o Cinturão Dom Feliciano (figura 3) apresenta extensão aproximada de 1200 km dispostos em três domínios principais: o Cinturão Granitóide Ocidental, composto por batólitos cálcio-alcálicos

associados à raiz de um arco magmático neoproterozoico marcado na área pela ocorrência do Augen Gnaiss Navegantes; o Cinturão de Xistos Supracrustais, formado por unidades metavulcano-sedimentares de baixo grau intensamente dobradas evidenciando transporte tectônico para NW e marcadas pela intrusão de diversas gerações de granitoides tardi a pós tectônicos; e bacias de antepaís, que correspondem principalmente ao Grupo Itajaí e à Bacia do Camaquã, ambas fracamente deformadas e metamorfizadas em comparação com o segundo domínio.

O Cinturão Dom Feliciano ocorre de forma descontínua na forma de um cinturão estreito de aproximadamente 40 km de espessura, englobando ainda os complexos metamórficos Brusque (que compreende a Formação Botuverá, aflorante na área de estudo), Porongos e Lavalleja. Os complexos apresentam ao menos três fases de deformação dúctil associadas a um transporte tectônico para NW que evoluiu para uma movimentação lateral predominante (Basei, 1985; Fernandes et al., 1995; Basei et al., 2000). O grau de metamorfismo regional é xisto-verde, variando localmente para fácies anfíbolito-baixo (Basei et al., 2008).

### *2.5 Terreno Paranaguá*

Na área de estudo, o Terreno Paranaguá (figura 4) inclui as seguintes unidades: Granito Estrela, Granito Rio do Poço e Suíte Morro Inglês, encaixados nas rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da Formação Rio das Cobras (Cury, 2007). O complexo ígneo estende-se desde o nordeste do estado de Santa Catarina (município de São Francisco do Sul) até o sudeste do estado de São Paulo, sendo delimitado a leste pela linha de costa, a sudoeste pelas rochas gnáissicas-granulíticas do Terreno Luís Alves e a noroeste pelo Terreno Curitiba.

O Terreno Paranaguá integra o Domínio Costeiro (ou Cinturão Granitóide Costeiro, segundo Basei *et al.* 1992), marcado por rochas graníticas porfíricas cálcio-alcálicas, de granulação média a grossa e com megacristais de feldspato; são comuns ainda os enclaves dioríticos de diferentes tamanhos e formas. As variações composicionais envolvem principalmente monzogranitos compostos por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e/ou anfibólio (Siga Jr. *et al.*, 1993).

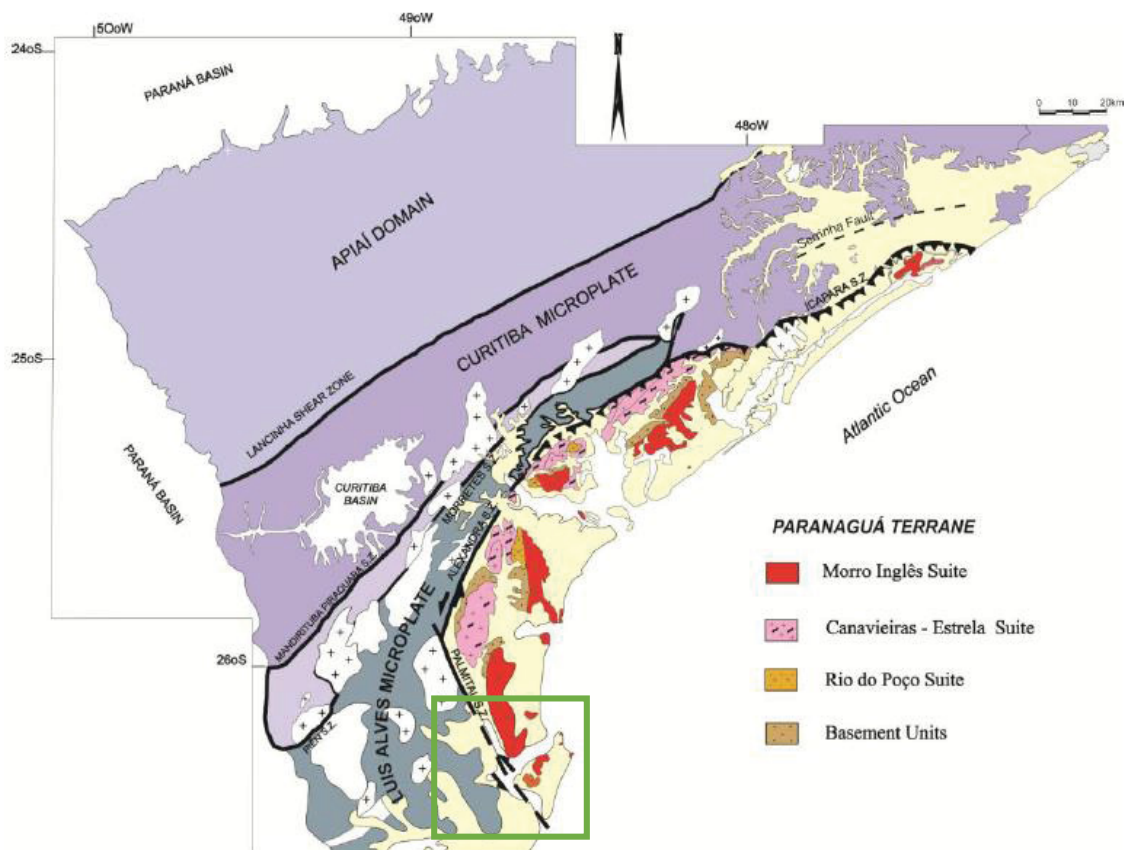


Figura 4: Mapa geológico da porção meridional do Cinturão Ribeira, com destaque para o Terreno Paranaguá em vermelho. A área aproximada do estudo encontra-se delimitada em verde, com a Zona de Cisalhamento Palmital de direção NNW-SSE delimitada pela linha tracejada em preto. Modificado de Cury (2007).

Segundo Cury (2007), o terreno integra um cinturão colisional do Neoproterozoico, estruturalmente marcado por uma orientação principal norte-nordeste e vergência para oeste, em direção ao Domínio Luis Alves e apresenta contato tectônico com o Complexo Granulítico de Santa Catarina, a oeste, através do Lineamento Palmital (Siga Jr. et al., 1995); contatos tectônicos incluem ainda os lineamentos Alexandra e Serra Negra (em sua porção W-NW). São descritas ainda espessas faixas miloníticas principalmente nas bordas nas bordas dos granitóides, provavelmente ligadas a cavalgamentos com sentido de transporte para oeste que foram posteriormente reativados na forma de transcorrências.

Com relação às rochas encaixantes do terreno, tem-se o Complexo São Francisco do Sul, constituído de rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas

(Cury, 2007) e a Formação Rio das Cobras, composta principalmente por biotita xistos, muscovita-biotita xistos, clorita-xistos, calcoxistos e quartzo-xistos, com xistos granatíferos subordinados; ocorrem ainda quartzitos, magnetita-quartzitos e metaultrabásicas em escala local.

Dados geocronológicos indicam que a formação e deformação dos granitoides ocorreram entre 620-570 Ma. A colocação do Terreno Paranaguá ocorreu posteriormente à colagem dos Terrenos Luis Alves e Curitiba. Seu resfriamento atingiu idades cambro-ordovicianas, retratando processos associados à configuração final da porção oeste do Gondwana (Siga Jr. et al., 1995).

## 2.6 *Bacias Neoproterozoicas*

As bacias molássicas neoproterozoicas a cambrianas aflorantes na área de estudo correspondem a Bacia Alegre-Corupá-Joinville e a Bacia Alegre-Palmeira, que consistem em importantes sequências vulcanossedimentares nas quais se intercalam, em proporções variadas, rochas sedimentares, vulcanoclásticas e vulcânicas ácidas a intermediárias (CPRM, 2011). Bacias correlatas a essas no estado de Santa Catarina, (como a Bacia de Campo Alegre), indicam idades de formação próximas à 497±13Ma (datação por Rb-Sr, associados a riolitos para uma relação inicial de 0,708); tem-se ainda que os valores relativos da idade de formação dos litotipos a partir de dados U-Pb varia entre entre 480 e 455 Ma (Siga Jr.,1995). Sendo assim, pode-se dizer que a evolução das bacias foi marcada por expressiva atividade vulcânica pré-cambriana com sedimentação associada, possivelmente ligada a períodos de distensão tardios à sua evolução (Siga Jr.,1995).

A bacia de Campo Alegre (figura 3) destaca-se como a principal bacia vulvano-sedimentar da região de estudo, tendo se formado durante a transição Proterozoico-Fanerozoico sobre os terrenos gnáissicos-granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina a sul de um arco magmático neoproterozoico (Complexo Rio Piên) (Citroni et al., 2001). Idades U-Pb em zircões (SHRIMP) de riolitos sugerem que a atividade vulcânica ocorreu ao final do Neoproterozoico (604.6 ± 8.6 Ma) (Siga Jr. et al., 2000).

A natureza das rochas vulcânicas e sedimentares da bacia sugere uma evolução em três etapas principais: fase pré-vulcânica, marcada por sedimentação fluvial controlada por uma subsidência na borda norte do Terreno Luis Alves associada ao cinturão orogênico adjacente (cuja raiz é representada pelos granitoides do Complexo U-UM Rio Piên); fase vulcânica, marcada por um vulcanismo que evoluiu de básico para ácido (traquítico) e durante a qual a ascensão do magma e a subsidência da bacia foram controladas por uma tectônica extensional que gerou estruturas com direção NNW-SSE; fase tardi a pós-vulcânica, associada ao colapso da caldeira e deposição de sedimentos lacustrinos intercalados com cinzas vulcânicas no interior da mesma, além de lavas ácidas e ignimbritos em seu exterior (Citroni et al., 2001).

Sendo assim, os mecanismos principais de formação das bacias vulcano-sedimentares da região de estudo incluem um evento extensional do Neoproterozoico ao Cambriano (Kaul and Cordani, 2000; Almeida et al., 2010), sucedido por uma fase posterior de subsidência resultante de uma reativação transtensional de estruturas NE-SW do embasamento metamórfico (Kaul & Cordani, 2000).

## *2.7 Suíte Serra do Mar*

A Suíte Serra do Mar (figura 4) está frequentemente associada a elevadas altitudes próximas à escarpa da Serra do Mar, sendo relativamente bem marcada no relevo (Gualda & Vlach, 2007). Segundo Vlach et al. (1991), as rochas podem ser subdividas em duas associações petrográficas principais, sendo uma alcalina e outra aluminosa; tal configuração é característica de granitoides tipo-A (Gualda & Vlach, 2007). A província formou-se em um contexto tectônico extensional (pós-colisional) associado a amalgamação do Gondwana no sul-sudeste do Brasil nos últimos estágios da Orogenia Brasileira/Pan-Africana, entre 580-583 Ma (Vlach et al. 2011).

Compreende plútons graníticos e sieníticos, de morfologia circular a irregular, intrudidos em unidades arqueanas e neoproterozóicas associadas aos terrenos Luis Alves, Curitiba e Paranaguá (Basei et al. 1992, Siga Jr. et al. 1995) a partir de um arco paralelo a linha de costa atual do Atlântico entre o sudeste do estado de São Paulo e o noroeste de Santa Catarina (Gualda & Vlach, 2007).

As unidades da Suíte Serra do Mar aflorantes na região de estudo correspondem ao Granito Corupá, Granito Piraí, Granito Dona Francisca e Granito Morro Redondo. Segundo Siga Jr. (1995), as idades U/Pb em zircão para o Granito Corupá são de 580±6Ma e de 589±37 para o Granito Morro Redondo, sendo que ambos os maciços apresentam variedades sienito-graníticas, com tendências evolutivas desde metaluminosas à peralcalinas (Siga Jr. et al., 1993).

Os granitos apresentam em geral texturas granulares, hipidiomórficas, contendo em proporções variáveis quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, anfibólio (Ca-Na) e, mais raramente, clinopiroxênio (Na-Ca) e faiálita; encontram-se frequentemente dispostos em stocks e batolitos graníticos (Kaul, 1984). Siga Jr. (1995) sugere o intervalo de 600 – 550 Ma para a colocação dos corpos; idades modelo Sm-Nd (TDM) indicam ainda épocas transamazônicas e pré-transamazônicas para os protólitos crustais da suíte.

## *2.8 Bacia do Paraná*

As rochas intrusivas básicas e alcalinas aflorantes na área são correlatas às da Formação Serra Geral, unidade litoestratigráfica pertencente à Bacia do Paraná e recentemente associada à Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) que é considerada uma das maiores LIPs (Large Igneous Provinces) do planeta (Milani, 2007; Peate, 1997). Embora tenha ocorrido de forma pontual no tempo geológico (134,7 ± 1 Ma, Thiede & Vasconcelos, 2010) o vulcanismo alcançou proporções continentais, disperso na região centro-sul da América do Sul e sudoeste da África (Ewart et al. 2004) e recobrimdo a Bacia do Paraná por 1,2x10<sup>6</sup>km<sup>2</sup> (Melfi et al., 1988).

A unidade ocorre na região principalmente na forma de diques básicos orientados na direção NW-SE e corpos alcalinos associados aos estágios finais (magmas residuais) do magmatismo Serra Geral. Descrita inicialmente por White (1908 apud SCHNEIDER, 1974), a unidade tem sua seção tipo localizada no município de São Joaquim (SC), onde apresenta uma sequência de lavas basálticas, de caráter toleítico, textura afanítica, amigdaloidal no topo, de coloração cinza a preta e associada a um intenso fraturamento vertical e

horizontal (Schneider et al., 1974). O evento tectônico relacionado à extrusão de lavas basálticas e intrusão de corpos de diabásio na bacia é associado a um expressivo vulcanismo fissural associado à separação do supercontinente Gondwana no Mesozoico e à primeira fase da Reativação Wealdeniana descrita por Almeida (1967).

## *2.9 Planície Costeira e Depósitos Aluvionares*

Segundo CPRM (2011), os depósitos cenozoicos da planície costeira englobam depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, de praias antigas, praias atuais, de planície de maré e os de pântanos e mangues. O limite geográfico da planície costeira catarinense a norte corresponde ao rio Saí-Guaçu (latitude sul 25°57'41"), divisa com o estado do Paraná; a sul, é limitada pelo rio Mampituba, divisa com o estado do Rio Grande do Sul (latitude sul 29°23'55"). Segundo Horn Filho (2003), a planície costeira catarinense é formada por depósitos e fácies de sistemas deposicionais continentais, transicionais e antropogênicos, englobando ainda os depósitos de praia entre os transicionais e os oceânicos. Os sistemas continentais englobam depósitos coluviais, leques aluviais e fluviais, associados a idades referentes ao Quaternário indiferenciado (+2Ma até o presente). Já os sistemas transicionais ou litorâneos estão relacionados a depósitos do tipo laguna-barreira pleistocênicos à holocênicos (respectivamente 120ka-18ka e 5.1ka-presente) intimamente dependentes de variações relativas do nível do mar ao longo do Quaternário, sendo os principais ambientes associados o marinho raso, eólico, lagunar e paludial e as principais formas de relevo as dunas, cordões regressivos, planícies e terraços (Horn Filho, 2003).

Na região de Itapoá ocorrem leques aluviais da Formação Mina Velha; colúvios, leques aluviais e depósitos fluviais do Quaternário indiferenciado; terraços costeiros do Pleistoceno Superior (120.000 anos A.P.) e do Holoceno (< 7.000 anos A.P.); planícies paleoestuarinas do Holoceno; além de dunas, praias e mangues atuais (figura 5). A existência de barreiras transgressivas e regressivas durante os ciclos transgressivos regressivos do Pleistoceno superior e Holoceno é comprovada pela ocorrência de extensos terraços do Pleistoceno



e Holoceno, além da presença de paleolagunas na retaguarda dos terraços e da ocorrência de sedimentos argilosos lagunares sob os terraços.

O sistema deposicional antropogênico abrange sedimentos que apresentam origem artificial associadas à ação tecnógena antropogênica (aterros, rejeitos minerais e os chamados sambaquis - mistura de materiais de origem sedimentar, restos orgânicos e artefatos líticos). O sistema praial, que se abriga entre os sistemas transicionais e oceânicos exibe uma costa do tipo Atlântico, com granulometria principalmente arenosa e marcada pela presença de diversos afloramentos e "costões" rochosos (Horn Filho, 2003).

Segundo Souza et al. (2001), a evolução da planície costeira da região de Itapoá (porção norte da planície costeira da área) iniciou-se no Mioceno Inferior, com a formação de leques sob condições de nível do mar semelhantes ou mais baixas que o atual associados à Formação Mina Velha (Angulo & Souza, 2004), seguida pela formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão no Pleistoceno Superior.

Seguiu-se então a formação de extensas barreiras regressivas, acompanhada da dissecação dos terraços por sistemas de drenagem de padrão retangular durante um período de mar baixo, sucedida pela formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Holoceno com desembocaduras correlacionáveis às atuais desembocaduras dos rios Saí-Mirim e Saí-Guaçu; após essa etapa, ocorreu a formação de extensas barreiras regressivas durante uma queda progressiva do nível do mar. A extensão das planícies paleoestuarinas indica que durante o máximo transgressivo do Holoceno existiam grandes estuários e lagunas.

Durante a regressão mencionada houve desenvolvimento local de alguns esporões, que migraram para norte sob o efeito da deriva litorânea ao mesmo tempo em que deslocaram as desembocaduras dos estuários e do rio Saí-Mirim para a mesma direção. Posteriormente, o rio Saí-Mirim erodiu a retaguarda dos terraços e possivelmente grande parte das barreiras transgressivas do Holoceno (Souza, 2001; Ângulo & Souza, 2004).

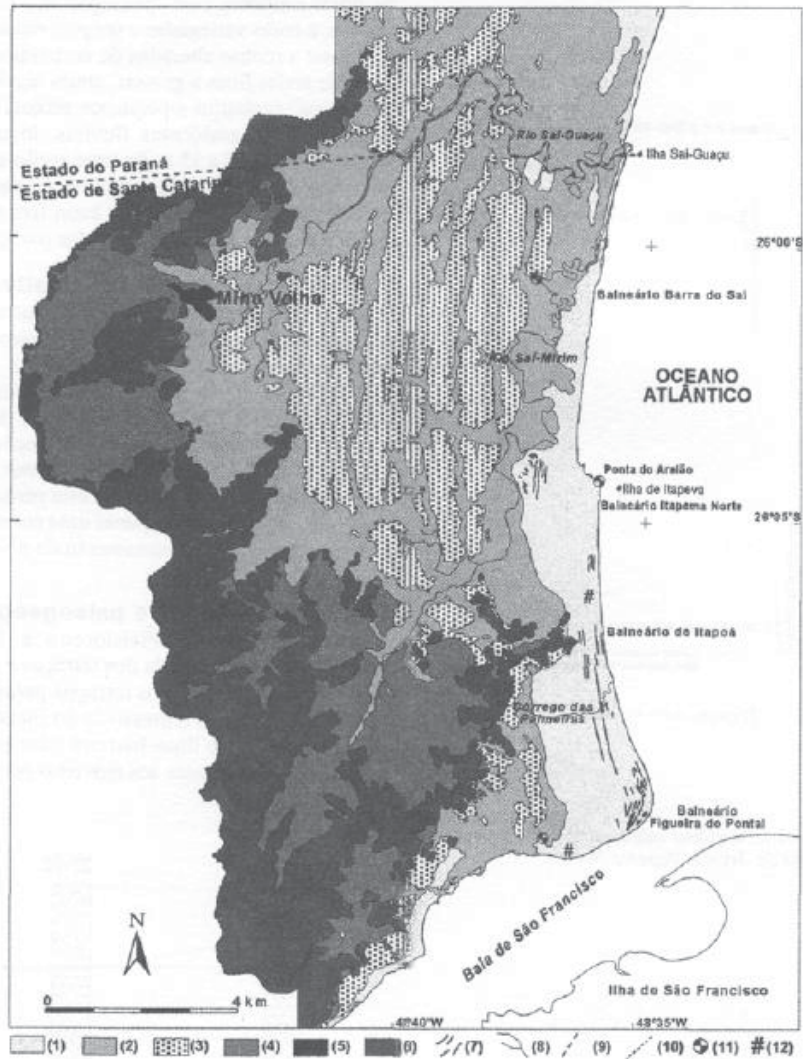


Figura 5: Mapa geológico do Quaternário costeiro do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina (Souza, 2001): (1) terraços marinhos, praias e dunas holocênicos; (2) planícies paleoestuarinas e mangues liolocênicos; (3) terraços marinhos pleistocênicos; (4) leques, terraços e planícies aluviais e colúvios do Quaternário indiferenciado; (5) sedimentos continentais terciários da Formação Mina Velha; (6) embasamento cristalino pré-cambriano; (7) lineamentos de cordões litorâneos; (8) rios e córregos; (9) limite interestadual; (10) limite de bacia hidrográfica; (11) amostras para datação; (12) sondagens geotécnicas.

## 2.10 Contexto estrutural rúptil regional

A análise da estruturação prévia herdada do embasamento, bem como as direções principais de reativação de estruturas ao longo do tempo geológico mostram-se essenciais na compreensão de pulsos deformacionais recentes e neotectônicos associados à região de estudo. Para Hiruma et al. (2010), a intensa denudação e recuo associados a escarpa da Serra do Mar no sudeste do Brasil reflete uma configuração de escarpamento duplo atípica em

margens passivas, muito provavelmente relacionada a reativação de descontinuidades precambrianas pré-existentes.

Os padrões estruturais dúcteis descritos no Terreno Curitiba estão associados a uma tectônica de cavalgamentos para oeste e nappismos tardios em relação ao Ciclo Brasileiro, sendo concomitantes com o sistema transcorrente dextral regional associado à Faixa Ribeira. Nesse contexto, a justaposição entre terrenos encontra-se frequentemente relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes (Faleiros, 2008). Um exemplo é o contato entre os terrenos Luís Alves e Curitiba, marcado em sua porção sudoeste pela Zona de Cisalhamento Palmital, na porção oeste-noroeste pelas Zonas de Cisalhamento Alexandra e Serra Negra, além das zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional (Castro & Ferreira, 2005).

Dentre as zonas de cisalhamento citadas, merece destaque a Zona de Cisalhamento Palmital, descrita inicialmente por Cury (2007) como um importante conjunto de falhas com direção NNW-SSE e cinemática sinistral formadas em um contexto predominantemente dúctil cujo feixe SSE limita ainda os Terrenos Luís Alves e Paranaguá na região de estudo. Barão et al. (2017) descreveu a influência transpressiva da Zona de Cisalhamento Palmital na bacia vulcano-sedimentar do Guaratubinha, promovendo compressão generalizada e formando falhas de empurrão e transcorrentes sinistrais durante o Cambriano ( $531 \pm 11$  Ma), causando rupturas locais na bacia.

Os terrenos Luís Alves e Curitiba constituem o embasamento da Bacia do Paraná, que embora não aflore em sua totalidade na área de estudo corresponde a uma importante morfoestrutura regional. A influência das estruturas do embasamento na instalação e evolução da bacia é um consenso científico, tendo sido discutida por diversos autores (Almeida et al. 1981, Ferreira 1982, Soares et al. 1982; Cordani et al. 1984; Brito Neves et al. 1984, Milani 1997, Milani e Ramos 1998, Zalán et al. 1987).

Nesse contexto, cabe ressaltar a importância do Arco de Ponta Grossa, um enxame de diques de direção preferencial entre N50-60W, com extensões são superiores a 600 km e larguras entre 20 e 100 km, delimitado pelos alinhamentos estruturais-magnéticos de Guapiara (Ferreira et al. 1981) a nordeste e do Rio Piquiri a sudoeste (Ferreira, 1982). Sua influência na sedimentação da Bacia do Paraná é registrada desde o Devoniano, com clímax

no Juro-Cretáceo durante a Reativação Waldeniana (Almeida 1967; Ferreira, 1982) (figura 6). Segundo Strugale et al. (2007), o sistema estrutural mais sistemático observado no domínio do Arco de Ponta Grossa apresenta SHmax variável entre N75E e N40W, não correspondendo, no entanto, a um evento progressivo de deformação ou a um movimento contínuo dos paleotensores. Consiste em uma movimentação transtensional que gera falhas normais e transcorrentes que afetam rochas extrusivas da Formação Serra Geral e arenitos da Bacia do Paraná por meio de um par conjugado de estruturas sintéticas N45-60W sinistrais e antitéticas N60E dextrais associadas a um sigma 1 com direção N85W. Embora tenha sido atribuída uma idade mínima do Cretáceo Superior ao Paleógeno, os autores consideram a possibilidade desse evento estar relacionado ao sigma 1 E-W atribuído ao Cenozoico por diversos estudos (Riccomini, 1989, 1995; Assumpção, 1992; Lima & Nascimento, 1994), estando atuante até os dias de hoje.

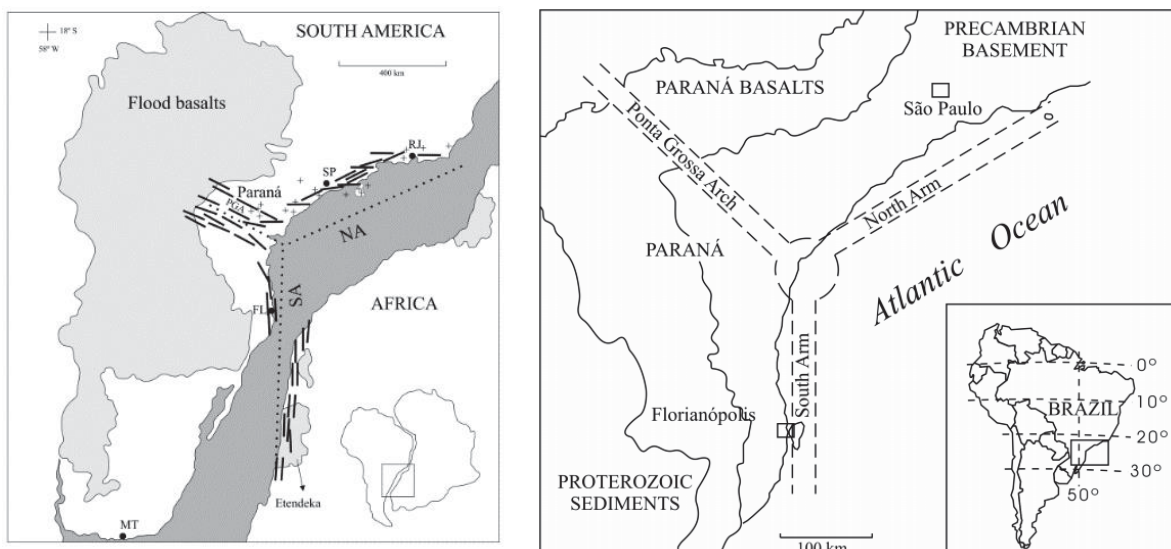


Figura 6: Reconstruções do período pré-drift entre a América do Sul e a África retratando a junção triplíce e a correlação entre os enxames de diques em ambos os continentes. PGA: Arco de Ponta Grossa; NA: Braço Norte; SA: Braço Sul; RJ: Rio de Janeiro; MT: Montevideo; SP: São Paulo; FL: Florianópolis; Barras em preto: direções generalizadas dos diques; Barras cruzadas em preto: stocks alcalinos (Coutinho, 2008).

Os lineamentos do arcabouço-magnético estrutural do Cinturão Ribeira, apresentam correspondência com as zonas de cisalhamento Itaipapuã, Morro Agudo, Lancinha, Alexandra e Serra Negra, além dos propostos por Zalán (et al. 1987). Destacam-se ainda os lineamentos Guapiara, São Jerônimo-Curiúva e



Rio Alonzo, que apresentam relação com zonas de falha homônimas e foram interpretados por Ferreira (1982) (figura 7).

Estudos de parâmetros geomorfológicos aplicados na bacia do rio Alonzo identificaram traços de falhas e juntas de direção N40-60W e N20-60E, com forte representatividade na morfologia local, refletindo estruturas positivas associadas a intrusões ígneas da Formação Serra Geral e representando canais fluviais de baixa ordem. Lineamentos N-S descontínuos denotam caráter de superposição em relação às demais direções, estando associados a escalonamentos no relevo resultantes da segmentação de corpos intrusivos. Junto aos lineamentos E-W, aparentam estar associados a uma neotectônica que controla canais fluviais de primeira ordem e a morfologia do relevo (Couto et al., 2014); Santos (2010) identificou forte controle dos lineamentos N-S no desenvolvimento de escarpas e canyons associados ao rio Bufadeira, localizado na parte nordeste da bacia do rio Alonzo.

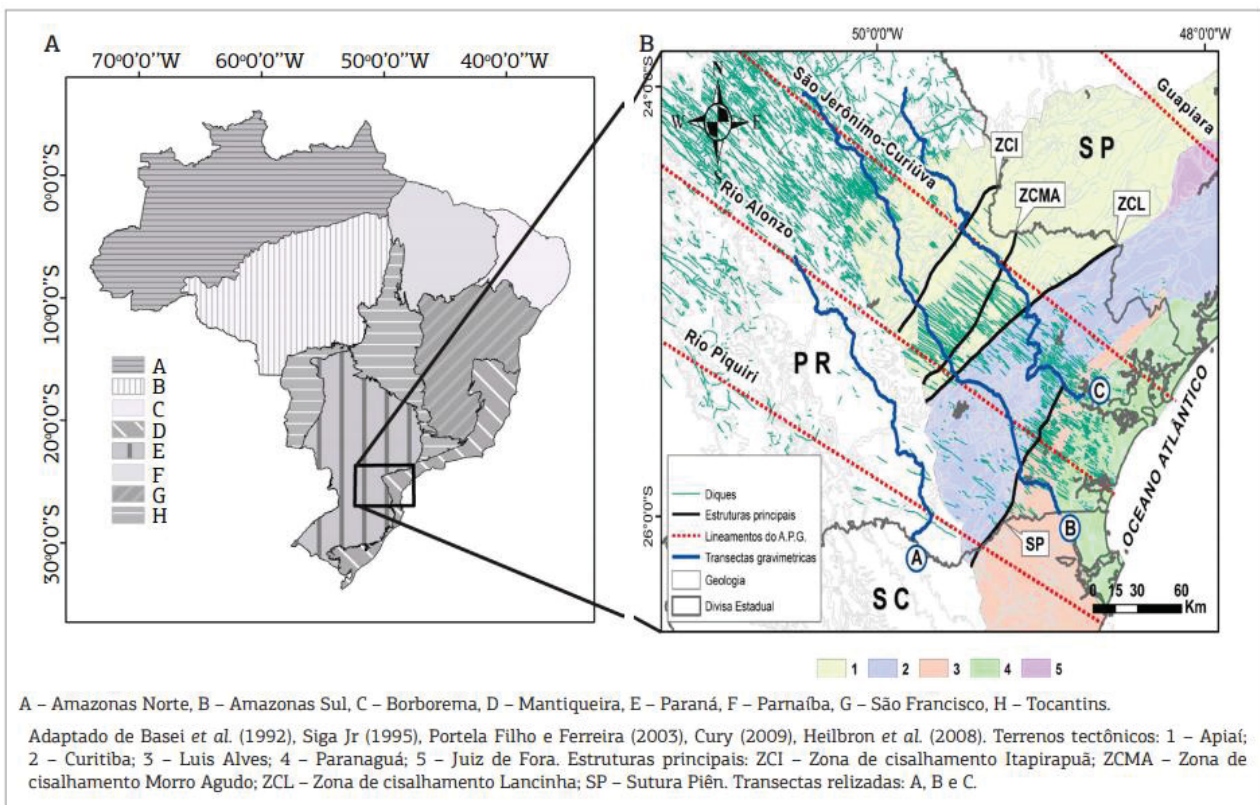


Figura 7: Províncias Estruturais do Brasil indicando a área de estudo (polígono preto), modificado de Almeida et al. (1981) e Bizzi et al. (2001). (B) Compartimentação tectono-estrutural da área de estudo e alinhamentos do Arco de Ponta Grossa. Retirado de Couto & Ferreira (2005).

Outras estruturas como a Zona de Falha de Taxaquara e as zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha, associadas ao embasamento também propagam-se sob a Bacia do Paraná. Castro & Ferreira (2005) estimaram profundidades superiores a 2.000 m para a Zona de Falha de Taxaquara e as zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo, Lancinha e Mandirituba-Piraquara, a partir de modelos gravimétricos que indicaram um afinamento crustal de NW para SE. Tal afinamento mostrou-se balizado pelas zonas de cisalhamento, limitando segmentos de espessura crustal distintas, com destaque para o Terreno Curitiba, marcado pelas zonas de cisalhamento Lancinha e Piên, e para o Terreno Luís Alves. O contato entre os dois terrenos apresenta mergulho para NW sob a borda Leste do Terreno Curitiba, caracterizando uma zona de sutura profunda que parece estar associada em superfície ao Lineamento Alto Iguaçu (Castro & Ferreira, 2005).

De forma geral, os lineamentos correlatos à zonas de falhas apresentam direção NW-SE, sendo perpendiculares à margem atual brasileira. Reativações recorrentes dessas zonas ocorreram ao longo do tempo geológico, inclusive durante o rifte do Atlântico (Eyles et al., 1993; Karl et al., 2013; Milani & Zalán, 1998; Zalán et al., 1990). Tal situação não se repete no Cinturão Kaoko, Namíbia, que não apresenta falhas pré-existentes perpendiculares à margem continental (Salomon et al., 2017); dessa forma, tal configuração retrata as particularidades evolutivas da margem passiva brasileira, cuja passividade tem sido constantemente questionada e contrariada pelos geocientistas. Outra evidência da evolução pós-rifte da morfologia costeira da margem sul-sudeste do Brasil através de reativações de zonas do embasamento está associada a três degraus proeminentes com aproximadamente 100 km de extensão cada, que retratam possível movimentação dextral ao longo da costa e são visíveis em dados batimétricos GEBCO (Salomon et al., 2017). Esses degraus estão associados a falhas transcorrentes com aproximadamente 5-10 km de extensão e direção ENE-WSW, que controlam a morfologia atual e são oblíquas às zonas de cisalhamento do Cinturão Dom Feliciano. Na Namíbia, as falhas correlatas são predominantemente normais e paralelas a estruturas pretéritas do Cinturão Kaoko (Salomon et al., 2017).

Outras descontinuidades pré-cambrianas que foram reativadas durante a formação da Bacia do Paraná e até posteriormente a ela incluem a Zona de Cisalhamento Perimbó (Rostirolla et al, 2003) e a Falha de Fortaleza (Trzaskos et al., 2006). A Zona de Cisalhamento Perimbó corresponde a uma estrutura regional com direção principal NE, associada a movimentos extensionais oblíquos e transcorrentes sinistrais em falhas N40-50E e N70-80E. Sua fase principal de reativação ocorreu no Permiano Superior (limite Permo-Triássico) e foi descrita por Rostirolla et al. (2003) e está relacionada à propagação da tensão gerada pela convergência das Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina, durante a orogenia La Ventana.

Sua evolução é coincidente com a Zona de Falha Jacutinga, também com direção NE-SW e reativada nesse mesmo período (Rostirolla et al., 2000). Tal configuração sugere que falhas NW e NE do embasamento podem ter sido reativados como sistemas conjugados durante a orogenia, um evento de deformação predominantemente dextral com direção N70-80W (Cobbold et al., 1991, 1992). Rostirolla et al. (2003) retrata ainda que as estruturas NE são seccionadas por outras NW e N-S e secundariamente E-W, estando as duas últimas relacionadas à configuração da paisagem local.

Já a Falha de Fortaleza apresenta segmentos de direção NNE (N10-20E) com movimentação oblíqua sinistral-normal que afetaram as rochas do Grupo Itararé e cujos registros podem ser verificados no arenito Vila Velha. Segundo Trzaskos et al. (2006), a Falha da Fortaleza apresenta natureza recorrente e foi reativada após a consolidação da Formação Campo Mourão a partir de uma movimentação essencialmente transcorrente sinistral em falhas de direção NE que foi possivelmente responsável pela nucleação das estruturas N10-20E, bem marcadas no relevo da região. Embora as zonas de falha de direção nordeste possam estar associadas à reativação de estruturas herdadas do embasamento da bacia (Rostirolla et al. 2000, Riccomini et al. 2005), o tensor máximo sigma 1 com direção N16W associado às falhas NNE não apresenta idade definida pelos autores.

A bacia do Guaratubinha, correlata às bacias neoproterozoicas presentes na região de estudo, também apresenta reativações associadas a estruturas do embasamento ao longo de sua evolução. Formada a partir de uma tectônica



transtensional com encurtamento NE-SW e extensão NW-SE associada a Falha do Guaratubinha. Um evento seguinte associado a uma compressão generalizada e geração de falhas de empurrão e transcorrentes sinistras foi responsável pela ativação da Zona de Cisalhamento Palmital durante o Cambriano ( $531 \pm 11$  Ma), causando rupturas locais com direção NW-SE na bacia. Essa direção foi ainda posteriormente reativada no Cretáceo Inferior com o desenvolvimento de fraturas e intrusão de diques de diabásio, estando relacionada a anomalias magnéticas profundas (Barão et al., 2017).

Os exemplos descritos consistem apenas em uma parcela do conjunto total de trabalhos que documentaram reativações ao longo de zonas de falhas pré-cambrianas durante o Fanerozoico, Mesozoico e principalmente durante o Cenozoico. De forma geral, a análise dos paleotensores obtidos nas publicações citadas sugere que o sul e o sudeste do Brasil tem sido alvo de uma tectônica transcorrente desde a quebra do Gondwana no período Juro-Cretáceo, que aparenta ter superado os esforços extensionais NE-SW associados à rotação horária da porção meridional do continente Sul-Americano e afastamento da porção setentrional mais estável da África (Salomon et al., 2015) (figura 8). Tais esforços transcorrentes podem estar associados ao tensor E-W resultante da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, bem como a fluxos astenosféricos de calor, dobramento flexural da margem, entre outros (Assumpção, 1992; Husson et al., 2012; Salomon et al., 2015).

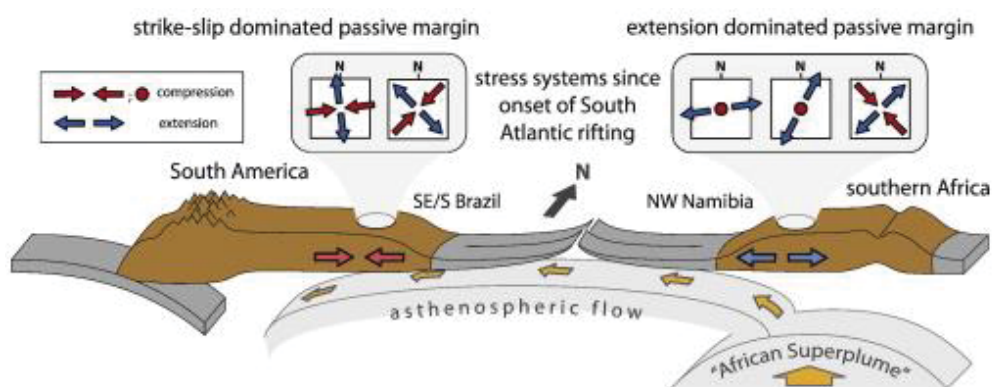


Figura 8: Seção esquemática da América do Sul, Atlântico-Sul e sul da África mostrando quadro com os principais regimes de paleotensão no sul-sudeste do Brasil e noroeste da Namíbia. Enquanto que a margem continental sul-africana aparenta estar principalmente sob esforços extensionais, a margem passiva sul-americana esteve sob ação de regimes tectônicos transcorrentes durante o período pós-rifte. Tais diferenças podem estar associadas à dinâmica do manto e a zona de subducção a oeste da Placa Sul-Americana (Salomon et al., 2015).

As manifestações desses pulsos tectônicos transcorrentes e recentes no Sul do Brasil são inúmeras, embora a caracterização dos regimes neotectônicos na região sul do Brasil é prejudicada em função de sua própria geologia dada pela escassa ocorrência de unidades neogênicas e quaternárias. Dessa forma, deve-se atentar principalmente às feições morfoestruturais e morfotectônicas da paisagem (Salamuni et al. 2004; Morales, 2005), assim como à utilização de superfícies de aplainamento como referências para a discriminação dos processos tectônicos recentes, sendo a superfície Sul-Americana a principal e mais importante na região sul do país (Salamuni et al., 2015).

O sul do Brasil é geologicamente marcado por unidades litoestratigráficas diversas que englobam desde o embasamento proterozoico formado pelo cinturão Ribeira, domínio Luís Alves e cráton Rio de La Plata, granitos tardi a pós-orogênicos, bacias vulcano-sedimentares (Castro e Porto Alegre, por exemplo), depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná, derrames vulcânicos da Província Magmática do Paraná, sedimentos da Bacia Bauru, enxames de diques NW-SE (Paraná-PR) e NNE-SSW (Santa Catarina), maciços cretácicos alcalinos, bacias sedimentares paleógenas-neógenas (bacias de Curitiba e Tijucas no PR e Formação Tupanciretã no RS), sedimentos costeiros, lagunares, eólicos, depósitos de barreira, de mangues e aluviões associados aos principais rios da região (Salamuni et al., 2015).

A estruturação rúptil do Sul brasileiro é marcada por falhas, fraturas e juntas com direções NW-SE, NE-SW, E-W e N-S (Salamuni et al., 2015), sendo que as NW-SE e NE-SW correspondem a estruturas pré-neogênicas muitas das quais reativadas neotectonicamente (Hasui 1990; Salamuni e Fiori, 2014), enquanto que as E-W e N-S estão frequentemente associadas a falhas essencialmente neotectônicas (Morales et al. 2012; Salamuni et al. 2004). Tais direções mostram-se congruentes ao modelo proposto por Assumpção (1998), que sugere o posicionamento do SHmax atual para a placa sul-americana segundo a direção E-W, ou N75-N105/N255-285. Salamuni et al. (2015) identificaram mais de uma centena de falhas paleógenas e neógenas que afetam indubitavelmente a paisagem da região Sul do Brasil (marcada principalmente pela Superfície Sul Americana, ver figura 9), além de centenas de lineamentos ainda não qualificados.

No estado do Paraná destacam-se do ponto de vista neotectônico as regiões da Serra do Mar (1a, figura 9), do Planalto de Curitiba (2a, figura 9), as Serrinha de São Luis do Purunã (3a, figura 9), de Telêmaco Borba (4a, figura 9), de Pitanga (5a, figura 9) e dos rios Ivaí, Piquiri, Iguaçu (6a, figura 9) e Paraná (7a, figura 9) (Salamuni et al., 2015).

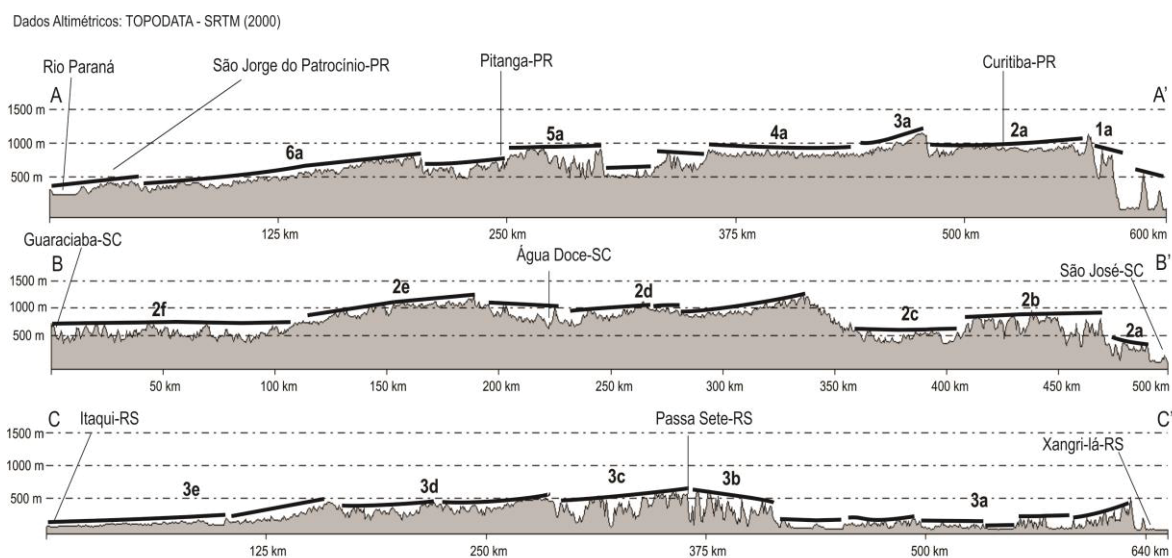


Figura 9: Seções topográficas de direção NW-SE nos estados do Paraná (A), Santa Catarina (B) e Rio Grande do Sul (C) que mostram a deformação na Superfície Sul Americana por meio da heterogeneidade hipsométrica (Salamuni et al., 2015).

Pode-se dizer que a Serra do Mar paranaense apresenta falhas neotectônicas com direção principal NNE-SSW (Salamuni, 2005; Nascimento et al., 2013) tem sua ascensão diretamente associada não apenas aos sistemas de falhas neoformadas, mas também às reativadas em diversas etapas de sua evolução entre o Cretáceo Superior até o Paleoceno, sendo que a fase mais recente encontra-se relacionada a um soerguimento acompanhando de magmatismo e rifteamento (Gontijo-Pascutti et al. 2012). Já no Planalto de Curitiba localizado no interior do estado, tem-se um alçamento anômalo da Superfície Sul Americana, estabelecida entre 1100 e 900 metros na região associado a movimentações neotectônicas (Salamuni et al., 2015). Esse mesmo trabalho reconheceu remanescentes da superfície na cuesta da escarpa da Serrinha de São Luis do Purunã, identificando vales em processo de dissecação, bem como registros sísmicos na região de Telêmaco Borba e intensa dissecação e desnivelamento de platôs nas proximidades do município de Pitanga.

Segundo Souza Jr et al. (2013) e Salamuni et al. (2015), os rios Ivaí, Piquiri e Iguaçu são endorreicos provavelmente em função de sua inclinação em direção ao Rio Paraná, que por sua vez encontra-se encaixado em uma estrutura denominada Falha do Rio Paraná. Destaca-se ainda o trabalho de Salamuni et al. (2004) na Bacia de Curitiba, que identificou importantes falhas de direção N-S afetando as unidades da mesma. Estudos morfométricos e estruturais permitiram a identificação de ao menos três pulsos deformacionais rúpteis associados ao Cenozoico da bacia do rio Jordão, principalmente associados a reativações da falha de Taxaquara (Peyerl, 2017). Farias (2016) identificou também configuração semelhante de paleotensores associados às rochas alcalinas do Complexo Alcalino de Tunas, na região homônima do estado do Paraná.

No estado de Santa Catarina destacam-se elementos morfoestruturais tais como a planície costeira (2a, figura 9), a Baía de Babitonga no extremo nordeste do estado, o Vale do Itajaí (2b, figura 9), a Serra do Tabuleiro (2c, figura 9), o Rio do Peixe na porção centro-sul do estado (2d, figura 9), a região do Rio Chapecó e seus afluentes (2e e 2f, figura 9) e ainda uma depressão associada ao Rio Canoas e outros afluentes do Rio Uruguai (Salamuni et al., 2015).

A baía de Babitonga é reconhecidamente um importante alvo a ser detalhado do ponto de vista neotectônico, sendo controlada por falhas com possível movimentação recente (Flores et al., 1991, Mazzer e Gonçalves, 2011; Bogo, 2013). Já no Vale do Itajaí há o desenvolvimento de extensas planícies aluvionares que aliadas à ocorrência de sismos próximos ao município de Jaraguá do Sul, sugerem atividade neotectônica (Salamuni et al., 2015). Na porção sudeste do estado, Reis & Tomazzoli (2010, 2011) verificaram que a Superfície Sul Americana encontra-se em estado de dissecação em função de um rápido soerguimento até cerca de 1000 metros de altitude associado a Serra do Tabuleiro.

No centro-sul de Santa Catarina destaca-se o Rio do Peixe, que apresenta controle morfotectônico e limita uma escarpa em meio à Província Magmática do Paraná, atrás da qual ocorrem complexos padrões de drenagem em processo de reorganização segundo os vários lineamentos estruturais. Jacques (2013) e Jacques et al. (2015) também focam seus estudos na caracterização

morfotectônica das unidades da Província Magmática do Paraná na porção central do estado, bem como Roldan et al. (2010) na região do Domo de Lages. Já na porção centro-oeste do estado ocorre um alto topográfico importante no qual há preservação de uma superfície de aplainamento mais antiga justaposta a um bloco rebaixado e dissecado pelo Rio Chapecó e seus afluentes (Salamuni et al., 2015). Na porção centro-sul destacam-se os estudos de Tomazzoli & Pellerin (2001) e Tomazzoli (2002), que apontaram importantes lineamentos estruturais de relevo com direções aproximadas N-S e ENE-WSW. Krohling et al. (2011) descrevem também a ocorrência de uma depressão controlada pelo Rio Canoas e outros afluentes do Rio Uruguai, que encontram-se encaixados em vales também controlados por estruturas de direção E-W e NNE-SSW. Santos (2016) identificou ainda a presença de ao menos três eventos deformacionais que afetaram os derrames basálticos da região do Planalto de São Joaquim ao longo do Cenozoico.

No estado do Rio Grande do Sul, os estudos neotectônicos são mais escassos em comparação ao Paraná e a Santa Catarina, embora a compartimentação morfoestrutural seja variada (Salamuni et al., 2015). Destacam-se as regiões da planície litorânea (Fonseca, 2006) (3a, figura 9), de Taim, das serras de Caçapava, Encruzilhada, dos Tapes e do Herval, do “sinclinal” de Torres (2b e 3b, figura 9), do Rio Jacuí (3c, figura 9) e do planalto norte-noroeste do estado (Salamuni et al., 2015).

O Rio Jacuí representa um importante elemento morfoestrutural do estado, encaixado em falha de direção E-W. A planície litorânea estende-se até a depressão central do estado, limitada pelo próprio Rio Jacuí e englobando ainda a região do Taim no extremo sudeste, a qual apresenta evidências de movimentação neotectônica (Grehs, 2009). Altos topográficos representados por blocos alçados na região sudeste do Rio Grande do Sul também sugerem movimentações neotectônicas que teriam formado as serras de Caçapava, Encruzilhada, dos Tapes e do Herval (Salamuni et al., 2015).

Com relação ao “sinclinal” de Torres, tem-se um bloco limitado por duas grandes estruturas com direções respectivamente NNW-SSE e E-W a WNW-ESSE, sendo que o último mostra-se abatido a sul (Salamuni et al., 2015). Esse estudo descreve ainda a ocorrência de dissecção em um bloco associado à

Província Magmática do Paraná no planalto norte-noroeste, provavelmente associada a drenagens centrífugas encaixadas em lineamentos estruturais (Rio Jacuí, por exemplo). Andrades Filho & Guasselli (2008) sugerem ainda que a ocorrência de um planalto na porção central do estado, com altitudes entre 400 e 500 metros, parcialmente dissecado e associado a um bloco abatido a sudoeste pode estar relacionada a movimentações neotectônicas, que podem ter controlado inclusive o desenvolvimento das planícies aluvionares dos canais adjacentes.

### 3 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A geomorfologia do estado de Santa Catarina foi definida por Peluso Jr. (1986) como “um altiplano levemente inclinado para oeste e uma área que se desenvolve da borda do planalto até o mar”, fazendo menção às duas regiões principais que definem a morfologia do estado catarinense: a região do planalto e a região do litoral e encostas. Segundo o mesmo autor, a Serra do Mar apresenta ocorrência limitada ao nordeste de Santa Catarina, sendo, portanto, as rochas da Formação Serra Geral que delimitam o altiplano a partir do qual a maioria dos rios iniciam seu curso em direção ao Oceano Atlântico em grande parte do estado. As regiões de planalto são marcadas principalmente por uma dissecação relacionada a um controle estrutural e a atuação de intensa erosão associada às redes de drenagem (Horn Filho, 1997). Já as terras baixas do estado, representadas pela planície costeira tem-se delineado a partir do acúmulo de sedimentos resultantes de processos fluviais, marinhos, flúvio-marinhos, lagunares, colúvio-aluvionares e eólicos (Horn Filho, 1997).

Rosa & Hermann (1986) definiram no território catarinense 4 domínios, 7 regiões e 13 unidades geomorfológicas, sendo que a área de estudo abrange duas regiões geomorfológicas principais: a das Planícies Costeiras, no domínio dos Depósitos Sedimentares e a das Escarpas e Reversos da Serra do Mar, associada ao domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados. A geomorfologia associada ao domínio da Serra do Mar é marcada por um sistema montanhoso que apresenta mais de 1200 km de extensão e ocorre desde o sul do estado da Bahia até Santa Catarina, com direção geral nordeste-sudoeste. Já a planície costeira catarinense, foco do presente estudo, é geomorfologicamente definida pela presença de uma zona costeira do tipo Atlântico, que apresenta granulometria predominantemente arenosa e é marcada pela presença de inúmeros afloramentos e "costões" rochosos (Horn Filho et al., 2003), muitos dos quais referem-se aos litotipos do Bloco Paranaguá, que por sua vez integra parte dos terrenos pré-cambrianos da região. Horn Filho (1997) relaciona a origem da planície costeira catarinense a processos resultantes das mudanças relativas do nível médio do Atlântico sul durante o Cenozóico associado às flutuações paleoclimáticas e eventos tectônicos. A



morfologia da planície apresenta orientação dominante N-S e idade predominantemente quaternária.

Em determinadas porções da planície próximas ao município de Itapoá (SC), afloram alguns litotipos do embasamento na forma de promontórios (Ponta do Areião, Ilha de Itapeva e Ilha do Saí, por exemplo) junto aos depósitos cenozoicos continentais (Souza et al., 2001). Tais depósitos correspondem principalmente a colúvios, leques, terraços e planícies aluviais, sendo que de forma geral a planície é constituída basicamente por terraços marinhos do Pleistoceno Superior e Holoceno, além de planícies paleoestuarinas do Holoceno, manguezais, dunas e praias atuais (Souza, 1999).

