

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JÉSSICA MIRANDA DOS SANTOS

REATIVAÇÕES CENOZOICAS AO LONGO DO LINEAMENTO GUAPIARA



CURITIBA

2022

JÉSSICA MIRANDA DOS SANTOS

REATIVAÇÕES CENOZOICAS AO LONGO DO LINEAMENTO GUAPIARA

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

Orientador: Prof Dr. Eduardo Salamuni (UFPR)
Coorientadores: Prof. Dr. Clauzionor Lima (UFRRJ)
Prof. Dr. Pedro Fonseca (UFOP)

CURITIBA

2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Santos, Jéssica Miranda dos
Reativações cenozoicas ao longo do Lineamento Guapiara. / Jéssica
Miranda dos Santos. – Curitiba, 2022.
1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni.
Coorientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva.
Coorientador: Prof. Dr. Pedro Fonseca Val e Almeida.

1. Geologia. 2. Bacias (Geologia). 3. Geomorfologia. I. Salamuni,
Eduardo. II. Silva, Clauzionor Lima da. III. Almeida, Pedro Fonseca Val
e. IV. Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em
Geologia. V. Título.

Bibliotecário: Leticia Priscila Azevedo de Sousa CRB-9/2029



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA 40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **JÉSSICA MIRANDA DOS SANTOS** intitulada: **REATIVAÇÕES CENOZOICAS AO LONGO DO LINEAMENTO GUAPIARA**, sob orientação do Prof. Dr. EDUARDO SALAMUNI, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa. A outorga do título de doutora 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, 13 de Dezembro de 2022.

Assinatura Eletrônica
13/12/2022 14:12:34.0
EDUARDO SALAMUNI
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
14/12/2022 09:02:34.0
MARCILENE DOS SANTOS
Avaliador Externo (UNESP/ OURINHOS)

Assinatura Eletrônica
13/12/2022 14:45:04.0
BÁRBARA TRZASKOS
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica
15/12/2022 13:53:53.0
FRANCISCO HILARIO REGO BEZERRA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE)

Assinatura Eletrônica
14/12/2022 11:10:51.0
JULIA BARBOSA CURTO MA
Avaliador Externo (Universidade de Brasília)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA-CENTRO POLITÉCNICO-UFPR - CURITIBA - Paraná - Brasil
CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3365 - E-mail: posgeol@ufpr.br
Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.
Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 241662
Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp>
e insira o código 241662

“Eu não sucumbi e não sucumbirei”

Paráfrase de Elza Soares

*Dedicado à minha família, aos meus amigos e as todas
mulheres pretas que estão no caminho para se tornarem
doutoras.*

AGRADECIMENTOS

Eu agradeço a Deus por ter me acompanhado durante toda minha trajetória. Agradeço a minha mãe e irmã por todo o apoio necessário para que eu não sucumbisse a ansiedade, o suporte para que não desistisse no meio do caminho e por todo amor que me foi fornecido nos meus piores momentos. Amo vocês.

Agradeço ao meu pai (*in memoriam*) que apesar de não estar mais conosco, foi e sempre será um norte para minha caminhada, foi quem me fez perceber o valor da minha negritude e principalmente meu valor como mulher. Saudades constantes e eternas.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Eduardo Salamuni, mais do que um orientador, foi um exemplo para mim de ética, humildade, inteligência e cuidado. Aos meus coorientadores, Prof. Dr. Clauzionor Lima, que está comigo desde o primeiro dia da minha trajetória na Geologia - um exemplo de profissionalismo e dedicação, e Prof. Dr. Pedro Val, que foi colega de curso e agora me ajudou a dar importantes passos acadêmicos.

Agradeço aos meus amigos, Clara, Janaína, Luisa, Luiz, Thais Bruna e Tais, por todos os momentos cedidos a mim para que despejasse os mais insanos desabafos e todo o suporte para não desistir em me tornar doutora. Agradeço a psicóloga (Lara) e a psiquiatra (Camilla) que cuidaram de mim nos últimos 3 anos - o tratamento psicológico de vocês foi essencial para que eu chegasse até aqui, minimamente sã. Agradeço aos ventos surpreendentes dessa vida que fizeram Paulo Estevão “cair de paraquedas” na minha vida, sendo um alívio durante minha caminhada.

E por fim, agradeço ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA), ao grupo Neotectônica da Universidade Federal do Paraná, ao programa de pós-graduação em Geologia da UFPR, a Universidade Estadual Paulista – UNESP e a CAPES pelo financiamento do projeto e CNPq (Processo 307738/2019-1).

RESUMO

O Lineamento Guapiara, localizado no limite setentrional do Arco de Ponta Grossa – sudeste do estado de São Paulo, constitui uma importante feição morfoestrutural demarcada por feições no relevo e na drenagem, na direção NW-SE, e que se caracteriza por forte anomalia magnética. Demarca um corredor de fraturas preenchidas por diques de diabásio relacionados ao evento tectono-magmático juro-cretáceo que seccionou a Bacia do Paraná e seu embasamento. Neste estudo, foi realizada a interpretação magnética-estrutural do Lineamento Guapiara e das estruturas adjacentes, afim de aprimorar o processamento e interpretação dos dados geofísicos qualitativos e semiquantitativos, através da aplicação de métodos de realces de anomalias magnéticas. Os dados estruturais coletados em campo foram integrados e correlacionados com os índices geomórficos das drenagens que ocorrem na região (*channel steepness index*, *knickpoints* e *chi-plots*) para identificar possíveis reativações tectônicas cenozoica de estruturas na região do Lineamento Guapiara. A abordagem integrada da análise magnética, o geoprocessamento por meio de imagens ALOS/PALSAR e a análise estrutural possibilitaram levantar a hipótese de que estruturas do embasamento cristalino (NE-SW e E-W) e o Lineamento Guapiara tenham sido reativados ao longo do Cenozoico, influenciando no rearranjo da drenagem. Os lineamentos magnéticos do Guapiara estão sobrepostos às anomalias NE-SW e E-W (ex. Lineamento São Sebastião), consideradas heranças estruturais do embasamento proterozoico. Foram mapeadas falhas transcorrentes/transversivas com direção NW-SE, NE-SW, E-W e N-S, e também falhas normais NW-SE e NE-SW, as quais foram reativadas e nucleadas em, pelo menos, três pulsos tectônicos desde o Paleogeno: Pulso A SH_{Max} NE-SW (Paleoceno-Eoceno), Pulso B SH_{Max} N-S (Mioceno-Pleistoceno) e Pulso C SH_{Max} WNW-ESE (Pleistoceno-atual). Esses dados demonstram rotação do campo de tensão máximos, no sentido anti-horário, os quais se deslocaram da orientação NE-SW (no limite Cretáceo/Paleógeno), para N-S, NW-SE até chegar à posição atual WNW-ESE. Esses dados quando integrados aos índices geomórficos mostraram que as reativações estão presentes em valores de alto *channel steepness index* (ksn), e expressivas anomalias de drenagem, que representam entrenchamento de canais e outras formas anômalas, possivelmente frutos de subsidência tectônica.

Palavras-chave: Arco de Ponta Grossa, Neotectônica, morfometria

ABSTRACT

The Guapiara Lineament, located at the northern boundary of the Ponta Grossa Arch in southeastern São Paulo state, constitutes an important morphostructural feature marked by topographic and drainage patterns in the NW-SE direction, characterized by a strong magnetic anomaly. It delineates a corridor of fractures filled with diabase dykes related to the Jurassic-Cretaceous tectono-magmatic event that dissected the Paraná Basin and its basement. In this study, a magnetic-structural interpretation of the Guapiara Lineament and adjacent structures was performed to enhance the processing and interpretation of qualitative and semi-qualitative geophysical data through the application of magnetic anomaly enhancement methods. Field-collected structural data were integrated and correlated with geomorphic indices of the regional drainage systems (channel steepness index, knickpoints, and chi-plots) to identify possible Cenozoic tectonic reactivations of structures in the Guapiara Lineament region. The integrated approach of magnetic analysis, geoprocessing using ALOSPALSAR images, and structural analysis allowed the hypothesis that structures in the crystalline basement (NE-SW and E-W orientations) and the Guapiara Lineament have been reactivated during the Cenozoic, influencing drainage rearrangement. The magnetic lineaments of Guapiara overlay NE-SW and E-W anomalies (e.g., São Sebastião Lineament), which are considered structural remnants of the Proterozoic basement. NW-SE, NE-SW, E-W, and N-S trending strike-slip/transcurrent faults were mapped, along with NW-SE and NE-SW normal faults, which have been reactivated and nucleated in at least three tectonic pulses since the Paleogene: Pulse A with NE-SW SHMax (Paleocene-Eocene), Pulse B with N-S SHMax (Miocene-Pleistocene), and Pulse C with WNW-ESE SHMax (Pleistocene-present). These data demonstrate a counterclockwise rotation of the maximum stress field, which shifted from the NE-SW orientation (at the Cretaceous/Paleogene boundary) to N-S and NW-SE orientations, finally reaching the current WNW-ESE position. When integrated with geomorphic indices, these data show that the reactivations occur in areas with high channel steepness index (k_{sn}) values and significant drainage anomalies, representing channel incision and other anomalous forms, possibly resulting from tectonic subsidence.

Keywords: Ponta Grossa Arch, neotectonic, morphometry

ESTRUTURA DA TESE

CAPÍTULO I- Introdução

CAPÍTULO II- Fundamentação Teórica

CAPÍTULO III- Materiais e Métodos

CAPÍTULO IV- Contexto Geológico

CAPÍTULO V- Contexto Geotectônico

CAPÍTULO VI- Eventos Tectônicos Cenozoicos

CAPÍTULO VII- Referências

ARTIGO I- Submetido para o Journal Applied Geophysic- Qualis A2

Aceito para primeira revisão

ARTIGO II- Submetido para Journal Earth Surface Process Landforms- Qualis A2

Aceito para primeira revisão

CAPÍTULO VIII- Conclusões

ANEXO I- Dados Estruturais

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	17
1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Área de Estudo	18
1.2 Hipótese	18
1.3 Objetivos	19
CAPÍTULO II	20
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
1.4 Modelagem <i>Knickpoints</i>	20
1.4.1 Índice de concavidade fixo (θ_{ref}).....	23
1.4.2 Método integral de determinação da inclinação do canal (Perfil χ).....	23
CAPÍTULO III	25
3 MATERIAIS E MÉTODOS	25
1.5 Materiais	25
1.6 Métodos.....	26
1.6.1 Levantamento Bibliográfico.....	26
1.6.2 Dados aeromagnetométricos e seu processamento	26
1.6.3 Análise Geomorfológica	29
1.6.4 Análise de drenagem e aplicação de índices geomórficos	30
1.6.5 Análise Estrutural.....	32
CAPÍTULO IV	33
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	33
4.1 Contexto Geológico Local	33
4.2 Cinturão Ribeira.....	33
.....	34
4.2.1 Faixa Ribeira Meridional	34
4.2.2 Bacia Sedimentar do Paraná.....	36
4.2.3 Supersequência Paraná.....	37
4.2.4 Supersequência Gondwana I	37
4.2.5 Supersequência Gondwana III	38
4.3 Corpos Intrusivos	40
4.3.1 Corpos Alcalinos.....	40
4.3.2 Diques e sills	40
4.3.3 Coberturas Cenozoicas.....	40
CAPÍTULO V	42
5 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	42
5.1 Arcabouço estrutural Faixa Ribeira.....	42
5.2 Arco de Ponta Grossa.....	42
5.3 Lineamento Guapiara.....	43
5.4 Evolução Lineamento Guapiara	44
5.5 Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná.....	45
5.6 Grabens de Sete Barras e Cananéia.....	45
CAPÍTULO VI	47
6 EVENTOS TECTÔNICOS CENOZOICOS	47
6.1 Eventos tectônicos Rifte Continental do Sudeste Brasileiro	47
6.2 Eventos tectônicos Arco de Ponta Grossa	48
6.3 Eventos Tectônicos Baixo Vale do Ribeira do Iguape	49
CAPÍTULO VII	51
7 REFERÊNCIAS	51
ARTIGO I	61
8 Introduction	62
9 Tectonic context of the Guapiara Lineament	64
9.1 Cenozoic tectonics	65
10 Materials and Methods	66
10.1 Processing aeromagnetic data.....	66
10.2 Geophysical and Topographic Lineaments	72
10.3 Structural analysis	73
11 Results	73

11.1	Aeromagnetic analysis	73
11.2	Semiquantitative analysis	79
11.3	Morphostructural and geophysical lineaments	83
11.4	Structural analysis	89
12	Discussions	91
13	Conclusions	95
14	Acknowledgements	96
ARTIGO II		101
15	Introduction	102
16	Guapiara lineament and geological Setting	103
16.1	Cenozoic Tectonics	106
17	Methods	106
17.1	Analysis of morphostructural elements	107
17.2	Structural analysis	107
17.3	Drainage analysis and application of geomorphic indices.....	108
17.4	Knickpoint Distribution.....	109
18	Results	110
18.1	Structural and tectonic analysis	110
18.1.1	Lineament analysis.....	110
18.1.2	Structural findings.....	112
18.1.3	Synthesis of structural findings.....	115
18.2	Geomorphological analysis	116
18.2.1	Topographic analysis	116
18.2.2	Drainage analysis.....	119
18.2.3	Spatial distribution of the knickpoints and normalized channel steepness index (k_{sn}) ----	121
19	Discussion	127
19.1	Structural analysis: characterization of fault systems.....	128
19.2	Distinguishing geomorphic signatures of fault reactivation and lithologic controls	129
19.3	Genetic relationships between tectonic events and the landscape	132
20	Conclusion	134
21	References	135
CAPÍTULO VIII		142
22	CONCLUSÕES	142
ANEXO I		144

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo, mostrando o contexto geológico da região.	19
Figura 2	(a) Perfil longitudinal de dois rios (b) Chi plot mostrando a representação em reta de ambos os rios, onde a inflexão dos segmentos indica a presença de knickpoints (modificado de Royden e Perron, 2013).....	24
Figura 3	(a) Localização da área de estudo no contexto Arco de Ponta Grossa (lineamento 01). (b) Mapa geológico representando diques de diabásio na direção NW-SE, conforme Zalán et al. (1990). (Fonte: CPRM, 2010).	34
Figura 4	Faixa Meridional Ribeira mostrando a porção sul da área de estudo (obtido de CPRM, 2019).....	36
Figura 5	(A) Mapa da Bacia do Paraná e Chaco (polígonos vermelhos) e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira, e (B) detalhe área de estudo (polígono preto) com as supersequências da bacia. (Obtido de Pinto, 2019).....	39

- Figure 1** (a) Location of the study area in the context of the Ponta Grossa Arch (lineament 01). (b) Geological map depicting NW-SE-oriented dolerite dykes associated with the Guapiara Lineament, according to Zalán et al. (1990). (Source: CPRM, 2010). 65
- Figure 2** (a) Distribution of the five aerogeophysical surveys carried out by CPRM and Petrobras. (b) Map of the pole-reduced Anomalous Magnetic Field and continued upwards to 2000m prepared from the integration of the individual projects. The study area is hatched in the figure..... 68
- Figure 3** (a) Magnetic Anomaly map upward continued to 2000 m; (b) Analytic Signal Amplitude map (ASA); (c) Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle map (TDR-THDR); (d) Total Horizontal Gradient of the Analytical Signal (TDY); (e) Tilt angle map (TDR); (f) Tilt Angle of Horizontal Gradient map (TAHG); (g) Large-Scale Enhanced Horizontal Derivate (EHD) of the anomalies obtained by selecting first- and second-order derivatives of the magnetic field; (h) Short-Scale Enhanced Horizontal Derivate (EHD) of the anomalies obtained by selecting first- second- third- fourth- fifth order derivatives of the magnetic field. 75
- Figure 4** Analytic signal amplitude analysis of the RTP map (a), and upward continuation processed RTP maps with different heights of (b) 2500m, (c) 5000m, (d) 10000m. 76
- Figure 5** (a) Detail of the magnetic anomaly associated with the São Sebastião Lineament segmented by the NW-SE structures in the TDHR map (b) Detail of the area showing the São Sebastião (indicated by the white arrows) and Guapiara Lineaments in the DEM image. Figure (c) shows an entrenched portion of the Cabeceira River with accumulation of Quaternary sediments (Q2) (image from Google Earth©). 77
- Figure 6** (a) Tilt Angle of Horizontal Gradient (TAHG) map (b) Interpretation of magnetic-structural lineaments of the TAHG map. (c) NW-SE-oriented 1st order drainage, indicated by the red lines (d) Inflection of the main channels of the Taquiri and Verde Rivers to the NW-SE direction (indicated by the red circles). The symbols represent: (#1) Jacupiranga Alkaline Complex; (#2) Pariquera-Açu Alkaline Complex; (#3) Registro Alkaline Complex; and (#4) Juquiá Alkaline Complex. 78
- Figure 7** (a) TAHG map of the SP-RJ project (SP-area); (b) Map showing the structural interpretation of the crystalline basement based on the TAHG map of the SP-RJ project. (c) Part of the Google Earth© image showing in detail the intense meandering of the Ribeira do Iguape River associated with the Sete Barras Graben, developed near the Cubatão Shear Zone. The symbols represent: (#1) Jacupiranga Alkaline Complex; (#2) Pariquera-Açu Alkaline Complex; (#3) Registro Alkaline Complex; and (#4) Juquiá Alkaline Complex. . 79
- Figure 8** The figures (a), (b) and (c) show Euler's solutions for the index 0, 0,5, 1. The figure (d) show Euler solutions for the index 1 superimposed on the TAHG map. 80
- Figure 9** Solutions from Euler deconvolution (using a window size of 1,5km) applied to the pole reduced magnetic data of profile (SW-SE) are plotted in black (structural index =0), red (structural index =0,5) and blue (structural index = 1). 81
- Figure 10** (a) Power spectrum plots of aeromagnetic data of entire study area. (b) Power spectrum plots of aeromagnetic data of entire study area (c) Map of the deep magnetic sources (d) Map of the shallow magnetic sources. 82
- Figure 11** Power spectrum plots of aeromagnetic data of parts of the study area (Blocks 01-06). 83
- Figure 12** (a) Map of dykes at 1:750,000 scale (Source: CPRM, 2010); (b) Map of dykes traced at 1:200,000 scale; (c) Map showing the magnetic anomalies of the Guapiara Lineament; (d) Aspect of the lineaments related with the NW-SE dykes in a shaded relief image, region of Fartura (SP); (e) Aspect of the dolerite dykes in landscape; (f) Cross-cut

relationship between the NW-SE lineaments and the NE-SW shear zones represented by dissected valleys (yellow arrows); (g) Accumulated length and frequency rosette diagrams showing the unimodal distribution for the dykes occurring in the region..... 85

Figure 13 (a) shows the correspondence between NE-SW lineaments and the main existing shear zones; (b) detail of the NE-SW morphostructural elements in the southeast region of the study area; (c) shows NW-SE lineaments coinciding with the main trace of the Guapiara Lineament; (d) shows lineaments traced in the E-W and N-S directions. (e) cumulative length and frequency rosette diagrams for all extracted lineaments. Note the bimodal distribution marked by the NW-SE (dykes) and NE-SW (ancient shear zones) structures both in the basement and in the Paraná Basin domains. The predominance of E-W lineaments in both domains can also be observed..... 86

Figure 14 (a), (b) e (c) show the correlation between the outlined morphostructural lineaments (NE-SW, NW-SE, E-W and E-W) and the TAHG map. 87

Figure 15 (a) Dyke traces superimposed on TAHG magnetic lineaments. (b) and (d) Relationship between the NW-SE magnetic lineaments and the outcropping dykes in the Paraná Basin and in the basement, respectively. (c) Detail of the Paraná Basin domain, showing NW-SE topographic lineaments coincident to drainage channels. (e) Frequency and length rosette diagrams showing the main directions of the dyke-related magnetic lineaments..... 88

Figure 16 (a) Map of the visited outcrops (numbered circles) and respective stereograms of the observed fault planes; (b) Synoptic diagrams of the faults sectioning the outcropping dykes, in the form of rosettes and contour diagrams. Left-lateral strike-slip (blue planes), right-lateral strike-slip (red planes) and normal faults (purple planes) were described.... 89

Figure 17 (a) E-W right-lateral strike-slip faults sectioning a dolerite dyke. (b) N88E/85SE right-lateral strike-slip fault plane with N082/10 slickenlines. (c) Kinematic indicator (R fractures) in the fault plane. (d) Fault cutting a dolerite dyke. (e) NW-SE left-lateral strike-slip fault (N40W/80NE) with N136/23 subhorizontal slickenlines also developed on the manganese oxide filling. (f) WNW-ESE normal fault (N82W/75NE) with N66/63 slickenlines marking the manganese oxide filling..... 90

ARTIGO II

Figure 1 (a) Regional location of the Ponta Grossa Arch and Paraná Sedimentary Basin with the distribution of the Paraná Magmatic Province. (b) Detailed view of the the Ponta Grossa Arch, the lineaments (1 to 4) subparallel to it, the crystalline basement shear zones (NE-SW), and the Taphrogenic Basins of the Southeast Brazilian Continental Rift (pink). (c) Lithostructural distribution of the crystalline basement and Paraná Basin rocks in the Guapiara Lineament area. 105

Figure 2: (a) Lineament map at 1:200,000 scale corresponding to the Guapiara Lineament outcropping dykes. Figures (b), (c) and (d) show the manually extracted topographic lineaments at the 1:200,000 scale in NW-SE, NE-SW, E-W and N-S directions, respectively, with associated lineaments and shear zones (SZ) according to Zalán et al. (1987). Figures (e) and (f) present the frequency and length rose diagrams for the outcropping dykes and topographic structures, respectively, which show the amount of the traced lineaments (n:) and main directions in each geological sector..... 111

Figure 3: (a) Outcropping dykes with aligned relief in the Fartura river valley. (b) Google Earth image showing the aligned valleys and ridges of the NE-SW Precambrian shear zones, cut by NW-SE dykes (white arrows). (c) Escarpment of the Fartura mountain range, at Serra Geral volcanic rocks and Paraná Basin sediments boundary. 112

Figure 4: (a) Map showing the main outcrops with stereograms for mapped right-lateral strike-slip (red), left-lateral strike-slip (blue), normal (purple), and fractures (black). (b)

Stereograms of fault populations in each sector with rose diagrams and respective contour diagrams showing the total mapped faults (n_{Total}) and the amount in each direction (n).

..... 114

Figure 5: (a) NW-SE left-lateral and NNE-SSW right-lateral strike-slip faults cutting diabase dyke. (b) and (c) Detail of the N36W/86SW and N50W/87SW left-lateral strike-slip faults with striae (N174/15 and N322/25, respectively) marked in manganese oxide. (d) Negative right-lateral flower structure in the Itararé Group rocks, striking N80W/85NE with N287/15 sub-horizontal striations as shown in insert (e). (f) Metric NW-SE normal fault planes in the Itararé Group with detail in insert (g). 115

Figure 6: (a) Fault map mapped of the study area, obtained from its geometrical evidence, kinematics. (b) (c) and (d) Diagrams indicating the probable directions of the paleostress that generated the deduced deformational pulses in each geological compartment. The blue faults represent left-lateral strike-slip faults, the red are right-lateral strike-slip faults, while the purple represent normal faults 117

Figure 7: (a) Hypsometric map of the area showing the outcropping dykes (NW-SE) of the Guapiara Lineament and the main directions rose diagrams for the three topographic compartments. (b) Detail of the basement, in the southeastern portion of the area, with NE-SW shear zones cut by dykes (white arrows indicate NW-SE direction). (c) Detail of the dykes concentration in the Fartura mountain range region, northwestern portion of the area (lower river courses). Slope map (d) and local relief (e) with the limits of the escarpments bordering the plateaus. (d) The Swath profile indicates three topographic base levels that occur in the region, as well as its main scarps supported by basement and magmatic rocks. Dykes and sills are positive features in relief, while some lineaments are located in drainage valleys. 118

Figure 8: (a) Drainage map of the analyzed river basins with frequency rose diagrams indicating the NW-SE and NE-SW preferred directions of 1st and 2nd order drainages for each catchment. (b) the Upper Laranjinha river headwater in N-S direction coinciding with the direction of two straight tributaries of the Paranapanema river (indicated by the circle). (c) Main channels of the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira rivers converging in a single point in the São Sebastião Lineament region. (d) 1st order drainages (red) in NW-SE direction and the Taquiri and Verde rivers inflection towards this direction. When leaving the NW-SE direction the Taquiri river makes an accentuated curve and starts to flow in N-S direction (indicated by the arrows). 120

Figure 9 Drainage area versus distance from the headwaters of the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira river basins showing the main slope break after crossing the São Sebastião Lineament. 121

Figure 10: (a) Distribution map of k_{sn} values, the drainage is represented in the form of logarithmic deviation from an ideal profile, where the blue shades mean smooth altimetric deviations and concave reaches, the reddish shades - convex reaches in the channel profile - configure possible knickpoint locations and the intermediate colors represent transitional regions. The highest values are associated with the Fartura mountain range and Paranapiacaba mountain scarp's elevations. Note the distribution of knickpoints (white stars), which are aligned to the São Sebastião Lineament. (b) Distribution map of k_{sn} values and possible associations with the mapped faults and the main structural lineaments according to Zalán et al. (1987). 122

Figure 11: Chi-plots for the nine (09) river basins with the lithology over which each river flows. Knickpoint (kp) occurrence locations are marked with circles. Major kp are represented by star. Despite the influence of lithology, there are significant kp associated with lineaments in the area. 123

Figure 12 (a) Fartura river basin with the k_{sn} values representation, details shown in insert (b) and (c) Longitudinal profiles and Chi-plots of two tributaries of the Fartura river. (d) Verde River right bank tributaries, it is observed that the k_{sn} values are higher upstream of the dykes and NW-SE 1st order valleys occurrence. (e) Mesozoic dyke in the interfluvium of Taquiri River tributaries (imagery obtained from Google Earth). 124

Figure 13 (a) Image with the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira river basins k_{sn} values, limited by the São Sebastião and Guapiara lineaments and coincident with the mapped faults. (b) Chi-plots indicating knickpoints (circles) in the elevation range between 530 and 550 m. (c) Detail of the Taquiri River sub-basin k_{sn} values, with asymmetric fluvial valley and main channel parallel to NW-SE (N60W/86SW, slickenside 160/84) left-lateral transtensional fault. (d) Schematic drawing of the Taquiri River sub-basin with circles indicating the presence of knickpoints. (e) Chi-plot of the Taquiri River sub-basin, showing knickpoints represented by circles. 125

Figure 14 (a) Drainage map of the lower Itararé, Apuau-Guaçu, Cabeceira, and Taquiri river basins, showing area of Cenozoic alluvial sediment accumulation and lineaments and faults that occur in the region. (b) Meandering portion of the Itararé River delimited by E-W transtensional faults; the river is displaced to the left indicating a probable channel migration (indicated by the arrow). (c) Schematic drawing of the Itararé River, showing Cenozoic alluvial sediment accumulation (Q2) and abandoned meanders, as well as k_{sn} values. (d) Entrenched and meandering segments of the Cabeceira River (e) Schematic drawing of the Cabeceira River, showing Cenozoic alluvial sediment accumulation (Q2) and abandoned meanders, as well as k_{sn} values. 126

Figure 15 (a) Map showing the high k_{sn} value portion at the Paranapiacaba mountain scarp's reverse associated with NE-SW and N-S faults producing drainage captures in the Itararé River basin. (b) Capture detail on hypsometric map with schematic model of the N80E/88SE fault (211/87 striae) with development of chandelier pattern, represented by the schematic drawing in insert (c). Figure (d) shows the drainage deflection following the E-W right-lateral transtensional fault scarp on Google Earth imagery. 127

Figure 16 (a) and (b) Deflection of the Itararé River due to right-lateral movement of the E-W transtensional fault, similar the San Andrea fault movement (c) (obtained from Reitman et al., 2019). (d) Schematic drawing of the drainage response to right-lateral transtensional movement of the São Sebastião lineament, as modeled by Duvall et al. (2015) and Reitman et al. (2019), with deflection of the Taquiri River. (e) Relief tectonic subsidence and increased meandering due to right-lateral transtension (model by Wijk et al., 2017). (f) Drainage response to subsidence (taken from Santos et al., 2019b). (g) Relief tilting due to reactivation of the Guapiara Lineament. (h) Relative chronology of tectonic pulses in the study area. 131

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

O Arco de Ponta Grossa é uma das feições tectônicas mesozoicas mais expressivas do sudeste brasileiro, que corresponde ao limite erosivo leste da Bacia do Paraná (FERREIRA 1981; ZALÁN et al., 1990). Delineado como uma mega estrutura soerguida com eixo na direção NW, caracterizado por quatro lineamentos estruturais-magnéticos NW-SE: Lineamentos Guapiara, São Jerônimo Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri. São heranças do embasamento proterozoico, que controlaram fortemente a evolução tectônica regional desde o Devoniano, com seu ápice durante a Reativação Sul Atlantiana no Cretáceo Inferior (FERREIRA et al., 1981; ALMEIDA, 1981; MACHADO JR., 2000; SCHOBBEANHAUS et al., 1984; HASUI, 2010).

Diversas pesquisas demonstram que as inúmeras descontinuidades que compõem o Arco de Ponta Grossa, denotam reativações rúpteis em nível crustal raso que perduraram desde o Cretáceo Superior até o Quaternário. Inclui as tensões que deformam o relevo atual que indicam de forma mais evidente o caráter não passivo da margem brasileira (FERREIRA et al., 1981; ZALÁN et al., 1990; MACHADO JR., 2000; RICCOMINI et al., 2004; STRUGALE et al., 2007; FRANCO-MAGALHÃES et al., 2010).

Os estudos sobre a evolução do Arco de Ponta Grossa, a partir de análises termocronológicas por traço de fissão em zircão e apatita, têm identificado manifestações tectônicas no Cenozoico que proporcionaram a reativação tectônica de alinhamentos, assim como a exumação do Arco de Ponta Grossa (KARL et al., 2013; FRANCO-MAGALHÃES et al., 2010; ENGELMANN DE OLIVEIRA et al., 2016, 2017). Pesquisas mostram um quadro tectônico rúptil significativo que deformam tanto o embasamento proterozoico, como as rochas basálticas Serra Geral e as alcalinas do Cretáceo Superior e formações sedimentares da Bacia do Paraná, sendo responsável pelo basculamento do relevo e pela reorganização da rede de drenagem (FERNANDES e AMARAL, 2002; SALAMUNI et al., 2003; CHAVEZ-KUS e SALAMUNI, 2008; MORALES et al., 2001, 2003; RICCOMINI et al., 2004; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Com isso, decidimos analisar as possíveis reativações tectônicas que ocorreram na região do Lineamento Guapiara (Fig. 1), limite setentrional do Arco de Ponta Grossa que se propaga para a porção *offshore* do Oceano Atlântico, como zona de transferência na Bacia de Santos, uma das mais importantes bacias petrolíferas do Brasil. Com o objetivo de ampliar o

conhecimento a respeito do seu possível quadro neotectônico e demonstrar o controle tectônico na paisagem.

Neste estudo, realizamos a interpretação magnética-estrutural do Lineamento Guapiara e das estruturas adjacentes, afim de aprimorar o processamento e interpretação dos dados geofísicos qualitativos e semiquantitativos, através da aplicação de métodos de realces de anomalias magnéticas. Integramos os dados estruturais coletados em campo e correlacionamos com os índices geomórficos das drenagens que ocorrem na região (*channel steepness index*, *knickpoints*, perfis longitudinais dos rios) para a identificação dos indicadores tectônicos no sistema relevo-drenagem da área de estudo, conforme princípios de Ouchi (1985), Schumm et al. (2000), Kirby e Whipple (2012); Whipple e Dibase (2011); Perron e Royden (2013), Gallen e Wegmann (2017).

1.1 Área de Estudo

Dentro do contexto do Arco de Ponta Grossa a área de estudo - onde se insere o Lineamento Guapiara - abrange as unidades pré-cambrianas associadas à porção meridional da Faixa Ribeira (Província Mantiqueira) e as seqüências sedimentares paleozoicas e mesozoicas e rochas vulcânicas Serra Geral da Bacia do Paraná. A região se localiza a sudeste do estado de São Paulo juntamente com uma pequena porção do nordeste do Paraná (Fig. 1), totalizando uma área de 42.182 km²

1.2 Hipótese

A hipótese da pesquisa versa sobre a provável da ocorrência das reativações tectônicas cenozoicas que teriam influenciado o sistema relevo-drenagem da área de estudo ao longo do Lineamento Guapiara e na região do seu entorno.

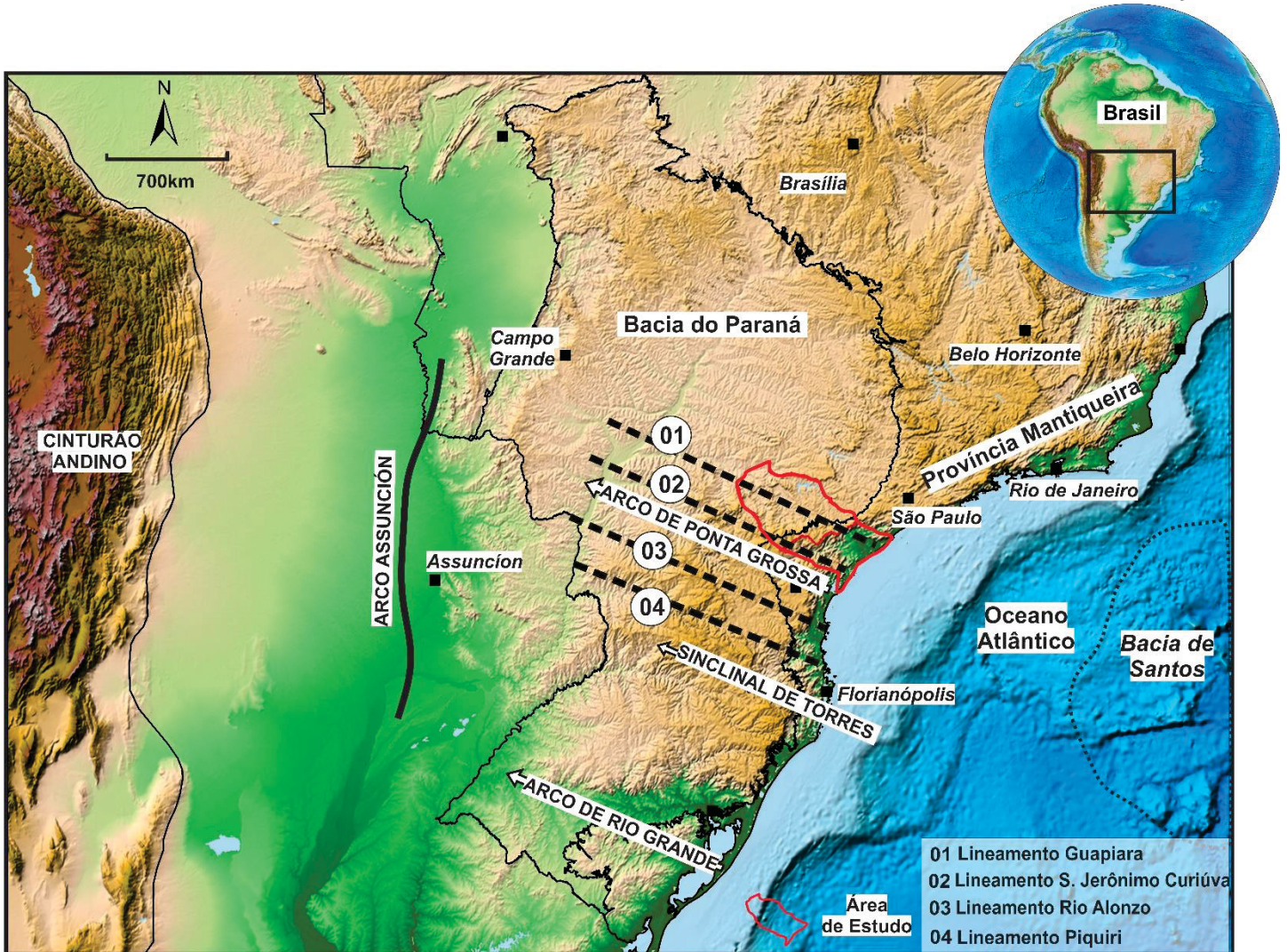


Figura 1 Mapa de localização da área de estudo, mostrando o contexto geológico da região.

1.3 Objetivos

O objetivo principal da pesquisa é investigar possíveis reativações do Lineamento Guapiara por meio da tectônica e da evolução da paisagem e, assim, ampliar o conhecimento a respeito do seu possível quadro neotectônico regional. Para que o objetivo principal seja atingido objetivos secundários foram determinados:

- realizar a interpretação magnética-estrutural da área de estudo, afim de aprimorar o processamento e interpretação dos dados geofísicos qualitativos e semiquantitativos locais.
- caracterizar a morfometria e em consequência a geomorfologia tectônica da área de estudo;
- caracterizar a geometria e a cinemática das principais falhas e consequente determinação dos paleotensores que as controlaram;
- definir os processos morfotectônicos e a cronologia relativa dos eventos deformacionais.

CAPÍTULO II

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Estudos sobre geomorfologia tectônica baseiam-se na aplicação de uma série de equações morfométricas dos índices geomórficos, que são consideradas ferramentas para análise de evidências de atividade tectônica (HOWARD et al., 1967; KELLER e PINTER, 2002; BISHOP et al. 2005, CROSBY et al. 2005; CROSBY e WHIPPLE 2006). Os índices geomórficos são utilizados para o entendimento da evolução tectônica e não tectônica da paisagem, natureza da deformação, soerguimento e erosão. Os indicadores são sensíveis a uma série de variáveis, como resistência das rochas, mudanças climáticas e processos tectônicos. Com isso, os resultados mostram a extensão da área afetada pela atividade tectônica e também a extensão da aceleração dos processos geomorfológicos de erosão e deposição. Os índices aplicados nesta pesquisa foram a hipsometria, a declividade, a análise de anomalias de drenagem, os perfis longitudinais dos rios, os *knickpoints*, o índice de inclinação do canal (K_{sn}) e os perfis χ (Chi).

1.4 Modelagem *Knickpoints*

Segundo Gardner (1983) *knickpoint* é uma anomalia íngreme no perfil longitudinal fluvial que reflete a incisão localizada do leito do rio. O termo *knickpoint* refere-se ao local, do rio que separa a porção reajustada de um canal da topografia residual. Representa uma mudança morfológica abrupta no gradiente da drenagem que cria uma convexidade local, em um perfil ideal côncavo, resultando na formação de cachoeiras e corredeiras (CROSBY e WHIPPLE 2006). As rupturas de declive são consideradas como chave para o entendimento do processo da geomorfologia tectônica, pois significa que há mudanças de jusante para montante na rede de drenagem (BISHOP et al. 2005, CROSBY et al. 2005).

Whipple (2001) comentou que a incisão do canal de um rio é uma resposta comum às perturbações que afetam os sistemas fluviais, rebaixando seu perfil ao longo do tempo. A resposta do aumento ou a diminuição da taxa de erosão é refletida ao longo do perfil longitudinal. Desse modo, o perfil longitudinal de um rio reflete os diversos efeitos como a variação litológica, climática, tectônica e mudanças do nível de base, sendo considerado uma assinatura topográfica-chave aos efeitos dessas variações, como uma importante ferramenta

para o entendimento dos processos geomorfológicos que ocorrem na paisagem (SINHA e PARKER, 1996, PHILLIPS e LUTZ, 2008).

Uma variedade de modelos de incisão fluvial tem sido elaborada ao longo dos anos, com objetivo de descrever os processos físicos de incisão. O modelo mais usado é o modelo *stream power*, ou de erosão (E) (HOWARD et al., 1994) que é amplamente utilizado em pesquisas geomórficas, a fim de prever padrões de deformação tectônica a partir da inversão de perfis longitudinais ou para modelar a migração a montante de *knickpoints* e a evolução das paisagens erosivas ao longo do tempo (LAGUE, 2014). O modelo é representado pela seguinte equação:

$$E = KA^m S^n \text{ (Equação 1)}$$

O modelo *stream power* assume que a taxa de incisão dos rios de leito rochoso (E) é uma função exponencial da área de drenagem (A), da declividade dos canais fluviais (S) e de um coeficiente de erodibilidade (K) que incorpora tanto a resistência das rochas expostas frente aos processos erosivos, quanto parâmetros climáticos e hidrológicos (KIRBY e WHIPPLE, 2012). As variáveis **m** e **n** são coeficientes positivos empíricos, que dependem da hidrologia da bacia, geometria dos canais fluviais e dos processos de incisão fluvial dominantes (WHIPPLE e TUCKER, 1999; KIRBY e WHIPPLE, 2012). O melhor entendimento das relações gerais assumidas entre as variáveis acima é representado pelas equações 1 a 4 e 6 a 9 em Snyder et al. (2000).

Segundo Snyder et al. (2000), o coeficiente de erodibilidade pode ser mantido constante em regiões onde a rocha é uniforme, fazendo obrigatoriamente com o que o gradiente do canal seja a única variável que irá se ajustar às taxas de soerguimento. Entretanto, a análise da variação das taxas de erosão pode auxiliar no estudo dos efeitos tectônicos nos perfis longitudinais.

Com base no modelo *stream power* e assumindo o princípio de conservação da massa (HOWARD et al., 1994), a evolução da topografia de uma área ao longo do tempo, ou seja, a taxa de mudança de elevação (**z**) pelo tempo (**t**), é descrita como a diferença entre a taxa de soerguimento em relação ao nível de base (**U**) e a taxa de incisão vertical do leito fluvial (**E**), gerando a equação:

$$\frac{dz}{dt} = U - E = U - KA^m S^n \text{ (Equação 2)}$$

No caso de uma paisagem em estado estacionário (**dz/dt=0**), onde o nível de base, a taxa de incisão, clima e litologia não variam, então **U** é igual a **E** em todos os lugares da paisagem (KIRBY e WHIPPLE, 2012), com isso a equação 2 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-m/n} \text{ (Equação 3)}$$

A equação 3 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$S = K_s A^{-\theta} \text{ (Equação 4)}$$

onde k_s é referente ao índice de inclinação do canal (*channel steepness index*), é uma medida do gradiente do canal normalizado para uma determinada área de drenagem e θ é o índice de concavidade do canal (*concavity index*), é uma medida da taxa de variação do gradiente do canal com a área de drenagem, indicando quão côncavo um perfil é. A equação 4 representa o *power law* ou seja, a relação entre a declividade (S) e a área de drenagem (A), onde o gradiente do canal diminui sistematicamente em direção a jusante, ou seja, em função da área de drenagem (FLINT, 1974; HACK, 1973; HOWARD e KIRBY, 1983).

O índice de concavidade geralmente está no intervalo ente 0,4 - 0,6, pois θ se mostra insensível a variações de soergimento e erosão, clima e litologia (desde que as litologias sejam uniformes ao longo do comprimento do canal). Diferente do índice de inclinação (k_s) que varia com esses fatores (TUCKER e WHIPPLE 2002; WOBUS et al. 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). A relação *power law* ocorre a partir do intervalo de 0,1 – 5 km² a jusante de uma área de drenagem (WOBUS et al., 2006). Nesse intervalo ocorre a transição de canais coluviais que são dominados por fluxo de detritos, pois estão localizados nas encostas do relevo, para canais fluviais (STOCK e DIETRICH, 2003). Essa área de transição é reconhecida através da não variação da declividade (S) com o aumento da área de drenagem, sendo que a declividade diminui sistematicamente a jusante (WOBUS et al. 2006).

À jusante dessa transição, onde *power law* se mantém, pode ocorrer mudanças abruptas espaciais e temporais litológicas, climáticas ou na taxa de soergimento que podem levar ao desenvolvimento de um canal fluvial segmentado (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Geralmente cada segmento exibe relação semelhante à equação 4, porém os valores de k_s e θ variam. As características e a distribuição espacial de tais segmentos pela paisagem e em canais fluviais de diferentes tamanhos e orientações são a chave para decifrar a evolução do soergimento do relevo (KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Com isso, se faz necessário determinar o índice de concavidade (θ) e índice de inclinação (k_s), esses parâmetros podem ser obtidos por regressão linear na relação entre a declividade (S) e a área de drenagem (A) em um gráfico log (S)-log (A) (KIRBY a WHIPPLE, 2012). Entretanto, existe uma covariabilidade entre θ e k_s , pois pequenas variações e incertezas no θ pode levar a grandes variações no índice de inclinação (k_s). Com isso, primeiramente

precisa-se calcular um índice de inclinação normalizado (\mathbf{k}_{sn}) que represente essa correlação. Há dois métodos para se obter o \mathbf{k}_{sn} a partir da equação 4:

1.4.1 Índice de concavidade fixo (θ_{ref})

Nesse método para calcular o \mathbf{k}_{sn} é preciso definir um índice de concavidade de referência fixo (θ_{ref}) para quantificar o índice de inclinação do canal normalizado (\mathbf{k}_{sn}). Esse método permite a comparação eficaz de rios com áreas de drenagens amplamente variáveis (WOBUS et al, 2006, KIRBY e WHIPPLE, 2012). Portanto, o \mathbf{k}_{sn} representa a inclinação local do canal fluvial corrigida para a sua área de drenagem. Quando a autocorrelação entre θ e \mathbf{k}_s é levada em consideração, têm-se a equação 5:

$$S = K_s A^{-\theta_{ref}} \text{ (Equação 5)}$$

1.4.2 Método integral de determinação da inclinação do canal (Perfil χ)

Através do método integral de determinação da inclinação do canal, proposto por Royden et al. (2000), que se calcula integral em ambos os lados da equação 4:

$$z(x) = z(x_b) + \int_{x_b}^x \left(\frac{A_o}{A(x)} \right)^\theta dx \text{ (Equação 6)}$$

Por convenção estabelecida por Royden e Perron (2013) e Perron e Royden (2013), A_o é uma área de drenagem de referência para não dimensionar os termos referentes à área de contribuição (A e A_o), determinando, assim, que os perfis longitudinais transformados a partir do método chi sejam caracterizados por unidades de comprimento em ambos os eixos:

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{K_s}{A_o^\theta} \right) \text{ (Equação 7)}$$

onde a coordenada longitudinal χ é definida como:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_o}{A(x)} \right)^\theta dx \text{ (Equação 8)}$$

De maneira geral, rios que obedecem às equações 7 e 8 são caracterizados por uma linha reta em um gráfico referido como *chi plot*, onde inflexões nessa reta representam os *knickpoints* (NEELY et al., 2017) (Fig. 2.2). A inclinação da linha fornece o valor do k_s (índice de inclinação do canal) ou K_{sn} , então se faz necessária a análise dos valores de k_{sn} a montante e a jusante das inflexões para que se observe a assinatura do *knickpoint*. Rios que não obedecem às equações, ou seja, segmentos nos quais não há uma relação clara entre o gradiente a área de drenagem, ou o índice de concavidade é diferente do valor de θ referência, serão representados por segmentos curvos (ROYDEN e PERRON, 2013; PERRON e ROYDEN, 2013).