## 4 CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

### 4.1 O que é neotectônica?

A primeira abordagem do termo "neotectônica" foi proposta por Obruchev (1948), definindo-a como os movimentos da crosta terrestre que ocorreram durante o Neogeno (Mioceno e Plioceno) e Quaternário e que representaram um papel essencial na formação da topografia contemporânea (Saadi, 1993). A partir de então, a neotectônica passou a ser vista com um enfoque mais específico no estudo das geociências, evoluindo e incorporando novos conceitos a partir das peculiaridades de cada área estudada e da época em questão. Com o objetivo de adequar tais conceitos a teoria de Tectônica de Placas, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário - INQUA propôs uma definição internacional que se encontra em vigor até hoje, que considera movimentos neotectônicos como "quaisquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade".

Essa definição permitiu o abandono da concepção puramente verticalista que havia até então sobre os movimentos neotectônicos, passando a considerar então todo tipo de deformação rúptil e/ou dúctil que ocorra dentro do período neotectônico. Já com relação ao tal período neotectônico, Pavlides (1989) afirma que o limite inferior desse período depende das características específicas de cada ambiente geológico estudado, podendo variar em função dos diferentes estágios de evolução tectônica a que estão submetidas. Dessa forma, pode-se dizer que não há um consenso universal a respeito desse limite, sendo ele alvo de árduos debates nas geociências (Saadi, 1993). Finalmente, foi estabelecido pela NC/INQUA em 1978 que o período neotectônico pode extrapolar limites temporais, sendo essencial, no entanto, priorizar a relação entre neotectônica e a configuração geomorfológica atual. Sendo assim, passou-se a considerar como neotectônicos desde os movimentos "instantâneos" (sísmicos) até os superiores a  $10^7$  anos, variando conforme a necessidade de sua compreensão (Saadi, 1993).

Com relação ao objeto de estudo da neotectônica, tem-se "o estudo dos eventos tectônicos novos que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após

a orogênese final (pelo menos nos casos em que ocorreu orogênese recente), ou mais precisamente após a sua reorganização tectônica mais significativa" (Pavlides, 1989). Segundo Hasui (1990), no Brasil a neotectônica relaciona-se aos "processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, neste caso remontando aos meados do Terciário" e porquanto associados à movimentação ainda vigente, com manifestações em ambiente intraplaca. Tal definição exclui os processos tectônicos distensivos e localmente compressivos ligados à abertura do Oceano Atlântico, encerrados em meados do Terciário (Hasui, 1990).

#### *4.2 Neotectônica em Ambiente Intraplaca: Contexto Brasileiro*

A placa sul-americana é limitada a leste pela placa africana e a oeste pela placa de Nazca (figura 10), abrangendo quatro principais unidades geotectônicas: a cadeia dos Andes, a plataforma brasileira, a plataforma da Patagônia e o domínio da crosta oceânica em sua porção oriental (Riccomini & Assumpção, 1999). Esse conjunto integra um quadro tectônico único no mundo, considerando as grandes extensões e relativa uniformidade do tectonismo andeano (associado a uma placa oceânica de grandes proporções que subducta sob uma extensa placa continental por cerca de 6000 km de distância) comparado com outras zonas de subducção, as quais mostram frequentes heterogeneidades na litosfera (arcos de ilha, por exemplo) que podem mascarar os efeitos reais dos mecanismos de movimentação das placas e dificultar seu estudo (Assumpção, 1992).

Nesse contexto, a Plataforma Sul-Americana (figura 11) pode ser definida como a fração continental fanerozoica estável da placa homônima que funcionou como antepaís ao longo da evolução das faixas móveis do Caribe (a norte) e Andina (a oeste) durante o período em que ocorria a abertura e desenvolvimento do Atlântico Sul, no limite Meso-Cenozoico (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). Seu estabelecimento se deu através de sucessivas acreções de orogenias paleozoicas e meso-cenozoicas a norte, a oeste e a sul, além de terrenos diversos do Pacífico encaixados junto às cordilheiras andinas por meio de eventos microcolisionais e transformantes. A partir do Mesotriássico com o início do desenvolvimento dos tratos oceânicos Caribenho, Atlântico Central, Atlântico

Meridional e Atlântico Equatorial, tem-se a formação da margem continental Atlântica, a leste da plataforma. Dentre os países que integram a plataforma sul-americana tem-se o Brasil (>75%), Colômbia, Guiana, Suriname, Guiana Francesa, Venezuela, Paraguai, Uruguai e Argentina (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

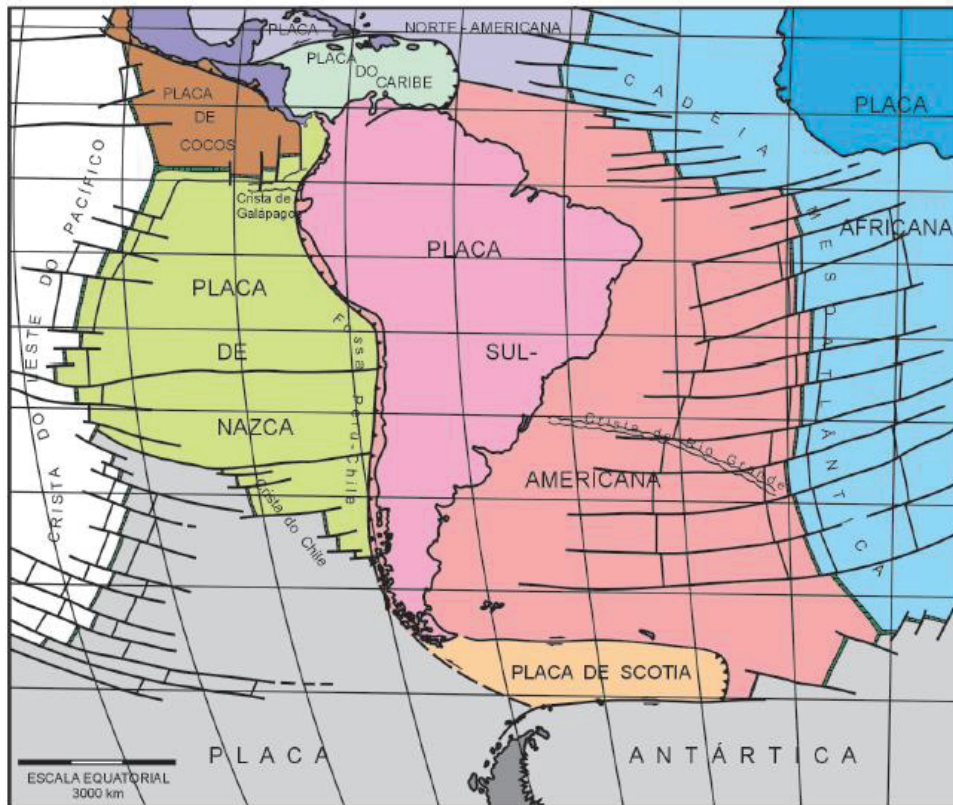


Figura 10: A placa Sul-Americana em um contexto global: porção continental (América do Sul), porção oceânica (Atlântico Sul). Ao norte, a placa do Caribe; a oeste, as placas de Cocos, Nazca e Antártica; ao sul, a placa de Scotia; na extremidade oriental, a cadeia mesoceânica (Condie, 1989; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

As tensões da litosfera em ambiente intraplaca podem estar relacionadas tanto a esforços locais (anomalias térmicas, heterogeneidades estruturais, alívio ou aumento da carga crustal, entre outros) ou a esforços regionais frequentemente associados à movimentação das placas tectônicas (expansão da cadeia mesoceânica, empuxo negativo de placas subductadas, tensões de cisalhamento associadas ao limite litosfera/astenosfera da crosta, etc) (Assumpção, 1992). A análise das tensões na placa sul americana pode ser realizada com base em dados geofísicos (mecanismos focais de terremotos), em dados essencialmente geológicos (análise de planos de falha), por meio de fraturas de cisalhamento em furos de sondagem *profundos* (*boreholes*) ou então

por medições *in situ* do fraturamento hidráulico em determinada região (Assumpção, 1992).



Figura 11: Porção continental da placa Sul-Americana, com destaque para a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia (Almeida, 1976; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

A distribuição dos tensores principais ao longo da placa sul-americana pode ser observada na Figura 12. Considerações acerca dos esforços nos diferentes domínios geotectônicos que integram a placa serão realizadas a seguir, abordando suas diversas possíveis causas e respeitando as peculiaridades de cada zona.

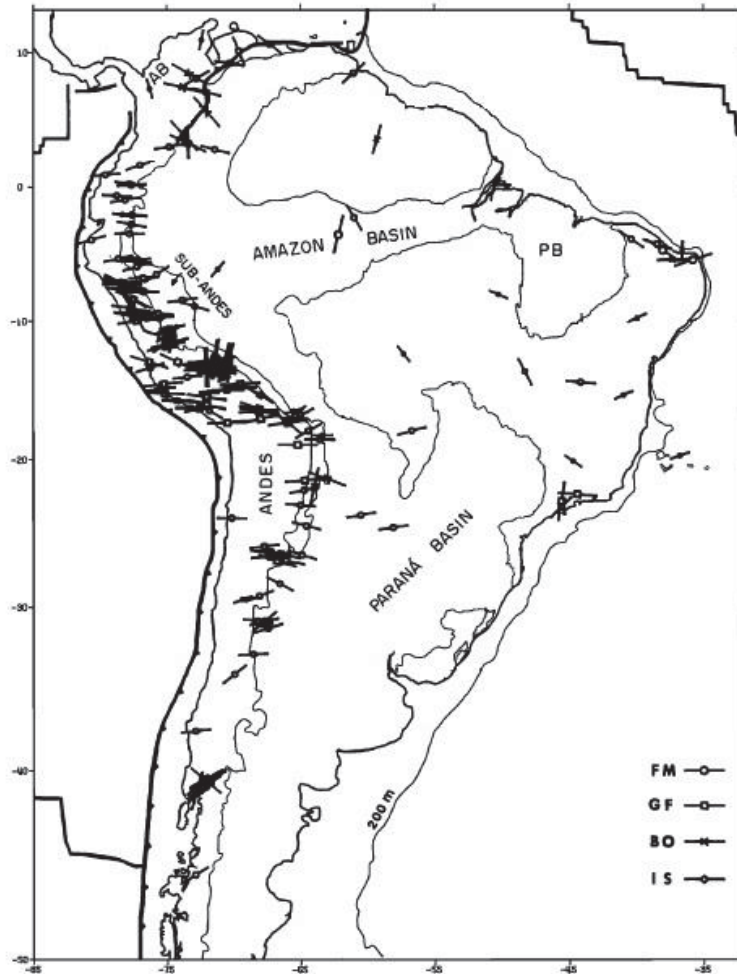


Figura 12: Orientação dos eixos de Stress Horizontal Máximo (SHmax) ao longo da placa sul-americana, correspondente à direção principal dos cavalgamentos e transcorrências associadas. Apenas os limites das principais unidades geotectônicas foram destacados (cadeia andina, sub-andina e plataformas), além das bacias intracratônicas mais importantes. O comprimento de cada tensor é diretamente proporcional a qualidade dos dados, que derivam de mecanismos focais (FM), falhas geológicas (GF), *breakouts* em *boreholes* (BO) e medições *in situ* (IS) (Assumpção, 1992).

A porção oeste da placa sul-americana é marcada por tensões distensivas predominantemente N-S na região alta dos Andes e compressivas E-W no chamado sub-Andes, sendo que a orientação do campo de tensões regional mostra-se uniforme. Tem-se uma diferença de apenas 10-15° entre o SHmax regional e a direção de convergência da placa de Nazca, sugerindo um alinhamento entre a tensão principal e o sentido de movimento da placa sul-americana provavelmente associado a tensões cisalhantes ligadas ao limite litosfera/astenosfera a oeste desse domínio. No entanto, tal coincidência de direções pode não decorrer de um único processo relacionado ao limite de



placas, podendo resultar ainda de forças gravitacionais associadas a uma litosfera lateralmente heterogênea (Assumpção, 1992).

A porção da placa localizada a leste do domínio andeano (no qual predominam tensões E-W) está associada a uma zona de sismicidade muito baixa representada pelo Cráton Amazônico e pela Bacia do Paraná, sugerindo uma significativa redução na magnitude das tensões e implicando diferentes origens para os esforços. Na região central da Amazônia, a distribuição dos epicentros sismológicos indica compressão N-S, embora sua causa não tenha sido determinada com precisão (Assumpção, 1992) (Richardson & Zoback (1990) sugerem relação com esforços locais ou ainda com o peso da crosta continental, mais espessa na zona em questão). Já no nordeste do país, a distribuição dos sismos e a ocorrência de mecanismos focais transcorrentes sugerem uma combinação entre esforços regionais (associados aos processos da astenosfera, por exemplo) e locais (contraste de densidades ao longo da margem continental e peso dos sedimentos nas bacias marginais) (Assumpção, 1992). Marotta et al. (2013) sugere ainda que os principais mecanismos geradores de tensão na placa sul-americana não estão relacionados a eventos sísmicos e deformações regionais, destacando os elementos locais já mencionados com maior relevância nesse contexto.

Marotta (2013) caracterizou a influência da interação da placa sul-americana com as placas vizinhas na velocidade de movimentação da mesma, destacando uma velocidade máxima de  $34,99 \pm 1,0$  mm/ano a  $51,12^\circ$ NE a oeste (Valparaíso, Chile), associada aos esforços convergentes aplicados pela subducção da placa de Nazca sob a sul-americana. Já na região continental intraplaca em sua porção leste, verifica-se uma velocidade máxima de  $17,74 \pm 1,0$  mm/ano a  $27,68^\circ$ NW (Teixeira de Freitas, Brasil) possivelmente relacionada aos esforços divergentes associados à cadeia meso-atlântica (figura 13).

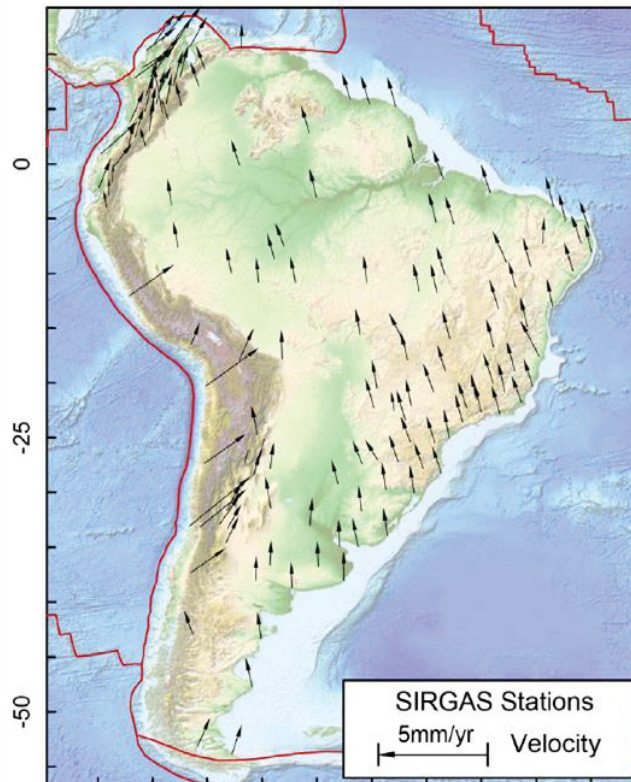


Figura 13: Velocidades planimétricas das estações geodésicas, em mm/ano (Marotta, 2013).

Vetores de Euler analisados por Marotta (2013) constataram ainda os valores das velocidades planimétricas da placa de Nazca em função das interações dos esforços entre essa placa e a sul-americana (figura 14).

Nesse contexto, a plataforma brasileira é basicamente composta por áreas cratônicas que remontam ao Arqueano e ao Proterozoico, cercadas por cinturões orogênicos de idade neoproterozoica e bacias sedimentares paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas afetadas por um campo de tensões regional compressivo com direções aproximadas de E-W a ESE-WNW. (Riccomini & Assumpção, 1999; Meijer, 1995; Coblenz and Richardson, 1996). Os principais indícios de atividades neotectônicas no Brasil correspondem a falhas e fraturas descritas em depósitos sedimentares datados do Neógeno ao Quaternário, anomalias de geóide associadas a soerguimentos regionais e ainda estruturas de liquefação induzidas por sismos (Riccomini & Assumpção, 1999). Segundo Ussami et al. (1999), anomalias de geóide importantes ocorrem na província Borborema (+10 metros), na porção sudeste do cráton de São Francisco (+8 metros) se estendendo até o arquipélago de Abrolhos e a cadeia

submarina de Vitória-Trindade (+5 metros), além do escúdo Gaúcho (+9 metros) e a Bacia de Pelotas (+6 metros).

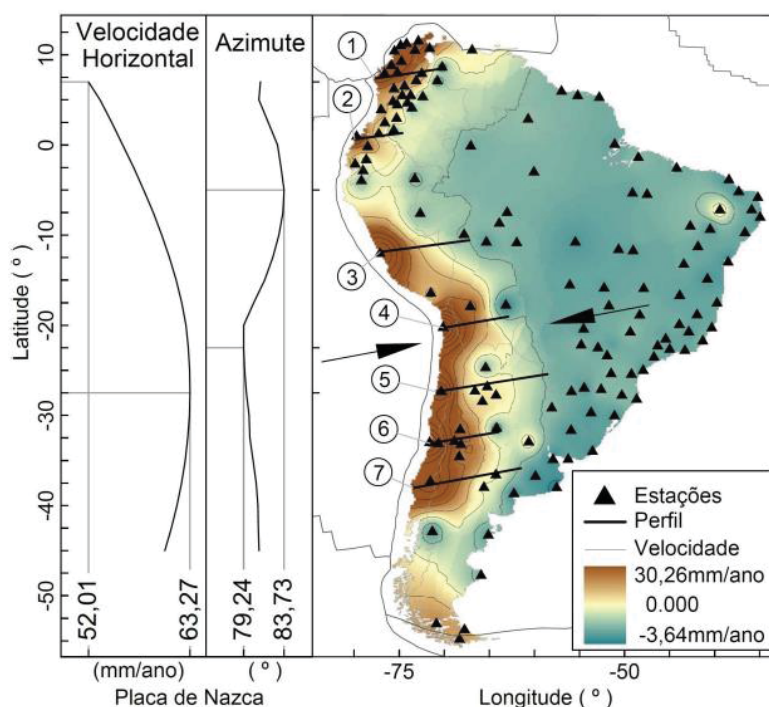


Figura 14: Velocidades planimétricas da placa de Nazca e das estações geodésicas, em mm/ano, seguindo as direções dadas pelos vetores de *Euler* (isolinhas representam variações equidistantes de 3 mm/ano) (Marotta, 2013).

Embora algumas delas possam ser expressões de reativações termais associadas ao magmatismo alcalino do Neocretáceo-Paleógeno-Neógeno, há uma importante correlação com áreas soerguidas tectonicamente no Quaternário e com dados sísmicos principalmente para a província Borborema e a porção sudeste do Cráton São Francisco (Ussami et al., 1999). Além disso, a anomalia de geóide desse mesmo cráton encontra-se alongada segundo ENE, o direção correspondente com a do SHmax regional atuante nos dias de hoje (Riccomini & Assumpção, 1999). Com relação às estruturas de liquefação, destacam-se os diques clásticos descritos por Sant’Anna et al. (1997) em depósitos rudáceos quaternários da Formação Chapada de Canga, na porção sudeste do Cráton São Francisco, além de dobras convolutas, pilares de liquefação e diques arenosos em sedimentos quaternários da Formação Barreiras na região nordeste do Brasil, todos relacionadas a importantes falhas cenozoicas (Bezerra, 1999). Diques e soleiras arenosos também foram observados por Etchebere et al. (1998) em terraços fluviais pleistocênicos

(27.000 anos) ao longo do Rio do Peixe, na Bacia do Paraná. A partir dessa coletânea de dados, é possível estabelecer uma boa correlação entre os modelos geofísicos de tensão regional para a placa sul-americana e alguns indicadores mais locais de movimentações neotectônicas no Brasil (figura 15), indicando um trend geral E-W para o SHmax (figura 16), embora em algumas regiões as manifestações locais podem ter maior importância e mostrar-se divergentes do padrão regional (Riccomini & Assumpção, 1999).

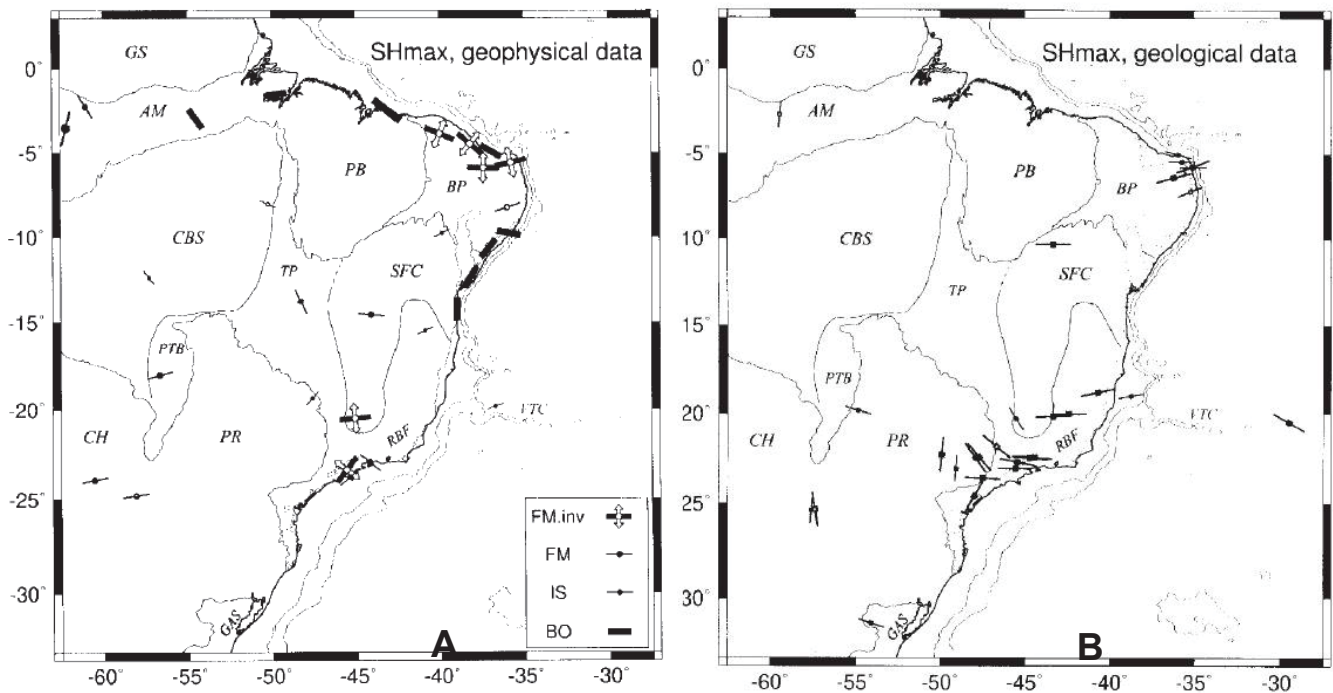


Figura 15: (A) Tensão máxima horizontal obtida a partir de dados geológicos (falhas quaternárias). O tamanho dos símbolos é diretamente proporcional à qualidade dos dados. Símbolos fechados e abertos representam respectivamente falhas reversas/transcorrentes e normais. (B) Tensão máxima horizontal obtida a partir de dados geofísicos; FM. inv: estimativas realizadas com base em diversos mecanismos focais (traços sólidos e setas abertas representam respectivamente o sigma 1 e o sigma 3); FM: estimativa do SHmax com base em um único mecanismo focal; IS: medições de tensão *in situ* (fraturamento hidráulico); BO: medições de tensão por “breakouts” em diversos poços. Províncias geológicas: Bacia Amazônica (AM), Escudo das Guianas (GS), Província Borborema (BP), Província Tocantins (TP), Cráton São Francisco (SFC), Bacia do Chaco (CH), Bacia do Pantanal (PTB), Bacia do Paraná (PR), Cinturão de Dobramentos Ribeira (RBF), Escudo Gaúcho (GAS), Cadeia Vitória-Trindade (VTC). Fonte: Riccomini & Salamuni (1999), compilado de Assumpção (1992), Lima et al. (1997), Assumpção (1998) e Ferreira et al. (1998).



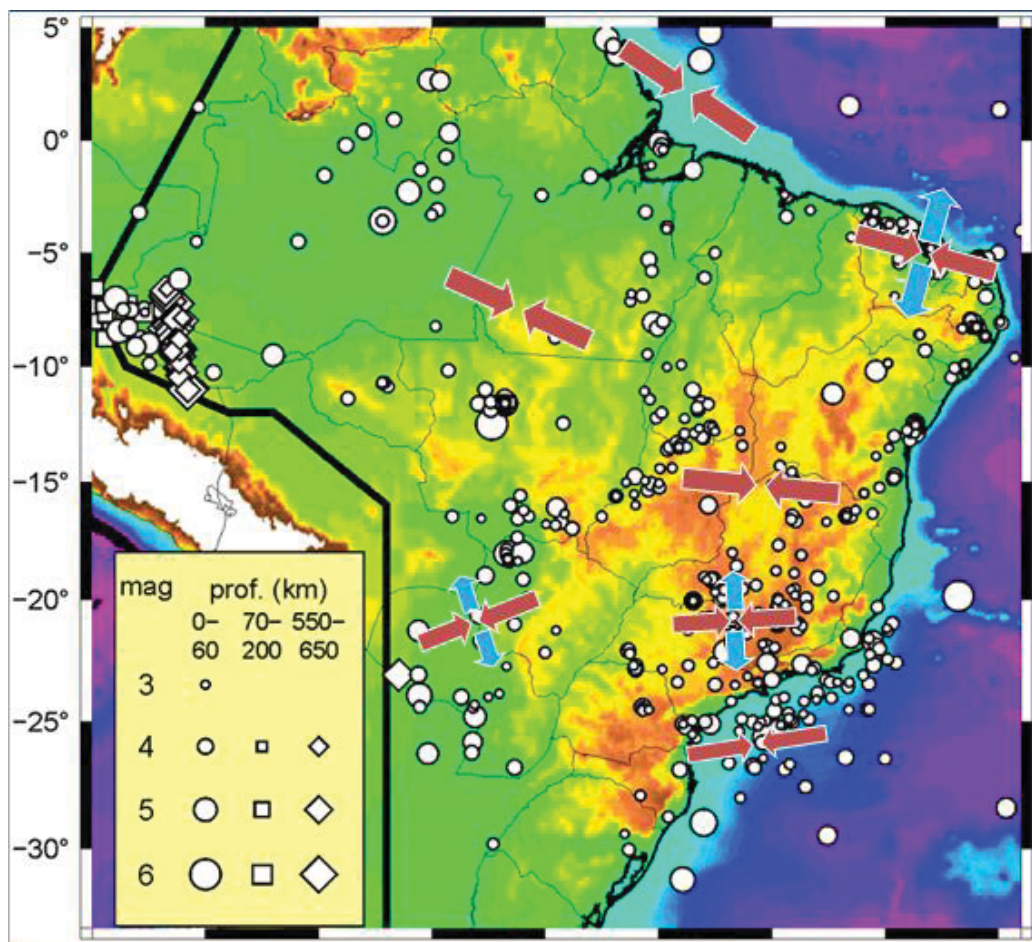


Figura 16: Epicentros do Catálogo Sísmico Brasileiro, com destaque para os eixos de compressão em vermelho (SHmax) e distensão em azul (SHmin). Fonte: Catálogo Sísmico Brasileiro (2013).

#### 4.3 Morfoestruturas e Morfotectônica

As análises morfotectônicas são baseadas na união de conceitos geológicos e geomorfológicos, sendo necessária nesse contexto a classificação das feições geomórficas e o conhecimento do significado geomorfológico, geométrico, cinemático e geocronológico das estruturas geológicas (Nascimento et al., 2013). Tais feições consistem principalmente em limites de áreas elevadas ou cristas de cordilheiras, linhas de costa, linhas de drenagem, vales alinhados e contatos geológicos que se encontram muitas vezes associados a falhas, fraturas, juntas e foliações (Sabins Jr., 1978). Para identificá-las, faz-se necessária a caracterização dos lineamentos estruturais do relevo e das drenagens que permitem junto às demais análises morfométricas a definição das

morfoestruturas e da morfotectônica (incluindo o regime atuante durante sua formação) na região de estudo (Nascimento et al., 2013).

A pouca expressividade em área das unidades neogênicas-quadernárias no Brasil requer a adoção de métodos morfométricos indiretos junto à caracterização geológica, sendo os principais elementos analisados as anomalias das redes de drenagem, perfis longitudinais dos rios, *knickpoints* e os lineamentos de relevo e drenagem, entre outros. As redes de drenagem correspondem ao primeiro elemento da paisagem a ser modificado em função de manifestações tectônicas e atectônicas (alteração do nível de base ou controle estrutural prévio resultante da atuação de regimes tectônicos mais antigos) (Nascimento et al., 2013). As feições anômalas de drenagem mais relevantes na caracterização morfoestrutural e morfotectônica são as mudanças de direção no fluxo hídrico (Howard, 1967; Ouchi, 1985; Deffontaines et al. 1991), vales assimétricos (Cox, 1994), inflexões dos rios (Rockwell et al. 1988), capturas fluviais (Bishop, 1995), rupturas de declive em vales de terraços fluviais (Summerfield, 1991; Bishop, 1995), entre outras feições que possibilitam a caracterização indireta a presença de um controle morfotectônico da paisagem. Já as anomalias de drenagem são marcadas por feições distintas do padrão regional da rede, associadas a trechos atípicos nos canais fluviais, sendo exemplos delas: capturas fluviais, desvios de rio, drenagens colineares, assimetria de bacias, retilinidade, inflexão abrupta, curvaturas anômalas, decapitação, diques marginais isolados, meandros comprimidos, estreitamento anômalo de vales ou canais, aparecimento abrupto de meandros e formação localizada e abrupta de canais anastomosados (Nascimento et al., 2013). Para Howard (1967), tais anomalias estão frequentemente associadas a estruturas geológicas, sejam elas expressões ainda ativas (neotectônicas) ou atectônicas (dissecação da paisagem, erosão diferencial, queda do nível de base, entre outras).

Outro parâmetro importante a ser analisado consiste no Stream-Gradient Index (SL) ou Índice de Gradiente de Fluxo, que permite a análise de perfis longitudinais de rios ou de trechos de drenagem através da determinação da declividade do trecho, multiplicada pela distância entre o referido trecho e a nascente do mesmo rio. A partir desse cálculo são obtidos então os *knickpoints*, parâmetros essenciais na caracterização dos esforços neotectônicos atuantes



naquela região (Hack, 1973). Maiores detalhes acerca desse método serão fornecidos no capítulo 6, intitulado “Materiais e Métodos”.

Além dos parâmetros morfométricos mencionados, é essencial a utilização de superfícies de aplainamento como referências para determinação dos processos tectônicos modificadores da paisagem, destacando-se nesse contexto a Superfície Sul Americana (Nascimento et al., 2013). Caracterizada inicialmente por King (1956, 1962), a Superfície Sul Americana abrange a vasta planície desenvolvida em função de processos denudacionais entre o Cretáceo e o final do Paleógeno, após o encerramento da sedimentação mesozoica nas bacias do Paraná e Sanfranciscana. Tal superfície recebeu diversas denominações ao longo do tempo, correspondendo à Superfície de Campos (De Martonne, 1943), ao Peneplano Cretáceo (Freitas, 1951) e à Superfície Japi (Almeida, 1964). Segundo Valadão (2009), a Superfície Sul Americana atingiu o estágio mais avançado de aplainamento, alcançando até o arcabouço litoestrutural em determinadas regiões. Sua reconstituição geométrica sugere arquitetura de um sinformal amplo e suave de orientação aproximadamente N-S, nivelado a altitudes de 300 a 550 metros (Valadão 1998).

Inicialmente definidos por Gerasimov & Mescherikov (1968), os conceitos de “morfoestrutura” e “morfotectônica” possibilitam uma abordagem mais completa a respeito dos processos modificadores da paisagem. O conceito de morfoestrutura encontra-se intimamente relacionado ao de “morfoescultura”, que por sua vez consiste em elementos da paisagem associados principalmente a processos exógenos e secundariamente a processos endógenos. Alguns exemplos correspondem às formas de relevo montanhosas, aos vales, zonas costeiras, planícies, planaltos, entre outras (Gerasimov & Mescherikov, 1968).

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

A morfotectônica corresponde ao conjunto de processos que atuam de maneira a gerar morfoestruturas em nível macrogeomorfológico. O termo representa uma interação entre a tectônica e a morfologia da paisagem, caracterizando uma união entre os conceitos de geomorfologia e tectônica (Summerfield, 1991). Essa associação relaciona-se frequentemente a um tectonismo ativo que afeta diretamente a configuração da paisagem ou ainda a morfoestruturas passivas associadas a eventos tectônicos que, embora antigos, ainda afetam diretamente a evolução da paisagem através de processos atectônicos (erosão diferencial, por exemplo) (Bigarella, 1994).

Sendo assim, Burbank & Anderson (2011) definem o estudo morfotectônico como a análise integrada das anomalias geomorfológicas através da correlação entre as morfoesculturas e as morfoestruturas de uma região. Essa análise é frequentemente executada através da caracterização de elementos do relevo (escarpas alinhadas, facetas triangulares, escarpas de falhas, entre outros) e mostra-se essencial na caracterização evolutiva da paisagem, pois permitem identificar uma maior ou menor influência dos processos tectônicos no controle das formas de relevo e drenagem de uma determinada região.

#### *4.4 Principais Modelos de Evolução da Paisagem*

O estudo sistemático dos condicionantes da paisagem deu-se início a partir das concepções da escola anglo-saxônica liderada por Davis (1899), que relacionou a evolução do relevo com as estruturas geológicas, com os processos físicos operantes e com o tempo, desconsiderando, no entanto, a influência dos fatores climáticos e biogeográficos nesse contexto. A importância do clima para o estudo da geomorfologia (a chamada “geomorfologia climática”) passa a ganhar destaque científico apenas no fim da década de 40.

Já para a escola germânica (representada por Penck, 1899, 1924), fazia-se necessário não apenas a identificação dos fatores controladores do relevo, mas também o estudo detalhado dos processos envolvidos na sua construção. Sendo assim, Penck (1953) define o conceito de “análise geomorfológica” como

a integração entre o estudo dos processos endógenos e exógenos, bem como a caracterização dos elementos resultantes dessa associação.

A partir de King (1953), os autores passaram a considerar não apenas o tempo como também o espaço nas análises geomorfológicas, além de incentivar a quantificação dos processos em detrimento dos estudos meramente qualitativos. Hack (1960) sugere a importância de se analisar as frequências das movimentações crustais em conjunto com as variações relativas do nível dos oceanos, elementos hoje imprescindíveis para a execução de análises geomorfológicas.

Pode-se dizer que existem quatro modelos principais que abordam a evolução da paisagem, sendo eles o sistema de Davis, de Penck, de King e de Hack. O sistema ou ciclo de Davis baseia-se na utilização do conceito de nível de base e considera o início do processo denudacional a partir de um rápido soerguimento de massa continental seguido pelo entalhamento dos talwegues por sistemas fluviais, originando morfoesculturas tais como canyons. Dessa forma, o sistema alcançaria o equilíbrio a partir do momento em que as taxas de erosão se igualassem às de deposição em momentos de relativa estabilidade tectônica, momento a partir do qual ocorreriam então os rebaixamentos dos interflúvios por meio da ação dos processos erosionais. O resultado dessa evolução seriam os chamados peneplanos (extensas formas de relevo horizontalizadas), e os rios apresentariam cursos meandranes até o início de um novo ciclo.

Já no sistema de Penck (1924), os processos de soerguimento crustal e os denudacionais ocorrem concomitantemente e em função do gradiente da vertente; dessa forma, a evolução da paisagem resulta em um progressivo recuo paralelo das vertentes, que por sua vez teriam sua convexidade aumentada em função do aumento de intensidade dos processos. Assim, as vertentes côncavas representariam um sinal de baixas taxas de erosão e baixa influência tectônica.

O sistema de King (1953) sugere a teoria da pediplanação, que considera a existência de períodos rápidos e intermitentes de soerguimento crustal separados por longos períodos de quiescência e estabilidade tectônica. Sustenta a necessidade de estabilidade crustal para que haja compensações isostáticas (sugerido por Davis), assim como a ocorrência do recuo paralelo de vertentes durante a evolução da paisagem (proposta inicialmente por Penck). As formas

resultantes também seriam extensas e horizontalizadas, mas denominadas de pediplanos.

Já o ciclo de Hack (1960) considera a resistência das rochas e o conceito de "relevo enérgico", que englobaria os esforços dos próprios materiais em equilibrar a ascensão contínua da crosta por meio de colapsos e escorregamentos, considerando que as taxas de deformação e erosão são, assim como a paisagem, passíveis de se manter em equilíbrio por longos períodos. A partir do momento em que uma elevação topográfica máxima sustentada pela reologia das rochas fosse atingida, a evolução do relevo cessaria até que as atividades tectônicas fossem retomadas.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

A base cartográfica utilizada na execução dos mapas e figuras do trabalho encontra-se listada abaixo:

- Folhas topográficas digitalizadas e vetorizadas (IBGE, 1973), na escala 1:100.000, adquiridas junto ao Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (Epagri/Ciram): Folha de Joinville (SG-22-Z-B-II-3) e Folha de Jaraguá do Sul (SG-22-Z-B-I-4);
- Mapa de Geodiversidade de Santa Catarina na escala 1:500.000, elaborado a partir da compilação das folhas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo associadas ao Sistema de Informações Geográficas (Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2004);
- Mapas base (hidrografia) do Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina (SIGSC, 2017);
- Modelo de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) resolução 90m (3 arcsegundos), com acurácia horizontal da ordem de 50 metros e vertical de 12 metros, produzido pela Agência Espacial Americana (NASA), disponível para download no site ([https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2\\_1/](https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/));
- Pontos cotados da Baía da Babitonga (Oliveira, 2006);
- Mapa geológico na escala 1:250.000 da Folha Joinville (CPRM, 2011);
- Mapeamento aerogeofísico da CPRM;

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

- ArcGis v. 10.3 (Esri Inc. 2010): confecção de mapas temáticos, atualização e organização dos bancos de dados;
- GlobalMapper v.16.0: elaboração dos perfis topográficos e do modelo digital de elevação 3-D;
- Corel Draw v.X7: digitalização e organização de figuras;
- MatLab R2012a (*Matrix Laboratory*): elaboração dos perfis longitudinais dos rios e mapa de distribuição dos *knickpoints*;
- Wintensor v.5.8.4 (Delvaux e Sperner, 2003) e *OpenStereo*: confecção de diagramas de paleotensores e projeções estereográficas e diagramas de roseta.
- *Oasis (Geosoft)*: confecção dos mapas aerogeofísicos.

De forma geral, a pesquisa está em processo de desenvolvimento a partir das seguintes etapas: levantamento bibliográfico; geoprocessamento e fotointerpretação; análises morfométricas; análise aeromagnetométrica; trabalhos de campo, tratamento e integração dos dados obtidos.

### *5.1 Levantamento Bibliográfico*

O levantamento bibliográfico corresponde a uma etapa contínua ao longo de todo o desenvolvimento do projeto, consistindo no levantamento de artigos, livros, publicações e quaisquer outros materiais que possam auxiliar na elaboração da dissertação permitindo uma melhor compreensão dos temas nela abordados. Essa etapa tem se mostrado de extrema importância na construção de um trabalho sólido e embasado nos conhecimentos pré-existentes acerca da geologia regional, estruturas, geomorfologia e principais técnicas utilizadas em estudos semelhantes.

### *5.2 Geoprocessamento e Fotointerpretação*

A etapa de geoprocessamento e fotointerpretação correspondeu inicialmente à elaboração de uma base de dados em ambiente SIG a partir dos dados vetorizados (shapefiles) do mapeamento 1:500.000 da folha de Joinville (SC) disponibilizados pela CPRM, bem como das bases cartográficas já mencionadas de onde foi possível extrair informações referentes às unidades litoestratigráficas mapeadas, contatos geológicos, estruturas, hidrografia, limites de municípios, principais acessos, etc.

A etapa seguinte do geoprocessamento remeteu ao uso de técnicas de sensoriamento remoto por meio das imagens SRTM90 (Shuttle Radar Topography) da área de estudo. As imagens foram geoprocessadas nos softwares supracitados, por meio das quais foi realizada a fotointerpretação. Os métodos seguintes consistiram então na extração e traçado das redes de drenagem em diversas escalas, além da elaboração de modelos digitais de elevação (MDEs), mapas hipsométricos e mapa da concentração do Índice da Concentração da Rugosidade (ICR). Obteve-se então o traçado dos lineamentos do relevo e da drenagem de 1ª e 2ª ordem segundo o método de hierarquização



de Strahler (1952) (figura 17), permitindo a correlação entre a paisagem atual em superfície e os processos tectônicos atuantes na crosta. Os lineamentos associados aos trechos de drenagem de 1ª e 2ª ordem foram priorizados em função de seu possível significado morfotectônico, pois estão geralmente associados ao último evento tectônico ativo responsável pela reorganização da paisagem na região (SALAMUNI, 1998).

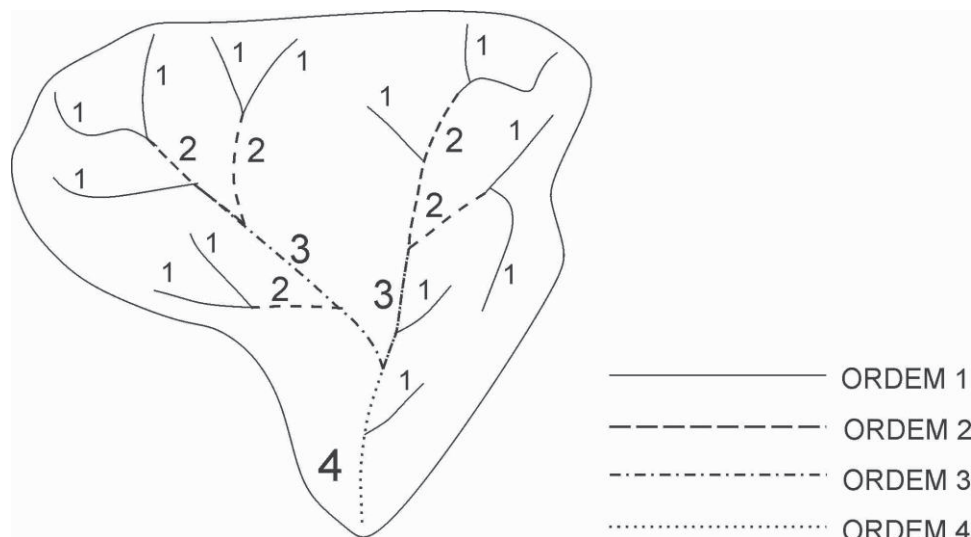


Figura 17: Método de hierarquização da drenagem de Strahler (1952).

### 5.3 Análises Morfométricas

As análises morfométricas da paisagem compreenderam o estudo das redes de drenagem (especialmente em escalas menores, até 1:50.000) com enfoque na assimetria de bacias e análise de *knickpoints*, realizada pelo método de Harbor et al. (2005). Segundo Gardner (1983), *knickpoint* ou ruptura de declive corresponde a uma anomalia íngreme no perfil longitudinal de um rio que reflete a incisão localizada da camada do seu leito. O termo *knickpoint* refere-se ao local, no perfil longitudinal do rio, que separa a porção reajustada de um canal da topografia residual e representa uma mudança morfológica abrupta no gradiente topográfico da drenagem. Essa alteração gera uma convexidade local em um perfil que deveria ser idealmente côncavo, resultando na formação de cachoeiras e corredeiras (CROSBY & WHIPPLE 2006).

A análise dos knickpoints é de extrema importância para a compreensão da geomorfologia tectônica, pois representam alterações na rede de drenagem de jusante para montante (BISHOP et al. 2005), assim como mudanças na paisagem em resposta a uma queda do nível de base (CROSBY et al., 2005).

Os perfis longitudinais associam-se a declividade dos rios, representada pela relação entre a elevação e extensão do canal para diversos pontos desde a cabeceira até sua foz. São apresentados graficamente na forma de uma curva de ajustamento logarítmico côncavo ascendente, na qual se verificam declividades mais acentuadas nas nascentes e cada vez mais suaves em direção a foz (PHILLIPS & LUTZ, 2008). Dessa forma, sua análise permite identificar segmentos dos rios que estão em equilíbrio e outros que encontram-se em desequilíbrio. Trechos em equilíbrio geralmente apresentam perfis longitudinais bem ajustados à função logarítmica calculada pelo algoritmo, resultando em inclinações suaves e côncavas, enquanto que com os trechos em desequilíbrio ocorre justamente o contrário, gerando formas frequentemente convexas (KELLER & PINTER, 1996). Pode-se dizer que o perfil de equilíbrio do rio refere-se à estabilidade do comportamento hidráulico da corrente, sugerindo ausência de entalhe fluvial e de agradação e presença apenas da carga sedimentar passante em uma situação de equilíbrio entre a erosão e a deposição no canal (KELLER & PINTER, 1996).

Dessa forma, as convexidades nos perfis longitudinais são interpretadas como rupturas de declive no leito do rio, que passam a ser denominadas zonas de rupturas de declive ou knickzonas (*knickzones*) caso formem sucessivas quebras em resposta à queda do nível de base. As knickzonas marcam, assim, o distanciamento e o desvio da forma característica lisa e côncava ideal dos perfis de rios aluviais ou rochosos (GOLDRICK & BISHOP, 2007; PEDERSON & TRESSLER, 2012).

A geração dos perfis longitudinais se deu a partir das imagens SRTM90 em estado cru, ou seja, sem nenhum processamento prévio. Para a geração dos atributos das bacias hidrográficas estudadas, tais como rede de drenagem (*stream link*), bacia de drenagem (*watershed*), direção de fluxo (*flow direction*), acumulação de fluxo (*flow accumulation*) e fluxo de comprimento da drenagem (*flow length*) foi utilizado o conjunto de ferramentas *Hidrology*, disponível no

software ArcGis 10.3. Em seguida, os atributos (formato ASCII) foram importados para o programa Matlab (R2012a) para a correção de ruídos provenientes do modelo SRTM e suavização dos perfis longitudinais, preservando as principais mudanças de declividade e eliminando erros localizados.

Nessa etapa, foram utilizados os algoritmos desenvolvido por Harbor *et al.* (2005), sendo eles: *loading\_data*, *basin profile*, *summary\_process*, *plotting* e *cell2mapxy*. Segundo o autor, o objetivo do método é avaliar numericamente a distribuição de *knickpoints* ou *knickzones* e correlaciona-los a fim de compreender sua dinâmica sob diferentes tipos de substrato. Assim, tornou-se possível estabelecer uma comparação gráfica entre o gradiente pela área e da declividade pela área, por meio da aplicação de regressões lineares (HARBOR *et al.*, 2005). Em seguida, o algoritmo prosseguiu com o cálculo do desvio do nível de base em relação ao perfil longitudinal ideal previsto para a bacia (perfil côncavo, sem rupturas), determinação fundamental na quantificação dos desvios e identificação dos prováveis locais de ocorrência de *knickpoints*. Os perfis de desvio em formato ASCII foram então importados para o ArcGIS 10.3, possibilitando a plotagem das áreas com convexidades anômalas no MDE e sua correlação com os dados geomorfológicos e estruturais da área de estudo. Os resultados obtidos para bacia hidrográfica estudada foram analisados e discutidos com base nos trabalhos de Gardner (1983), Mckeown *et al.* (1988), Bishop *et al.* (2005), Harbor *et al.* (2005) e Crosby & Whipple (2006).

A análise das bacias de drenagem foi realizada por meio do método de Hare e Gardner (1985) de determinação do Fator de Assimetria da bacia de drenagem (FA), que pressupõe a assimetria de bacias como reflexo da componente de migração perpendicular a seu eixo, que pode ser o resultado de processos fluviais internos e/ou forças externas, como por exemplo, a neotectônica. Dessa forma, foi utilizada a relação da figura 18, onde **FA** corresponde ao fator de assimetria, **Ad** à área da bacia a direita do rio e **At** à área total da bacia.

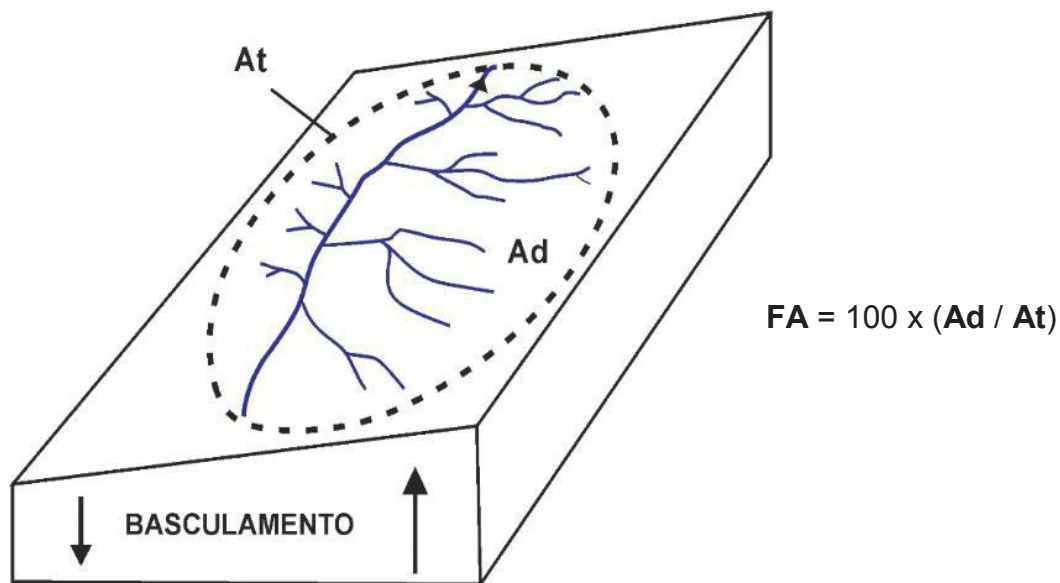


Figura 18: Fator de assimetria da bacia de drenagem, como fator de quantificação do deslocamento de um rio devido a causas tectônicas (modificado de Salamuni, 1998).

Com relação à classificação das anomalias e padrões de drenagem, foram seguidas as classificações propostas por Howard (1967). Segundo O'Leary et al. (1976), a análise morfométrica consiste em uma etapa essencial do estudo neotectônico que possibilita estimar o grau de influência dos processos tectônicos na morfologia da paisagem e que, permite, portanto, a identificação das áreas mais importantes a serem detalhadas nas etapas posteriores de campo.

#### 5.4 Análise Aeromagnetométrica

A aeromagnetometria consiste em um método geofísico que tem como principal objetivo o estudo da geologia através de anomalias do campo magnético da Terra. Tais anomalias encontram-se relacionadas às propriedades magnéticas dos materiais dispostos em subsuperfície, considerando o fato de determinadas rochas apresentarem quantidades significativas de minerais magnéticos (KEAREY *et al*, 2009). Dessa forma, pode-se dizer que levantamentos aeromagnéticos realizam medições das respectivas intensidades

locais do campo magnético em determinadas regiões do planeta, e essas medidas consistem em uma combinação do campo magnético da Terra (IGRF - *International Geomagnetic Reference Field*) e do campo induzido pelos minerais magnéticos que constituem a crosta terrestre, ambos medidos em nanoTesla (nT). Segundo Isles & Rankin (2013), tal combinação é chamada de *Total Magnetic Field* (TMI) ou ainda Campo Magnético Anômalo (CMA), tal qual é denominado no presente trabalho. A intensidade do campo magnético da Terra é bastante variável, alcançando cerca de 70000 nT nas proximidades dos pólos e 25000 nT nas regiões equatoriais.

Os dados utilizados no processamento e execução dos mapas utilizados no presente estudo derivam do banco de dados do levantamento Paraná-Santa Catarina (PR-SC), recortados conforme a área de interesse (extremo nordeste de Santa Catarina), processados por meio do *software Oasis (Geosoft)*. O fluxograma contendo as rotinas de processamento na sequência adotada pode ser observado na figura 19.

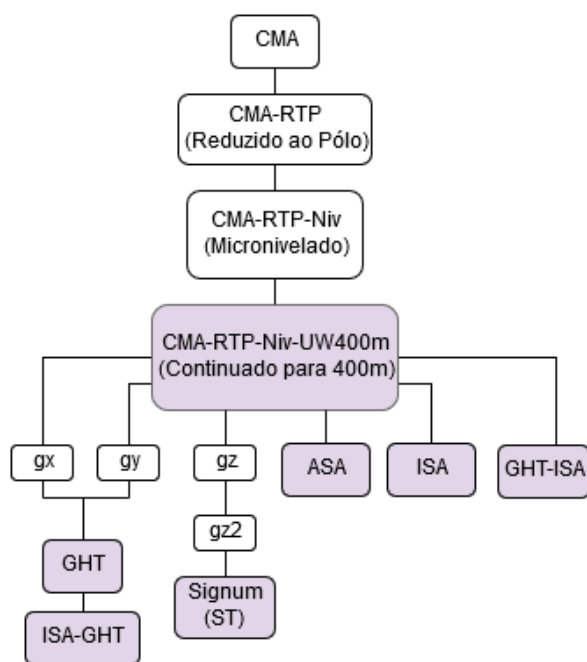


Figura 19: Rotina de geração dos mapas magnetométricos utilizados no estudo.

Nota-se que inicialmente gerou-se o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), através do método de mínima curvatura. O grid gerado foi então reduzido

ao polo (RTP) para efeitos de redução da bipolaridade magnética e consequente melhora na identificação de anomalias magnéticas importantes (os parâmetros utilizados na redução ao polo encontram-se disponíveis na tabela 1). Para Castro et al (2014), a principal função da redução ao polo é recalculer os valores do campo magnético por meio de uma simulação da localização das fontes como se estivessem no polo magnético. Tal recurso permite a relocação das amplitudes máximas das anomalias diretamente sobre o centro de suas fontes, auxiliando consideravelmente em uma futura interpretação dos dados magnéticos.

Tabela 1: Parâmetros utilizados na redução do Campo Magnético Anômalo (CMA) ao polo.