Nesse método o parâmetro chave que se deve obter antes do cálculo da coordenada longitudinal (χ) e a extração do k_{sn} é o índice de concavidade escolhido para a rede de drenagem analisada. O valor numérico de k_{sn} é diretamente influenciado pela escolha do θ , de modo que, para um mesmo trecho fluvial, maiores valores de θ podem resultar em maiores magnitudes de k_{sn} (MUDD et al., 2018; GAILLETON et al., 2018). Embora os valores de referências entre 0,4-0,6 sejam amplamente utilizados para a determinação do k_{sn} , estudos indicam que a determinação correta do melhor ajuste de θ permite alcançar resultados mais precisos de k_{sn} e análise *chi*, assim maximizar a co-linearidade entre os tributários e o rio principal em um *chi plot* (MUDD et al., 2018).

A abordagem Chi (χ) para representar os perfis normalizados pode servir como um método alternativo para explorar a relação *slope-area* numa rede de drenagem. O Chi (χ) integra informações sobre a área de drenagem, exigindo menos suavização e agrupamentos se comparar com as plotagens no $\log(S)$ - $\log(A)$. Essa abordagem tem sido amplamente utilizada em estudos recentes, como Perron e Royden (2013), Mudd et al. (2014), Neely et al. (2017), entre outros.

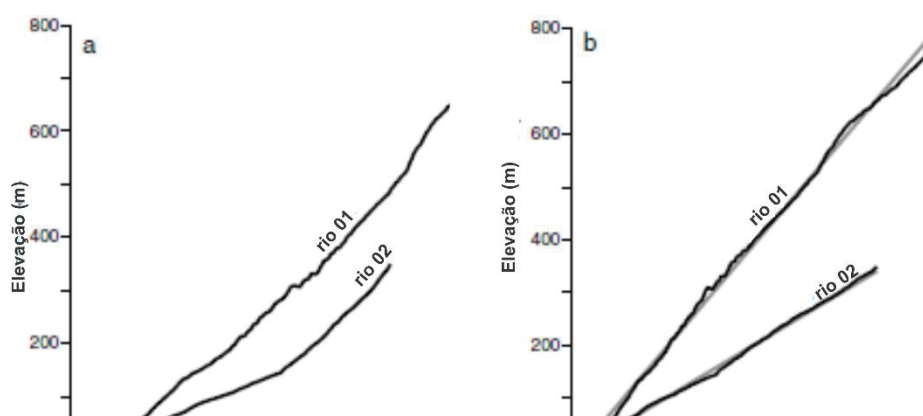


Figura 2 (a) Perfil longitudinal de dois rios (b) Chi plot mostrando a representação em reta de ambos os rios, onde a inflexão dos segmentos indica a presença de *knickpoints* (modificado de Royden e Perron, 2013).

CAPÍTULO III

3 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5 Materiais

A base cartográfica utilizada no presente trabalho encontra-se listada abaixo:

- Folhas topográficas digitalizadas do projeto Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (IBGE, 1979): (i) Folha Curitiba (SG-22), (ii) Folha Iguape (SG-23), (iii) Folha Paranapanema (SF-22) e (iv) Folha Rio de Janeiro/Vitória (SG-23/24).
- Mapas Geológicos dos estados do Paraná e de São Paulo, na escala 1:750.000, elaborados a partir da compilação das folhas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo que compõem o Sistema de Informações Geográficas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2004). Mapas de Geodiversidade dos estados do Paraná e São Paulo nas escalas 1:1.000.000 e 1:750.000, respectivamente.
- Imagens ALOS-PALSAR (*Advanced Land Observing Satellite*, instrumento Palsar) com resolução espacial de 12,5m.
- Imagens do Google Earth, concernentes a área de estudo, foram georreferenciadas no software ArcGis 10.3®
- Foram utilizados os seguintes projetos de levantamentos geofísicos: série 1000 – projetos conduzidos pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Série 4000 – projetos conduzidos pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP) e pela PETROBRÁS.
- Foram utilizados os seguintes *softwares*, disponíveis no Núcleo de Geoprocessamento da UFPR (NUGEO):
- ArcGis v. 10.3 (Esri Inc. 2005): confecção de mapas temáticos, atualização e organização dos bancos de dados.
- Oasis Montaj 8.3: análise geofísica da área de estudo.
- MatLab R2018a (*Matrix Laboratory*): dados morfométricos, elaboração dos perfis longitudinais dos rios e mapa de distribuição dos *knickpoints*.
- Wintensor v.5.8.4 (DELVAUX e SPERNER, 2003) e *Stereonet32*: confecção de diagramas de paleotensores e projeções estereográficas e diagramas de roseta.

1.6 Métodos

1.6.1 Levantamento Bibliográfico

Para o conhecimento geológico-estrutural da área de estudo as bibliografias referentes à evolução tectônica e caracterização do Lineamento Guapiara foram consideradas essenciais. Assim como estudos sobre a caracterização e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, e também sobre a caracterização do sistema de riftes (ou grabens) no sudeste do Brasil.

1.6.2 Dados aeromagnetométricos e seu processamento

A área de estudo é delimitada, na porção da Bacia do Paraná, pela sub-bacia hidrográfica do rio Paranapanema, enquanto no embasamento cristalino está delimitada pela região do baixo vale do rio Ribeira. Com isso, os dados aeromagnetométricos da área de estudo foram compostos por cinco levantamentos geofísicos oriundos de projetos aerogeofísicos da base de dados da CPRM (www.geosgb.cprm.gov.br), cujas especificações são apresentadas na Tabela 01.

Tabela 01. Dados dos levantamentos aeromagnéticos

Contratado	Projeto	Ano	Espaço Linha (m)	Altura do voo (m)	Intervalo da amostragem (m)	Linhas (Total km)	Area do Projeto (km ²)
CPRM	Serra do Mar Sul	1975	1000	150	60	49.880	48.600
CPRM	SP-RJ Área SP	1979	1000	150	100	52.436	58.000
Petrobrás	Botucatu	1980	2000	450	100	25.745	46.000
Petrobrás	Paraná- Paranapanema	1980	2000	400	100	37.610	67.000
Petrobrás	Rio Ivaí	1981	2000	450	66	25.726	48.840

Os dados foram submetidos a rotinas de micronivelamento (MINTY,1991) visando a extração de sinais de alta frequência relacionados às direções das linhas de voo. Esta técnica inclui uma combinação dos filtros cosseno direcional e *butterworth* por meio do módulo Magmap do *software* Geosoft Oasis Montaj 8.3. Para construção da base aeromagnetométrica unificada, os projetos Serra do Mar Sul, SP-RJ e Paraná-Paranapanema foram continuados para

cima até 450 m, sendo então nivelados aos levantamentos dos projetos Botucatu e Rio Ivaí. Na sequência os dados foram interpolados pelo método bidirecional com tamanho de célula 500 m.

Tabela 02. Parâmetros para Redução ao Polo

Projeto	Data Aquisição	Latitude	Longitude	Inclinação	Declinação
Serra do Mar Sul	30/11/1975	-26.13°	-49.10°	-13.94°	-27.28°
SP-RJ Área SP	01/02/1979	-24.02°	-49.11°	-25.57°	-15.52°
Botucatu	31/07/1980	-22.99°	-50.01°	-24.28°	-14.66°
Paraná-Parapanema	31/05/1980	-23.00°	-50.00°	-23.54°	-14.74
Rio Ivaí	31/05/1981	-23.49°	-50.00°	-26.64°	-14.77°

A redução ao polo foi realizada para cada projeto de acordo com suas localizações geográficas e datas de aquisição, uma vez que ambos os parâmetros influenciam no cálculo do IGRF e nos valores de declinação e inclinação magnética relacionados às fontes geológicas (Tabela 02). Posteriormente, os cinco levantamentos aeromagnéticos foram agrupados utilizando a rotina de sutura do módulo Grid Knitting do *software* Geosoft Oasis Montaj 8.3. As incompatibilidades de dados detectadas ao longo das linhas de levantamento foram normalizadas em relação aos valores médios dos pares correspondentes, proporcionando um ajuste suave entre as malhas de voo. Um filtro de continuação ascendente de 2000 m foi aplicado aos dados de Campo Magnético Anômalo de pólos reduzidos para minimizar sinais extremamente fortes e rasos e remover ruído de alta frequência espacial. Esta abordagem permitiu-nos destacar fontes mais profundas e obter um melhor delineamento do quadro magneto-estrutural regional

O processamento qualitativo consistiu na utilização de técnicas de realce das anomalias magnéticas no Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo continuado para cima a 2000m. Com o objetivo de interpretar o arcabouço magnético-estrutural da área de estudo foram usadas técnicas de Horizontal Gradiente (Gx, Gy- CORDELL E GRAUCH, 1985), *Vertical Gradient* (Gz – EVJEN, 1936), *Analytic Signal Amplitude* (ASA- NABIGHIAN, 1972; ROEST et al., 1992), *Total Horizontal Derivative* (THDR – CORDELL E GRAUCH, 1985), *Tilt Angle*

(TDR– MILLER E SINGH, 1994), *Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle* (TDR-THDR– VERDUZO et al., 2004) e *Tilt Angle of Horizontal Gradiente* (TAHG – FERREIRA et al. 2010, 2013). As equações utilizadas para cada técnica estão apresentadas na Tabela 03. A delineação do arcabouço magnético-estrutural foi realizada no mapa TAHG. Para melhor entendimento da relação das orientações das estruturas do embasamento cristalino com o Lineamento Guapiara (NW-SE) foi aplicada a técnica TAHG somente no projeto SP-RJ (SP-area). Este produto foi gerado a partir do Campo Magnético Anômalo Reduzido do Polo e posterior continuação para cima para 450m

Tabela 03. Equações de técnicas de realce para anomalias aeromagnéticas

Equações de técnicas de realce para anomalias aeromagnéticas	
$G_x = \frac{dM}{dx}$	M é anomalia magnética
$G_y = \frac{dM}{dy}$	M é anomalia magnética
$G_z = \frac{dM}{dz}$	M é anomalia magnética
$ASA = \sqrt{\left(\frac{dM}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dz}\right)^2}$	M é anomalia magnética dx e dy são derivadas horizontais e dz é derivada vertical.
$THDR = \sqrt{\left(\frac{dM}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dy}\right)^2}$	M é anomalia magnética dx e dy são derivadas horizontais
$TDR = \tan^{-1}\left(\frac{G_z}{THDR}\right)$	Gz é gradiente vertical THDR é gradiente total horizontal
$TDR_THDR = \left[\left(\frac{dTDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTDR}{dy}\right)^2\right]^{1/2}$	TDR Angulo de inclinação dx e dy são derivadas horizontais
$TAHG = \tan^{-1}\left(\frac{\frac{dTHDR}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{dTHDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTHDR}{dy}\right)^2}}\right)$	Combinação entre o gradiente total horizontal (THDR) e o ângulo de inclinação (TDR).

Os métodos semiquantitativos incluíram a Deconvolução de Euler (THOMPSON, 1982; REID et al. 1990) e o Espectro de Potência Radial (SPECTOR E GRANT, 1970), usados para validar o arcabouço magneto-estrutural e estimar as profundidades das fontes magnéticas. A Deconvolução de Euler fornece estimativas de localização e profundidade da fonte, foi aplicada ao Campo Magnético Anômalo obtido a partir das malhas de voo integradas. A Análise Espectral foi realizada por meio da aplicação da abordagem *Fast Fourier Transform* (FFT) para estimar a profundidade. A deconvolução de Euler assume um modelo geológico simples que se

relaciona com um índice estrutural particular (REID et al. 1990; REID E THURSTON, 2014). Foram utilizados índices estruturais de 0, 0,5, 1, 2, 3 (Tabela 04), com tolerância máxima de profundidade de 15% e tamanho de janela espacial 10 vezes o tamanho da célula.

Table 04. Índice estrutural para modelos geológicos simples usados para estimativas de profundidade.

Índice estrutural	Modelo Geológico
0	Contato
0,5	Falha
1	Sill/dique
2	Cilindro horizontal
3	Esfera

A análise espectral dos dados aeromagnéticos foi aplicada aos dados do campo magnético anômalo usando o *software* Geosoft Oasis Montaj 8.3. Uma revisão dos métodos desta análise foi publicada por Kelemework et al. (2021). Ao utilizar o espectro para determinar a profundidade das fontes de magnetização, a área de estudo foi dividida em 30 blocos de dimensão 60x60 km, porém, apenas 06 blocos (Bloco01-06) que cobrem o Lineamento Guapiara foram analisados. O método do espectro de potência de Spector e Grand (1970) foi aplicado a cada bloco. Posteriormente, foi realizado em toda a área de estudo. As profundidades das fontes magnéticas profundas e rasas foram calculadas de acordo com as quebras de inclinação da função espectral, para gerar mapas de fontes profundas e rasas, com filtros passa-baixa e passa-faixa e passa-baixa, respectivamente.

1.6.3 Análise Geomorfológica

Para identificar possíveis indicadores de reativação tectônica cenozoica e cronologia de deformação relativa na região do Arco de Ponta Grossa, associamos estudos geomorfológicos, morfométricos e geológicos estruturais na área de estudo.

1.6.3.1 Análise dos elementos topográficos

Para avaliar a influência do Lineamento Guapiara e outras estruturas na topografia, foram extraídos lineamentos topográficos na escala 1:200.000. Reconhecido e obtido pela

combinação dos azimutes solares 45°, 90°, 225° e 315° gerados a partir das imagens do Modelo Digital de Elevação (DEM) com 12,5m de resolução espacial.

Os diques do Lineamento Guapiara estão representados assim como feições topográficas marcadas a NW. Os lineamentos litoestruturais dos diques foram comparados e posteriormente mesclados com os diques já extraídos pelo CPRM (2010) na escala 1:750.000, para complementar a base de dados. A extração de lineamentos topográficos foi associada à observação de outros elementos topográficos, que representam áreas de escarpas, vales e interflúvios, alinhamentos topográficos. O tratamento estatístico dos lineamentos e a geração dos diagramas cumulativos de comprimento e frequência de rosas foram obtidos para cada compartimento geológico através das ferramentas AzimuteFinder (QUEIROZ et al., 2014) e Stereo32 (ROLLER e TREPMMANN, 2003).

Mapas de relevo e declividade, bem como perfis de faixa foram obtidos usando a ferramenta SwathProfiler no ArcGis 10.3 (PÉREZ-PEÑA et al., 2017). Na direção N-S foi atribuído a faixa de 10 km de largura, considerando o enquadramento geomorfológico. Quarenta bandas, uniformemente espaçadas e paralelas a uma linha central, foram geradas, mostrando elevações altimétricas mínimas, médias e máximas para a área estudada

1.6.4 *Análise de drenagem e aplicação de índices geomórficos*

Para avaliar se as estruturas reativadas controlam ou não a paisagem, foram analisadas cinco sub-bacias do rio Paranapanema. Os padrões de drenagem foram reconhecidos de acordo com os conceitos de Howard (1967) que apresenta a classificação dos padrões e define a estreita relação entre os diferentes tipos de padrões de drenagem e as características geológicas do terreno. Enquanto as anomalias de drenagem foram reconhecidas segundo os conceitos de Ouchi (1985) e Schumm et al. (2000) mostram que a atividade tectônica e as mudanças no nível de base podem gerar feições anômalas na rede de drenagem, como inflexões fluviais, pontos de estrangulamento, vales suspensos, capturas fluviais e vales assimétricos.

A rede de drenagem e seus atributos foram obtidos automaticamente a partir das imagens ALOS-PALSAR, utilizando-se a ferramenta *Hydrology* do ArcGis na escala 1:200.000. As principais direções das drenagens de 1ª e 2ª ordem foram geradas e tratadas estatisticamente com os softwares ArcGis e Stereonet© (ALLMENDINGER, 2011), respectivamente.

Uma métrica amplamente utilizada para identificar controles tectônicos ou litológicos sobre a inclinação da topografia do rio é o k_{sn} (índice de inclinação do canal) (KIRBY e

WHIPPLE, 2012). Para gerar o mapa do índice de declividade do canal (k_{sn}) para a rede de drenagem, usamos a relação empírica, reconhecida pela primeira vez por Hack (1957), que expressa a declividade (S) em função da declividade do canal (ks) e da área de drenagem (A), conhecida como a relação da lei de potência da área de inclinação (FLINT, 1974; HOWARD e KERBY, 1983):

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

onde θ é o índice de concavidade. Estudos empíricos sugerem que o índice de concavidade está geralmente na faixa entre 0,3-0,6 independentemente das taxas de soerguimento e erosão, ao contrário do índice de inclinação (ks) que varia com esses fatores (KIRBY e WHIPPLE, 2001; TUCKER e WHIPPLE, 2002; WOBUS et al., 2006). Para uma comparação eficaz entre rios com áreas de drenagem muito variadas, é definido um índice de concavidade de referência (θ_{ref}):

$$S = K_s A^{-\theta_{ref}}$$

onde k_{sn} é o mesmo que ks , mas normalizado para a concavidade de referência.

O k_{sn} é afetado pela escolha do θ_{ref} , quanto maior o θ_{ref} maior o k_{sn} (WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Alguns autores mostraram que o índice de declividade tem uma relação positiva com a resistência da litologia à erosão, quanto mais resistente a litologia à erosão, mais íngreme será o canal para manter a mesma taxa de erosão, ou seja, manter o equilíbrio com o soerguimento (KIRBY e WHIPPLE, 2001; TUCKER e WHIPPLE, 2002; WOBUS et al., 2006). Por outro lado, onde a resistência da rocha e o clima são relativamente uniformes, o padrão espacial de k_{sn} reflete variações no soerguimento local. Nesse caso, canais com alto k_{sn} podem indicar maior elevação tectônica ou taxas de incisão (WOBUS et al. 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012; WHIPPLE et al. 2013). A região intraplaca é caracterizada por uma baixa taxa de deformação tectônica, resultando em uma baixa faixa de valores de k_{sn} . No entanto, na área de estudo, as variações de k_{sn} 20-40 m^{0,9} são significativas. Para calcular o k_{sn} neste estudo, usamos o DEM com processamento via MATLAB usando a regressão automática inclinação-área no Topographic Analysis Kit (TAK) (FORTE e WHIPPLE, 2018), para o mapa k_{sn} usamos 0,45 para o valor de θ .

1.6.4.1 Distribuição Knickpoint

Para identificar os controles litológicos e estruturais sobre a topografia fluvial, usamos χ (chi) – gráficos de elevação seguindo (PERRON e ROYDEN, 2013) χ é calculado como:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx$$

Onde, $A_0=1$ (área de drenagem de referência) é assumida, $A(x)$ é a área de drenagem na distância x do nível de base x_b (PERRON e ROYDEN, 2013). Os canais fluviais de equilíbrio são traçados como uma linha reta no gráfico de elevação χ , e quaisquer inflexões representam pontos de *knickpoints*, e a inclinação da linha fornece o valor k_{sn} (PERRON e ROYDEN, 2013). Mudd et al. (2018) demonstraram que o índice de concavidade influencia a retidão do canal no espaço de elevação χ . Neste estudo, calculamos o índice de concavidade para cada bacia usando a ferramenta de razão $m-n$ do Topotoolbox (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014). Os χ -plots foram gerados usando a ferramenta ChiPlot da Topotoolbox com a geologia associada. Os *knickpoints* foram determinados automaticamente usando a ferramenta *knickpointfinder* do Topotoolbox (SCHWANGHART e SCHERLER, 2017).

1.6.5 Análise Estrutural

A análise estrutural consistiu em reconhecer estruturas frágeis considerando os indicadores cinemáticos presentes nas superfícies de falha como subestruturas de degraus congruentes e incongruentes, seguindo Doblas (1998). A análise de falhas em diques mesozoicos associados ao Lineamento Guapiara foi priorizada para mapear os processos de ativação e reativação tectônica. Na análise da deformação frágil, os dados estruturais foram divididos em conjuntos de acordo com o domínio geológico (embasamento cristalino, Bacia Sedimentar do Paraná e diques mesozoicos) em que as falhas foram observadas. A relação temporal das falhas foi realizada pelas relações transversais. A distribuição e orientação das estruturas tectônicas foram plotadas em diagramas de rosa e contorno usando o software Stereonet© (ALLMENDINGER, 2011). As medições cinemáticas de falhas foram analisadas usando o *software* WinTensor v.5.8.4 (DELVAUX e SPERNER, 2003) para determinar os campos de tensão.

CAPÍTULO IV

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Contexto Geológico Local

O contexto geológico no qual a área de estudo está inserida compreende as unidades litológicas pré-cambrianas associadas a porção meridional da Faixa Ribeira, sequências sedimentares paleozoicas e mesozoicas, e rochas vulcânicas Serra Geral da Bacia do Paraná. (Fig. 3).

4.2 Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira é caracterizado por um largo segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro, tendo sido amalgamado, deformado e metamorfizado durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana (Neoproterozoico ao início do Paleozoico) (BRITO NEVES et al., 1999). Consiste em um complexo orógeno colisional relacionado às colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (CAMPANHA e BRITO NEVES, 2001; FUCK et al., 2008). Teve sua estruturação principal controlada por um sistema de cisalhamento transcorrente tardio paralelo ao orógeno (SADOWSKI, 1991; CAMPANHA et al., 2002; EGYDIO-SILVA et al., 2002; CAMPANHA e BRITO NEVES, 2001; FALEIROS et al., 2007, 2010). É tipicamente caracterizado por uma rede entrelaçada de zonas de cisalhamento transcorrentes na direção NE-SW e ou ENE-WSW, predominantemente destrais (CAMPANHA et al., 2002).

O Cinturão Ribeira engloba rochas de embasamento arqueanas a paleoproterozoicas, suítes de rochas sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas, suítes graníticas intrusivas neoproterozoicas, interpretadas como associações de arcos magmáticos, sequências sedimentares de margens passivas e granitos tardi-cinemáticos (CAMPOS NETO e FIGUEIREDO, 1995; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999; JANASI et al., 2001; HEILBRON e MACHADO, 2003)

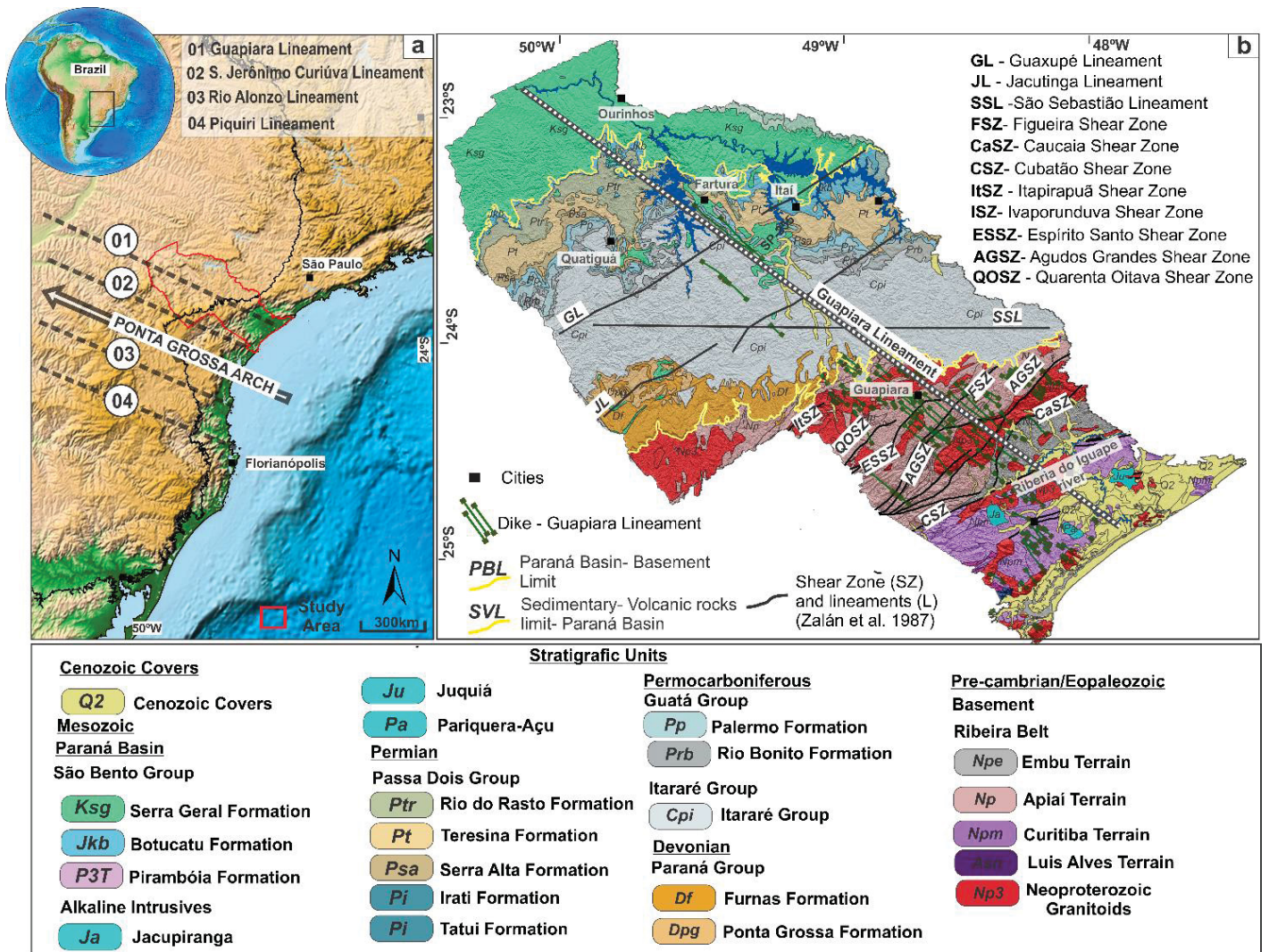


Figura 3 (a) Localização da área de estudo no contexto Arco de Ponta Grossa (lineamento 01). (b) Mapa geológico representando diques de diabásio na direção NW-SE, conforme Zalán et al. (1990). (Fonte: CPRM, 2010).

4.2.1 Faixa Ribeira Meridional

A porção meridional do Cinturão Ribeira é caracterizada por domínios de direção NE-SW, compostas predominantemente por rochas supracrustais meso a neoproterozoicas, de fraco a médio de grau metamórfico (CAMPANHA, 2002; BASEI et al., 2008). Tais rochas compõem domínios limitados por expressivas zonas de cisalhamento cavalgantes ou transcorrentes destrais (FIORI 1992; HACKSPACHER et al., 2000; CAMPANHA e SADOWSKY 1999, BASEI et al., 2008, HEILBRON et al., 2008) (Fig. 4).

Entre as principais estruturas são destacadas: as zonas de cisalhamentos Lancinha-Cubatão; os lineamentos de Morro Agudo, Quarenta - Oitava e Figueira; Itapirapuã. (CAMPANHA, 2002). Destaque é dado a zona de cisalhamento Lancinha – Cubatão, que

representa o principal limite tectônico entre terrenos distintos, o qual separa as associações típicas da Faixa Ribeira a Norte (Terreno Apiaí) dos Domínios Curitiba e Luis Alves a Sul (BASEI et al., 1992; CAMPANHA, 2002).

O Terreno Apiaí é constituído por sequências metavulcanosedimentares meso e neoproterozoicas, rochas dos núcleos do embasamento paleoproterozoico e maciços graníticos neoproterozoicos, cuja associação compõe compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento transpressivas (FIORI 1990, 1992; CAMPANHA e SADOWSKI 1999; CURY 2009; HEILBRON et al., 2008; SIGA JR. 2010).

O Terreno Curitiba é composto por gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba (Paleoproterozoico), sobrepostos por uma sucessão metassedimentar de margem passiva representada pelos metassedimentos das sequências Capiuru, Setuva e Turvo-Cajati, os quais foram afetadas por um episódio metamórfico a 600 Ma (HEILBRON et al. 2008; CURY, 2009). O limite do Terreno Curitiba com Apiaí, a noroeste, é definido pela Zona de Cisalhamento Lancinha (BASEI et al. 1998).

O Terreno Luis Alves é constituído predominantemente por gnaisses granulíticos, metamorfisados em médio a alto grau (BASEI et al., 1992 e 1998). Ocorrem subordinadamente rochas migmatíticas e graníticas, básicas e ultrabásicas, além de gnaisses cálciosilicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos (CURY, 2009). Sato et al. (2003), indicam para estas rochas idades entre o Arqueano (c.a. 2,7 – 2,5 Ga) e o Paleoproterozoico (2,2 – 1,8 Ga).

O terreno Embu está limitado por espessas zonas de cisalhamento destrais, a norte pela zona Caucaia-Rio Jaguari e a sul pela zona de cisalhamento Cubatão. O arcabouço paleoproterozoico alongado e inserido nas zonas de cisalhamento é constituído por ortognaisse orosiriano e caracterizado pela fácies anfíbolito como o metamorfismo principal. A supraestrutura metassedimentar que ocorre no terreno corresponde ao Complexo Embu (HASUI, 1975).

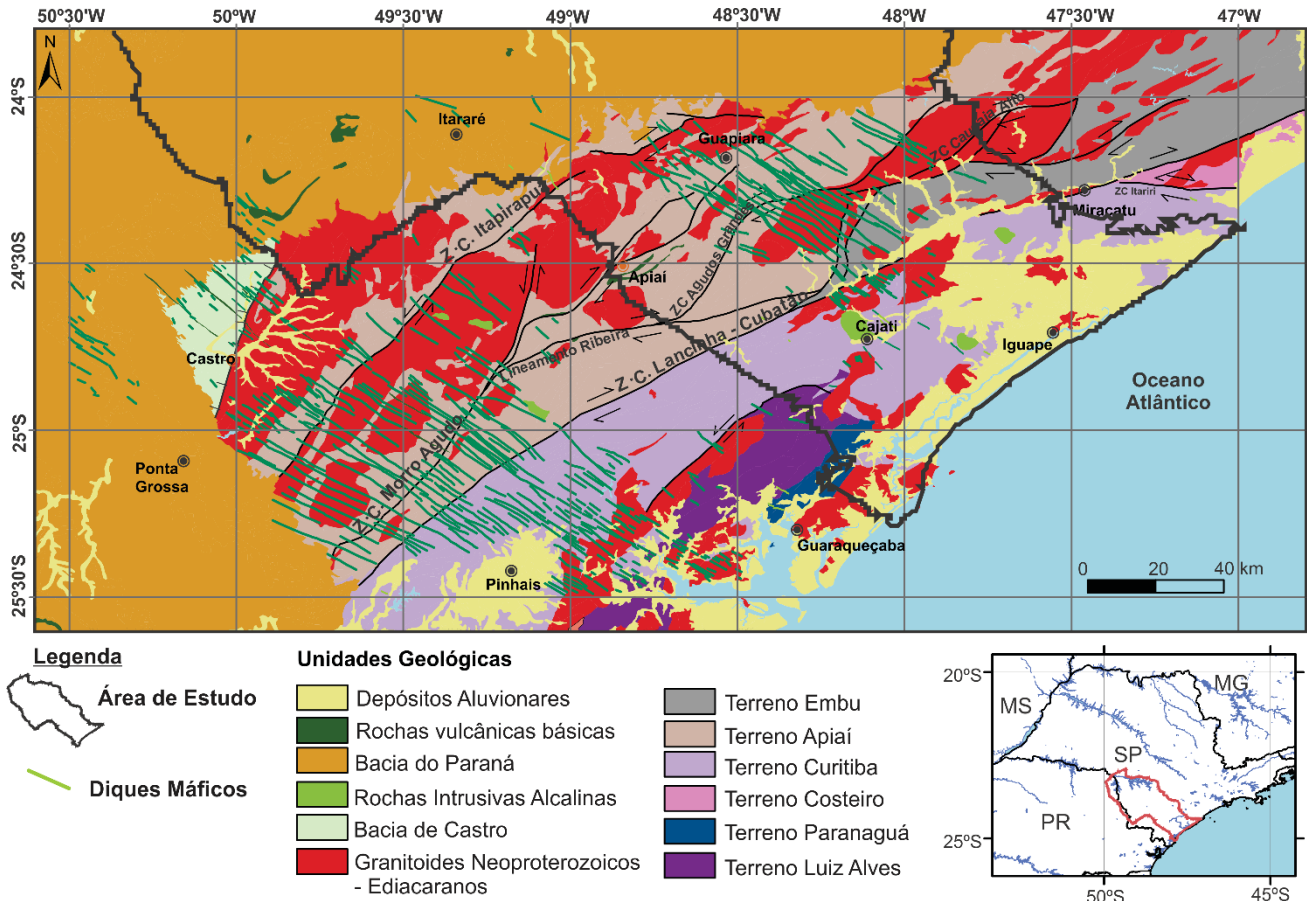


Figura 4 Faixa Meridional Ribeira mostrando a porção sul da área de estudo (obtido de CPRM, 2019).

4.2.2 Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia do Paraná perfaz uma área de aproximadamente 1,5 milhão km², localizada a S-SE do território brasileiro. O processo de sedimentação teve início do Neo-Ordoviciano até Juro-Cretáceo, quando se instalou o evento magmático de expressão continental (Província Magma-tica do Paraná), associado ao processo de ruptura do Gondwana no Mesozoico. Parte das rochas vulcânicas foram cobertas por um evento de sedimentação no Neo-Cretáceo relativo à formação da Bacia de Bauru (MILANI et al., 1998; ZALÁN, 1999; MILANI et al. 2007). Na fase seguinte de evolução na Bacia do Paraná, o magmatismo alcalino se processou em estruturas soerguidas marginais ou transversais às bordas da bacia, em duas fases: basaltos pré-Aptiana e alcalinas Aptiana-Eocênica (ALMEIDA, 1986; MIZUSAKI e THOMAZ FILHO, 2004).

O arcabouço estrati-gráfico da Bacia é caracterizado por seis unidades paleoestrati-gráficas (MILANI 1997 e 2004), subdivididas como as seguintes supersequências (Fig. 5): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano) que engloba, da base para o topo, as formações Alto Garças, Iapó e

Vila Maria, que compõem o Grupo Rio Ivaí (ASSINE et al. 1994), supersequência Paraná (Devoniano) consiste nas formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná; Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico) são representadas por sucessões sedimentares, que definem grandes ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, composta da base para o topo, pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico) corresponde a Formação Santa Maria, que ocorre restrito ao Estado do Rio Grande do Sul; Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) engloba a Formação Botucatu e as rochas basálticas da Província Magmática Serra Geral, do Grupo São Bento e Bauru (Neocretáceo) que correspondem a sedimentos continentais e rochas ígneas associadas (MILANI et al. 2007).

4.2.3 *Supersequência Paraná*

A Supersequência Paraná é representada pelo Grupo Paraná e constitui as formações Furnas e Ponta Grossa, depositadas entre o Eo e Neodevoniano (MILANI et al., 2007). A Formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas (MILANI et al., 2007). A Formação Ponta Grossa, por sua vez, é uma unidade predominantemente pelítica, de ambiente marinho plataformar.

4.2.4 *Supersequência Gondwana I*

A Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997) inclui os pacotes sedimentares individualizados no Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral, estando posicionada entre o Neocarbonífero e o Eotriássico.

O Grupo Itararé corresponde à porção inferior da Supersequência Gondwana I é representada por depósitos ainda diretamente ligados à fase de degelo, correspondendo a pacotes conglomeráticos (FRANÇA e POTTER, 1988). O Grupo Guatá corresponde as formações Rio Bonito, Palermo e Tatuí. A Formação Rio Bonito corresponde arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos, que intercalam camadas de carvão, tendo pacotes pelíticos em áreas pontuais (BORTOLUZZI et al., 1987). A Formação Palermo é constituída por siltitos e siltitos arenosos, cinza-amarelados, ocorrendo, localmente, arenitos finos em corpos de

geometria lenticular e estratificação do tipo *hummocky* (MILANI et al., 2007). A Formação Tatuí é cronocorrelata às formações Rio Bonito e Palermo reconhecidas nos estados do sul do Brasil, compondo em conjunto o Grupo Guatá segundo concepção de Gordon Jr. (1947).

O Grupo Passa Dois corresponde a formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. A Formação Irati corresponde a carbonatos e evaporitos na porção norte e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia (MILANI et al., 2007). A Formação Serra Alta registra pacotes de folhelhos cinza-escuros finamente laminados, oriundos da decantação de argila em ambiente marinho de baixa energia (GAMA JR., 1979). A Formação Teresina é constituída de depósitos predominantemente pelíticos, com estruturas sedimentares ligadas à ação de marés (MILANI et al., 2007). A Formação Rio do Rasto corresponde à lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais (LAVINA, 1988).

4.2.5 *Supersequência Gondwana III*

É amplamente distribuído pela Bacia do Paraná, estando constituída pelos sedimentos eólicos da Formação Botucatu (ALMEIDA, 1954) e rochas vulcânicas cretáceas da Província Magmática Serra Geral (SCHNEIDER et al., 1974). A Formação Botucatu é constituída quase que totalmente por arenitos de granulação fina a média, uniforme, que exibem estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte (MILANI et al., 2007).

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) representa uma LIP (*Large Igneous Province*), corresponde a rochas vulcânicas e sub-vulcânicas da Província Magmática do Paraná (PMP) e da Província Magmática de Etendeka (África). Sua gênese possui relação com o processo distensional do rifteamento e abertura do oceano Atlântico, cujas extensão e alívio de pressão que precederam a quebra do Gondwana resultaram em altas taxas de fusão do manto, sendo responsáveis pela geração dos derrames (TURNER et al. 1994, STEWART et al. 1994, ARIOLI e LICHT, 2010).

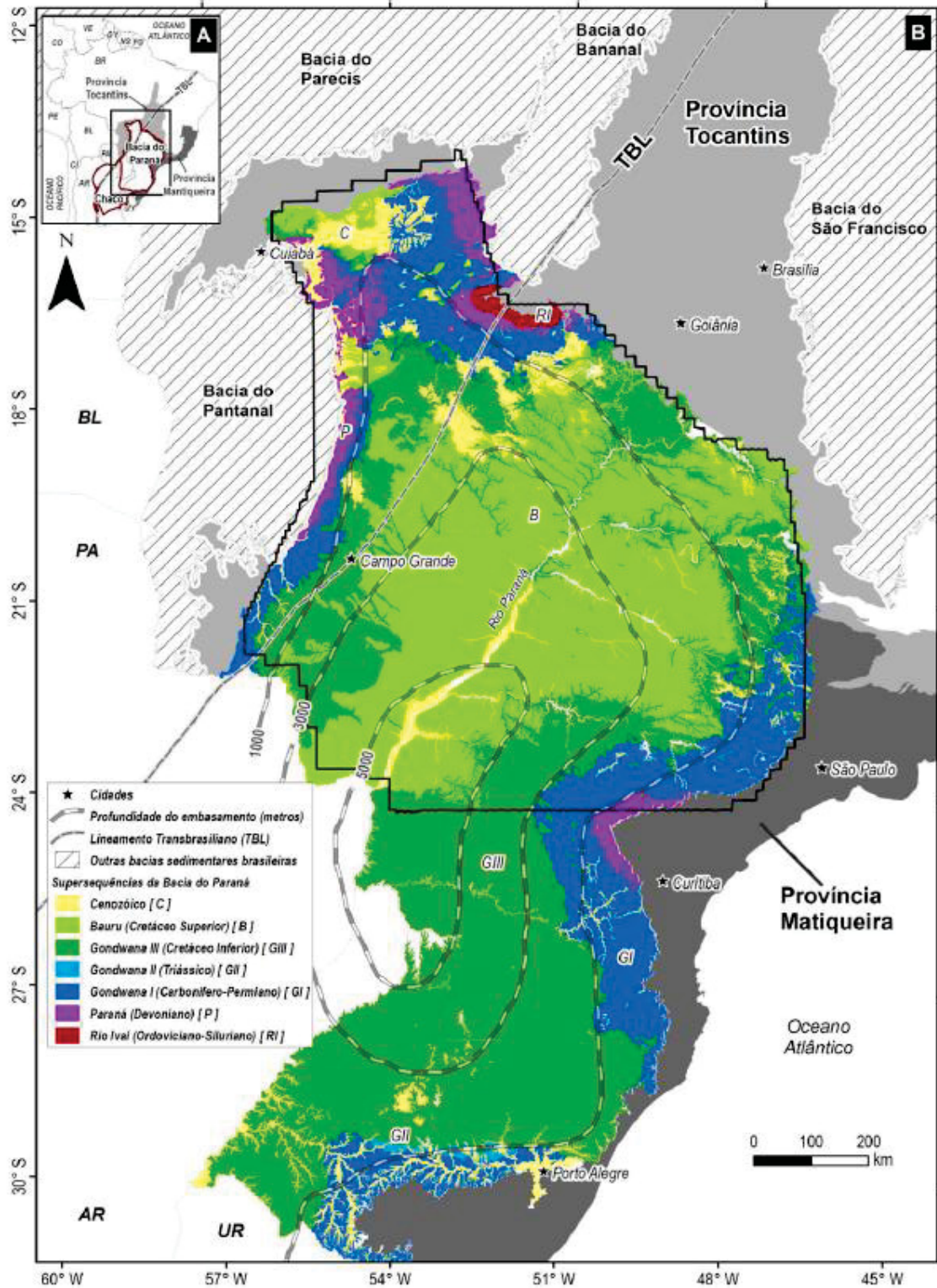


Figura 5 (A) Mapa da Bacia do Paraná e Chaco (polígonos vermelhos) e províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira, e (B) detalhe área de estudo (polígono preto) com as superseqüências da bacia. (Obtido de Pinto, 2019).

Três principais enxames de diques estão associados ao magmatismo da PMP, o Enxame Serra do Mar (NE-SW), o enxame do Arco de Ponta Grossa (NW-SE) e o Enxame Florianópolis, orientado N-S (HAWKESWORTH et al. 2000, FLORISBAL et al. 2014). Evidências da extensão que levou a ruptura do continente Gondwanico, estes enxames são considerados como resultado de uma possível junção tríplice, a partir do qual a abertura do Atlântico Sul (DECKART et al. 1998).

4.3 Corpos Intrusivos

4.3.1 *Corpos Alcalinos*

Estão condicionados ao Lineamento Guapiara: os Complexos Alcalinos Jacupiranga e Juquiá (relativas à primeira fase de reativação - Jurássico Superior e Cretáceo Inferior, pré-Aptiano) e Registro e Pariquera-Açu contemporâneas aos derrames basálticos (manifestações sub-aflorantes do vulcanismo alcalino e alcalino-ultrabásico) (FERREIRA e ALGARTE, 1979). As intrusões alcalinas compreendem associações plutônicas de rochas máficas-ultramáficas alcalinas com peridotitos, piroxenitos, ijolitos, nefelina sienitos, álcali gabros e núcleos carbonatíticos (ALMEIDA, 1983).

4.3.2 *Diques e sills*

Os diques de diabásio que ocorrem na área de estudo integram o Lineamento Guapiara, são associados cronologicamente e geoquimicamente aos derrames da Formação Serra Geral (MACHADO JR., 2000) e estão orientados preferencialmente para NW-SE. Os diques são representados, predominantemente, por basaltos, constituídos essencialmente por plagioclásio, piroxênios (augita e pigeonita), titano-magnetitas e, subordinadamente, pirita e calcopirita (MACHADO JR., 2000). Os sills de diabásio ocorrem em sua maior extensão, próximo ou sobre a zona axial do Lineamento, como por exemplo o *sill* de Fartura e Taquarituba.

4.3.3 *Coberturas Cenozoicas*

Na porção sudeste da área de estudo ocorre concentração de coberturas cenozoicas, estendendo-se de modo descontínuo, desde o litoral até o médio vale do rio Ribeira de Iguape

(MACHADO JR., 2000). Em conjunto, ocorrem sedimentos de natureza variada: fluviais, lacustres, flúvio-marinhos e marinhos, depositados de modo intermitente e localizado, possivelmente, desde o Oligoceno, acompanhando pulsos da atividade tectônica (MELO, 1990). Boa parte dos depósitos mais antigos está encoberta pela sedimentação fluvial recente (MELO, 1990).

As rochas da Formação Pariquera-Açu (Mioceno) acompanham grosseiramente o flanco sul do Lineamento Guapiara. A unidade compreende depósitos continentais imaturos, pouco espessos, acumulados em níveis de paleoterraços esculpidos sobre rochas do embasamento pré-cambriano no baixo do Rio Ribeira do Iguape e alguns de seus principais afluentes (MELO, 1990). O estilo das deformações tectônicas da Formação Pariquera-Açu foi definido por Riccomini et al. (1987), que vinculou esta unidade ao RCSB. Segundo Melo (1990), a reativação de falhas WNW-ESE paralelas ao Guapiara no Neogeno, sob ação de esforços distensivos na direção E-W, acarretou basculamentos de blocos e barramentos de paleodrenagens, resultando na acumulação da Formação Pariquera-Açu.

O Gráben de Sete Barras coincide com a ampla planície aluvionar do rio Ribeira do Iguape (Melo et al. 1989) e está orientado segundo a zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão. É preenchido pela Formação Sete Barras, constituído por depósitos com espessura máxima de 200m (MELO, 1990).

Na área da Planície Costeira Cananéia - Iguape ocorrem dois baixos gravimétricos, um deles é o Gráben de Cananéia por Souza (1995) e o outro é o Gráben de Iguape, separados por um alto gravimétrico coincidente com a zona axial do Lineamento Guapiara (MACHADO JR., 2000). O Gráben Cananéia é encoberto por sedimentos quaternários, a espessura máxima dos sedimentos é de 400m (SOUZA, 1995) e seu interior está basculado para NW, enquanto o Gráben de Iguape está basculado para SE.

CAPÍTULO V

5 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

5.1 Arcabouço estrutural Faixa Ribeira

O Cinturão Ribeira ou Faixa Ribeira (ALMEIDA et al. 1973), na porção central da Província Mantiqueira, é caracterizado por uma faixa de dobramentos e empurrões de direção NE-SW, com aproximadamente 1400 km de comprimento, localizado ao longo do sudeste do Brasil (HEILBRON et al. 2000, 2004). Heilbron et al. (2008) sintetizam o Cinturão Ribeira como um conjunto de terrenos tectono-estratigráficos limitados por falhas de cavalgamento ou por zonas de cisalhamento transpressivas. Sua porção meridional é caracterizada por domínios NE-SW, compostos predominantemente por rochas supracrustais meso a neoproterozoicas (CAMPANHA, 2002; BASEI et al., 2008).

O sistema mais evidente é transcorrente predominantemente dextral, de natureza dúctil e/ou dúctil-rúptil. As faixas de deformação associadas às zonas de cisalhamento individuais podem possuir extensões de até centenas de quilômetros, e larguras da ordem de centenas ou mesmo milhares de metros, delimitadas por vários tipos de rochas miloníticas (HEILBRON et al. 2000, 2004).

5.2 Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa, tal como se apresenta hoje, é uma grande estrutura soerguida, com eixo na direção NW-SE, que adentra a Bacia do Paraná entre os estados de São Paulo e Santa Catarina. O embasamento exposto no núcleo da estrutura, é constituído por rochas retrabalhada no pré-cambriano, com estruturação aproximada de NE-SW (ALMEIDA, 1983).

A área crustal em que se situa o Arco de Ponta Grossa já manifestava tendência ao soerguimento desde o Devoniano (ALMEIDA, 1983; FERREIRA, 1982), com possíveis reflexo na litologia da Formação Ponta Grossa (FÚLFARO, 1970). No Permiano essa estrutura passou a se configurar mais claramente como área positiva separando as sub-bacias de São Paulo e Santa Catarina. Entretanto, no Triássico-Jurássico o Arco de Ponta Grossa tornou-se mais pronunciado separando ainda mais as duas sub-bacias onde foram acumulados sedimentos continentais das Formações Pirambóia, na sub-bacia de São Paulo, e Rosário do Sul, na sub-bacia de Santa Catarina (ALMEIDA, 1983). Asmus (1981) admitiu a hipótese que o

soerguimento do Arco tenha iniciado no Triássico. No Jurássico-Cretáceo, com o advento do processo tectono-magmático da Reativação Wealdeniana definido por Almeida (1967) ou Ativação Mesozoica por Almeida (1972) ou evento Sul-Atlântica por Schobbenhaus et al. (1984) e Ativação Pós-Paleozoica por Almeida e Carneiro (1987), o Arco de Ponta Grossa se soerguiu e adquiriu a configuração que hoje apresenta (FERREIRA, 1982).

O clímax desse soerguimento ocorreu no Jurássico-Cretáceo Inferior, juntamente com o evento tectono-magmático, responsável pelo vulcanismo da Bacia do Paraná e das bacias costeiras de Santos e Campos. Nesse intervalo ocorreu a reativação de grandes fraturas e falhas paralelas ao seu eixo (NW) e, portanto, transversais às estruturas do embasamento e que propiciaram as intrusões dos diques básicos e dos corpos alcalinos. O soerguimento e a extrusão dos basaltos da Província Magmática Serra Geral, são fenômenos sincrônicos e geneticamente relacionados (ALMEIDA, 1986).

Ferreira (1981, 1982) através da interpretação das anomalias magnéticas, comprovaram a existência de alinhamentos estruturais-magnéticos NW-SE que constituem o Arco, já referido por Vieira (1973) e Algarte (1972), denominando-os de lineamentos Guapiara, São Jerônimo Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri.

5.3 Lineamento Guapiara

O limite setentrional do Arco de Ponta Grossa é representado pelo Lineamento Guapiara (VIEIRA, 1973) e considerado como uma das principais fontes de extravasamento das lavas básicas da Bacia do Paraná. Constitui uma extensa feição tectônica de aproximadamente 600 km de comprimento e largura entre 20km e 100km. Inicia-se sob os sedimentos litorâneos da região de Iguape (SP), atravessa os terrenos pré-cambrianos onde coincide com denso enxame de diques de diabásio e penetra na Bacia do Paraná até a confluência dos Rios Verde e Paraná.

A associação de centros alcalinos e diques foram apontados por Almeida (1983) como integrante do Lineamento Guapiara, sugestivo de estar condicionada a uma zona de distensão crustal orientada a NE, no Cretáceo Inferior. Dentro do contexto de tectonismo estão condicionados ao Lineamento Guapiara as intrusões de Jacupiranga, Juquiá, Registro e Pariquera-Açu (FERREIRA e ALGARTE, 1979).

5.4 Evolução Lineamento Guapiara

O Lineamento Guapiara teve importante papel no condicionamento de boa parte da deposição das sequências paleozoicas da Bacia do Paraná, constituindo este último como limite tectônico da Bacia Bauru. Contudo, as rochas proterozoicas do embasamento distribuem-se na direção NE-SW, quase sem interferências desta estrutura transversal (MACHADO JR., 2000).

O Lineamento já se constituía como um alto estrutural por ocasião da implantação da Bacia do Paraná no Devoniano, com a sedimentação do Grupo Paraná (FERREIRA et al., 1982). Durante o Carbonífero Superior e Permiano Inferior a Médio, o Guapiara teve um comportamento tectonicamente inverso, apresentando-se como uma estrutura deprimida e acumulando até 700 m de sedimentos nas proximidades de seu eixo. A atuação tectônica do lineamento pós-Formação Ponta Grossa explica as diferenças faciológicas entre o Grupo Itararé e a Formação Aquidauana (FERREIRA et al., 1982).

O comportamento do Lineamento como um alto proporcionou um acúmulo de aproximadamente 100 m de sedimentos e controlando a sedimentação no depocentro de Dourados. A atuação do Guapiara pós-Itararé é um fenômeno tectônico importante pois alterou as condições deposicionais na área do embaciamento de São Paulo, influenciando a sedimentação e o vulcanismo.

A atividade tectônica do Lineamento Guapiara controlou a sedimentação no depocentro de Alto Garças. Comportando-se como uma barreira responsável pelo desenvolvimento da sedimentação à sudoeste. Durante o Stephaniano e Permiano Inferior/Médio o Arco de Ponta Grossa teve atuação positiva destacada, afetando a sedimentação da Formação Palermo (FERREIRA et al., 1982).

Durante o Permiano Superior até a metade do Mesozoico, a Bacia do Paraná passou por um período tectonicamente calmo, onde foram insignificantes as contribuições do Lineamento Guapiara. No Triássico-Jurássico a Bacia do Paraná assistiu a um processo generalizado de levantamento epirogenético, sustentando a sedimentação e permitindo a atuação de fenômenos erosivos extensivos. O Arco de Ponta Grossa e o Lineamento Guapiara mantiveram um caráter positivo, resultando numa maior separação das sub-bacias São Paulo e Santa Catarina (ALMEIDA, 1983). Toda área entre os lineamentos Guapiara e Rio Piquiri foi soerguida, implantando o Arco de Ponta Grossa. Cujo arcabouço estrutural seria posteriormente utilizado pelo maior evento tectônico da Bacia do Paraná: a Reativação Sul Atlântica (SCHOBBEANHAUS et al. 1984).

Segundo Machado Jr. (2000) durante o Mesozoico até o final do Jurássico, o Lineamento Guapiara não mostrou ter passado por períodos de atividade tectônica significativa, devido à falta de registro sedimentar mais expressivo. Somente no Cretáceo Inferior que apresenta comportamento ativo, quando associado regionalmente ao tectonismo distensivo, magmatismo alcalino e fissural toleítico.

Os efeitos tectônicos da Reativação Sul Atlantiana são evidentes ao longo do Lineamento Guapiara. Na primeira fase, entre o fim do Jurássico e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, o Lineamento serviu como fonte de magmas básicos, favorecendo a injeção de diques de diabásio e alojando rochas alcalinas. Associado a esse magmatismo, desenvolveu-se um intenso tectonismo que gerou estruturas menores como *horsts* e *grabens*, além de estruturas dômicas.

5.5 Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é dividido em dois principais conjuntos de estruturas tectônicas, de direções NW-SE e NE-SW, ocorrendo, ainda, algumas estruturas de direção E-W (ZALÁN et al., 1990). As direções NW-SE e NE-SW são as mais importantes e representam herança do embasamento (ZALÁN et al., 1987). Soares et al. (1982) concluíram que o padrão estrutural desses grupos é diferente, pois durante o evento tectônico Juro-Cretáceo do Gondwana, os lineamentos NW-SE foram reativados e condicionaram o alojamento de diques e soleiras de diabásio. Enquanto, as falhas NE-SW teriam permanecido inativas nesse momento, e possuem significativa ausência de diques (STRUGALE et al., 2007). As zonas de falhas Guaxupé, Jacutinga, São Sebastião e Lancinha-Cubatão são as principais estruturas dessa direção a seccionar a área de estudo.

Os picos alternados de atividades dos grupos de falhas NW-SE e NE-SW são devido a prováveis diferenças nos campos de tensões atuantes durante o Paleozoico, ligados aos eventos colisionais que afetaram o Gondwana (ZALÁN et al., 1990). A estruturação E-W estaria ativa provavelmente a partir do Triássico. Apesar de menos marcantes (ZALÁN et al. 1990), diversos trabalhos mostram que o *trend* E-W influencia na direção das drenagens de diversas regiões do sul e sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; SALAMUNI, 1998; CHAVEZ-KUS e SALAMUNI, 2008).

5.6 Grabens de Sete Barras e Cananéia

O *graben* de Sete Barras localizado no vale do Ribeira do Iguape (São Paulo) é uma depressão alongada na direção N50E, com cerca de 19km de comprimento e 5km de largura, formada na interseção da Zona de Cisalhamento Cubatão-Lancinha com o Alinhamento Guapiara, durante fase de esforços distensivos na direção WNW-ESSE, contemporâneos a sedimentação da Formação Sete Barras (MELO et al., 1989). O arcabouço estrutural indica que é um *graben* assimétrico com bloco abatido para SE, preenchido por depósitos de leques aluviais e lascustres, que afloram em colinas na área da depressão. Melo et al. (1989) correlacionaram a geometria do *graben* e a natureza de seu preenchimento sedimentar às bacias tectônicas do Eoceno-Oligoceno do Sistema de Rifte Continental do Sudeste Brasileiro.

Diques de diabásio concordantes com os limites do *graben* indicam que o *graben* já se comportava como uma direção de fraqueza durante a ativação tectono-magmática mesozoica. Tanto o embasamento proterozoico como os diques de diabásio e o preenchimento sedimentar mais antigo apresentam planos de falhas normais, relacionados principalmente com a fase de esforços distensivos que geraram a depressão (MELO et al., 1989). Ocorre de forma comum falhas inversas ou com rejeito direcional desenvolvidas sobre as estruturas preexistentes sugerindo a ocorrência de uma fase de esforços compressivos posterior ao abatimento do *graben*. A ocorrência de algumas planícies aluvionares descontínuas e barramentos de drenagem sugerem que alguns movimentos tectônicos possam ser recentes.

A região da Planície Costeira entre Cananéia e Iguape foi detalhada por gravimetria por Souza *et al.* (1996), que identificaram dois baixos gravimétricos, um denominado como Gráben de Cananéia. Estes se acham separados por um alto gravimétrico coincidente com a zona axial do Alinhamento Guapiara, que corresponde a uma zona de transferência, com falhas transcorrentes destrais (MACHADO JR., 2000). A SW deste alto localiza-se o baixo gravimétrico de Cananéia, coincidente com o *graben* homônimo e encoberto por sedimentos quaternários. Sua borda oeste coincide com a falha normal de direção N45E que segue até o Maciço de Pariquera Açu (SOUZA *et al.*, 1996). A NE do alto gravimétrico, o baixo existente corresponde ao Gráben de Iguape (MACHADO JR., 2000), sua espessura sedimentar máxima é de 400 m, estando basculado para SE. Souza *et al.* (1996) associaram as falhas normais com basculamento dos blocos para NW-SE, relacionadas com reativações cenozoicas do RCSB.

CAPÍTULO VI

6 EVENTOS TECTÔNICOS CENOZOICOS

6.1 Eventos tectônicos Rifte Continental do Sudeste Brasileiro

Riccomini (1989) definiu uma sequência de quatro eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro, ratificados posteriormente por diversos autores. O primeiro evento tectônico é caracterizado por um regime distensivo NNW-SSE (Eoceno-Oligoceno) que resultou na formação da depressão original do rifte e preenchimento sedimentar e vulcânico e reativou antigas zonas de cisalhamento proterozoicas como falhas normais. Ferrari (2001) considerou que este evento controlou a implantação do *Graben* da Guanabara. O segundo regime tectônico, possui idade Oligoceno-Mioceno, é caracterizado por um regime transcorrente sinistral E-W com compressão NE-SW e distensão NW-SE, que afetou corpos alcalinos neocretáceos do sul de São Paulo e o *Graben* da Guanabara. Autores como Mello (1997) e Sarges (2002) que estudaram o vale do rio Doce (MG) observaram esse regime tectônico, assim como, Mancini (1995) estudando a bacia de Taubaté (SP), Salvador (1994) região estrutural de Queluz (SP/RJ), Silva e Mello (2011) zona de cisalhamento Rio Paraíba do Sul, entre outros.

O terceiro evento tectônico corresponde a uma fase transcorrente dextral (E-W) com compressão NW-SE, de idade Pleistoceno-Holoceno. Este evento é o mais representativo na região do sudeste (SILVA, 2006), sendo reconhecido por diversos autores como Salvador (1994), Salvador e Riccomini (1995), Mello (1997), Sarges (2002), Ferrari (2001), Silva e Mello (2011), entre outros. O quarto evento tectônico, ativo no Holoceno, possui regime distensivo com direção NW (WNW) – SE (ESE) afetando depósitos preservados em terraços baixos, foi observado por Salvador (1994), Salvador e Riccomini (1995), Sarges (2002), Silva e Mello (2011), Mancini (1995), entre outros.

Salvador (1994) e Salvador e Riccomini (1995) estudando a região do Alto estrutural de Queluz (SP), identificaram um quinto evento tectônico, caracterizado por um regime compressivo de direção E-W (Holoceno), associado a famílias de juntas conjugadas de direção ENE-WNW (MELLO,1997, SARGES, 2002, SALVADOR, 1994, MANCINI, 1995).

Ao estudar a Bacia de Curitiba (PR) Salamuni (1998) caracterizou dois eventos tectônicos que ocorreram na bacia. O primeiro evento (D1) de caráter extensional (Oligoceno-Mioceno), com σ_1 posicionado na vertical e σ_3 com direção aproximada ENE-WSW. Este regime foi

responsável pelo desenvolvimento de falhas normais NE-SW. O segundo evento (D2) compressional, com tensão máxima orientada (σ_1) entre E-W e NW-SE, instalado desde o Mioceno até o fim do Pleistoceno.

Diversos autores consideram que os eventos tectônicos do Holoceno são consequência de um campo de tensão principal (σ_1) aproximadamente na direção E-W (ENE-WSW até WNW-ESE) e extensão N-S. É compatível com o campo de *stress* E-W a WNW-ESE incidente na borda leste da Placa Sul-Americana no Quaternário, conforme sugerido pelas falhas desta idade registradas em quase todas as províncias brasileiras (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999, SALAMUNI *et al.* 2004, ASSUMPÇÃO *et al.* 2006, entre outros). Embora todo continente Sul-Americano encontre-se sob tensão, a alternância nos esforços pode ser explicada por Chavez e Salamuni (2008) por meio de fases de alívio de tensão da Placa Sul-Americana resultando na alternância do posicionamento do σ_1 de E-W para a direção N-S, sendo a direção E-W, em geral, a direção de compressão dominante.

6.2 Eventos tectônicos Arco de Ponta Grossa

Strugale *et al.* (2007) caracterizaram dois eventos tectônicos associados ao Arco de Ponta Grossa, responsáveis pela geração e reativação das estruturas rúpteis nas rochas da Formação Pirambóia, Formação Botucatu e nas rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná. O primeiro evento (D1) atuou no Eocretáceo, apresentando um regime tectônico extensional (σ_3 NE-SW), com componente direcional dextral nas falhas com direção NW-SE. Foi responsável pelo controle da intrusão dos diques e pelo soerguimento da parte central do arco como blocos e falhas em tesoura de direção NW-SE. O segundo evento (D2), com intervalo de atuação do Neocretáceo ao Paleógeno, sendo caracterizado por um regime transtensional com σ_1 variando entre NE-SW e ESE-WNW, responsável pela reativação das estruturas registradas nas paredes dos diques e nas bandas de deformações em arenitos. Tais eventos foram observados também por Trzaskos (2006) ao estudar o Grupo Itararé na Bacia do Paraná. Franco-Magalhães *et al.* (2010), por traços de fissão em apatitas, analisaram a exumação tectônica e a reativação dos paleoalinhamentos no Arco de Ponta Grossa e concluíram que o Arco de Ponta Grossa apresenta uma evolução recente, destacando dois importantes períodos: o limite Cretáceo Superior - Paleógeno e o limite Paleógeno-Neógeno.

6.3 Eventos Tectônicos Baixo Vale do Ribeira do Iguape

Segundo Melo (1990) a evolução tectônica do vale baixo do Ribeira do Iguape é compatível com o quadro evolutivo do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro e compreende quatro esforços tectônicos. O esforço distensivo WNW-ESE no Paleogeno, originou o *Graben* de Sete Barras, delimitado por falhas normais N50E, superimpostas à Zona de Cisalhamento de Cubatão, na intersecção desta com o Alinhamento Guapiara; nesse período ocorreu a deposição da Formação Sete Barras, preenchendo o *graben*. Posteriormente, no Neogeno ocorreu o esforço distensivo E-W reativando principalmente as falhas normais WNW-ESE (paralelas ao Alinhamento Guapiara) e subordinadamente estruturas ENE-WSW (paralelas à Zona de Cisalhamento de Cubatão), a componente normal destes deslocamentos acarretou o basculamento dos blocos para SE e barramentos da drenagem, com a consequente acumulação da Formação Pariquera-Açu junto às falhas, sobre as porções rebaixadas dos blocos basculados.

O prosseguimento da fase distensiva E-W até o Pleistoceno Inferior foi progressivamente atenuada, através de pulsos intermitentes, com o soerguimento relativo do bloco a SW do Alinhamento Guapiara. Segundo o autor, duas fases de clima seco concomitantes a fases de relativa estabilidade tectônica e estabilização do nível de base regional teriam resultado na elaboração de níveis de terraços erosivamente escalonados. As últimas fases dos esforços distensivos E-W teriam sido contemporâneas aos depósitos colúvios-aluviais. No Pleistoceno Inferior, esforços compressivos NE-SW deformaram os mais antigos depósitos colúvios-aluviais e a provável retomada dos esforços distensivos WNW-ESE no Quaternário resultou no contínuo soerguimento relativo do bloco a SW do Alinhamento Guapiara.

Machado Jr. (2000) analisando afloramentos da região do baixo rio Ribeira, concluiu essa região evoluiu no Neogeno através de um regime transtensional de orientação EW-ENE, que resultou no abatimento de blocos, devido à presença favorável de falhas NE-SW. Essa movimentação foi facilitada pelas fraturas NW-SE e NE-SW preexistentes, delimitando pequenos blocos abatidos em uma área sedimentar mais ampla. Vedovello (2017) ao investigar esforços neotectônicos no Lineamento Guapiara na região do médio e baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, identificou três esforços tectônicos, porém sem uma cronologia definitiva. O mais antigo teria sido o pulso distensivo NW-SE correlato à sedimentação da Formação Pariquera Açu e à formação do RCSB, associado falhas normais NE-SW presentes nos sedimentos cenozoicos da região. A distensão NW-SE foi reconhecida nos diques mesozoicos, por meio das falhas normais NE-SW e falhas transcorrentes sinistrais NW-SE.

O segundo pulso distensivo NNW-SSE, marcado principalmente por falhas sinistras NNE-SSW que deformam os diques do lineamento Guapiara, onde foi observado essas estruturas deformando sedimentos neógenos na região. O pulso mais recente teria direção NE-SW que englobam falhas que deformam a Formação Pariquera-Açu e sedimentos aluvionares na margem do rio Ribeira de Iguape.

CAPÍTULO VII

7 REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P. 1972. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. *Anais XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. 1:65-69.
- ALLMENDINGER, R. W. (2011). *Stereonet*© 7.3.0. Cambridge, England.
- ALMEIDA, F.F.M. 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, v. 86, p. 1-21.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241 p. (Boletim).
- ALMEIDA, F.F.M. 1972. Tectonico-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: *International Geology Congress*, Montreal.
- ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of Amazon River. In: NAIRN & STELLI, Eds. *The ocean basin and margins*. Plenum, Nova York, p.411-416.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc. Volume 13 (4): 139-158*.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. de Geoc. Volume 16 (4): 325-349*.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 198. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American platform. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 20: 71-85.
- ARIOLI E.E., LICHT, O.A.B. 2010. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico na escala de 1:250.000. *Relatório Interno. MINEROPAR, Curitiba*.
- ASMUS, H.E. 1981. Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continentem emersa adjacente. *Simpósio Regional de Geologia, SBG. Curitiba*. 1:262-273.
- ASSUMPCÃO, M.; HEINTZ, M.; VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M. 2006. Upper mantle anisotropy in SE and central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 250, p. 224–240.
- BASEI M.A.S.; MCREATH I.; SIGA JR O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: a review. *Gondwana Research*. 1 (3-4): 383-391.
- 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 of London. Special Publications*, v. 294, p. 239-256.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 216-221.

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 Processes and Landforms*, v.30, n.6, p.767- 778.

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

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*. 22:155-199.

CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiraiá Domain). *Precambrian Research*, v. 98, p. 31-51.

CAMPANHA, G.A.C.; BRITO NEVES, B.B. 2001. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield (Abs.). *Gondwana Research*. 4(4): 587-588.

CAMPANHA, G. A. C. 2002. O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Livre-Docência. 105 págs.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 143-162.

CHAVEZ-KUS, L.; SALAMUNI, E. 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. *Rev. Bras. Geoc.*, 38(3):439-454.

CORDELL, L.; GRAUCH, V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts. 246–247.

CPRM, 2019. Projeto Vale do Ribeira Mapa Geológico Integrado. Carta Geológica. São Paulo: CPRM, 2017, 1 m mapa colorido, 256 x 88 cm. Escala 1:250.000.

CPRM, 2010. Mapa de geodiversidade do estado de São Paulo na escala 1.750.000. Serviço Geológico do Brasil, SGM, MME - Brasília, 68p.

CPRM. 2004. Projeto Vale do Ribeira- Geologia Integrada. São Paulo.

CROSBY, B.T.; WHIPPLE, K.X.; GASPARINI, N.M.; WOBUS, C.W. 2005. Knickpoint generation and persistence following base-level fall: An examination of erosional thresholds in sediment flux dependent erosion models: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*.

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: The Hydrology and Geomorphology of Bedrock Rivers Special Issue*, v.82, n.1-2, p.16-38.

CURY, L. F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, n. 1-2, p. 67–83.

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

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

EGYDIO-SILVA, M.; VAUCHEZ, A.; BASCOU, J.; HIPPERTT, J. F. 2002. High temperature deformation in the neoproterozoic transpressional Ribeira Belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352:203-224.

ENGELMANN DE OLIVEIRA, C.H. AND JELINEK, A.R. 2017. História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. *Pesquisas em Geociências*. v. 44, no 3, p. 387-400. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.83263>.

EVJEN, H.M. 1936. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*. 1: 27-136.

FALEIROS, F. M.; CAMPANHA, G. A. C.; BELLO, R. M. S.; FUZIKAWA, K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics*, v. 438, p. 1-32.

FALEIROS, F. M.; CAMPANHA, G. A. C.; BELLO, R. M. S.; FUZIKAWA, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, v. 485, p. 193-214.

FERRARI, A. L. 2001. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. São Paulo. 412p. (Tese de Doutorado, IGc/USP).

FERREIRA, F. J. F.; ALGARTE, J. P. 1979. O comportamento aeromagnético-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: *SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro. Anais...Rio Claro: SBG-SP, 1979. v. 2, p. 195-208.*

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

FERREIRA, F. J. F. 1982. Alinhamentos Estruturais – Magnéticos da Região Centro Oriental da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo: Consórcio CESP-IPT – Pauliopetro, 23 p. Relatório Técnico.

FERREIRA, F. J. F.; SOUZA, J.; BONGIOLO, A.B.S; CASTRO, L.G.; ROMEIRO, M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. In: *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGf Brasília, Anais*, p. 1-6.

FERREIRA, F. J. F.; SOUZA, J.; BONGIOLO, A.B.S.; CASTRO, L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*. 78, J33-J41.

FIORI, A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FIORI, A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. *Bol. IG-USP, Série Científica*. 23: 55-74.

FLINT, J.J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research* 10, 969 e 973. 1974.

FLORISBAL, L.; HEAMAN, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F. 2014. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná – Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U – Pb dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 289, p. 140–150.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. 2018. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117.

FRANÇA, A.B; POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero). *Bacia do Paraná (Parte I). Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2:147-192.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; SAAD, A.R. 2010. Exumação tectônica e reativação paleolineamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. *Revista Brasileira de Geociências*. 40:184-495.

FUCK, R. A.; BRITO, B. B. N.; SCHOBENHAUS, C. 2008. Rodinia descendants in South America, *Precambrian Res.*, 160, 108– 126.

GAILLETON, B.; MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; PEIFER, D.; HURST, M.D. 2018. A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles. *Journal Earth Surf. Dynam.*

GALLEN, F.S. AND WEGNMANN, K.W. 2017. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. *Earth Surface Dynamics*. v.5, p. 161-186. doi:10.5194/esurf-5-161-2017.

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

GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM*, Rio de Janeiro nº 38, p.1-20.

HACK, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 1, 421 e 429.

HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. 2000. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, South-eastern Brazil: New geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*. 30: 110–114.

HASUI, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *UNESP- Geociências*. v. 29, no 2, p.141-169.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; Coimbra, AM. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257 – 262.

HAWKESWORTH, C. J. Y. *et al.* 2000. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: Etendeka Province an example from the Parana. *Earth and Planetary Science* v. 179, p. 335–349.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, p. 87-112.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani and Mohriak (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J., JANASI, V.C. 2004. A Província Mantiqueira: In MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. & BRITO NEVES, B.B. (Eds). O Desvendar de Um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-234.

HEILBRON, M.; VALERIANO C. M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA J.C.H.; TUPINAMBÁ M; SIGA JR. O.; TROUW, R.J.A. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J, BRITO HOWARD, A.D.A. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin.

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

HOWARD, A.D.; Kerby, G. 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 739 e 752.

JANASI, V. A.; LEITE, R. J.; VAN SCHMUS, W. R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 363-376.

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*. v. 604, p. 224-244. doi <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.017>.

KELLER, E.; PINTER, N. 2002. *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. Prentice Hall, New Jersey.

KELEMEWORK, Y., FEDI, M., MILANO, M. 2021. A review of spectral analysis of magnetic data for depth estimation. *Geophysics*, 86 (6): J33. <https://doi.org/10.1190/geo2020-0268.1>

KIRBY, E.; WHIPPLE, K.X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.*44, 54–75.

LAGUE, D. 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and be-yond. *Earth Surf. Process. Landf.*39, 38–61.

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

MACHADO JR. 2000. Ativação tectônica no alinhamento estrutural de Guapiara. Tese de Doutorado- Universidade de São Paulo (SP). Instituto de Geociências São Paulo.

MANCINI, F. 1995. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. Dissertação de Mestrado- Universidade de São Paulo- USP.

MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; RAMOS, R.G.N. 1989. O Gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira de Iguape, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:260- 262.

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

MELO, M.S.M. 1990 A formação Paríqüera Açú e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. Dissertação de Mestrado - IGcUSP, 2LLp.

MILANI, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997. 240p.

MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.; ARAÚJO, L.M.; CUOPERTINO, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 29: 125 – 173.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p. 265-279.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 265-287.

MILLER, H.G.; SINGH, V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. 32: 213-217.

MINTY, B.R.S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Expl. Geoph.*, 22: 591–592.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p.281-292.

MORALES, N.; HASUI, Y. 2001. Neotectônica e compartimentação morfotectônica: importância geovisão - Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de São Paulo, São Paulo.v. 4, no 5, p. 23.

MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; HURST, M. D. 2018. How concave are river channels? *Earth Surface Dynamics*, 6, 505–523.

MUDD, S. M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D. T.; GRIEVE, S. W. D.; VALTERS, D. A. 2014. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 138–152.

NABIGHIAN, M.N. 1972. The analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507-517.
NEELY, A. B.; BOOKHAGEN, B.; BURBANK, D. W. 2017. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transiente landscapes: Calibration and validation, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 1236–1261.

OUCHI, S., 1985 Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. v. 96, p. 504-515.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J. M.; GALVE, J. P.; BOOTH- REA, G.; NOTTI, D. 2017. Swath Profiler and NProfiler: two new ArcGISAddins for the automatic extraction of wath and normalize driver profiles. *Comput. Geosci.*104(135),150.

- PERRON, J. T.; ROYDEN, L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis, *Earth Surf. Processes Landforms*, 38(6), 570–576.
- 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. 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geologia – Série Científica USP*. v. 14, no 1, p. 69-80. doi: 10.5327/Z1519-87X201400010005.
- REID, A.B.; ALLSOP, J.M.; GRANSER, H.; MILLETT, A.J.; SOMERTON, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. 55(1): 80-91.
- RICCOMINI, C.; APPI, C.J.; FREITAS, E.L.; ARAI, M. 1987. Tectônica e sedimentação no Sistema de Rifts Continentais da Serra do Mar (bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p.253-298
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.; SALONI, J.; KOHNKE, M.; FIGUEIRA, R. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 191-197.
- RICCOMINI, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-docência. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, IG-USP.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes* 22 p: 221-225.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO V, BARTORELLI A, CARNEIRO CDR & NEVES BBB (eds), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Editora Beca, São Paulo, pp. 383-405.
- ROLLER, K.; TREPMANN, C. A. 2003. Stereo32 1.0.3. Institut für Geologie - Ruhr University Bochum: Bochum, DE.
- ROEST, W.R, VERHOEF, J., PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics*, 57(1):116-125.
- ROYDEN, L. H.; CLARK, M.K.; WHIPPLE, K.X. 2010. Evolution of river elevation profiles by bedrock incision: Analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates, *Eos Trans. AGU*, 82(48), Fall Meet. Suppl., Abstract T62F-09.
- ROYDEN, L.H.; PERRON, J.T. 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *J. Geophys. Res.* 118, 497–518.
- SADOWSKI, G. R. 1991. A Megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Boletim IG-USP, Série Científica*, v. 22, p. 15-26.
- SALAMUNI, E. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). 1998. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado.
- SALAMUNI, E.; EDERT, H.D.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SALAMUNI, R., 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, South of Brazil. *South American Earth Sciences, EUA*. v. 15, no 8, p. 901-910. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00013-0)

SALUMINI, E.; FIORI, A.P. 2012. 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.; SILVA, C.L.; NASCIMENTO, E.R.; SANTOS, J.M.; PEYERL, W.L.; GIMENEZ, V.B. 2021. Morphometric and structural diagnosis of fault reactivation in the Cenozoic: a case study of the Blumenau-Soledade Lineament in southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. v. 51, no.3, p. e20200080. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200080>.

SALVADOR, E.D. 1994. Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). 157 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *R. bras. Geoc.* 25(3):151-164.

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

SCHWANGHART, W., SCHERLER, D. 2017. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, v. 5, p. 821-839. doi: 10.5194/esurf-5-821-2017.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D.; . 2014. Short Communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surf. Dynam.*, 2, 1–7.

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

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

SCHUMM, S. A. 1985. Alluvial river response to active tectonics. *Active tectonics, studies in geophysics*, National Academy Press.

SCHUMM S.A., DUMONT J.F., HOLBROOK J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, New York. p. 280-292.

SIGA JR., O. 2010. Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: implicações tectônicas. Tese de Livre- Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

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

SILVA, T.P. 2006. Neotectônica na região da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes, entre miguel pereira (tj) e juiz de fora (mg). Dissertação de mestrado- UFRJ.

SINHA, S.K.; PARKER, G. 1996. Causes of concavity in longitudinal profile of rivers. *Water Resources Research*.

- SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Bulletin Geological Society of America*, v.112, p.1250-1263.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: *Simp Sens Remoto*, 2, Atas, Brasília, p.143-156.
- SOUZA, L.A.O.; TESLLER, M.S.; GALLI, V.L. 1996. O Gráben de Cananéia. *Revista Brasileira de Geociências*. 26(3): 139-150.
- SPECTOR A.; GRANT F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*. 35(2): 293-302.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press.
- STOCK, J.; DIETRICH, W.E. 2003. Valley incision by debris flows: evidence of a topographic signature. *Water Resources Research* 39, 1089.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F.; 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: 203-227.
- THOMPSON, D.T. 1982. EULDPH: A New Technique for Making Computerassisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*. 47: 31-37.
- TRZASKOS, B. 2006. Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná. 151pp.
- TUCKER, G.E.; WHIPPLE, K.X. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research* 107, 2179.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 333-348.
- VEDOVELLO, P. 2017. Neotectônica no lineamento Guapiara, médio e baixo vale do Rio Riberia de Iguape. Dissertação de Mestrado- UNESP.
- VERDUZCO B, FAIRHEAD JD, GREEN CM & Mackenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2): 116-119.
- VIEIRA, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: *Cong. Bras. Geol.*, 27, Aracaju, L973, Anais, p.258 -277.
- WHIPPLE, K. X. 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*. WHIPPLE, K.X.; DIBIASE, R.A.; CROSBY, B.T. Bedrock rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.) 2013. *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 9, Fluvial Geomorphology, pp. 550–573.
- WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104, 17661 e 17674.

WOBUS, C.W.; CROSBY, B.T.; WHIPPLE, K.X. 2006. Hanging valleys in fluvial systems: controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 111, F02017.

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. 1999. Seismic expression and internal order of gravitational fold-and-thrust belts in Brazilian deep waters. In: VI International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Expanded Abstracts. CD-ROM. 1999.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, 135-164.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* 17(3): 242-252.

ARTIGO I

AEROMAGNETIC AND STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF DYKE SWARMS IN SOUTHEAST BRAZIL: EVIDENCE FOR CENOZOIC REACTIVATION OF THE GUAPIARA LINEAMENT, PONTA GROSSA ARCH

Jéssica Miranda dos Santos^a, Eduardo Salamuni^a, Norberto Morales^c, Luís Gustavo de Castro^a, Clauzionor Lima da Silva^b, Iata Anderson de Souza^c, Viviane Barbosa Gimenez^c, Saulo Pomponet Oliveira^d

^aDepartment of Geology, Federal University of Paraná (UFPR), Curitiba, Paraná, Brazil.

^bDepartment of Petrology and Geotectonics, Federal Rural University of Rio de Janeiro (UFRRJ), Seropédica, Rio de Janeiro, Brazil.

^cDepartment of Geology, São Paulo State University (UNESP), Rio Claro, São Paulo, Brazil.

^dDepartment of Mathematics, Federal University of Paraná (UFPR), Curitiba, Paraná, Brazil.

Abstract

The Guapiara Lineament located on the northern edge of the Ponta Grossa Arch, southeast São Paulo state, Brazil, is an important morphostructural feature defined by topographic and drainage anomalies oriented in NW-SE direction. It also corresponds to a strong magnetic anomaly related to a set of fractures that were filled by dolerite dykes in the Juro-Cretaceous major tectono-magmatic event that affected the Paraná Basin and its Precambrian basement. The main objective of this work is to investigate pulses of Cenozoic reactivation of the Guapiara Lineament and NE-SW and E-W basement structures and their potential influence on drainage rearrangements and landscape rejuvenation by integrating aeromagnetic data with ALOSPALSAR images and structural analysis. Aerogeophysical techniques included qualitative and semiquantitative approaches (Euler Deconvolution and Radial Power Spectrum) for an in-depth magnetic-structural characterization that was further correlated with the geological-structural interpretation on the surface. We have also applied the Total Horizontal Gradient of the Analytical Signal (TDY), Enhanced Horizontal Derivate (EHD), Analytic Signal Amplitude (ASA), Tilt angle (TDR) and Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG) to improve our interpretations of the regional framework. The magnetic trends of the Guapiara Lineament are superimposed on the NE-SW (e.g.: Lancinha- Cubatão Lineament) and E-W (e.g.: São Sebastião Lineament) anomalies, which are considered structural inheritances of the Proterozoic basement. We report a set of reactivated N40-70W strike-slip faults showing the same orientation as the dolerite dykes and also E-W strike-slip faults deforming these dykes near the São Sebastião Lineament as key evidence of episodic tectonic reactivation in the region during the Cenozoic. Additionally, a segment of the NE-SW- trending magnetic anomaly of the

Cubatão Shear Zone overlaps the Guapiara Lineament and coincides with the Sete Barras Graben, a structure contemporary to Paleogene sedimentation in the area.

Keywords: Guapiara Lineament, Aeromagnetic data, Tectonic reactivation

8 Introduction

Pioneering analysis of magnetic data in São Paulo state (southeast Brazil) carried out by Moraes & Ferreira (1980) and Ferreira & Ferrari (1980) have identified the Guapiara Lineament from a series of rectilinear, short-wavelength, large-amplitude magnetic anomalies which align forming ridges and valleys in the magnetic topography. Ferreira & Algarte (1979) also used aeromagnetic surveys to identify the Cretaceous alkaline intrusive bodies of Jacupiranga, Juquiá, Registro and Pariquera-Açu, also structurally controlled by the Guapiara Lineament. According to Ferreira et al. (1981) and Machado Jr (2000), the Guapiara Lineament is a large, rectilinear, NW-SE-trending magnetic anomaly approximately 600 km long and 20-100 km wide that extends from the coastal region of São Paulo state to the border of Mato Grosso state. Dykes with NW-SE direction related to the Ponta Grossa Arch constitute its northern boundary. With axis oriented in the NW-SE direction, the arch is formed by four subparallel magneto-structural lineaments: Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo and Rio Piquiri, which have exerted great influence on regional tectonic evolution since the Devonian (Ferreira et al., 1981), but especially during the South Atlantician Reactivation in the Lower Cretaceous (Ferreira et al., 1981; Machado Jr., 2000; Schobbenhaus et al., 1984) (Fig. 01).

Geophysical studies conducted in the region of the Guapiara Lineament in the 1980s and early 2000s have not applied any enhancement techniques for qualitative analysis of magnetic data, with the exception of Machado Jr. (2000) which used only the Analytic Signal Amplitude (ASA) (Nabighian, 1972). The effectiveness of these techniques was evaluated and confirmed by Pilkington and Tschirhart (2017), since they allow geoscientists to highlight features in the resulting data that may have gone previously unnoticed, thus improving the qualitative geological interpretation of magnetic features. Most of these techniques are based on vertical or horizontal derivatives of magnetic anomalies or even combinations of them (Weihermann et al., 2017), the most commonly used being the Analytic Signal Amplitude (ASA- Nabighian, 1972; Roest et al., 1992), Tilt Angle (TDR– Miller e Singh, 1994), Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle (TDR-THDR– Verduzo et al., 2004), the Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG – Ferreira et al. 2010, 2013), Total Horizontal Gradient of the Analytical Signal (TDY- Nasuti and Nasuti, 2022), Enhanced Horizontal Derivate (EHD – Fedi and Fiori, 2001). In

addition, semiquantitative methods are now used to estimate the depth and width of magnetic sources, such as the Euler Deconvolution (Thompson, 1982) and the Radial Power Spectrum (Spector and Grant, 1970).

Our work proposes a reinterpretation of pre-existing aeromagnetic data from the Guapiara Lineament due to its expressive tectonic influence in southern and southeastern Brazil, propagates to offshore portions as transfer fault zones in the Santos Basin, considered one of the most promising petroleum exploration areas in Brazil (Ferreira et al., 1981; Zalán et al., 1990).

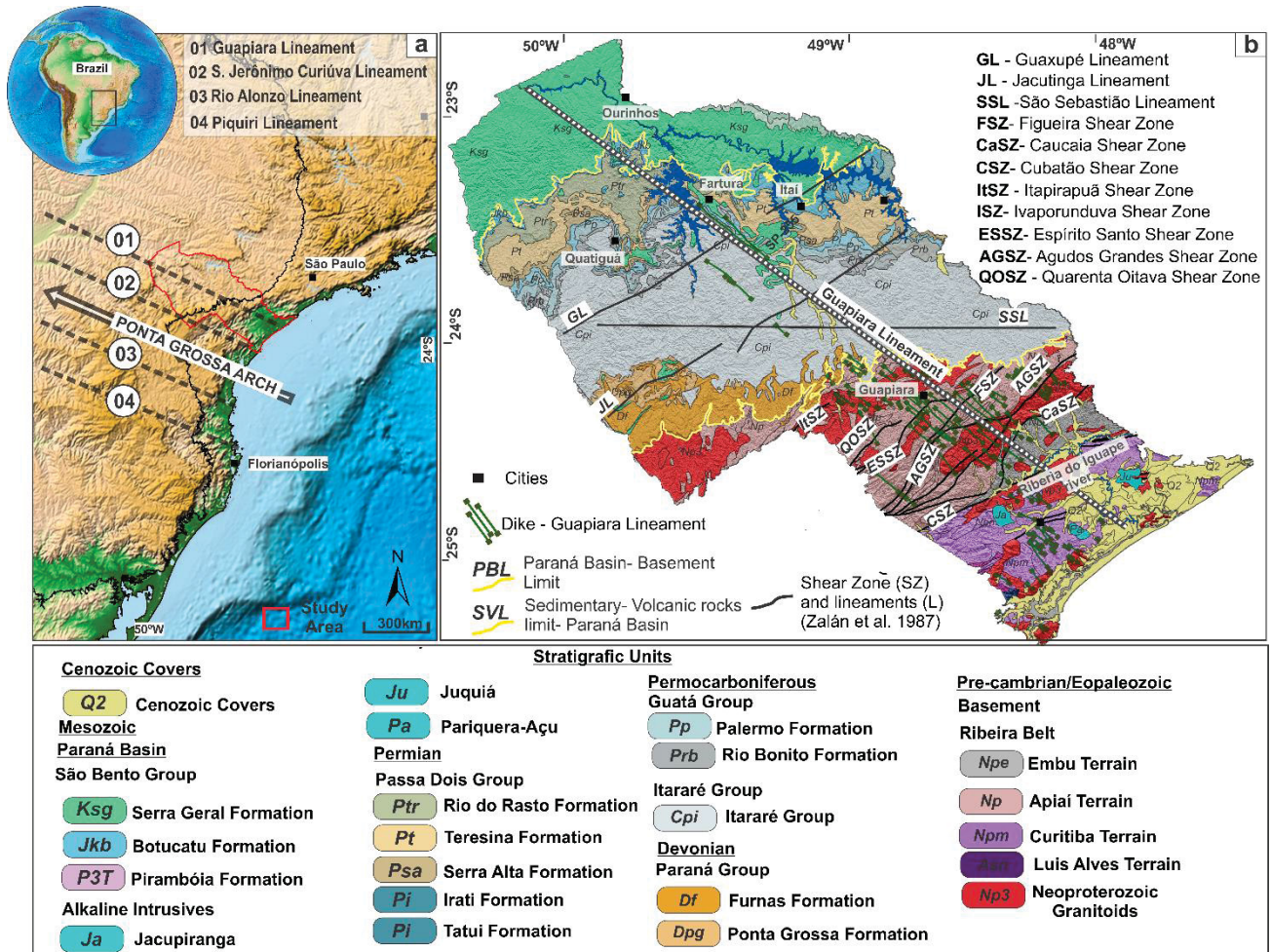
Despite being situated in the interior of the South American Plate, the Guapiara Lineament and its associated structures occur in a region marked by successive tectonic reactivations from the Cretaceous to the Quaternary (Zalán et al., 1990; Machado Jr., 2000; Riccomini et al., 2004; Strugale et al., 2007; Franco-Magalhães et al., 2010). In this context, combining aeromagnetic analysis with geoprocessing techniques are key to develop high-quality geophysical models for pre-existing geological-structural maps in southern and southeastern Brazil, especially as a guide for structural analysis. The relationship between deep magnetic anomalies and changes in geomorphological features (e.g.: topography, drainage network) identified through Digital Elevation Models (DEM) has been used to support tectonic studies mainly related to fault zone reactivations (Strugale et al., 2007; Carreira-Araújo, 2012; Jacques et al., 2014).

Therefore, we propose an integrated approach of qualitative and semi-quantitative analysis of regional magnetic data combined with structural analysis obtained from ALOSPALSAR - DEM images with a spatial resolution of 12.5 m. Our main objective is to use enhanced aeromagnetic data to improve geological-structural models of the studied area, providing important knowledge on post-Cretaceous deformation within the Ponta Grossa Arch. Therefore, we seek to expand the understanding of brittle tectonic processes and their influences on landscape evolution, thus including the study of regional geomorphic features at the intersection of the Guapiara Lineament with the offshore sedimentary basins on the southeast Brazilian coast.

9 Tectonic context of the Guapiara Lineament

The Guapiara Lineament is recognized as one of the main sources of extrusion of Mesozoic lavas in the Paraná Magmatic Province (Ferreira et al., 1981) (Fig. 01a). The magmatism related with the Guapiara Lineament corresponds to the Juro-Cretaceous tectono-magmatic event following the Gondwana break-up (Milani, 2004), reaching its maximum activity between 130 and 133 My. (Thiede and Vasconcellos, 2010; Rocha et al., 2020). This event promoted reactivation of NW-SE tectonic structures, many of which became fissure zones that hosted dolerite sills and dykes (Ferreira et al., 1981, 1989) and were linked to the extensional tectonics that took place in the Early Cretaceous under a NE-SW-oriented maximum horizontal stress field (Riccomini et al., 2004; Strugale et al. 2007). The ancient NE-SW structures of the crystalline basement, however, remained tectonically inactive (Schobbenhaus et al. 1984). Ussami et al. (1991) when studying the magnetic detectability of the dykes of the Arco de Ponta Grossa, through terrestrial magnetometry and rock magmatism, detected that the magnetic susceptibility of the dykes of the Guapiara Lineament varies between 0.0022-0.0064 (10^{-3} SI).

The Guapiara Lineament sections both crystalline basement rocks (Ribeira Belt) and those associated with the Paraná Basin (Fig. 01b). The Ribeira Belt is characterized by Meso- to Neoproterozoic supracrustal rocks, of low to medium metamorphic grade, which are limited by expressive thrust and right-lateral strike-slip fault zones with NE-SW direction (Campanha, 2002; Basei et al., 2008; Hackspacher et al., 2000). In this context, we highlight the Agudos Grande, Quarenta-Oitava, Figueira, Itapirapuã and Cubatão shear zones (Campanha, 2002). As summarized by Zálan et al. (1990), the structural framework of the Paraná Basin is composed of linear tectonic features which were inherited from the crystalline basement and can be grouped in two main sets according to their orientation: NW-SE (e.g.: the Guapiara Lineament) and NE-SW (e.g.: the Guaxupé and Jacutinga Lineaments). In the context of the Paraná Basin, the Guapiara Lineament exerts influence as a structural high since the Devonian (Ferreira et al., 1981; Machado Jr., 2000), while the E-W lineaments (e.g.: São Sebastião Lineament) relate to the first Triassic opening of the South Atlantic and have been strongly influencing the structural framework of the Paraná Basin since then (Zálan et al., 1990).



9.1 Cenozoic tectonics

The transtensive tectonic event that occurred between the Paleogene and Neogene in the south and southeast Brazil was responsible for the reactivation of shear zones of the crystalline basement and formation of grabens and taphrogenic basins (Riccomini et al., 2004; Zalán et al. Oliveira, 2005), also influencing the Cenozoic context of the Ponta Grossa Arch (Fig. 01a). According to Franco-Magalhães et al. (2010), these tectonic movements resulted in the exhumation and reactivation of lineaments during two main periods: Upper Cretaceous-Paleogene and Paleogene-Neogene. Strugale et al. (2007) identified a transtensive event with a NE-SW to ENE-WNW SH_{Max} (Neocretaceous to Paleogene) responsible for the reactivation of the structures recorded in the walls of the Ponta Grossa Arch dykes.

The Guapiara Lineament played an important role in the tectonic evolution of the lower valley of the Ribeira do Iguape River, south of the study area (Fig. 01b), whose tectonics is compatible with the evolutionary framework of the Continental Rift of Southeast Brazil (Riccomini et al., 2004). In the Paleogene, WNW-ESE extensional stresses developed the Sete Barras Graben at the intersection of the Guapiara Lineament with the Cubatão Shear Zone, (Melo et al., 1989). In the region, the Guapiara Lineament represents the preferential zones of NW-SE weaknesses, reactivated in the Miocene due to the transtensive tectonics responsible for the formation of topographic depressions in the area (Machado Jr., 2000). In the Neogene, E-W stresses led to the reactivation of WNW-ESE structures as normal faults along the Guapiara Lineament, promoting topography tilting and drainage beheading (Machado Jr., 2000).