Projeto	Data média de aquisição	Coordenada central da área	Declinação	Inclinação	Média da Altitude (m)	Inclinação para correção de amplitude
PR-SC	30/08/2010	48°50' W; 26°20'	-18.5893°	-36.5004°	589	-53.4996

Em seguida, foi realizado um micronivelamento de aproximadamente 35 nT no grid CMA-RTP, visando a equalização dos valores positivos e negativos e resultando em um grid denominado CMA-RTP-Niv. A partir desse novo grid, foi aplicado um filtro de continuação de vôo (upward continuation) de 200 metros a partir da altitude média de vôo (cerca de 200 metros), resultando em uma altura total de 400 metros que visa realçar estruturas mais profundas e eliminar eventuais ruídos de fontes rasas. Dessa forma, obteve-se então o grid final sobre o qual foram aplicados os devidos processamentos através de métodos de realce qualitativos, conforme descritos na Tabela 2 (CMA-RTP-Niv-UW400m). Os principais lineamentos magnetoestruturais da área foram traçados a partir dos mapas ISA e ISA-GHT.



Tabela 2: Métodos de realces sobre o Campo Magnético Anômalo utilizados, bem como suas principais características e aplicabilidades (Fedalto, 2015).

Métodos Qualitativos de Realce	Principais Características
Gradiente Horizontal total (GHT) - Cordell & Grauch (1985)	Vetor resultante das combinações das derivadas de primeira ordem nas direções x e y. Utilizado para realçar os limites (bordas) dos corpos e estruturas causadoras das anomalias.
Amplitude do Sinal Analítico (ASA) - Nabighian (1972), Roest et al. (1992)	Função relacionada às derivadas nas direções x, y, z do campo magnético. Os picos da ASA são simétricos e ocorrem diretamente sobre as bordas dos corpos e diretamente sobre o centro dos corpos estreitos.
Inclinação do Sinal Analítico (ISA) - Miller & Singh (1994)	Representa o ângulo formado entre os vetores real e imaginário do sinal analítico representando o quociente entre Gz e o GHT. Método detector centros de corpos ou estruturas magnéticas.
Gradiente Horizontal total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA) - Verduzco et al. (2004)	Combinação da ISA e suas derivadas horizontais Gx e Gy. Evidencia o centro e as bordas dos corpos, recomendado para mapear estruturas rasas do embasamento e alvos de exploração mineral.
Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT) - Ferreira et al. (2010, 2013)	Aplicação do ISA nos dados derivados do GHT. Melhor resolução das bordas dos corpos, devido à equalização do GHT pelo ISA.
Signum de segunda ordem (Signum transform) – Souza & Ferreira (2012)	Normalização da derivada de segundo grau na vertical (Gz <sup>2</sup> ). As anomalias magnéticas apresentam dois valores (-1 e +1) e as fontes causativas são representadas pelos valores positivos. Utilizada para definir os limites de estruturas.

### 5.5 Trabalhos de Campo

O levantamento de dados de campos consiste basicamente na análise descritiva e sistemática de dados estruturais, tais como planos de falha, estrias, *steps*, estiramento mineral e outros indicadores cinemáticos em afloramentos da área de estudo, com enfoque principal em exposições ao longo da planície litorânea, em cortes de estrada, pedreiras e drenagens.

A utilização dos indicadores cinemáticos é essencial na determinação do sentido de movimento do cisalhamento ou de uma falha (MARSHAK & MITRA, 1988), sendo possível identificar o movimento relativo entre os blocos a partir de sua utilização. Os critérios mais importantes utilizados para análise de estruturas rúpteis correspondem aos planos de falhas, os quais frequentemente apresentam lineações como estrias ou sulcos que possibilitam a análise da paleotensão responsável pela deformação. No entanto, os indicadores cinemáticos passíveis de serem identificados em campo são diversos (ver Doblas, 1985, 1987; Petit, 1987; Angelier, 1994).

No presente trabalho foi utilizada a classificação de Doblas (1998) para indicadores cinemáticos, que corresponde a uma compilação dos trabalhos mais importantes realizados nessa temática (incluindo os de Riedel, 1929; Petit, 1987; e Angelier, 1994). Doblas (1998) definiu 61 critérios cinemáticos divididos em onze grupos e estabelecidos de acordo com suas características morfológicas e geométricas (figura 20): marcas crescentes ou em V (*'V' or crescentic marking - CM*), degraus (*steps - ST*), fraturas (*fractures - FR*), sucessão de estruturas planares inclinadas (*trains of inclined planar structures - IS*), material de arrasto *trailed material - TM*), elevações assimétricas (*asymmetric elevations - AE*), elementos deformados (*deformed elements - DE*), orientações mineralógicas-cristalográficas (*mineralogical - crystallographic orientations - MC*), feições assimétricas em plano (*asymmetric plan-view - PW*), cavidades assimétricas (*asymmetric cavities - AC*) e dobras assimétricas (*asymmetric folds - AF*).

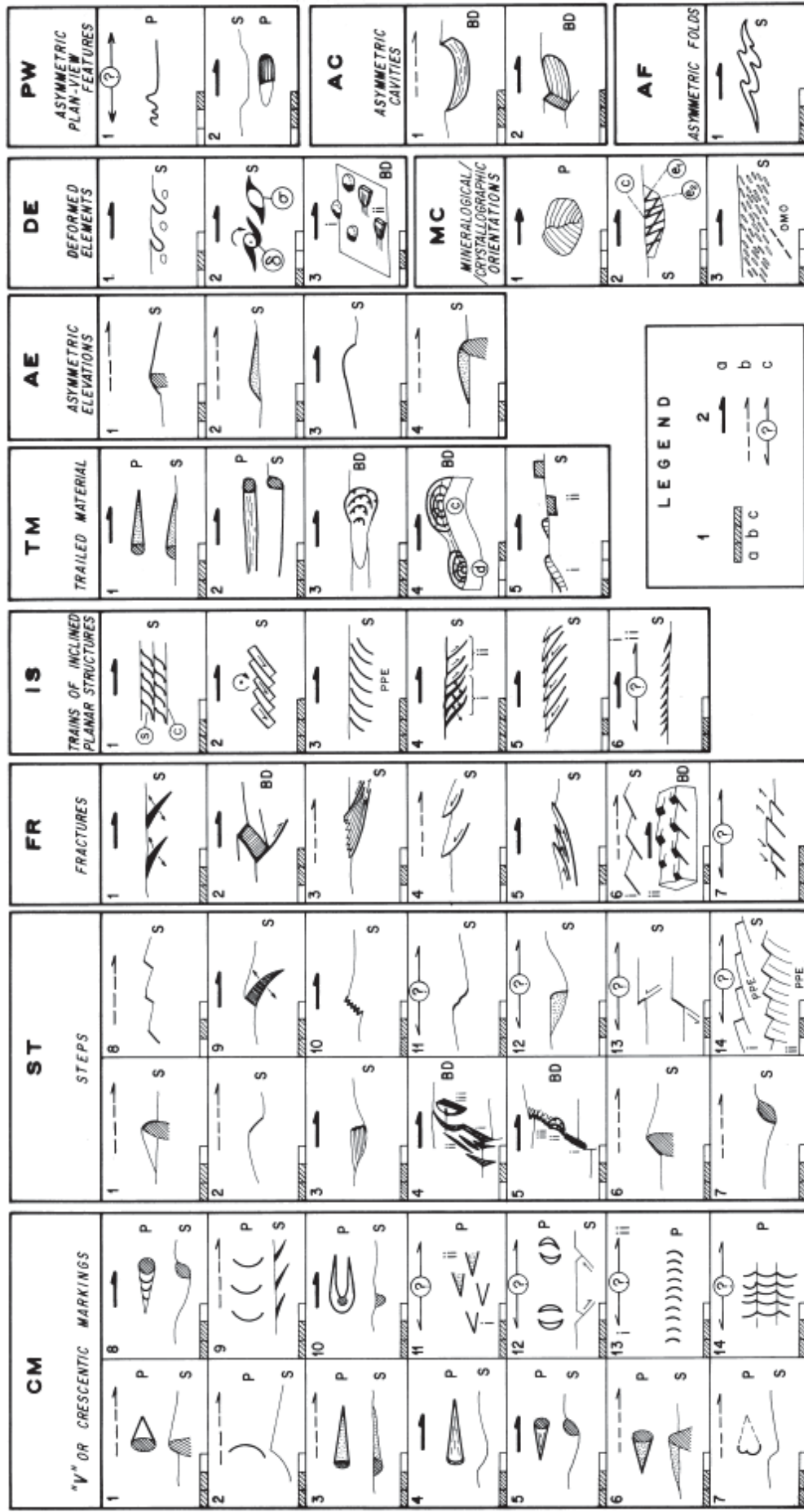


Figura 20: Classificação de indicadores cinemáticos. Legenda 1- escala (a- microscópica; b-mm a cm; c-métrica) 2 – setas (apontando para a direção do movimento da capa) indicam o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (a- bom; b- regular; c- ruim); BD – bloco diagrama; OMO (orientação mineralógica oblíqua); PPE (elemento planar prévio); P- plano; S- seção. (DOBLAS, 1998).

## 5.6 Tratamento e Integração dos Dados

Os dados coletados em campo foram analisados por meio de diagramas de rosetas no domínio da frequência e estereogramas de pólos, enquanto que a determinação dos paleotensores foi realizada pelo método dos diedros retos proposto por Angelier & Mechler (1977) (figura 21). Em seguida, os dados resultantes das etapas de geoprocessamento e fotointerpretação, análises morfométricas e trabalhos de campo foram integrados a fim de determinar o arcabouço estrutural neotectônico da área de estudo e os principais eventos neotectônicos atuantes no controle da paisagem local, principais objetivos do presente trabalho.

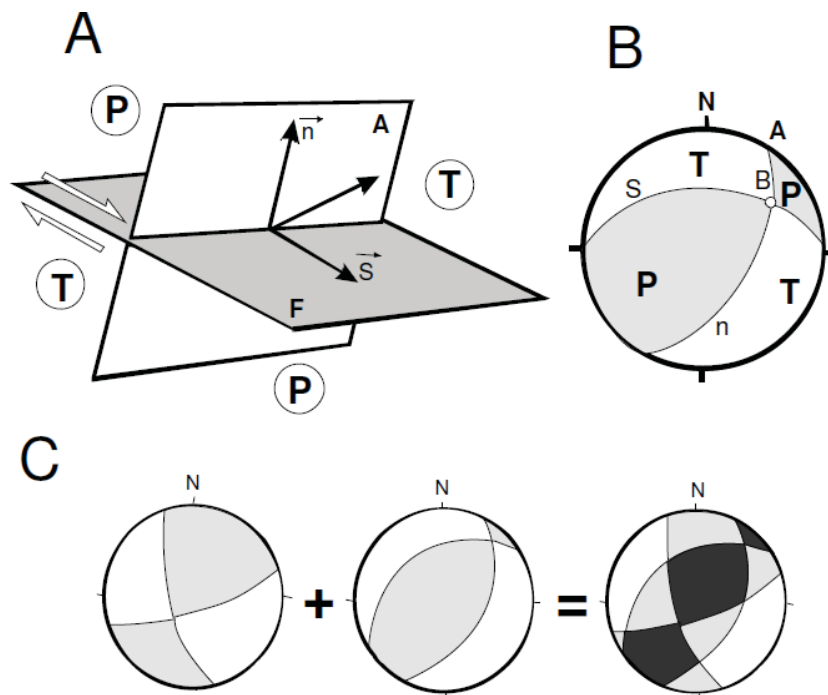


Figura 21: Método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977). A) Plano de Falha (F) com a localização dos esforços compressivos (P) e distensivos (T); B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a interseção dos dois, representando os diedros compressivos e distensivos.

## 6 ARTIGO 1

### MORFOTECTÔNICA PÓS-CRETÁCICA NO EXTREMO NORDESTE DE SANTA CATARINA, BRASIL: CONSIDERAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E AEROGEOFÍSICAS

Viviane Barbosa Gimenez<sup>1</sup>, Eduardo Salamuni<sup>2</sup>, Edenilson Roberto do Nascimento<sup>3</sup>, Norberto Morales<sup>4</sup>, Jéssica Miranda dos Santos<sup>5</sup>, William Rudolf Lopes Peyerl<sup>5</sup>

<sup>1</sup>vivianebgimenez@yahoo.com.br Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro Politécnico, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Jardim das Américas - Curitiba - Paraná – Brasil. Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-980.

<sup>2</sup>salamuni@ufpr.br Departamento de Geologia, Centro Politécnico, Universidade Federal do Paraná. Caixa Postal 19.001 - Cep 81.531-980 - Jardim das América-Curitiba - Paraná – Brasil.

<sup>3</sup> deni\_ern@ufpr.br Departamento de Geografia, Centro Politécnico, Universidade Federal do Paraná. Caixa Postal 19.001 - Cep 81.531-980 - Jardim das América-Curitiba - Paraná – Brasil.

<sup>4</sup> nmorales@rc.unesp.br Departamento de Petrologia e Metalogenia, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Caixa Postal 178– Cep 13506-900 – Vila Indaiá – Rio Claro – São Paulo – Brasil.

<sup>5</sup> mirandas.jessica@gmail.com e will.lobes.peyerl@gmail.com, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro Politécnico, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Jardim das Américas - Curitiba - Paraná – Brasil. Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-980.

#### Resumo

O extremo nordeste de Santa Catarina é marcado por extensos lineamentos morfoestruturais que afetam unidades pré-cambrianas (Cinturão Dom Feliciano, Microplaca Luís Alves, Microplaca Curitiba, Terreno Paranaguá), unidades mesozoicas (intrusivas básicas e alcalinas da Bacia do Paraná) e unidades cenozoicas (coberturas superficiais da planície costeira e depósitos aluviais). Os lineamentos condicionam a paisagem local, subdividida em duas regiões geomorfológicas: a Planície Costeira no centro-leste da área e as Escarpas e Reversos da Serra do Mar (SM) a oeste. A morfologia do relevo e das drenagens na planície costeira e sua relação com eventos tectônicos recentes de caráter rúptil podem ser evidenciadas por registros sísmicos de baixa magnitude associados a lineamentos de relevo NE-SW e por outras morfoestruturas como a baía da Babitonga, cujos braços encontram-se alinhados segundo as direções NW-SE e NE-SW. A direção NW-SE corresponde à Zona de Cisalhamento Palmital, originalmente interpretadas como um conjunto de falhas proterozoicas sinistrais marcadas por possíveis reativações posteriores. Com base nesse arcabouço geomorfológico e estrutural, o principal objetivo do estudo consistiu na caracterização morfométrica e geofísica da área visando caracterizar possíveis controles morfotectônicos locais. Os principais métodos consistiram no estudo dos padrões de drenagem e relevo por sensoriamento remoto em imagens SRTM e mapas temáticos, buscando a determinação dos fatores de assimetria e a cartografia de rupturas de terreno (*knickpoints*) de quatro bacias hidrográficas principais (rios Itapocu e Cubatão Norte, canal do Linguado e rio Sai-Mirim). Além dos métodos morfométricos,

foram obtidos lineamentos magnetoestruturais da área com base nos mapas geofísicos ISA (Inclinação do Sinal Analítico) gerados a partir da base de dados magnetométricos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Foram caracterizadas anomalias nos padrões de drenagem tais como formas em cotovelo, treliça, retilinearidade e forte assimetria dos canais fluviais, cujos lineamentos de 1ª e 2ª ordem apresentaram direções principais NW-SE e secundárias NE-SW e N-S. As bacias de drenagem apresentaram fortes indícios de basculamentos interpretados aqui como de natureza tectônica, evidenciados pelos fatores de assimetria, que variam de 60 a 75%. Os mapas de *knickpoints* e perfis longitudinais definiram zonas de rupturas de declive ao longo dos principais canais da área, delimitando regiões de escarpamento do limite entre a SM e a planície costeira e evidenciando a ocorrência de ao menos duas gerações de *knickpoints*: uma primeira possivelmente tectônica, associada à reativação e neoformação de estruturas e uma segunda ligada ao recuo erosivo da escarpa à montante dos rios. Os lineamentos aeromagnetométricos revelaram que diques de diabásio estão seccionados por estruturas NW-SE e NE-SW, coincidentes com extensos lineamentos do relevo que definem as escarpas da SM. Os dados sugerem que a gênese da baía da Babitonga é possivelmente tectônica, considerando ainda que a planície costeira iniciou sua formação a partir do Mioceno Inferior. Dessa forma, conclui-se que a evolução da paisagem local ocorreu de forma rápida e intensa a partir desse período, associada a um importante condicionante tectônico responsável por acentuar a dissecação do terreno junto a processos erosivos atectônicos relacionados a heterogeneidades litológicas à dinâmica costeira local.

**Palavras-chave:** geomorfologia, magnetometria, morfotectônica.

### Abstract

The northeastern region of Santa Catarina shows extensive morphostructural lineaments which affect units from the Precambrian (Dom Feliciano Belt, Luís Alves Microplate, Curitiba Microplate, Paranaguá Terrain), Mesozoic (basic and alkaline intrusive rocks of Paraná Basin) and Cenozoic (surface coverings and alluvial deposits of the coastal plain). The lineaments are important conditioners of the landscape, which is formed by two main geomorphological regions: the Coastal Plain, situated in the east-centre of the area and the Scarps and Reverses of Serra do Mar (SM), to the west. The morphology of both the relief and drainage systems in the coastal plain may be associated to recent tectonic events of riptile character associated to low-magnitude seismic events and NE-SW relief lineaments, as well as to morphostructures such as the Babitonga Bay, whose channels are directed along NW-SE and NE-SW directions. The NW-SE trend corresponds to the Palmital Shear Zone, originally established as a set of Proterozoic strike-slip faults with sinistral kinematics probably reactivated by posterior tectonic events. Considering this geomorphological and structural framework, the main objective of this research was the morphometric and geophysical characterization of the study area focusing on determining zones which are probably controlled by tectonic agents. The main methods consisted in the study of relief and drainage patterns through remote sensing applied on SRTM images and thematic maps, seeking the determination of basin asymmetry factors and *knickpoints* maps of four main hydrographic basins (Itapocu river, Cubatão Norte river, Linguado channel and Saí-Mirim river). Besides the morphometric analysis, magnetostructural lineaments were obtained from ISA (Analytical Signal Inclination)



maps generated from CPRM magnetometric database. Drainage anomalies such as elbow shapes, trelice, rectilinear segments and strong channel asymmetry were also characterized, as well as 1st and 2nd order drainage lineaments with primarily NW-SE and secondarily NE-SW e N-S directions. The drainage basins show strong evidence of tectonic tilting associated to the asymmetry factors, which vary from 60 to 75%. The knickpoints maps and longitudinal profiles of rivers define zones of altimetric ruptures along the main channels, delimiting escarpment zones between the SM and the coastal plain and evidencing at least two generation of knickpoints in the linear regression charts: na initial one probably related to tectonics and to the reactivation and neof ormation of structures and a second one associated to the erosive retreat of the scarps to the rivers headwaters. The aeromagnetometric lineaments showed diabase dykes sectioned by NW-SE and NE-SW structures, which are coinciding with the extensive relief lineaments related to the SM escarpments. The data suggest that the genesis of Babitonga Bay is tectonic, considering that the development of the coastal plain initiated in the Lower Miocene. From this period on, landscape evolution occurred in a fast and intense way associated to an important tectonic control responsible for accentuating terrain dissection together with atectonic erosive processes related to lithological heterogeneities and coastal dynamics.

**Keywords:** geomorphology, magnetometry, morphotectonics.

## 6.1 *Introdução*

As abordagens acerca dos eventos neotectônicos no território brasileiro têm crescido consideravelmente nos últimos trinta anos a partir das reflexões de Hasui (1990) com relação a importantes reativações de estruturas tectônicas do Pré-Cambriano ao Cenozoico.

Antes disso, Martonne (1940), King (1956), Freitas (1951), Guimarães (1951) e Bjornberg et al. (1968) foram pioneiros no estudo dos condicionantes tectônicos e sua importância na morfologia da paisagem no Brasil. A questão da sismicidade no país também tem sido abordada com maior frequência a partir de Berrocal et al. (1984), em oposição à ideia de que por ter a maior parte do seu território inserido em um cráton estudos mais aprofundados acerca de eventos neotectônicos eram dispensáveis. O desenvolvimento de novos métodos que permitem a associação entre morfologia/morfometria de relevo e drenagem com eventos neotectônicos tem possibilitado a identificação e caracterização de processos morfotectônicos de forma sistemática em diversas regiões até então não estudadas com esse enfoque.

Embora existam inúmeras pesquisas com foco principal na estruturação do embasamento cristalino da região de estudo, nas suítes intrusivas da Serra do Mar e na estratigrafia dos depósitos da planície costeira do extremo nordeste do estado de Santa Catarina, são poucos os trabalhos que abordam de forma sistemática a associação entre a geomorfologia local e os processos tectônicos e/ou neotectônicos (reativações e/ou formações de novas falhas) durante o Cenozoico. Os trabalhos de Flores et al. (1991) e Mazzer & Gonçalves (2011) são umas das poucas referências de destaque na área dentro da temática estudada. Dessa forma, o presente trabalho visa complementar e enriquecer os estudos a respeito da tectônica recente na região de estudo, associando-se a geomorfologia, a geofísica e a geologia estrutural da área para a determinação da configuração atual da paisagem.

## *6.2 Contexto Regional*

### *Aspectos Geológicos*

O arcabouço geológico da área de estudo é diversificado, havendo terrenos granulíticos pré-cambrianos, bacias molássicas neoproterozoicas, suítes intrusivas da Serra do Mar, intrusões básicas e alcalinas da Bacia do Paraná e, finalmente, sequências sedimentares da planície costeira e depósitos aluvionares, que consistem nos alvos principais do presente estudo.

Dentre as unidades pré-cambrianas aflorantes na região destacam-se o Complexo Granulítico de Santa Catarina, a Microplaca Luís Alves, o Bloco Paranaguá, as bacias molássicas neoproterozoicas (Alegre-Corupá-Joinville e Alegre-Palmeira) e a Suíte Serra do Mar. As intrusivas básicas correspondem principalmente a diques de diabásio correlatos da Província Magmática do Paraná, enquanto que as intrusivas alcalinas referem-se aos estágios finais do mesmo evento magmático que originou os diques básicos na região. Dentre os depósitos cenozoicos da planície costeira destacam-se os depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, de praias antigas, de praias atuais, de planície de maré e os de pântanos e mangues (figura 22).

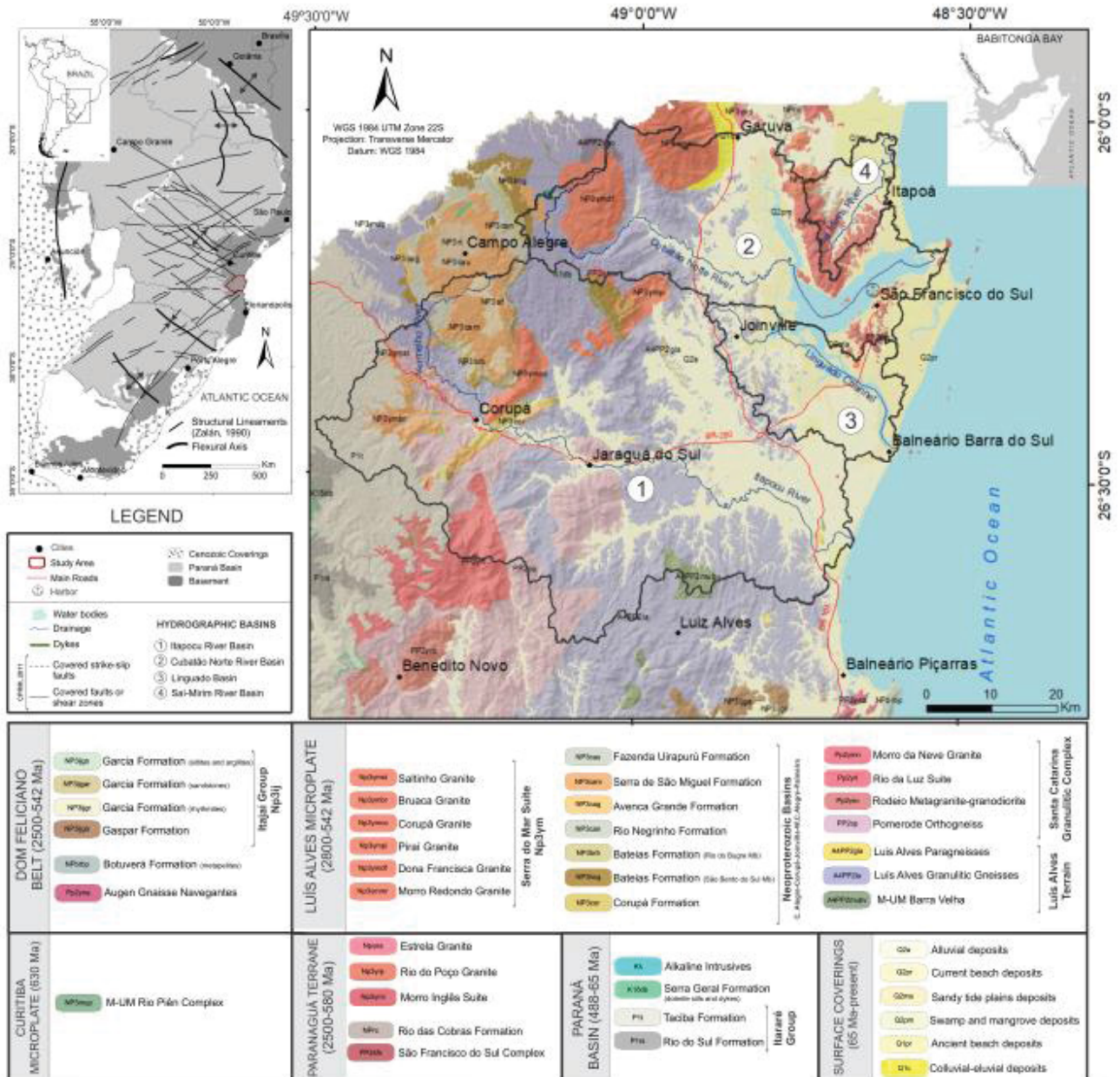


Figura 22 Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011).

### Aspectos Geomorfológicos

A geomorfologia do estado de Santa Catarina foi definida por Peluso Jr. (1986) como “um altiplano levemente inclinado para oeste e uma área que se desenvolve da borda do planalto até o mar”, fazendo menção às regiões do planalto e do litoral e encostas. Segundo o mesmo autor, a Serra do Mar apresenta ocorrência limitada ao nordeste de Santa Catarina, sendo, portanto, as rochas da Formação Serra Geral que delimitam o altiplano a partir do qual a

maioria dos rios iniciam seu curso em direção ao Oceano Atlântico. As regiões de planalto são marcadas principalmente pela dissecação relacionada ao controle estrutural e à atuação de intensa erosão associada às redes de drenagem (Horn Filho, 1997). Já as terras baixas da planície costeira são delineadas a partir do acúmulo de sedimentos resultantes de processos fluviais, marinhos, flúvio-marinhos, lagunares, colúvio-aluvionares e eólicos (Horn Filho, 1997).

Rosa & Hermann (1986) definiram no território catarinense 4 domínios e 7 regiões dentre as quais a área de estudo está inserida em pelo menos duas regiões: a das Escarpas e Reversos da Serra do Mar, associada ao domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados e a das Planícies Costeiras, no domínio dos Depósitos Sedimentares e. A geomorfologia associada ao domínio da Serra do Mar é marcada por um sistema montanhoso que apresenta mais de 1200 km de extensão e ocorre desde o sul do estado da Bahia até Santa Catarina, com direção geral nordeste-sudoeste. Já a planície costeira catarinense, foco do presente estudo, é geomorfologicamente definida pela presença de uma zona costeira do tipo Atlântico, que apresenta granulometria predominantemente arenosa. Também é marcada pela presença de inúmeros afloramentos e "costões" rochosos (Horn Filho et al., 2003) dos terrenos pré-cambrianos formados por litotipos do Bloco Paranaguá. Horn Filho (1997) relaciona a origem da planície costeira catarinense a processos resultantes das mudanças relativas do nível médio do Atlântico sul durante o Cenozoico associado às flutuações paleoclimáticas e eventos tectônicos. As morfoestruturas da planície apresenta orientação dominante N-S.

Em determinadas porções da planície próximas ao município de Itapoá (SC), afloram litotipos do embasamento na forma de promontórios (Ponta do Areião, Ilha de Itapeva e Ilha do Saí, por exemplo) junto aos depósitos cenozoicos continentais (Souza et al., 2001). Tais depósitos correspondem principalmente a colúvios, leques, terraços e planícies aluviais, sendo que, de forma geral, a planície é constituída basicamente por terraços marinhos do Pleistoceno Superior e Holoceno, além de planícies paleoestuarinas do Holoceno, manguezais, dunas e praias atuais (Souza, 1999).

### *Contexto neotectônico: região sul do Brasil*

A estruturação rúptil do Sul brasileiro é marcada por falhas juntas com direções NW-SE, NE-SW, E-W e N-S (Salamuni et al., 2015), sendo as direções NW-SE e NE-SW correspondentes a estruturas pré-neogênicas muitas das quais reativadas neotectonicamente (Hasui 1990; Salamuni e Fiori, 2014), enquanto que as E-W e N-S estão frequentemente associadas a falhas essencialmente neotectônicas (Morales et al. 2012; Salamuni et al. 2004). Tais direções mostram-se congruentes ao modelo proposto por Assumpção (1992, 1998), que sugere o posicionamento do  $SH_{max}$  atual para a placa sul-americana segundo a direção E-W, ou N75-N105/N255-285. Salamuni et al. (2015) identificaram mais de uma centena de falhas paleógenas e neógenas que afetam indubitavelmente a paisagem da região Sul do Brasil (marcada principalmente pela Superfície Sul Americana, ver figura 10), além de centenas de lineamentos cronologicamente ainda não qualificados.

### *6.3 Materiais e métodos*

#### *Análises Morfométricas*

Para execução das análises morfométricas da paisagem foi necessária uma etapa prévia de geoprocessamento e fotointerpretação, que correspondeu inicialmente à elaboração de uma base de dados em ambiente SIG a partir dos dados vetorizados (shapefiles) do mapeamento 1:500.000 da folha de Joinville (SC) disponibilizados pela CPRM, bem como de bases cartográficas da região das quais foi possível extrair informações referentes às unidades litoestratigráficas mapeadas, contatos geológicos, estruturas, hidrografia, limites de municípios, principais acessos, etc.

A etapa seguinte remeteu ao uso de técnicas de sensoriamento remoto por meio das imagens SRTM90 (Shuttle Radar Topography) da área de estudo. As imagens foram geoprocessadas por meio dos softwares ArcGis v. 10.3 e GlobalMapper v.16.0, por meio das quais foi realizada a fotointerpretação digital das imagens. Os métodos seguintes consistiram então na extração e traçado das redes de drenagem em diversas escalas, além da elaboração de modelos



digitais de elevação (MDEs), mapa hipsométrico, mapa de declividade, mapa do índice de Concentração de Rugosidade (ICR). A interpolação de pontos cotados na Baía da Babitonga permitiu a confecção do mapa batimétrico da morfoestrutura.

As análises morfométricas compreenderam, ainda, o estudo do relevo e das redes de drenagem, com enfoque no traçado de lineamentos, assimetria de bacias e análise de knickpoints, realizada pelo método de Harbor et al. (2005). O traçado dos lineamentos da drenagem de 1ª e 2ª ordem foi realizado segundo o método de hierarquização de Strahler (1952) (figura 11), permitindo a correlação entre a paisagem atual em superfície e os processos tectônicos atuantes na crosta. Os lineamentos associados aos trechos de drenagem de 1ª e 2ª ordem foram priorizados em função de seu possível significado morfotectônico, pois estão geralmente associados ao último evento tectônico ativo responsável pela reorganização da paisagem na região (SALAMUNI, 1998).

Segundo Gardner (1983), knickpoint ou ruptura de declive corresponde a uma anomalia íngreme no perfil longitudinal de um rio que reflete a incisão localizada da camada do seu leito. O termo knickpoint refere-se ao local, no perfil longitudinal do rio, que separa a porção reajustada de um canal da topografia residual e representa uma mudança morfológica abrupta no gradiente topográfico da drenagem. Essa alteração gera uma convexidade local em um perfil que deveria ser idealmente côncavo, resultando na formação de cachoeiras e corredeiras (CROSBY & WHIPPLE 2006).

A análise dos knickpoints é importante para a compreensão da geomorfologia tectônica, pois que representam locais com alterações na rede de drenagem de jusante para montante (BISHOP et al. 2005), assim como mudanças na paisagem em resposta a uma queda do nível de base (CROSBY et al., 2005).

Os perfis longitudinais associam-se a declividade dos rios, representada pela relação entre a elevação e extensão do canal para diversos pontos desde a cabeceira até sua foz. São apresentados graficamente na forma de uma curva de ajustamento logarítmico côncavo ascendente, na qual se verificam declividades mais acentuadas nas nascentes e cada vez mais suaves em



direção a foz (PHILLIPS & LUTZ, 2008). Dessa forma, sua análise permite identificar segmentos dos rios que estão em equilíbrio e outros que se encontram em desequilíbrio. Trechos em equilíbrio geralmente apresentam perfis longitudinais bem ajustados à função logarítmica calculada pelo algoritmo, resultando em inclinações suaves e côncavas, enquanto que com os trechos em desequilíbrio ocorre justamente o contrário, gerando formas frequentemente convexas (KELLER & PINTER, 1996). Pode-se dizer que o perfil de equilíbrio do rio refere-se à estabilidade do comportamento hidráulico da corrente, sugerindo ausência de entalhe fluvial e de agradação e presença apenas da carga sedimentar passante em uma situação de equilíbrio entre a erosão e a deposição no canal (KELLER & PINTER, 1996).

Dessa forma, as convexidades nos perfis longitudinais são interpretadas como rupturas de declive no leito do rio, que passam a ser denominadas zonas de rupturas de declive ou knickzonas (knickzones) caso formem sucessivas quebras em resposta à queda do nível de base. As knickzonas marcam, assim, o distanciamento e o desvio da forma característica lisa e côncava ideal dos perfis de rios aluviais ou rochosos (GOLDRICK & BISHOP, 1995; PEDERSON & TRESSLER, 2012).

A geração dos perfis longitudinais se deu a partir das imagens SRTM em estado cru, ou seja, sem nenhum processamento prévio. Para a geração dos atributos das bacias hidrográficas estudadas, tais como rede de drenagem (stream link), bacia de drenagem (watershed), direção de fluxo (flow direction), acumulação de fluxo (flow accumulation) e fluxo de comprimento da drenagem (flow length) foi utilizado o conjunto de ferramentas Hydrology, disponível no software ArcGis 10.3. Em seguida, os atributos (formato ASCII) foram importados para o programa Matlab (R2012a) para a correção de ruídos provenientes do modelo SRTM e suavização dos perfis longitudinais, preservando as principais mudanças de declividade e eliminando erros localizados.

Nessa etapa, foram utilizados os algoritmos desenvolvido por Harbor et al. (2005), sendo eles: loading\_data, basin profile, summary\_process, plotting e cell2mapxy. Segundo o autor, o objetivo do método é avaliar numericamente a distribuição de knickpoints ou knickzones e correlaciona-los a fim de compreender sua dinâmica sob diferentes tipos de substrato. Assim, tornou-se

possível estabelecer uma comparação gráfica entre o gradiente pela área e da declividade pela área, por meio da aplicação de regressões lineares (HARBOR et al., 2005). Em seguida, o algoritmo prosseguiu com o cálculo do desvio do nível de base em relação ao perfil longitudinal ideal previsto para a bacia (perfil côncavo, sem rupturas), determinação fundamental na quantificação dos desvios e identificação dos prováveis locais de ocorrência de knickpoints. Os perfis de desvio em formato ASCII foram então importados para o ArcGIS 10.3, possibilitando a plotagem das áreas com convexidades anômalas no MDE e sua correlação com os dados geomorfológicos e estruturais da área de estudo. Os resultados obtidos para bacia hidrográfica estudada foram analisados e discutidos com base nos trabalhos de Gardner (1983), Mckeown et al. (1988), Bishop et al. (2005), Harbor et al. (2005) e Crosby & Whipple (2006).

A análise das bacias de drenagem foi realizada por meio do método de Hare e Gardner (1985) de determinação do Fator de Assimetria da bacia de drenagem (FA), que pressupõe a assimetria de bacias como reflexo da componente de migração perpendicular a seu eixo, que pode ser o resultado de processos fluviais internos e/ou forças externas, como por exemplo, a neotectônica. Dessa forma, foi utilizada a relação da figura 12, onde FA corresponde ao fator de assimetria, Ad à área da bacia a direita do rio e At à área total da bacia.

Com relação à classificação das anomalias e padrões de drenagem, foram seguidas as classificações propostas por Howard (1967). Segundo O'Leary et al. (1976), a análise morfométrica consiste em uma etapa essencial do estudo neotectônico que possibilita estimar o grau de influência dos processos tectônicos na morfologia da paisagem.

#### *Análise Magnetométrica*

A aeromagnetometria consiste em um método geofísico que tem como principal objetivo o estudo da geologia por meio de anomalias do campo magnético da Terra. Tais anomalias encontram-se relacionadas às propriedades magnéticas dos materiais dispostos em subsuperfície, considerando o fato de determinadas rochas apresentarem quantidades significativas de minerais magnéticos (KEAREY et al, 2009). Dessa forma, pode-se dizer que

levantamentos aeromagnéticos realizam medições das respectivas intensidades locais do campo magnético em determinadas regiões do planeta, e essas medidas consistem em uma combinação do campo magnético da Terra (IGRF - International Geomagnetic Reference Field) e do campo induzido pelos minerais magnéticos que constituem a crosta terrestre, ambos medidos em nanoTesla (nT). Segundo Isles & Rankin (2013), tal combinação é chamada de Total Magnetic Field (TMI) ou ainda Campo Magnético Anômalo (CMA), tal qual é denominado no presente trabalho. A intensidade do campo magnético da Terra é bastante variável, alcançando cerca de 70000 nT nas proximidades dos pólos e 25000 nT nas regiões equatoriais.

Os dados utilizados no processamento e execução dos mapas utilizados no presente estudo derivam do banco de dados do levantamento Paraná-Santa Catarina (PR-SC), recortados conforme a área de interesse (extremo nordeste de Santa Catarina), processados por meio do software Oasis (Geosoft). Inicialmente gerou-se o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), através do método de mínima curvatura. O grid gerado foi então reduzido ao polo (RTP) para efeitos de redução da bipolaridade magnética e consequente melhora na identificação de anomalias magnéticas importantes. Para Castro et al (2014), a principal função da redução ao pólo é recalcular os valores do campo magnético por meio de uma simulação da localização das fontes como se estivessem no pólo magnético. Tal recurso permite a relocação das amplitudes máximas das anomalias diretamente sobre o centro de suas fontes, auxiliando consideravelmente em uma futura interpretação dos dados magnéticos.

Em seguida, foi realizado um micronivelamento a partir da aplicação de um filtro de continuação de vôo (upward continuation) de 200 metros a partir da altitude média de vôo (cerca de 200 metros), resultando em uma altura total de 400 metros que visa realçar estruturas mais profundas e eliminar eventuais ruídos de fontes rasas. Dessa forma, obteve-se então o grid final sobre o qual foram aplicados os devidos processamentos por intermédio de métodos de realce qualitativos. Os principais lineamentos magnetoestruturais da área foram traçados a partir do mapa ISA (Inclinação do Sinal Analítico), utilizado para detectar centros de corpos ou estruturas magnéticas (Miller & Singh, 1994).

## 6.4 Resultados

### *Análise do Relevo*

A geomorfologia da área é marcada pelas Escarpas e Reversos da Serra do Mar na porção oeste e pela Planície Costeira de Santa Catarina no restante da mesma. A análise do mapa hipsométrico da área (figura 2) permitiu a identificação de grandes desníveis altimétricos associados à escarpa da Serra do Mar, que variam em média de 400 a 800 metros, podendo chegar a até 1200 metros nas proximidades do município de Garuva no norte da área. O compartimento geomorfológico associado às Escarpas e Reversos da Serra do Mar corresponde a um prolongamento para sul da escarpa do Planalto Paulistano, apresentando-se na área como uma serra com vertentes íngremes voltadas para leste.

A partir do mapa de declividades (figura 23) é possível observar os contrastes abruptos entre o compartimento geomorfológico da escarpa da Serra do Mar e da Planície Costeira, sendo o primeiro marcado por relevos fortes a montanhosos e o segundo por formas onduladas a suaves, que caracterizam ainda o restante da mesma (figura 24). Destaca-se nesse contexto a zona da escarpa que delimita a cabeceira do rio Cubatão na porção noroeste da área, marcada por reentrâncias e segmentos alinhados segundo a direção NE-SW. O mapa do Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) (figura 25) indica que nas regiões de escarpa o ICR é elevado (até 5,07), enquanto que as regiões da planície são marcadas por baixos valores de ICR.

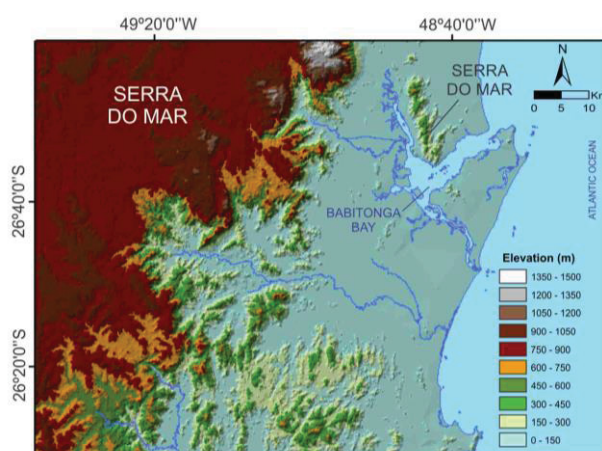
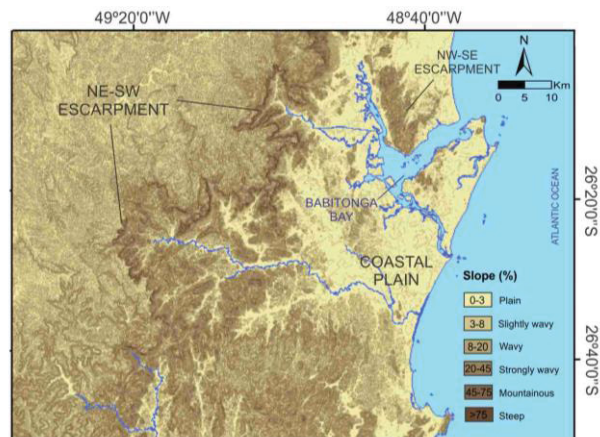


Figura 23: Mapa hipsométrico da área de estudo com elementos do relevo Mapa de declividades da área de estudo (baseado nos critérios da EMBRAPA).



STUDY AREA			
Slope (%)	Relief	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)
0-3	Plain	4830,69	36,79
3-8	Slightly wavy	2305,66	17,56
8-20	Wavy	3348,03	25,50
20-45	Strongly wavy	2250,79	17,14
45-75	Mountainous	355,09	2,55
>75	Steep	39,68	0,30
Total		13129,94	99,84

ITAPOCU RIVER BASIN				CUBATÃO NORTE RIVER BASIN			
Slope (%)	Relief	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)	Slope (%)	Relief	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)
0-3	Plain	557,15	19,50	0-3	Plain	431,01	37,53
3-8	Slightly wavy	492,22	17,22	3-8	Slightly wavy	166,45	14,49
8-20	Wavy	845,31	29,58	8-20	Wavy	250,83	21,84
20-45	Strongly wavy	780,27	27,30	20-45	Strongly wavy	228,65	19,91
45-75	Mountainous	160,61	5,62	45-75	Mountainous	60,60	5,28
>75	Steep	21,52	0,75	>75	Steep	10,90	0,95
Total		2857,68	99,97	Total		1148,44	100

LINGUADO BASIN				SAÍ-MIRIM RIVER BASIN			
Slope (%)	Relief	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)	Slope (%)	Relief	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)
0-3	Plain	272,57	63,72	0-3	Plain	71,00	41,28
3-8	Slightly wavy	108,24	25,31	3-8	Slightly wavy	35,06	20,38
8-20	Wavy	34,96	8,17	8-20	Wavy	26,89	15,63
20-45	Strongly wavy	11,94	2,79	20-45	Strongly wavy	35,54	20,66
45-75	Mountainous	0,03	0,01	45-75	Mountainous	3,47	2,02
>75	Steep			>75	Steep	0,03	0,02
Total		427,74	100,00	Total		99,99	

Figura 24: Cálculo das porcentagens da área da bacia associadas às formas do relevo.

O limite da escarpa na área coincide com o município de Joinville e é formado por uma série de cristas e picos com *trend* NE-SW marcados por reentrâncias erosivas feições de intensa dissecação como vales profundos em “V” e encostas íngremes. Dentre os numerosos morros e serras que ocorrem na área, destaca-se a Serra Dona Francisca na porção noroeste, correspondente à cabeceira da bacia do rio Cubatão.

A leste da área ocorre um alto topográfico correspondente ao Terreno Paranaguá em meio a planície litorânea, apresentando morfologia alongada e



limite da escarpa a oeste orientado segundo NW-SE. Nessa região, as cotas altimétricas podem alcançar até 600 metros em relação às cotas mais baixas da planície. Mais a sul da área, na região localizada entre os municípios de Jaraguá do Sul e Luiz Alves, a escarpa da Serra do Mar mostra um recuo erosivo para leste, acompanhando a morfologia da bacia do rio Itapocu. Nas porções já erodidas em meio à planície verifica-se a ocorrência de relevos colinosos associados às rochas do Terreno Luís Alves.

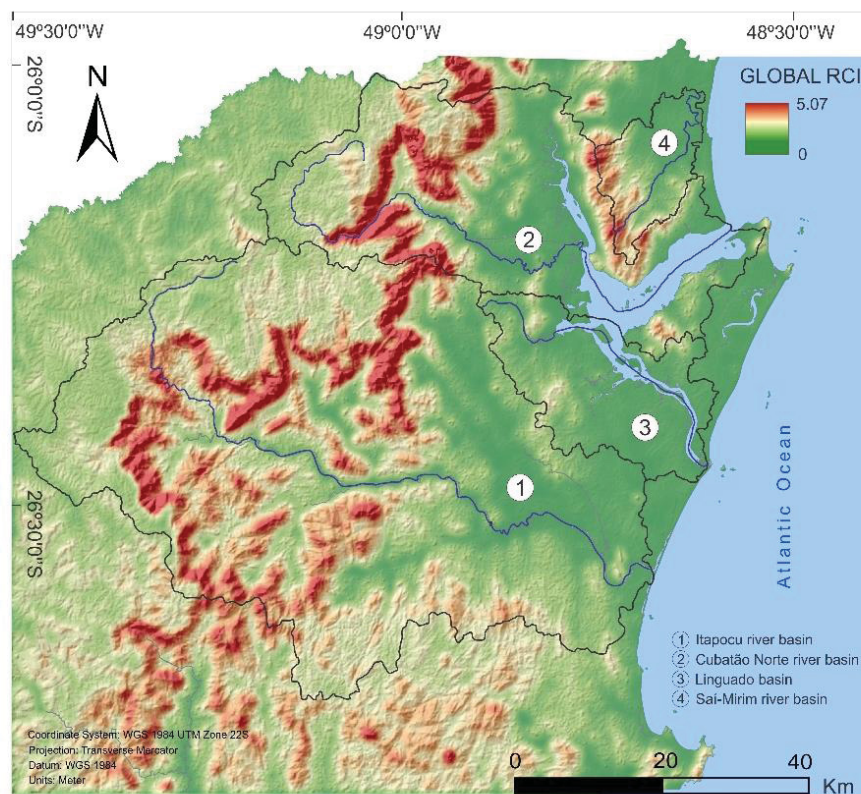


Figura 25: Mapa do Índice de Concentração da Rugosidade, evidenciando as escarpas NE-SW e NW-SE da Serra do Mar.

O limite da escarpa na área coincide com o município de Joinville e é formado por uma série de cristas e picos com *trend* NE-SW marcados por reentrâncias erosivas feições de intensa dissecação como vales profundos em “V” e encostas íngremes. Dentre os numerosos morros e serras que ocorrem na área, destaca-se a Serra Dona Francisca na porção noroeste, correspondente à cabeceira da bacia do rio Cubatão.

A leste da área ocorre um alto topográfico correspondente ao Terreno Paranaguá em meio a planície litorânea, apresentando morfologia alongada e



limite da escarpa a oeste orientado segundo NW-SE. Nessa região, as cotas altimétricas podem alcançar até 600 metros em relação às cotas mais baixas da planície. Mais a sul da área, na região localizada entre os municípios de Jaraguá do Sul e Luiz Alves, a escarpa da Serra do Mar mostra um recuo erosivo para leste, acompanhando a morfologia da bacia do rio Itapocu. Nas porções já erodidas em meio à planície verifica-se a ocorrência de relevos colinosos associados às rochas do Terreno Luís Alves.

A planície costeira na região comporta-se como uma estreita faixa junto ao Oceano Atlântico, abrangendo os municípios de Itapoá, Joinville e São Francisco do Sul. É marcada pela presença de praias arenosas e dunas dispostas segundo a direção N-S desde a Baía de Babitonga na porção nordeste da área até o cabo de Santa Marta, no Rio Grande do Sul. As dunas arenosas e praias descontínuas estão frequentemente associadas a pontões do embasamento que afloram principalmente na porção nordeste da área, nos arredores dos municípios de Itapoá e São Francisco do Sul (figura 26).

Todo o litoral é marcado por saliências e reentrâncias, apresentando morfoestruturas tais como penínsulas, pontais, enseadas e baías (como a Baía da Babitonga, por exemplo) circundadas por relevos residuais pronunciados na forma de pontais e formando baixadas litorâneas descontínuas que abrigam inúmeras praias na região. As altitudes na planície costeira variam apenas algumas dezenas de metros, variando em função da dinâmica flúvio-litorânea que controla a deposição de sedimentos síltico-argilosos e areias finas na área.

Na porção central da planície a influência continental é predominante na paisagem, evidenciando relevos modelados planos ou levemente convexos, enquanto que nas porções próximas a Baía da Babitonga e ao Oceano Atlântico predominam terraços marinhos e baixos tabuleiros ao longo da costa (região de Itapoá e São Francisco do Sul). Escarpas mostrando feições triangulares e trapezoidais são típicas do domínio da Serra do Mar (figura 27), desenvolvidas ao longo de grandes lineamentos NW-SE e NE-SW do relevo.



Figura 26: (A) Aspecto da planície costeira em Itapoá, nas proximidades da Baía da Babitonga (B); é marcada pela presença de campos de dunas próximos à praia (C) e por afloramento de “pontões” do Terreno Paranaguá.

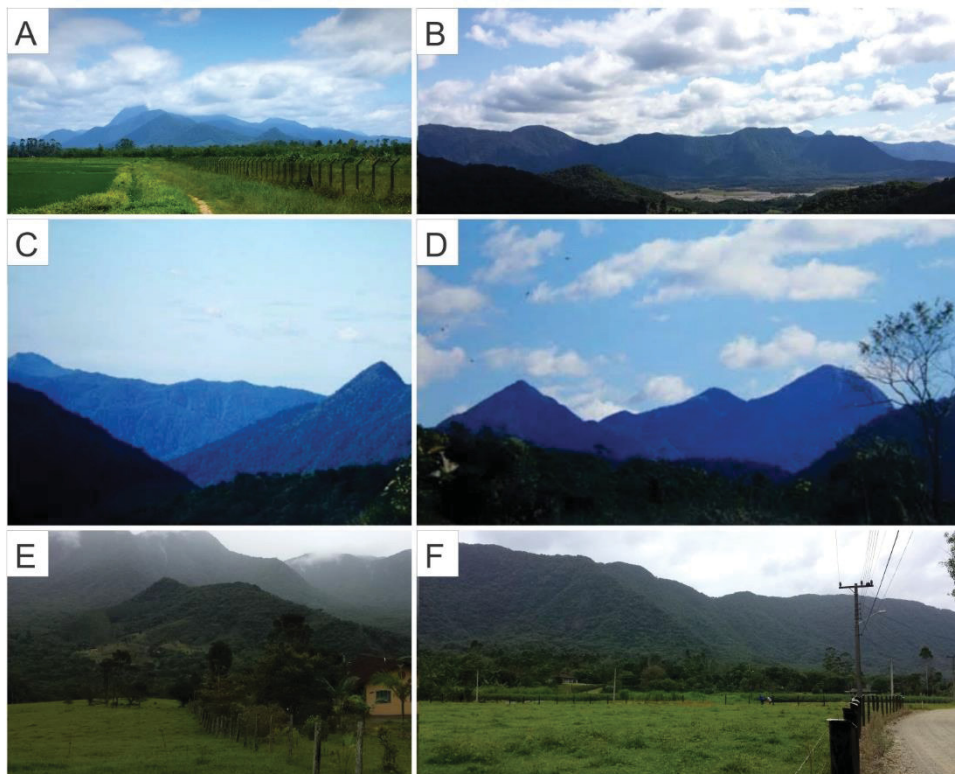


Figura 27: Feições triangulares e trapezoidais na escarpa NW-SE (A e B) e NE-SW (C, D, E e F) da Serra do Mar.

O traçado dos lineamentos do relevo nas imagens aéreas e SRTM realizado na escala 1:100.000 permitiu a identificação de famílias de fraturas, juntas e/ou falhas, que controlam as drenagens e as escarpas da Serra do Mar. Nessa região geomorfológica, os lineamentos ocorrem de forma mais adensada, mostrando extensas feições retilíneas e em cunha. Já na Planície Costeira predominam lineamentos mais curtos e dispersos, principalmente na região da Baía da Babilonga onde a visualização dos lineamentos é dificultada pelo intenso aplainamento e baixa rugosidade típicos dessa zona geomorfológica. Os lineamentos de relevo mais frequentes correspondem às direções NW-SE (N40W a N70W), e secundariamente N-S (N10W a N20W) e NE-SW (N50E) (figura 28).