While investigating neotectonic stresses in the Guapiara Lineament in the middle and lower valleys of the Ribeira de Iguape river, Vedovello (2017) identified three main tectonic pulses, although without a definitive chronology. Strike-slip, normal and reverse faults were described in all recognized events. The oldest consists of a distensive NW-SE stress field which reactivated NE-SW structures as normal faults. The intermediate pulse comprises an NNW-SSE compressive and a distensive WSW-ENE stress marked by left-lateral NNE-SSW faults deforming the dykes. Finally, the most recent pulse is a NW-SE compressive associated with the regional neotectonic framework, encompassing right-lateral and left-lateral strike-slip faults, as well as reverse and normal faults, the latter indicating a distensive NE-SW axis.

10 Materials and Methods

10.1 Processing aeromagnetic data

In the Paraná Basin domain, the study area is delimited by the Paranapanema River catchment, while in the crystalline basement it is bounded by the lower Ribeira River valley (Fig. 01). Aeromagnetic data were obtained from five aerogeophysical surveys from the CPRM database (Source: www.geosgb.cprm.gov.br) (Fig. 02a), whose specifications are presented in Table 01.

Table 01. Data specifications from the selected aeromagnetic surveys.

Contractor	Project	Year	Line Spacing (m)	Flight Height (m)	Sampling Interval (m)	Lines (Total km)	Project Area (km ²)
CPRM	Serra do Mar Sul	1975	1000	150	60	49.880	48.600
CPRM	SP-RJ Área SP	1979	1000	150	100	52.436	58.000
Petrobrás	Botucatu	1980	2000	450	100	25.745	46.000
Petrobrás	Paraná-Parapanema	1980	2000	400	100	37.610	67.000
Petrobrás	Rio Ivaí	1981	2000	450	66	25.726	48.840

The data were submitted to microlevelling procedures (Minty, 1991) for removal of high frequency signals related to the flight line directions. This technique includes a combination of the directional cosine and Butterworth filters through the Magmap module of the Geosoft Oasis Montaj 8.3 software. To construct our unified aeromagnetic database, the Serra do Mar Sul, SP-RJ and Paraná-Parapanema projects were continued upwards to 450 m and then leveled with the Botucatu and Rio Ivaí surveys. Subsequently, the datasets were interpolated using the bidirectional method with a cell size of 500 m.

Table 02. Parameters for Reduction to the Pole.

Project	Acquisition Date	Latitude	Longitude	Inclination	Declination
Serra do Mar Sul	30/11/1975	-26.13°	-49.10°	-13.94°	-27.28°
SP-RJ Área SP	01/02/1979	-24.02°	-49.11°	-25.57°	-15.52°
Botucatu	31/07/1980	-22.99°	-50.01°	-24.28°	-14.66°
Paraná-Parapanema	31/05/1980	-23.00°	-50.00°	-23.54°	-14.74
Rio Ivaí	31/05/1981	-23.49°	-50.00°	-26.64°	-14.77°

Reduction to the pole (RTP) was carried out for each project according to their geographic locations and dates of acquisition, since both parameters influence the calculation of the IGRF and the values of magnetic declination and inclination related to the geological sources (see Table 02). Subsequently, the five aeromagnetic surveys were grouped using the suture routine of the Grid Knitting module from the Geosoft Oasis Montaj 8.3 software (Fig. 02b). Data

mismatches detected along the survey lines were normalized with respect to the mean values of the corresponding pairs, providing a smooth fit between the flight meshes. A 2000m upward continuation filter was applied to the pole-reduced Anomalous Magnetic Field data in order to minimize exceedingly strong, shallow signals and remove high spatial frequency noise. This approach allowed us to highlight deeper sources and obtain a better delineation of the regional magneto-structural framework.

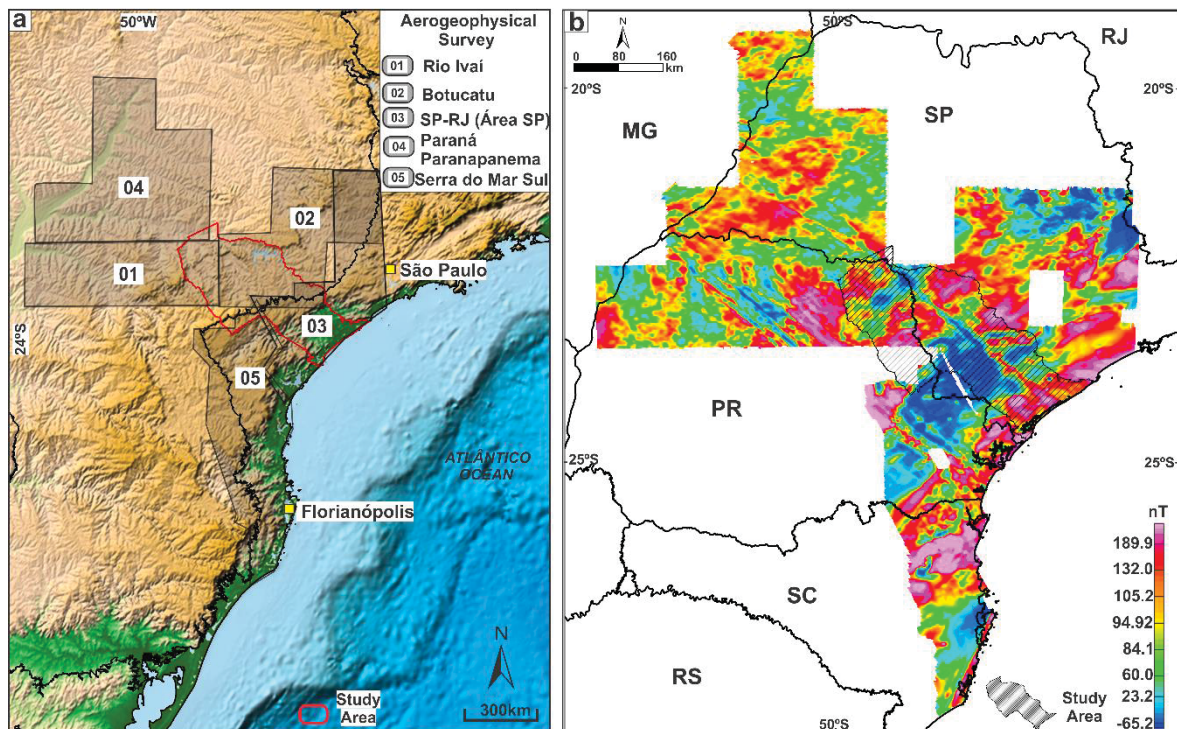


Figure 2 (a) Distribution of the five aerogeophysical surveys carried out by CPRM and Petrobras. (b) Map of the pole-reduced Anomalous Magnetic Field and continued upwards to 2000m prepared from the integration of the individual projects. The study area is hatched in the figure.

The qualitative processing of magnetic data encompasses the use of enhancement techniques to highlight the magnetic anomalies in the pole-reduced Anomalous Magnetic Field continued upwards to 2000 m (Fig. 03a). For a more detailed interpretation of the magneto-structural framework of the study area, techniques such as Horizontal Gradient (G_x , G_y -Cordell and Grauch, 1985), Vertical Gradient (G_z – Evjen, 1936), Analytic Signal Amplitude (ASA - Nabighian, 1972; Roest et al., 1992), Total Horizontal Gradient of the Analytical Signal (TDY- Nasuti and Nasuti, 2022), Enhanced Horizontal Derivate (EHD – Fedi and Fiori, 2001), Tilt Angle (TDR – Miller and Singh, 1994), Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle (TDR- THDR – Verduzo et al., 2004) and Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG – Ferreira et al. 2010, 2013).

Accordingly, Cella, Fedi, Florio (2009) these techniques are applied when most of the anomalies refer to sources at the same average depth, which is the case of the Guapiara Lineament dykes. The techniques are not depth sensitive, unlike the Enhanced Horizontal Derivative method – EHD (Fedi and Florio, 2001), which is based on the total horizontal derivative of a sum of vertical derivatives of increasing order. The low order terms represent the deep-seated sources or the largest scale effects, the highest order terms will better account for the small scale and shallowest field components (Fedi, 2002). In this research, we obtain large-scale EHD (lower resolution) from the selection of first – and second-order vertical derivatives. While, short-scale EHD (high-resolution) was obtained by selecting second-third-fourth-fifth order vertical derivatives. Although the peaks in the EHD values are located over the source of the boundaries, the amplitudes vary as a function of the depth to the source.

The TDR equalizes the signal amplitudes, but the peak of the transformed data is positioned directly over body's center (Ferreira et al., 2013). The TDY resolves the shapes of the anomalies and delineate hidden anomalies in the TDR map, facilitating more quantitative interpretation of the potential field data maps (Nasuti et al., 2018).

The signal amplitude analysis (ASA) was performed to establish the boundaries and centers of magnetic-anomaly bodies (Zhu and Lu, 2021). In this study, we conducted signal amplitude analysis using the magnetic data with RTP, and upward continuation procedures with different continuation heights (2500m, 5000m, 10000m) of the magnetic anomaly with RTP. According Zhu and Lu (2021), the upward continuation procedure performs a transformation on magnetic data to make it appear as though they were collected at a greater height than was actually the case. The transformation can weaken high-frequency signals and obtain low-pass filtering of magnetic data. The equations used for each technique are shown in Table 03.

Semiquantitative methods included the Euler Deconvolution (Thompson, 1982; Reid et al. 1990) and the Radial Power Spectrum (Spector and Grant, 1970), used for validating the magneto-structural framework and estimating the depths of magnetic sources. Spectral Analysis was performed through the application of the Fast Fourier Transform (FFT) approach to estimate depth.

Table 03. Equations of enhancement techniques for aeromagnetic anomalies.

Equations of magnetic anomaly enhancement techniques	
$G_x = \frac{dM}{dx}$	M is magnetic anomaly
$G_y = \frac{dM}{dy}$	M is magnetic anomaly
$G_z = \frac{dM}{dz}$	M is magnetic anomaly
$ASA = \sqrt{\left(\frac{dM}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dM}{dz}\right)^2}$	M is magnetic anomaly dx and dy are the horizontal derivatives and dz is the vertical derivative
$TDY = \tan^{-1}\left(k \frac{AS_1}{\left(\frac{dM}{dz}\right)^2}\right)$	AS ₁ is the amplitude of the first-order analytical signal
$TDR = \tan^{-1}\left(\frac{G_z}{THDR}\right)$	Gz is vertical gradient THDR is the total horizontal gradient
$TDR_THDR = \left[\left(\frac{dTDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTDR}{dy}\right)^2\right]^{1/2}$	TDR is tilt angle dx and dy are the horizontal derivatives
$TAHG = \tan^{-1}\left(\frac{\frac{dTHDR}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{dTHDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTHDR}{dy}\right)^2}}\right)$	Combination of the total horizontal derivative (THDR) and its tilt derivative (TDR)
$EHD(x, y) = \sum_n \sqrt{\left[\left(\frac{\partial \varphi^{(n)}}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi^{(n)}}{\partial y}\right)^2\right]}$	According Fedi and Florio (2001) and Fedi (2002) $\varphi(x, y, z_0) = f(x, y, z_0) + w_1 f^{(1)}(x, y, z_0) + w_2 f^{(2)}(x, y, z_0) + \dots + w_m f^{(m)}(x, y, z_0).$ f(x, y, z ₀) may be any order derivative of the magnetic potential. f ⁽¹⁾ , ..., f ^(m) are instead, the m-order derivatives of f and w ₁ , ..., w _m a set of weights. Where, $w_i = k^i \quad i=0, \dots, m$ We choose k=2

The Euler 2D deconvolution algorithm was developed with the purpose of estimating depths of magnetic sources or magnetic bodies. Developed by Thompson (1982), this technique is based on the homogeneous differential equation of Euler, considering the cartesian coordinates x, y, z and the function described by T (x, y, z). It allowed T (x, y, z) to be a homogeneous function of degree n, if:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial X} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = nT$$

The equation expresses the anomaly of the total field $\partial T(x, y, z)$ created by a three-dimensional point source situated by the x_0, y_0, z_0 coordinates of the Cartesian System which is subjected to a decrease in intensity at a rate n , distanced between the source and the measured point (Thompson, 1982). The structural index n is an indication of the geometry of the source (or magnetic body) generating the observed magnetic field.

Reid et al. (1990) implemented Thompson's (1982) 2D algorithm for magnetic interpretation in three dimensions based on Euler's homogeneous equation described in the form:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial X} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

where (x_0, y_0, z_0) is the position of the magnetic source, T is the total field defined by (x, y, z) , B is the regional value of the total field and N is the degree of homogeneity or index structural.

Euler 3D solutions were obtained, according to the Reid et al. (1990) sequence, from the gridded of the anomalous magnetic field reduced to the pole. Structural index that is linked to the geometry of the source causing the anomaly and interferes directly in the decay of the magnetic field relative to the plane measured according to the assumed model (Table 04). The region contains a swarm of dykes and shear zones, so we used the structural index 0, 0.5, 1, according to Reid et al. (1990) and Whitehead and Musselman (2008), which corresponds to the geological model contact, fault and sill/dyke, respectively (Table 04), with a maximum depth tolerance of 15% and a spatial window size 10 times the cell size. We also used the Euler software (Cooper, 2020) to observe the Euler 2D solutions in profile (SW-NE).

Table 04. Structural index for simple geologic models used for depth estimations (Reid et al. 1990; Whitehead and Musselman, 2008.; Roy et al. 2000).

Structural index (SI)	Geological model (Magnetic field)
0	Contact
0,5	Fault (large step)
1	Sill/Dyke
2	Horizontal cylinder
3	Pipe/sphere

Spectral analysis of the aeromagnetic data was applied to the anomalous magnetic field data using the Geosoft Oasis Montaj 8.3 software. A review of the methods of this analysis was published by Kelemework et al. (2021). When using spectral to determine the depth of the magnetization sources, the study area was divided in 30 blocks of dimension 60x60km, however, only 06 blocks (Block01-06) that cover the Guapiara Lineament were analysed. The Spector and Grand (1970) power spectrum method was applied to each block. Subsequently, it was carried out in the entire study area. Deep and shallow magnetic source depths were calculated according to the slope breaks of the spectral function, to generate maps of deep and shallow sources, with low-pass, band-pass and low-pass filters, respectively.

10.2 Geophysical and Topographic Lineaments

In order to identify the magnetic anomalies that correspond to the Guapiara Lineament dykes and other structures. The geophysical lineaments were manually traced based on the Tilt Angle of the Horizontal Gradient map - TAHG (Fig. 03f) in the Geosoft Oasis Montaj 8.3, using the maximum values as a reference, which helped in the magnetic-structural framework characterization of the area. The maximum values accurately indicate the position of the boundaries of the bodies, even considering multiple sources of interference. Also, for a more detailed understanding of the relationship between the orientations of the crystalline basement structures and the Guapiara Lineament (NW-SE), the TAHG technique was applied only to the SP-RJ (SP-area) project (Fig. 7a). The resulting map was generated from the pole-reduced Anomalous Magnetic Field posteriorly continued upwards to 450 m.

Topographic lineaments were extracted at a scale of 1:200,000 in order to analyse the relationship between the geophysical and the topographic lineaments that occur in the region. The topographic lineaments traces were obtained by combining the solar azimuths of 45°, 90°, 225° and 315° of a Digital Elevation Model (DEM) derived from ALOS PALSAR (Advanced Land Observing Satellite - Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) images with a spatial resolution of 12.5 m. The statistical treatment used for obtaining rosette diagrams of the lineament frequency and length was carried out in the RockWorks software.

In order to complement the already existing database and to analyze the correspondence of dykes with geophysical anomalies on the TAHG map. We traced the lineaments of the Guapiara Lineament dykes in the hillshade map, which are represented as well-marked NW morphostructures in the topography, compared them with those traced by CPRM (2010) at a

scale of 1:750,000 and with the lineaments of the magnetic anomalies corresponding to the dykes on the TAGH map (Figs. 12a-c).

Furthermore, lineaments were traced based on the observation of linear geomorphological features in the topography (e.g.: scarp zones, mountain ridges) and in drainage networks (e.g.: river valleys, interfluves) (Figs. 06d-13). Subsequently, compared with the TAGH map, to analyze the correspondence of the topographic lineaments with magnetic anomalies (Figs. 14).

10.3 Structural analysis

Structural data (faults and fractures) were collected in the study area in order to identify the groups of structures affecting the dykes, to analyse processes of reactivation of ancient shear zones and, finally, to establish the Cenozoic tectonic regime. Kinematic analysis of structures in the field were based on the kinematic indicators present along the fault planes and structures, according to Doblas (1998). Structural data was plotted in stereograms and contour diagrams were generated using the Stereonet© 10.4.6 software. Finally, analysis of drainage networks was performed in order to estimate the influence of tectonic structures on landscape configuration.

11 Results

11.1 Aeromagnetic analysis

The integration of the five aerogeophysical surveys resulted in the pole-reduced magnetic map (Fig. 03a), in which enhancement techniques were applied (Figs. 03b-g). In these products, we highlight the strong magnetic expression of the Guapiara Lineament (NW-SE), represented by the values of greater amplitudes showing the same direction (Figs. 03b-g). The following alkaline complexes associated with the Lineament were also delineated, being represented by circular anomalies (Figs. 03b-i): Jacupiranga (#1), Pariquera-Açu (#2) and Registro (#3) complexes. The Juquiá Alkaline Complex (#4) corresponds to a strong anomaly with inverted polarity that circumscribes a less intense anomaly with normal polarity (Fig. 03a). The techniques also highlighted sets of NE-SW and E-W structures that are not filled with magnetized material from the dyke swarm.

In addition to enhancing the axial zone of the Guapiara Lineament, the techniques ASA, TDR-THDR, TDY, TDR, TAHG and EHD (Figs. 03b-g) highlighted numerous NW-SE magnetic anomalies parallel to the Lineament covering the entire study area.

Thus, the ASA map (Fig. 03b) shows that the Guapiara Lineament is well delineated by a strong magnetic signature in the central part of the study area, even if in some portions the signal is attenuated. It is characterized by sets of long and parallel anomalous segments, concentrated in a central band defined by a greater occurrence of dykes. Away from the main anomaly, smaller, parallel and more spaced segments occur. In the crystalline basement, the circular anomalies of the alkaline bodies show maximum amplitude (0,0000082 nT/m), while lower amplitudes correspond to the NE-SW major fault, especially the Caucaia (CaSZ) and Cubatão (CSZ) shear zones (Fig. 3b). The anomalies become gradually more homogeneous and are distributed along NW-SE direction with increasing upward continuation height, which correspond to the Guapiara Lineament (Figs. 04a-d).

The TDR-TDHR map (Fig. 03c) shows the Guapiara Lineament as a segmented and diffuse anomaly, where the amplitude of the NE-SW and ENE-SSW structures in the basement are attenuated. It was not possible to clearly observe the circular anomalies associated with the alkaline bodies. The TDY map (Fig. 03d) delineates magnetic bodies better in the NW-SE direction compared to TDR (Fig. 03e). TDY highlights the axes of the Guapiara Lineament dykes both in the crystalline basement and in the Paraná Basin, with a maximum continuous extension of 45km for a single anomaly. It can be seen, in the basement, the Serrinha shear zone (NE-SW) overlapping the NW anomalies.

The TDR map (Fig. 03e), in the basement, the NE-SW anomalies do not show large extensions, being the Quarenta-Oitava (QOSZ) and Agudos Grandes (AGSZ) shear zones represented by magnetic anomalies with attenuated amplitudes. Portions of the Serrinha (SSZ) and Cubatão (CSZ) shear zones cut the main magnetic structure with NW-SE direction (Fig. 03f). In addition, a discrete ENE-WSW-oriented anomaly displaced by the Guapiara Lineament anomaly occur near the Jacupiranga alkaline body (#1-Fig. 03e). This displacement can also be observed in the ASA map (Figs. 03b).

The TAHG (Fig. 03f) maps show a good response from the magnetic sources of linear structures (lineaments with NW-SE, NE-SW and E-W directions) that occur in the region. The TAHG enhancement method portrayed anomalies more clearly and thus are preferable for structural interpretation.

We computed the EHD (Figs. 03g-h) that allows the location of areas where a strong lateral contrast of magnetization occurs. A first map at a slightly lower resolution was obtained

by building EHD taking the first and second-order vertical derivatives of the data (Fig. 03g). The map evidences the persistency and the high density of the positive magnetic anomalies related to the Guapiara Lineament. Shows magnetic anomalies that represent Caucaia (CaSZ), Agudos Grande (AGSZ) and Cubatão (CSZ) shear zones in the basement. Unlike the large-scale EHD map (Fig. 3h), where the magnetic anomalies of the shear zones are not evident. However better delimits the boundaries of the Guapiara Lineament dykes.

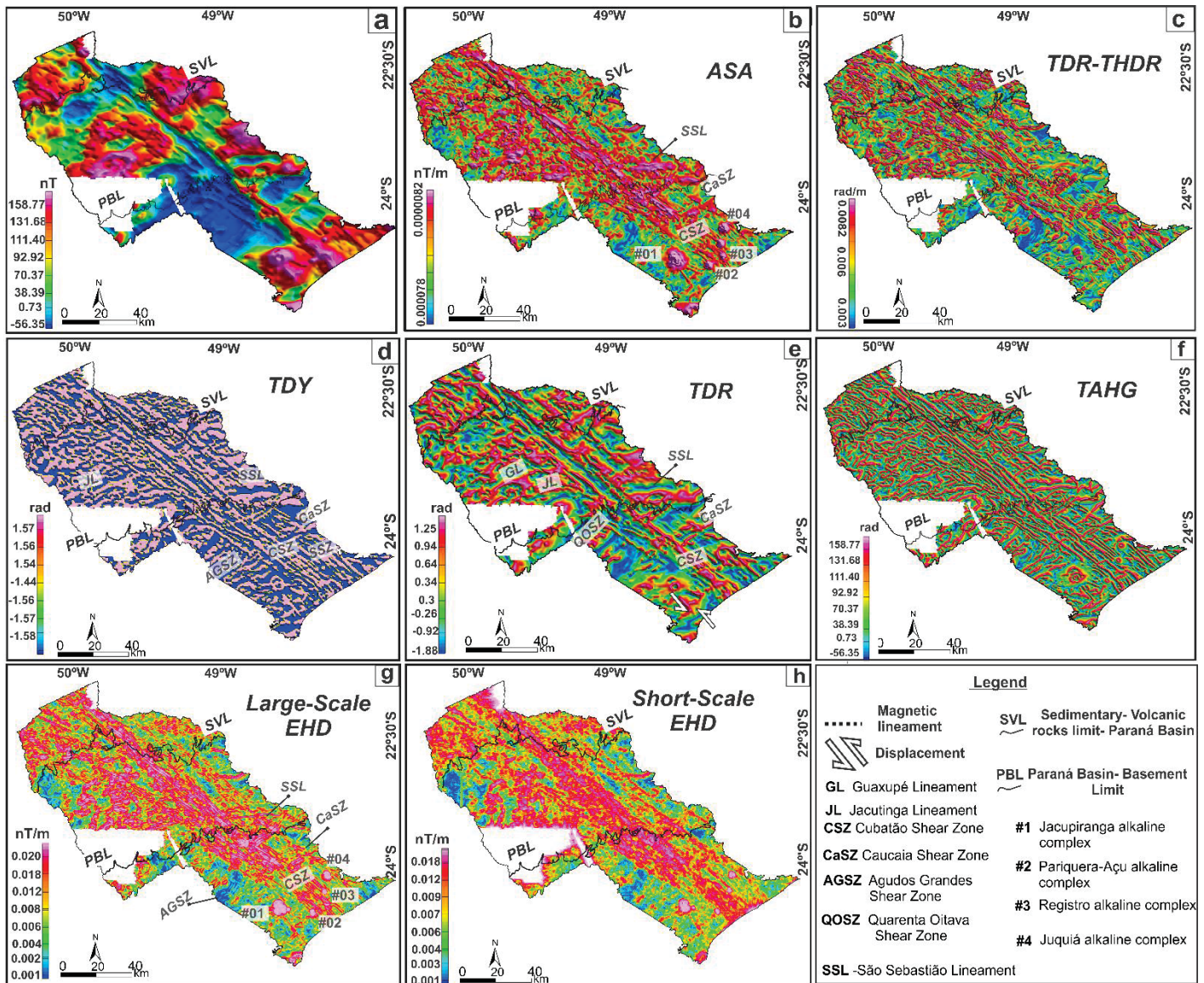


Figure 3 (a) Magnetic Anomaly map upward continued to 2000 m; (b) Analytic Signal Amplitude map (ASA); (c) Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle map (TDR-THDR); (d) Total Horizontal Gradient of the Analytical Signal (TDY); (e) Tilt angle map (TDR); (f) Tilt Angle of Horizontal Gradient map (TAHG); (g) Large-Scale Enhanced Horizontal Derivate (EHD) of the anomalies obtained by selecting first- and second-order derivatives of the magnetic field; (h) Short-Scale Enhanced Horizontal Derivate (EHD) of the anomalies obtained by selecting first- second- third- fourth- fifth order derivatives of the magnetic field.

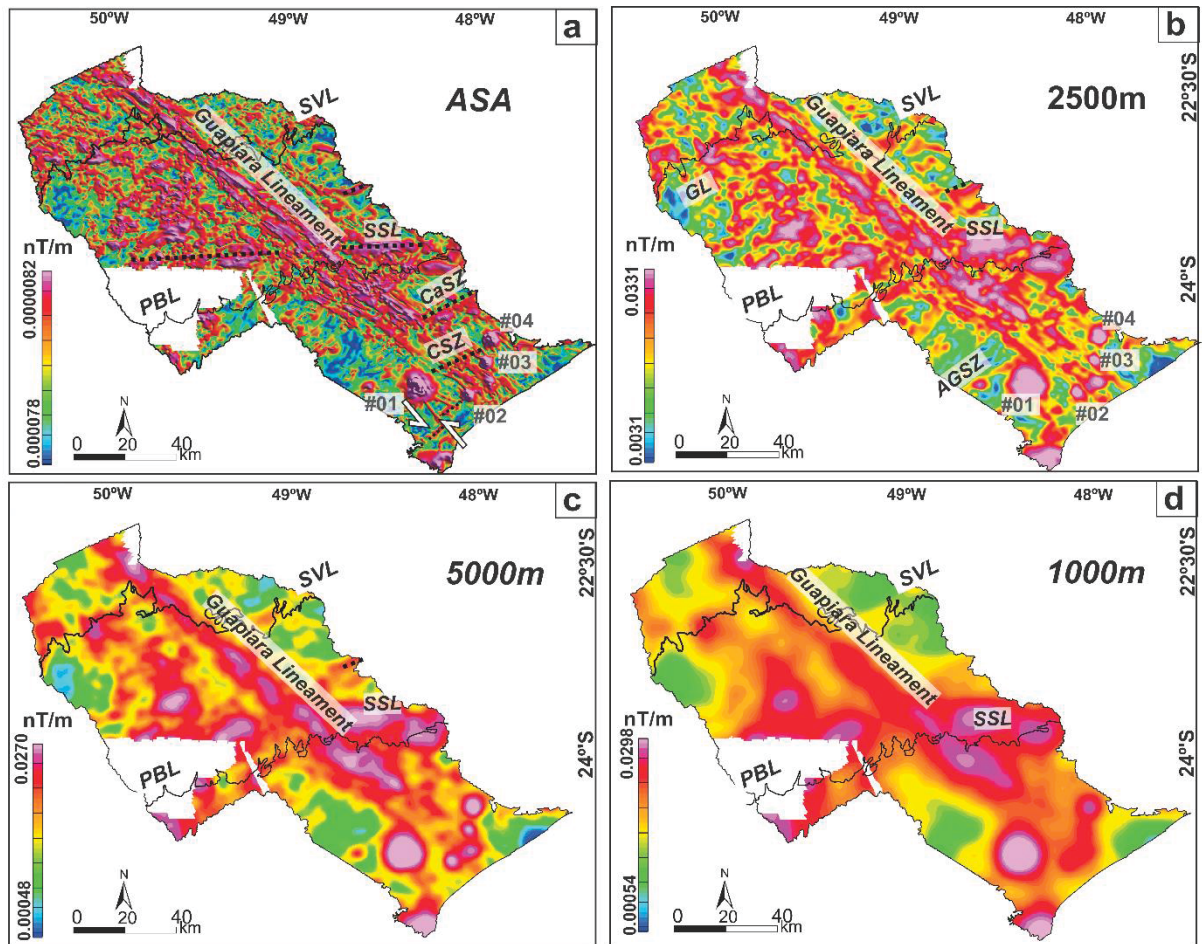


Figure 4 Analytic signal amplitude analysis of the RTP map (a), and upward continuation processed RTP maps with different heights of (b) 2500m, (c) 5000m, (d) 10000m.

The São Sebastião Lineament consists of a remarkable magnetic anomaly with E-W direction segmented by the NW-SE anomalies in the TDHR map (Fig. 5a). On the surface, this anomaly is represented by a morphostructural lineament oriented in the same direction and possibly related to the entrenched pattern of the Cabeceira River to the east (Fig. 5b). In this sector, the meandering main channel has an approximately N-S direction with a truncation to E-W, with short and confined stretches where quaternary alluvial sediments accumulate (Fig. 5).

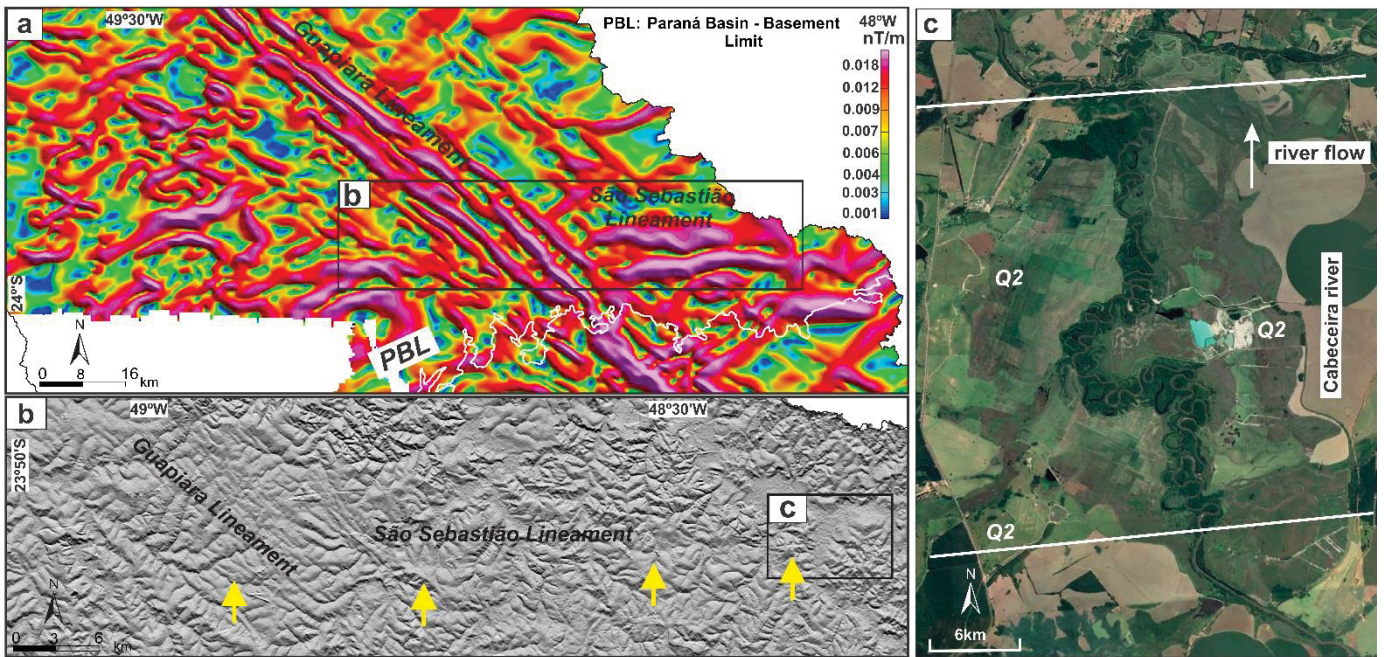


Figure 5 (a) Detail of the magnetic anomaly associated with the São Sebastião Lineament segmented by the NW-SE structures in the TDHR map (b) Detail of the area showing the São Sebastião (indicated by the white arrows) and Guapiara Lineaments in the DEM image. Figure (c) shows an entrenched portion of the Cabeceira River with accumulation of Quaternary sediments (Q2) (image from Google Earth©).

The magneto-structural map of the study area was obtained from the map of the Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG) (Fig. 06a). In this product, a set of NW-SE-directed and subparallel magnetic segments can be observed, with a maximum width of 80 km. It sections both the Paraná Basin domain and the crystalline basement, being delimited in the latter by the circular anomalies of the Pariquera-Açu (#2) and Registro (#3) alkaline bodies (Fig. 06b). Structures with E-W and NE-SW orientation are segmented by the NW-SE Guapiara Lineament. In the area of influence of the Guapiara Lineament, we also identified rectilinear segments of 1st and 2nd order drainages oriented in the NW-SE direction. The main channels of the Taquiri and Verde Rivers show an abrupt inflection to NW-SE in their middle courses, followed by another sharp inflection of the Taquiri River to the N-S direction (Figs. 06d-e), evidencing the presence of structural controls on the drainage network.

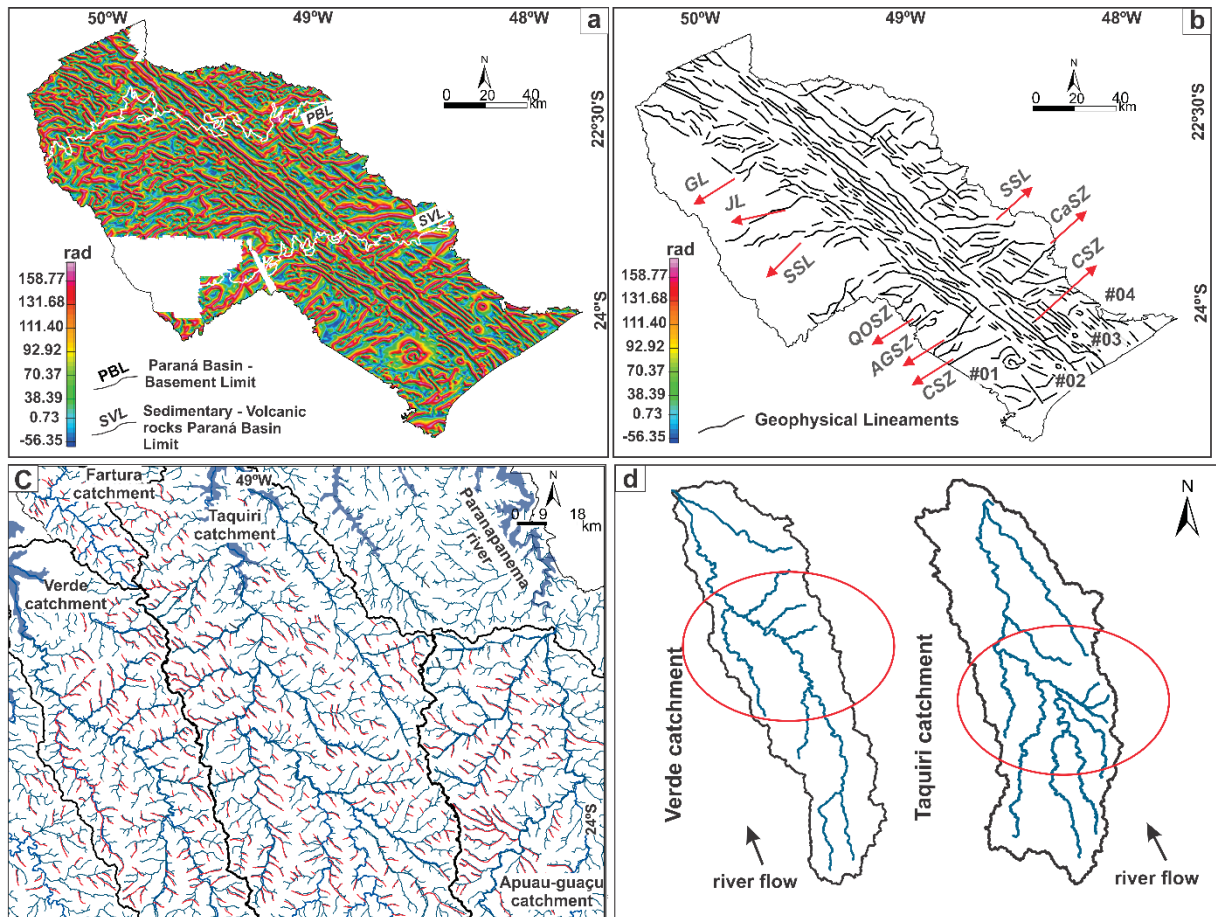


Figure 6 (a) Tilt Angle of Horizontal Gradient (TAHG) map (b) Interpretation of magnetic-structural lineaments of the TAHG map. (c) NW-SE-oriented 1st order drainage, indicated by the red lines (d) Inflection of the main channels of the Taquiri and Verde Rivers to the NW-SE direction (indicated by the red circles). The symbols represent: (#1) Jacupiranga Alkaline Complex; (#2) Pariquera-Açu Alkaline Complex; (#3) Registro Alkaline Complex; and (#4) Juquiá Alkaline Complex.

For a better understanding of the relationship between the crystalline basement structures and the Guapiara Lineament, an analysis of the TAHG map of the SP-RJ project (SP-area) was performed (Fig. 07a). This product was generated from the pole-reduced Anomalous Magnetic Field map with an upward continuation filter of 450 m. Many of the extensive magnetic anomalies showing NE-SW and ENE-WSW direction coincide with the crystalline basement main shear zones (Cubatão, Agudos Grande, Caucaia, Espírito Santo, Serrinha), demonstrating the positive magnetic response of these structures. In the same way that these structures are cut by the Guapiara Lineament, some portions also truncate NW-SE magnetic anomalies, such as the Lancinha, Serrinha and Agudos Grande shear zones (Fig. 07b). In addition, a portion of the Cubatão shear zone coincides with the Sete Barras Graben, near the lower valley of the Ribeira do Iguape River (Fig. 07c).

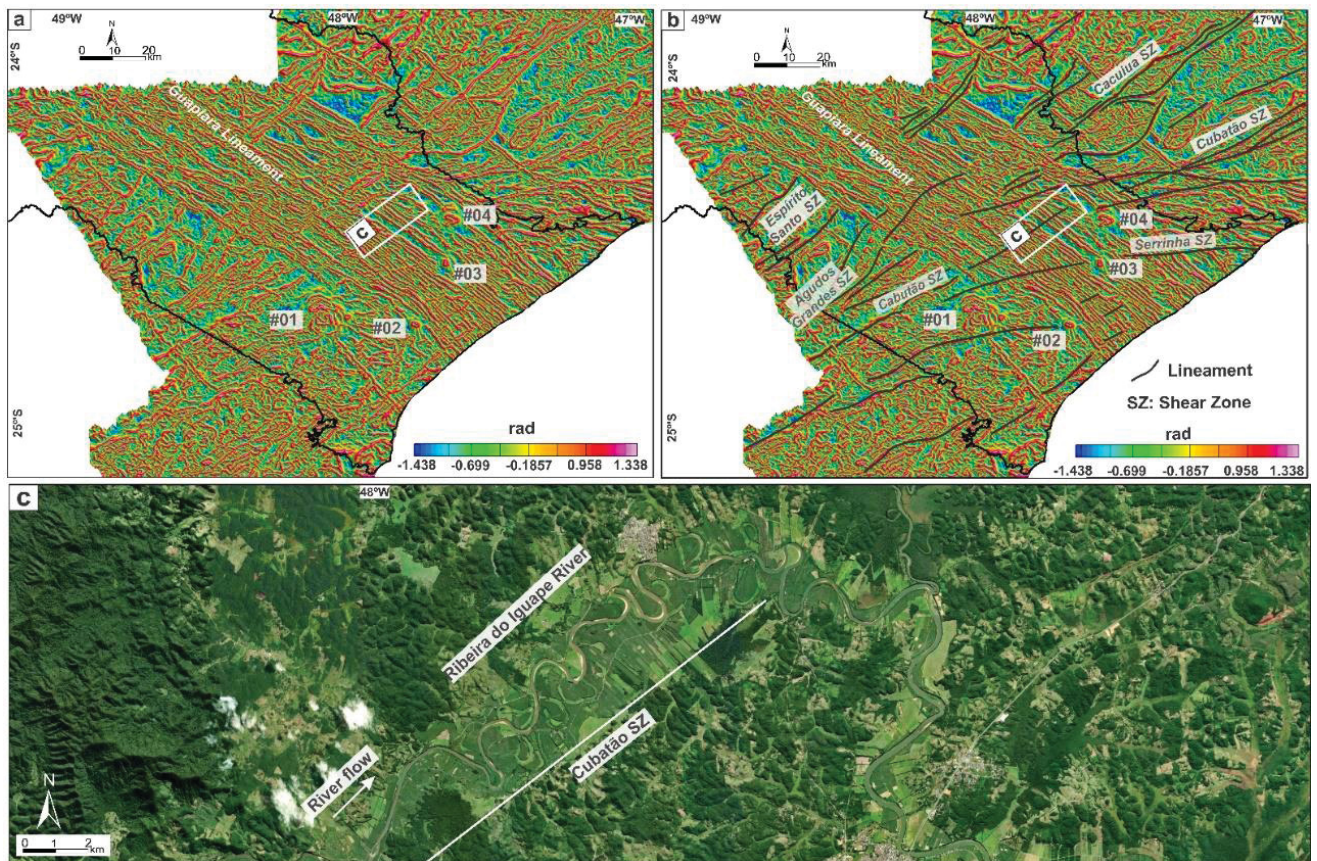


Figure 7 (a) TAHG map of the SP-RJ project (SP-area); (b) Map showing the structural interpretation of the crystalline basement based on the TAHG map of the SP-RJ project. (c) Part of the Google Earth© image showing in detail the intense meandering of the Ribeira do Iguape River associated with the Sete Barras Graben, developed near the Cubatão Shear Zone. The symbols represent: (#1) Jacupiranga Alkaline Complex; (#2) Pariquera-Açu Alkaline Complex; (#3) Registro Alkaline Complex; and (#4) Juquiá Alkaline Complex.

11.2 Semiquantitative analysis

The Euler Deconvolution was applied structural index 0, 0.5 and 1 in the Anomalous Magnetic Field (Fig. 03) to identify possible depths of contacts, faults and dykes. The Euler deconvolution of the aeromagnetic data in of 0 (Fig. 08a) shows few clusters and does not cover the NW-SE magnetic anomalies that occur in the region, does not efficiently show the contact between the dykes and the host rocks. Meanwhile, the solutions of the structural index 0.5 (Figs. 08b-c), correspond to faults, show clusters indicating depths greater than 2km, like the São Sebastião Lineament which has depths that vary from 500m to values greater than 2km. In the basement, the NE-SW trend represents the basement structures adjacent to the basin, as highlighted in Fig. 6b. The dykes tend predominantly NW-SE as observed when the solutions of index 01 are superimposed on the TAHG map (Figs. 08d-e), which correspond to the

Guapiara Lineament, with depths greater than 1,5km. The Euler 2d data, generated in the profile (SW-NE) above the NW magnetic anomaly, corroborates the interpretation of the dyke depths varying between 1km and values greater than 3km (Fig. 09). Moreover, it shows the slope of fault structures and dykes (indicated by arrows in Fig. 09).

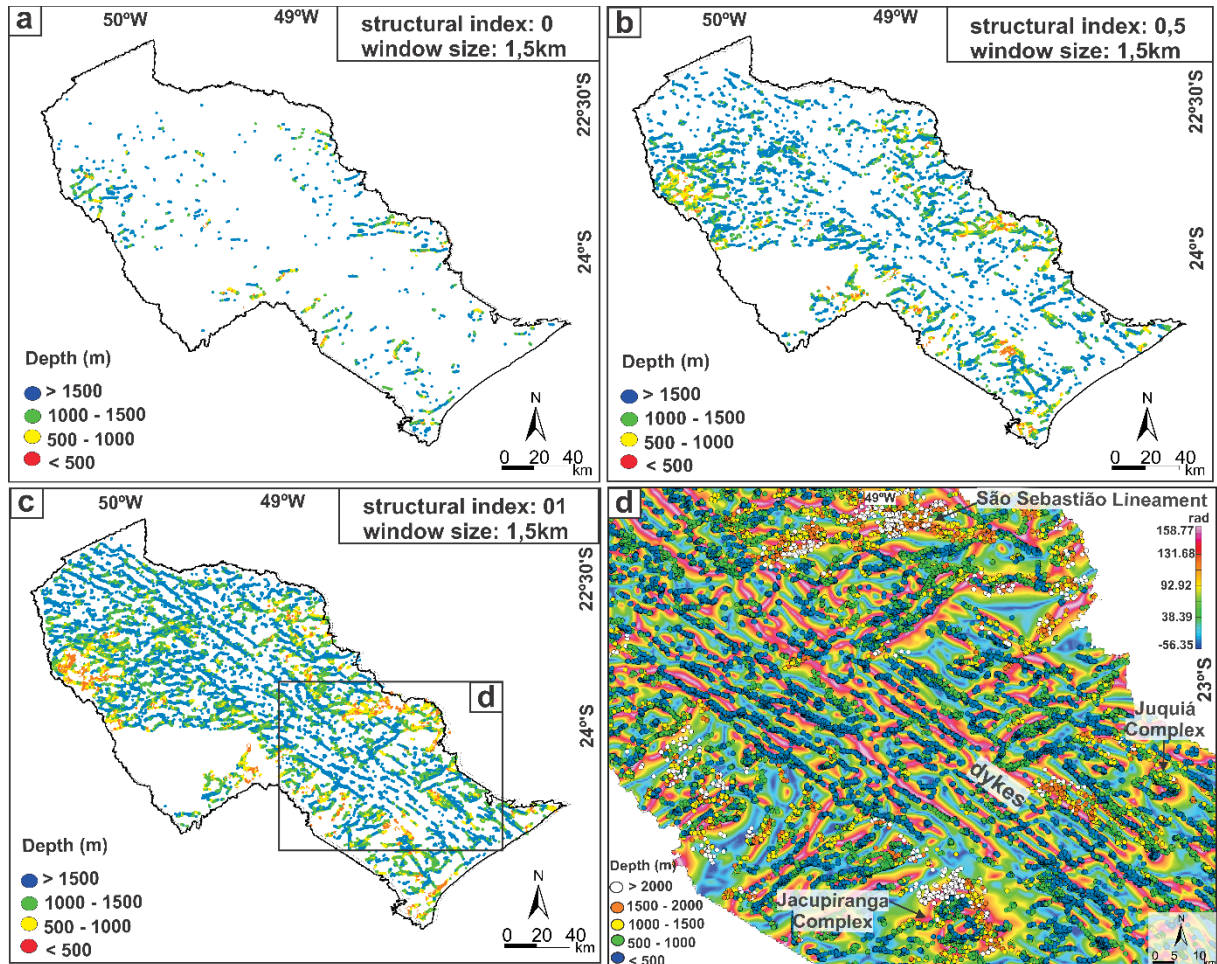


Figure 8 The figures (a), (b) and (c) show Euler's solutions for the index 0, 0,5, 1. The figure (d) show Euler solutions for the index 1 superimposed on the TAHG map.