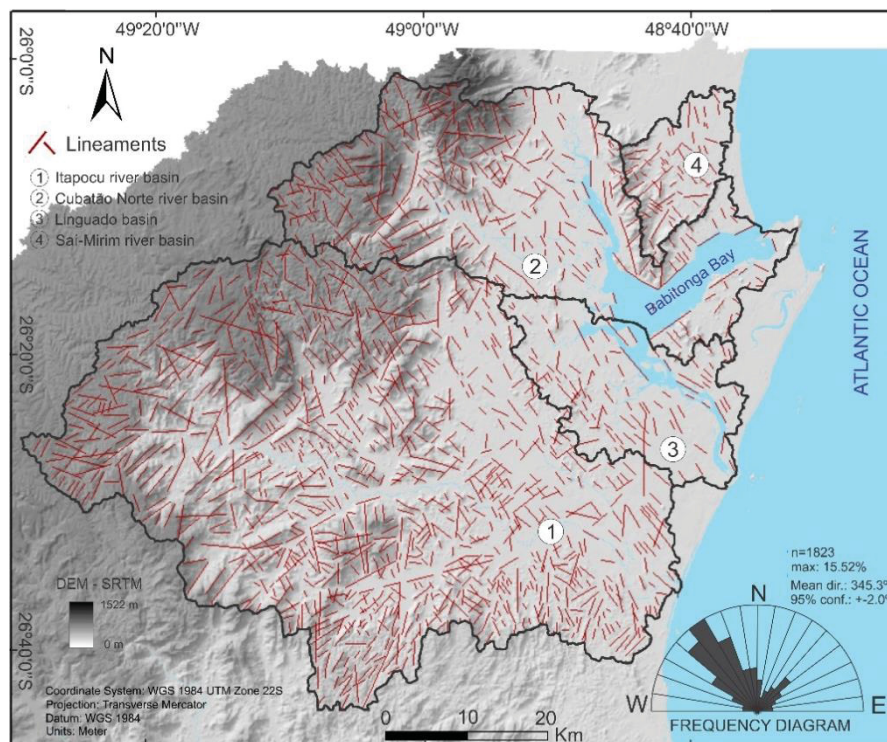


Figura 28: Mapa de lineamentos do relevo traçados em imagens SRTM.

Os lineamentos NW-SE controlam a escarpa leste da Serra do Mar na área, além de importantes morfoestruturas tais como a Baía da Babilonga, cujos braços encontram-se alinhados nessa direção. Ao longo da planície verificam-se diversos lineamentos NW-SE restritos à porção central da área onde afloram rochas do terreno Luís Alves em meio aos depósitos aluvionares do rio Itapocu. As direções NW-SE refletem ainda uma importante zona de cisalhamento do



Neoproterozoico que naquela era tinha cinemática sinistral, denominada Zona de Cisalhamento do Palmital (Cury, 2007). Os lineamentos N-S são marcados principalmente por drenagens encaixadas ao longo da porção sul da bacia do rio Itapocu, além de feixes curtos e descontínuos no domínio da Serra do Mar da região noroeste da área. Já os lineamentos NE-SW ocorrem ao longo das escarpas da Serra do Mar na porção oeste da área, controlando drenagens e formando vales profundos ao longo das encostas. Essa direção ocorre frequentemente ao longo de cristas retilíneas no domínio da Serra do Mar, sendo menos recorrentes nas zonas rebaixadas da planície costeira (figura 29).

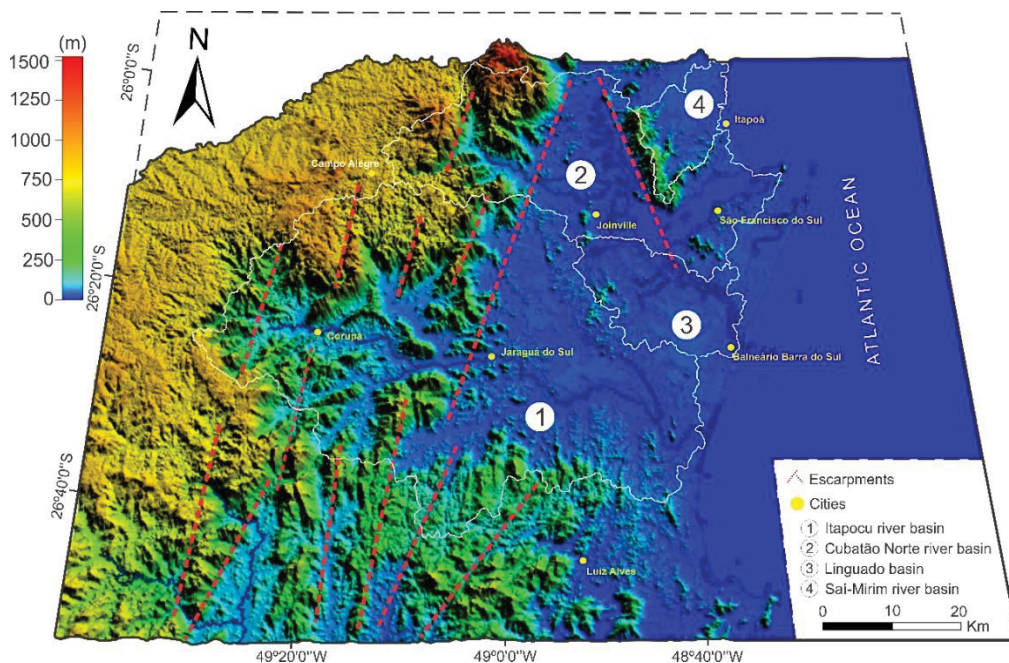


Figura 29: Vista inclinada da área de estudo, com destaque para as direções principais de escarpamento da Serra do Mar em vermelho.

A análise da batimetria da Baía da Babitonga e seus arredores foi feita por meio da interpolação de pontos contados ao longo dos canais e de porções mais proximais do Oceano Atlântico, permitiu uma visualização aproximada do relevo submarino (figura 30). Verificou-se que além da direção NW-SE associada a escarpa leste da Serra do Mar, foi possível identificar um importante *trend* NE-SW que controla o substrato da baía, além de pequenas ilhas e divisores de água formados ao longo da evolução da planície costeira que estão possivelmente associados ao entalhamento do relevo submarino pelos canais fluviais que originaram a morfoestrutura. Foi observada ainda a presença de leques e

paleoleques submarinos próximos à costa, evidenciando a importância dos sistemas fluviais na configuração da planície.

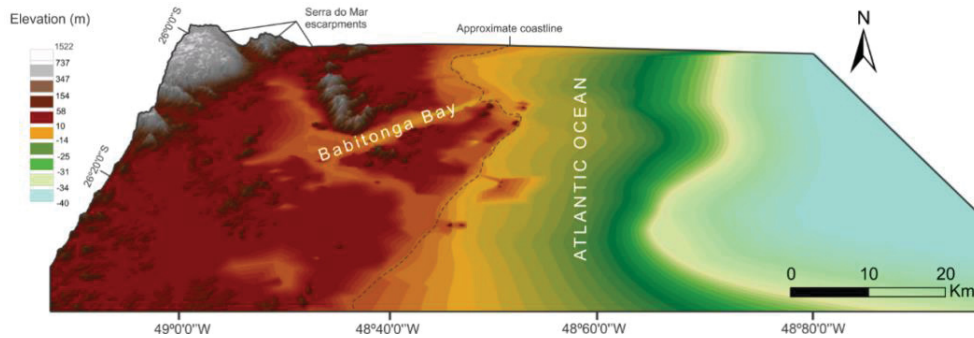


Figura 30: Batimetria da Baía da Babitonga obtida a partir da interpolação de pontos cotados.

### Análise da Drenagem

O estudo das redes de drenagem foi realizado em quatro bacias hidrográficas: do rio Itapocu (1), do rio Cubatão (2), do rio Linguado (3) e do rio Saí-Mirim (4) (figura 31).

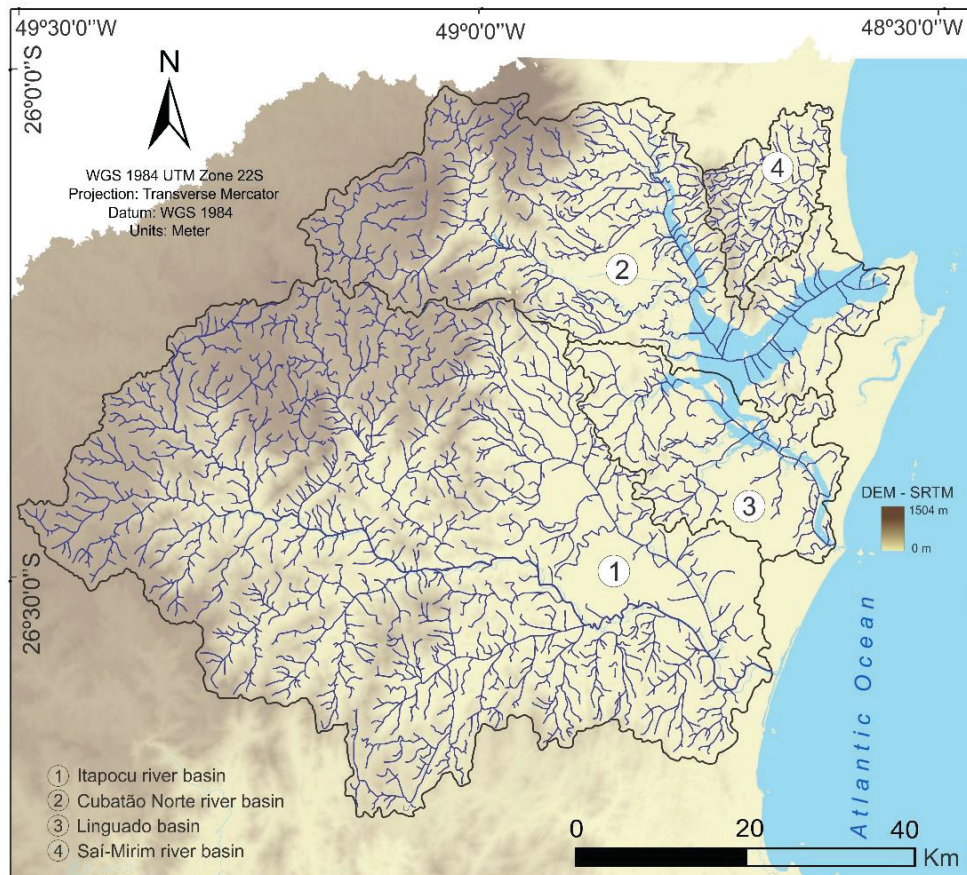


Figura 31: Delimitação das quatro bacias hidrográficas estudadas.

As bacias 1 e 2 representam as principais, sendo a 3 e a 4 bacias de pequeno porte individualizadas a fim de melhor compreender a evolução morfotectônica da paisagem a partir de um paleoambiente dominado por processos fluviais e anterior à dissecação da Serra do Mar e formação da Planície Costeira. Dessa forma, a bacia 3 corresponde ao Canal do Linguado, braço SE da Baía da Babitonga, enquanto que o braço NW integra a bacia 2, cujo rio principal é o Cubatão. O entendimento da Baía da Babitonga enquanto um sistema fluvial à época de sua formação é essencial para a aplicação de análises morfométricas da drenagem, bem como para a compreensão de seu histórico evolutivo nitidamente associado a importantes lineamentos do relevo de direção NW-SW e NNE-SSW.

Dessa forma, cada bacia foi analisada separadamente visando a obtenção dos parâmetros morfométricos de cada uma e sua possível relação com eventos tectônicos recentes que influenciaram na organização da paisagem tal qual é observada atualmente. Os principais parâmetros analisados consistem na caracterização dos principais lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem (classificação de Strahler), identificação de anomalias, cálculo do fator de assimetria (FA) das bacias, elaboração de mapas de knickpoints e perfis longitudinais para os rios principais e seus afluentes mais importantes.

A bacia do rio Itapocu apresenta uma área total de 2857 km<sup>2</sup> e o comprimento do seu canal principal 128,4 km, estando alinhado segundo NW-SE. Os rios Pirai, Putanga, Jaraguá, Itapocuzinho e Novo são seus afluentes mais importantes. O padrão de drenagem predominante na cabeceira do rio Itapocu no domínio geomorfológico da Serra do Mar é de média densidade e varia de subdendrítico na margem direita da bacia à treliça na margem esquerda em zonas próximas ao limite da escarpa. Já no setor da Planície Costeira verifica-se menor densidade de drenagem, com predomínio de padrões subdentríticos a angulares, sendo os últimos frequentes no extremo sul da bacia e ainda na sub bacia do rio Pirai.

A bacia do rio Cubatão Norte apresenta uma área total de 1148 km<sup>2</sup> e comprimento do canal principal de 117,5 km, sendo os principais afluentes o rio Quiriri, rio da Prata, rio do Braço, canal do Palmital, rio Canela e rio Pirabeiraba. Usualmente, a extensão da bacia do rio Cubatão Norte para fins cartográficos



tem sido limitada até o canal do Palmital, já na Baía da Babitonga, no entanto, o estudo da evolução geomorfológica e tectônica recente da região só pode ser realizado considerando toda a extensão original do rio, englobando todo seu curso ao longo do braço noroeste da baía até sua foz no Oceano Atlântico. Dessa forma, torna-se possível avaliar as anomalias e direções preferenciais das drenagens de modo e avançar na compreensão da gênese e evolução da bacia e da própria Baía da Babitonga, morfoestrutura mais importante da área. Predominam padrões de drenagem em treliça principalmente nas regiões próximas às escarpas NE-SW da Serra do Mar, onde ocorrem junto a padrões retilíneos.

A Bacia do Linguado apresenta uma área total aproximada de 428 km<sup>2</sup> e comprimento do canal principal de 45,9 km. Seus principais afluentes correspondem ao rio Itaum-Açú, rio Pinheiros, rio Velho e rio Paranaguá-mirim. O canal do Linguado corresponde ao braço SE da Baía da Babitonga, constituindo uma bacia isolada das demais com forte influência marinha em seu curso principal e marcada por padrões de drenagem subdendríticos ao longo de toda sua extensão. A análise de imagens SRTM bem como dos lineamentos de relevo sugerem que o canal do Linguado pode ter constituído o baixo curso do rio Cubatão Norte ou do rio do Braço, tendo sido individualizada posteriormente em função de uma provável reestruturação do terreno. As baixas cotas (inclusive negativas) predominantes na bacia indicam que a mesma encontra-se em posição altimétrica inferior em relação às demais, seja por um rebaixamento do nível de base por erosão ou ainda por atividade tectônica.

A bacia do rio Saí-Mirim possui área total de aproximadamente 172 km<sup>2</sup> e comprimento do canal principal de 30,4 km, sendo seus principais afluentes os rios Bom Futuro e o rio Água Branca. Predominam padrões de drenagem subdendríticos, com trechos angulosos e em treliça apenas no baixo curso do rio principal. Diferentemente das demais bacias estudadas, o rio Saí Mirim apresenta um sentido de fluxo de sudoeste para nordeste, desaguando no Oceano Atlântico bem mais a norte que os demais rios, em região próxima ao limite entre os estados de Santa Catarina e Paraná. Sua nascente está inserida na escarpa leste da Serra do Mar, que encontra-se estruturada segundo NW-SE.

### *Fator de Assimetria (FA)*

O mapa da figura 32 representa um produto gráfico dos fatores de assimetria calculados para cada uma das bacias analisadas. A bacia do rio Itapocu é assimétrica relativamente à quantidade e comprimento dos afluentes associados a cada uma de suas margens, sendo os da margem direita mais numerosos e curtos comparativamente aos longos e escassos afluentes da margem esquerda. No entanto, o cálculo do fator de assimetria (FA) da bacia é de 51,57, baseando-se na área da margem direita em relação à área total resultou o que mostra que não há basculamento nessa bacia.

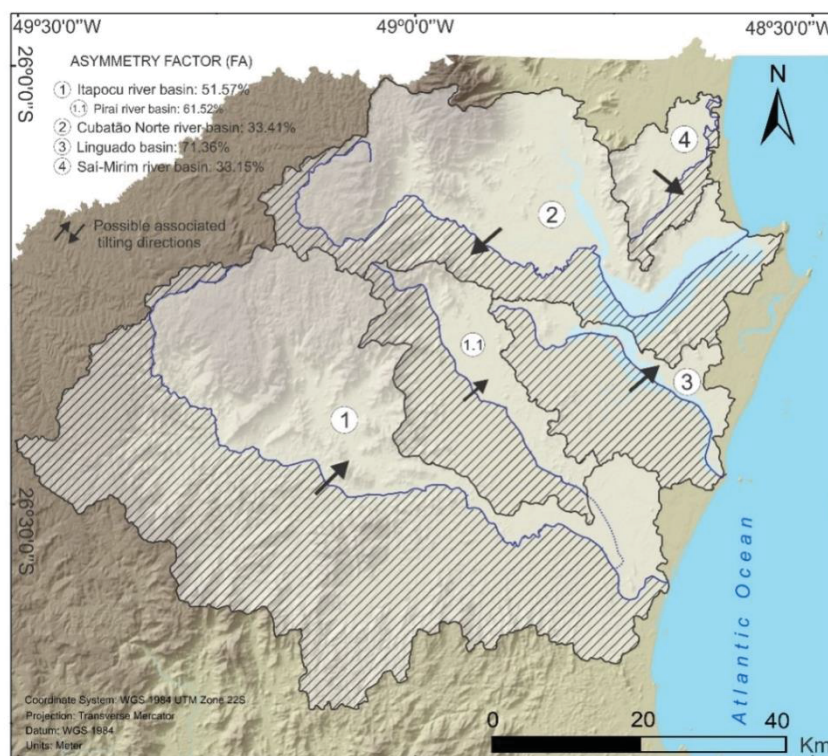


Figura 32: Aplicação do FA nas bacias do rio Itapocu (1), Pirai (1.1), Cubatão Norte (2), Linguado (3) e Sai-Mirim (4).

Essa incongruência associada à nítida assimetria entre os afluentes de cada margem e a aparente simetria indicada pelo FA tornou necessário um maior detalhamento da bacia a fim de avaliar e compreender possíveis influências tectônicas na organização da rede de drenagem. Dessa forma, tomou-se por referência o rio Pirai, mais importante afluente do rio Itapocu com aproximadamente 53,6 km de comprimento e localizado em sua margem esquerda, com área total da bacia de 488,7 km<sup>2</sup>. Diferentemente da simetria

calculada para a bacia do rio Itapocu, o FA da bacia do rio Pirai foi de 61,52, sugerindo basculamento para NE, considerando ainda que os tributários da margem esquerda do rio Pirai são e mais curtos que os da margem direita.

A bacia do rio Cubatão Norte corresponde a uma bacia assimétrica, contando com tributários mais extensos e menos numerosos na margem esquerda da bacia em relação à sua margem direita. O fator de assimetria (FA) EME de 33,41, valor expressivo que indica maior área da margem esquerda maior que a da direita, indicando possível basculamento da bacia para sudoeste. Considerando apenas o afluente que constitui o canal do Palmital, interpreta-se basculamento aparente para nordeste associado a presença de tributários mais extensos e numerosos na margem direita em relação à margem esquerda da sub-bacia, que por sua vez é marcada pela escarpa leste da Serra do Mar, delimitada na área pela Zona de Cisalhamento Palmital de direção NW-SE.

A bacia do Linguado constitui uma bacia bastante assimétrica, com afluentes mais extensos e numerosos na margem direita com relação à sua margem esquerda. O fator de assimetria (FA) é de 71,36, indicando área da margem direita da bacia consideravelmente superior à da margem esquerda, indicando basculamento para nordeste.

A bacia do rio Saí-Mirim corresponde a uma bacia nitidamente assimétrica, com afluentes mais numerosos e extensos em sua margem esquerda com relação à margem direita. O fator de assimetria (FA) obtido foi de 33,15, sugerindo basculamento da bacia para sudeste.

#### *Lineamentos da Drenagem (1ª e 2ª ordem)*

Ocorrem ao longo das bacias diversos lineamentos associados às drenagens de 1ª e 2ª ordem (figura 33), traçados com o objetivo de se obter um quadro estatístico das direções morfoestruturais mais importantes eventualmente a partir de movimentações tectônicas recentes.

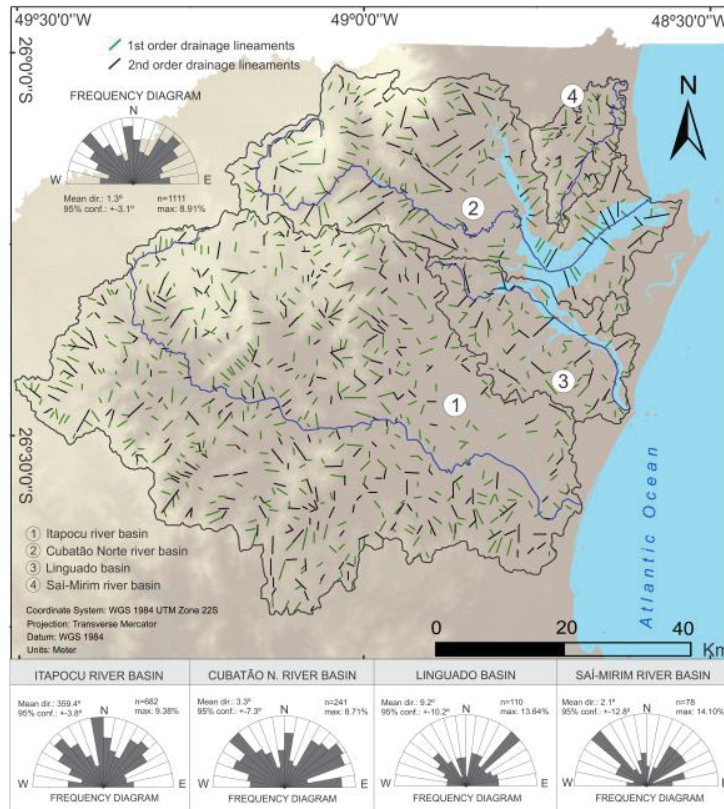


Figura 33: Mapas de lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem para as bacias analisadas segundo o método de Strahler (1952).

Os lineamentos de 1ª e 2ª ordem da bacia do rio Itapocu mostram três direções preferenciais N-S (N10W-N20E) mais importantes nos lineamentos de 1ª ordem e as NW-SE (N20W-N70W) e NE-SW (N30E-N60E) nos de 2ª ordem. Enquanto nos lineamentos do relevo a direção NW-SE mostra-se mais frequente, percebe-se que nos de drenagem os trends N-S e NE-SW ganham maior destaque no controle da paisagem.

Já na bacia do rio Cubatão Norte, as principais direções obtidas para as drenagens de 1ª ordem foram de N40W a N50W e N30E a N70E, enquanto que nas de 2ª ordem prevaleceram as direções N20W-N40W, N50W-N70W, N-S a N10E e N40E a N60E. Verificou-se que nas drenagens de 2ª ordem a direção N-S passou a ter importância maior em relação às de 1ª, sugerindo que tal direção de controle das drenagens possa ter se desenvolvido anteriormente às demais.

Na bacia do Linguado as principais direções dos lineamentos de 1ª ordem da drenagem são N40W-50W e N30E-N50E, enquanto que nas de 2ª ordem predominam os trends N20E-N30E, N40E-N50E e N10W-N20W (figura 35). No

entanto, a baixa quantidade de lineamentos nas ordens definidas dificultou a interpretação do seu significado, servindo apenas para efeito de confirmação das principais direções já obtidas nas bacias de maior porte.

Também na na bacia do rio Saí-Mirim, a baixa quantidade de lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem prejudicou a análise do significado geomorfológico e morfotectônico, embora os principais trends obtidos sejam congruentes com os já observados nas demais bacias analisadas. Nos lineamentos de 1ª ordem destacaram-se as direções N40W-N70W, N40E-N50E e N70E-N80E, enquanto que nos de 2ª ordem foram obtidas as direções N40W-N50W e N40E-N60E (figura 39). Vale ressaltar que o aparecimento de uma família próxima de E-W associada apenas aos lineamentos de 1ª ordem da drenagem sugere que essa estruturação pode ser mais recente que as demais direções.

#### *Anomalias de Drenagem*

Ocorrem formas anômalas na drenagem, principalmente na margem esquerda da bacia e no extremo sul da bacia do rio Itapocu (C, D e E; figura 34), tais como formas em cotovelo, em arco e inflexões abruptas associadas a lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem. Na porção norte da bacia foram destacadas duas anomalias principais que afetam seus tributários, sendo que a anomalia C reflete paralelismo das drenagens orientadas segundo NW-SE e a D um tributário assimétrico acompanhando uma escarpa NE-SW e mostrando canais de 1ª ordem alinhados segundo NW-SE apenas em sua margem direita. Uma quarta anomalia (E) observada no extremo sul da bacia destaca-se por sua forma de arco em “uU”, associada a marcantes lineamentos de drenagem de 2ª ordem com direção N-S.

Diversas anomalias de drenagem foram observadas ao longo da área da bacia do rio Cubatão Norte (figura 34), dentre as quais foram destacadas três principais para maior detalhamento (A, B e G). A anomalia B constitui uma anomalia em arco que afeta o alto curso do rio Cubatão e um de seus afluentes e é marcada pela orientação inicial das drenagens segundo NE-SW acompanhando lineamentos de relevo ao longo de escarpas e vales restritos de



mesma direção; essa direção do canal principal sofre inflexão em arco para NW-SE, seguida por duas inflexões em forma de cotovelo, uma para NE-SW e outra mais abrupta para NW-SE.

Essas sucessivas mudanças na direção do curso principal do rio a partir dos dois trends mais importantes para lineamentos de 1ª e 2ª ordem da drenagem, o relevo e para parte das falhas verificadas em campo são indícios do controle morfotectônico da paisagem. Na região da anomalia A (figura 34) aflora um batólito granítico circular que poderia controlar a anomalia; no entanto, as inflexões da drenagem se repetem para além da área de afloramento desta unidade, descartando a possibilidade de controle unicamente litológico da drenagem na bacia. Por outro lado, a anomalia reflete de forma ainda mais evidente o paralelismo e a retilinearidade das drenagens ao longo de duas direções principais: NE-SW e NW-SE.

Nessa mesma porção foi identificada ainda uma possível captura de drenagem associada ao rio Cubatão Norte e o rio Pirai (afluente do rio Itapocu), já que há indícios (cicatrices no relevo evidentes em imagem SRTM) de que ambos tenham constituído o mesmo rio em algum momento de sua evolução anterior ao desenvolvimento das escarpas NE-SW e conseqüentemente à captura e desvio do rio Cubatão Norte para essa mesma direção, ocasionando a separação das duas bacias.

O escarpamento NE-SW também pode estar associado à separação das bacias do rio Negro e do rio Cubatão Norte, já que há evidências de que o rio Comprido (tributário do rio Negro) corria para a direção SE ao invés de NW, juntando-se a um afluente do rio Cubatão Norte que pode ter constituído seu canal principal no passado antes da estruturação NE-SW já mencionada. A anomalia G, por seu turno, consiste em uma inflexão abrupta do canal principal do rio Cubatão Norte para NE-SW já na região da baía da Babitonga, o qual passa a desaguar no Oceano Atlântico em uma posição geográfica mais a norte em comparação à que deveria ser se o canal seguisse seu curso natural sem a ocorrência de anomalias.

A análise de todos os elementos morfométricos citados sugere que apenas em estágios mais tardios de sua evolução o rio Cubatão Norte passou a



constituir os braços NW e NE da baía, possivelmente em função de uma reestruturação tectônica responsável pela configuração dos lineamentos de drenagem e relevo, pelas anomalias na drenagem, pela reativação de zonas de antigas falhas e, ainda, pela formação de novas estruturas na área.

As anomalias de drenagem mais importantes observadas na bacia do Linguado consistem nas formas em cotovelo e inflexões abruptas mostradas no quadro F da figura 34, refletindo mudanças nos cursos dos tributários ora para NW-SE, ora para NE-SW que podem estar mais relacionadas a reorganização fluvial do que a uma possível resposta tectônica local.

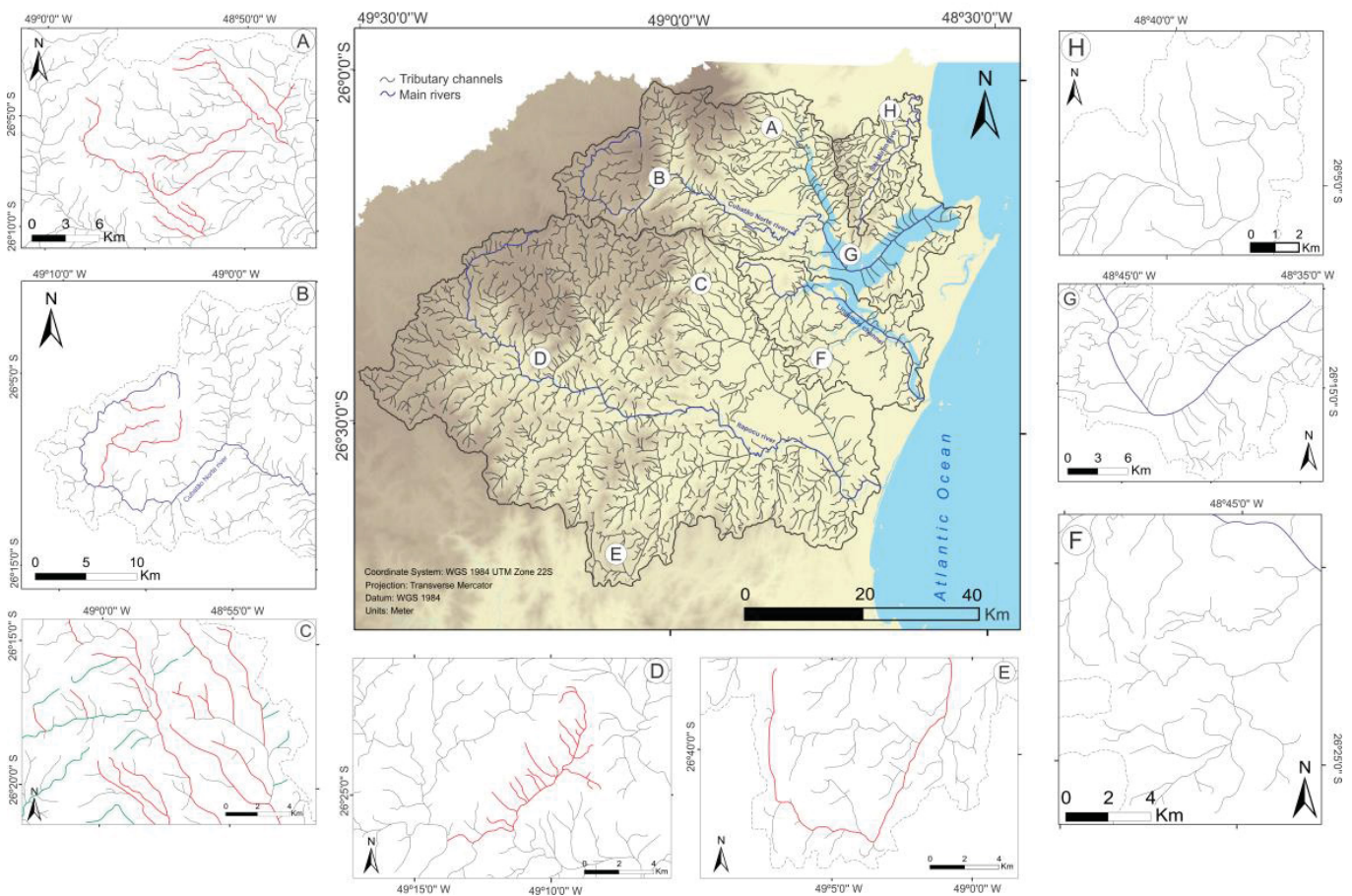


Figura 34: Principais anomalias de drenagem dispostas ao longo das quatro bacias hidrográficas analisadas.

Já na bacia do rio Saí-Mirim, destacam-se o paralelismo entre trechos do canal principal e seu afluente Bom Futuro, ambos orientados segundo NE-SW, havendo trechos de tributários retílineos alinhados na direção NW-SE. Ocorrem

também formas em cotovelo, a exemplo da inflexão de 90° de N-S para E-W que afeta um afluente do baixo curso do rio Saí-Mirim (anomalia H, figura 13).

### *Knickpoints e Perfis Longitudinais*

Os mapas de knickpoints revelam a distribuição das rupturas de declive nas quatro bacias hidrográficas da área de estudo, analisadas a partir de perfis longitudinais gerados tanto para o canal principal quanto para seus tributários mais importantes. A representação gráfica dos knickpoints leva em consideração o desvio logarítmico a partir de um perfil ideal, na qual os tons em verde, amarelo e vermelho correspondem, respectivamente, a regiões com baixa, média e alta variação altimétrica ao longo dos perfis das drenagens. Nas zonas de baixo desvio altimétrico predominam perfis côncavos e suaves, sem declives bruscos e acentuados; já nas de alto desvio, os perfis são principalmente convexos, muitas vezes coincidentes com feições em escarpa, cachoeiras e corredeiras associadas às rupturas de declive (figura 35); já nas zonas de desvio médio verifica-se uma transição entre os baixos e altos desvios, com perfis intermediários. Dessa forma, foi possível identificar canais transientes que ainda não atingiram seu perfil ideal de estabilidade seja em função de movimentos tectônicos (soerguimento, subsidência, basculamento do terreno, etc.), de processos erosivos atectônicos ou ainda de uma atuação conjunta de ambos.

Verifica-se ainda que nas zonas onde os desvios altimétricos intermediários (traçado amarelo nos mapas de knickpoints) são restritas ou ausentes ocorre uma mudança mais brusca de porções estáveis do perfil para zonas instáveis marcadas por convexidades. Essa situação reflete muito provavelmente uma geração rápida de knickpoints por atividade tectônica recente, permitindo concluir que nesses casos não houve tempo hábil suficiente para a atuação dos processos erosivos que conferissem algum grau de estabilidade aos canais. A possibilidade de controle tectônico torna-se ainda mais latente nos casos em que esse padrão ocorre alinhado segundo trends principais ao longo da bacia, denominadas knickzones. A direção principal desses trends na área é N60W, havendo ainda importantes alinhamentos NNW-SSE e N60E (figura 36).



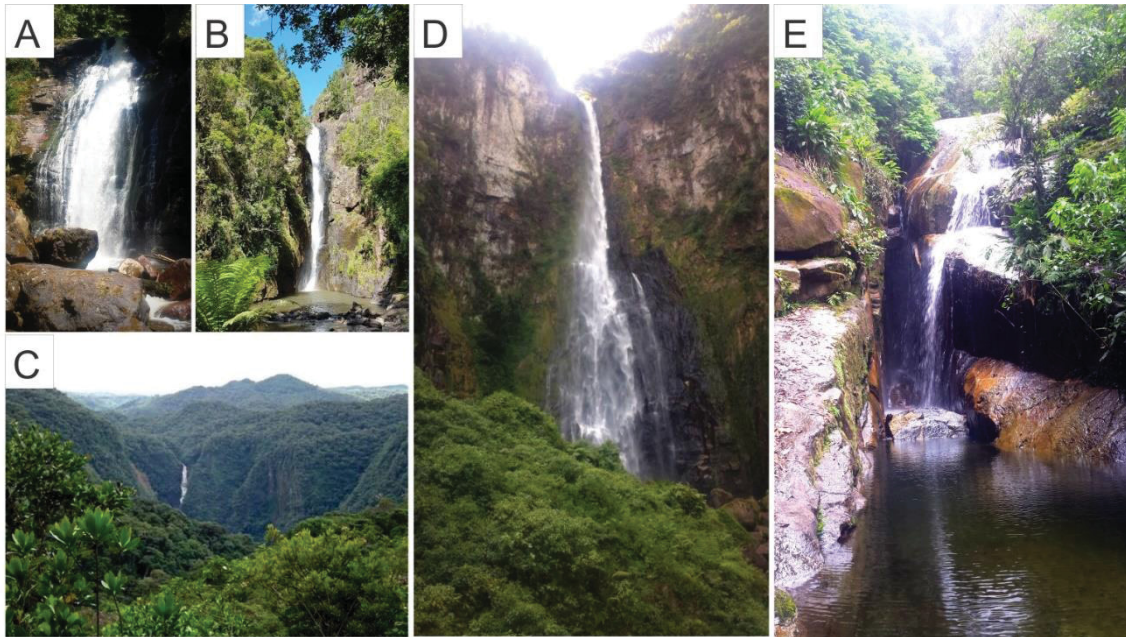


Figura 35: Cachoeiras do Suspiro (A) e Salto Grande (D), Corupá (SC), bacia do rio Itapocu; Cascata Paraíso (B), Campo Alegre (SC), proximidades da bacia do rio Itapocu; Cachoeira do Quiriri (C), Quiriri (SC), bacia do rio Cubatão Norte; Cachoeira do Casarão (E), Vila do Glória (SC), bacia do rio Saí-Mirim.

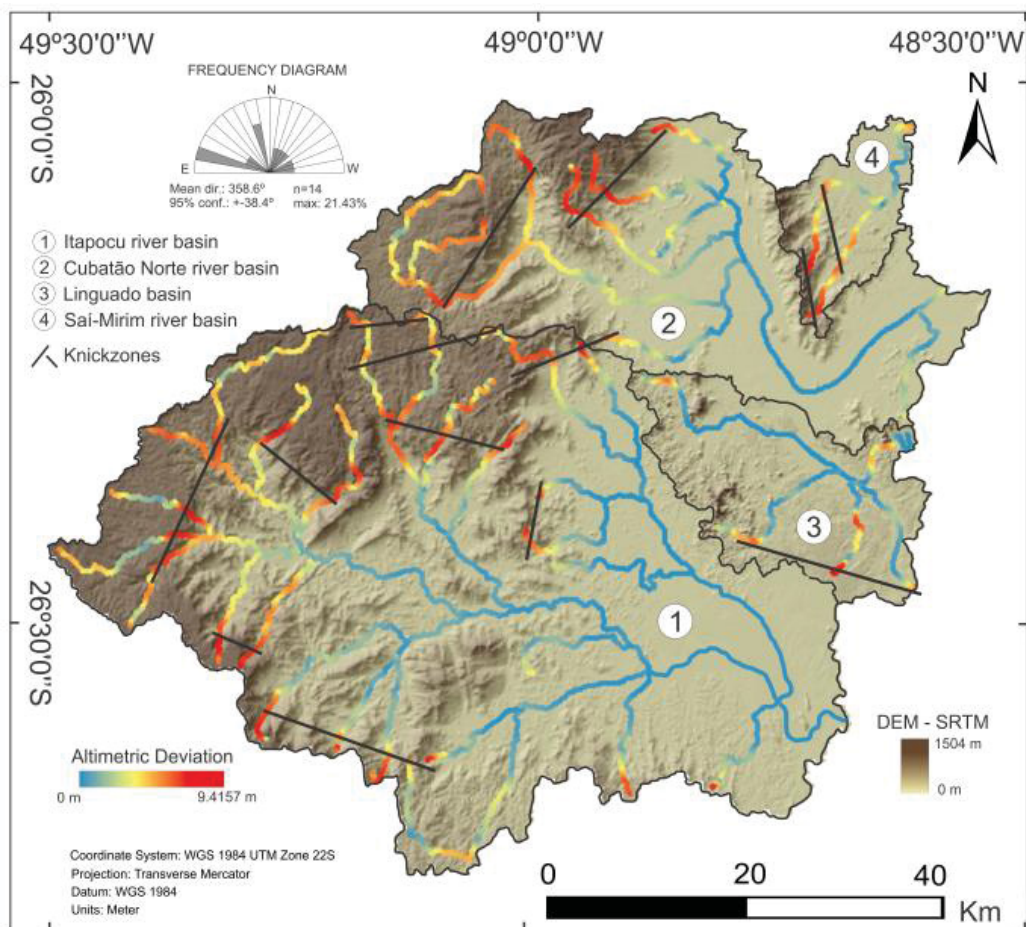


Figura 36: Mapa de distribuição dos knickpoints nas bacias analisadas, com destaque para a orientação NNW-SSE das principais knickzones.

O mapa de knickpoints da bacia do rio Itapocu (figura 37) evidencia que o rio Itapocu, canal principal da bacia apresenta rupturas de declive associadas à zona de cabeceira do rio, localizada no domínio geomorfológico da Serra do Mar. Na planície costeira, verifica-se a predominância de formas de relevo planas e suaves em comparação com os desníveis da serra, possivelmente em função de uma suavização dos knickpoints costeiros que esconde possíveis zonas de declive devido ao grande contraste altimétrico entre os dois compartimentos geomorfológicos. Os desvios altimétricos mais acentuados estão associados aos tributários Novo e Itapocuzinho e correspondem a zonas de escarpamento orientadas segundo NE-SW. Observa-se ainda que esses desvios encontram-se alinhados na direção WNW-ESE em algumas porções da bacia, direção correspondente a orientação do canal principal

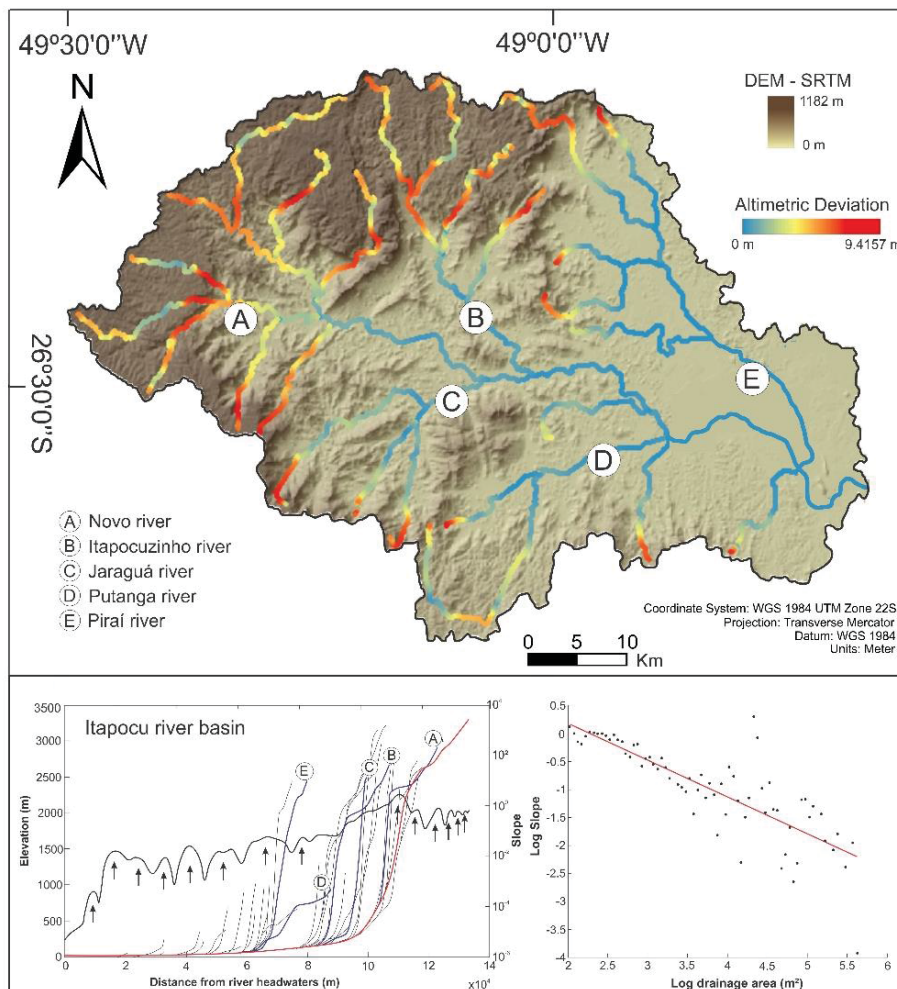


Figura 37: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Itapocu. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Itapocu (rio Novo, rio Itapocuzinho, rio Jaraguá, rio Putanga e rio Pirai). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à sua declividade. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Itapocu.



O gráfico de regressão linear do canal principal reflete três gerações principais de knickpoints, sendo duas de natureza tectônicas à montante e uma por erosão diferencial a jusante. As rupturas de origem tectônica tendem a formar patamares nos gráficos de regressão linear, conforme observado na figura 37, enquanto que os knickpoints associados à erosão remontante tendem a ocorrer de forma dispersa, em nuvens de pontos. Nesse gráfico, é possível identificar nitidamente o limite geomorfológico entre a escarpa NE-SW da Serra do Mar e a planície costeira, marcada pela segunda geração de knickpoints tectônicos.

A análise dos perfis longitudinais do rio Itapocu e seus principais tributários, rio Novo, rio Itapocuzinho, rio Jaraguá, rio Putanga e rio Pirai (figura 38), sugere que existem dois níveis altimétricos de concentração de knickpoints, sendo um primeiro entre 2000 e 1000 metros associado às cabeceiras das drenagens e outro em aproximadamente 500 metros, evidente apenas no perfil longitudinal do rio Putanga cujo curso encontra-se inteiramente no domínio da planície costeira.

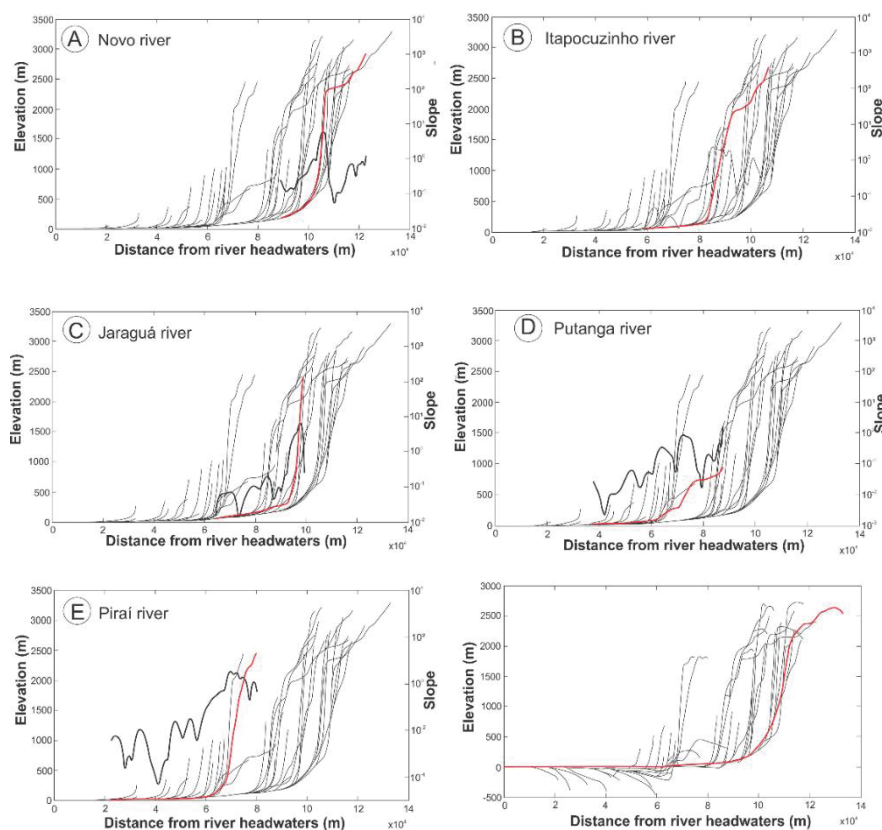


Figura 38: Perfis longitudinais dos principais afluentes do rio Itapocu, sendo eles: (A) rio Novo, (B) rio Itapocuzinho, (C) rio Jaraguá, (D) rio Putanga e (E) rio Pirai. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários.

O rio Novo é um afluente da margem direita da bacia que corre principalmente sobre o relevo montanhoso da Serra do Mar e apresenta duas convexidades principais nas cotas aproximadas de 2600 e 2400 metros, sendo a primeira responsável por um desnível de 200 metros ainda no domínio da Serra do Mar e a segunda por um bem mais acentuado de 2200 metros associado ao limite entre a escarpa da serra e a planície. O curso do rio possui um desvio altimétrico de até 2000 metros com relação ao perfil ideal de equilíbrio calculado pelo método.

Já o rio Itapocuzinho corresponde a um tributário da margem esquerda da bacia que corre ao longo da Serra do Mar e possui três convexidades principais no perfil longitudinal, sendo uma primeira na cota 2500 metros, uma segunda em aproximadamente 2200 e uma terceira em 2000 metros. Os desníveis associados correspondem, respectivamente, a 300, 200 e 1800 metros, sendo o último e mais importante deles ligado ao limite entre a serra e a planície de forma semelhante ao rio Novo. Pode-se dizer ainda que o canal apresenta-se desviado cerca de 1900 metros do seu perfil de equilíbrio.

O rio Jaraguá, afluente da margem direita da bacia também apresenta a primeira de suas rupturas principais associada ao escarpamento NE-SW da Serra do Mar em aproximadamente 2200 metros, além de duas outras mais suaves localizadas em seu baixo curso ao longo da planície, sendo uma em cerca de 300 metros e outra em 200 metros. Os desníveis correspondentes são de 1900, 100 e 200 metros, respectivamente e o desvio com relação ao perfil ideal é de aproximadamente 1900 metros.

O rio Putanga corresponde a um tributário da margem direita da bacia cujo curso corre quase que totalmente sobre a planície costeira. A ruptura de declive mais acentuada encontra-se associada a anomalia de drenagem em arco orientada segundo N-S já descrita no extremo sul da bacia, correspondendo a cota de aproximadamente 900 metros. Outras duas zonas mais transicionais de knickpoints estão associadas às cotas de 400 e 100 metros, resultando em desníveis de 500, 300 e 100 metros respectivamente. O desvio altimétrico do perfil ideal é de aproximadamente 500 metros.



Já o rio Piraí, afluente mais importante do rio Itapocu encontra-se localizado na margem esquerda da bacia e de forma semelhante ao rio Putanga tem a quase totalidade do seu curso na planície costeira, contando apenas com sua nascente no domínio da Serra do Mar. Dessa forma, o principal knickpoint do seu perfil está justamente associado ao limite entre seu alto curso na serra e o baixo curso na planície, ruptura que se dá aproximadamente na cota de 2300 metros e ocorre junto a uma escarpa de direção NE-SW. O desvio altimétrico do perfil ideal é de cerca de 2000 metros. Embora as rupturas nos trechos da planície tenham sido suavizados em função de seu contraste topográfico com a escarpa da serra, o perfil exagerado do canal denota a presença de ao menos quatro vales suaves em seu baixo curso, possivelmente associados a lineamentos de relevo com direção NE-SW.

O mapa de knickpoints da bacia do rio Cubatão (figura 39) apresenta uma distinção ainda mais evidente entre os dois compartimentos geomorfológicos da área, concentrando as rupturas mais acentuadas na região das escarpas e reversos da Serra do Mar e os perfis mais suaves ao longo da planície costeira. Conforme já descrito, o canal principal abrange uma série de anomalias de drenagem desde sua nascente na Serra do Mar, sofrendo diversas inflexões abruptas e anômalas até sua desembocadura no Oceano Atlântico, onde forma junto ao canal do Linguado a baía da Babitonga.

O perfil longitudinal do rio Cubatão reflete a presença de ao menos quatro rupturas de declive principais associadas às cotas de 900, 850, 800 e 100 metros. O gráfico de regressão linear retrata ainda um padrão de geração de knickpoints tectônicos associado ao limite da escarpa NE-SW da Serra do Mar, a partir do qual os pontos do gráfico passam a ter uma distribuição mais dispersa ao longo da planície, fato possivelmente relacionado a intensa erosão ali atuante.

O rio Quiriri, afluente da margem esquerda da bacia encaixado em um vale profundo orientado segundo N-S possui duas principais convexidades em seu perfil longitudinal (figura 40), sendo uma na cota de 750 metros e outra em aproximadamente 150 metros. Toda a extensão do rio é formada por zonas de desvios altos e intermediários, sendo, portanto, um rio tipicamente montanhoso com diversas corredeiras e cachoeiras associadas aos dois desníveis principais de 600 e 100 metros.

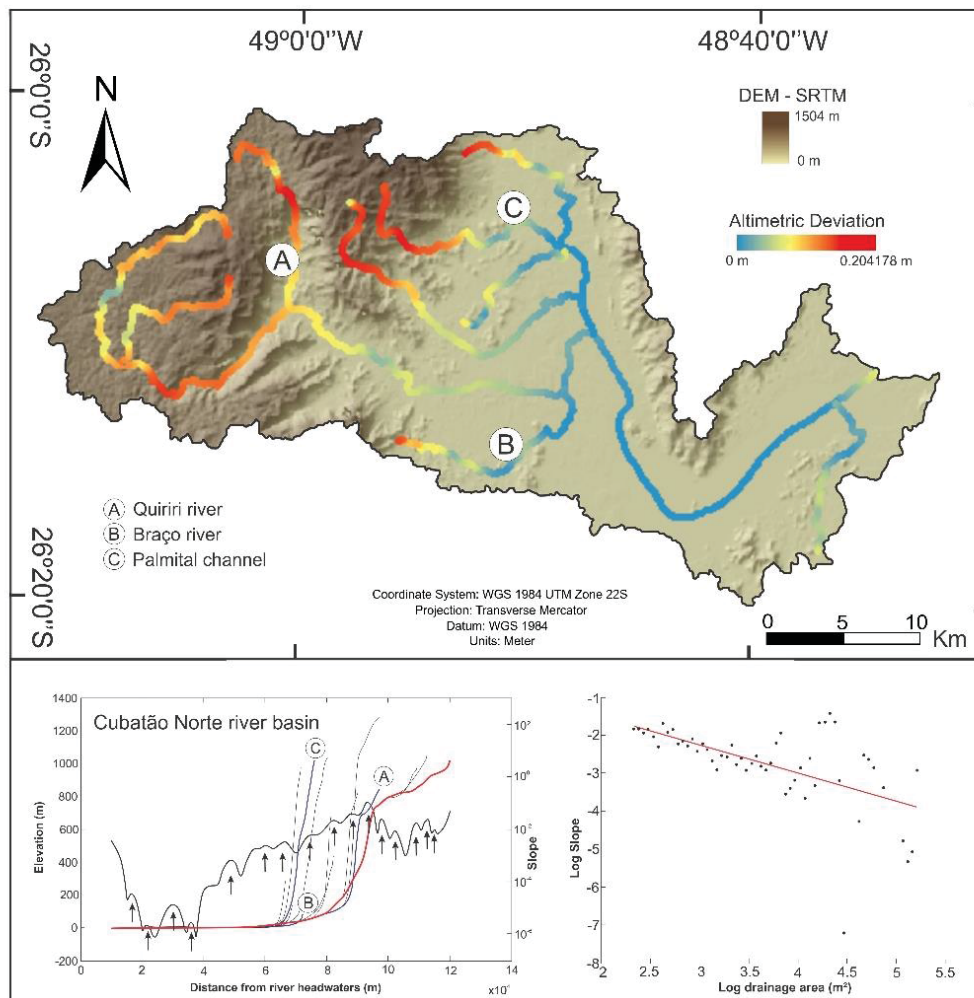


Figura 39: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Cubatão Norte. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Cubatão Norte (rio Quiriri, rio do Braço e canal do Palmital). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do canal do rio Cubatão Norte. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Cubatão Norte.