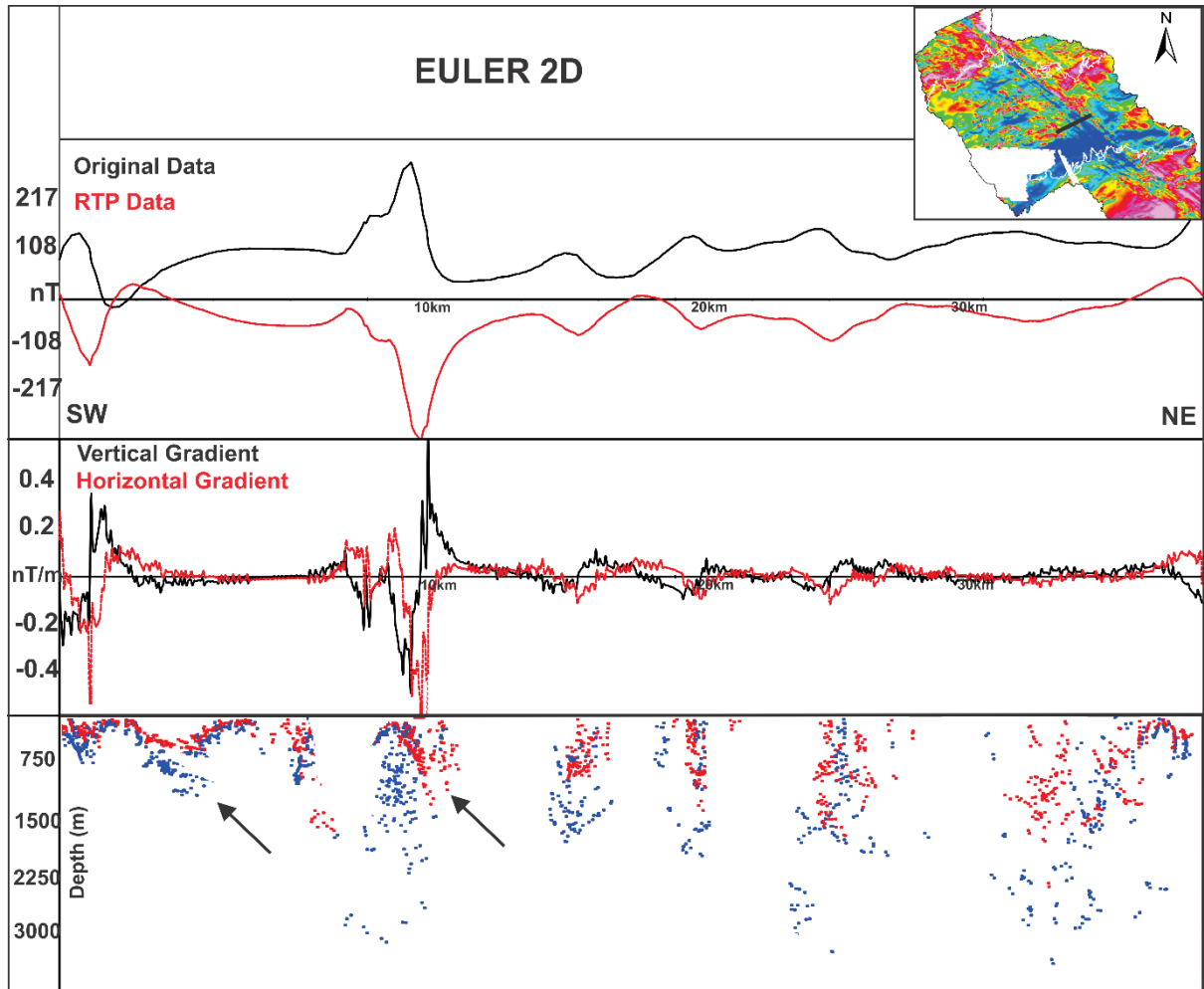


Figure 9 Solutions from Euler deconvolution (using a window size of 1,5km) applied to the pole reduced magnetic data of profile (SW-SE) are plotted in black (structural index =0), red (structural index =0,5) and blue (structural index = 1).

The Radial Power Spectrum was generated from the pole reduced residual magnetic map (Fig. 10a). Spectrum generated for the entire study area shows that the depth of deep sources (low spatial frequency signals) is 11,5km, while shallow sources (high spatial frequency signals) have a depth of 2,6km. We noticed in the deep and shallow source maps (Figs. 10c-d) that dykes occur more frequently at shallow depths, while anomalous zones become more defined and restricted in area on the map with deeper sources, similar to ASA data with upward continuation with heights 5000m and 10000m (Fig. 04). At the same time, there is an attenuation of anomalies generated by shallower magnetic sources.

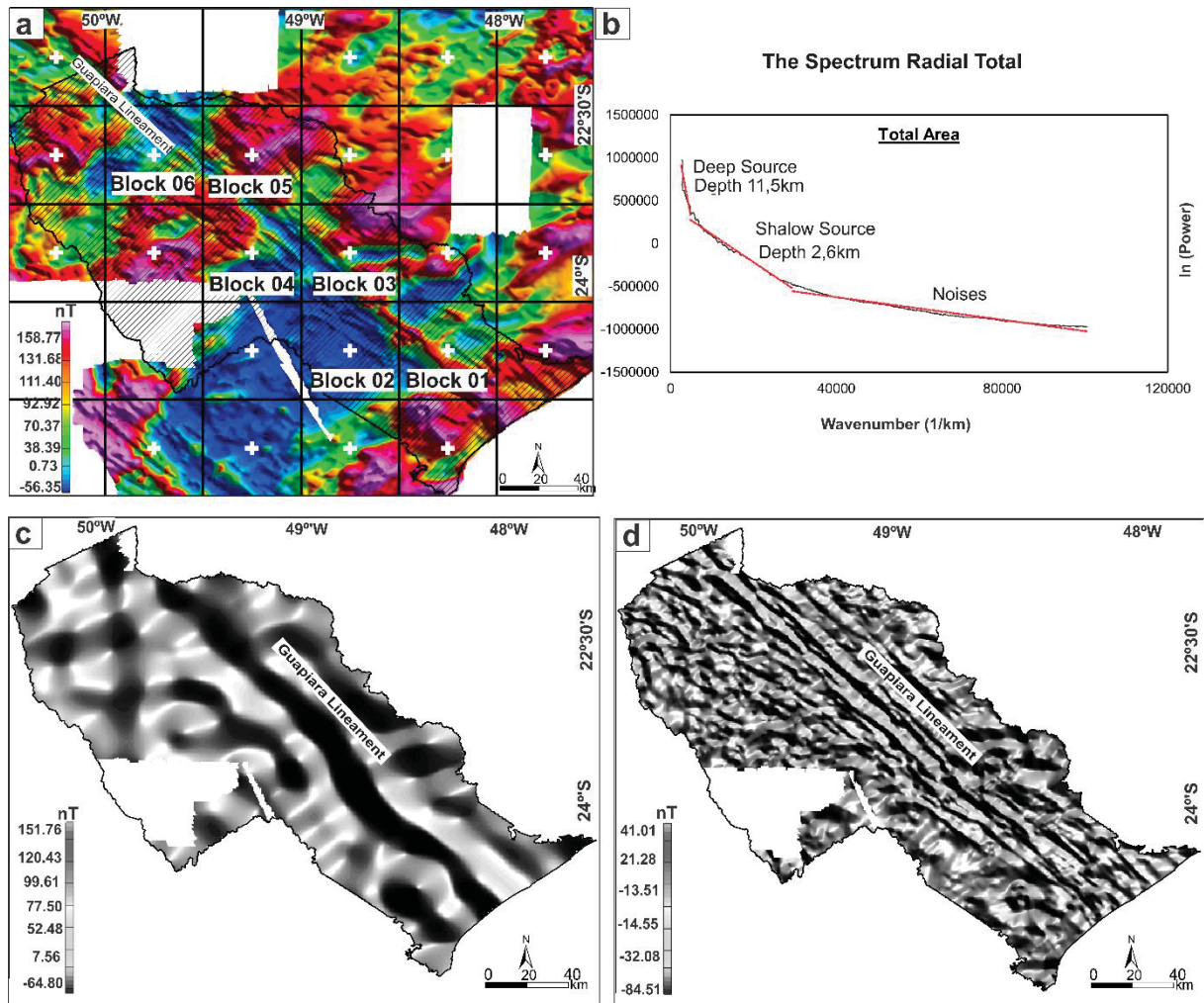


Figure 10 (a) Power spectrum plots of aeromagnetic data of entire study area. (b) Power spectrum plots of aeromagnetic data of entire study area (c) Map of the deep magnetic sources (d) Map of the shallow magnetic sources.

The Guapiara Lineament magnetic anomaly becomes continuous and wider at deeper levels, presenting itself as a high, extensive and prominent magnetization zone (Fig. 10c). For a more detailed investigation on the depths of the sources corresponding to the Guapiara Lineament (NW), we analyzed 06 blocks (Block 01-06) with a dimension of 60x60km. As shown in Fig. 11, the depths of deep sources range from 2,5km to 5,0 km, while those of shallow sources range from 0,7km to 1,5km.

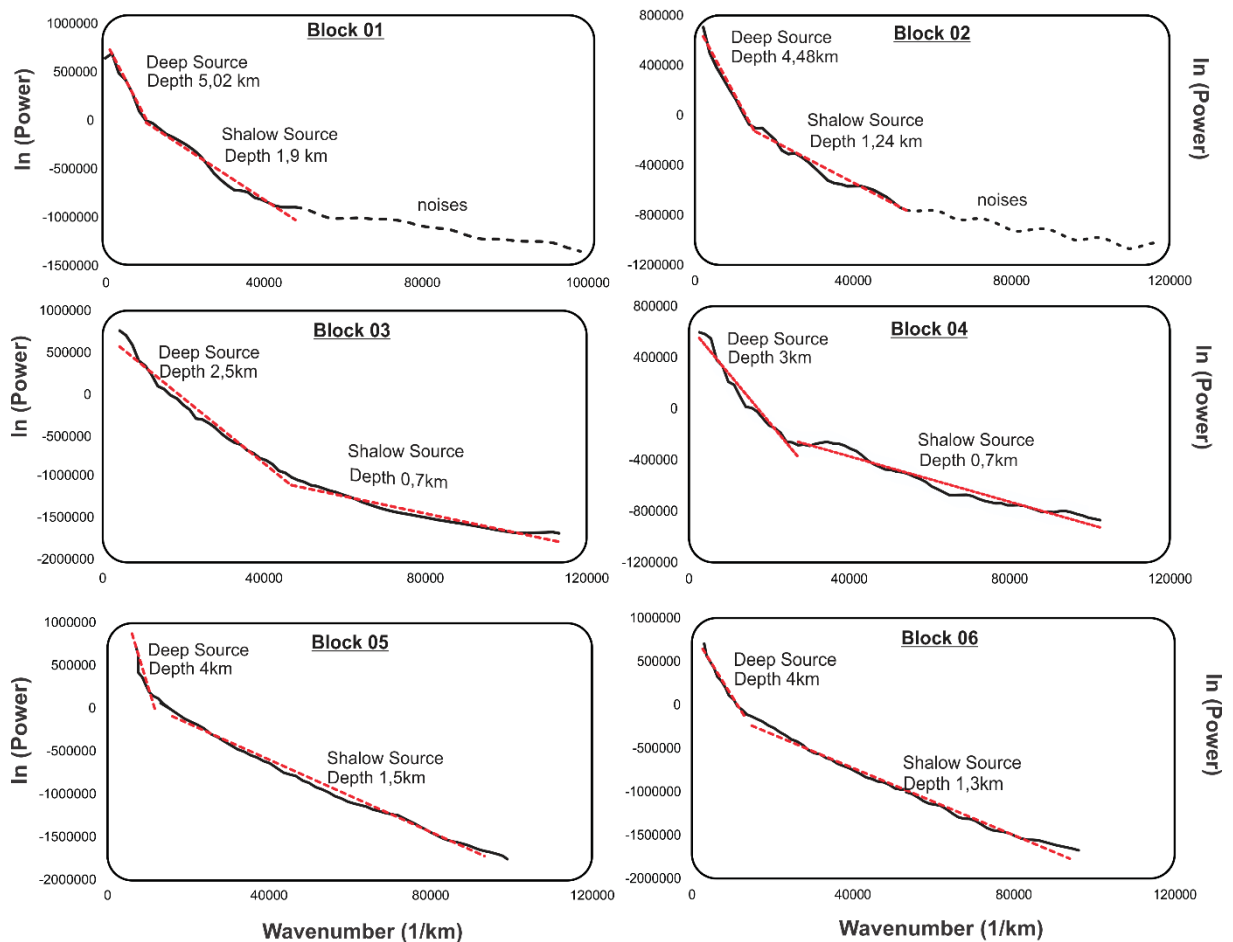


Figure 11 Power spectrum plots of aeromagnetic data of parts of the study area (Blocks 01-06).

11.3 Morphostructural and geophysical lineaments

Figures 12a-b show the dykes' lineaments traced at a scale of 1:750,000 from the CPRM database (CPRM, 2010) and the dykes mapped at a scale of 1:200,000, respectively. We noticed a clear similarity between both maps, especially in the basement domain. The outcropping dykes of the Guapiara Lineament consist of strong, elongated morphostructural traces with kilometeric extensions. In contrast to the correspondent set of magnetic lineaments which behave as a single magnetic body in depth, the outcropping dykes are concentrated in two main portions (Fig. 12c): (1) southeast of the study area, where they section the basement units; (2) and northwest, at the boundary between the sedimentary units of the Paraná Basin and the Serra Geral Formation (SVL) (Figs. 12d-f). The rosette diagrams of frequency and length of the dykes show little angular variation in their orientation (Fig. 12g). In the basement domain, the dykes

have N60W direction, while in the Paraná Basin their main directions are N50W and secondarily N40W and N60W.

The morphostructural lineaments that occur in the region are represented by aligned hills, scarps and fractures (Figs. 13a-d). Lineament analysis shows the predominance of N40-60W, N40-60E, E-W, and subordinately N-S directions. In terms of accumulated length, the main orientations are N50-60E, N50-60W and E-W (Fig. 13e).

The NE-SW to ENE-WSW lineaments were described as prominent and pervasive features in the topography (Figs. 13a-b). In the Paraná Basin, they correspond to the interference areas of the Guaxupé and Jacutinga shear zones (N60E to N70E direction), inherited from the Precambrian basement (Zalán et al., 1990) and represented on the surface by aligned valleys and scarps. In the basement domain, these lineaments have a main N40-60E direction, corresponding to the extents of major right-lateral shear zones and associated NE-SW and ENE-WSW faults (Heibron et al., 2008; Basei et al., 2008) (Fig. 13b).

The NW-SE morphostructures related to the Guapiara Lineament (N50-60W) correspond to lineament clusters well distributed throughout the area (Fig. 13c). Affecting both the basement units and the Paraná Basin, the orientation of the NW-SE lineaments varies between N40-60W. In terms of accumulated length, structures with N50-60W direction are predominant (Fig. 13e). The E-W lineaments form a band in the central portion of the study area corresponding with the São Sebastião Lineament, while the N-S features are scarce and mostly dispersed in the topography (Fig. 13d).

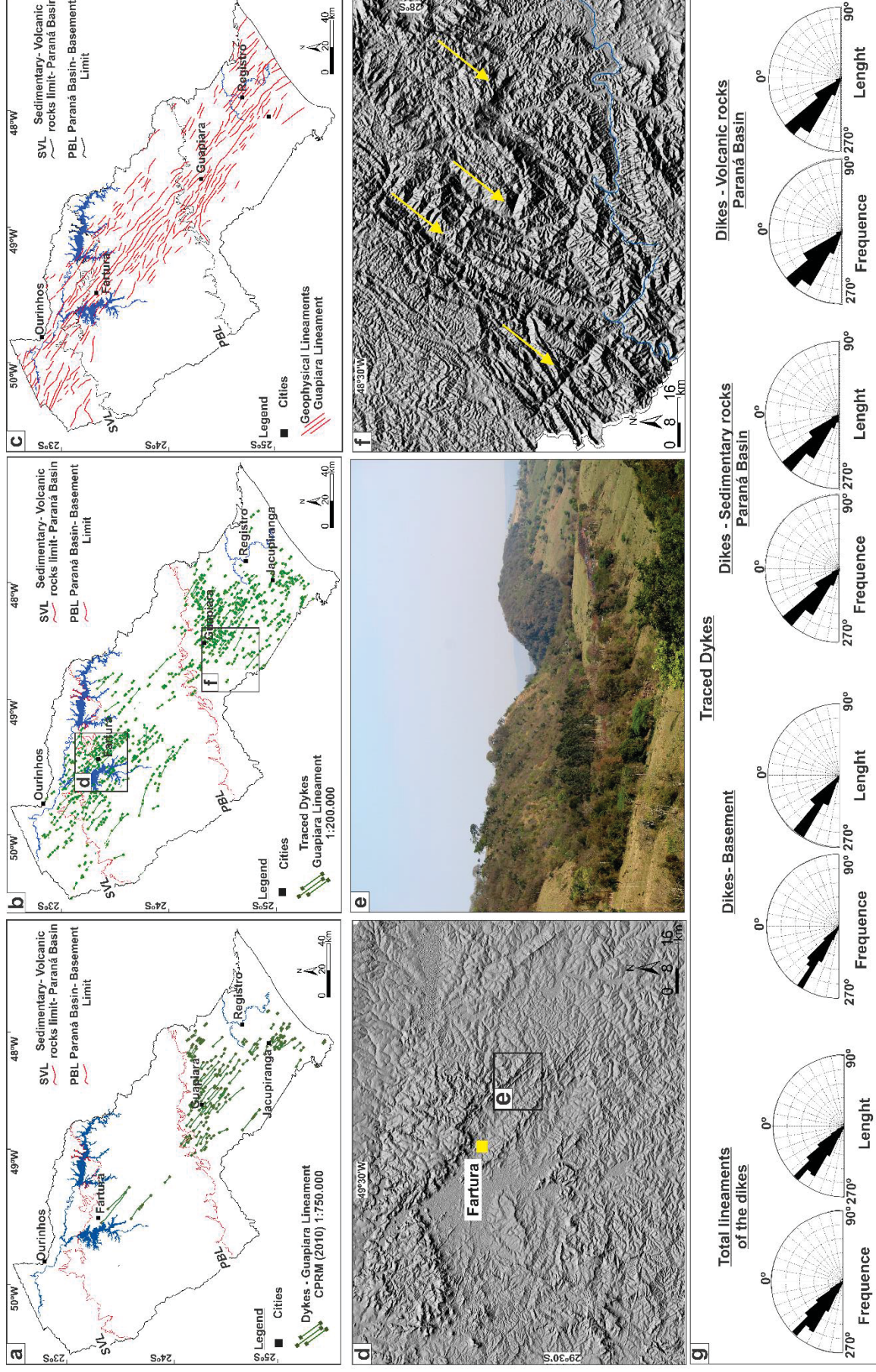


Figure 12 (a) Map of dykes at 1:750,000 scale (Source: CPRM, 2010); (b) Map of dykes traced at 1:200,000 scale; (c) Map showing the magnetic anomalies of the Guapiara Lineament; (d) Aspect of the lineaments related with the NW-SE dykes in a shaded relief image, region of Fartura (SP); (e) Aspect of the dolerite dykes in landscape; (f) Cross-cut relationship between the NW-SE lineaments and the NE-SW shear zones represented by dissected valleys (yellow arrows); (g) Accumulated length and frequency rosette diagrams showing the unimodal distribution for the dykes occurring in the region.

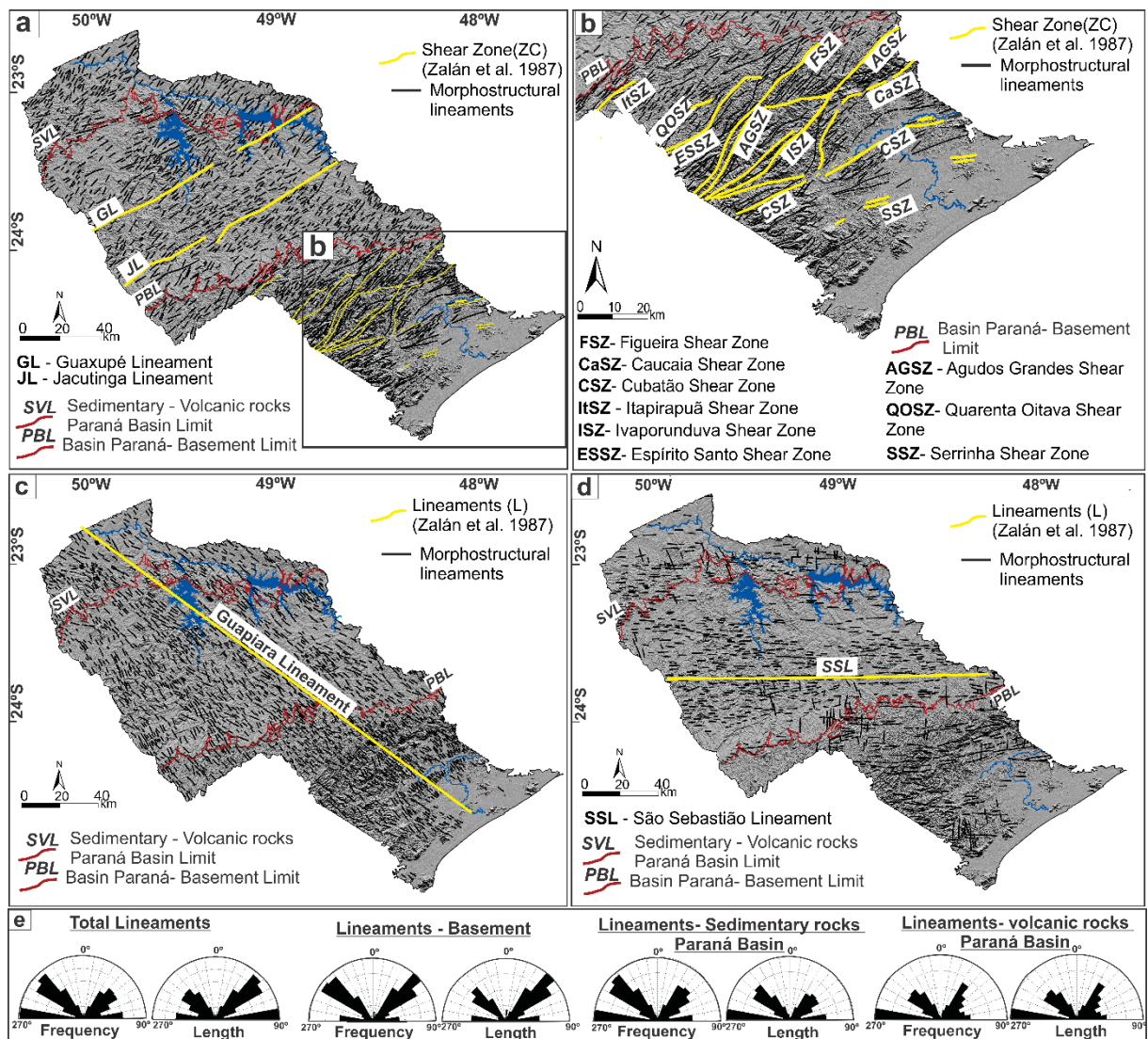


Figure 13 (a) shows the correspondence between NE-SW lineaments and the main existing shear zones; (b) detail of the NE-SW morphostructural elements in the southeast region of the study area; (c) shows NW-SE lineaments coinciding with the main trace of the Guapiara Lineament; (d) shows lineaments traced in the E-W and N-S directions. (e) cumulative length and frequency rosette diagrams for all extracted lineaments. Note the bimodal distribution marked by the NW-SE (dykes) and NE-SW (ancient shear zones) structures both in the basement and in the Paraná Basin domains. The predominance of E-W lineaments in both domains can also be observed

The correlation of the TAHG map with the interpreted morphostructural lineaments can be seen in Figure 14. There is, in general, good correspondence between the geophysical lineaments and the NE-SW, NW-SE and EW morphostructural lineaments (Figs. 14a- c). Similarly, we noticed a fair correspondence when comparing the clustered pattern of the NW-SE magnetic anomalies with the set of outcropping dykes mapped at 1:200,000 scale (Figs. 15a- b). The magnetic anomalies related to the dolerite dykes occur in greater quantity parallel to the Guapiara Lineament.

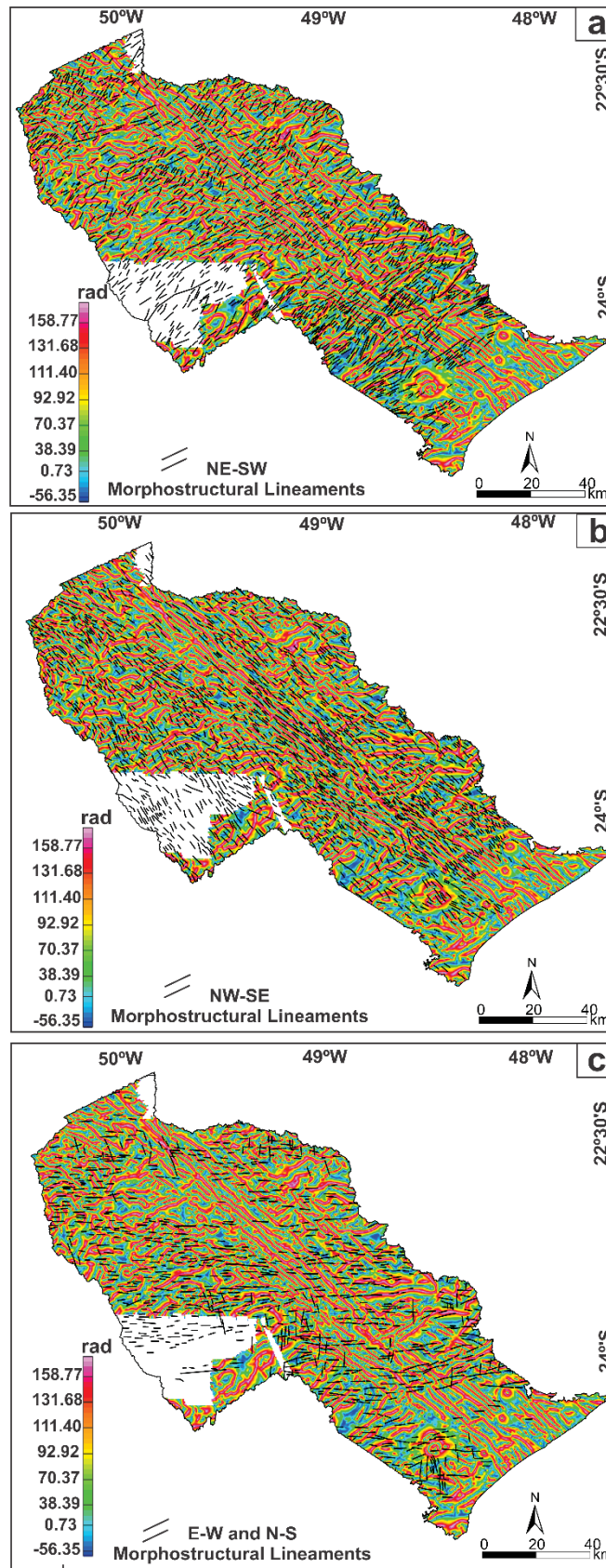


Figure 14 (a), (b) (c) show the correlation between the outlined morphostructural lineaments (NE-SW, NW-SE, E-W and E-W) and the TAHG map.

The NW-SE magnetic lineaments are independent of the geological compartment into which the dykes intrude, whether outcropping or not (Fig. 15a). In addition, they show good direct correlation with topographic morphostructures and 1st order drainage channels (Figs 15b-c). In the crystalline basement, the magnetic anomalies related with the Guapiara dykes have a main N50-60W trend, their accumulated length being oriented in the same direction (Fig. 15d). In the sedimentary rocks of the Paraná Basin, the magnetic lineaments have a N40-60W direction, whilst in the volcanic rocks the N50-70W orientation range is more prominent. In both cases, the accumulated lengths also show the same direction (Fig. 15e).

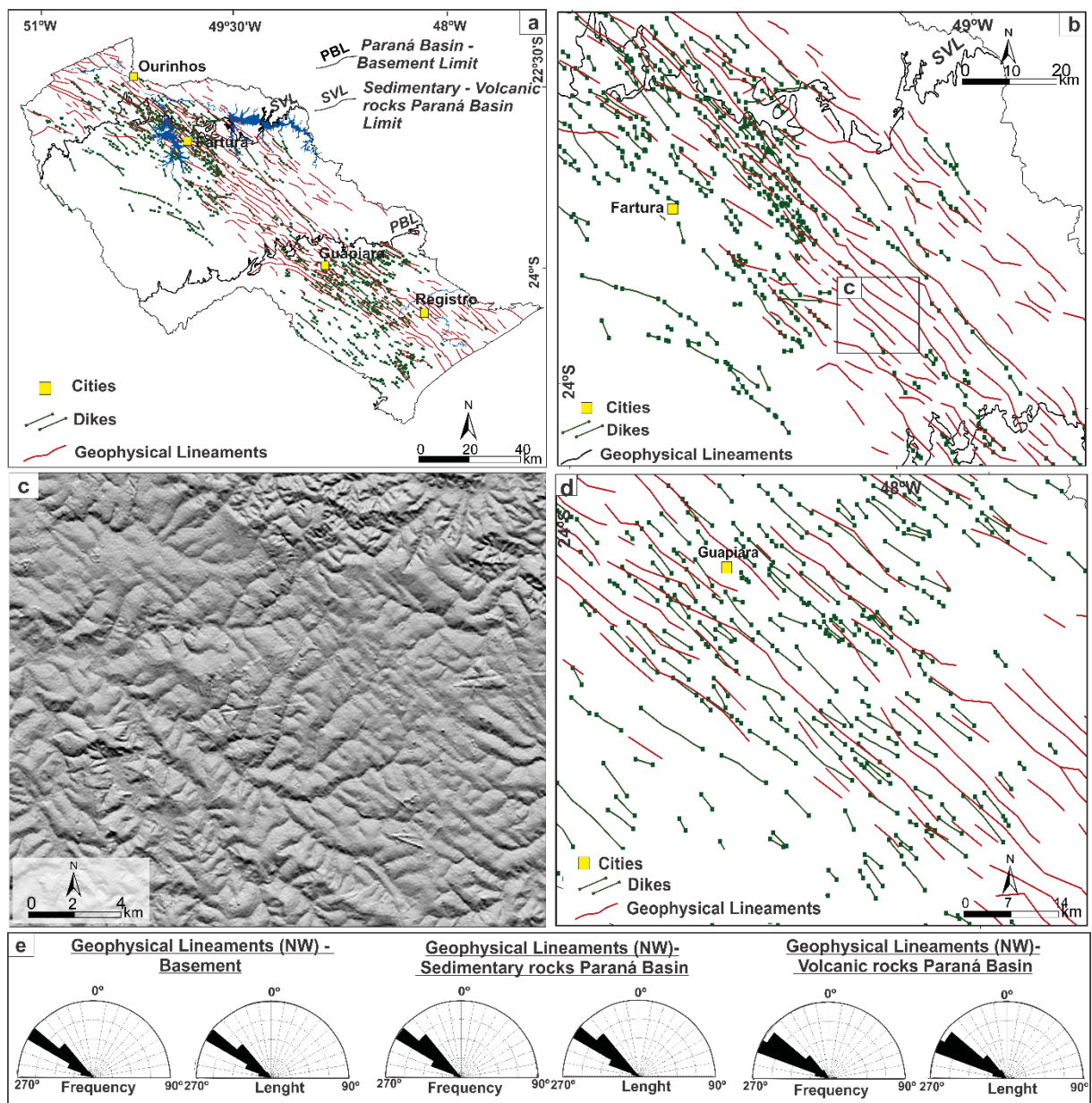
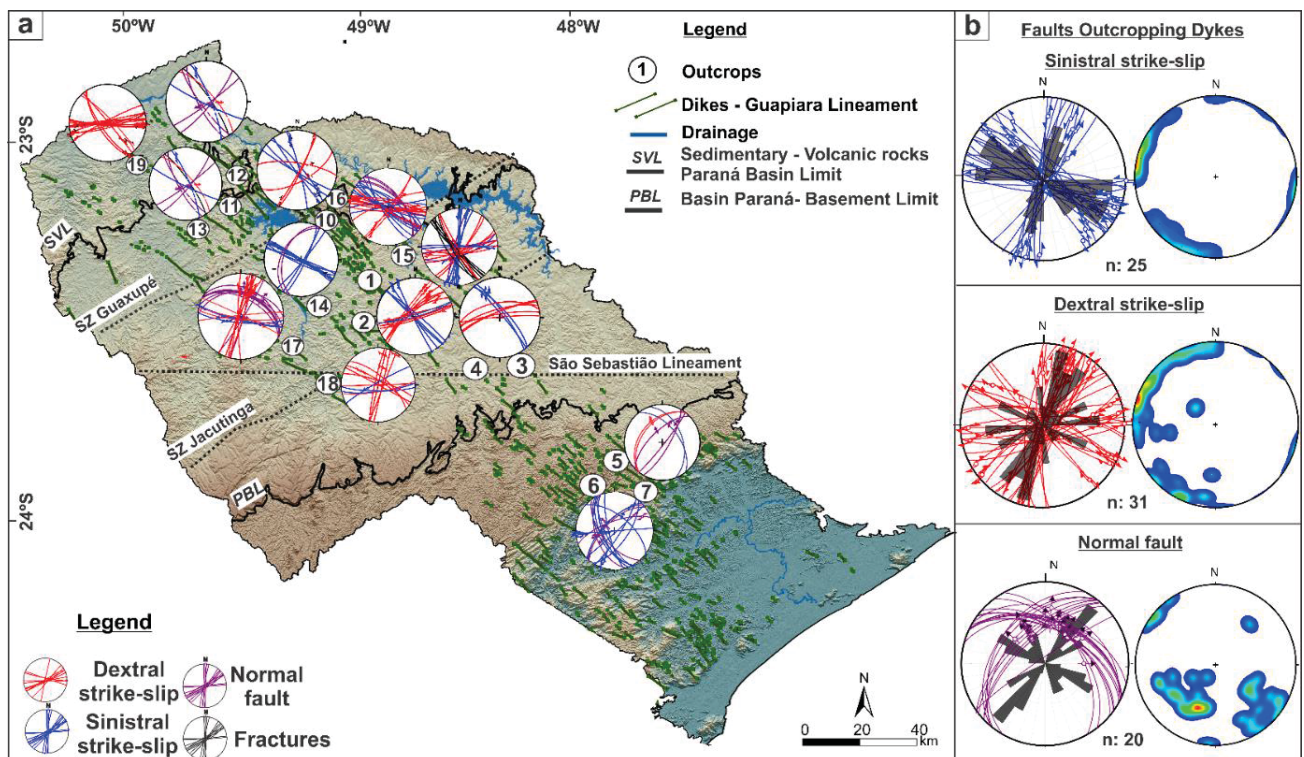


Figure 15 (a) Dyke traces superimposed on TAHG magnetic lineaments. (b) and (d) Relationship between the NW-SE magnetic lineaments and the outcropping dykes in the Paraná Basin and in the basement, respectively. (c) Detail of the Paraná Basin domain, showing NW-SE topographic lineaments coincident to drainage channels. (e) Frequency and length rosette diagrams showing the main directions of the dyke-related magnetic lineaments.

11.4 Structural analysis

In order to understand the regional deformation process and its correlation with the magnetic anomalies, we focused the structural analysis on the geological faults that cut the dykes of the Guapiara Lineament (Fig. 16). Sub-vertical to vertical right-lateral and left-lateral strike-slip faults prevail, followed by normal faults with medium to high dip angles (Fig. 16a). It was not possible to observe cross-cut relationships between the faults. Although discrete, the faults were recognized in several outcrops and have mostly planar and/or curvilinear geometry, often filled with manganese oxide and altered clays. The slickenlines, present on most faulted surfaces, are frequently well marked in these fault-filling minerals. The striations show medium to horizontal rake, characterizing pure or oblique directional kinematics.



The main kinematics of the strike-slip faults that are concordant with the dykes (N50W/856NE) is left-lateral, while those of right-lateral kinematics are scarce (Fig. 16b). Main directions of strike-slip faults are NW-SE (N47W/84NE right-lateral, N50W/86NE left-

lateral) and NE-SW (N44E/82NW right-lateral, N38E/89SE left-lateral), followed by the E-W (N88W/85NE right-lateral, N80W/80SW left-lateral) and N-S (N12E/88NW right-lateral, N14E/89NW left-lateral) (Fig. 16b). Normal faults are mainly oriented in the NE-SW (N43E/86NW) and NW-SE (N45W/45NE) directions.

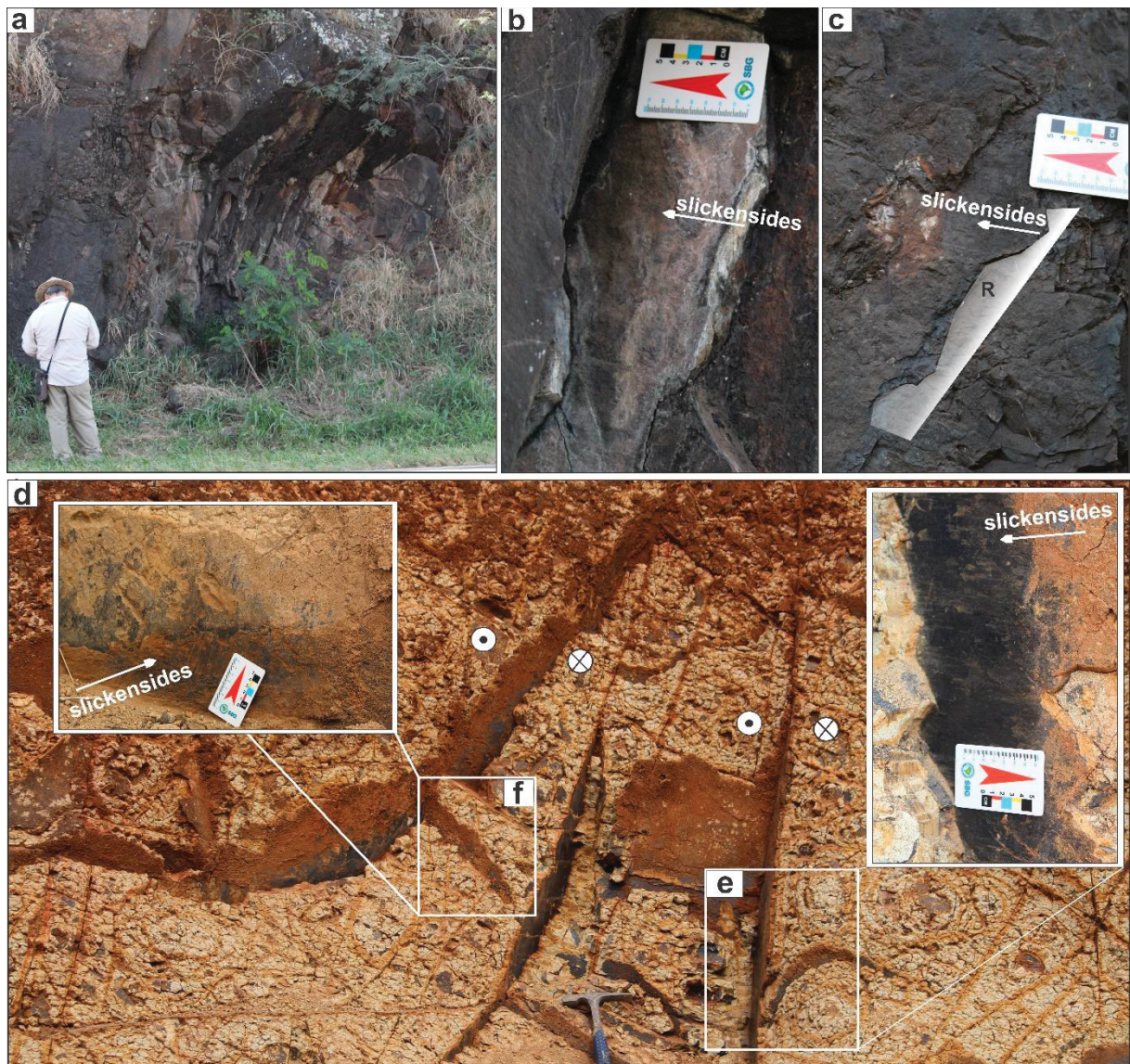


Figure 17 (a) E-W right-lateral strike-slip faults sectioning a dolerite dyke. (b) N88E/85SE right-lateral strike-slip fault plane with N082/10 slickenlines. (c) Kinematic indicator (R fractures) in the fault plane. (d) Fault cutting a dolerite dyke. (e) NW-SE left-lateral strike-slip fault (N40W/80NE) with N136/23 subhorizontal slickenlines also developed on the manganese oxide filling. (f) WNW-ESE normal fault (N82W/75NE) with N66/63 slickenlines marking the manganese oxide filling.

Near the São Sebastião Lineament (point 18, Fig. 16a), the E-W right-lateral strike-slip faults (N88E/85SE) (Fig. 17a) cutting the dykes have sub-horizontal slickenlines (N082/10) with dips ranging from 5° to 10° (Fig. 17b). Strike-slip faults planes with N35E/80SE direction

and N042/20 slickenlines represent R-type shear fractures, indicating right-lateral kinematics (Fig. 17c). The strike-slip faults cutting the most extensive dolerite dykes in the northwest portion of the study area (point 10, Fig. 16a) present left-lateral kinematics, NW-SE direction (N40W/80NE) and sub-horizontal striations (N136/23) marking the iron oxide filling (Fig. 17e). Left-lateral fault planes with N15W/85NE attitude and N350/10 slickenlines were also described. An example of normal fault is shown in Fig. 17f, showing WNW-ESE-oriented (N82W/75NE) fault planes and N66/63 slickenlines well-marked on manganese oxide filling.

12 Discussions

The first and major aerogeophysical surveys carried out on the Guapiara Lineament and the related dyke swarm date back to the 1980s and early 2000s (Ferreira et al. 1981; Ferreira 1982; Machado Jr. 2000). The possibility of applying enhancement techniques on geophysical data, such as the ASA, TDR-THDR, TDY, TDR, TAHG and EHD (see Fig. 03), allowed results to be reinterpreted, thus improving the qualitative geological interpretation of regional magnetic anomalies.

In addition to enhancing the axial zone of the Guapiara Lineament, the ASA, TDY, TDR, TAHG and EHD techniques highlighted numerous NW-SE magnetic anomalies parallel to the Lineament - which covers the entire study area - and allowed a better visualization of the edge and centre of the structure (see Fig. 03). The techniques also accentuated Precambrian structures of the crystalline basement with high magnetic amplitudes, even the ones not filled with intruded mafic material. This is due to the possible crystallization of iron minerals in the fault planes, or the physical discontinuities related to block tectonics – when active faults place blocks of different magnetic properties side by side, generating magnetic susceptibility contrasts (Dransfield et al., 1994). In the basement, these structures correspond to the right-lateral strike-slip shear zones, such as the Cubatão (SZC), Agudos Grandes (SZAG), Caucaia (SZC), and Serrinha (SZS); in the Paraná Basin, to the Jacutinga (JL) and Guaxupé (LG) shear zones (Fig. 03).

Deviations in the main direction of the geophysical anomalies of the Guapiara Lineament in the basement (N40W) compared to the Paraná Basin (N40-60W in sedimentary units and N50-70W in volcanic rocks) reflects the different lithological competences of the rocks into which they intrude, as discussed by Machado Jr. (2000). By means of the aeromagnetic analysis, most of the linear features characterized in this work were interpreted as in-depth, non-

outcropping dykes. We observed clear geometric and spatial similarities between these magnetic lineaments and the outcropping dykes mapped through aerial images (see Fig. 15).

The Euler Distribution solutions are consistent with the qualitative interpretation and indicates that the Guapiara Lineament is related to a swarm of shallow structured dykes, with different depths of values less than 500m and greater than 1,5km (Fig. 08). The Guapiara Lineament appears in the map of deep magnetic sources as an extensive and prominent zone of high magnetization (see Fig. 10c). This can be explained by the interpretation that surface or subsurface dykes are connected to deeper mafic bodies (Ferreira et al., 1982; Fernandes et al., 2013; Motta et al., 2015). During the Juro-Cretaceous tectono-magmatic event that reached the Paraná Basin and its basement, the Guapiara Lineament acted as one of the major magmatic conduits of the Paraná Magmatic Province, resulting in the reactivation and nucleation of the NW-SE structures under an extensional regime. These structures were filled by numerous dolerite dykes and also accommodated the intrusion of the alkaline bodies (Ferreira et al. 1982; Ferreira et al., 1989; Machado Jr. 2000; Fernandes et al., 2013).

The Radial Power Spectrum shows the depths of the deep sources of the entire study area are 11 km (Fig. 10b), while in the blocks they have a maximum of 5 km (Fig.11). Figure 11 shows deep sources have greater depths in the crystalline basement region (Blocks 01 and 02 in Fig. 11) compared to deep sources over the sedimentary formations of the Paraná Basin (Blocks 03 and 04 in Fig. 11). This can be explained by the arcing of the Paraná Basin during the intrusion of the Paraná Magmatic Province, which made the dykes in the Basin shallower than in the basement. This coincides with the region where the greatest expression of outcropping dykes occurs (Fig. 12d).

The circular magnetic anomalies corresponding to the highlighted alkaline bodies are all associated with the NW-SE anomalies (Fig. 03), indicating that the NW-SE fractures that developed due to the reactivation of the Guapiara Lineament in the Late Cretaceous acted as important magma reservoirs in the study area. Previous works have carried out an in-depth study of these bodies, such as Marangoni and Mantovani (2013), which identified the NNW-SSE orientation of the main axis of the Jacupiranga complex (131 ± 3 Ma, Amaral, 1978), as it can be seen in Fig. 03.

From gravimetric data, Rugenski et al. (2001) stated that the main orientation of the Pariquera-Açu Alkaline Complex (130 to 96 Ma, Comin-Chiaramonti and Gomes, 1996) coincides with the direction of the Guapiara Lineament, with NE-SW structures cutting the body (see Fig. 07a). Mantovani et al. (2005) was the first to identify the anomaly of the Registro complex using gravimetric data and to associate it with the NW-SE structures. In this study, we

provided a more detailed characterization of the body in-depth using the EHD, ASA, TDR, TDR-THDR and TAHG maps to highlight the anomaly (Fig. 03). Ferreira and Algarte (1979) also associated the emplacement of the Juquiá complex (130 to 135 Ma, Slavec et al., 2001) to the NW-SE structures of the Guapiara Lineament. Fig. 03a shows the anomaly with inverted polarity, indicating an intense remaining magnetization related to the pyroxenites from the body (Marangoni and Mantovani, 2013).

The morphostructural lineaments obtained from the DEM images present good correspondence with the main magnetic features (see Fig. 14). In the ASA, TDR, TAHG and EHD maps, we observed that the magnetic traces of the Guapiara Lineament overlap the NE-SW and E-W anomalies, interpreted as basement inheritances, thus confirming the chronological order of dyke intrusions in the Early Cretaceous.

In this study, we present various evidence of tectonic reactivation in the Guapiara Lineament during the Cenozoic: the numerous N40-70W strike-slip faults concordant with the orientation of dykes along the Guapiara Lineament, that is, post-Eocretaceous faults; the relationship of the structure with the Sete Barras Graben (Paleogene); and indications of younger reactivation observed in the lower valley of the Ribeira do Iguape River (Vedovello, 2017).

The Guapiara Lineament represents an important range of fractures, subjected to episodic tectonic reactivations of different kinematics in the Cenozoic, along which the fractures - whether joints or faults - played an important role assimilating regional tectonic stress. In the surface, tectonic processes led to the development of topographic and drainage anomalies, such as rectilinear 1st and 2nd order drainage channels with NW-SE orientation (see Fig. 06d) and the inflection of the main channels of the Taquiri and Verde Rivers towards the same direction (see Fig. 06e). In the Paraná Basin, the magnetic anomalies of the Guapiara Lineament cut the São Sebastião Lineament (E-W) (see Fig. 05), indicating that the latter is a structure formed prior to the Lower Cretaceous. Thus, it corroborates with the hypothesis that the E-W lineaments of the Paraná Basin began to develop in the Triassic concurrently with the South Atlantic evolution (Zalán et al., 1990).

On the other hand, there are indications of Cenozoic tectonic reactivations along the São Sebastião Lineament due to the presence of E-W strike-slip faults deforming the dykes, suggesting that these tectonic deformations are post-Cretaceous. Hasui, (2010) and Morales et al. (2001) considered these faults as very relevant structures in the context of Cenozoic tectonics in southeast Brazil. Another element that corroborates this interpretation is the conditioning of the downstream portion of the Cabeceira River by the São Sebastião Lineament (see Fig.05 and

Fig.15), increasing sinuosity and leading to accumulation of Cenozoic alluvial deposits (Ouchi et al., 1985 and Schumm et al., 2000). Our findings also support the ideas of Hasui (2010), Salamuni et al. (2003), Chavez-Kus and Salamuni (2008), which proposed that the fault corridors and E-W fractures that occur in the Paraná Basin were tectonically reactivated in the Neogene and Quaternary, deforming topography and causing drainage anomalies. The Paranapanema Lineament, another important structure also oriented E-W and located north of the study area, consists of a tectonized band, marked by strike-slip faults and mainly neotectonic activity and represented on the surface by sets of topographic and drainage lineaments along the Paranapanema River valley (Hasui, 2010).

In the crystalline basement, we reported NE-SW magnetic structures cutting the Guapiara Lineament (see Fig. 7b), representing reactivated faults affecting the dykes. The transtensive tectonic regime that occurred between the Paleogene and Neogene in the south and southeast Brazil was responsible for the reactivation of the NE-SW shear zones of the crystalline basement and consequent formation of the numerous taphrogenic basins and graben structures (Riccomini et al., 2004; Zalán and Oliveira, 2005). This interpretation is supported by the occurrence of strike-slip faults and NE-SW normal faults (N30-60E) affecting the dykes, which are reactivated both in the basement and the Paraná Basin domains (see Fig. 16).

An example is the magnetic anomaly related with the Serrinha Shear Zone (SSZ), that cuts the magnetic lineaments interpreted as dykes, thus indicating reactivation of the structure after the Lower Cretaceous. Similarly, the NE-SW Cubatão Shear Zone (CSZ) overlaps the NW Guapiara Lineament (see Fig. 07b), implying reactivation of the NE-SW structure. This feature coincides with the Sete Barras Graben (see Fig. 07c), a tectonic depression oriented N50E which developed at the intersection of the Cubatão Shear Zone (CSZ) with the Guapiara Lineament under a WNW-ESE extensional tectonic regime, contemporary with the sedimentation of the Sete Barras Formation in the Paleogene (Melo et al., 1989; Riccomini et al., 2004).

Along the graben, a portion of the Ribeira de Iguape River is dominated by numerous meandering channels and abandoned meanders, indicating successive adjustments of the channels in response to tectonic deformation, as shown by Ouchi (1985) and Schumm et al. (2000) in tectonically active regions. The superposition of faults in the study area, as well as the recognition and description of regional tectonic events (Machado Jr., 2000; Riccomini et al., 2004; Strugale et al., 2007; Franco-Magalhães et al., 2010; Vedovello, 2017) indicate the reactivation and nucleation of faults caused by a succession of tectonic events that took place after the Eocretaceous.

The hypothesis that the NW-SE Guapiara Lineament, the E-W lineaments, and the NE-SW shear zones were reactivated after the Eocretaceous is strongly supported by magnetic and structural data, being also confirmed by Franco-Magalhães et al. (2010), which reported an Oligocene-Miocene ($26\pm 3\text{Ma}$ and $14\pm 2\text{Ma}$) tectonic event responsible for the youngest reactivation of NW-SE fault zones in the region of the Guapiara Lineament.

Based on our results, it is possible to affirm that the geological evolution in depth and the morphotectonic processes on the surface both result from discrete reactivations of ancient fault zones, mostly aseismic, which were demonstrated by the provided aerogeophysical analysis of linear patterns that overlap each other and are responsible for important landscape changes – especially on drainage networks.

13 Conclusions

The use of qualitative (EHD, TDY, ASA, TDR, TDR-THDR and TAHG) and semiquantitative analysis (Euler Solutions and Radial Power Spectrum) on magnetic data led to substantial improvements in the pre-existing geological-structural models of the Guapiara Lineament. Such enhancement techniques allowed us to minutely identify, characterize and interpret anomalous data in the regional magnetic-structural framework. The Guapiara Lineament represents a range of rectilinear, kilometric magnetic anomalies delineated by magnetic dipoles with normal polarity and characterized by a set of subparallel magnetic lineaments with NW-SE direction.

The Guapiara dykes are predominantly deformed by NW-SE, E-W, NE-SW strike-slip faults, and secondarily by N-S-oriented strike-slip faults, coinciding with the directions of the magnetic and morphostructural lineaments extracted from magnetic maps and DEM images. It is also shown that the NE-SW (e.g.: Cubatão and Serrinha shear zones) and E-W (ex. São Sebastião Lineament) structures, inherited from the crystalline basement, were probably reactivated during the Cenozoic and have strongly influenced regional topography and drainage networks.

Our results and interpretations of the geophysical alignments allowed us to conclude that the Guapiara dyke swarm is much more extensive in depth than observed in surface cartography. Furthermore, our findings imply that they are not only intruded in a reactivated fracture corridor but are also sectioned by faults that were subsequently reactivated in post-Cretaceous events.

The conclusions support the hypothesis that tectonic activity occurred in the Guapiara Lineament region during the Cenozoic, and is effectively contributing to the modification of the landscape and influencing structural changes. The better resolution of the magnetic anomalies of the Guapiara Lineament, can corroborate for a better understanding of offshore portions in the Santos Basin (Atlantic Ocean), considered one of the most promising petroleum exploration areas in Brazil

14 Acknowledgements

The authors thank the Applied Geophysics Research Laboratory (LPGA) and the Neotectonics group of the Federal University of Paraná (UFPR – Curitiba, Brazil), as well as the Postgraduate Program in Geology at UFPR and the São Paulo State University (UNESP - Rio Claro, Brazil). We also thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for funding our project and the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for funding contribution (Productivity Grant, PG - Process nº 307738/2019-1). We would like to thank the geologist Oderson Souza (CPRM) for helping with the analyses.

8. References

- Algarite, J.P. 1972. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. *Anais XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. 1:65-69.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.* Volume 13 (4): 139-158.
- Amaral, G., 1978. Potassium-argon age on the Jacupiranga alkaline district, state of São Paulo, Brazil. *Proc. First Int. Symp. Carbonatites, Poços de Caldas, Brazil*, 297 e 302.
- 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 of London. Special Publications*, 294: 239-256.
- Campanha, G. A. C. 2002. O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Livre-Docência.
- Carreira-Araújo, A.S.A. 2012. Métodos potenciais aplicados ao estudo do arcabouço crustal da porção meridional da faixa ribeira, margem continental da Bacia de Santos. Dissertação de mestrado – Universidade de Brasília- UNB.
- Cella, F., Fedi., M., Florio, G. 2009. Toward a full multiscale approach to interpret potential fields. *Geophysical Prospecting*. 57:543-557. doi: 10.1111/j.1365-2478.2009.00808x.

- Chavez-Kus, L., Salamuni E. 2008., Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*. 38(3):439-454.
- CPRM, 2010. Mapa de geodiversidade do estado de São Paulo na escala 1.750.000. Serviço Geológico do Brasil, SGM, MME - Brasília, 68.
- Cordell L., J. S. Grauch. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts. 246–247.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., 1996. Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil. Editora da Universidade de São Paulo/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, São Paulo. p.464
- Cooper, G.R.J. 2020. Iterative Euler deconvolution. *Exploration Geophysics*, 52 (4): 468-474. doi: <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12123>.
- Dransfield. M.H.; Buckingham, M.J.; Van Kann, F.J. 1994. Lithological Mapping by Correlating Magnetic and Gravity Gradient Airborne Measurements. *Exploration Geophysics*, 25: 25–30
- Doblas, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*. 295:187–197. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00120-6.
- Evjen H.M. 1936. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*. 1: 27-136.
- Fedi, M., and G. Florio, 2001, Detection of potential fields sources boundaries by enhanced horizontal derivative method: *Geophysical Prospecting*, 49, 40–58, doi: 10.1046/j.1365-2478.2001.00235.x.
- Fedi, M. Multiscale derivative analysis: A new tool to enhance detection of gravity source boundaries at various scales. *Geophysical Research Letters*, 29, 2. doi: 10.1029/2001GL013866
- Fernandes, M.A., Malagutti Filho, W., Dourado, J.C., Moreira, C.A., 2013. Modelagem gravimétrica no Lineamento Guapiara, sul do Estado de São Paulo. *Rev. do Inst. Geológico* 34, 69–77.
- Ferreira F. J. F.; Algarte, J. P. 1979. O comportamento aeromagnético-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro. Anais...Rio Claro: SBG-SP, 1979. v. 2, p. 195-208.
- Ferreira, F.J.F., Ferrari, M.P. 1980. Projeto Botucatu: levantamento aeromagnetométrico e interpretação qualitativa preliminar. São Paulo, Paulipetro. 13p. Relatório GEF/SMP/RT-05/80.
- Ferreira F.J.F., Moraes R.A.V., Ferrari M.P., Vianna R.B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: Simposio regional de geologia. Curitiba: SBG. p. 226-240.
- Ferreira, F. J. F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Ferreira, F. J. F.; Monma, R.; Campanha, G. A. C.; Galli, V. L. 1989. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modelling. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica*, v. 20, n. 1, p. 69-70.
- Ferreira F. J. F.; Souza J; Bongioiolo A.B.S; Castro L.G.; Romeiro M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGf Brasília, Anais, p. 1-6.

- Ferreira F. J. F.; Souza J; Bongioiolo A.B.S; Castro L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*. 78, J33-J41. <http://dx.doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>
- Franco-Magalhães, A.O.B.; Hackspacher, P.C.; Glasmacher, U.A.; Saad, A.R. 2010. Rift top os-rift Evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 99:1599–1613. doi 10.1007/s00531-010-0556-8.
- Hackspacher P. C., Dantas E. L., Spoladore A., Fetter A. H., Oliveira M. A. F. 2000. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, South-eastern Brazil: New geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*. 30: 110–114.
- Hasui, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *UNESP-Geociências*. 29(2):141-169.
- Jacques, P. D., Salvador, E. D., Machado, R., Grohmann, C. H., Nummer, A.R., 2014. Application of morfometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology* 223, 13–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.037>.
- Kelemework, Y., Fedi, M., Milano, M. 2021. A review of spectral analysis of magnetic data for depth estimation. *Geophysics*, 86 (6): J33. <https://doi.org/10.1190/geo2020-0268.1>
- Machado Jr. 2000. Ativação tectônica no alinhamento estrutural de Guapiara. Tese de Doutorado-Universidade de São Paulo (SP). Instituto de Geociências São Paulo.
- Mantovani, M.S.M., Rugenski, A., Diogo, L.A., Shukowsky, W., 2005. Integrated geophysical investigation of a possible new alkaline occurrence in SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 259-266. doi:10.1016/j.jsames.2005.05.011.
- Marangoni, Y.R., Mantovani, M.S.M., 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *J. South Am. Earth Sci.* 41, 83–98. doi:10.1016/j.jsames.2012.08.004.
- Melo, M.S., Fernandes, L.A., Coimbra, A. M., Ramos, R.G.N. 1989. O gráben de Sete Barras (Terciário?), Vale do Ribeira do Iguapre, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2), 260-262.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montessoneto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca. 265-279.
- Miller H.G., Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. 32: 213-217.
- Minty, B.R.S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Expl. Geoph.*, 22: 591–592.
- Moraes, R.A.V., Ferreira, F.J.F. 1980. Projeto Confluência Paraná- Paranapanema: levantamento aeromagnetométrico e interpretação qualitativa preliminar. São Paulo, Paulipetro. 6p. Relatório GEF/SMP/RT-04/80.
- Morales, N.; Hasui, Y. 2001. Neotectônica e compartimentação morfotectônica: importância. *geovisão - Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de São Paulo, São Paulo*. 4 (5) 23.
- [Motta, J. G.](#); Montanheiro, M. A. F.; Morales, N.; Malagutti Filho. 2015. Geophysical evidence for feeder dyke zone in Guapiara Lineament. In: XV Simpósio nacional de estudos tectônicos/ IX International symposium on tectonics, 2015, Vitória. *Anais do XV SNET*.1: 622-625.

Nasuti, A. Nasuti, Y. Moghadas, D. 2018. Enhancing Potential Field Data Using TDY Filter. Conference Near Surface Geoscience. doi: 10.3997/2214-4609.201802747.

Ouchi, S., 1985 Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. 96:504-515

Reid, A. B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millett, and I. W. Somerton, 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, 80–91, doi: 10.1190/1.1442774.

Reid, A. B., and J. B. Thurston, 2014, The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses: *Geophysics*, 79, no. 4, J61–J66, doi: 10.1190/geo2013-0235.1

Riccomini, C.; Sant’Anna, L. G.; Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. 383-405.

Rugenski A. 2001. Investigação geofísica do complexo alcalino Pariquera-Açu, com ênfase em gravimetria. Inst. São Paulo, Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 77 p.

Pilkington, M., Tschirhart, V., 2017. Practical considerations in the use of edge detectors for geologic mapping using magnetic data. *Geophysics* 82 (3), J1–J8. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0364.1>

Rocha, B.C.; Davies, J.H.F.L.; Janasi, V.A.; Schaltegger, U.; Nardy, A.J.R.; Greber, N.D.; Lucchetti, A.C.F.; Polo, L.A. 2020. Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology*. 48(12):1174-1178. <https://doi.org/10.1130/G47766.1>.

Roest W.R.J., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. 57: 116-125.

Roy L.,;Agarwal B.N.P.; Shaw R.K. 2000. A new concept in Euler deconvolution of isolated gravity anomalies. *Geophys Prospect*. 48:559–575.

Salamuni, E.; Ebert, H.D.; Borges, M, S.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Salamuni, R., 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, South of Brazil. *South American Earth Sciences, EUA*. 15 (8): 901-910. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00013-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00013-0).

Schobbenhaus, C.; Campos, D.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1981. *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais na escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM/MME. 501.

Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, New York. 280-292.

Slavec, G.B., Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., 2001. Contribuição ao estudo do complexo de Juquiá. *Revista Brasileira de Geociências* 31 (2), 203 e 210.

Spector A., Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*. 35(2): 293-302.

Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Portela Filho, C.V; Ferreira, F.J.F., Freitas, R. C. 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Parana’ Basin, southern Brazil. *South American Earth Sciences*. 24:2003-227. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003>.

Thiede, D.S.; Vasconcelos, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new

40Ar/ 39Ar results. *Geology*. 38(8): 747-750. <https://doi.org/10.1130/G30919.1>

Thompson, D.T. 1982. EULDPH: A New Technique for Making Computer-assisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*. 47: 31-37.

Ussami, N.; Kolysnik, A.; Raposo, M.I.B.; Ferreira, F.; Molina, E.C.; Ernesto, M. 1991. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 317-327.

Vedovello, P. 2017. Neotectônica no lineamento Guapiara, médio e baixo vale do Rio Riberia de Iguape. Dissertação de Mestrado- UNESP.

Weiherrmann, J.D., Francisco Ferreira, J.F., Oliveira, S.P., Cury, L.F., Souza, J. 2017. Magnetic interpretation of the Paranaguá Terrane, southern Brazil by signum transform. *Journal of Applied Geophysics* 154 (2018) 116–127. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.001>

Whitehead N., Musselman C 2008. Montaj Grav/Mag Interpretation: Processing, Analysis and Visualisation Systems for 3D inversion of Potential Field Data for Oasis montajv6.3, Geosoft Incorporated Canada

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro. 135-164.

Zalán, P. V. and Oliveira, J. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. 13(2):269-300.

Zhu, X. Lu, M. 2021. Fault structures and magmatic intrusions inferred from magnetic data for the Southern Great Xing'an Range, northern China. *Ore Geology Reviews*. 135: doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104206>.

ARTIGO II**CENOZOIC TECTONIC REACTIVATION AND ITS IMPLICATIONS FOR LANDSCAPE TRANSIENCE IN SOUTHEASTERN BRASIL**

Jéssica Miranda dos Santos^{a*}; Eduardo Salamuni^a; Pedro Val^d; Clauzionor Lima da Silva^c; Noberto Morales^c; Iata Anderson de Souza^c; Emerson Sanches^a

^aDepartment of Geosciences, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil.

^bDepartment of Petrology and Geotectonic, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brazil.

^cDepartment of Geology, Paulista State University, Rio Claro, São Paulo, Brazil.

^dDepartment of Geology, Federal University of Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil.

mirandas.jessica@gmail.com; salamuni1@gmail.com; clauzionor_silva@hotmail.com; pedroval07@gmail.com; n.morales@unesp.br; iata.anderson@gmail.com; esanches.emerson@gmail.com

Abstract

Intraplate settings far from tectonic plate boundaries are normally thought to be tectonically inactive regions in which the landscape evolves via the slow downcutting of fluvial systems. Whenever found, tectonic reactivations are thought to be of too low an amplitude to cause any change in the landscape. Furthermore, in the absence of datable markers of tectonic deformation, the landscape can be used as a marker of intraplate tectonic activity. In this study, we investigate the northern boundary of the Ponta Grossa Arch in southeastern Brazil. We mapped and studied the spatiotemporal relationships between brittle structures and geomorphic markers of changes in base level. The structural data suggest that different reactivations of both the Proterozoic (Guapiara, Guaxupé and Jacutinga Lineaments) and Mesozoic (São Sebastião Lineament) ancient basement structures occurred. Transcurrent/transpressive NW-SE, NE-SW, E-W and N-S direction faults were mapped, as well as NW-SE and NE-SW normal faults, which were reactivated and nucleated in at least three tectonic pulses since the Paleogene: Pulse A NE-SW SH_{max} (Paleocene-Eocene), Pulse B N-S SH_{max} (Miocene-Pleistocene) and Pulse C WNW-ESE SH_{max} (Pleistocene-Present). These data demonstrate counterclockwise rotation of the maximum stress field, which moved from NE-SW orientation (at the Cretaceous-Paleogene boundary) to N-S, NW-SE to reach the current WNW-ESE position. Quantitative geomorphic analyses using channel steepness index and chi-plots revealed that the locations where structures were reactivated coincide with high channel steepness index (k_{sn}) values and drainage network anomalies such as channel entrenchment, understeepened reaches, meanders, right-angle bends, underfit rivers and other anomalous forms possibly due to structural subsidence. The analysis reveals that regional tectonic stresses can disturb landscapes in the interior of plates even with slow tectonic activities when compared to active tectonic edges.

Keywords: tectonic reactivations, Ponta Grossa Arch, tectonic pulses

15 Introduction

Landscapes in areas far from tectonic plate boundaries can be pushed out of equilibrium by a variety of external factors, some of which are wholesale uplift (i.e., Gallen et al, 2013), the long-lived response to incision through variable lithologic strata (i.e., Beeson et al, 2017; Gallen, 2018), reactivation of pre-existing structures in intraplate settings far from active tectonic boundaries (i.e., Calegari et al, 2021; Marques et al, 2021). In the latter case, the detection of tectonically-driven landscape disequilibrium is challenging due mainly to the lack of temporal control of fault reactivation (Salamuni et al., 2021; Santos et al., 2019a; 2019b; Sanches, 2018; Vedovello, 2017). Given that both variable rock types and intraplate reactivations might coevally affect landscape evolution, determining what factors caused landscape equilibrium to begin with remains a challenge.

Different rock types with variable resistance to erosion influence geomorphic indices, equilibrium topography, and river network configuration (e.g., Gallen, 2018; Bernard et al., 2021). Thus, the outcropping of complex lithologic distributions can yield complex geomorphic responses (Forte et al., 2016) and, importantly, mask the perturbations caused by reactivated faults, especially if they have a strong strike-slip component (e.g., Duvall and Tucker, 2015). Without a comprehensive knowledge of the distribution of faults and their cross-cutting relationships to review their relative timing of activity, distinguishing between fault reactivation and lithologic influences on landscape disequilibrium in an intraplate setting is virtually impossible.

Importantly, how Cenozoic tectonic reactivations affected landscape evolution in the Brazilian southeast is largely unconstrained (Morales and Hasui, 2001; Salamuni et al., 2003; Riccomini et al., 2004; Chavez-kus and Salamuni, 2008; Hiruma et al., 2010; Peyerl et al., 2018; Santos et al., 2019a). Since the Eocene, at least five tectonic reactivations which accompanied changes in the orientation of compressive stresses are preserved as structural features in the rock record along hundreds of kilometers in the Brazilian southeast (Riccomini et al., 2004). This spatiotemporal complexity of intraplate tectonic activity hinders the use of landscape features as proxies for fault reactivation through the correlation of topographic and structural lineaments. Thus, on its own, the geomorphic analysis provides a limited view of intraplate fault reactivation.

In this study, we seek to decipher the tectonic and lithologic contributions to landscape evolution in the Ponta Grossa Arch to constrain the landscape response to slow, progressive tectonic deformation in southeast Brazil. Located on the passive margin of southeastern Brazil

(Fig. 01a), this arch is an example of a disequilibrium landscape in an intraplate setting (Machado Jr., 2000; Strugale et al., 2007). Here, despite being far from tectonic plate boundaries, significantly younger apatite and zircon fission track ages between 66.2 (1.3) and 5.9 (0.8) Ma suggest the recency of geomorphic activity post-Gondwana-break-up (Engelmann de Oliveira and Jelinek, 2017). The thermochronologic data point to high denudation rates during the Paleogene-Neogene related to reactivation of stress-generated faults in the South American plate (Engelmann de Oliveira and Jelinek, 2017). Importantly, the region affected by these reactivations cross several sub-horizontally dipping Gondwana supersequences (Paleozoic and Mesozoic) (Fig. 01). Thus, the Ponta Grossa Arch is a natural laboratory to study the geomorphic response to the reactivation of old tectonic structures far from plate boundaries and in the presence of contrasting rock types.

To overcome the difficulties in extracting tectonic information from topography, we combine the analysis of geomorphic indices grounded in tectonic-geomorphology principles (Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013; Forte and Whipple, 2018) with structural and geological analyses to investigate recent tectonic reactivations and their effect on the modern landscape. We focused on the Guapiara Lineament given that the post-Cretaceous tectonic reactivations are well preserved in the Ponta Grossa Arch. Because of the lack of Cenozoic sedimentary cover that could serve as markers for the youngest tectonic deformation, we focused the structural analyses on the identification of paleostress fields associated with the faults mapped in the field. We use our structural data to establish the relative chronology between the tectonic reactivations. With a better understanding of the relative chronology and the tectonic framework, we sought morphometric evidence of tectonic reactivation in the region with a focus on the analysis of k_{sn} values, knickpoint distribution through chi-plots and the identification of drainage anomalies.

16 Guapiara lineament and geological Setting

The Ponta Grossa Arch is a Mesozoic tectonic feature in southeastern Brazil, inserted within the Paraná Basin (Ordovician – Cretaceous) (Fig. 01) (Ferreira, 1982; Zalán et al., 1990). It represents an uplifted mega-structure with a NW-SE axis composed of four structural-magnetic lineaments named Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo and Rio Piquiri Lineaments, whose lengths are not less than 600 km and widths are between 20 and 100 km (Ferreira, 1982). As reactivations of inherited Proterozoic basement structures, they controlled

the regional tectonic evolution of the Paraná Sedimentary Basin since the Devonian (Ferreira, 1982).

The Guapiara Lineament comprises one of the four subparallel lineaments of the Ponta Grossa Arch orientated N40-60W, marked by numerous magnetic anomalies related to diabase dykes and/or fracture zones (Ferreira et al., 1981) (Fig. 01a). This lineament is considered one of the main conduits of lavas from the Paraná Magmatic Province volcanic spill (Ferreira et al. 1981), a Juro-Cretaceous volcanism associated with the Gondwana rupture (Milani, 2004), whose apex occurred between 130 and 133 Ma (Renne et al., 1992; Thiede and Vasconcellos, 2010; Rocha et al., 2020). This magmatism is represented by sills, spills, and swarms of thick diabase dykes (500m) (132 ± 10 Ma, Pinese, 1989) that occupy fault and fracture planes intruded into both Precambrian Ribeira Belt terrains and Paraná Sedimentary Basin rocks (Fig. 1c).

The basement in this region is composed, in general, of Meso- to Neoproterozoic supracrustal rocks of weak to medium metamorphic grade, which in turn overlie gneissic-migmatitic rocks (Basei et al., 2009, Heilbron et al., 2010). Compressive or right-lateral strike-slip shear zones, with NE-SW direction, form the limits of the main tectonic domains of basement. Overlying this basement are Paleozoic and Mesozoic sequences of sedimentary and magmatic rocks from the Paraná Sedimentary Basin, with a total thickness of about 7km. The basin is approximately 900km in width and 1800km in length and its origin is related to the stabilisation of the South American platform after the Brasiliano event, approximately 400 Ma. (Milani et al., 2007).

The Paraná Basin structural framework is formed by inherited NW-SE and NE-SW faults and fractures reactivated from the basement structures (Zalán et al. 1990), and by E-W and N-S strike-slip, neotectonic faults nucleated during the Neogene and Quaternary (Hasui, 2010; Salamuni et al. 2003; Chavez-Kus and Salamuni, 2008). In the early Cretaceous, the South-Atlantian event (Hasui, 2010) reactivated NW-SE structures, promoting distensional and magmatic processes linked to the Gondwana rupture, with magmatic manifestations represented by diabase dykes swarms (Ferreira et al., 1981; Zalán et al., 1990; Almeida and Carneiro, 1998). In this period, the Guapiara Lineament behaved as a rift zone about 600 km long and 20 to 60 km wide that conditioned the dykes' accommodation (Ferreira et al., 1981). Unlike the NW-SE structures, NE-SW structures remained tectonically inactive (Zalán et al., 1990).

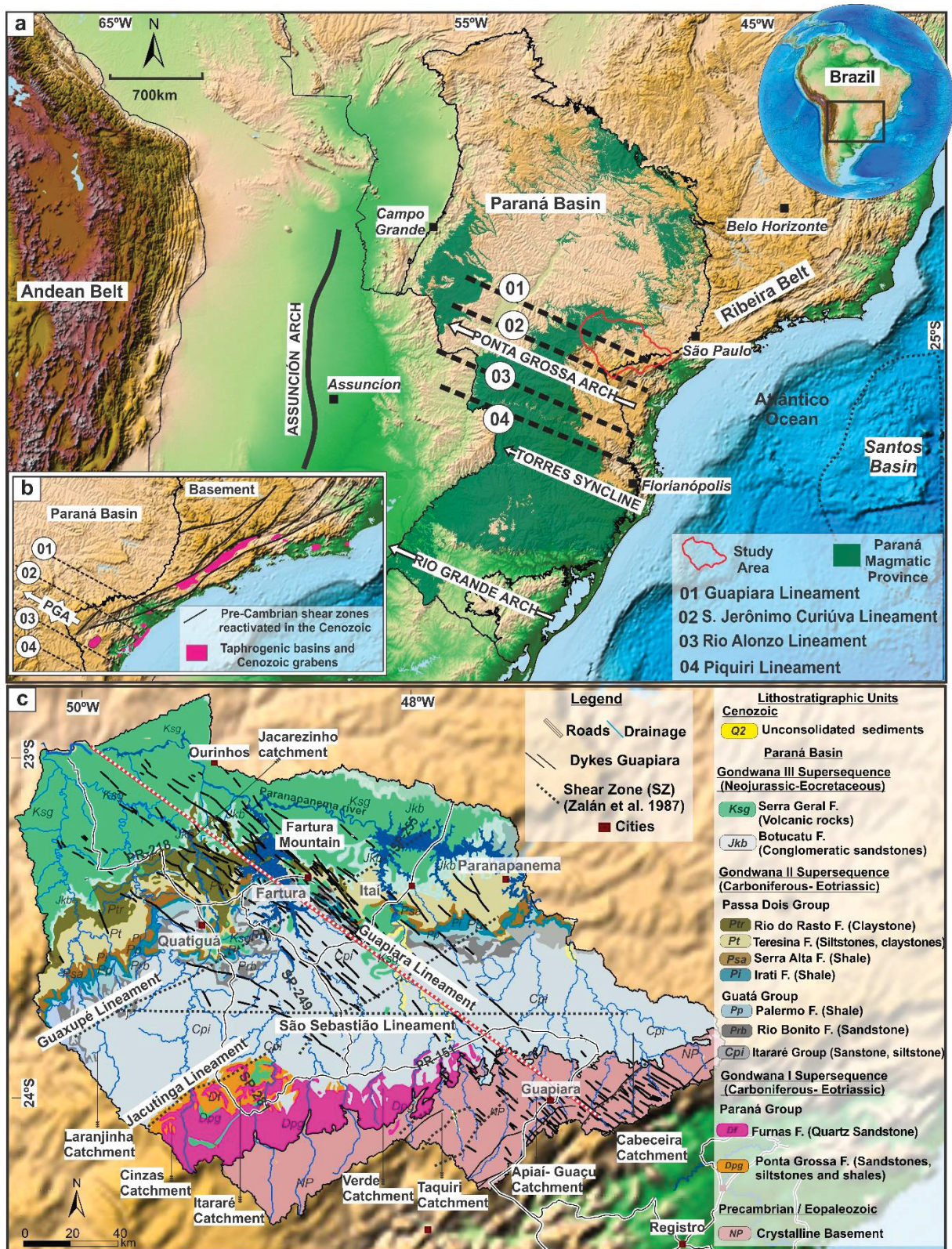


Figure 1 (a) Regional location of the Ponta Grossa Arch and Paraná Sedimentary Basin with the distribution of the Paraná Magmatic Province. (b) Detailed view of the the Ponta Grossa Arch, the lineaments (1 to 4) subparallel to it, the crystalline basement shear zones (NE-SW), and the Taphrogenic Basins of the Southeast Brazilian Continental Rift (pink). (c) Lithostructural distribution of the crystalline basement and Paraná Basin rocks in the Guapiara Lineament area.

16.1 Cenozoic Tectonics

Thermochronological studies using zircon and apatite fission-track and U-Th-Sm/He with structural geological analysis have identified tectonic manifestations in the Cenozoic that caused the structural reactivation of lineaments as well as the exhumation of the Ponta Grossa Arch (~40m/ Ma), both at the Upper Cretaceous-Paleogene and Paleogene-Neogene transition (Gallagher et al, 1995; Tello Saenz et al., 2003; Karl et al., 2013; Ribeiro et al., 2005; Hiruma et al., 2010; ; Franco-Magalhães et al., 2010; Engelmann de Oliveira et al., 2016; Engelmann de Oliveira and Jelinek 2017).

Strugale et al. (2007) identified a transtensional event with NE-SW to ENE-WNW SH_{Max} (Neocretaceous to Paleogene) responsible for the reactivation of structures recorded in dyke walls in the Ponta Grossa Arch. According to Machado Jr. (2000), the Guapiara Lineament helped in the generation of transtensional zones with preferential orientation to NW-SE reactivated in the Miocene, resulting in tectonic depressions in the Lower Ribeira do Iguape River Valley region, located in the adjacent region to the south of the studied area (Fig. 01).

Current knowledge of Cenozoic tectonics in southeastern Brazil, summarized by Riccomini et al. (2004), establishes five tectonic events from stratigraphic correlation and evolution of these depressions and rift basins (Fig. 01b): (i) extensional NNW-SSE tectonics in the Eocene-Oligocene; (ii) E-W left-lateral strike-slip with compressional NE-SW and extensional NW-SE in the Oligocene-Miocene; (iii) E-W right-lateral strike-slip in the Pleistocene-Holocene, with compressional NW-SE; (iv) new extensional tectonics in the Pleistocene-Holocene, with NW-SE Sh_{min} ; and (v) compressional E-W (ENE-WSW to WNW-ESSE) in the Holocene, associated with the lateral movement of the South American Plate (Salvador and Riccomini, 1995; Riccomini and Assumpção, 1999; Assumpção et al. , 2006; Chavez-Kus and Salamuni, 2008; Assumpção et al., 2016).

17 Methods

The cartographic base used for the research comprised the sheets Curitiba (SG-22), Iguape (SG-23), Folha Paranapanema (SF-22) and Rio de Janeiro/Vitória (SG-23/24), on a scale of 1:1000000 (IBGE, 1979), geological maps of the states of Paraná and São Paulo at 1:750,000 scales (CPRM, 2004). Digital Elevation Model (DEM) ALOS-PALSAR (Advanced Land Observing Satellite - Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) with spatial

resolution of 12.5m and GoogleEarth images, concerning the study area, were used for morphometric and geomorphological analysis. through ArcGis 10.3[©] software. Satellite images were projected in UTM coordinates and the typical voids in the models were filled in ArcGis 10.3[©].

17.1 Analysis of morphostructural elements

To analyze the evidence of the Guapiara Lineament and other structures in the topography, the lineaments were manually extracted at a scale of 1:200,000, observing positive and negative features. The lineaments were recognized and obtained by combining the solar azimuths 45°, 90°, 225° and 315°, via ArcGis 10.3[©] software, generated from the DEM. Subsequently, the AzimuthFinder extension (Queiroz et al., 2014) of ArcGis[©] was used to transform the shapefile compatible with the Stereo32 software (Roller and Trepmann, 2003), in order to generate diagrams of accumulated length and frequency rosettes.

The lineaments that correspond to the outcropping diabase dykes, represented as positive features in the topography in the NW direction. The lithostructural lineaments of the dykes were compared and later merged with the dykes already extracted by CPRM (2010) at 1:750,000 scale, to complement the database. The topographic lineaments extraction was associated with the observation of other topographic elements, which represent areas of escarpment, valleys and interfluves, topographic alignments. Relief and slope maps were generated by ArcGis[©] using the relief and slope tools, respectively. The swath-profile was obtained using the ArcGis[©] extension called SwathProfiler (Pérez-Peña et al., 2017).

17.2 Structural analysis

We made field steps for mapping brittle structures in the study area. Direction and dip data of fault planes and slickenlines through the compass. The fault kinematics were obtained through indicators along fault surfaces, according to Doblas (1998). Structural data were divided according to the geological domain (crystalline basement, Paraná Basin and Mesozoic dykes) in which faults were observed. Stereonet[©] software (Allmendinger, 2011) was used to generate stereograms, rosette and contour diagrams. To determine the stress fields, the fault measurements (direction, dip and slickensides) were plotted in the software WinTensor v.5.8.4 (Delvaux and Sperner, 2003), and later, paleotension graphs were generated.

17.3 Drainage analysis and application of geomorphic indices

We assessed whether or not the reactivated structures control the landscape in five sub-catchments on the Paranapanema river. Drainage patterns were recognized according to the concepts of Howard (1967) who presents the classification of drainage patterns and observes the close relationship between the different types of drainage patterns and the geological characteristics of the terrain. We recognized drainage anomalies according to the concepts developed by Ouchi (1985) and Schumm et al. (2000) to identify tectonic activity and base-level changes that can generate anomalous features. These anomalies are mainly drainage networks, such as river inflections, knickpoints, hanging valleys, river captures and asymmetrical valleys.

The drainage network and its attributes were obtained automatically from the ALOS-PALSAR imagery, using Hydrology tool from ArcGis at 1:200,000 scale. The main directions of the 1st and 2nd order drainages were generated and statistically treated using ArcGis and Stereonet© (Allmendinger, 2011) softwares, respectively.

A widely used metric for identifying tectonic or lithologic controls over the slope of river topography is k_{sn} (channel steepness index) (Kirby and Whipple, 2012). To generate the channel steepness index (k_{sn}) map for the drainage network, we used the empirical relationship, first recognized by Hack (1957), which expresses the slope (S) as a function of channel steepness (k_s) and drainage area (A), known as the slope-area power law relationship (Flint, 1974; Howard and Kerby, 1983):

$$S = K_s A^{-\theta} \quad (01)$$

where θ is the concavity index. Empirical studies suggest that the concavity index is generally in a range between 0.3-0.6 regardless of the uplift and erosion rates, unlike the steepness index (k_s) which varies with these factors (Kirby and Whipple, 2001; Tucker and Whipple, 2002; Wobus et al., 2006). For effective comparison between rivers with widely varying drainage areas, a reference concavity index (θ_{ref}) is defined:

$$S = K_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (02)$$

where k_{sn} is the same as k_s but normalized to the reference concavity.

The k_{sn} is affected by the choice of θ_{ref} ; the higher the θ_{ref} the higher k_{sn} (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012). Some authors have shown that steepness index has a positive relationship with lithological resistance to erosion; the more resistant the lithology to erosion,

the steeper the channel will be to maintain the same erosion rate, i.e., maintain equilibrium with uplift (Kirby and Whipple, 2001; Tucker and Whipple, 2002; Wobus et al., 2006). On the other hand, where rock strength and climate are relatively uniform, the spatial pattern of k_{sn} reflects variations in local uplift. In this case, channels with high k_{sn} may indicate greater tectonic uplift or incision rates (Wobus et al. 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al. 2013). Intraplate regions are characterized by a low rate of tectonic deformation, resulting in a low k_{sn} value range. However, in the study area, variations of k_{sn} 20-40 $m^{0.9}$ are significant. To calculate k_{sn} in this study, we used the DEM with processing via MATLAB using the automated slope-area regression in Topographic Analysis Kit (TAK) (Forte and Whipple, 2018); for k_{sn} map we used 0.45 for the θ_{ref} value.

17.4 Knickpoint Distribution

To identify lithologic and structural controls on the area's fluvial topography, we used χ (chi) – elevation plots following (Perron and Royden, 2013). Chi (X) is computed as:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx \quad (03)$$

where $A_0=1$ (reference drainage area) is assumed, $A(x)$ is the drainage area at the streamwise distance x from baselevel x_b (Perron and Royden, 2013). Equilibrium river channels appear as a straight line on the chi-elevation plot, and any inflections represent knickpoints, the slope of the line provides the k_{sn} value (Perron and Royden, 2013). Mudd et al. (2018) demonstrated that the concavity index influences channel straightness in chi-elevation space. In this study, we calculated the concavity index using Topotoolbox's `mnoptimvar` tool (Schwanghart and Scherler, 2014), which finds the concavity index theta (mn-ratio) that minimizes the variability of elevation values for similar values of chi. For each basin we generate the mn-ratio and use the value as a parameter to generate the chip plots.

The chi-plots were generated using a constrained regularized smoothing function (ChiPlot routine, TopoToolbox) with τ and K values of 0.1 and 1, respectively (Schwanghart and Scherler, 2014, 2017). The knickpoints were determined automatically using the Topotoolbox's `knickpointfinder` tool (Schwanghart and Scherler, 2017), with a topographic step tolerance of 30m based on a noise-magnitude identification routine.

18 Results

18.1 Structural and tectonic analysis

18.1.1 Lineament analysis

We traced 4,310 lineaments in the study area, being 410 lineaments of outcropping dykes and 3,900 linear topographic features (Fig. 02). The numerous outcropping diabase dykes are associated with the Guapiara Lineament and behave as elongate topographic features with kilometer-long extensions. They are concentrated in the southeastern region where they cut the basement and in the northwestern region (Fig. 02a). The topographic lineaments of the region are represented by aligned hills and escarpments (Figs. 02b-d), NW-SE direction lineaments correspond to lineation clusters well distributed throughout the study area, parallel to the Guapiara Lineament (Fig. 02b).

The NE-SW to ENE-WSW topographic lineaments are important features that occur throughout the study area (Fig. 02c). The number of NE-SW lineaments (n: 957) traced in the crystalline basement is greater than the NW-SE lineaments (n: 230). The E-W lineaments are also significant in the study area (n: 507) and form a well-defined zone in the sedimentary formations of the Paraná Basin, coinciding with the São Sebastião Lineament interference area (Fig. 2d). The N-S features are less prominent, totaling 120 traces (Fig. 02d).

In terms of cumulative length, the frequency and length rose diagrams of the outcropping dykes show little directional angular variation (Fig. 02e). For the linear topographic features, the main directions are N50-60E, N50-60W and E-W. In the basement area the dykes strike around N60W and cut valleys and ridges aligned to Precambrian NE-SW shear zones (Fig. 03a, b). Comparatively, the main direction in the Paraná Sedimentary Basin is N50W and subordinately N40W and N60W (Fig. 02a), whose most important concentration occurs near the Escarpment of the Fatura mountain range (Fig. 03c).

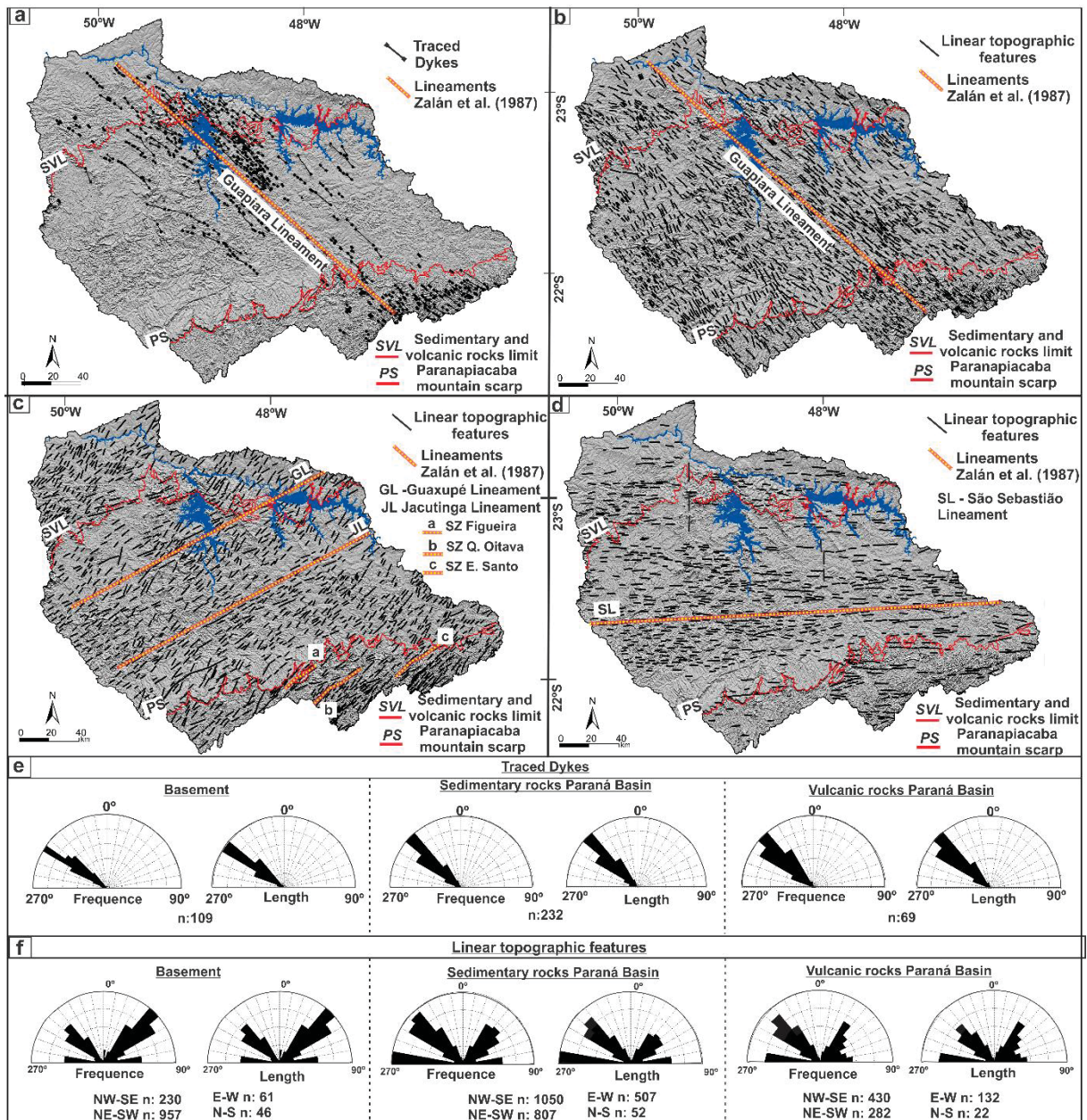


Figure 2: (a) Lineament map at 1:200,000 scale corresponding to the Guapiara Lineament outcropping dykes. Figures (b), (c) and (d) show the manually extracted topographic lineaments at the 1:200,000 scale in NW-SE, NE-SW, E-W and N-S directions, respectively, with associated lineaments and shear zones (SZ) according to Zalán et al. (1987). Figures (e) and (f) present the frequency and length rose diagrams for the outcropping dykes and topographic structures, respectively, which show the amount of the traced lineaments (n:) and main directions in each geological sector.

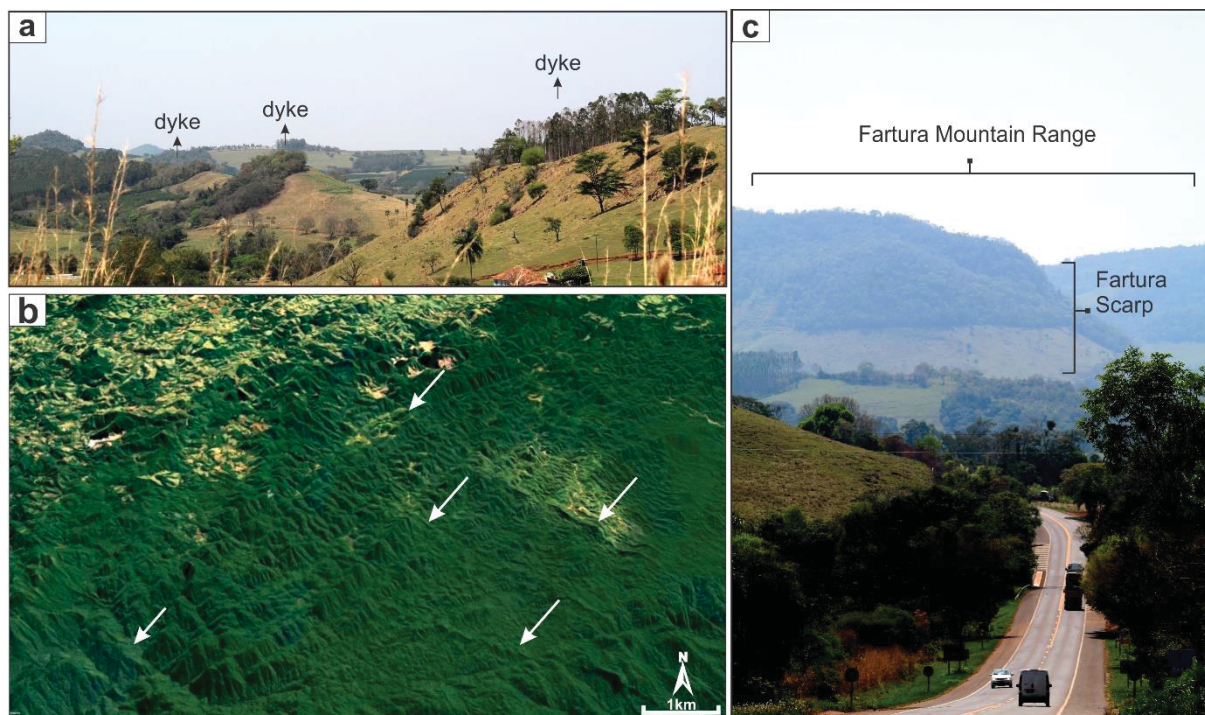


Figure 3: (a) Outcropping dykes with aligned relief in the Fartura river valley. (b) Google Earth image showing the aligned valleys and ridges of the NE-SW Precambrian shear zones, cut by NW-SE dykes (white arrows). (c) Escarpment of the Fartura mountain range, at Serra Geral volcanic rocks and Paraná Basin sediments boundary.