O desvio altimétrico do rio com relação ao perfil ideal calculado pelo algoritmo é de 500 metros, evidenciando um desequilíbrio possivelmente associado à uma tectônica recente que também teria sido responsável pela geração das anomalias de drenagem e desenvolvimento das escarpas acentuadas da região.

O rio do Braço corresponde a um afluente da margem direita da bacia do rio Cubatão e está inserido quase que inteiramente no domínio geomorfológico da planície costeira. A principal ruptura de declive em seu perfil longitudinal ocorre próxima a sua nascente na base de uma escarpa NE-SW da Serra do Mar, na cota aproximada de 50 metros. O canal encontra-se cerca de 40 metros

abaixo de seu perfil de equilíbrio ideal, refletindo um intenso rebaixamento do nível de base local.

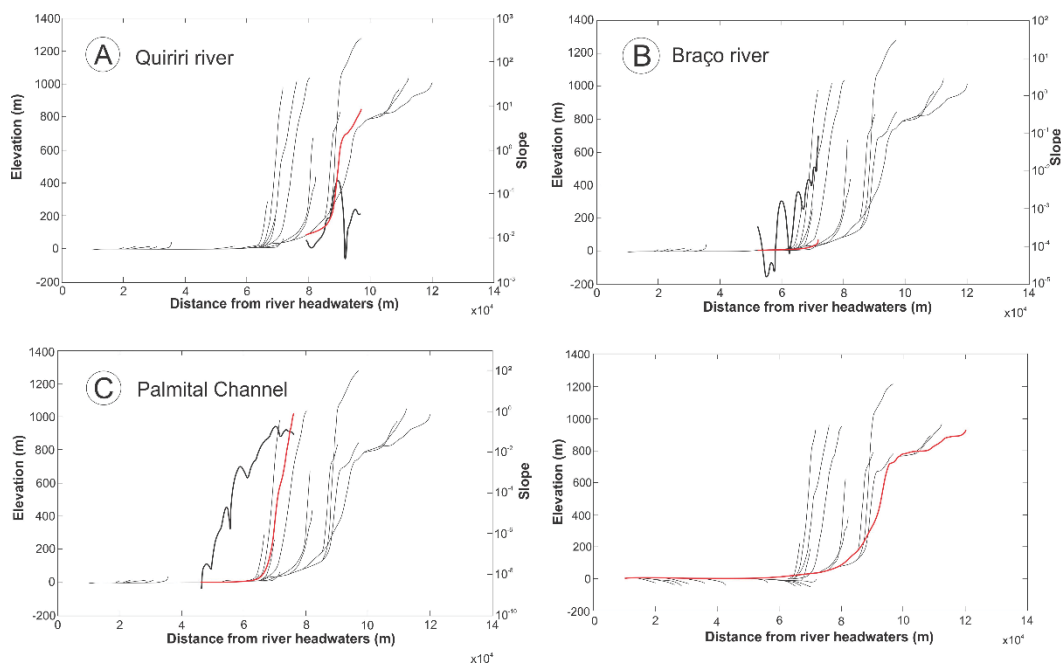


Figura 40: Perfis longitudinais dos principais afluentes do rio Cubatão Norte, sendo eles: (A) rio Quiriri, (B) rio do Braço e (C) canal do Palmital. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários.

Já o tributário associado ao canal do Palmital corresponde a um afluente localizado na margem esquerda da bacia que apresenta uma zona de rupturas acentuadas em seu alto curso principalmente nas cotas de 1000 e 600 metros. Os desníveis de 400 e 600 metros estão associados ao limite entre a escarpa da Serra do Mar que abriga a cabeceira do rio e a planície costeira onde o mesmo continua seu curso até desaguar no rio Cubatão que junto ao canal do Linguado compõem a Baía da Babitonga. Pode-se dizer que o desvio altimétrico do perfil ideal do canal é da ordem de 950 metros. Uma característica marcante na bacia do rio Cubatão é a presença de knickpoints alinhados na direção NE-SW, sugerindo um possível controle tectônico dessas rupturas.

O mapa de knickpoints da bacia do rio Linguado (figura 41) retrata a distribuição das rupturas de declive associadas unicamente ao domínio geomorfológico da planície costeira, sendo, portanto, um bom indicador dos níveis altimétricos mais relevantes na geração de desníveis nos perfis das drenagens e consequentemente na evolução da paisagem local.

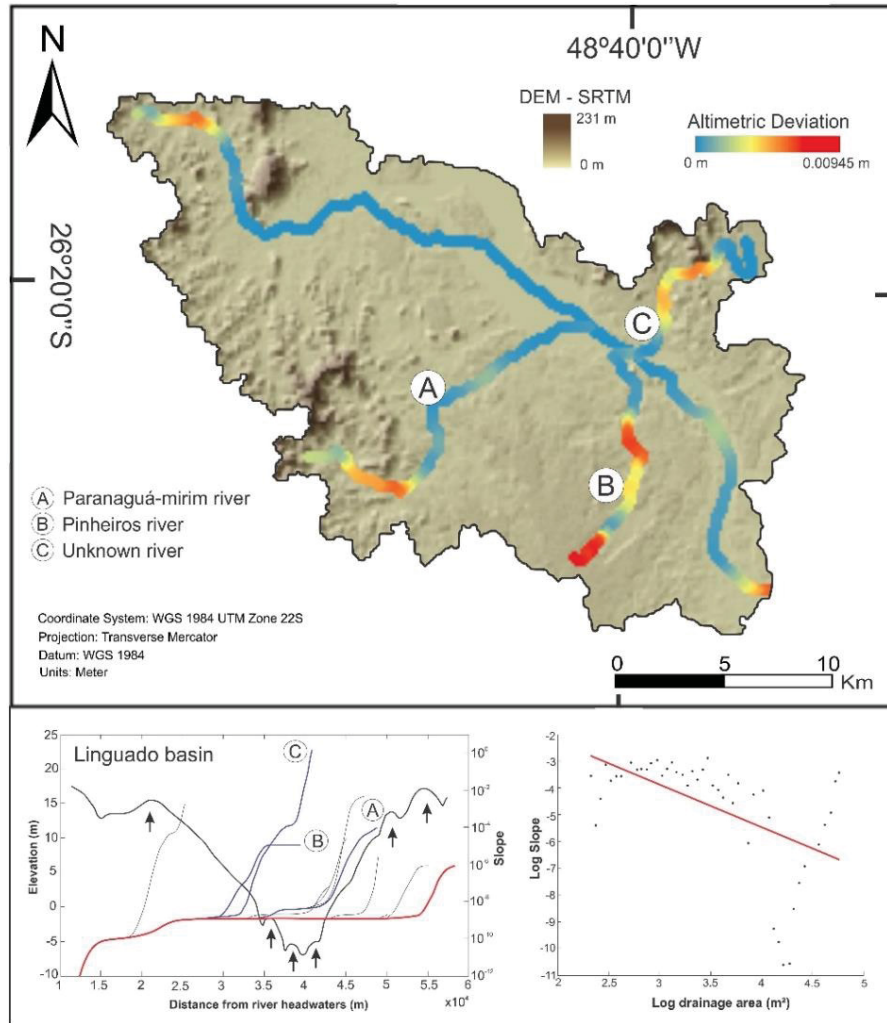


Figura 41: Distribuição dos knickpoints na bacia do Linguado. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do Linguado (rio Paranaguá-Mirim, rio Pinheiros e rio inominado). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do canal do Linguado. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do Linguado.

O gráfico de regressão linear evidencia uma possível geração tectônica de knickpoints na cabeceira da bacia marcada por um trend linear de pontos no gráfico, seguido por uma maior dispersão dos dados associada a uma geração atectônica por erosão e uma anomalia indefinida provavelmente relacionada às cotas negativas presentes unicamente nessa bacia ou ainda à intervenção antrópica de barramento na foz do canal principal.

O canal principal tem sua nascente nos terrenos centrais mais acidentados da própria planície costeira e pode ter sido resultado de uma possível captura das drenagens que desembocavam junto ao canal do Linguado pelas estruturas NW-SE que controlam a porção leste da bacia do rio Cubatão,

resultando em uma avulsão e conseqüente individualização de um dos braços que viriam a formar a baía da Babitonga. Dessa forma, a bacia é tratada como um sistema fluvial com influência marinha, abrangendo em geral cotas muito baixas em comparação com as demais bacias estudadas, sendo comuns inclusive cotas negativas associadas a um fluxo submarino do canal em direção ao Oceano Atlântico atualmente interrompido por ação antrópica.

A principal ruptura de declive está associada aos lineamentos de relevo N-S e NW-SE presentes à montante do canal, correspondendo a uma cota aproximada de 5 metros (figura 42). Duas outras convexidades no perfil foram descritas nas cotas de -2 e -5 metros, retratando rebaixamentos do nível de base do relevo subaquático. O perfil exagerado do canal revela a tendência de formação de um vale na porção central da bacia, que pode estar relacionado a um possível alinhamento N-S dos knickpoints mais acentuados do rio Pinheiros e de outro inominado.

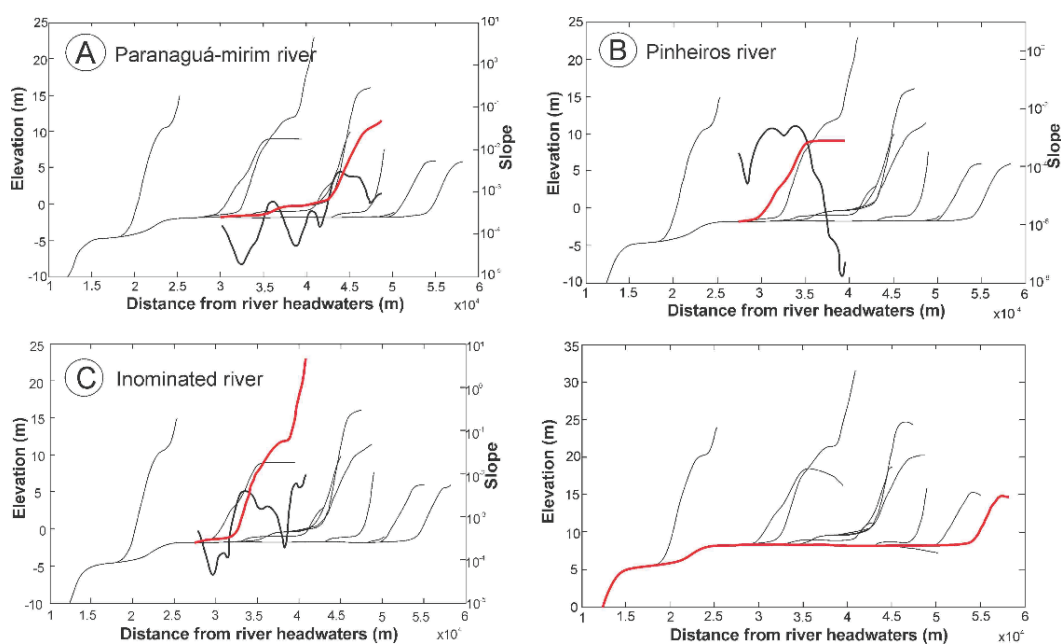


Figura 42: Perfis longitudinais dos principais afluentes do canal do Linguado, sendo eles: (A) rio Paranaguá-Mirim, (B) rio Pinheiros e (C) e rio inominado. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seus tributários.

O rio Paranaguá-mirim corresponde a um tributário da margem direita da bacia e apresenta suas principais rupturas de declive nas cotas de 10, 0 e -2

metros, mostrando um desvio altimétrico do seu perfil ideal de aproximadamente 10 metros. Já o rio Pinheiros, também um afluente da margem direita da bacia do Linguado, tem seus knickpoints mais importantes dispostos nas cotas de 10, 4, -2 metros, mostrando desvio altimétrico de 10 metros do seu perfil de equilíbrio ideal. O tributário inominado da margem esquerda da bacia apresenta convexidades em seu perfil longitudinal nas cotas de 12 e -2 metros, mostrando um desvio altimétrico de aproximadamente 15 metros em relação ao perfil ideal da bacia. Embora as variações altimétricas para a bacia sejam relativamente baixas, foi possível identificar a presença de diversas rupturas de declive inclusive no relevo submarino.

A distribuição gráfica dos knickpoints na bacia do rio Saí-Mirim (figura 43) reflete as principais rupturas de declive relacionadas a escarpa leste da Serra do Mar orientada segundo NW-SE que abriga a nascente do canal principal e seu tributário mais importante, o rio Bom Futuro. A análise do gráfico de regressão linear revela um trend de knickpoints no centro dos dados que é tanto precedido como sucedido por duas “nuvens” de pontos dispersos.

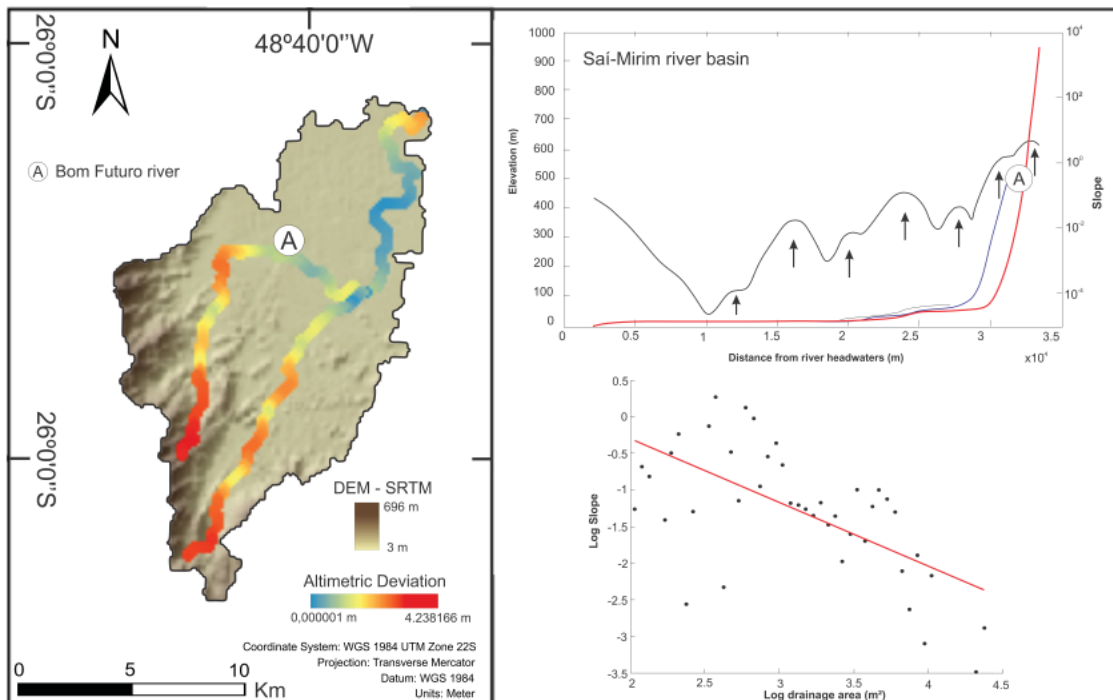


Figura 43: Distribuição dos knickpoints na bacia do rio Saí-Mirim. (2) Perfis longitudinais dos principais canais do rio Saí-Mirim (rio Bom Futuro). A linha vermelha contínua representa o canal principal e a linha destacada em preto corresponde à declividade do rio Saí-Mirim. As setas indicam as diversas convexidades encontradas ao longo do canal principal. (3) Gráfico de regressão linear para a bacia do rio Saí-Mirim.



O canal principal da bacia apresenta duas importantes zonas de knickpoints nas cotas de 600 e 100 metros e marcadas por desníveis de 500 e 100 metros, respectivamente. Embora corra quase que inteiramente sobre o relevo plano e suave da planície costeira, o perfil exagerado do canal revela a existência de diversas convexidades ao longo de seu curso que, embora não formem vales profundos e marcantes, estão associadas a lineamentos de relevo de direção NW-SE muito frequentes nessa porção da área.

O rio Bom Futuro corresponde a um afluente da margem esquerda da bacia marcado por uma ruptura mais acentuada em seu perfil longitudinal na cota aproximada de 600 metros e outra mais suave na de 50 metros (figura 44). O primeiro desnível de 550 metros corresponde ao limite entre a escarpa leste da Serra do Mar e a planície costeira enquanto que o segundo está possivelmente relacionado a queda do nível de base na própria planície associada a lineamentos de relevo e drenagem de 1ª e 2ª ordem com direção NW-SW que por sua vez podem corresponder à resposta da paisagem à reativações recentes da Zona de Cisalhamento Palmital.

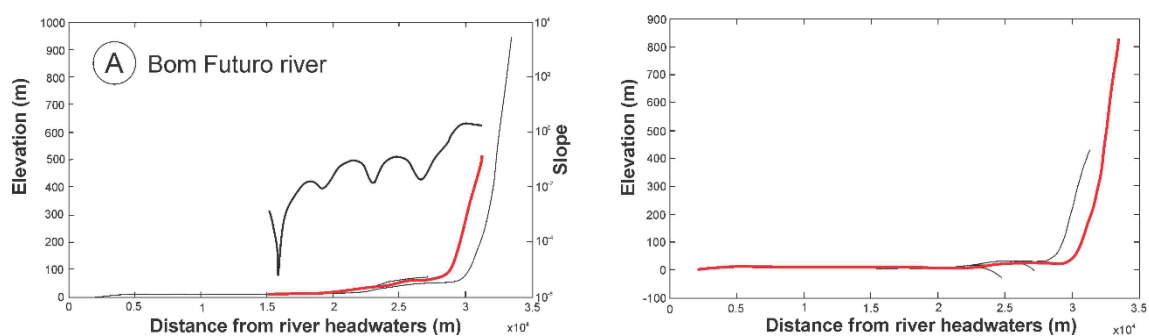


Figura 44: Perfil longitudinal do principal afluente do canal do Linguado: (A) rio Bom Futuro. O último quadro corresponde ao desvio altimétrico em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal e seu tributário.

### *Análise Magnetométrica*

As análises geofísicas foram analisadas a fim de se tentar obter uma correlação das estruturas em profundidade com os resultados morfométricos obtidos. Com relação à estruturação tectônica da área, é possível estabelecer que os lineamentos magnetoestruturais locais revelaram ao menos quatro direções principais, sendo elas: NW-SE, NE-SW, N-S e E-W. Por outro lado, as principais falhas interpretadas apresentam direção NW-SE e NE-SW,

congruentes com a direção das duas principais morfoestruturas que cortam a área de estudo: a escarpa NE-SW da Serra do Mar e a Zona de Cisalhamento Palmital (ZCP), estruturas extensas e penetrativas que balizam a geometria do Terreno Paranaguá Meridional (Cury, 2007). Segundo Castro & Ferreira (2015), a estrutura que separa o Domínio Luís Alves do Bloco Paranaguá em toda a porção sul do Cinturão Ribeira é a ZCA; no entanto, verifica-se que abaixo da intersecção entre as duas zonas de cisalhamento a norte da área o contato tectônico que limita o Bloco Paranaguá em relação ao Domínio Luís Alves passa a ser a ZCP. É possível verificar ainda que o lineamento Palmital, de direção NW-SE condiciona a morfologia litorânea, marcada por importantes reentrâncias como a Baía de Babitonga, cujos canais encontram-se orientados segundo NW-SE junto à ZCP. O grid principal (CMA-RTP-Niv-UW200) (figura 45) ressalta nitidamente o controle estrutural das anomalias magnéticas, separadas por extensos lineamentos na região de estudo. Dessa forma, utilizou-se o mapa ISA (figura 46) para o traçado das principais estruturas.

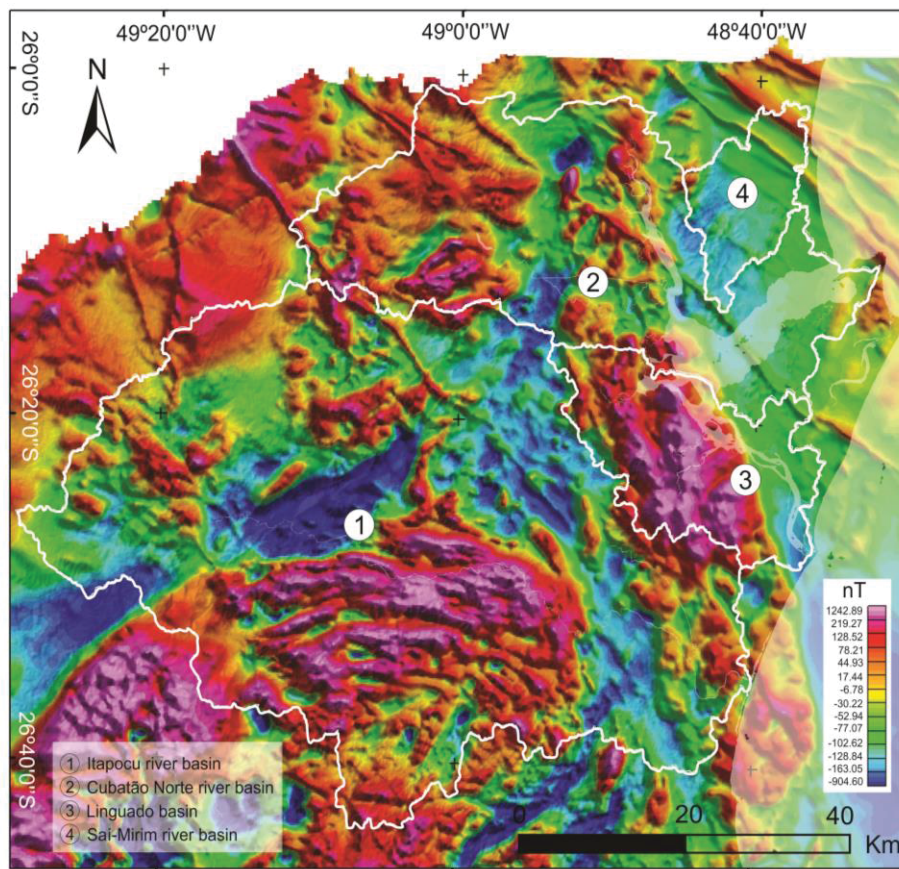


Figura 45: Mapa do grid principal (CMA-RTP-Niv-UW200). O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) foi reduzido ao pólo, micronivelado e continuado para 200 metros de voo.



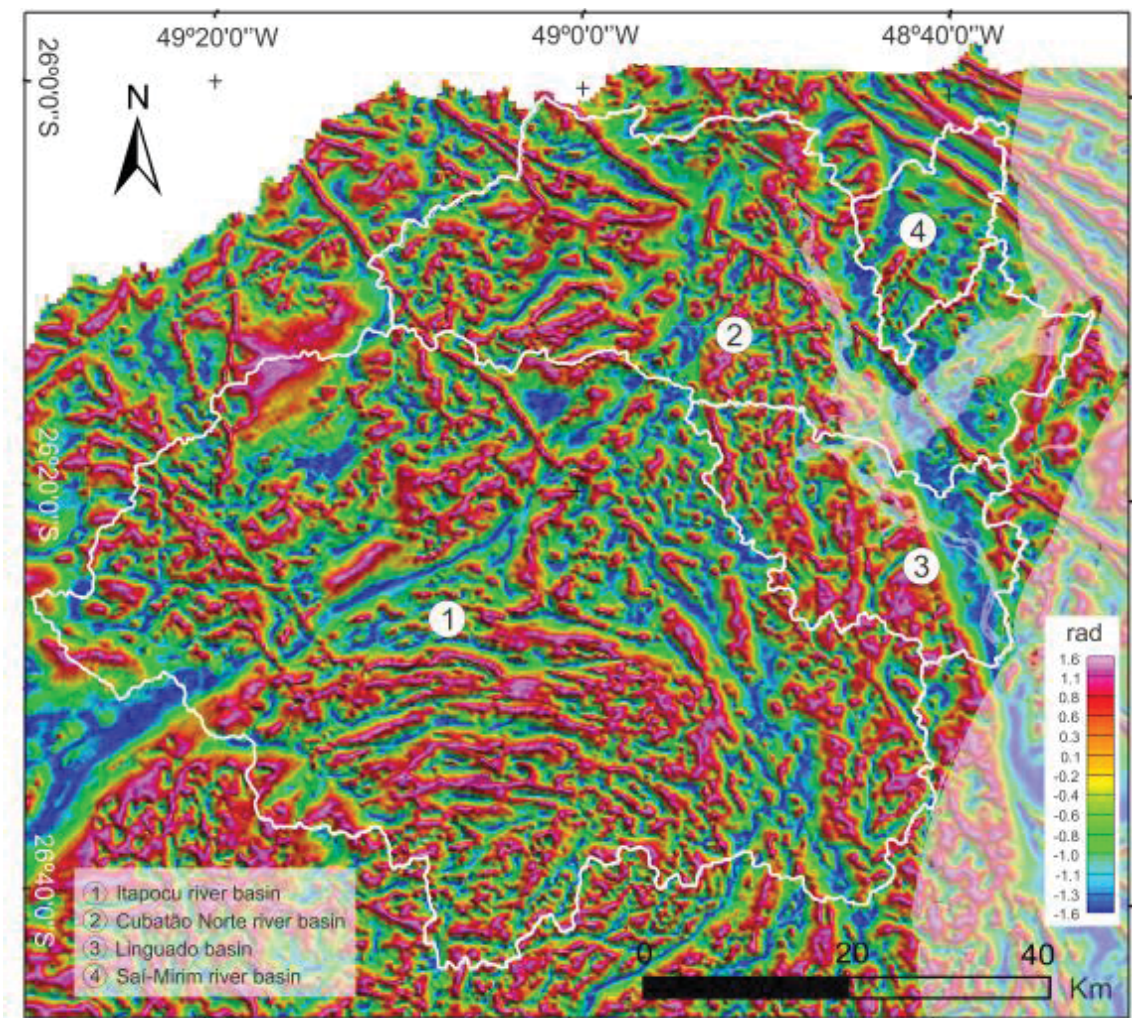


Figura 46: Mapa do ISA (Inclinação do Sinal Analítico), utilizado como base para extração dos lineamentos magnetoestruturais.

### 6.5 Discussões e Conclusões

A partir da análise dos resultados obtidos, foi possível estabelecer uma importante correlação entre a geomorfologia da área e os dados aeromagnetométricos. A geomorfologia da área é marcada por intensa dissecação do relevo, evidenciada por grandes desníveis altimétricos associados à escarpa da Serra do Mar que podem alcançar até os 1200 metros na porção norte da área. Embora a área apresente principalmente formas de relevo planas (36,79%) a fortemente onduladas (17,14%) associadas à Planície Costeira e aos planaltos da Serra do Mar, declividades fortes a montanhosas (2,85%) ocorrem ao longo das escarpas NE-SW e NW-SE. Tais morfoestruturas

encontram-se bem delimitadas no mapa do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR), que revela ainda zonas preferenciais de recuo da escarpa NE-SW muitas vezes marcadas por vales íngremes, canyons e cachoeiras orientadas segundo essa direção.

A análise dos lineamentos de relevo aponta direção preferencial NW-SE (N40W a N70W), e secundariamente N-S (N10W a N20W) e NE-SW (N50E). Os lineamentos NW-SE destacam-se por sua concordância com a estruturação da escarpa leste da Serra do Mar, bem como da baía da Babitonga, cujos braços encontram-se alinhados nessa direção. A elevada frequência desses lineamentos também pode estar associada à ocorrência de diques na região, que embora não estejam visivelmente expostos em superfície foram identificados na análise dos dados magnetométricos. Tais direções refletem ainda uma importante zona de cisalhamento do Neoproterozoico com cinemática sinistral, denominada Zona de Cisalhamento do Palmital (Cury, 2007), cujos lineamentos NNW-SSE podem ter sido reativados por eventos tectônicos mais recentes que aparentam controlar a paisagem da região. Já os lineamentos de relevo N-S são mais restritos à porção sul da área, onde ocorrem junto a lineamentos de drenagem de 1ª e 2ª ordem e anomalias retilíneas orientadas segundo essa direção. Tais associações sugerem que os lineamentos N-S estão relacionados a uma tectônica recente em função de sua influência na modificação da rede de drenagem (Salamuni, 1998). Os lineamentos NE-SW delimitam a escarpa NE-SW da Serra do Mar, sendo mais relevantes do ponto de vista tectônico os NNE-SSW e o N60E que controla o curso principal da baía da Babitonga e é ortogonal à direção de seus braços.

A análise do fator de assimetria das bacias indica que a bacia do rio Itapocu (principalmente a bacia do rio Pirai) e a bacia do Linguado encontram-se basculadas para NE, enquanto que a bacia do rio Cubatão Norte, situada imediatamente acima dessas, mostra acentuado basculamento para NW-SE. Dessa forma, delimita-se no contato entre as bacias uma zona-alvo para investigação tectônica com direção aproximada N40W. Há ainda um outro contato importante a ser considerado entre as bacias do rio Saí Mirim (basculada para SE), Cubatão Norte e Linguado, que coincide ainda com a direção N60E

que delimita o canal principal da baía da Babitonga e é bem marcada tanto nos lineamentos de relevo, de drenagem e nos magnetoestruturais.

Os mapas de knickpoints e os perfis longitudinais revelam que todos os rios analisados encontram-se desviados em relação a seus perfis altimétricos ideais. A presença de rupturas de declive orientadas segundo direções preferenciais originaram knickzones importantes com direção N60W e secundariamente NNW-SSE e N60E.

Na bacia do rio Itapocu ocorrem dois níveis altimétricos de concentração de knickpoints, sendo um entre 2000 e 1000 metros associado às cabeceiras das drenagens e outro em aproximadamente 500 metros na planície costeira, evidenciando um desenvolvimento de patamares no relevo fluvial que podem estar relacionados à atividade tectônica e são retratados também no gráfico de regressão linear da bacia. Os desvios altimétricos mais acentuados encontram-se associados aos tributários Novo e Itapocuzinho correspondem a zonas de escarpamento orientadas segundo NE-SW também delimitadas nas demais análises morfométricas.

Foi possível verificar que de maneira geral ocorre um recuo dos knickpoints para montante dos rios, recuo provavelmente associado à intensa erosão que afetou a bacia. Dessa forma, a presença de elementos de relevo e drenagem que sugerem controle tectônico nas escarpas da Serra do Mar somada à disposição preferencial dos knickpoints nas cabeceiras das drenagens sugere que os processos tectônicos recentes podem ter sido responsáveis pelo desencadeamento da erosão acentuada nessa região, comportando-se não só como precursores, mas ainda como catalisadores na evolução da paisagem da bacia. Nesse contexto, a evolução teria iniciado a partir de uma orientação preferencial das escarpas segundo NE-SW e posterior ativação de estruturas WNW-ESE que passaram a controlar o curso principal do rio Itapocu bem como a disposição de knickpoints associados a alguns de seus tributários. Assim, pode-se concluir que houve ao menos duas gerações distintas de knickpoints, sendo uma primeira tectônica e uma segunda por rebaixamento do nível de base em função da erosão condicionada pelas estruturas reativadas e/ou neoformadas na primeira etapa de geração.

A bacia do rio Cubatão é marcada pela presença de knickpoints alinhados na direção NE-SW, mostrando ao menos quatro rupturas de declive principais associadas às cotas de 900, 850, 800 e 100 metros, sendo os dois primeiros desníveis de 50 metros possivelmente associados a um controle tectônico por estruturas N-S e E-W evidenciadas por lineamentos de 1ª e 2ª ordem na drenagem. Já o terceiro desnível de 700 metros já está relacionado ao limite da escarpa oeste da Serra do Mar e à planície costeira e é marcado pela presença de diversas corredeiras e encachoeiramentos, enquanto que o quarto desnível de 100 metros pode estar associado aos lineamentos de relevo que controlam a intensa dissecação da planície costeira especialmente onde afloram pontões do embasamento Luís Alves na área da bacia.

O mapa de knickpoints e os perfis longitudinais da bacia do rio Linguado retratam uma ruptura de declive principal associada aos lineamentos de relevo N-S e NW-SE presentes à montante do canal, sugerindo uma influência tectônica na configuração da paisagem local. Embora corra quase que inteiramente ao longo da planície costeira, desníveis de até 15 metros foram constatados associados ao trend N60W.

A bacia do rio Saí-Mirim, por sua vez apresenta seus knickpoints associados a escarpa leste da Serra do Mar orientada segundo NW-SE, marcados por desníveis de até 500 metros. Foi possível identificar diversas alterações bruscas no perfil da declividade na área da bacia, que somadas às tendências do gráfico de regressão linear revelam um possível controle tectônico principalmente na porção central da bacia onde os knickpoints de ambos os canais estudados se alinham segundo a direção NW-SE.

Dessa forma, é possível concluir que a análise dos knickpoints e perfis longitudinais sugerem forte controle estrutural das bacias analisadas, que aliada às demais análises morfométricas permitem por si só a comprovação da hipótese de controle tectônico da paisagem local. Os dados aerogeofísicos, por sua vez, permitiram uma melhor caracterização das morfoestruturas analisadas e, ainda, a obtenção de uma cronologia relativa das mesmas associada a eventos tectônicos recentes já descritos na literatura.

Com relação aos resultados aerogeofísicos, observa-se que as falhas interpretadas (figura 47) afetam diretamente o domínio dos diques NW-SE



associados ao Arco de Ponta Grossa, concentrados principalmente no extremo nordeste da área porém com ocorrências ao longo de toda sua extensão. Vale ressaltar que do ponto de vista da tectônica Cenozoica, eventualmente neogênicas ou mais nova, a presença de diques mostra-se favorável na identificação de falhas neoformadas ou reativadas, uma vez que os mesmos (de idade Juro-Cretácea) podem estar falhados em função de evento(s) tectônico(s) posterior(es).

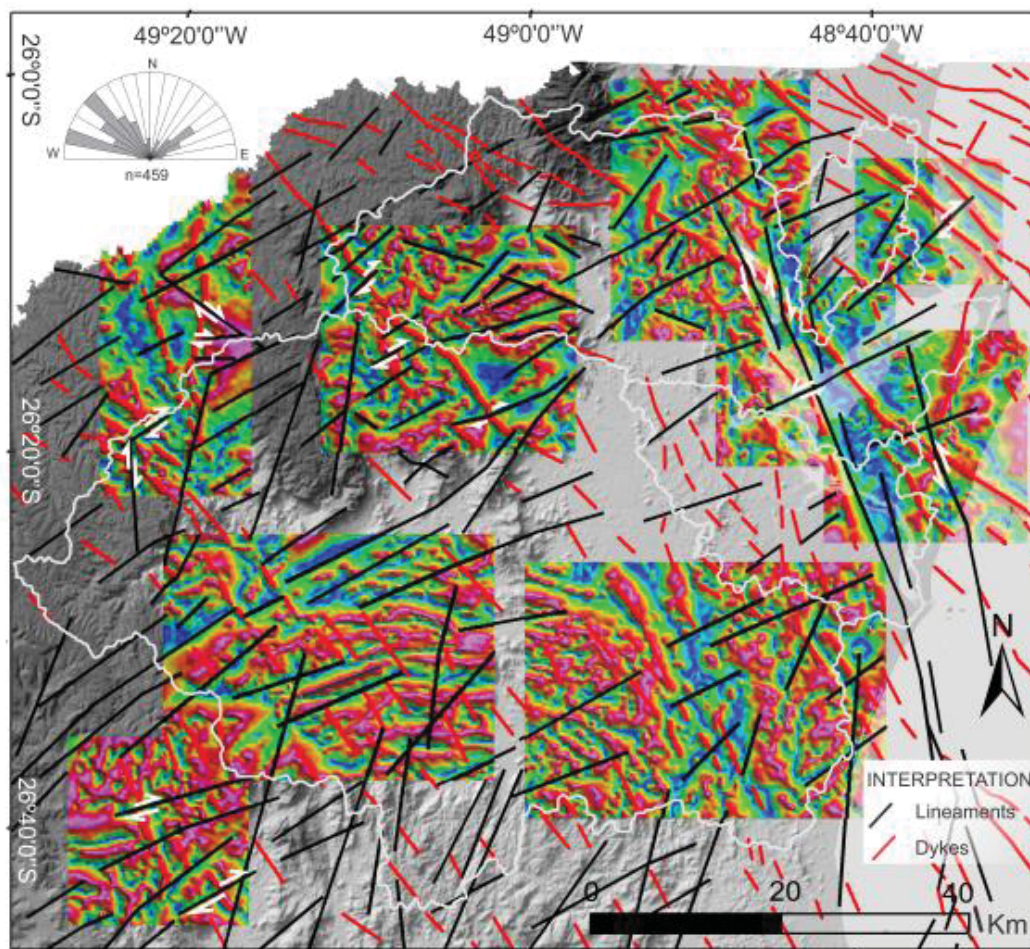


Figura 47: Principais lineamentos magnetoestruturais (em preto) interpretados afetando diques (em vermelho) de direção NW-SE. O trend principal dos lineamentos é N60E. Movimentações relativas dos diques associados às falhas encontram-se marcadas pelas setas em branco.

Sendo assim, é possível inferir a existência de ao menos um evento tectônico com trend principal NE-SW atuante após a colocação das intrusivas na região, que por sua vez se deu a partir de um arranjo pré-existente de fraturas NW-SE (distensão NE-SW) que condicionou a intrusão dos diques segundo essa direção no limite Juro-Cretáceo. Falhas NW-SE também foram interpretadas e

podem estar associadas desde a eventos antigos (até mesmo anteriores ao evento Serra Geral) até possíveis reativações mais recentes.

Considerando apenas as falhas que afetam os diques e não as direções dos diques em si, mostram-se mais frequentes as estruturas com direção aproximada N60E, interpretadas ao longo de toda a área de estudo com movimentação predominantemente dextral. A presença dessas estruturas corroboram com a hipótese de controle estrutural associado à zona de contato entre as bacias do rio Saí Mirim, Cubatão Norte e Linguado evidenciado pelos fatores de assimetria. Estruturas com direção N20E concentram-se na porção oeste da área, junto à escarpa NE-SW da Serra do Mar, e corroboram com os lineamentos de relevo e drenagem analisados. Vale ressaltar que diversas estruturas interpretadas com direção N20W ocorrem próximas à escarpa NW-SE da Serra do Mar e à Zona de Cisalhamento Palmital, podendo estar relacionadas ao menos a duas fases de reativação da mesma a partir de falhas com cinemática dextral e sinistral interpretadas afetando diques na região.

A comparação entre os lineamentos magnetoestruturais, de drenagem e das knickzones determinadas a partir da concentração de knickpoints sugerem quatro direções principais ao longo da área que podem estar relacionadas a movimentações recentes, sendo elas: N20E, ao longo da escarpa NE-SW da Serra do Mar; N20W, na escarpa NW-SE da Serra do Mar; N60E, principalmente na porção centro-norte da área; e N60W, na porção centro-sul da mesma (figura 48). A figura 49 ilustra o controle morfoestrutural exercido pelos lineamentos magnetométricos principais no relevo. A sobreposição desses lineamentos no mapa do ICR e na rede de drenagem tornou evidente a nítida relação entre o escarpamento ENE-WSW da Serra do Mar e os principais lineamentos magnetoestruturais que seccionam os diques em profundidade.

Sendo assim, pode-se dizer que a partir da correlação dos dados aerogeofísicos e morfométricos da paisagem foi possível interpretar ao menos quatro zonas altamente influenciadas por movimentações tectônicas pós-cretácicas, conforme figura 50.



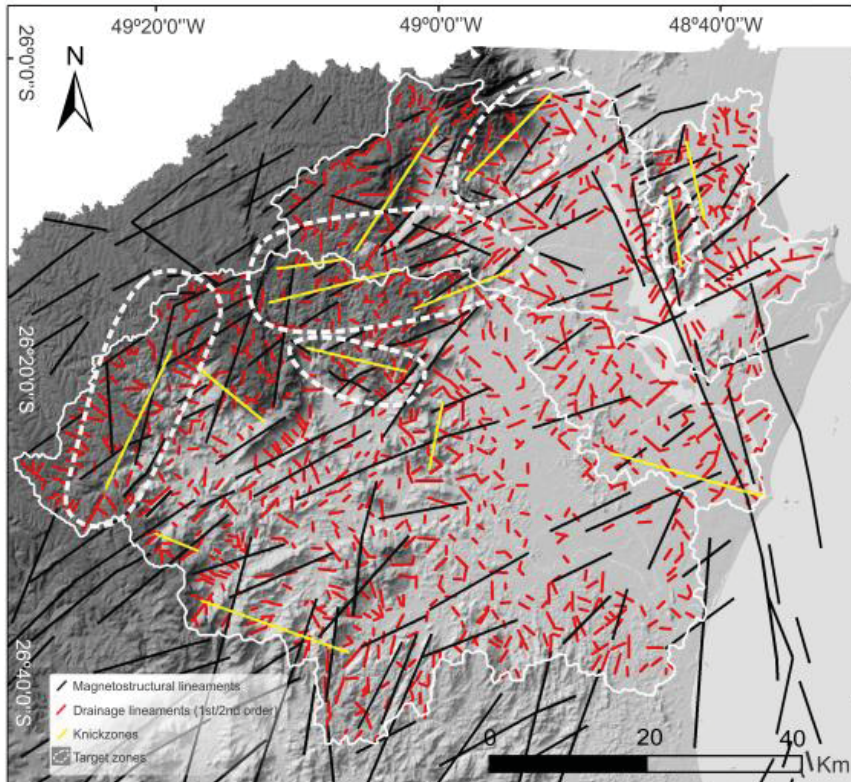


Figura 48: Integração dos lineamentos magneotectônicos (em preto), de drenagem (em vermelho) e knickzones (em amarelo), permitindo a delimitação de zonas preferencialmente relacionadas à tectônica recente (pontilhadas, em branco).

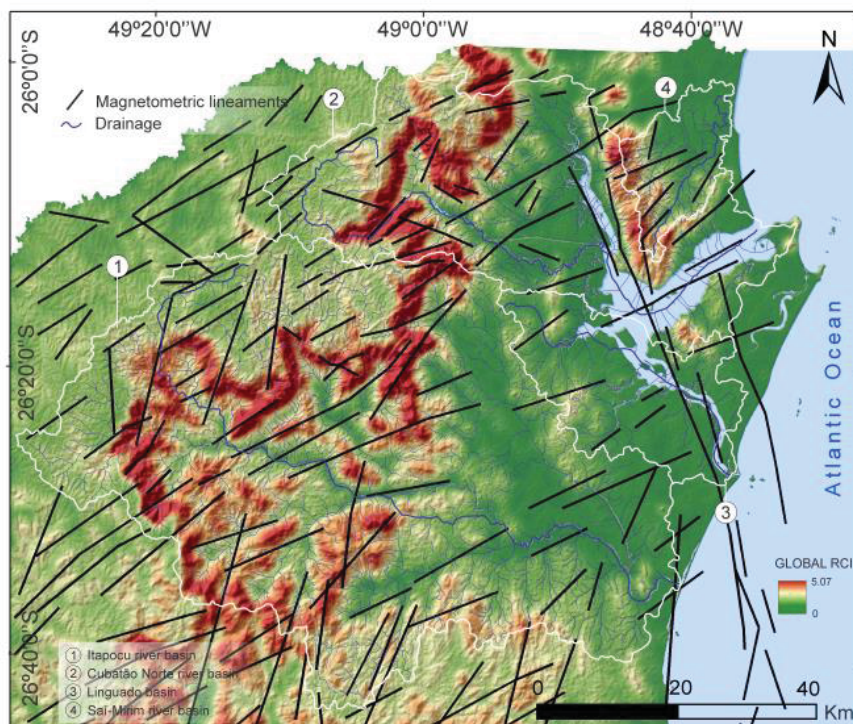


Figura 49: Integração dos lineamentos magneotectônicos (em preto), com o mapa do ICR e a rede de drenagem.

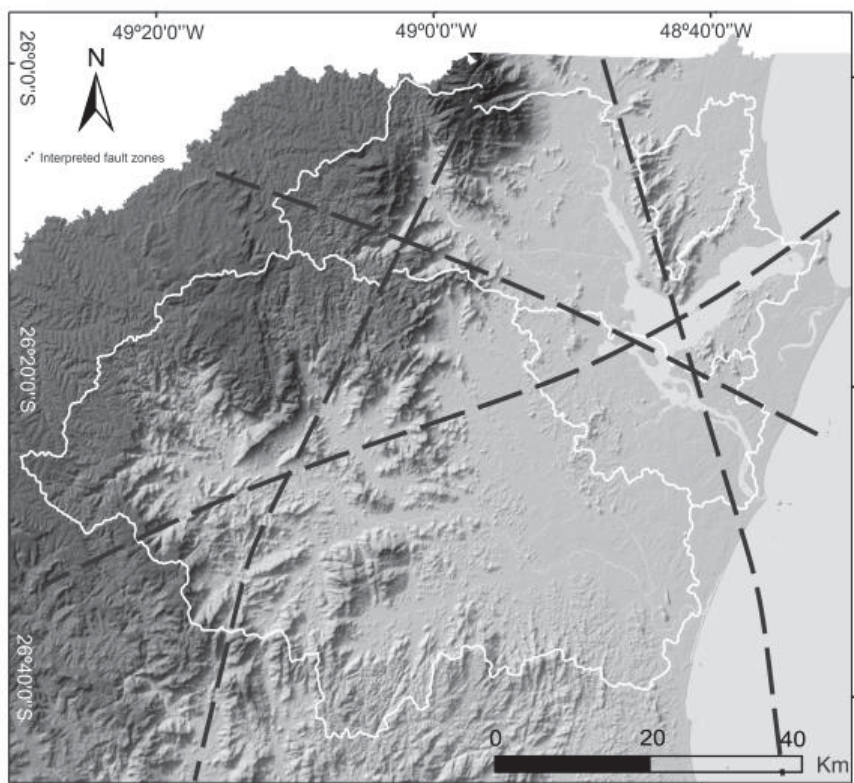


Figura 50: Localização aproximada das possíveis estruturas tectônicas que afetam a área identificadas a partir das análises morfométricas e magnetométricas.

Embora não seja possível uma caracterização detalhada acerca da cinemática das falhas interpretadas unicamente por meio dos métodos analisados, tais direções são coincidentes com as estruturas associadas a dois eventos tectônicos recentes descritos por diversos autores no sul do Brasil. O primeiro deles, associado a um  $SH_{max}$  compressivo N-S e  $Sh_{min}$  distensivo E-W compreende falhas transcorrentes sinistras NE-SW e dextrais NW-SE, sendo identificado por Chavez-Kus & Salamuni (2008) no Complexo Atuba em Curitiba (PR) e por Roldan (2007) e Jacques (2013) no Domo de Lages (SC) e considerado pelos autores um evento ativo a partir do Pleistoceno.

No entanto, as análises morfométricas e geofísicas sugerem que esse evento pode estar em atividade até os dias de hoje na área de estudo, estando associado a uma reativação dos grandes lineamentos N20E que controlam a escarpa NE-SW da Serra do Mar como um sistema de falhas transcorrentes com cinemática sinistral, bem como a uma primeira reativação com cinemática dextral dos lineamentos N20W associados a Zona de Cisalhamento Palmital, escarpa

NW-SE da Serra do Mar. A partir dessa fase dar-se-ia o início da estruturação do que viria a ser a baía da Babitonga, bem como ao controle das drenagens de 1ª e 2ª ordem, formação de anomalias e início do basculamento tectônico das bacias hidrográficas da área.

Um segundo evento que possivelmente afeta a área de estudo apresenta  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $SH_{min}$  distensivo NE-SW, tendo sido caracterizado por diversos autores e associado à idade holocênica nos trabalhos de Riccomini (1989) sobre as bacias tafrogênicas do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. Foi também identificado por Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) como um evento ativo do Paleógeno ao Neógeno e é compatível ainda com o stress atual E-W a WNW-ESE associado à borda leste da Placa Sul Americana no Holoceno (Riccomini & Assumpção, 1999; Salamuni, et al. 2004; Assumpção et al. 2016). Corresponderia a uma possível segunda reativação com cinemática transcorrente sinistral dos lineamentos N20W, uma vez que foram identificados nos dados geofísicos indícios de reativações duplas nos lineamentos NNW-SSE que acompanham a Zona de Cisalhamento Palmital. Estaria relacionado ainda aos lineamentos N60E identificados com cinemática predominantemente dextral na área de estudo.

Sendo assim, esse evento pode estar relacionado à configuração mais recente da paisagem na área junto ao evento N-S, possibilitando uma reativação de alguns planos associados à escarpa NW-SE da Serra do Mar como falhas transcorrentes sinistrais bem como o desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais N60E que controlam o braço final da baía da Babitonga (rio Cubatão Norte) antes de sua foz no Oceano Atlântico. Pode-se concluir, portanto, que a gênese da morfoestrutura da baía da Babitonga é tectônica, considerando que a planície costeira iniciou sua formação a partir do Mioceno Inferior com o estabelecimento de leques aluviais (Souza et al., 2002). A evolução da paisagem local teria ocorrido de forma rápida e intensa a partir desse período, culminando na atual configuração do relevo e das redes de drenagem.

## *6.6 Agradecimentos*

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Grupo Neotectônica pelo apoio no desenvolvimento da pesquisa; ao Núcleo de Geoprocessamento (NUGEO) pela infraestrutura disponibilizada; e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.



## 7 ARTIGO 2

### DEFORMAÇÃO RÚPTIL CENOZOICA NO SUL DO BRASIL E SUA INFLUÊNCIA NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM: UM ESTUDO DE CASO EM SANTA CATARINA

Viviane Barbosa Gimenez<sup>1</sup>, Eduardo Salamuni<sup>2</sup>, Edenilson Roberto do Nascimento<sup>3</sup>, Norberto Morales<sup>4</sup>, Jéssica Miranda dos Santos<sup>5</sup>, Willian Rudolf Lopes Peyerl<sup>5</sup>

<sup>1</sup> vivianebgimenez@yahoo.com.br Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro Politécnico, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Jardim das Américas - Curitiba - Paraná – Brasil. Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-980.

<sup>2</sup> salamuni@ufpr.br Departamento de Geologia, Centro Politécnico, Universidade Federal do Paraná. Caixa Postal 19.001 - Cep 81.531-980 - Jardim das Américas- Curitiba - Paraná – Brasil.

<sup>3</sup> deni\_ern@ufpr.br Departamento de Geografia, Centro Politécnico, Universidade Federal do Paraná. Caixa Postal 19.001 - Cep 81.531-980 - Jardim das Américas- Curitiba - Paraná – Brasil.

<sup>4</sup> nmorales@rc.unesp.br Departamento de Petrologia e Metalogenia, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Caixa Postal 178 – Cep 13506-900 – Vila Indaiá – Rio Claro – São Paulo – Brasil.

<sup>5</sup> mirandas.jessica@gmail.com; com e will.lopes.peyerl@gmail.com; Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro Politécnico, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Jardim das Américas - Curitiba - Paraná – Brasil. Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-980.

#### Resumo

O extremo nordeste de Santa Catarina é marcado por extensos lineamentos morfoestruturais que afetam unidades pré-cambrianas (ex.: Cinturão Dom Feliciano, Terreno Luís Alves, Terreno Curitiba, Terreno Paranaguá), mesozoicas (intrusivas básicas e alcalinas da Província Magmática do Paraná) e cenozoicas (coberturas superficiais da planície costeira e depósitos aluviais). Os lineamentos comportam-se como importantes condicionantes da paisagem local, que engloba duas regiões geomorfológicas: a Planície Costeira no centro-leste da área e as Escarpas e Reversos da Serra do Mar (SM) a oeste e localmente a leste. A morfologia do relevo e das drenagens na planície costeira e sua relação com eventos tectônicos recentes de caráter rúptil podem ser evidenciadas por registros sísmicos de baixa magnitude associados a lineamentos de relevo NE-SW e por outras morfoestruturas como a Baía da Babitonga, cujos braços encontram-se alinhados segundo as direções NW-SE e ENE-WSW. A direção NW-SE corresponde à Zona de Cisalhamento Palmital,

originalmente estabelecida como um conjunto de falhas proterozoicas sinistrais marcadas por possíveis reativações posteriores. Com base nesse arcabouço geológico e estrutural, o principal objetivo do estudo consistiu na caracterização morfoestrutural e morfotectônica de falhas reativadas e/ou neoformadas durante o Cenozoico do extremo nordeste de Santa Catarina, visando a determinação de regimes tectônicos rúpteis recentes e/ou neotectônicos. O levantamento dos dados de campo incluiu análises descritivas das estruturas atentando-se a indicadores cinemáticos e relações de corte, posteriormente tratados por meio de estereogramas e diagramas de rosetas. Para determinação dos paleotensores, utilizou-se o método dos diedros retos. Os lineamentos NW-SE foram associados a pelo menos duas fases de reativação da Zona de Cisalhamento Palmital a partir do fim do Cretáceo, sendo uma inicial sinistral e outra posterior dextral, mais relevante. A integração dos dados permitiu a identificação de três diferentes fases deformacionais cenozoicas: uma paleotensão possivelmente associada do Paleoceno ao Mioceno com SHmax NE-SW e Shmin NW-SE responsável pelas falhas transcorrentes sinistrais E-W, transcorrentes dextrais NE-SW e normais NE-SW;; uma paleotensão possivelmente ativa desde o Plio-Pleistoceno com SHmax N-S e Shmin E-W, que formou falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW e N-S, dextrais NNW-SSE e NW-SE e falhas normais NNW-SSE; e uma tensão atual com SHmax E-W e Shmin N-S, com falhas transcorrentes dextrais E-W, sinistrais NE-SW e normais NW-SE, do Holoceno. As direções NE-SW associadas à escarpa oeste da SM podem ter sido reativadas no pulso de SHmax NE-SW e Shmin NW-SE como falhas transcorrentes dextrais, mas também e principalmente no evento de SHmax compressivo N-S e Shmin distensivo E-W como falhas transcorrentes sinistrais associadas a falhas normais NNW-SSE que passam a promover o basculamento das bacias hidrográficas e a modelagem do relevo. Os dados sugerem que a gênese da baía da Babitonga é muito provavelmente tectônica, considerando ainda que a planície costeira iniciou sua formação a partir do Mioceno Inferior. Dessa forma, a evolução da paisagem local ocorreu de forma rápida e intensa a partir desse período, associada a um importante condicionante tectônico marcado por tensores máximos N-S e E-W responsáveis por acentuar a dissecação do terreno junto a processos erosivos tectônicos relacionados a heterogeneidades litológicas e à dinâmica costeira local.

**Palavras-chave:** neotectônica, geomorfologia, Baía da Babitonga, Zona de Cisalhamento Palmital.

### **Abstract**

The northeast region of Santa Catarina presents extensive morphostructural lineaments affecting pre-cambrian units (Dom Feliciano Belt, Luis Alves Terrane, Curitiba Terrane, Paranaguá Terrane), mesozoic units (basic and alkaline intrusive rocks of Paraná Magmatic Province and cenozoic deposits (coastal

plain covers and aluvial deposits). Structural lineaments are great conditioners of local landscape, which comprises two geomorphological regions: Coastal Plain, distributed along the central and eastern portion of the area; and the Scarps and Reverses of Serra do Mar (SM), occurring mainly to the west but also locally present in its eastern portions. Relief and drainage basin morphologies along the coastal plain and their relations with recent brittle tectonic deformation can be assessed by low magnitude seismic events related to NE-SW lineaments and by regional morphostructures such as the Babitonga Bay, with main channels oriented along NW-SE and ENE-WSW directions. NW-SE directions are associated to the reactivation of Palmital Shear Zone, originally established as a set of Neoproterozoic strike-slip sinistral faults. Considering the geological and structural framework of the area, the main objective of this study consisted on morphostructural and morphotectonic characterization of reactivated and nucleated faults throughout the Cenozoic in northeastern Santa Catarina, in order to determine brittle tectonic regimes active during its recent and/or neotectonic context. The collection of field data included descriptive structural analysis focusing on kinematic indicators and possible cross-cut relationships, followed by stereograms and rose diagrams elaboration. Paleostresses were obtained through the right-dieder method. The NW-SE lineaments were associated to at least two reactivation phases of Palmital Shear Zone since the Cretaceous, one sinistral and the other dextral, younger and more relevant than the first. Data integration allowed the identification of three different deformational phases active during the Cenozoic: a paleostress possibly associated to the Paleocene-Miocene period, with a NE-SW  $S_H$ max e NW-SW  $S_h$ min which formed strike-slip sinistral E-W faults, dextral NE-SW faults and NE-SW normal faults; a paleostress possibly related to the Plio-Pleistocene period with an approximate N-S  $S_H$ max and E-W  $S_h$ min, responsible for the activation of strike-slip sinistral NNE-SSW and N-S faults, NNW-SSE and NW-SE dextral faults and NNW-SSE normal faults; and a younger paleostress with E-W  $S_H$ max and N-S  $S_h$ min, showing strike-slip dextral E-W faults, sinistral NE-SW faults and normal NW-SE faults, active during the Holocene. The NE-SW directions related to the western scarp of SM may have been reactivated in the NE-SW  $S_H$ max and NW-SE  $S_h$ min pulse as strike-slip dextral faults, but also and mainly in the N-S compressive  $S_H$ max and E-W distensive  $S_h$ min as strike-slip sinistral faults associated to NNW-SSE normal faults which begin to promote tilting on drainage basins and relief modeling. The obtained data suggest that the genesis of Babitonga Bay is most probably tectonic, considering that coastal plain development initiated only in the Early Miocene period. Therefore, local landscape evolution have occurred rapid and intense rates from this period on, mostly associated to an important tectonic conditioner marked by both N-S and E-W maximum horizontal stresses responsible for accelerating terrain dissection while atectonic erosive processes related to lithological heterogeneities and coastal dynamics are also active.

**Keywords:** neotectonics, geomorphology, Babitonga Bay, Palmital Shear Zone.

## 7.1 Introdução

As abordagens acerca dos eventos neotectônicos no território brasileiro têm crescido consideravelmente nos últimos trinta anos a partir das reflexões de Hasui (1990), com relação a importantes reativações de estruturas tectônicas do Pré-cambriano no Cenozoico, e com o avanço das pesquisas da Petrobras, que por sua vez elucidaram a importância dos eventos tectônicos recentes na configuração dos sistemas petrolíferos.

Antes disso, Martonne (1940), King (1956), Freitas (1951) e Guimarães (1951) foram pioneiros no estudo dos condicionantes tectônicos e sua importância na morfologia da paisagem no Brasil. A questão da sismicidade no país também tem sido abordada com maior frequência, em oposição à ideia de que por ter a maior parte do seu território inserido em uma plataforma relativamente estável, estudos aprofundados dos eventos neotectônicos seriam dispensáveis. O desenvolvimento de novos métodos que permitem a associação entre formas de relevo e drenagem com eventos neotectônicos tem possibilitado a identificação e caracterização desses processos de forma sistemática em diversas regiões até então não estudadas com esse enfoque.

Diante desse quadro, escolheu-se uma área de estudo inserida no extremo nordeste do estado de Santa Catarina, que abrange parte dos municípios de Joinville, Itapoá, São Francisco do Sul, Campo Alegre e Jaraguá do Sul (figura 51), onde há condições de buscar informações sobre a atuação da tectônica recente que poderia estar condicionando parte da geomorfologia local. Com relação a esse aspecto, destacam-se as escarpas da Serra do Mar e a planície costeira, que compreende a morfoestrutura da Baía da Babitonga a ser abordada do ponto de vista morfotectônico nesse estudo.

Embora existam inúmeras pesquisas relativas à estruturação do embasamento cristalino da região de estudo, nas suítes intrusivas da Serra do Mar e na estratigrafia dos depósitos da planície costeira do extremo nordeste do estado de Santa Catarina, são poucos os trabalhos, como os de Flores et al. (1991) e Mazzer e Gonçalves (2011), que abordam de forma sistemática a associação entre a geomorfologia local e os processos tectônicos e/ou neotectônicos (reativações e/ou formações de novas falhas) durante o

Cenozoico. Dessa forma, o presente trabalho visa complementar os estudos tectônicos no extremo nordeste de Santa Catarina, com vistas à caracterização do arcabouço estrutural recente da área e dos processos atuantes na configuração atual da paisagem.

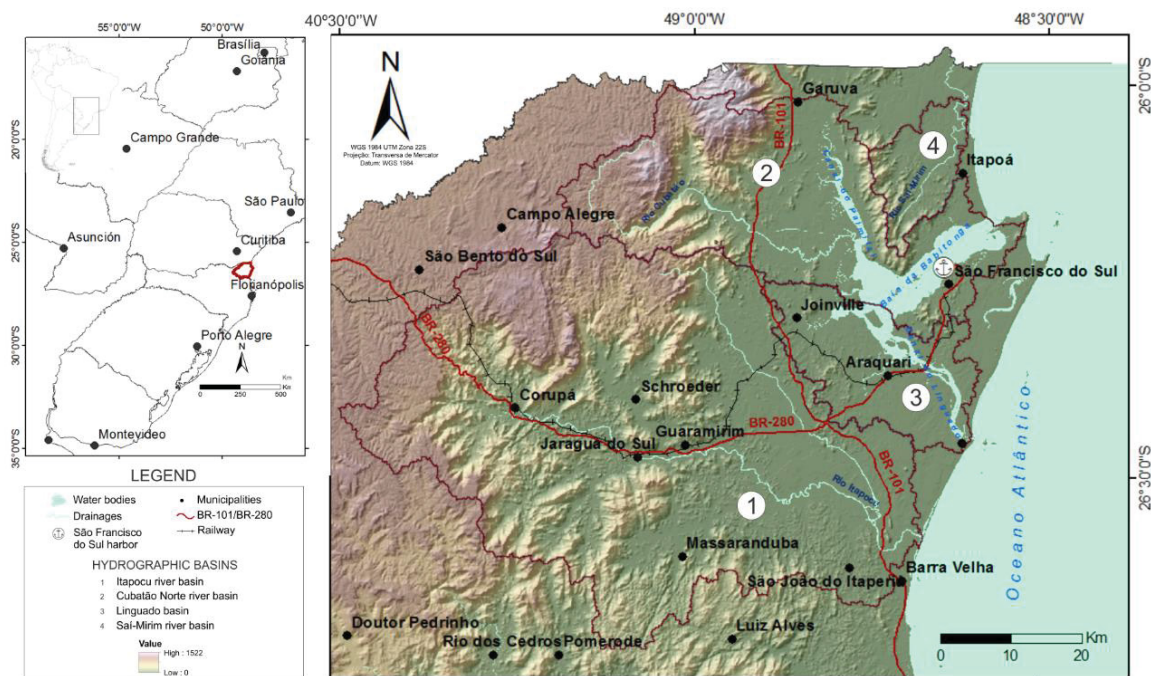


Figura 51: Mapa de localização da área (baseado em CPRM, 2011; EPAGRI/Ciram, 2016).

## 7.2 Contexto Geológico e Estrutural

A geologia regional da área de estudo é bem diversificada, sendo composta por terrenos granulíticos pré-cambrianos, bacias molássicas neoproterozoicas, suítes intrusivas da Serra do Mar, intrusões básicas e alcalinas da Bacia do Paraná e, finalmente, sequências sedimentares da planície costeira e depósitos aluvionares, que consistem nos alvos principais do presente estudo.

Dentre as unidades pré-cambrianas aflorantes na região destacam-se o Complexo Granulítico de Santa Catarina, o Terreno Luís Alves, o Terreno Curitiba (Suíte Rio Piên), o Terreno Paranaguá, as bacias molássicas neoproterozoicas (Campo Alegre-Corupá-Joinville e Alegre-Palmeira) e a Suíte Serra do Mar. As intrusivas básicas correspondem principalmente a diques de diabásio correlatos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, enquanto que as intrusivas alcalinas referem-se aos estágios finais do mesmo evento magmático que originou os diques básicos na região. Dentre os depósitos



cenozoicos da planície costeira destacam-se os depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, de praias antigas, de praias atuais, de planície de maré e os de pântanos e mangues (figura 52).

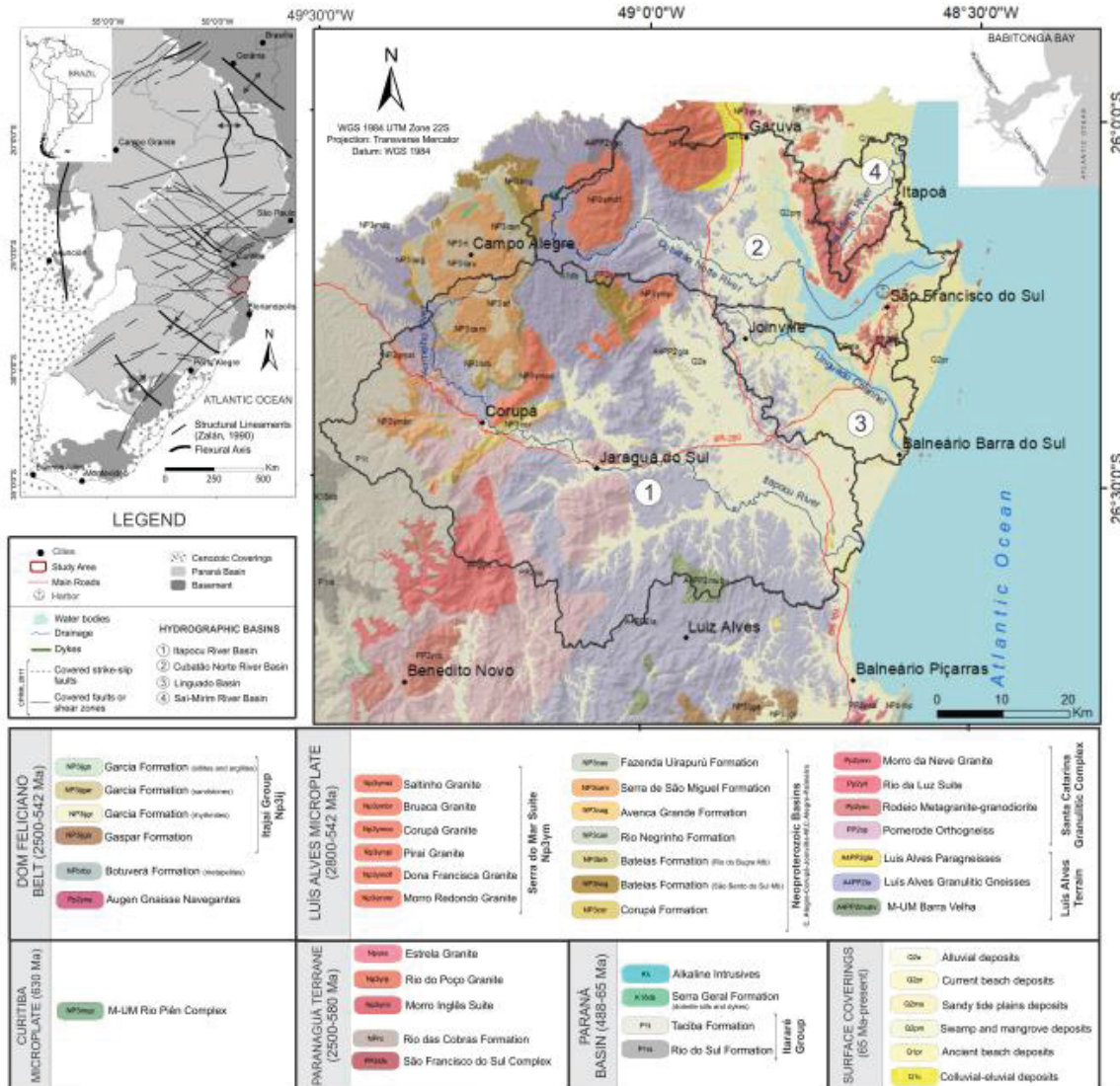


Figura 52: Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2011).

### Aspectos Evolutivos da Planície Costeira

Os depósitos cenozoicos da planície costeira englobam depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, de praias antigas, praias atuais, de planície de maré e os de pântanos e mangues (CPRM, 2011). Na região de Itapocá ocorrem leques aluviais da Formação Mina Velha; colúvios, leques aluviais e depósitos fluviais do Quaternário indiferenciado; terraços costeiros do Pleistoceno Superior (120.000 anos A.P.) e do Holoceno (< 7.000 anos A.P.); planícies

paleoestuarinas do Holoceno; além de dunas, praias e mangues atuais (Ângulo e Souza, 2004). A existência de barreiras transgressivas e regressivas durante os ciclos transgressivos regressivos do Pleistoceno superior e Holoceno é comprovada pela ocorrência de extensos terraços do Pleistoceno e Holoceno, além da presença de paleolagunas na retaguarda dos terraços e da ocorrência de sedimentos argilosos lagunares sob os terraços.

Segundo Souza et al. (2001), a evolução da planície costeira da região de Itapoá (porção norte da planície costeira da área) iniciou-se no Mioceno Inferior, com a formação de leques nas paleoescarpas da Serra do Mar sob condições de nível do mar semelhantes ou mais baixas que o atual associados à Formação Mina Velha (Angulo e Souza, 2004), seguida pela formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão no Pleistoceno Superior. Seguiu-se então a formação de extensas barreiras regressivas, acompanhada da dissecação dos terraços por sistemas de drenagem de padrão retangular durante um período de mar baixo, sucedida pela formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Holoceno com desembocaduras correlacionáveis às atuais desembocaduras dos rios Saí-Mirim e Saí-Guaçu; após essa etapa, ocorreu a formação de extensas barreiras regressivas durante uma queda progressiva do nível do mar. A extensão das planícies paleoestuarinas indica que durante o máximo transgressivo do Holoceno existiam grandes estuários e lagunas. Durante a regressão mencionada houve desenvolvimento local de alguns esporões, que migraram para norte sob o efeito da deriva litorânea ao mesmo tempo em que deslocaram as desembocaduras dos estuários e do rio Saí-Mirim para a mesma direção. Posteriormente, o rio Saí-Mirim erodiu a retaguarda dos terraços e possivelmente grande parte das barreiras transgressivas do Holoceno (Souza, 2001; Ângulo e Souza, 2004).

#### *Estruturação rúptil regional*

A análise da estruturação prévia herdada do embasamento, bem como as direções principais de reativação de estruturas ao longo do tempo geológico mostram-se essenciais na compreensão de pulsos deformacionais recentes e neotectônicos associados à região de estudo. Para Hiruma et al. (2010), a intensa denudação e recuo associados a escarpa da Serra do Mar no sul-

sudeste do Brasil reflete uma configuração de escarpamento duplo atípica em margens passivas, muito provavelmente relacionada a reativação de descontinuidades precambrianas pré-existentes.

Os padrões estruturais dúcteis descritos no Terreno Curitiba estão associados a uma tectônica de cavalgamentos para oeste e nappismos tardios em relação ao Ciclo Brasileiro, sendo concomitantes com o sistema transcorrente dextral regional associado à Faixa Ribeira. Nesse contexto, a justaposição entre terrenos encontra-se frequentemente relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes (Faleiros, 2008). Um exemplo é o contato entre os terrenos Luís Alves e Curitiba, marcado em sua porção sudoeste pela Zona de Cisalhamento Palmital, na porção oeste-noroeste pelas Zonas de Cisalhamento Alexandra e Serra Negra, além das zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional (Castro e Ferreira, 2005).

Dentre as zonas de cisalhamento citadas, merece destaque a Zona de Cisalhamento Palmital, descrita inicialmente por Cury (2009) como um importante conjunto de falhas com direção NNW-SSE e cinemática sinistral formadas em um contexto predominantemente dúctil cujo feixe SSE limita ainda os Terrenos Luís Alves e Paranaguá na região de estudo (figura 53).

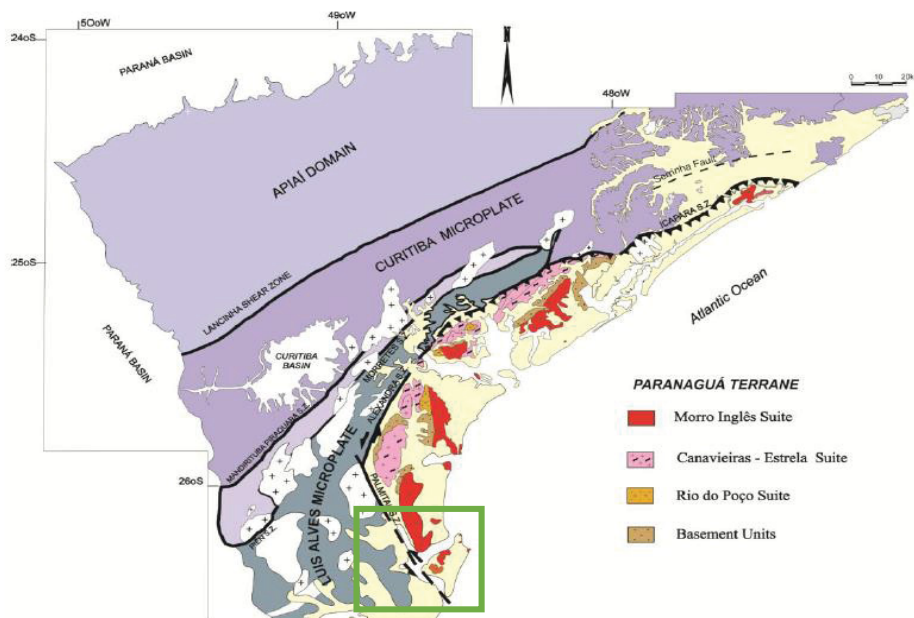


Figura 53: Mapa tectônico da porção meridional do Cinturão Ribeira, com destaque para o Terreno Paranaguá em vermelho. A área aproximada do estudo encontra-se delimitada em verde, com a Zona de Cisalhamento Palmital de direção NNW-SSE delimitada pela linha tracejada em preto. Modificado de Cury (2009).

De forma geral, os lineamentos correlatos às zonas de falhas apresentam direção NW-SE, sendo perpendiculares à margem atual brasileira. Reativações recorrentes dessas zonas ocorreram ao longo do tempo geológico, inclusive durante o rifte do Atlântico (Eyles e Eyles, 1993; Karl et al., 2013; Milani et al., 1998; Zalán et al., 1990). Outras descontinuidades pré-cambrianas que foram reativadas durante a formação da Bacia do Paraná, e até posteriormente a ela, incluem também estruturas com direção NE-SW, como a Zona de Cisalhamento Perimbó (Rostirolla et al., 2003), a Falha de Fortaleza (Trzaskos et al., 2010) e a Zona de Falha Jacutinga (Rostirolla et al., 2000). Rostirolla et al. (2003) retrata ainda que as estruturas NE são frequentemente seccionadas por outras NW e N-S e secundariamente E-W, estando as duas últimas relacionadas à configuração da paisagem local.

Os exemplos descritos consistem apenas em uma parcela do conjunto total de trabalhos que documentaram reativações ao longo de zonas de falhas pré-cambrianas durante o Fanerozoico, Mesozoico e principalmente durante o Cenozoico. De forma geral, a análise dos paleotensores obtidos nas publicações citadas sugere que o sul e o sudeste do Brasil têm sido alvo de uma tectônica transcorrente desde a quebra do Gondwana no período Juro-Cretáceo, que aparenta ter superado os esforços extensionais NE-SW associados à rotação horária da porção meridional do continente Sul-Americano e afastamento da porção setentrional mais estável da África (Salomon et al., 2015). Tais esforços transcorrentes podem estar associados ao tensor E-W resultante da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, bem como a fluxos astenosféricos de calor, dobramento flexural da margem, entre outros fatores (Assumpção, 1992; Husson et al., 2012; Salomon et al., 2015b).

As manifestações desses pulsos tectônicos transcorrentes e recentes no Sul do Brasil são inúmeras (Salamuni, 2005; Nascimento et al., 2013; Gontijo-Pascutti et al., 2012; Souza Jr et al., 2013; Peyerl, 2016; Farias, 2016; Flores et al., 1991; Mazzer e Gonçalves, 2011; Bogo, 2013; Reis e Tomazzoli, 2010, 2011; Jacques, 2013; Jacques et al., 2015; Roldan et al., 2010; Tomazzoli e Pellerin, 2001; Tomazzoli, 2002; Santos, 2016; Aquaroli, 2017; Fonseca, 2006; Grehs, 2009; Andrades Filho e Guasselli, 2008), embora a caracterização dos regimes

neotectônicos na região sul do Brasil é prejudicada em função de sua própria geologia dada pela escassa ocorrência de unidades neogênicas e quaternárias.

A estruturação rúptil do sul brasileiro é marcada por falhas, fraturas e juntas com direções NW-SE, NE-SW, E-W e N-S (Salamuni et al., 2015), sendo que as NW-SE e NE-SW correspondem a estruturas pré-neogênicas muitas das quais reativadas neotectonicamente (Hasui 1990; Salamuni e Fiori, 2014), enquanto que as E-W e N-S estão frequentemente associadas a falhas cenozoicas essencialmente neogênicas (Morales et al. 2012; Salamuni et al. 2004). Tais direções mostram-se congruentes ao modelo proposto por Assumpção (1998), que sugere o posicionamento do  $SH_{max}$  atual para a placa sul-americana segundo a direção E-W, ou N75-N105/N255-285. Salamuni et al. (2015) identificaram mais de uma centena de falhas paleógenas e neógenas que afetam indubitavelmente a paisagem da região sul do Brasil (marcada principalmente pela Superfície Sul Americana), além de centenas de lineamentos ainda não qualificados.

### *7.3 Materiais e Métodos*

O levantamento de dados de campo basicamente objetivou a análise descritiva e sistemática de dados estruturais, tais como planos de falha, estrias, *steps*, estiramento mineral e outros indicadores cinemáticos em afloramentos da área de estudo, com enfoque principal em exposições ao longo da planície litorânea, em cortes de estrada, pedreiras e drenagens.

A utilização dos indicadores cinemáticos é essencial na determinação do sentido de movimento do cisalhamento ou de uma falha (MARSHAK e MITRA, 1988), sendo possível identificar o movimento relativo entre os blocos a partir de sua utilização. Os critérios mais importantes utilizados para análise de estruturas rúpteis correspondem aos planos de falhas, os quais frequentemente apresentam lineações como estrias ou sulcos que possibilitam a análise da paleotensão responsável pela deformação. No entanto, os indicadores cinemáticos passíveis de serem identificados em campo são diversos (ver Doblas, 1985, 1987; Petit, 1987; Angelier, 1994).



No presente trabalho foi utilizada a classificação de Doblás (1998) para indicadores cinemáticos, que corresponde a uma compilação dos trabalhos mais importantes realizados nessa temática (incluindo os de Riedel, 1929; Petit, 1987; e Angelier, 1994). Os dados coletados em campo foram analisados por meio de diagramas de rosetas no domínio da frequência e estereogramas de pólos, enquanto que a determinação dos paleotensores foi realizada pelo método dos diedros retos proposto por Angelier e Mechler (1977) (figura 15). Em seguida, os dados resultantes das etapas de geoprocessamento e fotointerpretação, análises morfométricas e trabalhos de campo foram integrados a fim de determinar o arcabouço estrutural neotectônico da área de estudo e os principais eventos neotectônicos atuantes no controle da paisagem local, principais objetivos do presente trabalho.

#### *7.4 Resultados*

As principais estruturas descritas na área correspondem às falhas transcorrentes dextrais, sinistrais e normais, sendo as falhas inversas menos frequentes e mais restritas. Foram analisados principalmente afloramentos em cortes de estrada, em cavas de mineração e pontões ao longo da planície costeira, com enfoque na caracterização das estruturas do ponto de vista geométrico e cinemático.

As falhas transcorrentes correspondem à ampla maioria das estruturas mapeadas em campo, totalizando 233 falhas descritas principalmente ao longo das escarpas NE-SW e NW-SE da Serra do Mar. Foram caracterizadas falhas transcorrentes dextrais (108) e sinistrais (125) associadas ao terreno Luís Alves, aos granitos da Serra do Mar, ao Terreno Paranaguá e ainda aos sedimentos quaternários da Planície Costeira. A análise dos estereogramas permitiu a identificação de duas principais direções de falhas transcorrentes dextrais, sendo elas E-W e NE-SW, além de secundariamente NW-SE e N-S (figura 54).

Dentre a família de falhas com direção E-W podem ser destacados dois feixes principais, um de direção aproximada N70E/85SE e outro N85W/84NE. Já as falhas NE-SW concentram-se principalmente na direção N30E com mergulhos empinados a verticais de 80 a 90° com direções de mergulho tanto

para NW quanto para SE. As falhas N-S apresentam direção média N05W com mergulhos para E-W e NW variando de 60 a 85°, sugerindo a presença de um componente oblíquo associado às estruturas. Já as falhas NW-SE possuem um trend aproximado de N40W, com mergulhos de 70 a 90° principalmente para SW.

As falhas transcorrentes sinistrais ocorrem principalmente nas direções NE-SW, E-W e N-S e secundariamente NW-SE (figura 54). A análise das falhas NE-SW permitiu a separação de dois feixes, sendo um de direção média N45E/80SE e o outro N85E/85SE. As estruturas N-S apresentam atitude aproximada de N05E/82SW, enquanto as NW-SE possuem atitude média de N40W/84SW, com estrias com rakes de alto ângulo que sugerem planos de falhas oblíquos normais.

As falhas normais e inversas descritas na área apresentam ocorrência muito limitada, totalizando apenas 33 planos (29 normais e 4 inversas) (figura 54). A principal direção das falhas normais é NNW-SSE, com trend médio de N20W e mergulhos próximos a 60° variando de NW a SE. Secundariamente, ocorrem falhas normais NW-SE e NE-SW. Já nas falhas inversas ocorrem as direções WNW-ESE e NE-SW, sendo a atitude média desses planos de N70W/30SW.

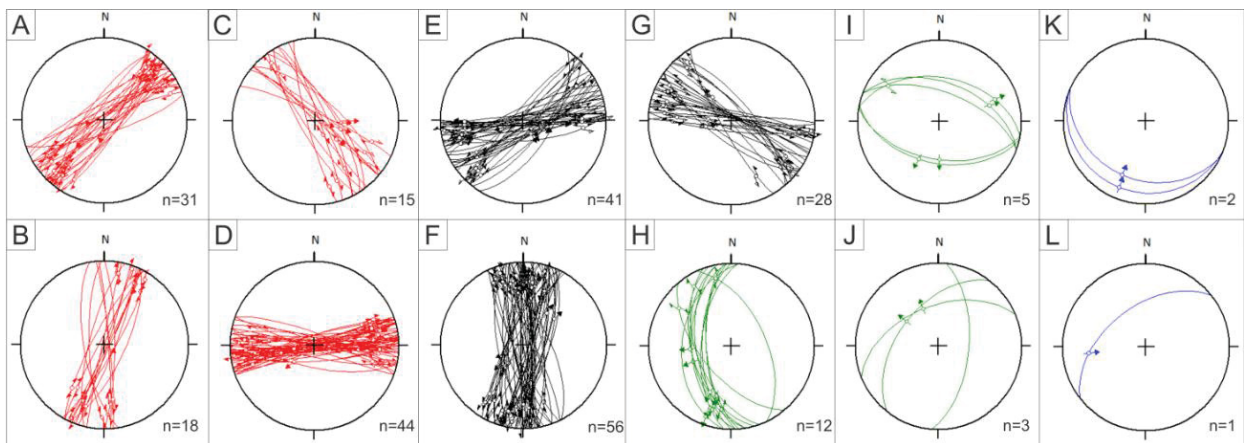


Figura 54: Projeções estereográficas (Schmidt, hemisfério inferior) das falhas descritas: transcorrentes dextrais NE-SW (A), N-S (B), NW-SE (C) e E-W (D) em vermelho; falhas transcorrentes sinistrais NE-SW (E), N-S (F) e NW-SE (G) em preto; falhas normais NNW-SSE (H), WNW-ESE (I) e NE-SW (J) em verde; e falhas inversas WNW-ESE (K) e NE-SW (L) em azul.

A distribuição das estruturas ao longo da área de estudo encontra-se ilustrada na figura 55, na qual vale atentar para as direções que acompanham as escarpas NW-SE e NE-SW da Serra do Mar, bem como a Baía da Babitonga. As direções marcadas em azul escuro correspondem às direções de foliação encontradas, sendo elas muitas vezes paralelas à direção de estruturas rúpteis do mesmo afloramento. A individualização de estruturas por afloramento permite uma visualização mais completa e independente de interpretações. Já a distribuição por diagramas de tensão, no presente caso, pode ser confusa devido à possibilidade de registro de mais de um pulso deformacional no mesmo afloramento, situação relativamente comum nos pontos analisados durante a pesquisa.

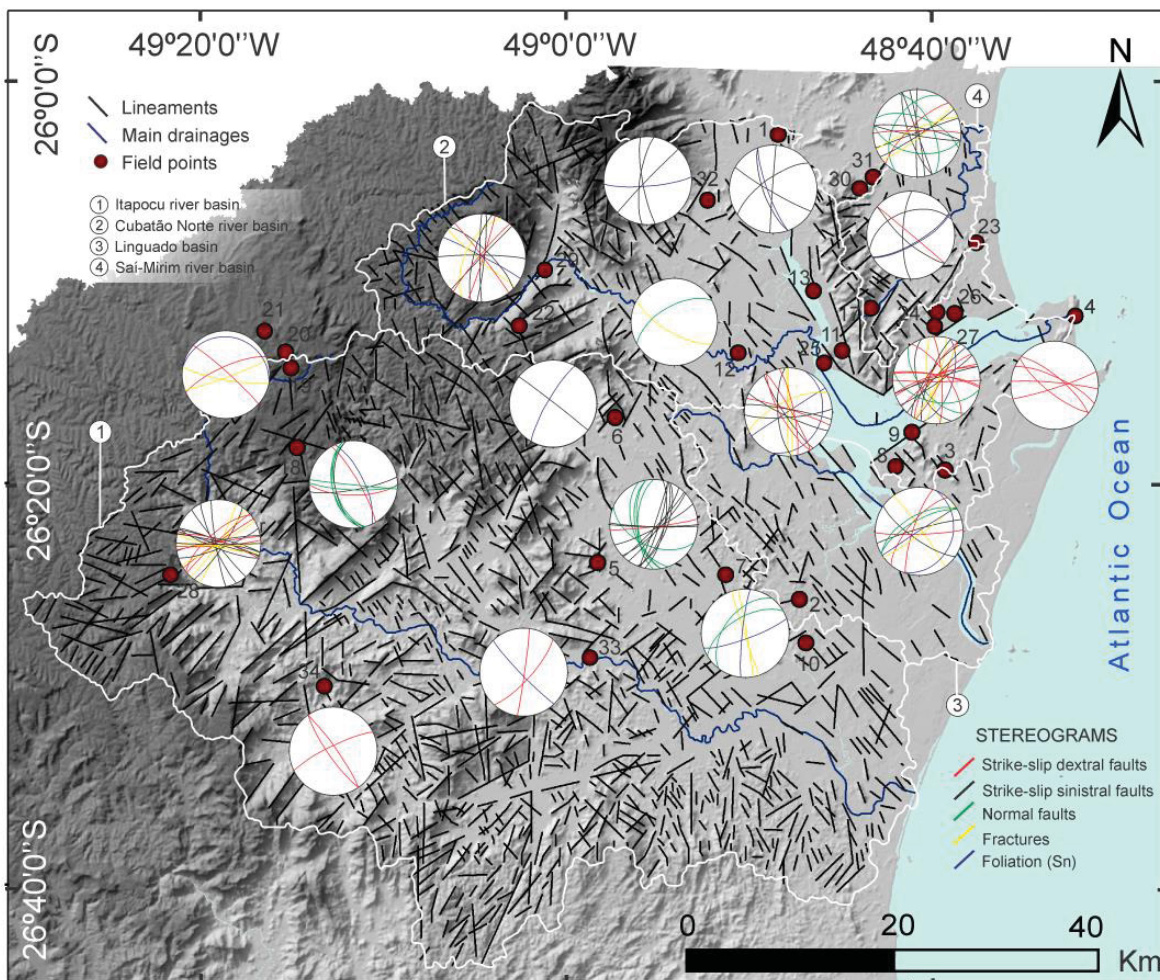


Figura 55: Distribuição das direções principais das estruturas caracterizadas ao longo da área de estudo. Falhas transcorrentes sinistrais estão destacadas em preto, transcorrentes dextrais em vermelho, normais em verde, fraturas em amarelo e medidas de foliação em azul escuro.

As falhas normais NNW-SSE foram descritas na área seccionando falhas N-S e NNW-SSE sinistrais na escarpa NW-SE da Serra do Mar, apresentando idade mais nova ou no mínimo concomitante ao desenvolvimento dessas estruturas. É possível que a gênese de ambos os tipos de estruturas esteja relacionado nessa região, já que as falhas N-S sinistrais apresentam forte componente normal, estando associado a uma transtensão que pode ter sido responsável pela formação de falhas normais no mesmo pulso deformacional que gerou as sinistrais N-S. Os planos descritos apresentam dimensões decimétricas a métricas, sendo pouco penetrativos no afloramento e apresentando espaçamento métrico. São marcados por médios ângulos de mergulho, ausência de preenchimento nos planos abertos e presença de estrias.

As falhas inversas WNW-ESE ocorrem na área na escarpa NW-SE da Serra do Mar junto a feixes de falhas transcorrentes dextrais NE-SW que apresentam componente inversa e estão conseqüentemente associadas a atuação de esforços transpressionais. Correspondem a planos centimétricos a decimétricos de baixo ângulo, lisos, pouco abertos, fracamente penetrativos, sem preenchimento e cujos indicadores cinemáticos resumem-se principalmente a estrias.

As falhas transcorrentes dextrais E-W foram descritas principalmente na escarpa NW-SE da Serra do Mar, no domínio do Terreno Paranaguá, em afloramentos caracterizados por “pontões” ao longo da planície costeira de Itapoá e São Francisco do Sul. Nessa região ocorrem gnaisses e migmatitos associados à Suíte Morro Inglês, marcados por intensa deformação e recristalização de quartzo e feldspato potássico. A deformação de caráter dúctil mostra-se presente no afloramento e possivelmente associada à Zona de Cisalhamento Palmital, marcada por estruturas NW-SE com cinemática sinistral que afetam bandas de gnaisses aflorantes.

Já a deformação de caráter rúptil consiste principalmente no desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais E-W (figura 56) e NW-SE (figura 57), estando as últimas associadas à reativação dos planos de cisalhamento dúctil NW-SE que se desenvolveram no Neoproterozoico a partir da Zona de Cisalhamento Palmital. Essas falhas deslocam bandas dos gnaisses e estão associadas a zonas de intenso fraturamento com formação de



cataclasitos. Os planos de falha ocorrem de forma penetrativa no afloramento, com espaçamento métrico, abertos (sem preenchimento mineral) e frequentemente rugosos. Ambas as direções que se destacam na região associam-se à morfoestrutura da Baía da Babitonga por meio do controle do curso principal do rio Cubatão, sendo as E-W estruturas possivelmente neoformadas enquanto que as NW-SE foram reativadas a partir de zonas pré-existentes do embasamento. As estruturas NW-SE mostram-se ainda mais evidentes nos lineamentos do relevo, ressaltando sua importância na configuração da paisagem local. As estruturas E-W dextrais estão associadas a um  $\sigma_1$  próximo ao E-W e as NW-SE a um sigma 1 N-S.

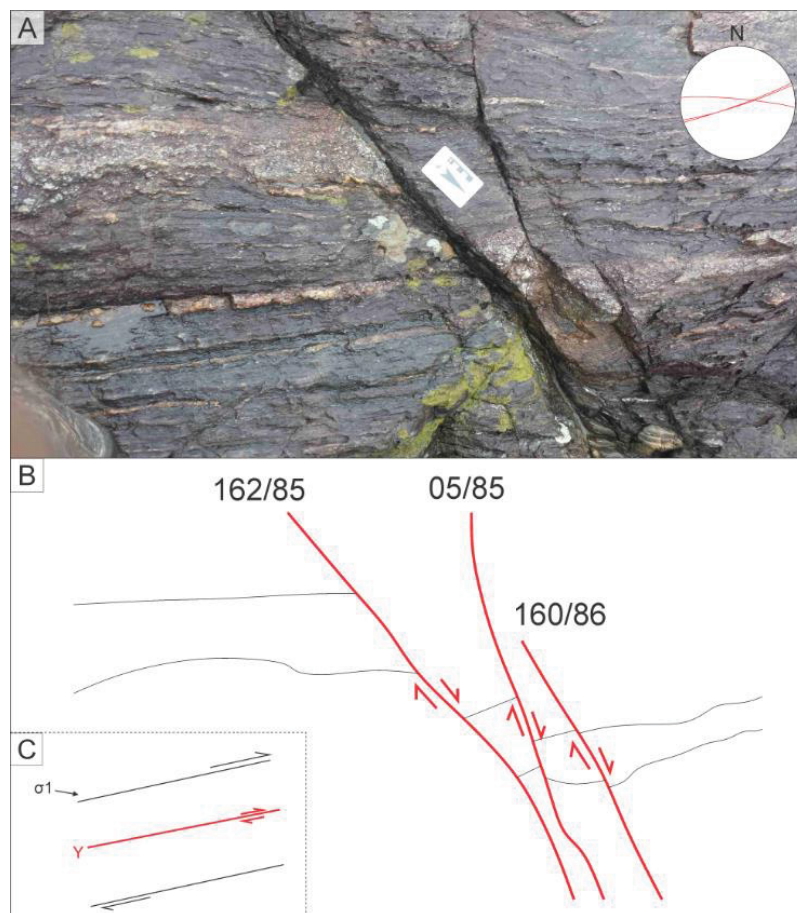


Figura 56: (A) Vista em planta de falhas transcorrentes dextrais E-W em afloramento da Suíte Morro Inglês, Terreno Paranaguá. (B) Esquema das falhas observadas na imagem A. (C) Posicionamento aproximado E-W do  $\sigma_1$  associado às estruturas.



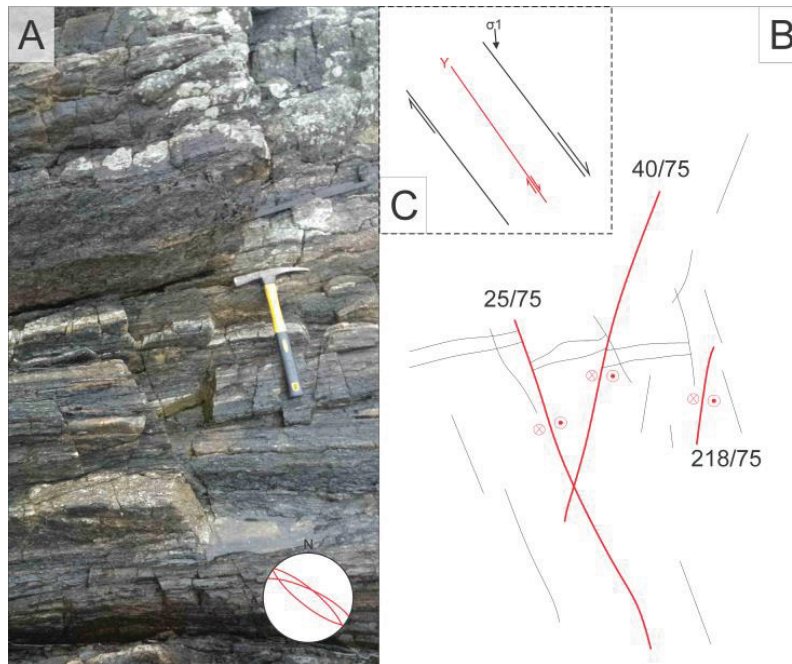


Figura 57: (A) Falhas transcorrentes dextrais NW-SE descritas no mesmo afloramento da figura 6. (B) Esquema das principais estruturas observadas na imagem A. (C) Posicionamento aproximadamente N-S do  $\sigma_1$  associado às estruturas.

Ao longo da rodovia BR-280 foram descritas zonas de falhas transcorrentes dextrais com direção NE-SW associadas localmente a falhas inversas NW-SE (figura 58). Algumas das falhas descritas são oblíquas e, portanto, não correspondem a transcorrências puras, apresentando componente inversa cujo desenvolvimento está associado a esforços transpressionais. A atitude média das falhas analisadas é N30E/80NW e os principais indicadores cinemáticos utilizados em sua caracterização consistem em estrias, *steps* marcados por feldspatos e feições em colher que indicam movimentação dextral dos planos transcorrentes NE-SW. Os planos de falha ocorrem de forma penetrativa no afloramento, apresentando espaçamento decimétrico a métrico e ausência de preenchimento associado a planos lisos a rugosos e frequentemente fechados.

Foram descritas ainda falhas transcorrentes sinistrais N70E/85NW com componente normal que podem ter sido reativadas junto às dextrais NE-SW a partir de um  $\sigma_1$  NE-SW. Tais estruturas ocorrem frequentemente associadas a zonas de intenso fraturamento onde predominam cataclasitos em meio aos granodioritos da Suíte Morro Inglês (Terreno Paranaguá).

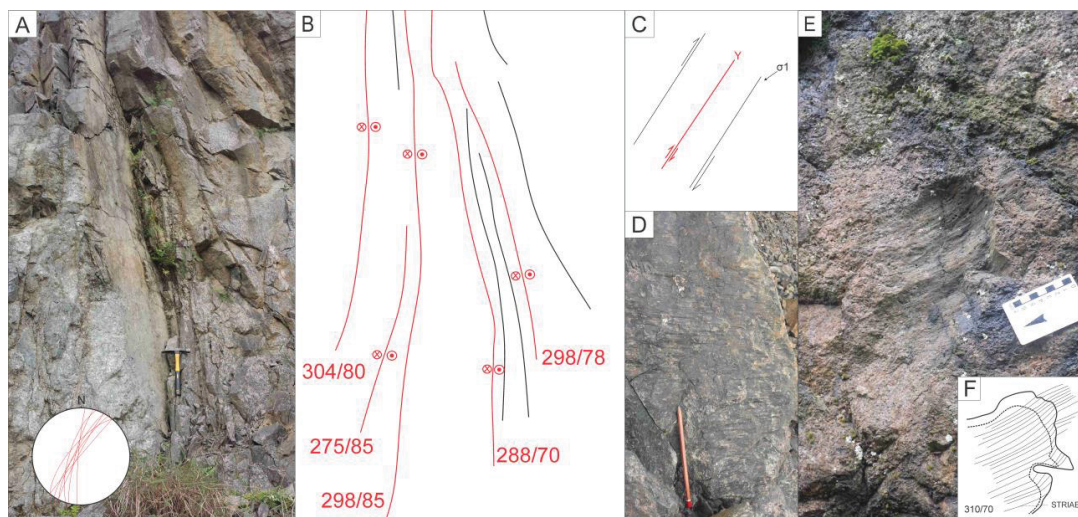


Figura 58: (A) Feixe de falhas transcorrentes dextrais NE-SW em afloramento (corte de estrada) na BR-280 (UTM 735299;7087848). (B) Esquema das principais estruturas da figura A. (C) Posicionamento NE-SW do  $\sigma_1$  associado às estruturas. (D) Detalhe de plano de falha transcorrente NE-SW estriado com steps associados a uma movimentação dextral. (E) Feição em colher indicando cinemática dextral em plano de falha transcorrente NE-SW, com representação esquemática (G).

As falhas transcorrentes dextrais N-S foram descritas ao longo da escarpa NE-SW da Serra do Mar, principalmente nos afloramentos da Mineração Infrasil. Essa família de estruturas ocorre de forma pouco penetrativa em comparação com as demais falhas do afloramento, apresentando planos preenchidos por calcita cujas fibras servem de indicadores cinemáticos na marcação de *steps*. Alguns dos planos identificados apresentam ainda feições de reativação associadas à presença de estrias sugerindo movimentação dextral e sinistral no mesmo plano de falha.

Essa direção N-S mostra-se importante no controle da paisagem, refletindo principalmente nas drenagens de 1ª e 2ª ordem da bacia do rio Itapocu e do rio Pirafí, cuja nascente encontra-se próxima do afloramento em questão. No entanto, as direções E-W e NE-SW foram mais relevantes em termos de frequência e penetratividade que as N-S, sendo marcadas principalmente por falhas transcorrentes sinistras em ambas as direções. As falhas transcorrentes sinistras E-W ocorrem em planos retilíneos, métricos a decamétricos e fortemente penetrativos, com espaçamento decimétrico entre as estruturas. Os planos apresentam indicadores cinemáticos na forma de espelhos de falha, *steps* e estrias bem marcadas no preenchimento carbonático dos planos abertos.

Já as falhas transcorrentes sinistras NE-SW também ocorrem ao longo de planos métricos a decamétricos penetrativo, apresentando coloração verde característica em função do preenchimento por epidoto e calcita (figura 59). São frequentes indicadores cinemáticos tais como espelhos de falha com estrias e *steps* bem marcadas por fibras minerais, além de feições em colher que ocorrem de forma mais restrita. São comuns ainda zonas decimétricas marcadas por intensa fragmentação dos granitóides do Terreno Luís Alves, originando brechas de falha geralmente associadas a feixes NE-SW com espaçamento centimétrico que formam estruturas em flor. As falhas sinistras E-W são possivelmente correlatas à reativação das sinistras NE-SW, comportando-se ambas como fraturas Y e R, respectivamente e ativadas a partir de um  $\sigma_1$  NE-SW (figura 60).

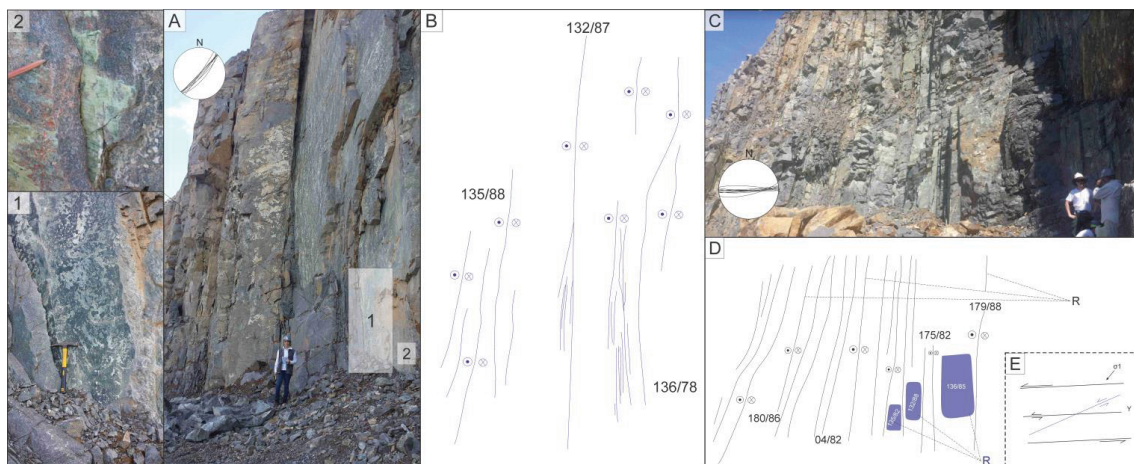


Figura 59: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistras NE-SW em afloramento da Mineração Infrasil. (B) Esquema das principais estruturas observadas na figura A. (A1) Plano de falha transcorrente sinistral NE-SW com preenchimento por epidoto e calcita. (A2) Detalhe de plano de falha transcorrente sinistral NE-SW mostrando zona estriada com intensa epidotização. (C) Falhas transcorrentes sinistras E-W seccionando falhas transcorrentes sinistras NE-SW. (D) Esquema das estruturas identificadas na imagem C. (Mineração Infrasil; UTM: 703625;7079728). (E) Posicionamento NE-SW do  $\sigma_1$  associado às estruturas.

Falhas transcorrentes dextrais E-W associadas a falhas normais NW-SE foram descritas em afloramento próximo à Baía da Babitonga, provavelmente associadas a um  $\sigma_1$  próximo à direção E-W. Falhas transcorrentes sinistras com componente normal também foram descritas no mesmo afloramento, sendo caracterizados espelhos de falha com estrias bem marcadas e associadas a *steps*. Tais estruturas estariam relacionadas a um  $\sigma_1$  aproximadamente NE-SW (figura 60). Um  $\sigma_1$  NE-SW também pode ter sido responsável pela geração das



falhas transcorrentes sinistras E-W descritas em afloramento próximo à Vila do Glória, distrito de Itapoá (SC). Essas falhas ocorrem associadas a falhas transcorrentes sinistras com forte componente normal de direção ENE-WSW que foram associadas a fraturas T do modelo de Riedel associado às estruturas principais E-W (figura 61).

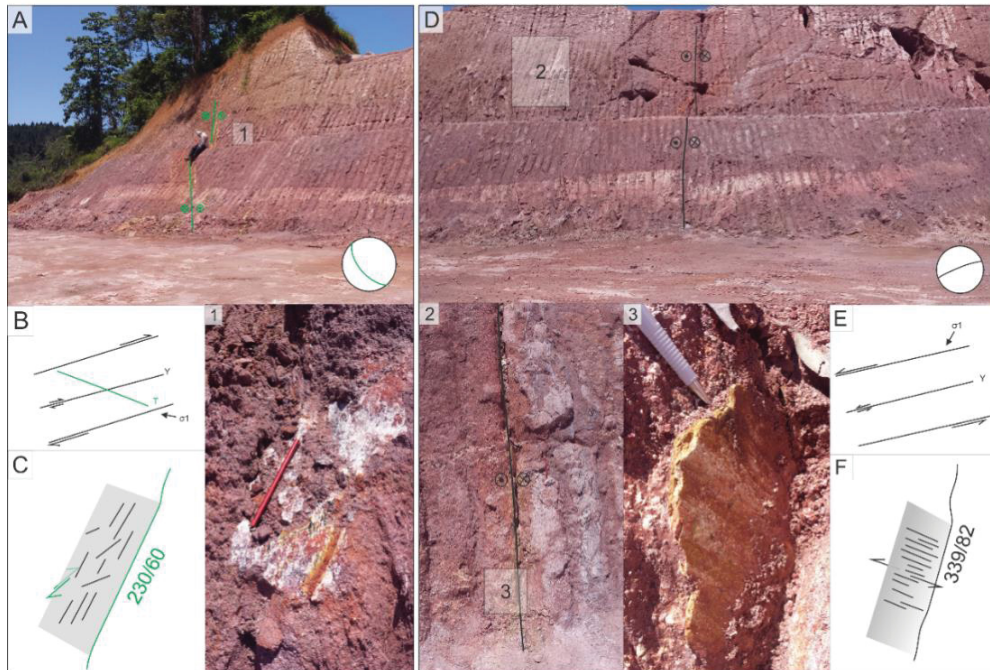


Figura 60: (A) Vista frontal de falha normal NW-SE associada a um sistema de falhas transcorrentes dexas ENE-WSW, com detalhe do plano de falha em A1. (B) Posicionamento E-W do  $\sigma_1$  associado às estruturas. (C) Desenho esquemático do plano retratado em A1. (D) Falha transcorrente sinistral ENE-WSW com componente normal, detalhada em D2 e D3. (E) Posicionamento NE-SW a NNE-SSW do sigma 1 associado às estruturas. (F) Desenho esquemático do plano retratado em D3.

Já as falhas transcorrentes sinistras NW-SE apresentam ocorrência limitada na escarpa NE-SW da Serra do Mar, tendo sido descritas principalmente ao longo da escarpa NW-SE associada ao Terreno Paranaguá e localmente na escarpa NE-SW na mineração de brita Vogelsanger. Os afloramentos analisados consistiram principalmente em cortes de estrada e aberturas resultantes de obras em estradas próximas ao canal do Palmital da bacia do rio Cubatão. As estruturas NW-SE correspondem possivelmente à reativação de planos pré-existentes associados à Zona de Cisalhamento Palmital, cujo traçado passa pelos afloramentos analisados nessa região e encontra-se refletido nos lineamentos de relevo e drenagem de 1ª e 2ª ordem nas bacias associadas. Essas falhas ocorrem de forma pouco penetrativa comparada com as

transcorrentes sinistras N-S, que se mostram mais frequentes nessa região. Apresentam planos frequentemente abertos, ocasionalmente preenchidos por argilominerais, com espelhos de falha lisos e estriados que afetam rochas do embasamento da Suíte Morro Inglês (Complexo São Francisco do Sul) (figura 62).