18.1.2 Structural findings

Approximately 356 fault planes were surveyed in the outcropping Mesozoic dyke domains, in the Paleozoic and Mesozoic rocks of the Paraná Basin and in the Proterozoic basement (Fig.04a). In general, medium- to high-angle dipping, frequently vertical, right-lateral and left-lateral strike-slip faults predominate, but, less commonly, medium- to high-angle normal faults occur (Fig.04a). The faults show decametric to decimetric planes, with irregular surfaces sometimes filled with manganese oxide and alteration clays. Slickenlines are well marked in the fault-filling minerals, with medium to horizontal rakes, characterizing pure strike-slip and oblique directional faults.

In summary, we observed normal faults in all three geological domains, with the majority being observed (Fig. 04b), with medium to high-dip planes with oblique components presenting predominantly in two directions: NE-SW (N59E/49NW) and NW- SE (N40W/88SW).

In the Mesozoic dykes the main movement of the transcurrent faults (N50W/86NE), concordant with the dykes, have predominantly sinistral kinematics, being the main movement of the Guapiara Lineament. Right-lateral faults have main directions NE-SW to NNE-SSW (N47E/84NW to N25E/85NW).

In the Paraná Basin (sedimentary and volcanic rocks of the Paraná Basin) we collected 142 measurements on faults (Fig.04b). The left-lateral strike-slip faults are oriented to NW-SE (N45W/74SW), NE-SW (N34E/88SE), E-W (N81E/88NW) and N-S (N4W/85NE). The right-lateral strike-slip faults are predominantly oriented to E-W (N85W/84NE) and NW-SE (N40W/85SW). The E-W right-lateral strike-slip faults are concentrated in the São Sebastião Lineament and its surrounding areas (Pt. 23, 25, 38 and 39 in Fig. 04a), sometimes with oblique kinematics.

We collected 100 fault measurements in the basement rocks (Fig.04b). The right-lateral strike-slip faults occur in all directions, predominating the direction NW-SE (N41W/84SW). The left-lateral faults the main directions are NW-SE (N50W/86NE) and E-W (WNW-ESE).

An outcrop example shows, in the axial region of the Guapiara Lineament (Pt-20 in Fig. 04a), dykes deformed by two sets of transcurrent faults NE-SW (N35E/85SE) right lateral and NW-SE left lateral (N50W/85SW) (Figs. 05a-c). We observe in the Itararé Group rocks (Figs. 05d-e) meter-long, polished planes of NW normal faults striking N80W/85NE (N317/50 slickelines) and N65W/55SW (N253/45 slickenline) Around the São Sebastião Lineament (Pt. 39 in Fig. 04a) a right-lateral N80W/85NE negative flower structure with N287/15 sub-horizontal striations occurs in the Itararé Group rocks (Figs. 05f-g).

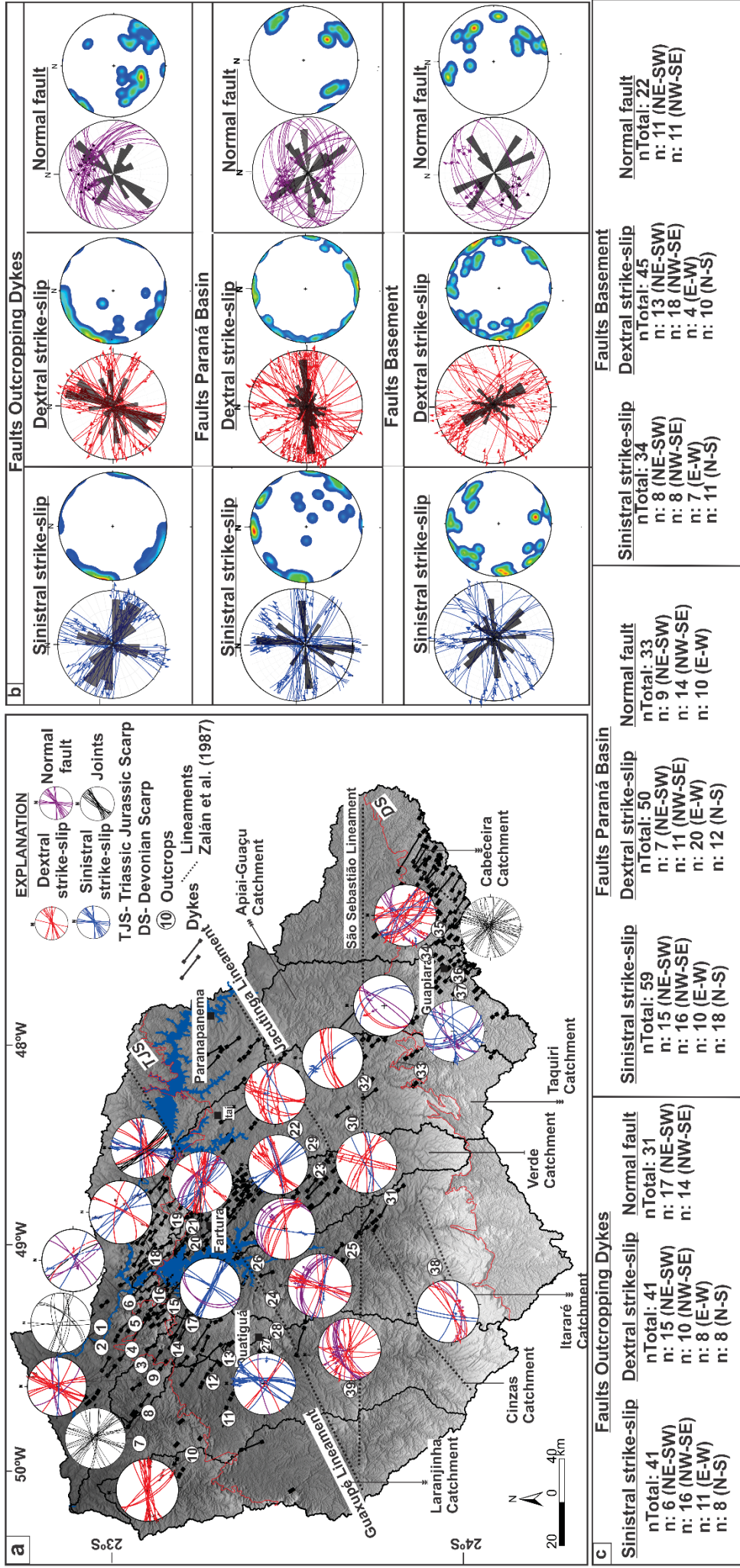


Figure 4: (a) Map showing the main outcrops with stereograms for mapped right-lateral strike-slip (red), left-lateral strike-slip (blue), normal (purple), and fractures (black). (b) Stereograms of fault populations in each sector with rose diagrams and respective contour diagrams showing the total mapped faults (nTotal) and the amount in each direction (n).

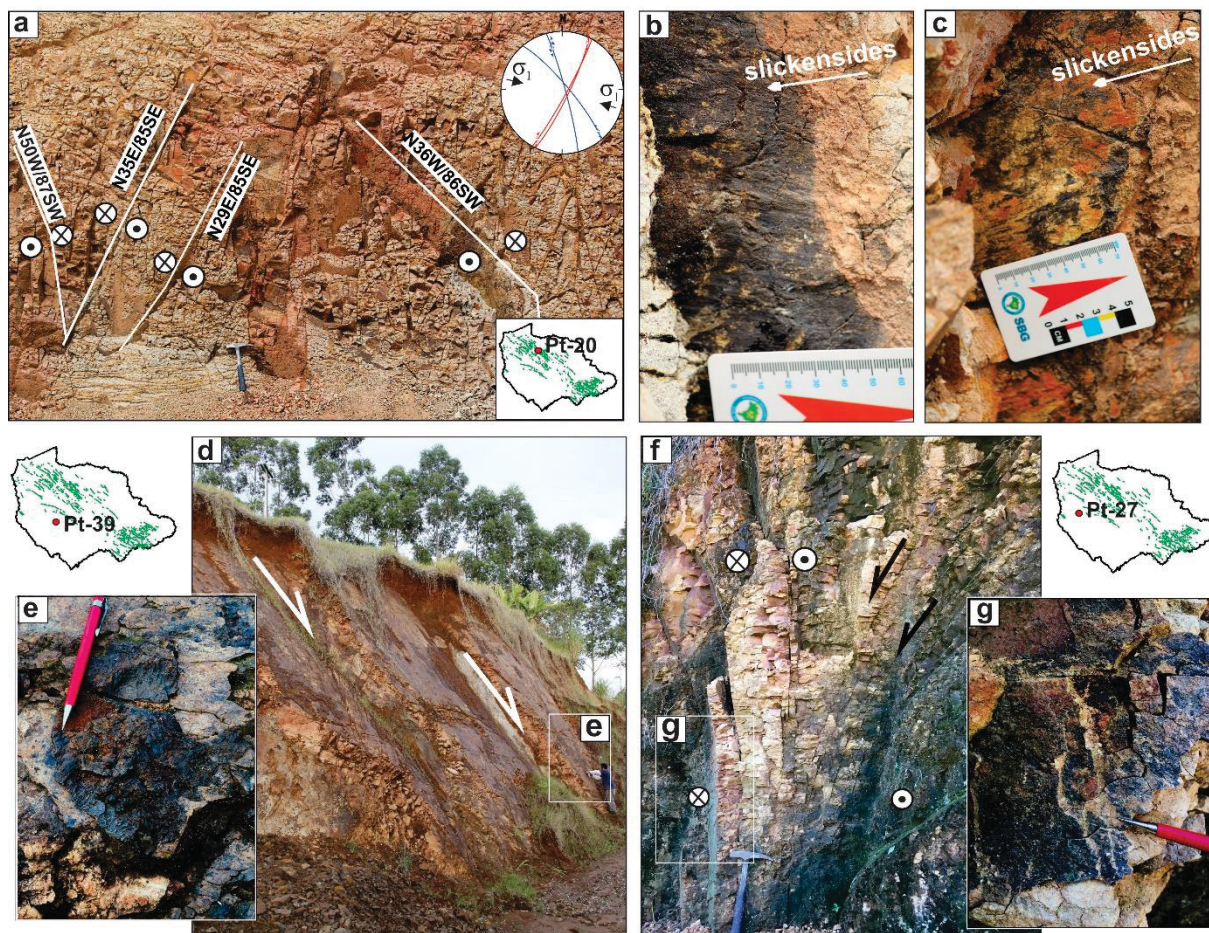


Figure 5: (a) NW-SE left-lateral and NNE-SSW right-lateral strike-slip faults cutting diabase dyke. (b) and (c) Detail of the N36W/86SW and N50W/87SW left-lateral strike-slip faults with striae (N174/15 and N322/25, respectively) marked in manganese oxide. (d) Negative right-lateral flower structure in the Itararé Group rocks, striking N80W/85NE with N287/15 sub-horizontal striations as shown in insert (e). (f) Metric NW-SE normal fault planes in the Itararé Group with detail in insert (g).

18.1.3 Synthesis of structural findings

Based on the geometric, kinematic evidence, and cross-cutting relationships, we synthesize the fault data into main regional patterns (Fig. 06a). This synthesis and the analysis of the kinematically compatible fault systems indicate that different deformational pulses acted in the region (Figs. 06b-d).

The study area was affected by three tectonic pulses (Fig. 06):

(a) compressional pulse with NE-SW SH_{Max} and NW-SE Sh_{min} , interpreted from N-S (NNE-SSW to NNW-SSE) right-lateral and E-W (WNW-ESE to ENE-WSW) left-lateral strike-slip faults and reactivation of NE-SW faults with right-lateral kinematics, with associated normal faults;

(b) a second deformational pulse with N-S SH_{Max} and E-W Sh_{min} that reactivated the NE-SW faults with left-lateral kinematics and the NW-SE faults as right-lateral strike-slip faults, favored by the pre-existing NW planes generated in the first pulse (Fig. 06b);

(c) a third deformational pulse with WNW-ESE SH_{Max} and NNE-SSW Sh_{min} , interpreted as having reactivated the E-W (WNW-ESSE and ENE-WSW) strike-slips with right-lateral kinematics. This pulse also reactivated NW-SE strike-slip faults with left-lateral movement and normal faults. Reactivated N-S left-lateral strike-slip faults represent the R' in Riedel's model (Fig. 06c). As well as N-S faults were reactivated with sinistral kinematics

18.2 Geomorphological analysis

18.2.1 Topographic analysis

The study area is characterized by three elevated low-relief areas limited by escarpments, which are bounded by lithological contacts. The first highland is underlain by the crystalline basement rocks that occurs as a band in the southern/southeastern portion of the area, limited by the Paranapiacaba mountain scarp (Fig. 07a). The escarpment of the Paranapiacaba mountain has a relief of more than 300m and an altitude of up to 1,300m. This site has a dissected, moderately steep topography (slopes from 15° to $>30^\circ$) and local relief of 100 to 200 m (Figs. 07d-e). Here, ridges are aligned in the NE-SW direction (Figs. 07b). The altimetric values, observed in the swath profile, show that this compartment is in a higher topographic position (Fig. 07f).

The second highland is formed by sedimentary Paleozoic Parana Basin rocks. The surface is moderately steep, with higher relief values mainly in the western portions (100-150 m) (Figs. 07a-e). The Paranapiacaba mountain scarp's reverse dips northwest and has small escarpments with structural control in the NE-SW direction (Profile A in Fig. 07f). Prominent features in the topography are represented by diabase dykes, while the valleys follow NW-SE and NE-SW lineaments (Figs. 07b-c). In the swath profile of this central portion, the altimetric values (maximum, medium and low) progressively decrease near the limit of the contact between the sedimentary and volcanic rocks of the basin. (Fig. 07f).

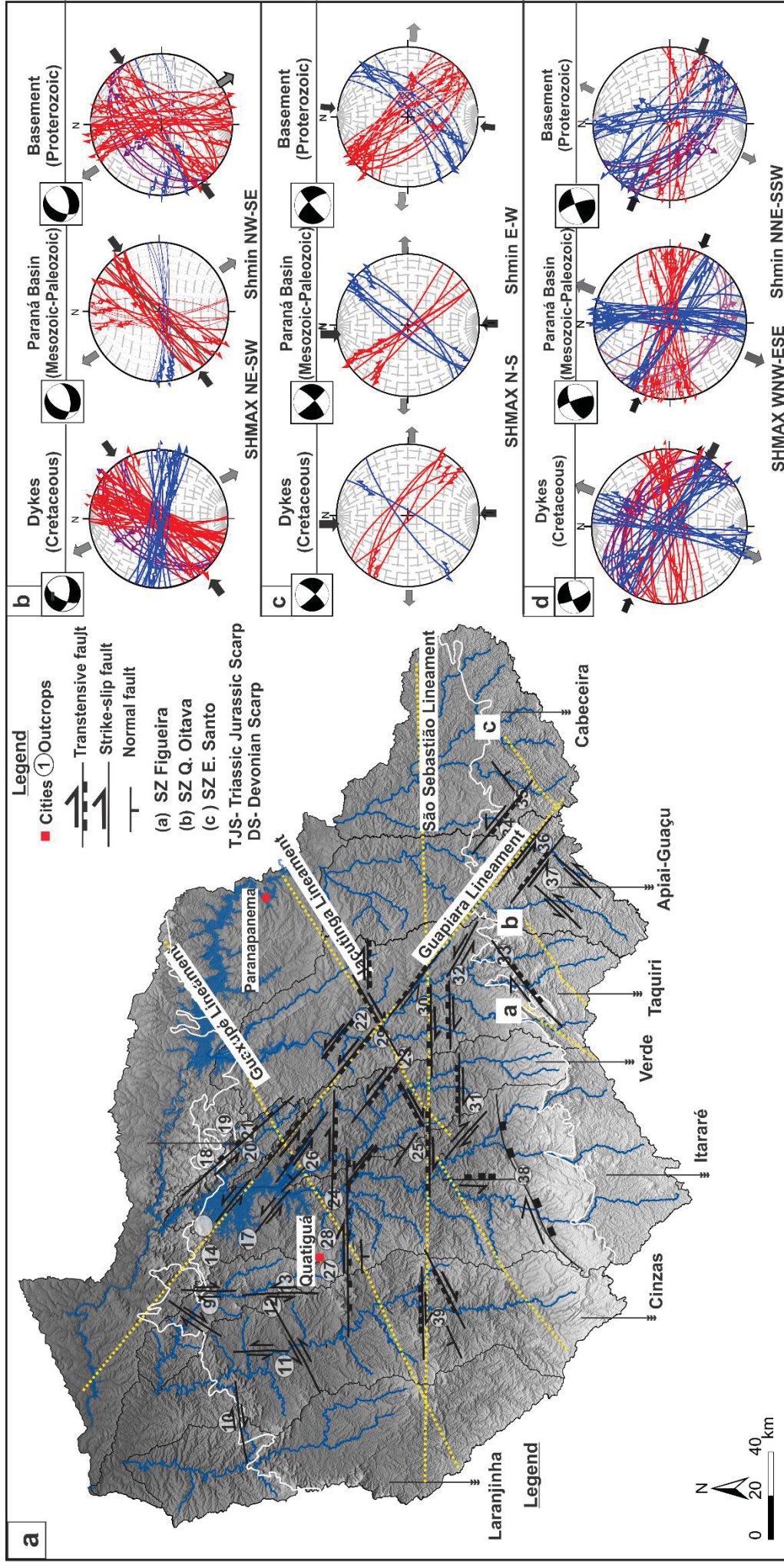
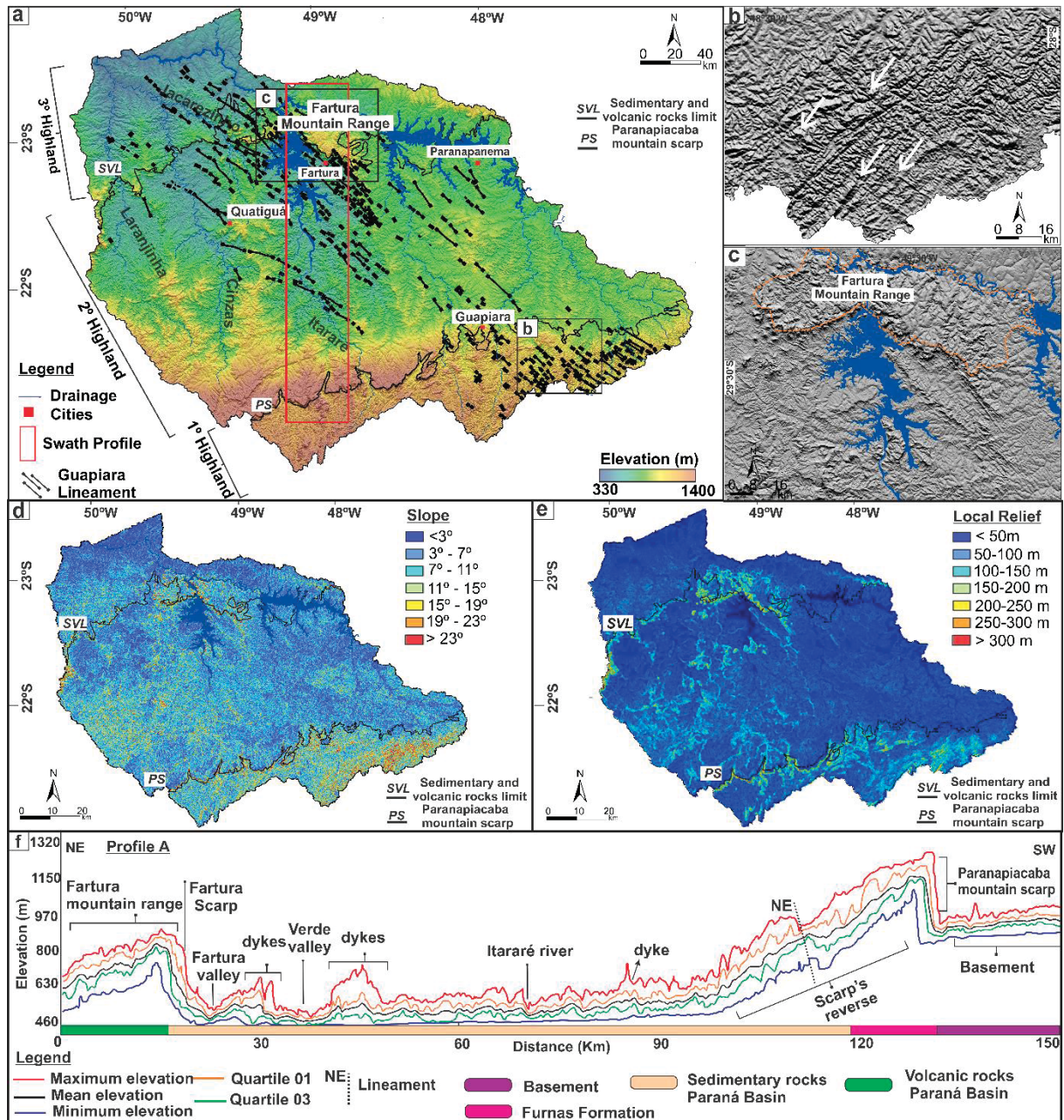


Figure 6: (a) Fault map of the study area, obtained from its geometrical evidence, kinematics. (b) (c) and (d) Diagrams indicating the probable directions of the paleostress that generated the deduced deformational pulses in each geological compartment. The blue faults represent left-lateral strike-slip faults, the red are right-lateral strike-slip faults, while the purple represent normal faults

The third highland is marked by sills of the Serra Geral Formation with rugged relief. The lithologic boundary with the Paraná Basin's sediments is best expressed in the Fartura mountain range Scarp with relief of about 300 m (Profile A in Fig. 07f).



18.2.2 Drainage analysis

We analyzed the catchments on the Paranapanema River left bank (Apiai-Guaçu, Taquiri, Cabeceira, Itararé and Cinzas Rivers) and the Jacarezinho and Laranjinha Rivers (Cinzas River sub-basins), and Verde and Fartura Rivers (Itararé River sub-basins) catchments (Figs. 08a-e). In general, the analyzed river basins have varied areas and the largest ones are the Itararé, Taquiri and Cinzas rivers, with 5,351 km², 4,392 km² and 4,091 km², respectively, whilst the smallest basin is the Fartura river with about 300km². The rose diagrams show that the 1st and 2nd order drainages in all river basins are predominantly oriented to NW-SE and, to a lesser proportion, to NE-SW directions (Fig. 08a).

The drainage networks flow approximately from southeast to northwest. The middle course of the Verde and Taquiri river basins main channels are aligned to the Guapiara Lineament. The Taquiri river channel, after breaking from the NW-SE direction, makes a sharp curve and starts to flow in N-S direction (indicated by the arrows in Fig. 08d). There is a clear predominance of the NW-SE direction of the 1st and 2nd order drainages and a rectilinear drainage pattern in this direction (Fig. 08d).

The downstream portion of the Jacarezinho river basin are oriented to N-S direction and coincide with the direction of rectilinear tributaries of the Paranapanema river (indicated by the circle in Fig. 08c). The Jacarezinho river crosses a narrow valley over the Serra Geral Formation with an anomalous westward turn. On its right margin, the divide with the neighboring, N-S oriented basin is marked by low elevations, suggesting a possible wind-gap that once connected the two basins. Strike-slip N-S faults were mapped in this region, with left-lateral (N25E/80SE with 030/20 slickenside) and right-lateral (N20E/88NW) kinematics.

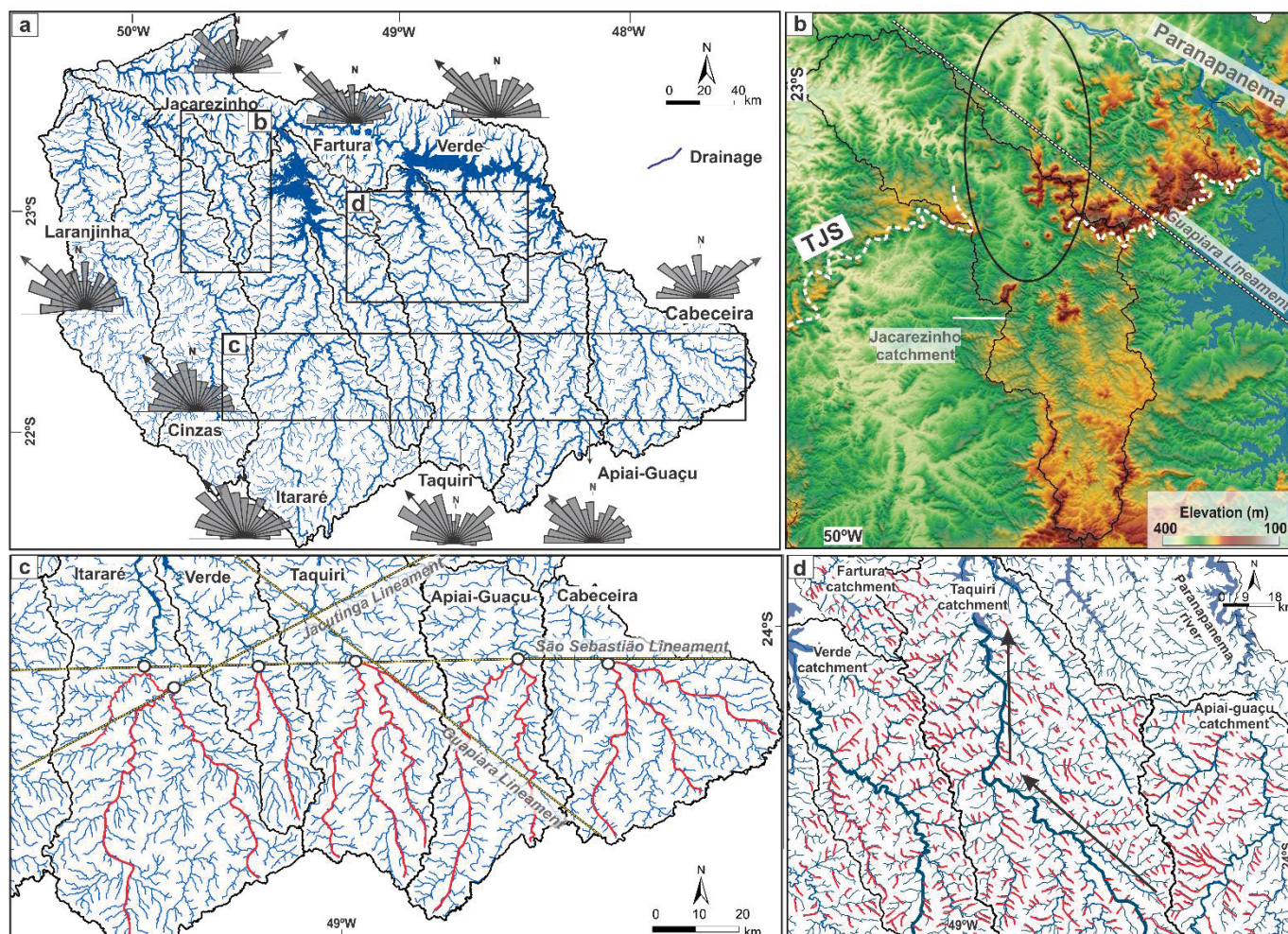


Figure 8: (a) Drainage map of the analyzed river basins with frequency rose diagrams indicating the NW-SE and NE-SW preferred directions of 1st and 2nd order drainages for each catchment. (b) the Upper Laranjinha river headwater in N-S direction coinciding with the direction of two straight tributaries of the Paranapanema river (indicated by the circle). (c) Main channels of the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira rivers converging in a single point in the São Sebastião Lineament region. (d) 1st order drainages (red) in NW-SE direction and the Taquiri and Verde rivers inflection towards this direction. When leaving the NW-SE direction the Taquiri river makes an accentuated curve and starts to flow in N-S direction (indicated by the arrows).

Downstream of the Paranapiacaba mountain scarp, the channels of higher order (4th and 5th) of the Cabeceira, Apuau-Guaçu, Taquiri, Verde and Itararé catchments converge at approximately the same latitude. This latitude coincides with the trace of the São Sebastião Lineament (Fig. 08c). A plot of drainage area versus distance from the headwaters reveals an drainage area gain coinciding with these trace of the fault (Fig. 09). This gain is consistently positioned approximately 80 km from the headwaters of each basin. Fig. 11 shows that upstream of the São Sebastião Lineament, most tributaries follow a roughly logarithmic downstream gain in drainage area. This trend is abruptly interrupted at the lineament but resumes a smooth profile downstream of the structure (Fig. 09).

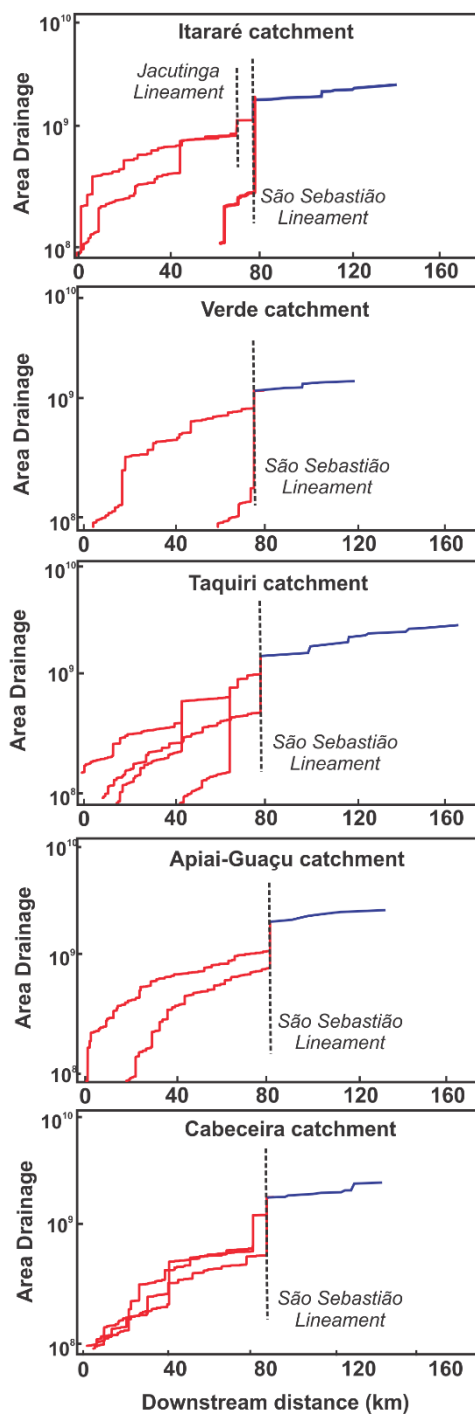


Figure 9 Drainage area versus distance from the headwaters of the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira river basins showing the main slope break after crossing the São Sebastião Lineament.

18.2.3 Spatial distribution of the knickpoints and normalized channel steepness index (k_{sn})

A map of channel steepness (k_{sn}) patterns highlights that most of the high k_{sn} values coincide with the highest areas, e.g. Fartura mountain range and the Paranapiacaba mountain scarp's reverse (Fig. 10). We observe locally higher k_{sn} values ($\sim 52 - 95 \text{ m}^{0.9}$) in the scarp and along the Cinzas, Itararé, Verde and Taquiri rivers catchments coinciding with a change in lithology from sandstones from the Itararé Group rocks to quartz-sandstones from the Furnas

Formation. In the basement, the headwaters of the Apiai-Guaçuand Cabeceira rivers (Fig. 10) have high k_{sn} values ($\sim 45-70 m^{0.9}$), indicating lithological control.

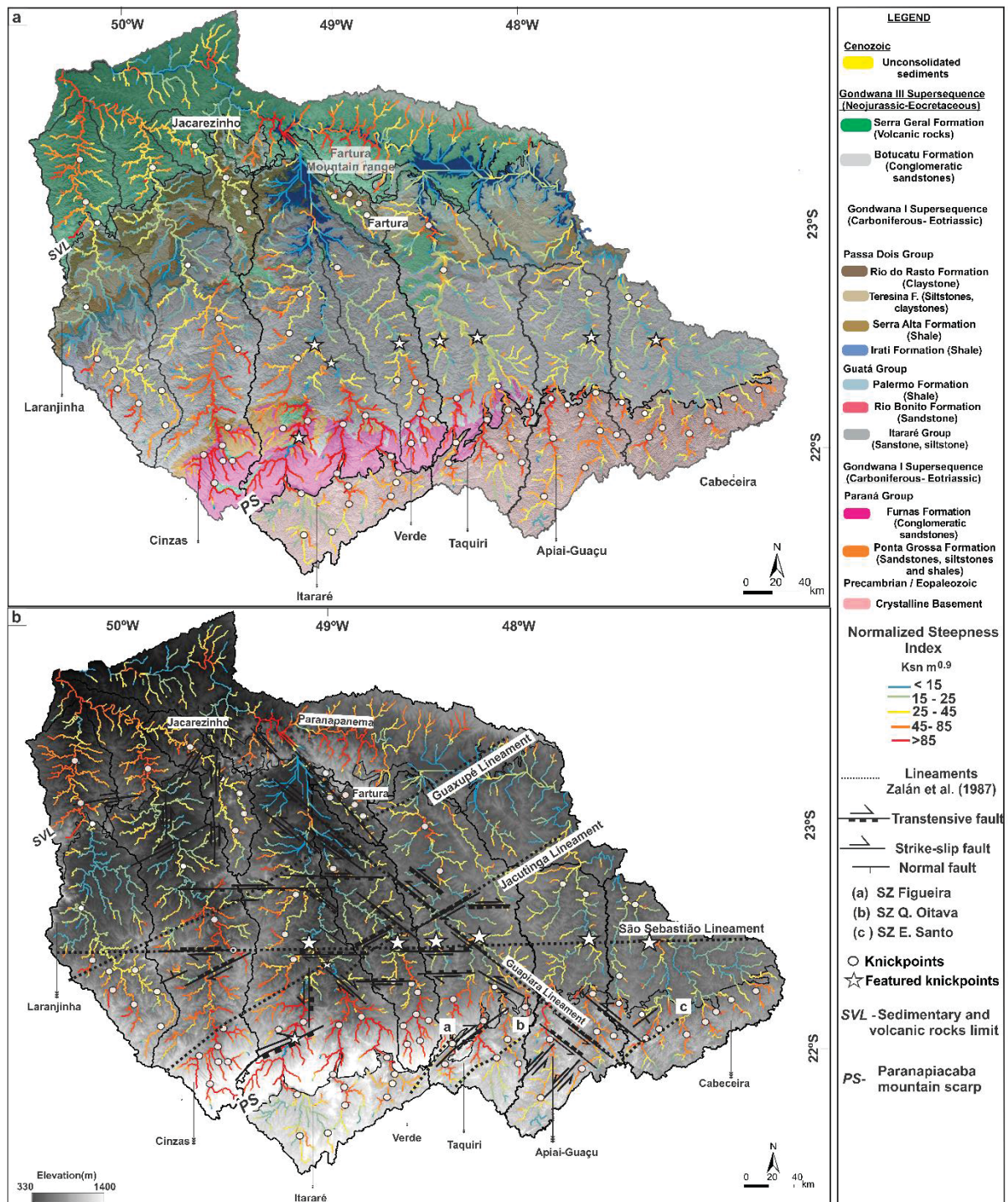


Figure 10: (a) Distribution map of k_{sn} values, the drainage is represented in the form of logarithmic deviation from an ideal profile, where the blue shades mean smooth altimetric deviations and concave reaches, the reddish shades - convex reaches in the channel profile - configure possible knickpoint locations and the intermediate colors represent transitional regions. The highest values are associated with the Fartura mountain range and Paranapiacaba mountain scarp's elevations. Note the distribution of knickpoints (white stars), which are aligned to the São Sebastião Lineament. (b) Distribution map of k_{sn} values and possible associations with the mapped faults and the main structural lineaments according to Zalán et al. (1987).

In general, the river basins that have their upper reaches flowing over the basement and/or over the Furnas Formation, present chi-plots with a "ladder" aspect and knickpoints with high k_{sn} ($\sim 45-96 \text{ m}^{0.9}$) in the headwaters (Fig. 11). However, knickpoints are also observed in portions where there are no changes in lithology and in the lower reaches of the rivers before the confluence with the main channel (indicated by star symbol in Figs. 10-11).

The basement is represented with a homogeneous pink color in the chi-plots and presents varied rocks with low to medium metamorphic degree limited by NE-SW shear zones or right-lateral strike-slip faults (Basei et al., 2009; Heilbron et al., 2010). Knickpoints at the headwaters coincide with lithological differences (Figs.10b-11), indicating possible lithostructural control.

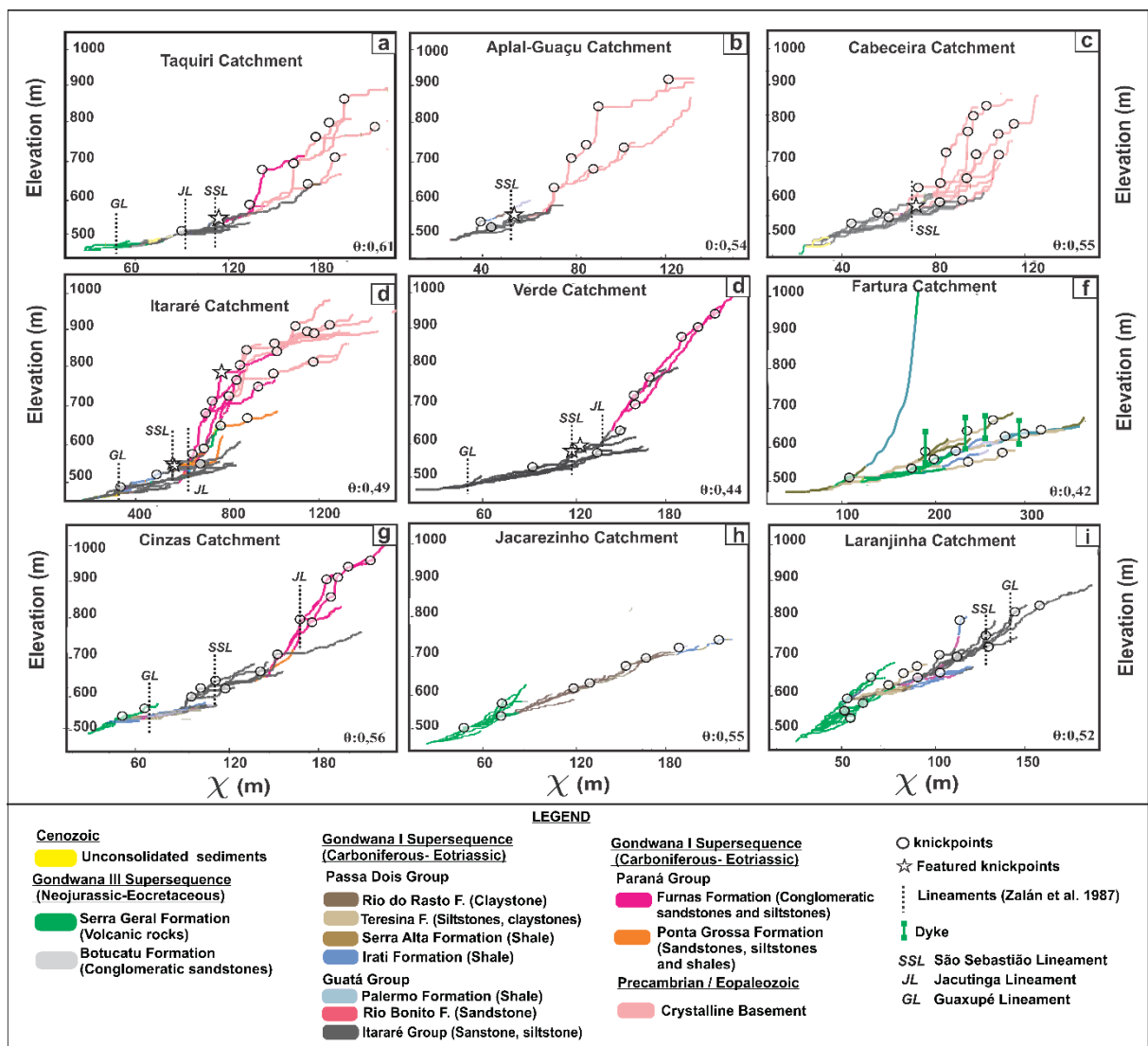


Figure 11: Chi-plots for the nine (09) river basins with the lithology over which each river flows. Knickpoint (kp) occurrence locations are marked with circles. Major kp are represented by star. Despite the influence of lithology, there are significant kp associated with lineaments in the area.

The dykes of the Guapiara Lineament constitute positive features in the relief and also promote high k_{sn} (Fig. 12) and which are deformed by faults with vertical displacement, as shown in Fig. 05. For example, the Fartura river basin is located in a region with high dyke concentration, particularly in its right banks (Fig. 12). Here, high k_{sn} values ($\sim 40-90 \text{ m}^{0.9}$) and knickpoints mark tributaries which cross these geomorphological barriers (Figs. 12a-c). This occurs similarly in the right bank tributaries of the Verde River basin (Fig. 12d). Interestingly, where there are no dykes in the left bank of the Fartura River basin (Fig. 12a) or where dykes form drainage divides (Fig. 12e), we observe lower k_{sn} values ($\sim 24 \text{ m}^{0.9}$), suggesting that the dykes maintain the high channel slope.

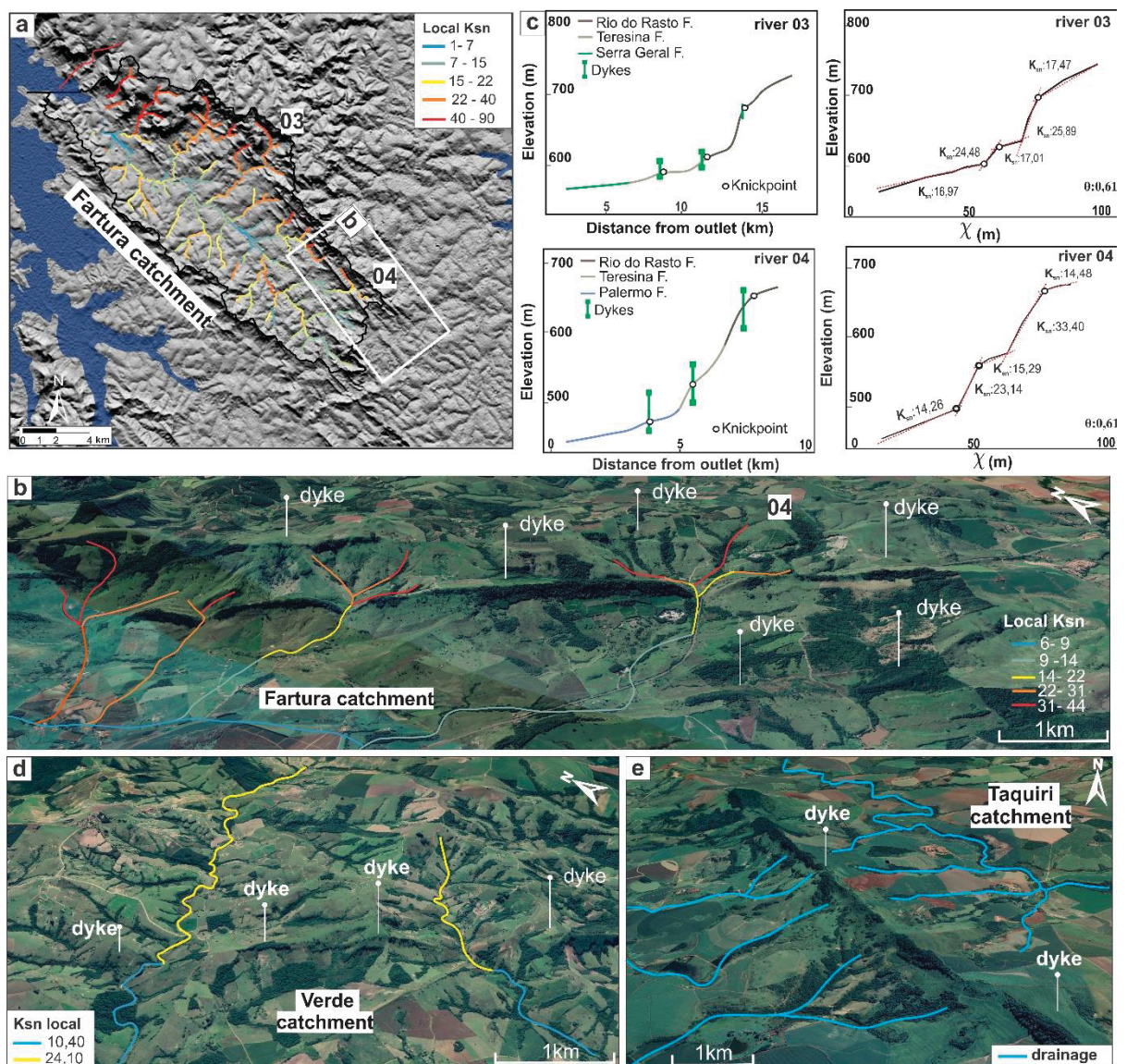


Figure 12 (a) Fartura river basin with the k_{sn} values representation, details shown in insert (b) and (c) Longitudinal profiles and Chi-plots of two tributaries of the Fartura river. (d) Verde River right bank tributaries, it is observed that the k_{sn} values are higher upstream of the dykes and NW-SE 1st order valleys occurrence. (e) Mesozoic dyke in the interfluvium of Taquiri River tributaries (imagery obtained from Google Earth).

The knickpoints in the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira river basins are concentrated around 550 m altitude and with k_{sn} values ($\sim 20-40 \text{ m}^{0.9}$), which are associated with confluence zones of drainage and chandelier patterns (Figs. 08c and 10). In order to better observe possible drainage captures in the confluence zones, the chi-plots were redone excluding the drainage areas downstream of the São Sebastião Lineament (Fig. 13a). The results show knickpoints in the elevation range between 530 and 550 m, close to the São Sebastião Lineament (Fig. 13b). In this region, E-W (N80W/87NE) and NE-SW (N60E/87NW) transtensional faults were mapped. In the Taquiri River basin, a tributary river flows parallel to a NW-SE (N60W/86SW) left-lateral transtensional fault, which is associated with the Guapiara Lineament (Figs. 13a). The basin is asymmetric about the NW-SE trend, with k_{sn} values that decrease upstream (Fig. 13c). The plot shows the occurrence of knickpoints along the channels, which are not associated with lithological change (Figs. 13d-e).