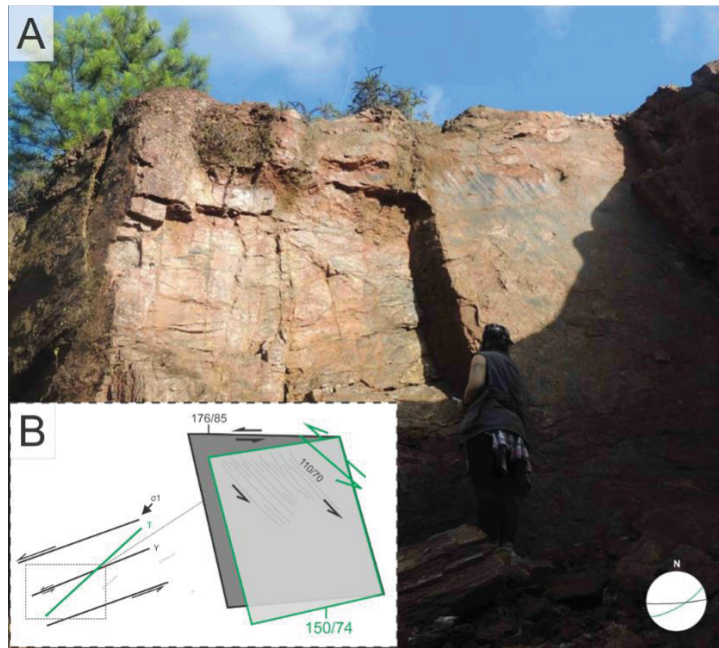


Figura 61: (A) Vista frontal de plano de falha transcorrente sinsitral ENE-WSW associado ao plano de falha oblíqua de direção NE-SW. (B) Desenho esquemático da relação dos planos retratados em A e posicionamento do  $\sigma 1$  NE-SW associado às estruturas, sendo a NE-SW oblíqua equivalente à fratura T do sistema.



Figura 62: Planos de falhas transcorrentes sinistras NW-SE com direção das estrias marcadas em vermelho em A e B. A direção da seta na escala da figura B indica a direção de deslocamento do bloco ausente ("missing block").



Falhas sinistras NNW-SSE foram descritas ainda em afloramento do Granito Estrela, ocorrendo junto a fraturas sintéticas R facilmente reconhecidas na exposição. Além desse critério cinemático, foram identificadas estrias associadas a *steps* marcados por fibras de calcita. A reativação dessas estruturas estaria associada a um  $\sigma_1$  entre NW-SE e NNW-SSE segundo o modelo de Riedel (figura 63).

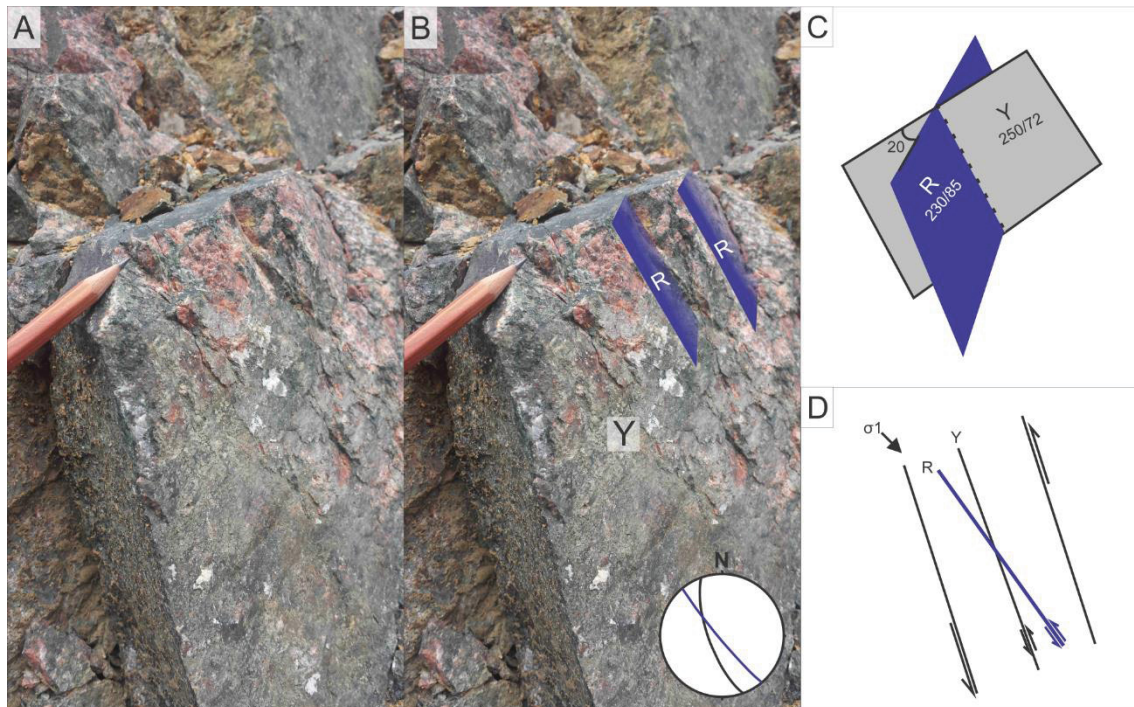


Figura 63: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistras NNW-SSE, com desenhos esquemáticos em B e C. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas Y e R do modelo de Riedel.

As falhas transcorrentes sinistras N-S conjugadas às de direção NW-SE correspondem possivelmente a estruturas neoformadas que aproveitaram zonas de fraqueza associadas à foliação N-S presente em determinadas porções do embasamento. Tal situação não ocorre nas regiões onde a foliação está na direção E-W, o que não impede o desenvolvimento das falhas transcorrentes N-S independente da pré-existência de planos de fraqueza nas rochas. As estruturas N-S sinistras são fortemente penetrativas, mostrando espaçamento decimétrico, planos abertos, rugosos, localmente estriados e com ausência de preenchimento mineral.

Em afloramento da margem oeste da escarpa NW-SE da Serra do Mar foi descrita uma zona de falha transcorrente sinistral N-S com componente oblíquo (normal) de aproximadamente 10 metros de espessura, marcada por intenso brechamento dos granitoides do Terreno Paranaguá e possivelmente associada a esforços transtensionais (figura 64). Em algumas porções do afloramento as falhas transcorrentes sinistrais NNW-SSE e N-S também se mostram presentes (figura 65). A ativação dessas estruturas estaria relacionada a um  $\sigma_1$  NNW-SSE.

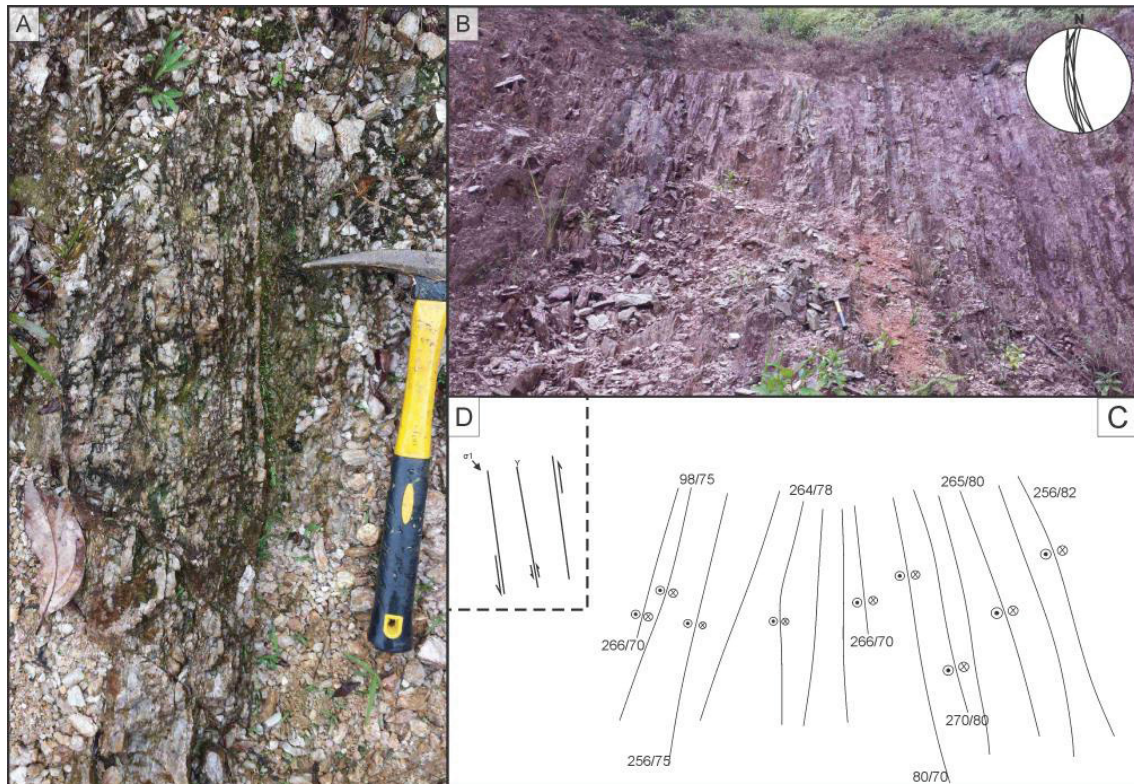


Figura 64: (A) Detalhe da zona de falha transcorrente sinistral-normal N-S mostrada em B e esquematizada em C, mostrando a presença de brechas em função da intenso brechamento a que as rochas foram submetidas. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas.

Nessa região foram descritos ainda planos de falha E-W com cinemática indeterminada que também podem ser neoformados, pois aparentam deslocar a cobertura sedimentar dos afloramentos. Na figura 66, por exemplo, é possível observar uma estrutura E-W com alto ângulo de mergulho associada a um aparente deslocamento da camada de seixos que ocorre no topo do afloramento, sugerindo uma movimentação recente de planos com essa orientação. Tal direção estaria associada a um  $\sigma_1$  próximo a E-W segundo o modelo de Riedel.



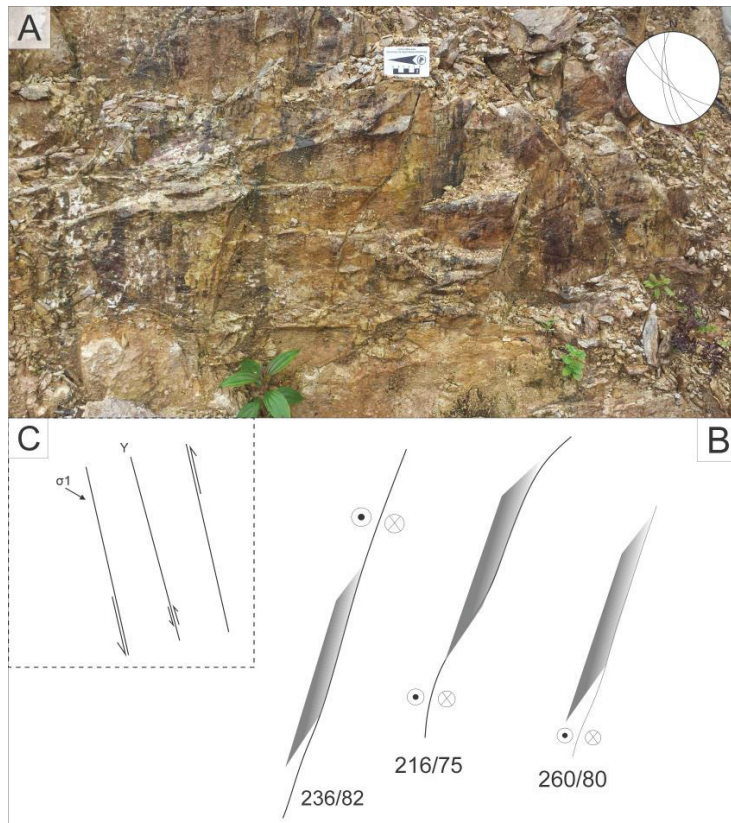


Figura 65: (A) Falhas transcorrentes sinistras N-S e NNW-SSE, ilustradas em B, descritas próximas ao afloramento da figura 64. (C) Posicionamento do sigma 1 NW-SE a NNW-SSE associado às estruturas.

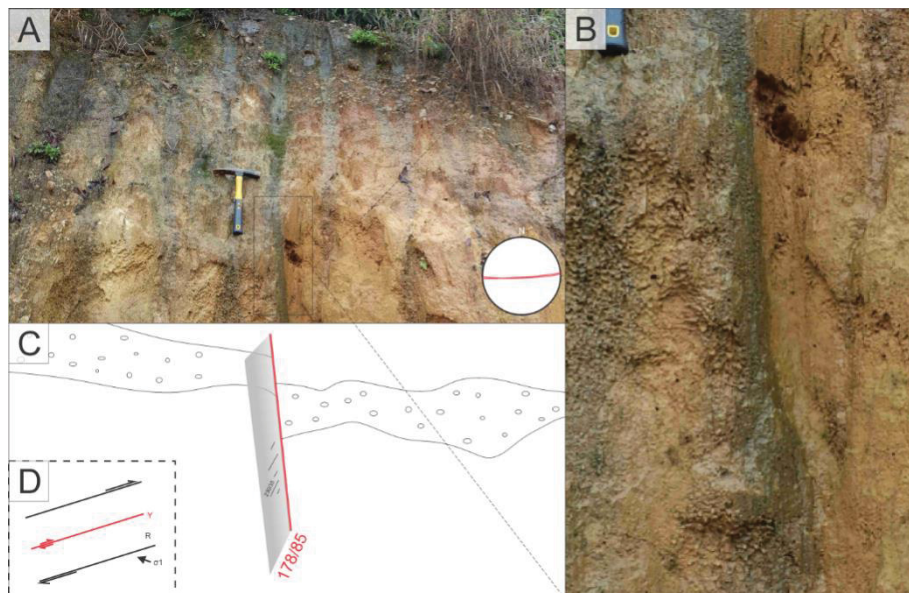


Figura 66: (A) Plano de falha transcorrente E-W dextral com componente normal (transtracional) aparentemente deslocando a camada de seixos no topo do afloramento. (B) Esquema das estruturas da figura A. (C) Detalhe do plano de falha transcorrente dextral E-W. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  WNW-ESE associado às estruturas.

No contexto geológico da bacia de Campo Alegre, destacam-se os depósitos de caulim atribuídos a uma alteração supergênica das vulcânicas neoproterozoicas que ocorreu durante a implantação da superfície Alto Iguaçu, no Cenozoico (Biondi, 1999). Foram descritos planos de falhas transcorrentes sinistras com direções NNW-SSE a NW-SE (fraturas Y e R, respectivamente), associados à fraturas antitéticas R' (E-W) e X (NE-SW) (figura 67), além das numerosas falhas normais (fraturas T) marcadas por gashes que apontam direção WNW-ESE e aparentam sectionar todas as demais estruturas (figuras 67 e 68).

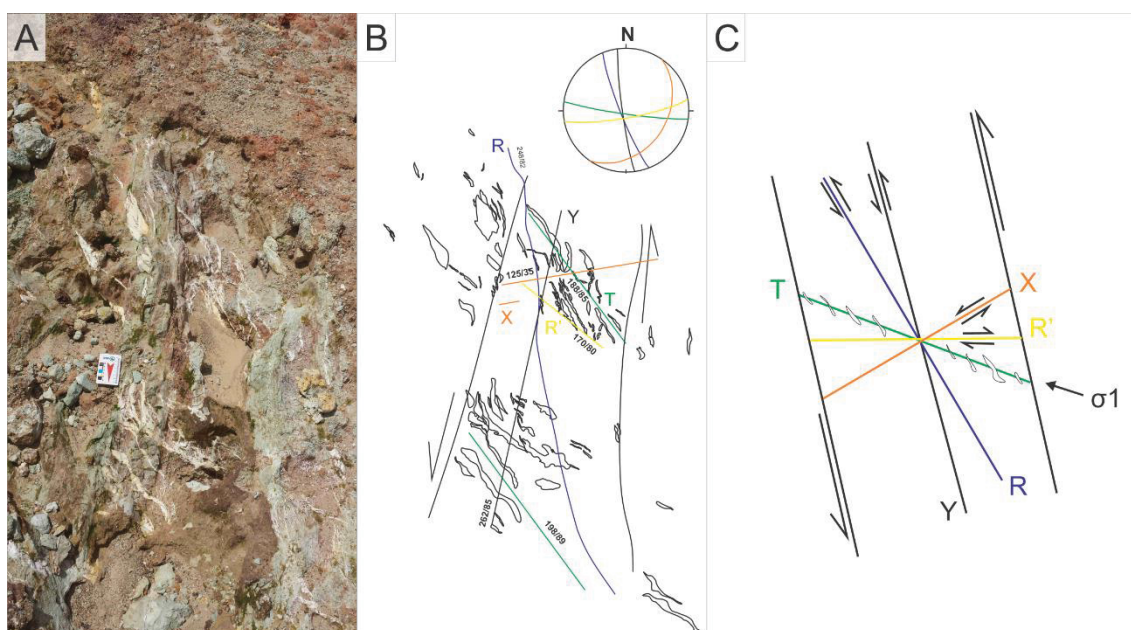


Figura 67: Afloramento em depósitos de caulim associados à bacia de Campo Alegre (Mina Scheide), evidenciando um sistema de cisalhamento rúptil esquematizado em B. (C) Posicionamento das principais estruturas interpretadas segundo o modelo de Riedel e associadas a um  $\sigma_1$  WNW-ESE.

A presença de estruturas E-W e N-S ocorrendo juntas no mesmo afloramento também foi descrita em afloramentos na mineração de areia Vogelsanger, próxima ao município de Itapoá (SC). A identificação dos planos se deu nas margens de cavas submersas e porções ainda não alagadas das cavas, formadas por sedimentos arenosos de coloração amarela a esbranquiçada, mal selecionados, de granulometria variável de fina a grossa em porções mais restritas. Uma possível evidência de que as falhas transtensionais N-S encontradas no Terreno Paranaguá são neoformadas e estão de fato



associadas aos lineamentos de relevo e drenagem responsáveis pela reorganização mais recente da paisagem pode ser observada na figura 69, que mostra um plano de falha de direção N-S possivelmente sinistral afetando os sedimentos arenosos da planície costeira.

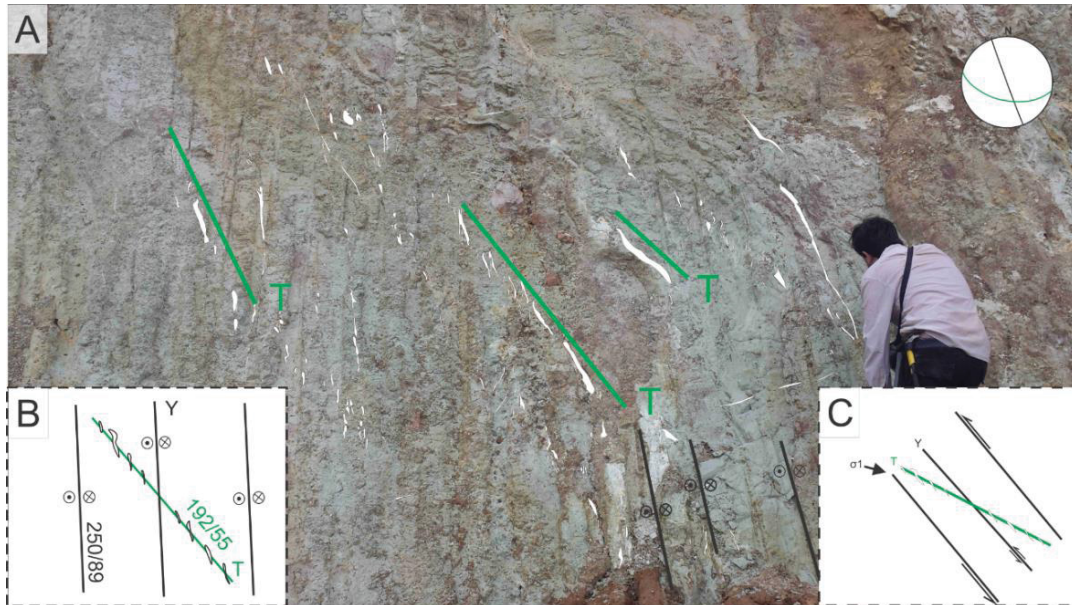


Figura 68: (A) Vista frontal de gashes acompanhando falhas normais NW-SE (fraturas T) associadas a falhas transcorrentes NW-SE esquematizadas em B. (C) Posicionamento do sigma 1 WNW-ESE associado às estruturas.

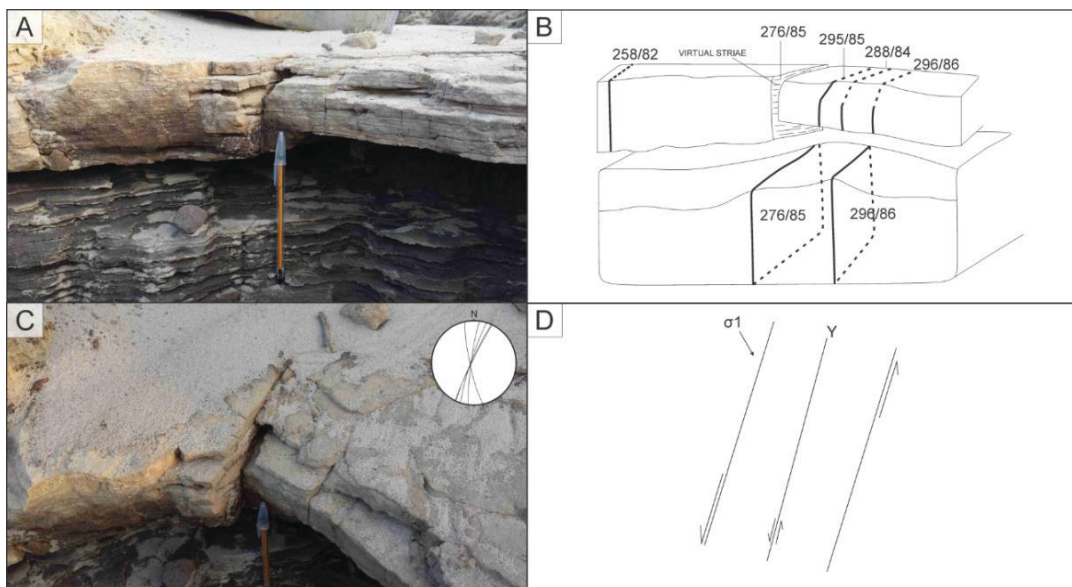


Figura 69: (A) Vista em perfil do plano de falha transcorrente N-S com cinemática aparentemente sinistral em sedimentos arenosos da planície costeira. (B) Vista em planta do mesmo plano observado em A. (C) Esquema representando as principais estruturas em A. (D) Posicionamento do  $\sigma_1$  NNW-SSE associado às estruturas.



A presença de intenso fraturamento associado ao contato entre granitoides do Terreno Luís Alves e um dique básico relacionado à Província Magmática do Paraná às margens do rio Cubatão (próximo ao cânion do Quiriri) permitiu a caracterização cinemática de falhas transcorrentes sinistras com direção E-W, bem como dupla reativação do contato N-S com critérios confiáveis para falhas dexas e sinistras.

Os critérios cinemáticos incluem a caracterização de falhas R' antitéticas com direção aproximada N30E associadas ao plano principal Y sinistral E-W e zonas T em estágio inicial de desenvolvimento (ver quadros 1 e 3 da figura 70 e 1 da figura 71), indicando  $\sigma_1$  posicionado segundo NE-SW durante sua formação. Falhas transcorrentes dexas N-S também apresentaram fraturas antitéticas R' com direção aproximada N40, conforme mostrado no quadro 2 da figura 70 e 3 da figura 71. O quadro 2 da figura 71 retrata ainda uma situação de reativação sinistral possivelmente mais nova que a reativação dextral do mesmo plano de descontinuidade N-S associada ao plano de contato entre os dois litotipos. Fraturas antitéticas R' com direção aproximada N20W também correspondem ao critério cinemático principal encontrado junto aos planos N-S sinistras. Sendo assim, verificou-se um  $\sigma_1$  NE-SW para o desenvolvimento das falhas transcorrentes dexas N-S e um NNW-SSE para as sinistras com a mesma direção.

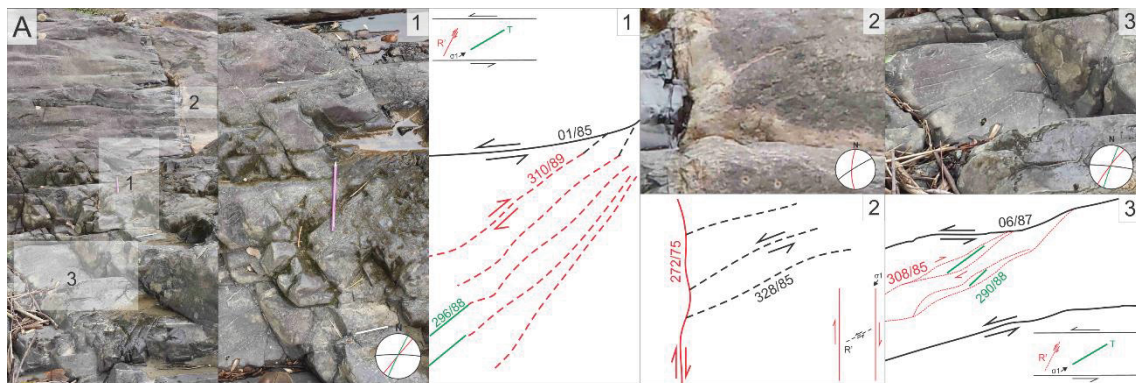


Figura 70: (A) Afloramento marcando o contato entre granitoide associado ao Terreno Luís Alves e dique N-S da Província Magmática do Paraná. (1) Detalhe do quadro 1, com desenho esquemático retratando falha transcorrente sinistral E-W (fratura Y) e antitéticas R' com direção NNE-SSW associadas a um  $\sigma_1$  NE-SW. (2) Detalhe do quadro 2, com desenho esquemático ilustrando falha transcorrente dextral N-S (fratura Y) e antitéticas R' NE-SW, agrupadas sob um  $\sigma_1$  com direção NNE-SSW. (3) Detalhe do quadro 3, com desenho esquemático retratando as mesmas falhas do quadro 1, porém com desenvolvimento de zonas de fraturas T NW-SE e associadas a um sigma 1 NE-SW.

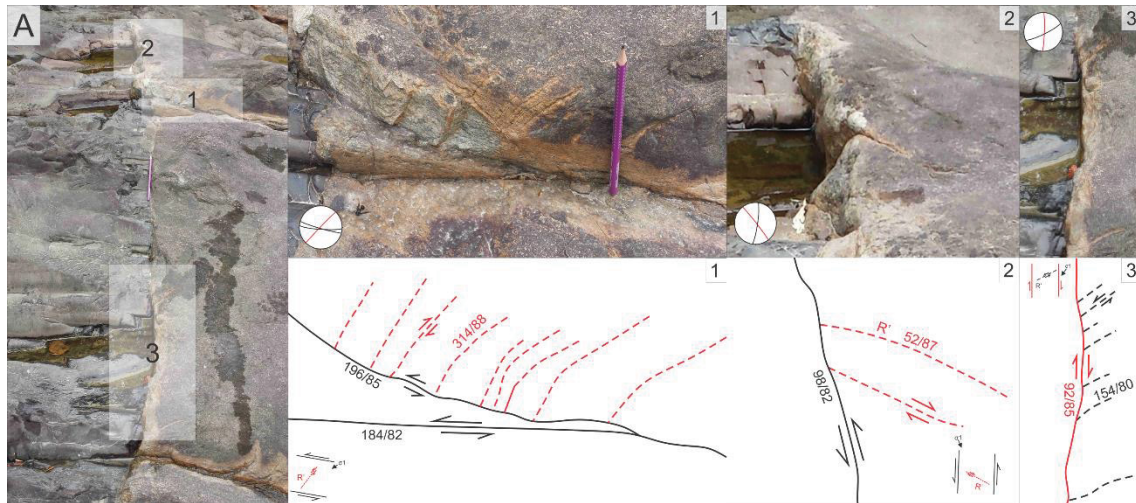


Figura 71: (A) Outra porção do mesmo afloramento da figura 20. (1) Detalhe do quadro 1, com desenho esquemático retratando falhas transcorrentes sinistras E-W (fraturas Y e R) e antitéticas R1 NE-SW associadas a um  $\sigma_1$  NE-SW. (2) Detalhe do quadro 2, ilustrando possível reativação sinistral do plano de falha transcorrente N-S (fratura Y) e antitéticas R' NW-SE, relacionadas a um sigma 1 NNW-SSE. (3) Detalhe do quadro 3, com desenho esquemático evidenciando falha transcorrente dextral N-S e antitéticas NE-SW formadas sob um  $\sigma_1$  NE-SW.

O afloramento localizado na Estrada da Vila do Glória abrange dois sistemas principais de falhas afetando terraços costeiros pleistocênicos de composição predominante arenosa: um conjunto de falhas transcorrentes dexas E-W e outro de sinistras N-S. As estruturas ocorrem de forma sistemática nos depósitos arenosos e apresentam fraturas R muito bem desenvolvidas ainda que em depósitos de baixa consolidação relativa, provavelmente em função de sua idade recente (figura 72). As falhas se prolongam até a porção superior da sequência, marcada por areias esbranquiçadas possivelmente relacionadas a depósitos praias.

Vale ressaltar que as estruturas descritas nesse afloramento são correspondentes às observadas na Mineração Vogelsanger afetando depósitos arenosos quaternários da planície costeira e às identificadas rompendo camadas de seixos aluvionares próximo à escarpa NW-SE da Serra do Mar. Correspondem, portanto, às estruturas mais importantes na configuração neotectônica da região de estudo.

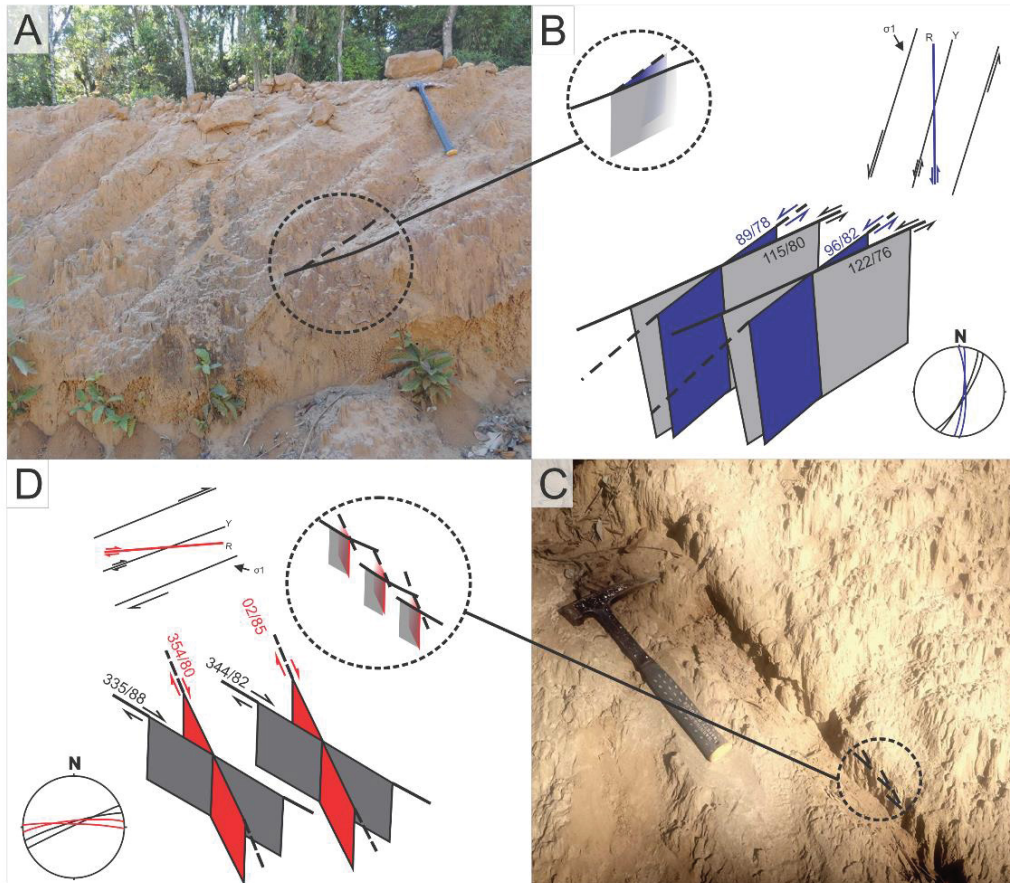


Figura 72: (A) Planos de falhas transcorrentes sinistras N-S associados à terraços costeiros pleistocênicos, com desenho esquemático evidenciando a relação entre fraturas Y em cinza e R em azul, caracterizadas e formadas sob um  $\sigma_1$  NNW-SSE (B). (C) Planos de falhas transcorrentes dexas E-W associados à terraços costeiros pleistocênicos, com desenho esquemático evidenciando a relação entre fraturas Y em cinza e R em vermelho caracterizadas e formadas sob um  $\sigma_1$  WNW-ESE.

### 7.5 Discussões e Conclusões

A caracterização das etapas associadas à evolução da paisagem da área de estudo deve incluir necessariamente uma análise conjunta das estruturas e da geomorfologia a elas associada, definindo assim a morfotectônica local. Nesse contexto, as informações da tabela 3 tornam-se imprescindíveis para viabilizar a compreensão do contexto morfoestrutural das quatro bacias hidrográficas que integram a área (figura x), uma vez que resumem os resultados das análises morfométricas e geofísicas que permitiram a definição do seu contexto geomorfológico. Detalhada em Gimenez et al. (inédito), os dados da tabela x representam uma das bases de discussão acerca da evolução da área ao longo do Cenozoico.



Tabela 3: Resumo dos parâmetros morfométricos descritos em Gimenez et al. (inédito) para a área de estudo.

	BACIA DO RIO ITAPOCU	BACIA DO RIO CUBATÃO NORTE	BACIA DO LINGUADO	BACIA DO RIO SAÍ-MIRIM
<b>Fator de Assimetria (FA) e direção de basculamento</b>	51,57/NE	33,41/SW	71,36/NE	33,15/SE
<b>Direções dos lineamentos de drenagem - 1ª e 2ª ordem</b>	N10W-N20E, N20W-N70W, N30E-N60E	N20W-N40W, N50W-N70W, N-S a N10E e N30E a N70E	N20E-N30E, N20-40W, N30E-N50E e N10W-N20W	N40W-N70W, N40E-N60E e N70E-N80E
<b>Anomalias de drenagem</b>	Formas em cotovelo, formas em arco e em "u", inflexões abruptas, intenso paralelismo das drenagens segundo NW-SE	Formas em arco e inflexões abruptas de NE-SW para NW-SE e vice-versa, paralelismo e a retilinearidade segundo NE-SW e NW-SE	Formas em cotovelo e inflexões abruptas para NW-SE e NE-SW	Paralelismo NE-SW e NW-SE, formas em cotovelo, inflexões abruptas de N-S para E-W
<b>Direções dos lineamentos do relevo</b>	NW-SE (N40W a N70W), N-S (N10W a N20W) e NE-SW (N50E)			
<b>Direções de knickzones</b>	WNW-ESE e NNE-SSW	NE	WNW	NNW
<b>Análise da regressão linear</b>	Knickpoints formados por erosão remontante/Tectônica	Tectônica	Não se aplica	Não se aplica
<b>Índice de Concentração da Rugosidade (ICR)</b>	Alto ao longo da escarpa da Serra do Mar, baixo na planície costeira	Alto ao longo da escarpa da Serra do Mar, baixo na planície costeira	Baixo	Intermediário ao longo da escarpa da Serra do Mar, baixo na planície costeira
<b>Declividade do relevo (% área)</b>	Ondulado a fortemente ondulado	Plano a ondulado	Plano	Plano a fortemente ondulado
<b>Lineamentos Magnetoestruturais</b>	NW-SE, ENE-WSW e NNE-SSW			

No entanto, faz-se necessária uma discussão prévia acerca da análise cinemática das estruturas analisadas para a posterior avaliação de sua importância enquanto modificadoras da paisagem. A partir da análise das estruturas, suas relações de corte e do posicionamento dos eixos de paleotensão para cada conjunto de famílias identificadas foi possível caracterizar três pulsos de deformação rúptil associados às falhas predominantemente transcorrentes e normais descritas em campo (figura 73).

O primeiro pulso apresenta um  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $Sh_{min}$  distensivo NW-SE; o segundo, um  $SH_{max}$  compressivo aproximadamente N-S e  $Sh_{min}$  distensivo E-W; e o terceiro, um  $SH_{max}$  compressivo próximo do campo E-W e um  $Sh_{min}$  distensivo aproximadamente N-S. A baixa expressividade das falhas normais e inversas na área prejudicou a análise estatística dos tensores a elas associados, tendo sido consideradas apenas as falhas transcorrentes na definição dos três eventos citados.

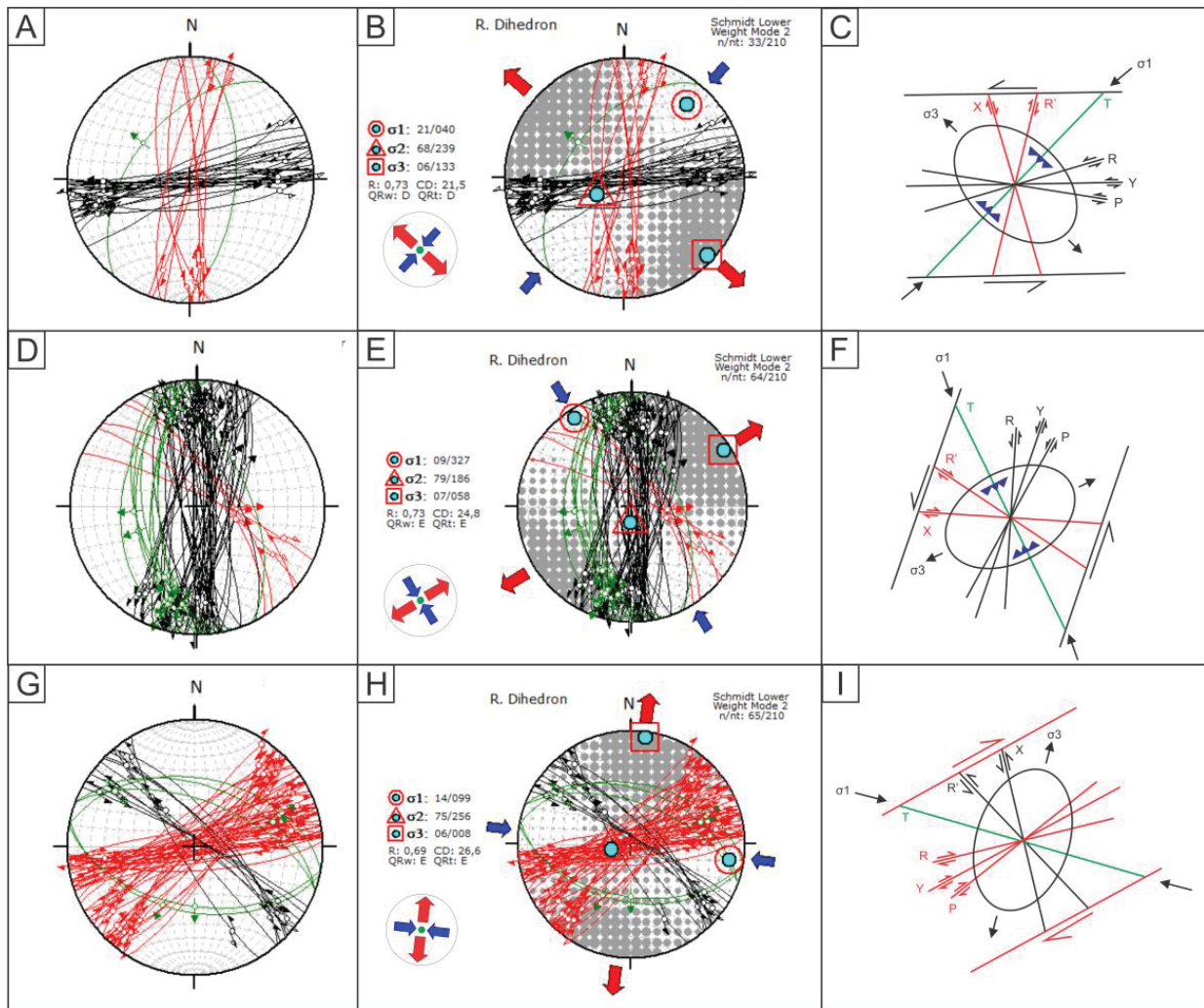


Figura 73: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas associadas ao evento NE-SW, N-S e E-W, bem como posicionamento dos esforços  $SH_{max}$  e  $SH_{min}$ , eixos de paleotensão ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) e suas direções principais. As falhas transcorrentes dextrais estão em vermelho e as sinistras em preto. Estruturas que integram o modelo de cisalhamento de Riedel para cada um dos três eventos caracterizados segundo as posições do  $SH_{max}$  e  $SH_{min}$  de cada um deles. (C) Evento de  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $SH_{min}$  distensivo NW-SE. (F) Evento de  $SH_{max}$  compressivo N-S e  $SH_{min}$  distensivo E-W. (I) Evento de  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $SH_{min}$  distensivo NE-SW.

O pulso deformacional de  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $SH_{min}$  distensivo NW-SE compreende as falhas transcorrentes sinistras E-W e transcorrentes dextrais N-S e NNE-SSW, além das normais NE-SW (figura 73A e B). O conjunto de falhas transcorrentes dextrais N-S e NNE-SSW que podem ser respectivamente neoformadas e reativadas nesse evento corresponde às fraturas antitéticas  $R'$  do modelo de Riedel, enquanto que as sinistras E-W consistem nas fraturas Y e as normais NE-SW às fraturas T (figura 73C). Esse evento foi descrito por diversos autores no estado de Santa Catarina (Roldan,



2007; Machado et al., 2012; Jacques, 2013; Aquaroli, 2017; Peyerl, 2017; Santos, 2017) e no Rio Grande do Sul (Nummer et al., 2014), correspondendo segundo os autores a um evento ativo entre o Neocretáceo e o Paleógeno. O evento pode estar associado a uma primeira reativação dos extensos lineamentos de relevo que controlam a escarpa NE-SW da Serra do Mar como um sistema de falhas transcorrentes com cinemática dextral.

Já o pulso marcado por um  $SH_{max}$  compressivo NNW-SSE e  $Sh_{min}$  distensivo ENE-WSW está associado às falhas transcorrentes sinistrais N-S e NNE-SSW, dextrais NNW-SSE e normais NNW-SSE (figura 73D e E). As falhas transcorrentes sinistrais N-S correspondem às fraturas Y do modelo de Riedel, enquanto que as NNE-SSW representam as R, as transcorrentes dextrais NNW-SSE estão associadas às antitéticas R'e as normais NNW-SSE às fraturas T (figura 73F). O pulso em análise foi identificado por Chavez-Kus e Salamuni (2008) no Complexo Atuba em Curitiba (PR), por Roldan (2007) e Jacques (2013) no Domo de Lages (SC), por Peyerl (2017) na bacia do rio Jordão (PR) e por Santos (2017) na região centro-sul de Santa Catarina considerado pelos autores um pulso ativo a partir do Pleistoceno.

Os dados obtidos sugerem que o pulso pode estar em atividade atualmente, associado a uma segunda reativação dos grandes lineamentos de relevo que controlam a escarpa NE-SW da Serra do Mar como um sistema de falhas transcorrentes com cinemática sinistral (possivelmente responsável pelos sismos em Jaraguá do Sul), bem como a uma primeira reativação com cinemática dextral dos planos de falha NW-SE associados a Zona de Cisalhamento Palmital, escarpa NW-SE da Serra do Mar. A partir dessa fase dar-se-ia o início da estruturação do que viria a ser a Baía da Babitonga, bem como ao controle das drenagens de 1ª e 2ª ordem das bacias hidrográficas da área.

O pulso deformacional de  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $Sh_{min}$  distensivo NE-SW compreende as falhas transcorrentes sinistrais NW, bem como as dextrais E-W e NE-SW (figura 73G e H). As falhas transcorrentes dextrais NE-SW correspondem às fraturas Y, enquanto que as dextrais E-W podem representar as sintéticas R do modelo de Riedel. Já as fraturas antitéticas R' associam-se possivelmente às transcorrentes sinistrais NW, e as normais NW-SE às fraturas T (figura 73I). Esse evento é caracterizado por diversos autores, sendo

associado à idade holocênica nos trabalhos de Riccomini (1989) e Riccomini (1995) sobre as bacias tafrogênicas do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. É também identificado por Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) como um evento ativo do Paleógeno ao Neógeno e é compatível ainda com o  $SH_{max}$  atual E-W a WNW-ESE associado à borda leste da Placa Sul Americana no Holoceno (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999; SALAMUNI et al. 2004; ASSUMPÇÃO et al. 2016; Meijer 1995; Coblentz e Richardson 1996).

Esse evento pode estar relacionado à configuração mais recente da paisagem na área junto ao pulso N-S, possibilitando uma reativação de alguns planos associados à escarpa NW-SE da Serra do Mar como falhas transcorrentes sinistrais bem como o desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais E-W que controlam o braço final da Baía da Babitonga (rio Cubatão Norte) antes de sua foz no Oceano Atlântico, e pode estar associada à ocorrência de sismos costeiros, enquanto que os sismos ocorridos em 2016 na região de Jaraguá do Sul podem estar também relacionados à ativação das estruturas NE-SW ao longo da escarpa.

As falhas normais NE-SW descritas na área podem estar relacionadas ao evento com  $Sh_{min}$  distensivo NW-SE e  $SH_{max}$  compressivo NE-SW, enquanto que as NNW-SSE foram associadas ao evento com  $SH_{min}$  distensivo ENE-WSW e  $SH_{max}$  NNW-SSE e as NW-SE ao pulso tectônico com  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $Sh_{min}$  distensivo N-S. Vale ressaltar que todos os eventos mencionados possuem caráter transtensivo, passíveis de gerarem falhas normais (fraturas T) com as direções mencionadas de acordo com o modelo de Riedel (figura 73, C, F e I). Já as falhas inversas WNW-ESE podem estar associadas ao evento de  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $Sh_{min}$  distensivo NW-SE, enquanto que as NE-SW se encaixam no pulso deformacional com  $SH_{max}$  compressivo NNW-SSE e  $Sh_{min}$  distensivo ENE-WSW.

A determinação da cronologia relativa entre os pulsos deformacionais cenozoicos provou-se umas das principais dificuldades da pesquisa, sendo obtida a partir de restritas relações de corte entre estruturas, além de referências litológicas e geomorfológicas que permitiram inferir idades recentes às estruturas. A associação dos parâmetros morfométricos com estruturas que afetam unidades geológicas com idades pré-estabelecidas na literatura tais

como a Província Magmática do Paraná (Thiede e Vasconcelos, 2010), depósitos de caulim associados à bacia de Campo Alegre (Biondi, 1999) e sequências sedimentares costeiras e aluvionares (Souza, 1999; Angulo e Souza, 2004) foi o principal guia para posicionamento geocronológico das falhas analisadas.

Segundo Gimenez et al. (inédito), interpretações magnetoestruturais de falhas que afetam diques NW-SE associados ao Alto de Ponta Grossa apresentam direção principal ENE-WSW e aparente movimentação dextral (figura 74); tal configuração é congruente com as numerosas falhas transcorrentes dextrais NE-SW e E-W encontradas ao longo de toda a área de estudo e associadas ao campo de stress mais recente atuante na placa Sul-Americana com  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $Sh_{min}$  distensivo N-S.

A assimetria das bacias do rio Itapocu, Piraí, Linguado e trechos do rio Cubatão Norte (figura 75) sugerem basculamento geral do relevo para NE, provavelmente associado ao desenvolvimento de falhas normais NNW-SSE e NW-SE associados aos pulsos tectônicos com  $SH_{max}$  compressivo N-S e E-W, respectivamente. A constante presença de formas anômalas na drenagem tais como retilinearidade e paralelismo de canais de baixa ordem com direção NW-SE e NE-SW, além das inflexões abruptas ora para NW-SE, ora para NE-SW sugerem forte controle estrutural das bacias hidrográficas especialmente pelo pulso deformacional com  $SH_{max}$  compressivo E-W.

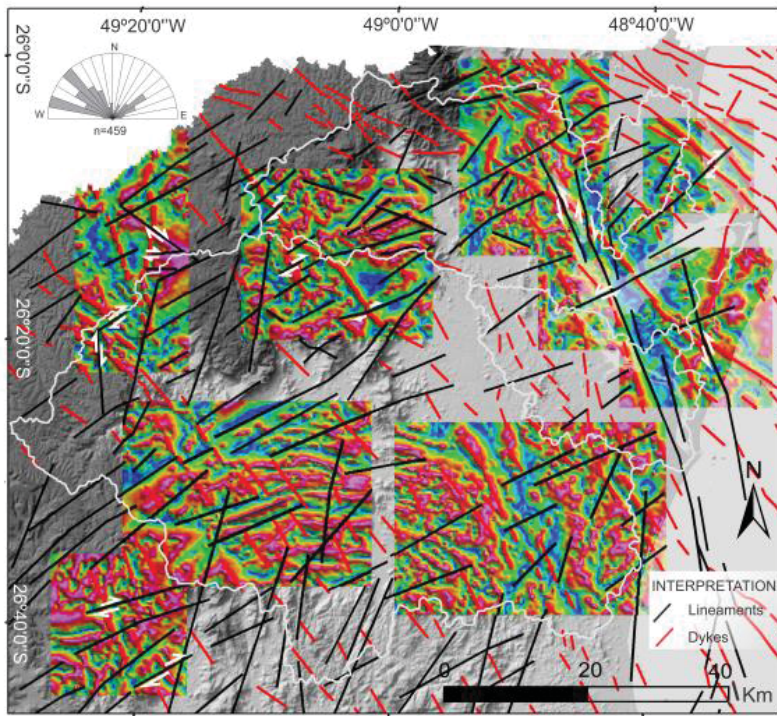


Figura 74: Principais lineamentos magnetoestruturais (em preto) interpretados afetando diques (em vermelho) de direção NW-SE. O trend principal dos lineamentos é N60E. Movimentações relativas dos diques associados às falhas encontram-se marcadas pelas setas em branco. (Fonte: Gimenez et al., inédito).

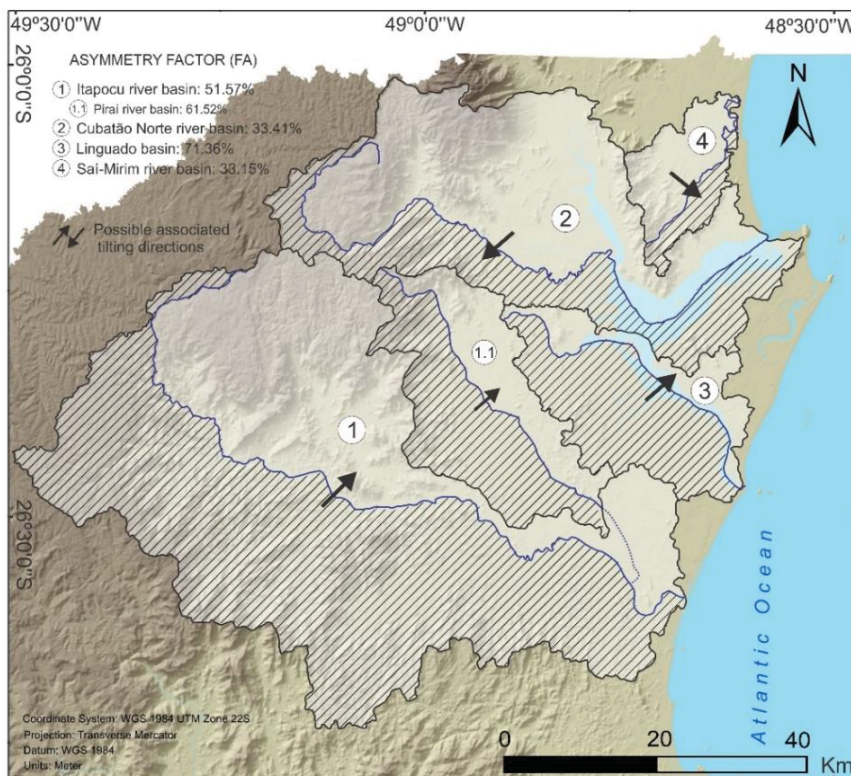


Figura 75: Aplicação do FA nas bacias do rio Itapocu (1), Pirai (1.1), Cubatão Norte (2), Linguado (3) e Sai-Mirim (4) (Fonte: Gimenez et al., inédito).