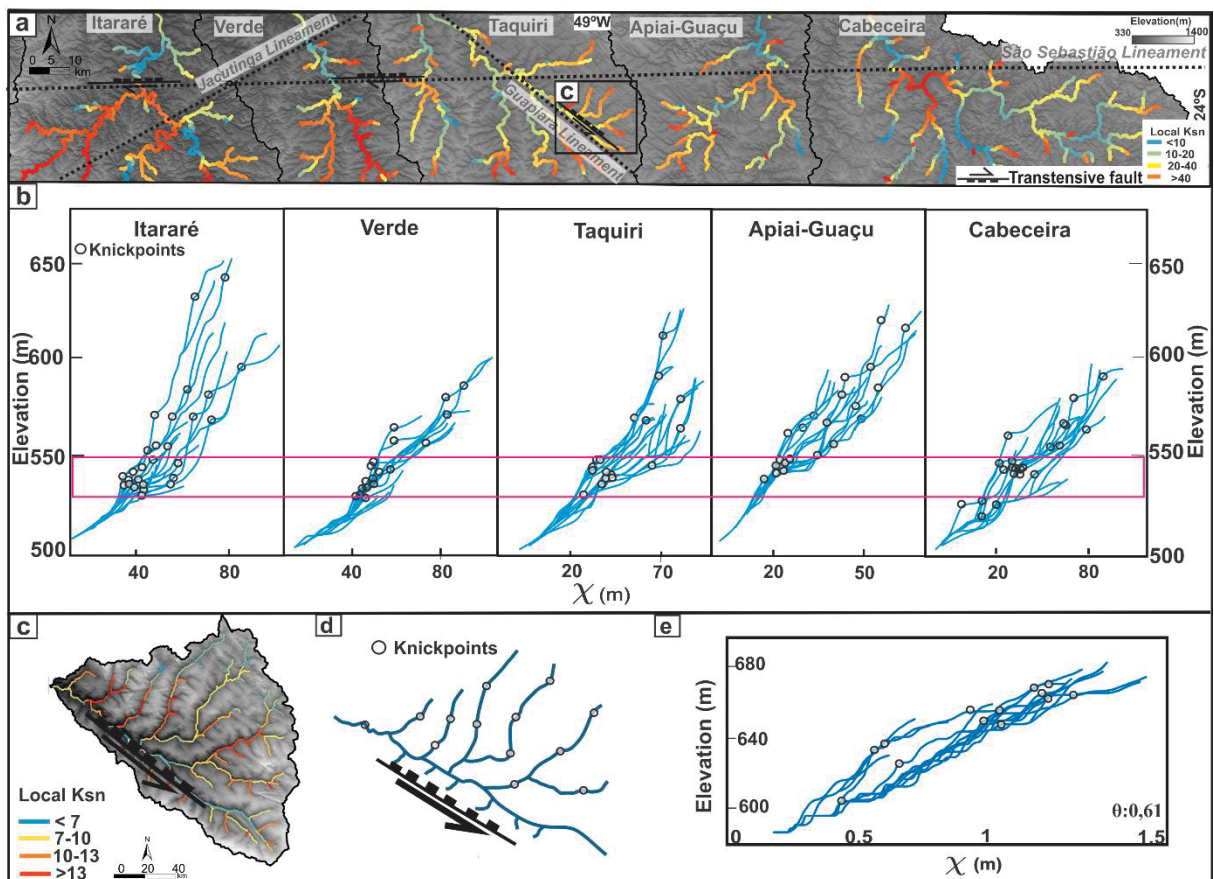


Figure 13 (a) Image with the Itararé, Verde, Taquiri, Apiai-Guaçu and Cabeceira river basins k_{sn} values, limited by the São Sebastião and Guapiara lineaments and coincident with the mapped faults. (b) Chi-plots indicating knickpoints (circles) in the elevation range between 530 and 550 m. (c) Detail of the Taquiri River sub-basin k_{sn} values, with asymmetric fluvial valley and main channel parallel to NW-SE (N60W/86SW, slickenside 160/84) left-lateral transtensional fault. (d) Schematic drawing of the Taquiri River sub-basin with circles indicating the presence of knickpoints. (e) Chi-plot of the Taquiri River sub-basin, showing knickpoints represented by circles.

In the lower Itararé, Taquiri, Apuau-Guaçu, and Cabeceira river basins it is observed that the channels are confined to a narrow valley, forming a reach of anomalous meanders limited by E-W and NW-SE fault segments (Figs. 14a-d). Cenozoic alluvial sediment accumulation with lateral migration occurs in this reach (Figs. 14c-e). In this portion of the Itararé River, this frequent meandering is limited by E-W (N80W/85NE) right-lateral transtensional faulting, where the river shows southwestward displacement leaving abandoned meanders on the right bank, near the fault (Figs. 16b-c). This characteristic explains the low k_{sn} values ($<15 \text{ m}^{0.9}$) in this portion, while the k_{sn} values are higher upstream and downstream of the anomaly, as observed in the Cabeceira River basin (Figs. 14d-e). In the Taquiri River basin, the interaction of E-W (N74W/85NE) right-lateral transtensional faults with NW-SE (N80W/85NE) left-lateral transtensional faults.

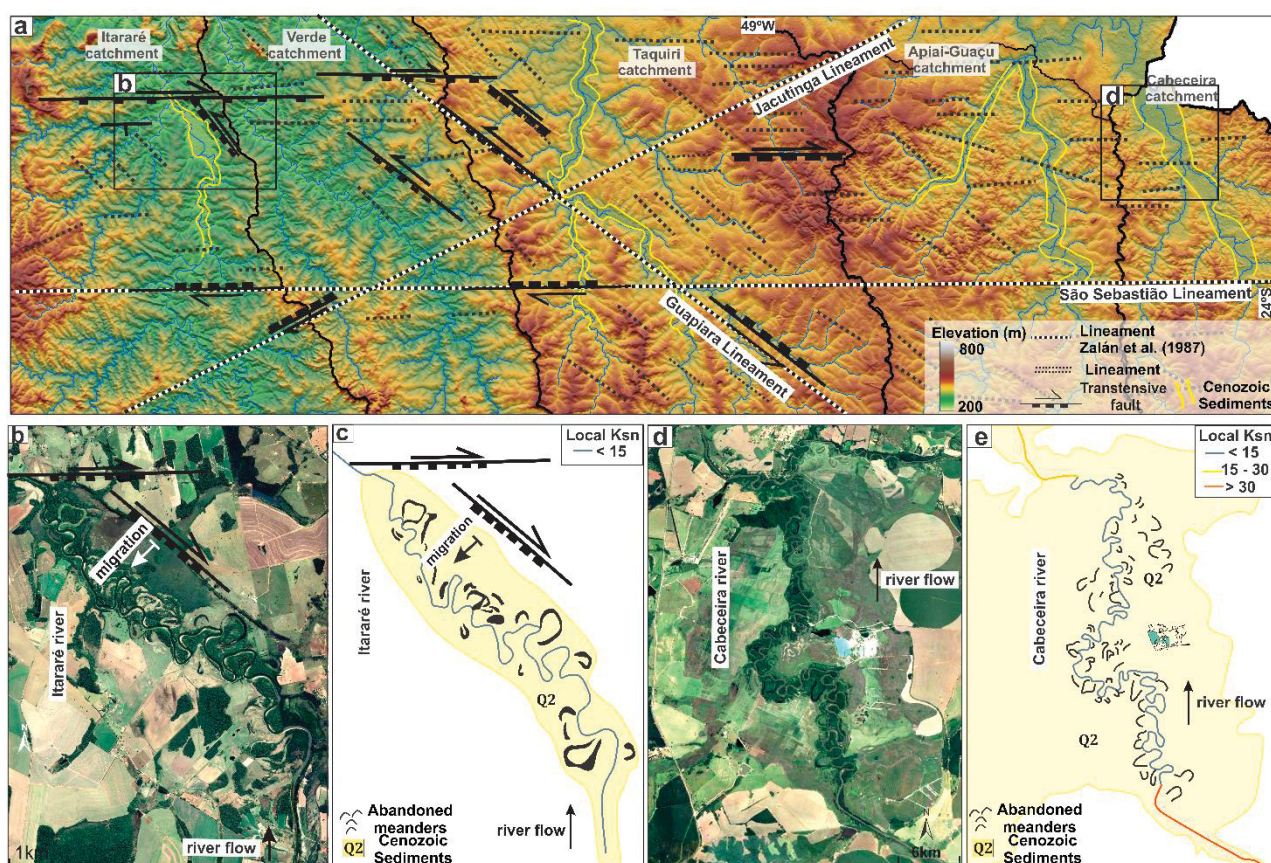


Figure 14 (a) Drainage map of the lower Itararé, Apuau-Guaçu, Cabeceira, and Taquiri river basins, showing area of Cenozoic alluvial sediment accumulation and lineaments and faults that occur in the region. (b) Meandering portion of the Itararé River delimited by E-W transtensional faults; the river is displaced to the left indicating a probable channel migration (indicated by the arrow). (c) Schematic drawing of the Itararé River, showing Cenozoic alluvial sediment accumulation (Q2) and abandoned meanders, as well as k_{sn} values. (d) Entrenched and meandering segments of the Cabeceira River (e) Schematic drawing of the Cabeceira River, showing Cenozoic alluvial sediment accumulation (Q2) and abandoned meanders, as well as k_{sn} values.

High k_{sn} values ($\sim 52 - 95 \text{ m}^{0.9}$) found in Paranapiacaba mountain scarp's reverse, mainly constituted by Furnas Formation sandstones, show associations with the anomalous chandelier

patterns, NE-SW segments with N-S oriented tributaries (Fig. 15a-d). This morphology may be associated with left-lateral transtensional faulting, as observed in the Itararé river catchment where part of the drainage system may have been captured by fault evolution (Figs.15b-d). In the Itararé river basin, the ENE-WSW lineament is a right-lateral transtensional fault, striking N80E/88SE (slickenside 211/87), more than 6 km long that forms a southeast-dipping fault scarp that promotes northeastward displacement of the main channel (Figs. 15a-c). This results in chandelier drainage anomalies, elbow-like patterns, and drainage captures on the scarp's reverse and channel abandonment (Figs. 15c-d).

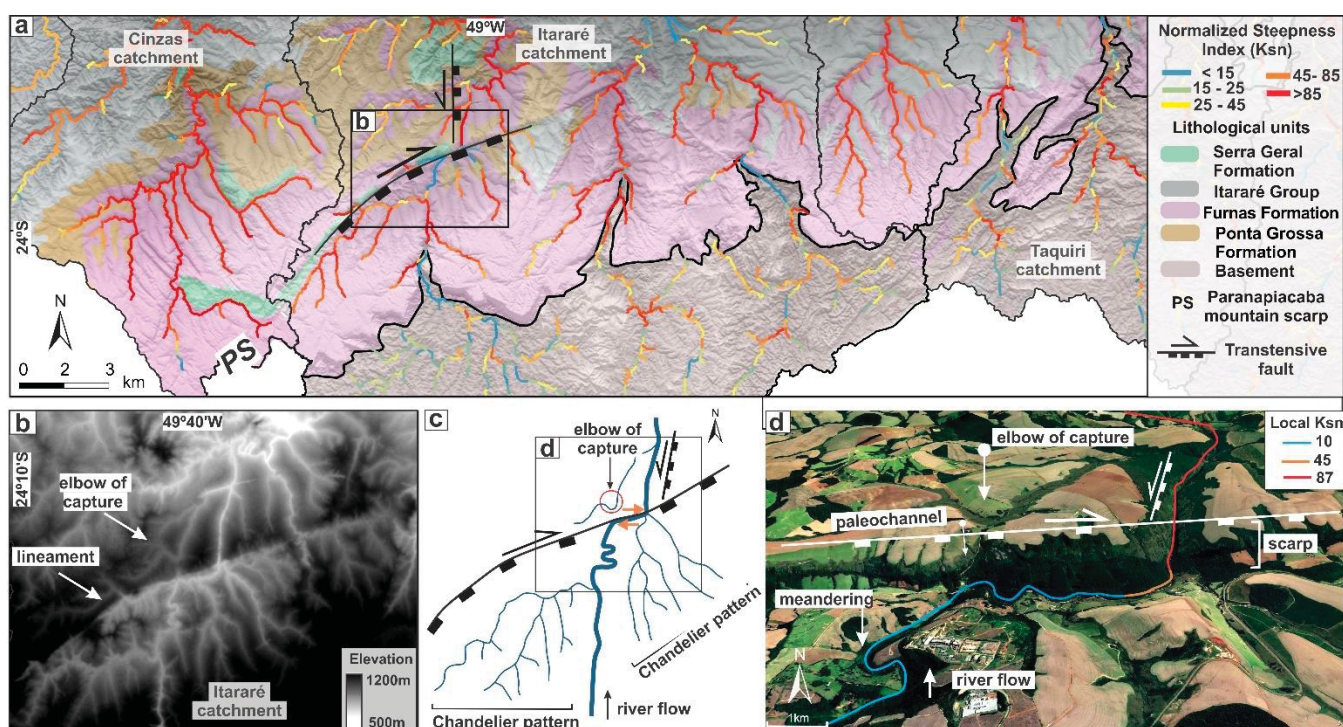


Figure 15 (a) Map showing the high k_{sn} value portion at the Paranapiacaba mountain scarp's reverse associated with NE-SW and N-S faults producing drainage captures in the Itararé River basin. (b) Capture detail on hypsometric map with schematic model of the N80E/88SE fault (211/87 striae) with development of chandelier pattern, represented by the schematic drawing in insert (c). Figure (d) shows the drainage deflection following the E-W right-lateral transtensional fault scarp on Google Earth imagery.

19 Discussion

The Ponta Grossa Arch evolution is associated with uplift of the southeastern Brazil that occurred mainly from the Lower Cretaceous. This morphostructural feature has recorded several tectono-magmatic and uplift events, which are reflected in the Guapiara Lineament (Almeida and Carneiro, 1998; Rostirolla et al., 2005; Strugale et al., 2007; Franco-Magalhães et al., 2010). The Guapiara Lineament represents the northern limit of the Ponta Grossa Arc (Ferreira et al., 1981; Machado Jr., 2000), and according to Meisling et al. (2001) and Souza et

al (2009) spreads to the offshore portion of the Atlantic Ocean, as a transfer zone in the Santos Basin, one of the most important oil basins in Brazil.

When investigating the recent tectonic reactivations in the study region, we were confronted with the existing difficulty in recognizing the post-Mesozoic tectonics since it is an intraplate environment, apparently stable, and/or because of the low rate of tectonic deformation. In this section, we interpret the structural and geomorphic data and discuss their importance in identifying intraplate faulting.

The study area is composed of morphostructural features represented by the Paranapiacaba mountain scarp (boundary of the Precambrian basement rocks and the Paraná Basin sedimentary rocks) and the boundary of the Paraná Basin sedimentary rocks and the Serra Geral Formation volcanic rocks. Additionally, it presents important tectonic features represented by the Guapiara, São Sebastião, Jacutinga and Guaxupé lineaments and the ancient shear zones. Thus, these are fundamental variables that control the landscape evolution and drainage reorganization, associated with climatic factors that also changes the landscape.

19.1 Structural analysis: characterization of fault systems

The strike-slip (NE-SW, NW-SE, E-W) and normal (NE-SW, NW-SE) faults show good correspondence with the linear topographic features as well as the lineament traces established by Zalán et al. (1987). In the basement, NE-SW lineaments have main direction N40-60E that correspond to the right-lateral shear zones that occur there (Espírito Santo, Quarenta Oitava and Figueira shear zones), besides associated faults striking NE and ENE directions (Heibron et al., 2008; Basei et al., 2008) (Fig.4c). In the Paraná Basin, the NE-SW to ENE-WSW (N40-70E) clusters correspond to the Guaxupé and Jacutinga lineaments interference areas (N60E to N70E), inherited from the basement (Zalán et al., 1990) and represented on the surface by aligned valleys and scarps.

The N-S strike-slip faults, on the other hand, are not as evident as topographic expressions. However, they seem to coincide with abrupt changes in drainage network segments, such as the one observed in the Jacarezinho River (Fig. 08d). Another significant surface expression of faulting is the NE-SW strike-slip faults with medium dip-angle and oblique striations (transtensional faulting) which formed the topographic escarpment in the Itararé river catchment and favored river beheading and drainage capture (Fig. 15). These observations are consistent with previous studies which have reported the importance of N-S

faults as new Cenozoic features in the control of drainage basins in southeastern Brazil (Hasui, 2010; Morales et al., 2001).

The E-W and NW-SE strike-slip faults, in the São Sebastião and Guapiara lineaments region, are associated with the oblique strike-slip regime and associated normal faults. The E-W normal faults with medium ($\sim 50^\circ$) to high dip ($\sim 75^\circ$) angles and negative flower structures are related to the E-W right-lateral strike-slip system (Fig. 05).

The relative chronology of the tectonic pulses shown in this study matches the fault cross-cutting relationships and comparison of paleostress studies in the Cenozoic context of southeastern Brazil, as summarized by Silva and Mello (2011) and Salamuni and Fiori (2012). For example, we observe: (a) N40-70W strike-slip faults with azimuth concordant with the dykes along the Guapiara Lineament, that is, post-Eocretaceous faults; (b) deformation of the dykes by E-W strike-slip faults and N-S faults, which represent relevant new structures in the southeastern Brazil Cenozoic tectonics (Hasui, 2010; Morales et al, 2001); (c) superposition of fault orientations, recognition and description of regional tectonic events. These indicate the reactivation and nucleation of faults, due to different post Eocretaceous tectonic events (Machado Jr., 2000; Riccomini et al., 2004; Strugale et al., 2007; Franco-Magalhães et al., 2010; Vedovello, 2017). The identified faults deform all three geological compartments of the study area: the Proterozoic basement, Paleozoic sediments, and the Mesozoic volcanic spills of the Paraná Basin.

19.2 Distinguishing geomorphic signatures of fault reactivation and lithologic controls

The lithological variations influence channel steepness index (k_{sn}) and the generation of knickpoints (see Fig. 10). The portions of high k_{sn} values ($>45 \text{ m}^{0.9}$) clearly coincide with areas of higher elevations and occur over resistant rocks, as in the crystalline basement (e.g. headwaters of the Apiai-Guaçuand Cabeceira river basins), in the volcanic rocks of the Serra Geral Formation (e.g. downstream of the Jacarezinho, Cinzas and Laranjinha river basins), and in the quartzitic sandstones of the Furnas Formation that sustain the Paranapiacaba mountain scarp's (e.g. the Verde, Itararé, Taquiri and Cinzas river basins). This occurs because the more resistant the lithology, the steeper the channel must be to keep at the same erosion rate to maintain equilibrium with uplift (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013).

Knickpoint analyses along the southern and southeastern Brazil passive margin have been performed and the results obtained are in agreement with what is expected for active

environments (Sordi et al. 2018; Peyrerl et al., 2018; Santos et al., 2019a; Salamuni et al., 2021). The knickpoint distribution in our study area, shown in Fig.10, demonstrates transient topographic disequilibrium. Although there are slope breaks associated with lithologic variations, there are knickpoints related to faults and fractures, indicating that tectonic reactivations are causing relief rejuvenation and drainage reorganization (Fig. 10). There are indications of litho-structural control, such as those associated with the Guapiara Lineament dyke swarms, which appear to be important in maintaining the streams high slopes (e.g., Fartura River basin) (Fig. 12). However, despite the coincidence of high k_{sn} values with the dykes, the latter are deformed by faults with vertical displacement, and therefore it is difficult to attribute the effect on k_{sn} values and the generation of knickpoints to a single factor.

The Paranapiacaba mountain scarp's reverse, despite being underlain by the Furnas Formation, shows typical features of a tectonically active environment, as it is characterized as a transtensional fault scarp with a southeastward dip towards the headwaters of the Itararé River (Figs. 15c-d). The tectonic model points to N80E/88SE right-lateral transtensional faults with drainage deflection similar to that reported by Ouchi (2005) and Reitman et al. (2019) on the San Andreas Fault (Figs. 16a-c) and on the Red River Fault (China), a right-lateral strike-slip fault considered to be one of the largest in Asia (Replumaz et al., 2001). On the scarp's reverse we observe N-S and NE-SW lineaments in the relief that are associated with high k_{sn} values (Fig. 15a) and coincide with transtensive faults.

The inflections in river profiles in the basins which transverse the São Sebastião Lineament (Figs. 09-13b) coincide with right-lateral transtensive movement mapped in the field. We observe successive drainage capture elbows consistent with continuous fault displacement as shown in the numerical models analyzing the drainage response to strike-slip fault movement (Duvall et al., 2015; Reitman et al., 2019) (Fig. 16d). The tectonic influence in this portion is corroborated with the occurrence of high k_{sn} values downstream of the lineament not coincide with different litologies as well as knickpoints at elevations between 530 and 550 m in the main channels and their tributaries (Fig. 14b). The presence of knickpoints in this portion can be reconciled with base level drop caused by the transtensive movement of the São Sebastião Lineament. The knickpoints are not clustered at a specific elevation and chi; can be explained by the possible lithological variations present in the Itararé Group between the tributaries that could cause the knickpoints, generated by the transtensive fault, in the chi-z space (Figs. 13a-b), consistent with the fluvial response to tectonic faulting (Kirby and Whipple, 2012; Beeson and McCoy, 2020).

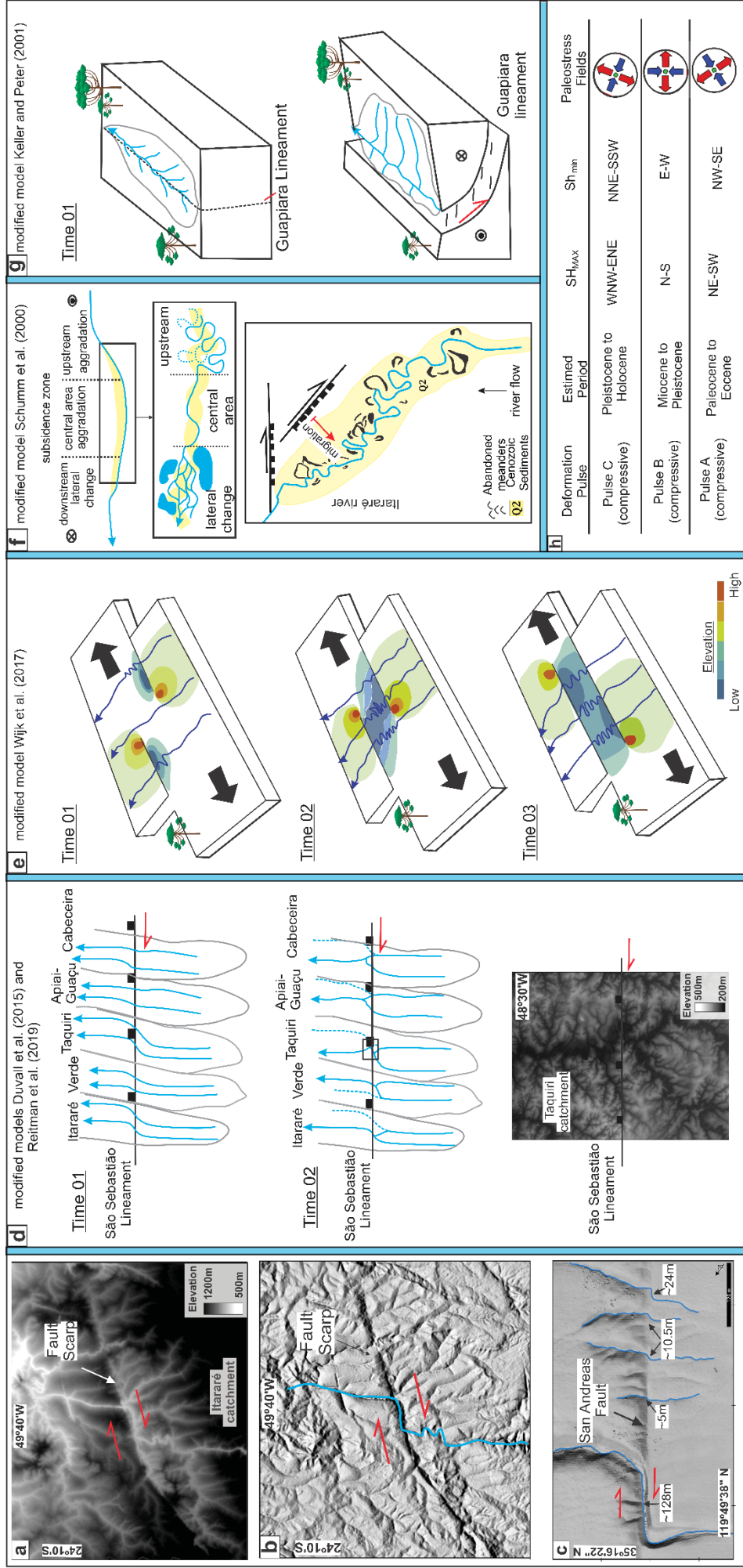


Figure 16 (a) and (b) Deflection of the Itararé River due to right-lateral movement of the E-W transensional fault, similar the San Andrea fault movement (c) (obtained from Reitman et al., 2019). (d) Schematic drawing of the drainage response to right-lateral transensional movement of the São Sebastião lineament, as modeled by Duval et al. (2015) and Reitman et al. (2019), with deflection of the Taquari River. (e) Relief tectonic subsidence and increased meandering due to right-lateral transension (model by Wijk et al., 2017). (f) Drainage response to subsidence (taken from Santos et al., 2019b). (g) Relative chronology of the Guapiara Lineament. (h) Relative chronology of tectonic pulses in the study area.

The confinement and meandering downstream courses of the Itararé and Cabeceira rivers, which exhibit increased sinuosity when crossing Cenozoic alluvial deposits (see Fig. 16), results from the nucleation of right-lateral transtensional faults parallel to the São Sebastião Lineament. Increased channel sinuosity and sediment input may be in response to channel adjustment to deformation, as modeled by Schumm et al. (2000) (Fig. 18f). The landscape deformation resulting in E-W cluster tectonic subsidence bounded by strike-slip faults is similar to pull-apart features in typical regions of transtensive systems, as observed by Wijk et al. (2017) in the Gulf of California (Fig. 18e).

19.3 Genetic relationships between tectonic events and the landscape

From the structural analysis we identified three tectonic pulses, the oldest of which is the NE-SW SH_{Max} and NW-SE Sh_{min} (Pulse A in Fig. 18h). This event must have occurred between the Paleocene and Eocene based on paleostress data in adjacent areas (Salvador and Riccomini, 1995; Silva and Melo, 2010; Strugale et al., 2007) and based on thermochronological studies (Franco-Magalhães et al., 2010 and Karl et al., 2013). This pulse was responsible for the nucleation of E-W left-lateral strike-slip faults and possibly the first moment of left-lateral reactivation of the São Sebastião Lineament (E-W) and formation of N-S and NE-SW right-lateral strike-slip and transtensional faults. These faults controlled some portions of the drainage network, such as the middle Jacarezinho river and Paranapanema River left bank tributaries (Fig. 10b).

The deformation events that followed the first one evolved in a counterclockwise direction. For example, the second pulse with N-S SH_{Max} and E-W Sh_{min} (Pulse B in Fig. 18h) was responsible for the new reactivation of NW-SE weakness zones, associated to the Guapiara Lineament in the NE-SW Sh_{min} distensive pulse (Lower Cretaceous), as right-lateral strike-slip faults. Also associated with this pulse is the reactivation of NE-SW faults with left-lateral strike-slip kinematics (e.g. Guaxupé and Jacutinga lineaments). This event is correlated to the Miocene-Pleistocene deformation in other Brazilian Neocretaceous and Paleogene areas such as the Curitiba Basin (Chavez-Kus and Salamuni, 2008).

The N-S compressional pulse varied during the Pleistocene and rotated counterclockwise until it reached the WNW-ESE SH_{Max} direction (Pulse C in Fig. 18h). This tectonic pulse is the most recent and has been active since the Pleistocene and corresponds to the Quaternary compression described in several other locations in Brazil (Salvador and

Riccomini, 1995; Salamuni et al., 2003; Morales et al., 2001; Peyerl et al., 2018; Santos et al., 2019a).

The E-W pulse (Pulse C in Fig. 18h) records the most recent reactivation of the NW-SE fault zones of the Ponta Grossa Arch, resulting in increased exhumation in the region, interpreted by thermochronological data (Franco-Magalhães et al., 2010). This event is associated with the current South American Plate E-W stress field, with variations to WNW-ESE to ENE-WSW, depending on local geological characteristics (lithology, degree of fracturing, faults, depth of stress) (Salvador and Riccomini, 1995; Marotta et al., 2013; Assumpção et al., 2016; Morales et al., 2001; Santos et al., 2019a).

The pulse C (SH_{Max} WNW-ESE) has more importance in the study area since it is the most recent deformation episode and its structures spatially coincide with clear anomalous drainage network and relief variations. Based on field data, we argue that this episode is responsible for the reactivation of the Guapiara Lineament as NW-SE and N-S left-lateral strike-slip faults. Furthermore, the pre-existing E-W faults (ENE-WSW to WNW-ESSE) and those associated to the São Sebastião Lineament were reactivated as right-lateral strike-slip faults in pulse C. Here, tectonic subsidence occurred transverse to the catchments due to the transtensional character of the São Sebastião Lineament (Fig. 18e). This analysis is consistent with Hasui (1990, 2010) and Morales et al. (2001) who recognized the importance of the E-W lineaments as transpressive and transtensive systems with importance in sediment production for the Brazilian coast offshore basins (Santos Basin). The pulse C caused the left-lateral reactivation of the Guapiara Lineament generating NW-SE left-lateral normal-oblique fault planes responsible for the formation of the 1st and 2nd order rectilinear drainage pattern (Fig. 10d), block subsidence, drainage migration and basin asymmetry (Figs. 16c-d).

The Guapiara Lineament, as well as basement NE-SW shear zones, propagates to offshore as transfer fault zones in the Santos Basin, considered one of the most promising petroleum exploration areas in Brazil (Souza et al., 2009; Meisling et al., 2001). The transfer fault zones cause pronounced displacements in their sedimentary sections and exert structural controls on post-Miocene depocenters (Souza et al., 2009; Meisling et al., 2001). The reactivations of NW and NE fault zones may be related to the reactivated Upper Cretaceous and Miocene transfer zones in the Santos Basin, according to Cobbold et al. (2001) and Meisling et al. (2001). These displacements are corroborated by identification of the Guapiara Lineament reactivation and NE-SW faults in the N-S SH_{Max} (Miocene-Pliocene) and WNW-ESE SH_{Max} (active since the Pleistocene) tectonic pulses in the continental portion. The topographic expression of these reactivated faults demonstrates that the onshore landscape

evolution data may provide valuable information for constraining the deformation field in the Brazilian south and southeast.

The transtensive (NW-SE, E-W and NE-SW) and strike slip faults (NE-SW, NW-SE, E-W) mapped in this study corroborate this regional tectonic context. The correlation between these faults and geomorphic features in the study area reveals that regional tectonic activity can disturb landscapes in the interior of plates even with slow tectonic activities when compared to active tectonic edges, with estimated tectonic deformation rates for the central part of the South American plate tectonic of approximately -7.10 to 0.20 nanostrain/year (Vieira, 2020).

20 Conclusion

The study area is predominantly deformed by NW-SE, E-W, NE-SW and N-S strike-slip faults that represent important and temporally distinct post-Gondwana-break-up reactivation zones. These structures are directly related to the Ponta Grossa Arch and Southeast Brazilian Continental Rift evolution. Various morphometric param (channel steepness index, chi-plots, drainage anomalies) revealed that the landscape in this area partly records this history of tectonic deformation. They showed that the landscape morphology is not only related to lithological variations, but that fault reactivations locally caused rejuvenation of the topography. We reached this conclusion based on topographic signatures of renewed river incision near reactivated structures identified based on cross-cutting relationships.

The lineaments that occur in the region, such as the Guapiara and São Sebastião Lineaments and the NE-SW crystalline basement shear zones have substantially modified the local topography. The drainage anomalies (knickpoint and high k_{sn} value) are correlated to the structural/tectonic lineaments in which we recognize strike-slip and transtensional faults with right-lateral and left-lateral kinematics.

The three tectonic pulses revealed tectonic reactivations of the main pre-existing lineaments that occur in the region (Guapiara, São Sebastião, Guaxupé and Jacutinga Lineaments). These tectonic reactivations perturbed the local topography indicating that intraplate tectonics may play a significant role in driving landscape transience in southeastern Brazil.

Acknowledgements

The authors thank the Applied Geophysics Research Laboratory (LPGA) and the Neotectonics group of the Federal University of Paraná (UFPR – Curitiba, Brazil), as well as the Postgraduate Program in Geology at UFPR and the São Paulo State University (UNESP - Rio Claro, Brazil). We also thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for funding our project and the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for funding contribution (Productivity Grant, PG - Process nº 307738/2019-1). Part of our results were obtained using Win-Tensor, a software developed by Dr. Damien Delvaux, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium.

21 References

- Allmendinger, R. W. (2011). Stereonet© 7.3.0. Cambridge, England.
- Almeida, F.F.M., 1976. The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro. v. 48, p. 15-26.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. Dal Ré., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v.28, no 2, p. 135-150.
- Assumpção, M., Heintz, M., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., 2006. Upper mantle anisotropy in SE and central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel: *Earth and Planetary Science Letters*, v.250, p. 224–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.038>.
- 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*. v.71, p. 278-295. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.005>.
- Basei, M.A., Nutman, A., Júnior, O.S., Passarelli, C.R., Drukas, C.O. 2009. 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*. v.16, p. 273-291. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01620-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01620-X).
- Beeson, H.W. and McCoy, S.W. 2020. Geomorphic signatures of the transient fluvial response to tilting. *Earth Surf. Dynam.* v. 8, p. 123–159. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-123-2020>.
- Bernard, M., Gallanger, P.S. Egholm, D. L. 2021. The impact of lithology on Fjord Morphology. *Geophysical Research Letter*, v.48, e2021GL093101. <https://doi.org/10.1029/2021GL093101>
- Brown, R., Summerfiel, M., Gleadow, A., Gallager, K., Carter, A., Beucher, R., Wildman, M. 2014. Intracontinental deformation in southern Africa during the Late Cretaceous. *Journal of African Earth Sciences*. v.100, p. 20-41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.05.014>.
- Calegari, S.S. Peifer, D., Neves, M.A. Caxito, F.A. 2021. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). *Geomorphology*, v. 393. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107946>.

Campanha, G.A.C.; Riccomini, C.; Melo, M.S.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Dehira, L.K. 1985. Análise do padrão de faturamento Mesozóico-Cenozóico das bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil. In: Simpósio Regional de Geologia. São Paulo: v. 4, p. 337-350.

Chavez-Kus, L. and Salamuni E. 2008., Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*. v.38, no 3, p. 439-454.

Cobbold, P.R.; Meisling, K.E.; Mount, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.85, no 11, p. 1925-1944. Doi: 10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D.

CPRM. 2004. Projeto Vale do Ribeira- Geologia Integrada. São Paulo.

Delvaux, D. and Sperner; B. 2003., Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New insights into structural interpretation and modelling*. D. Nieuwland Ed. Geological Society, London, Special Publications.

Daxberger, H., Riller, U. 2015. Analysis of geomorphic indices in the southern Central Andes (23°–28°S): Evidence for pervasive Quaternary to Recent deformation in the Puna Plateau. *Geomorphology*, 248, 57–76. doi:10.1016/j.geomorph.2015.07.016.

DiBiase, R. A.; Whipple, K. X.; Heimsath, A. M.; Ouimet, W. B. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 289, p. 134–144. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036>.

Doblas, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*. v. 295, p. 187–197. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00120-6.

Duvall, A.R.; Tucker, G.E. 2015. Dynamic Ridges and Valleys in a Strike-Slip Environment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. v.120, no 10, p.2016-2026. <https://doi.org/10.1002/2015JF003618>.

Engelmann de Oliveira, C.H. and Jelinek, A.R. 2017. História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. *Pesquisas em Geociências*. v. 44, no 3, p. 387-400. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.83263>.

Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Anais, v. 3, p. 226 – 240.

Ferreira, F.J.F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa. [Masters Dissertation], Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

Figueiredo, P. M., Rockwell, T. K., Cabral, J., & Ponte Lira, C. 2018. Morphotectonics in a low tectonic rate area: Analysis of the southern Portuguese Atlantic coastal region. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2018.02.019.

Flint, J. J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resour. Res.*v.10, p. 969–973. doi:10.1029/WR010i005p00969.

Forte, A.M., Yanites, B.J., Whipple, K.X. 2016. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41 (12) p. 1736-1757

Forte, A. M.; Whipple, K.X. 2018. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surf. Dynam. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/esurf-2018-57>.

Franco-Magalhães, A.O.B.; Hackspacher, P.C.; Glasmacher, U.A.; Saad, A.R. 2010. Rift top os-rift Evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. v.99, p. 1599–1613. doi: 10.1007/s00531-010-0556-8.

- Gallagher K.; Hawkesworth C.J.; Mantovani; M.S.M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal South American Earth Science*, v. 8, no 1, p. 65–77. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00042-Z](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00042-Z).
- Gallen, F.S. and Wegmann, K.W. 2017. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. *Earth Surface Dynamics*. v.5, p. 161-186. doi:10.5194/esurf-5-161-2017.
- Gallen, F.S. 2018. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. *Earth and Planetary Science Letter*, v. 493, p150-160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.029>
- Hack, J. T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. v. 294, p. 45–80.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In.: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro.
- Hasui, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *UNESP-Geociências*. v. 29, no 2, p.141-169.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C. M., Simonetti, A., Machado, N. Nogueira, J. R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U/ Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*. v. 178, p. 136-148. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.002>.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Franco-Magalles, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* v.18, p. 674–687. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.03.001>.
- Howard, A.D. 1967. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 51, p. 2246-2259.
- Howard, A. D. and Kerby, G.1983. Channel changes in badlands, *Geology Society American Bulletin*. v. 94, p.739–752. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<739:ccib>.0.co;2.
- IBGE: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística., 1979. folhas Curitiba (SG-22), Iguape (SG-23), Folha Paranapanema (SF-22) e Rio de Janeiro/Vitória (SG-23/24), geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro (CD-ROM- IBGE, 2003).
- 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*. v. 604, p. 224-244. doi <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.017>.
- Keller, E.A., and Pinter, N. 2001. Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape. Ed. Upper Saddle River (N.J.): Prentice Hall.
- Kirby, E. and Whipple, K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, v. 29, p. 415–418. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0415:qdrurv>2.0.co;2.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*. v.44, p. 54-75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>.
- Machado JR., D.L. 2000. Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do Alinhamento de Guapiara. [Ph.D. thesis]. Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo. Sao Paulo/SP.
- Marques, K.P.P, Santos, M.S., Peifer, D., Silva, C.L., Vidal-Torrado, P. 2021. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, v. 391 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892>

- 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*. v. 47, p. 136-141. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.004>.
- Meisling, K. M.; P. R. Cobbold; V. S. Mount. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, no 11, p. 1903-1924. <https://doi.org/10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Milani, E.J. e Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozoicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. v.28, no 4, p. 473-484.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca. p. 265-279.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G, Souza, P.A, Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro*. v.15, no 2, p. 265-287.
- Morales, N.; Hasui, Y. 2001. Neotectônica e compartimentação morfotectônica: importância. *geovisão - Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de São Paulo, São Paulo*.v. 4, no 5, p. 23.
- Mudd, M. S.; Clubb, F.J.; Gailleton, B.; Hurst, M.D. 2018. How concave are river channels. *Earth Surf. Dynam.* v. 6, p. 505–523. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-505-2018>.
- Nelly, A.B.; Bookhagen, B.; Burbank, D.W. 2017. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, v.122, p. 1236–1261, doi:10.1002/2017JF004250.
- Ntokos, D., Lykoudi, E., Rondoyanni, T. 2016. Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study. *Geomorphology*, 263, 156–169. doi:10.1016/j.geomorph.2016.04.00
- 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*, v. 87(10), p. 1463-1469.
- Ouchi, S., 1985 Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. v. 96, p. 504-515.
- Ouchi, S., 2005. Development of offset channels across the San Andreas fault. *Geomorphology*. v. 70, p. 112-128, doi:10.1016/j.geomorph.2005.04.004.
- Pedreira, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* (105), 218–231. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.026>.
- Pelaes, I., 2013. Investigação sobre deformação neotectônica no Lineamento Guapiara, região de Ourinhos, Fartura-SP e Santo Antônio da Platina-PR. [Masters dissertation]- UNESP-Rio Claro (SP).
- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, v.104, no135, p.150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>.
- Perron, J. T., and L. Royden. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis, *Earth Surf. Processes Landforms*. v.38, no 6, p. 570–576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>.
- Peyerl, W. L. P.; Salamuni, E.; Sanches, E.; Nascimento, E. R.; Santos J. M.; Gimenez V. B.; Silva, C. L.; Farias, T. F. S., 2018. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná. *Brazilian Journal of Geology of Geology*. v. 48, no 3, p. 553-573. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170110>.

Pinese, J.P.P. 1989. Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. IAGUSP. p. 196.

Queiroz, G.L.; Salamuni, E.; Nascimento, E.R. 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geologia – Série Científica USP*. v. 14, no 1, p. 69-80. doi: 10.5327/Z1519-87X201400010005.

Reitman, N.G.; Mueller, K.J.; Tucker, G.E.; Gold, R.D.; Briggs, R.W.; Barnhar T, K.R. 2019. Offset Channels May Not Accurately Record Strike-Slip Fault Displacement: Evidence From Landscape Evolution Models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. v. 124, no. 12, p. 13427-13451. <https://doi.org/10.1029/2019JB018596>.

Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*. v. 258, p. 975-978. doi: 10.1126/science.258.5084.975.

Replumaz, A., R. Lacassin, P. Tapponnier, and P. H. Leloup (2001), Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *J. Geophys. Res.* v. 106, no B1, p. 819– 836. doi:10.1029/2000JB900135.

Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, M.C.S.; Hadler Neto, J.C.; Tello Saenz, C.A.; Iunes, P.J.; Franco, A.O.B.; Godoy, D.F. 2005. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints within the Parana Basin. *Radiation Measurements*. v. 39, p. 669-673. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.09.007>.

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, p. 100.

Riccomini, C. and Assumpção, M. 1999. Quaternary Tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, no 3, p. 221-225.

Riccomini, C.; Sant'Anna, L. G.; Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R; Brito Neves, B. B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 383-405.

Rocha, B.C.; Davies, J.H.F.L.; Janasi, V.A.; Schaltegger, U.; Nardy, A.J.R.; Greber, N.D.; Lucchetti, A.C.F.; Polo, L.A. 2020. Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology*. v. 48, no 12, p. 1174-1178. <https://doi.org/10.1130/G47766.1>.

Roller, K. and Trepman, C. A. (2003). Stereo32 1.0.3. Institut für Geologie - Ruhr University Bochum: Bochum, DE.

Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A., Artur, P.C., 2000. Reativação de 1105 Paleolineamentos durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geologia*. v. 30, no 4, p. 639–648.

Salamuni, E.; Edert, H.D.; Borges, M.S.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Salamuni, R., 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, South of Brazil. *South American Earth Sciences, EUA*. v. 15, no 8, p. 901-910. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00013-0)

Salumini, E.; Fiori, A.P. 2012. 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.; Silva, C.L.; Nascimento, E.R.; Santos, J.M.; Peyerl, W.L.; Gimenez, V.B. 2021. Morphometric and structural diagnosis of fault reactivation in the Cenozoic: a case study of the Blumenau-Soledade Lineament in southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. v. 51, no.3, p. e20200080. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200080>.

Salvador, E.D. and Riccomini, C., 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*. v. 25, no 3, p. 151-164.

- Sanches, E. 2018. Análise morfotectônica e estrutural das bacias hidrográficas dos rios Cinzas e Itararé, nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo. [Masters dissertation]. UFPR-Curitiba (PR).
- Santos, J.M.; Salamuni, E.; Silva, C.L.; Sances, E.; Gimenez, V.B.; Nascimento, E.R. 2019a. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. *Geomorphology*. v. 328, p. 138-156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.016>.
- Santos, M., Ladeira, F.S.B., Batezelli, A. 2019b. Indicadores Geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. v. 20, no 2, p. 287-316. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564>.
- Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, New York. p. 280-292.
- Santos, M.; Ladeira, F.S.B.; Batezelli, A.; Nunes, J.O.R.; Salamuni, E.; Silva, C.L.; Molina, E.C.; Moraes, I.C. 2022. Interactions between tectonics, bedrock inheritance and geomorphic responses of rivers in a post-rifting upland (Ponta Grossa Arch region, Brazil). *Brazilian Journal of Geology* v. 52, no 1, p.1-26. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202220210002>.
- Schwanghart, W., Scherler, D. 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, v. 2, p. 1-7. doi: 10.5194/esurf-2-1-2014.
- Schwanghart, W., Scherler, D. 2017. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, v. 5, p. 821-839. doi: 10.5194/esurf-5-821-2017.
- Silva, C.L.; Morales, N.; Crósta, S.C.; Jiménez-Rueda, J.R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. v. 79, no 4, p. 693-711.
- Silva, T. P. and Mello, C. L. 2011. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). *Revista do Instituto de Geociências*, v. 11, no. 1, p. 95-111. <http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000100006>.
- Sordi, M. V.; Salgado, A. A. R.; Siame, L.; Bourlés, D.; Paisani, J. C.; Leanni, L.; Braucher, R.; Couto, E. V. 2018. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology*. v. 306, p. 155-169. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.007>.
- Souza, I.A.; Ebert H.D.; Castro, J.C.; Soares Jr. A.V; Silva, G.H.T.S.; Benvenutti, C.F. 2009. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS (Impresso)*, v. 17, p. 109-132, 2009.
- Stewart, I.S., Hancock, P.L., 1994. Neotectonics: current themes and futures prospects. *Journal of the Geological Society*. v. 150, p.785-787. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.4.0785>.
- Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Portela Filho, C.V; Ferreira, F.J.F., Freitas, R. C. 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *South American Earth Sciences*. v. 24, p. 203-227. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003>.
- Summerfield, M.A., 1993. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. New York: Logman Scientific e Technical, p. 537.
- Tello Saenz CA, Hackspacher PC, Hadler NJC, Iunes PJ, Guedes S, Paulo SR, Ribeiro LFB. 2003. Recognition of cretaceous, Paleocene and neogene tectonic reactivation, through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of the Southeast Brazil: association with the South Atlantic Ocean Opening. *J South Am Earth Sci* v. 15, p.137–142. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00131-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00131-1).
- Thiede, D.S.; Vasconcelos, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*. v.38, no. 8, p.747-750. <https://doi.org/10.1130/G30919.1>
- Tucker, G. E. and Whipple, K. X. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, v.107, p.2179. doi:10.1029/2001jb000162.

Vedovello, P. 2017. Neotectônica no lineamento Guapiara, médio e baixo vale do Rio Riberia de Iguape. [Masters dissertation]: UNESP-Rio Claro (SP).

Vieira, L. B. 2020. Estimativa De Taxas De Deformação Tectônica Para A Parte Central Da Placa Tectônica Sul-Americana Com Base Em Séries Temporais GNSS. [Masters Dissertation]: Instituto Nacional de Pesquisa Espacial – INPE. (available at <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/422F67E>)

Vignol-Lelarge, M.L.M.; Soliani Jr., E.; Poupeau, G. 1994. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa - Brasil