A evolução da paisagem da área a partir do início do desenvolvimento da planície costeira encontra-se ilustrada nos blocos diagramas da figura 76 e se deu a partir das seguintes etapas:

(1) formação de leques aluviais associados a uma paleoescarpa da Serra do Mar a partir do Mioceno Inferior. Nessa etapa, os rios corriam preferencialmente para ENE, possivelmente associados a uma estruturação prévia marcada pelas falhas transcorrentes sinistrais E-W atribuídas ao tensor NE-SW;

(2) Início da atuação do campo de tensão N-S na modelagem do relevo, desenvolvendo zonas de falhas normais NNW-SSE mapeadas em campo e responsáveis pelo desenvolvimento de patamares e pela captura de canais de drenagem nas porções adjacentes às estruturas. Essa etapa foi marcada ainda pelo início do desenvolvimento das escarpas NE-SW e NW-SE da Serra do Mar a partir de um sistema conjugado de falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW e dextrais NNW-SSE, sendo as últimas relacionadas à reativação dextral da Zona de Cisalhamento Palmital (figura 77). Um exemplo importante da influência dessa reativação na modelagem da paisagem, naquele estágio evolutivo, consiste em um desvio na desembocadura do paleocanal principal do rio Cubatão para SE, acompanhando o escarpa NW-SE da serra Norte. Esse paleocanal viria a compor os atuais canais do Palmital e do Linguado, hoje individualizados. O desenvolvimento de falhas normais NNW-SSE com mergulhos predominantes para SW e com geometria em dominó (ver perfis da figura 76) promovem um basculamento geral do relevo para ENE. A escarpa NW-SE teria ainda restringido a área da bacia do rio Saí Mirim ao extremo nordeste da área, tendo tal desembocadura desviada para NE em função do basculamento tectônico das bacias e da migração de esporões costeiros durante o Quaternário (Souza et al, 1999; Angulo e Souza, 2004). O desenvolvimento do cânion do Quiriri a partir do desenvolvimento das direções NNE-SSW na porção oeste da área também foi atribuído a essa etapa, associado à formação de knickzones com direção NNE-SSW, NE-SW e NNW-SSE (figura 78);



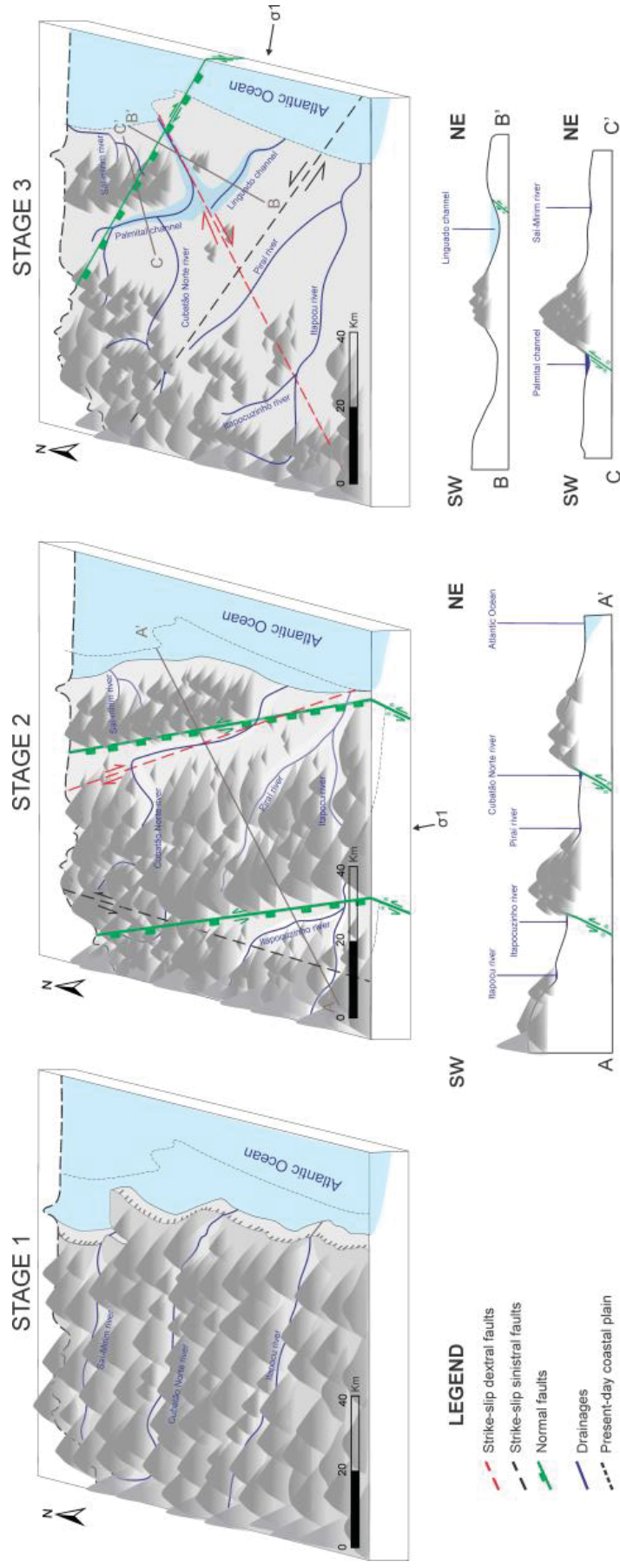


Figura 76: Blocos diagramas retratando a evolução da paisagem da área desde o início do desenvolvimento da planície costeira no Mioceno Inferior (estágio 1) passando pela influência do evento tectônico com  $SH_{max}$  N-S e  $SH_{min}$  E-W (estágio 2) até alcançar sua configuração atual sob ação de um  $SH_{max}$  E-W e  $SH_{min}$  N-S (estágio 3). Os perfis retratam a influência das falhas normais NNW-SSE e NW-SE em domínio no relevo e nas bacias de drenagem, promovendo basculamento geral para NE e rebasculamento tectônico da região que veio a formar o canal principal ENE-WSW da Baía da Babitonga a partir de falhas transcorrentes dextrais com componentes normais (geometria em “tesoura”).

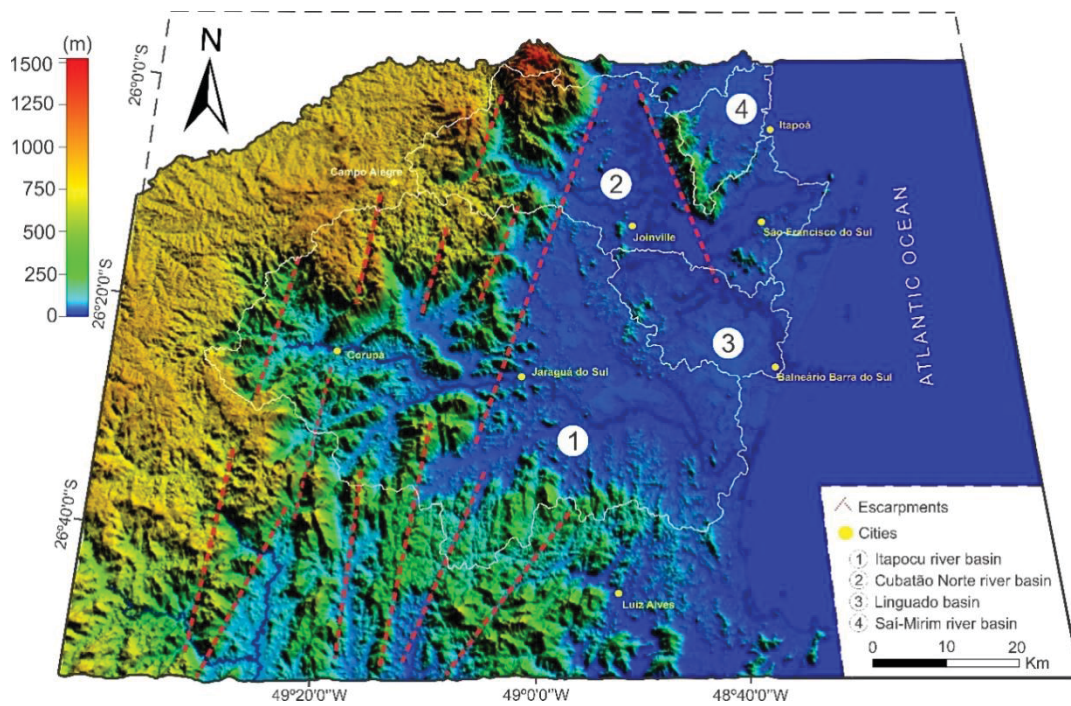


Figura 77: Vista inclinada da área de estudo, com destaque para as direções principais de escarpamento da Serra do Mar em vermelho (Fonte: Gimenez et al., inédito).

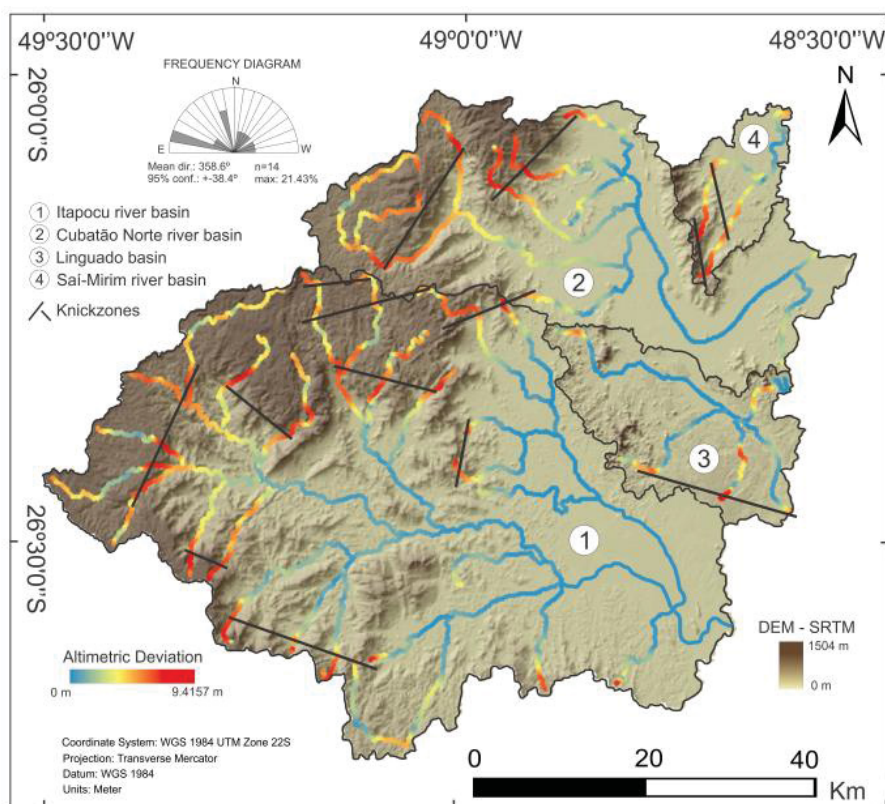


Figura 78: Mapa de distribuição dos knickpoints nas bacias analisadas, com destaque para a orientação NNW-SSE das principais knickzones (Fonte: Gimenez et al., inédito).

(3) A ativação do pulso transtensional com  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $Sh_{min}$  distensivo N-S resultou no desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW, sinistras NW-SE e NNW-SSE e normais NW-SE, que acentuaram o basculamento da região para NE. O desenvolvimento de cicatrizes no relevo associadas à zona de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW é frequente ao longo de toda a região, sendo congruentes com os dados aerogeofísicos correlacionados às morfoestruturas por Gimenez (inédito). Nessa etapa destaca-se pelo desenvolvimento do canal principal da Baía da Babitonga e pela configuração atual da morfoestrutura a partir de um feixe de falhas transcorrentes dextrais-normais em tesoura (figura 79). Esse modelo implica um rebaixamento do relevo em direção à costa, induzindo uma redução do nível de base local, permitindo a entrada do mar e consequente formação da baía. Tal modelo de falhas em tesoura também explicaria a atual assimetria da bacia do rio Saí-Mirim para SE e o desenvolvimento de knickzones com direção ENE-WSW ao longo das bacias.

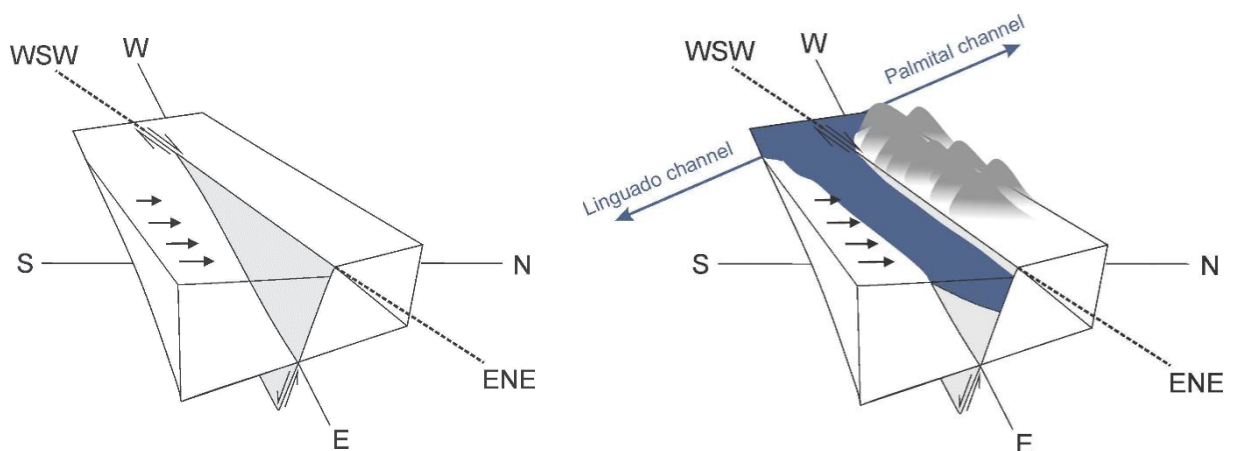


Figura 79: Padrão de falha em tesoura associado ao contexto transtensional responsável pela formação de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW que controlaram o canal principal da Baía da Babitonga.

Conforme já mencionado, não é descartada a possibilidade dos pulsos N-S e E-W ocorrerem de forma concomitante se sobrepondo entre si durante o Quaternário, em vez de corresponderem a pulsos necessariamente sequenciais. Tal relação pode ser corroborada pelo fato de ambos estarem fortemente



relacionados à evolução recente do relevo e das bacias de drenagem da área. A coexistência de falhas transcorrentes dextrais E-W e sinistrais NNE-SSW em afloramento de areias associadas aos paleoterraços costeiros pleistocênicos descritos por Souza (1999) corresponde a outra evidência de que embora o pulso N-S possa ter se iniciado antes do atual E-W, ambos podem ocorrer de forma sobrepostas. Caso seja considerado um mesmo evento para geração das falhas transcorrentes dextrais E-W e sinistrais N-S, deve-se considerar um  $SH_{max}$  compressivo de direção NW-SE concomitante ao E-W típico da placa. No entanto, embora existam dados de tensão atual com essa direção na porção centro-oeste e sudeste do Brasil (Assumpção et al., 2016), tal configuração responderia apenas a desvios locais do tensor de WNW-ESE para NW-SE uma vez que os dados de tensão atual sugerem como predominantes as direções de  $\sigma_1$  E-W e secundariamente NE-SW (Salomon et al., 2015). Embora possível tal situação parece improvável em função da quase perpendicularidade entre as estruturas associadas, principalmente considerando sua nucleação neotectônica associada ao modelo de Riedel, que sugere uma generalizada tensão de direção NNW-SSE para geração das falhas transcorrentes sinistrais N-S e uma tensão de direção NNW-SSE para as transcorrentes dextrais E-W.

Segundo Salomon et al. (2015), a porção meridional do continente sul-americano tem experimentado uma evolução a partir de pulsos tectônicos transcorrentes (transtrativos) desde a fragmentação do Gondwana, diferentemente da margem equivalente na Namíbia, que evoluiu a partir de esforços extensionais associados à deriva continental. Tal particularidade sul-americana resulta possivelmente da sobreposição dos esforços extensionais NE-SW esperados pela atuação de ao menos três pulsos deformacionais distintos ao longo do Cenozoico. No entanto, as falhas normais NW-SE atribuídas ao evento atual com  $SH_{max}$  compressivo E-W podem estar também relacionadas ao evento distensional mencionado, considerando possíveis variações do  $\sigma_1$  de horizontal para vertical. Reativações normais de estruturas NW-SE também foram descritas por Trzaskos et al. (2006) no Grupo Itararé (Bacia do Paraná), associadas à Falha de Fortaleza podem estar relacionadas à tensão E-W.

A presença de ressaltos no relevo submarino costeiro ao longo da margem continental do sul-sudeste do Brasil sugerem movimentação dextral ao longo de estruturas N60E (Salomon et al., 2015) atuando na configuração atual do continente, sendo também correlatas aos dados cinemáticos obtidos para o pulso deformacional E-W. Conforme já mencionado, a reativação de zonas de fraqueza pré-existentes do embasamento é característica comum da área em função da ocorrência simultânea de terrenos pré-cambrianos, fanerozoicos, mesozoicos e cenozoicos que sofreram históricos evolutivos diversos e complexos ao longo do tempo geológico. Dessa forma, é comum o aproveitamento de planos de foliação por estruturas associadas a paleotensores mais recentes, sendo frequentes as reativações de estruturas NW-SE e NNE-SSW nesse contexto.

A grande diversidade de unidades geológicas também resulta em comportamentos reológicos diferenciados, alterando a forma como a tensão é absorvida por cada litotipo. Tal característica da área pode explicar a existência de um espectro consideravelmente alto de estruturas relacionadas a cada pulso tectônico individualizado, uma vez que a herança de descontinuidades do embasamento também contribui para a reativação de uma quantidade maior de direções de estruturas em comparação com uma situação exclusiva de neoformação de falhas. Deformação correlata a causada pelo  $SH_{max}$  E-W na área foi descrita por Strugale et al. (2007), que descreveu uma concentração da deformação nas bordas de diques associadas a reativação das estruturas a eles relacionadas, resultando em direções ligeiramente mais dispersas em arenitos quando comparados aos basaltos, embora estejam relacionadas ao mesmo evento de deformação.

Outro ponto a se discutir consiste na origem do  $SH_{max}$  N-S, encontrado por diversos autores na região sul do Brasil e tão importante na configuração estrutural e geomorfológica da área. Enquanto que as direções de tensão principais NE-SW e E-W representam um consenso em termos de possíveis períodos de atuação, estruturas associadas e eventos tectônicos relacionados, o contexto geotectônico responsável pela ativação do tensor N-S permanece uma incógnita. Algumas hipóteses associadas a um contexto mais local da placa Sul-Americana incluem fluxos astenosféricos anômalos de calor, dobramento



flexural da margem e compensação isostática (Assumpção, 1992; Husson et al., 2012; Salomon et al., 2015b). A ocorrência de tensores NNW-SSE ao longo da placa sul-americana limita-se principalmente à região Amazônica (Assumpção et al, 2016). Zoback e Richardson (1996) propõe um modelo físico para explicar tamanho desvio de quase 90° do paleotensor E-W atual na Amazônia e o relacionam a anomalias crustais ocasionadas pela presença de riftes antigos, especialmente associados a plumas densas localizadas na crosta inferior que podem modificar substancialmente regimes locais de tensão.

Dessa forma, vale investigar com maior detalhe a relação entre o tensor N-S e a evolução do Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1995), bem como as possíveis relações entre essa direção de tensão e as densidades contrastantes entre a Serra do Mar e os terrenos adjacentes, que podem acarretar situações de desequilíbrio isostático na região.

#### *7.6 Agradecimentos*

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Grupo Neotectônica pelo apoio no desenvolvimento da pesquisa; ao Núcleo de Geoprocessamento (NUGEO) pela infraestrutura disponibilizada; e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.

## 8 CONCLUSÕES

A integração dos dados geomorfológicos, geofísicos e estruturais da área permitiu a identificação de três pulsos de deformação rúpteis que influenciaram diretamente na reorganização da paisagem da área ao longo do Cenozoico:

- (1) (1)  $SH_{max}$  compressivo NE-SW e  $Sh_{min}$  distensivo NW-SE, que compreende as falhas transcorrentes sinistrais E-W e transcorrentes dexas N-S e NNE-SSW, além das normais NE-SW e idade provável de atuação do Paleoceno ao Mioceno;
- (2)  $SH_{max}$  compressivo NNW-SSE e  $Sh_{min}$  distensivo EENE-WSW, associado às falhas transcorrentes sinistrais N-S e NNE-SSW, dexas NNW-SSE e normais NNW-SSE e provavelmente atuante a partir do Plio-Pleistoceno;
- (3)  $SH_{max}$  compressivo WNW-ESE e  $Sh_{min}$  distensivo NNE-SSW, que compreende as falhas transcorrentes sinistrais NW, bem como as dexas E-W e NE-SW e corresponde ao tensor atual predominante na placa Sul-Americana.

A área é recortada por alinhamentos estruturais de relevo cujos *trends* são principalmente NW-SE e NE-SW e secundariamente N-S, que são correlatas às direções das escarpas da Serra do Mar. Nos lineamentos de drenagem de 1ª e 2ª ordem, a direção N-S ganha maior importância, estando possivelmente associados a uma resposta das drenagens ao evento 3 no Quaternário.

Foram identificadas diversas anomalias nas redes de drenagem, sendo muito comuns as formas em cotovelo, em arco, inflexões abruptas e retilinearidades dos canais fluviais, que apresentaram principalmente padrões em treliça a subdendríticos.

As bacias de drenagem apresentam fortes indícios de basculamento tectônico evidenciados pelos fatores de assimetria, que variam da ordem de 60 a 75%. Os mapas de knickpoints e perfis longitudinais permitiram a definição das principais zonas de rupturas de declive ao longo dos principais canais da área, marcando com maior precisão as regiões de escarpamento do limite entre a Serra do Mar e a planície costeira e evidenciando nos gráficos de regressão linear a ocorrência de ao menos duas gerações de knickpoints, sendo uma

primeira possivelmente tectônica associada à reativação das estruturas NW-SE e NE-SW e neoformação das N-S e E-W e uma segunda ligada ao recuo erosivo da escarpa à montante dos rios (provavelmente iniciado e acelerado pela contínua atuação dos esforços tectônicos associados à primeira).

Os lineamentos aeromagnetométricos extraídos principalmente dos mapas ISA evidenciaram a presença de diques de diabásio seccionados por estruturas NW-SE, NE-SW e ENE-WSW, direções coincidentes com os grandes lineamentos do relevo que definem e seccionam as escarpas da Serra do Mar na região. O feixe de lineamentos NW-SE foi associado ainda a pelo menos duas fases de reativação a partir do fim do Cretáceo da Zona de Cisalhamento Palmital, sendo uma inicial sinistral e outra dextral.

As direções NE-SW associadas à escarpa oeste da Serra do Mar podem ter sido reativadas durante o evento de  $S_{hmax}$  compressivo NE-SW e  $S_{hmin}$  distensivo NW-SE como falhas transcorrentes destrais, mas também a partir do evento de  $S_{hmax}$  compressivo aproximadamente N-S e  $S_{hmin}$  distensivo E-W como falhas transcorrentes sinistrais. Pode-se concluir ainda que a gênese da morfoestrutura representada pela Baía da Babitonga é provavelmente tectônica e ocorreu a partir das seguintes etapas:

(1) formação de leques aluviais associados a uma paleoescarpa da Serra do Mar a partir do Mioceno Inferior. Nessa etapa, os rios corriam preferencialmente para ENE, possivelmente associados a uma estruturação prévia marcada pelas falhas transcorrentes sinistrais E-W atribuídas ao tensor NE-SW;

(2) Início da atuação do campo de tensão N-S na modelagem do relevo, desenvolvendo zonas de falhas normais NNW-SSE mapeadas em campo e responsáveis pelo desenvolvimento de patamares e pela captura de canais de drenagem nas porções adjacentes às estruturas. Essa etapa foi marcada ainda pelo início do desenvolvimento das escarpas NE-SW e NW-SE da Serra do Mar a partir de um sistema conjugado de falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW e destrais NNW-SSE, sendo as últimas relacionadas à reativação dextral da Zona de Cisalhamento Palmital. Um exemplo importante da influência dessa reativação na modelagem da paisagem, naquele estágio evolutivo, consiste em um desvio na desembocadura do paleocanal principal do rio Cubatão para SE,

acompanhando o escarpa NW-SE da serra Norte. Esse paleocanal viria a compor os atuais canais do Palmital e do Linguado, hoje individualizados. O desenvolvimento de falhas normais NNW-SSE com mergulhos predominantes para SW e com geometria em dominó, promoveram um basculamento geral do relevo para ENE. A escarpa NW-SE teria ainda restringido a área da bacia do rio Saí Mirim ao extremo nordeste da área, tendo tal desembocadura desviada para NE em função do basculamento tectônico das bacias e da migração de esporões costeiros durante o Quaternário (Souza et al, 1999; Angulo e Souza, 2004). O desenvolvimento do cânion do Quiriri a partir do desenvolvimento das direções NNE-SSW na porção oeste da área também foi atribuído a essa etapa, associado à formação de knickzones com direção NNE-SSW, NE-SW e NNW-SSE;

(3) A ativação do pulso transtensional com  $SH_{max}$  compressivo E-W e  $SH_{min}$  distensivo N-S resultou no desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW, sinistrais NW-SE e NNW-SSE e normais NW-SE, que acentuaram o basculamento da região para NE. O desenvolvimento de cicatrizes no relevo associadas à zona de falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW é frequente ao longo de toda a região, sendo congruentes com os dados aerogeofísicos correlacionados às morfoestruturas por Gimenez et al. (inédito). Nessa etapa destaca-se pelo desenvolvimento do canal principal da Baía da Babitonga e pela configuração atual da morfoestrutura a partir de um feixe de falhas transcorrentes dextrais-normais em “tesoura”. Esse modelo implica um rebaixamento do relevo em direção à costa, induzindo uma redução do nível de base local, permitindo a entrada do mar e conseqüente formação da baía. Tal modelo de falhas em tesoura também explicaria a atual assimetria da bacia do rio Saí-Mirim para SE e o desenvolvimento de knickzones com direção ENE-WSW ao longo das bacias.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. 1961. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, v. 4/5, p. 94-110. 1961;
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim 41:169-263;
- ALMEIDA FFM. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. Boletim 241: 36;
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Suplemento), p. 15-26;
- ALMEIDA, F. F. M., & CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Brazilian Journal of Geology*, 28(2), 135-150;
- ALMEIDA, F. F. M; HASUI, Y.; NEVES, B. B. D. B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, 7, 45-80;
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29;
- ALMEIDA, R.P., JANIKIAN, L., FRAGOSO-CESAR, A.R.S., FAMBRINI, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2), pp.145-161;
- ANDRADES FILHO, C. O. 2007. Arenização e tectônica: Contribuição estrutural ao estudo da gênese dos areais no sudoeste do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 54 p.;
- ANDRADES FILHO, C. O.; SUERTEGARAY, D. M. A.; GUASSELLI, L. A. 2006. Arenização no sudoeste do Rio Grande do Sul: Investigação sobre a relação entre areais, drenagem e orientação do relevo. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia / Regional Conference on Geomorphology, IAG/UGB. Goiânia (GO).12 p.;
- ANDRADES FILHO, C. O; GUASSELLI, L. A.; SUERTEGARAY, D. M. A. 2007. Investigação sobre a relação entre lineamentos estruturais e a ocorrência de areais no sudoeste do Rio Grande do Sul. In: XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Natal - RN. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. v. XII. p. 243-257.;
- ANDRADES FILHO, C.O.; GUASSELLI, L.A. 2008 Identificação de deformações neotectônicas, através de imagem SRTM, e sua relação com a gênese dos areais – sudoeste do Rio Grande do Sul. *Revista Geográfica Acadêmica*, v. 2, n.2, p. 96-110;
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Pergamon Press, pp. 53–100;
- ANGELIER, J., MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin Soc. Géol. France*, v.7, n0. 6, p. 1309-18;
- ANGULO, R.J. & SOUZA, M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saí-Guaçu e a baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências*, 55;
- ARIOLI E. E. & LICHT, O. A. B. 2011. Definição do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná. Vº Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás;



- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11889-11903;
- ASSUMPÇÃO, M. 1998. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1, 160-169;
- ASSUMPÇÃO, M. & SACEK, V. 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophysical Research Letters*, 40(3), 487-491;
- ASSUMPÇÃO, M.; JAMES, D.; SNOKE, A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1);
- ASSUMPÇÃO, M., DIAS, F.L., ZEVALLOS, I., NALIBOFF, J.B. 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, pp.278-295;
- BARÃO, L.M., TRZASKOS, B., VESELY, F.F., CASTRO, L.G., FERREIRA, F.J., VASCONCELLOS, E.M., BARBOSA, T.C., 2017. The role of post-collisional strike-slip tectonics in the geological evolution of the late Neoproterozoic volcano-sedimentary Guaratubinha Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, pp.29-46;
- BASEI, M.A.S., SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, 22 (2): 216-221;
- BASEI, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Unpublished Ph. D. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 19;
- BASEI, M.A.S., CITRONI, S.B., SIGA JR, O. 1998. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina states, southern Brazil. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 29, pp.195-216;
- BASEI, M., SIGA JR, O., MASQUELIN, H., HARARA, O., REIS, N., PRECIOZZI, F. 2000. The Dom Feliciano belt (Brazil-Uruguay) and its fore land (Rio de la Plata Craton): framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa;
- BASEI, M.A.S., FRIMMEL, H.E., NUTMAN, A.P., PRECIOZZI, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), pp.239-256;
- BASEI, M.A., NUTMAN, A., JÚNIOR, O.S., PASSARELLI, C.R., DRUKAS, C.O. 2009. .2 The Evolution and Tectonic Setting of the Luis Alves Microplate of Southeastern Brazil: An Exotic Terrane during the Assembly of Western Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, pp.273-291;
- BEZERRA, F.H.R. 1999 Intraplate paleoseismicity in northeastern Brazil: 7<sup>th</sup> National Symposium on Tectonic Studies and International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Lencois, 1999, Anais, Sessão 4, pp. 12-16;
- BIGARELLA J. J. 1994. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Florianópolis: UFSC, V.1, 425p;
- BIGARELLA, J. J; BECKER, R.D; MATOS, D.J de; WERNER, A. 1978. A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná: Um problema de segurança ambiental e nacional. Secretaria do Estado do Planejamento do Paraná. Curitiba. 249 p.;
- BISHOP, P. 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4): 449-473;

BISHOP P., HOEY T.B., JANSEN J.D., ARTZA I.L. 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Process & Landform*;

BOGO, M. 2013. Arquitetura deposicional da barreira holocênica na região meridional da Ilha de São Francisco do Sul, SC. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná (UFPR). 134 p.;

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., CORDANI, U.G., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1(3-5), pp.495-510;

BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. A. 2011. *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, Malden, MA, USA;

Catálogo Sísmico Brasileiro. 2013. Disponível em: <[http://www.rsbr.gov.br/catalogo\\_sb.html](http://www.rsbr.gov.br/catalogo_sb.html)>. Acesso em 16 de maio de 2016;

CHEMALE Jr., F., HARTMANN, L. A., SILVA, L. D. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10, p.151-166;

CASAN - Companhia Catarinense de Águas e Saneamento. 2016. Disponível em:<<http://www.casan.com.br/menu-conteudo/index/url/bacias-Hidrograficas#609>>. Acesso em 10 de maio de 2016;

CASTRO, L. G.; FERREIRA, F. J. F.; ANGULO, R. J. 2008. Modelo gravimétrico-magnético do Gráben de Paranaguá-PR, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica São Paulo*, v. 26, p. 273-292;

CASTRO, L.G., FERREIRA, F.J.F., CURY, L.F, FIORI, A.P., SOARES, P.C., LOPES, A.P., OLIVEIRA, M.J. 2014. *Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil*. *Geologia USP. Série Científica*, v. 14, p. 3-18;

CASTRO, L. G. & FERREIRA, F. J. F. 2015. Arcabouço geofísico-estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4), 499;

CITRONI, S.B., BASEI, M.A., SIGA JR, O., REIS NETO, J.M. 2001. Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre basin, SC, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(4), pp.581-597;

COBLENTZ, D. D. & RICHARDSON, R. M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8643-8657;

COBBOLD, P.R., GAPAIS, D., ROSSELLO, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (1991), pp. 743-758;

COBBOLD, P.R., GAPAIS, D., ROSSELLO, E.R., MILANI, E.J, SZATMARI, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana M.J. de Wit, I.G.D. Ransome (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Balkema, Rotterdam (1992), pp. 23-26;

CONDIE, K. C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1), 1-18;

CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9 (1984), pp. 6-11;

- COUTINHO, J.M.V., 2008. Dyke swarms of the Paraná triple junction, Southern Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 8, pp.28-52;
- COUTO, E.V., FORTES, E., FERREIRA, J.H.D., 2014. Índices geomorfológicos aplicados a análise morfoestrutural da zona de falha do rio Alonzo-PR. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 14(4);
- COX, R. T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, v.106, p. 571-581;
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2011. Mapa Geológico da Folha de Joinville, escala 1:250.000. Joinville;
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2014. Mapa Hidrogeológico do Brasil;
- CROSBY, B. T. & WHIPPLE, K. X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1), p.16-38.
- CURY, L. F. 2007. Geologia do Terreno Paranaçu. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo. 202p;
- DAVIS, W. M. 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), 481-504;
- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfoclimáticos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geografia*, 5(4):523-550.;
- DEFFONTAINES, B & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from data: application to the structural analysis of Zaire Basin. *Tectonophysics*, v. 3, n.194, p. 237-263;
- DOBLAS, M. 1987. Criterios del sentido del movimiento en espejos de fricción: Clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos);
- DOBLAS, M. 1985. SC deformed rocks: the example of the Sierra de San Vicente sheared granitoids (Sierra de Gredos, Toledo, Spain). A.M. Thesis, Harvard Univ., Cambridge,85;
- DOBLAS, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295: 187-197;
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; THOMAZELLA, H.R.; BATEZELLI, A.; FULFARO, V.J., 1998, Feições de liquefação em sedimentos cenozoicos no Vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista: implicações neotectônicas: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, Anais, pp. 80;
- EWART, A., MARSH, J.S., MILNER, S.C., DUNCAN, A.R., KAMBER, B.S., ARMSTRONG, R.A., 2004. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components. *Journal of Petrology*, 45(1), pp.59-105;
- EYLES, C.H., EYLES, N., FRANÇA, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40(1), pp.1-25;
- FALEIROS, F. M., 2008. Evolução de terrenos tectonometamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). 2008, 306 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo;
- FARIAS, T.F.S., 2016. Tectônica rúptil pós-cretácica do complexo alcalino de Tunas (PR). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba (PR);

- FEDALTO, G. 2015. Integração de Dados Geológicos e Aerogeofísicos da Região da Mina do Perau, Vale do Ribeira, Paraná. Trabalho de Conclusão de Curso. UFPR. 68p;
- FENG, M.; VAN DER LEE, S.; ASSUMPÇÃO, M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4);
- FERNANDES, L.A.D., MENEGAT, R., COSTA, A.F.U., KOESTER, E., PORCHER, C.C., TOMMASI, A., KRAEMER, G., RAMGRAB, G.E., CAMOZZATO, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384;
- FERREIRA, F.J.F., 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. MSc Thesis. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 170p;
- FERREIRA, F.J.F., MORAES, R.A.V., FERRARI, M.P., VIANNA, R.B., 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, Curitiba, SBG, Núcleo de São Paulo, 1: 226-240;
- FERREIRA, J.M.; OLIVEIRA, R.T.; TAKEYA, M.; ASSUMPÇÃO, M. 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around Potiguar marginal basin: *Geophysical Journal International*, v. 134, pp. 341-355;
- FIGUEIREDO, M. C. H.de, BASEI, M. A. S., MANTOVANI, M. S. M., FRYER, B. J. 1991. O complexo granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP*, São Paulo, n.9, nov. Publicação Especial. p.35-40;
- FLORES, J.A.A.; LISBOA, N.A.; BAPTISTA, P.R.D. 1991. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do sudeste de Santa Catarina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro – SP. *Boletim...* Rio Claro: SBG/São Paulo e UNESP, p. 101-102;
- FONSECA, V. D. 2006. Estudos morfotectônicos aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. Porto Alegre. (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 307 p.;
- FORNARI, A. 1998. Geologia e metalogênese da porção meridional do Cráton Luís Alves-SC. Universidade Estadual de Campinas (Tese, Programa de Pós-Graduação em Geociências). São Paulo;
- FREITAS, R. O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras;
- GARDNER T.W. 1983. Experimental study of knickpoints and longitudinal evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*;
- GERASIMOV, I. P. & MESCHERIKOV, J. A. 1968. Morphostructure. Ed. R.W. Fairbridge, New York:Reinhold Book Co. *The encyclopedia of geomorphology*. p.731-732;
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASUI, Y.; SANTOS, M. D.; SOARES JÚNIOR, A. V.; DOUZA, I. D. 2012. As serras do Mar e da Mantiqueira. *Geologia do Brasil Hasui Y, Carneiro CDR, Almeida FFM, Bartorelli A (eds) São Paulo, Beca*, 549-571;
- Google Earth. 2016. Acesso em 12 de maio de 2016;
- GOLDRICK, G. & BISHOP, P. 1995. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of 742 bedrock river long profiles: An example from southeastern Australia. *Journal of Geology*;

- GORCEIX, H. 1884. Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais. *Anuario Esc. d. Minas Ouro Preto*, (3), 110-113;
- GREHS, S.A. 2009. Evidências de neotectônica e implicações ambientais na região do Banhado do Taim, Rio Grande do Sul, Brasil. Departamento de Geodésia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 10 p;
- GUALDA, G.A. & VLACH, S.R., 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(3), pp.405-430;
- GUIMARÃES, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. *Boletim DNPM-DFPM*. Rio de Janeiro, n.88, p.1-295.;
- GUNN, P.J. 1998. *Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Course*. Camberra: AGSO Australian Geological Survey Organisation. 150p;
- HACK, J. T. 1960. *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*. *Am. J. Sci.*258A: p.80–97;
- HACK, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research of the U.S. Geol. Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429. 1973.
- HARTT, C. F. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Fields Esgood & Co. 620 p.;
- HARBOR, D., BACASTOW, A., HEATH, A., ROGERS, J. 2005. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 28, 23-36;
- HARE, P. W. & GARDNER, I. W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M & Hack J.t (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.*;
- HARTMANN, L.A., SILVA, L.C., ORLANDI FILHO, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: Descrição e Implicações Genéticas. *ACTA GEOLÓGICA LEOPOLDENSIA*, São Leopoldo. 3(6): 93-112;
- HARTMANN, L.A., LEITE, J.A.D., DA SILVA, L.C., REMUS, M.V.D., MCNAUGHTON, N.J., GROVES, D.I., FLETCHER, I.R., SANTOS, J.O.S., VASCONCELLOS, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47(5), pp.829-844;
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In.: *Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro*, 1, 1990. *Boletim: SBG*;
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.C.G., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., SIGA JR., O., TROUW, R., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), pp.211-237;
- HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M.C., HACKSPACHER, P.C., NETO, J.C.H., FRANCO-MAGALHÃES, A.O., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, 18(4), pp.674-687;
- HOBSON, R. D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: Chorley (ed.). *Spatial analysts in geomorphology*. Harper and Row. New York, NY, p. 225-245;



- HORN FILHO N.O. 1997. O Quaternário costeiro da Ilha de São Francisco do Sul e arredores, Nordeste do Estado de Santa Catarina - aspectos geológicos, evolutivos e ambientais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 312 p;
- HORN FILHO, N.O. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul*, 18 (35), 71–98.
- HOWARD, A.D. 1967 Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, p. 2246-2259;
- HUSSON, L., CONRAD, C.P., FACENNA, C., 2012. Plate motions, Andean orogeny, and volcanism above the South Atlantic convection cell. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, pp.126-135;
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2000. Mapa Hidrogeológico do Brasil;
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2016;
- ISLES, D. J. & RANKIN, L. R. 2013. *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists;
- JACQUES, P. D. 2013. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica na borda leste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências;
- JACQUES, P. D., MACHADO, R, NUMMER, A. R. 2015. Análise Estrutural da Formação Serra Geral na porção Centro-Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. *Geociências (São Paulo. Online)*, v. 34, p.390-401;
- KARL, M., GLASMACHER, U.A., KOLLENZ, S., FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B., STOCKLI, D.F., HACKSPACHER, P.C., 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U-Th-Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics* 604, 224-244;
- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sulsudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-22, Curitiba e SG-23, Iguape. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, SBG 6: 2815–2825;
- KAUL PFT AND CORDANI UG. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar (southern Brazil) granitoid magmatism and tectonic implications. *Rev Bras Geocienc* 30: 115–119.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; IAN, H. 2009. *Geofísica de exploração*. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de textos, 438 p. Original: An introduction to geophysical exploration;
- KELLER E. & PINTER N. 1996. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. Prentice Hall, New Jersey;
- KING, L. C. 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 64(7), p.721-752;
- KING, L. C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. In: *Revista Brasileira de Geografia* 18, Rio de Janeiro;
- KING, L. C. 1962. The Morphology of the Earth, 699. *Oliver and Boyd, Edinburgh*;
- KRÖHLING, D.; BRUNETTO, E.; GALINA, G; ZALAZAR, M.C. 2011 Paleosurface analysis on the Cretaceous basaltic plateau on the Upper Rio Uruguay Basin (NE Argentina and Southern Brazil). *Geociências, UNESP*, v. 30, n. 1, p. 31-46;

- LIMA, C. 1998 Expressões topográficas e estruturais da compressão atuante na Placa Sul-Americana. Congresso Brasileiro de Geologia, XI, Anais. SBG-MG, p. 79;
- LIMA, C.C. & NASCIMENTO, E. 1994. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South America plate. *Geophys J Int* 130(1): 112-124;
- LIMA, C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M.. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American Plate: *Geophysical Journal International*, v. 130, pp. 112-124.
- MACHADO, R., ROLDAN, L.F., JACQUES, P.D., FASSBINDER, E., NUMMER, A.R. 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.* 42 (4): 799-811;
- MAACK, R. 1942. Picos do Paraná: A propósito de uma comunicação do Sr. Reinhard Maack. *Revista Brasileira de Geografia*. Jan/Mar. p. 137-140;
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v.2, Art.7, p. 67-153;
- MAACK, R. 1972. A Serra do Mar no Estado do Paraná. *Boletim Geográfico*. Rio de Janeiro, v.31, n. 229: p. 79-105;
- MACHIAVELLI, A., BASEI, M.A.S., SIGA JR, O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, 7(2):113-129;
- MAROTTA, G. S. A.; FRANÇA, G. S.; MONICO, J. F. G.; FUCK, R. A.; ARAÚJO FILHO, J. O. 2013. Strain rate of the South American lithospheric plate by SIRGAS-CON geodetic observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 136-141;
- MARSHAK, S. & MITRA, G. (Eds.). (1988). *Basic methods of structural geology*. Prentice Hall;
- MARTONNE, E. de. 1940. *Traité de géographie physique*. A. Colin, Paris, 6<sup>e</sup> édition, tome 1, 496 p.; tome 2, 560 p.;
- MAZZER, A.M.; GONÇALVES, M.L. 2011. Aspectos geomorfológicos da Baía da Babilonga, Santa Catarina, Brasil: caracterização morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 3, p. 115-120;
- MCKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B. L., MCGRATH, M. B. 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. *United State Geological Survey Bulletin*;
- MEIJER, P.T. 1995 Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region: PhD. thesis, Utrecht University, The Netherlands, 218 p.;
- MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M., NARDY, A.J.R., 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: USP, pp.1-14;
- PICCIRILLI, E.M., MELFI, A.J. 1988. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*, IAG-USP Press, São Paulo (1988), pp. 1-13;
- MENDIGUREN, J. A. & RICHTER, F. M. 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16(4), 318-326;
- MILANI, E.J., 1997. Evolução tectono—estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul—Occidental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Ph.D. Thesis, 255f; 2 vol, Brazil;

- MILANI, E.J., 2007. The Paraná Basin: a multi-cycle sedimentary and magmatic intracratonic province of W Gondwana. In Problems in Western Gondwana Geology, I workshop, Gramado, Brazil, extended abstracts (Vol. 1, pp. 99-107);
- MILANI, E. J. & RAMOS, V. A., 1998 Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 527-544;
- MILANI, E.J. & ZALÁN, P.V., 1998. Brazilian Geology Part I: The geology of Paleozoic cratonic basins and Mesozoic interior rifts of Brazil. In 1998 AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, Short Course Notes;
- MORALES, N., 2005. Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região sudeste do Brasil. Rio Claro, 2005. Tese de Livre Docência – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP (RC);
- MORALES, N.; HASUI, Y.; SOUZA, I.A.S.; JUNIOR, A.V.S.; MACHADO, F.B.; SALAMUNI, E. 2012. Padrão de fraturamento nas serras gaúchas: indícios de deformação pós-mesozoica a Recente em corredores de fraturas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos – SP. Anais... São Paulo: SBG, CD-ROM;
- NASCIMENTO, E.R., SALAMUNI, E., QUEIROZ, G.L., HAUCK, P.A., FIORI, A.P. 2013. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 287-299;
- NUMMER, A.R., MACHADO, R., JACQUES, P.D. 2014. Tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 41 (2): 121-130, maio/ago. 2014;
- OBRUCHEV, V. A. 1948. Loess as a particular kind of soil, its genesis and problems to study (in Russian). *Byulleten'Komissii po Izucheniyu Chetvertichnogo Perioda AN SSSR*, (12), 5-17;
- O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D., POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), p.1463-1469;
- OLIVEIRA, F. A. D. 2006. *Estudo do aporte sedimentar em suspensão na Baía da Babitonga sob a ótica da geomorfologia* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo);
- OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to show active tectonic movement. *Bulletin Geological Society of America*. Boulder, Co. v. 96, p. 509-517;
- PAVLIDES, L. 1989. Early Paleozoic composite mélange terrane, central Appalachian Piedmont, Virginia and Maryland; Its origin and tectonic history. *Geological Society of America Special Papers*, 228, 135-194;
- PEATE, D.W., 1997. The Parana-Etendeka Province. In: Mahoney J.J., Coffin M.F. (Eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. Washington, D.C., American Geophysical Union. p. 217-245;
- PEDERSON, J.L., AND TRESSLER, C. 2012. Colorado River long-profile metrics: The hunt for knickzones and their meaning: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 345–348;
- PELUSO JR., V. A. 1986. O Relevo do Território Catarinense. *Revista Geosul*. Departamento de Geociências, CFH, UFSC. Florianópolis, SC, (I) 2:7-69;
- PENCK, A. 1899. *Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen*. Selbstverlag des Vereines zur Verbreitung Naturwissenschaftlicher Kenntnisse;
- PENCK, W. 1924. *Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie*. Stuttgart:J.Engelhorn's Nachf;

- PENCK, W. 1953. *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology*. MacMillan and Company;
- PETIT, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.* 9, 597–608;
- PEYERL, W.R.L., 2016. Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Jordão, Região de Guarapuava (PR). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba (PR);
- PHILLIPS, J.D., LUTZ, J.D. 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102, 554-566;
- QUEIROZ, G. L., SALAMUNI, E., NASCIMENTO, E. R. 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, 76, 80-87;
- REIS, J. P. & TOMAZZOLI, E. R. 2010. Evidências de Neotectônica na Bacia do Rio Vargem do Braço, SC. *Revista de Geografia (Recife)*, 27 (1. Esp). p.87-101;
- REIS, J.P.P.; TOMAZZOLI, E.R. 2011. Morfotectônica da Serra do Tabuleiro, SC. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 13, Campinas – SP. Boletim... Campinas: SBG, p. 352-355;
- RICCOMINI, C. 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. Doctoral dissertation. Universidade de São Paulo. São Paulo (SP);
- RICCOMINI, C, 1995. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondwanicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. Tese de Livre-Docência, Inst. De Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 100p;
- RICCOMINI, C. & ASSUMPÇÃO, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22, 221-225;
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (SE Brazil), *J. S. Am. Earth Sci.*, 2, 191-197;
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. 2004. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 383-405;
- RICCOMINI, C.; VELÁSQUEZ, V. F.; GOMES, C. B., 2005. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIM-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp/Fapesp, 2005. 750p
- RICHARDSON, R.M. & ZOBACK, M.L. 1990. Amazonas Rift: Modeling stress around a paleozoic rift in South America (abstract); *Eos Trans. AGU*, 1, 1606;
- RIEDEL, W. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, 1929.
- ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A.; DEMBROFF, G.R. 1988. Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue Anticline, western Transverse Ranges, Southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* n. 100, p. 850–858;
- ROLDAN, L. F., MACHADO, R., STEINER, S. D. S., WARREN, L. V. 2010. Análise de lineamentos estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. *Geologia USP. Série Científica*, 10(2), p.57-72;
- ROSA, R.O. & HERMANN, M.L.P. 1986. Geomorfologia. In: Atlas de Santa Catarina. Aspectos Físicos. Rio de Janeiro: GAPLAN, p.31-32;

- ROSTRIROLLA, S.P., ASSINE, M.L., FERNANDES, L.A., ARTUR, P.C., 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. De Geoc.* 30 (4), 639–648;
- ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., RIGOTI, A., KRAFT, R.P., 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), pp.287-300;
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Revista Geonomos*, 1(1e2);
- SANTOS, F., 2010. Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia Hidrográfica do Bufadeira–Faxinal/PR (Doctoral dissertation, Dissertação (Mestrado em Geografia). Maringá: Universidade Estadual de Maringá);
- SANTOS, J.M.D., 2017. Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste de Santa Catarina (SC). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba (PR);
- SABINS JR. F. F. 1978. Remote Sensing: Principles and interpretation San Francisco: Freeman, 464p;
- SANT'ANNA, L.G.; SCHORSCHER, H.D.; RICCOMINI, C. 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*: v. 10, nos. 3-4, p.275-284;
- SALAMUNI E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). 214f. Tese (Doutoramento em Geociências) Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro;
- SALAMUNI, E., EBERT, H.D., HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 469;
- SALAMUNI, E. 2005. Evidências da neotectônica na evolução da Serra do Mar no Estado do Paraná. *SNET*, Curitiba, Anais-SBG;
- SALAMUNI, E., FIORI, A.P. 2014. Eventos deformacionais do Neoproterozoico ao Neógeno e a tectônica ressurgente no território paranaense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos – SP. Anais... SP: SBG;
- SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; MORALES, N.; HASUI, Y. 2015. Análise morfotectônica da Região Sul do Brasil com vista à Caracterização Neotectônica. Simpósio Brasileiro de Estudos Tectônicos (SNET). Vitória (ES);
- SALOMON, E., KOEHN, D., PASSCHIER, C., 2015. Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting. *Tectonics*, 34(1), pp.70-85;
- SALOMON, E., PASSCHIER, C., KOEHN, D., 2017. Asymmetric continental deformation during South Atlantic rifting along southern Brazil and Namibia. *Gondwana Research*, 51, pp.170-176;
- SCHNEIDER, R. L., MÜHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65;
- SCHOBENHAUS, C., & BRITO NEVES, B. B. D. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM*, 5-25;
- SIGA JR., O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo);



- SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; MACHIAVELLI, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS*, 23(3): 215-223;
- SIGA JR O, BASEI MAS, REIS NETO JM AND BUBA RM. 1994. Maciços Graníticos da porção Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, Camboriú, SC, Brasil, SBG, p. 400–401.
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., REIS NETO, J.M., MACHIAVELLI, A., HARARA, O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 26: p.69-98;
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., SATO, K., CORDANI, U.G., CITRONI, S.B., 2000. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcano-sedimentary basins, Southern region. In 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro;
- SILVA, L.C. 1984. Os terrenos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. V.7, p.3069-3080;
- SILVA, L.G. 2006. *Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na província alcalina do Alto Parnaíba, MG*. Brasília: Inst. Geoc., UnB, 78p. (Dissert. Mestr.);
- SILVA, T. P. & MELLO, C.L. 2007. Neotectônica na Região da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e Áreas Adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG). In: 10º Simpósio de Geologia do Sudeste (SGS), 2007, Diamantina. 10º Simpósio de Geologia do Sudeste (SGS);
- SOARES, P.C., BARCELLOS, P.E., CSORDAS, S.M., 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (radar-landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Relatório RT-342/82, PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT, 63p;
- SOUZA M. C. 1999. Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação. Curso de Pós-Graduação em Geologia Ambiental, Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba, Dissertação de Mestrado, 196 p;
- SOUZA, M. C., ANGULO, R. J., PESSENDA, L. C. R. 2001. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), p.223-230;
- SOUZA JUNIOR, M.D.; SANTOS, M.L.; SALAMUNI, E.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N. 2013 Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Ivaí-PR, curso inferior. *Rev. Brasil. de Geomorfol.*, v.14, p. 211-218;
- STRAHLER, A. N. 1952. Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin. Geological Society of America*. Boulder;
- STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C.V., FERREIRA, F.J.F., DE FREITAS, R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(2-4), pp.203-227;
- SUERTEGARAY, D. M. A. 1987. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Defesa de tese. A Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quarai – RS. São Paulo: USP, 1987. 243F.I.L.Mapas. Tese de doutorado: Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo, BR-SP;

- SUMMERFIELD, M. A. 1991. Tectonic geomorphologic. *Progress in Physical Geography*. v. 15, n. 2, p. 193-205;
- THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M., 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results. *Geology*, 38(8), pp.747-750;
- TOMAZZOLI, E.R., PELLERIN, R.G.M. 2001. Evidência de Neotectônica no Vale do Rio Cubatão, SC. In: VIII CONGRESSO DA ABEQUA, Imbé-Rs. Boletim de Resumos;
- TOMAZZOLI, E.R. 2002. Evidências de Neotectônica na Ilha de Santa Catarina e Área Continental Adjacente. In: 41° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, João Pessoa-Rn. Anais, 2002. P. 371-371;
- TRZASKOS, B., VESELY, F.F., ROSTIROLLA, S.P., 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 58;
- USSAMI, N.; MOLINA, E.C.; MEDEIROS, W.E. 1999. Novos vínculos sobre a evolução termica da margem continental leste do Brasil: 7th National Symposium on Tectonic Studies and International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Lencois, 1999, Anais, Sessão 3, pp. 20-23;
- VALADÃO, R.C. 1998. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais). Salvador, 243p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia;
- VALADÃO, R.C. 2009. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia-v, 10(2)*;
- VASCONCELLOS, R.M. 1994. *Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil*. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, CPRM. 165 p;
- VLACH, S.R.F., JANASI, V.A., VASCONCELLOS, A.C.B.C., 1991. O magmatismo granitóide tardi- a pós-orogênico de idade brasileira no Estado de São Paulo. *Boletim do IG-USP, Publicação Especial 9*: 99–101;
- VLACH, S.R., SIGA JR, O., HARARA, O.M., GUALDA, G.A., BASEI, M.A., VILALVA, F.C., 2011. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), pp.407-415;
- WHIPPLE, K. & MEADE, B.J. 2004. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state, *J. Geophys.*;
- ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 13(2), 269-300.
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.D.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., ZANOTTO, O.A., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3(1987), pp.441-473;
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., CONCEIÇÃO, J.C.J., APPI, V.T., NETO, E.V., CERQUEIRA, J.R., MARQUES, A., 1990. The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins.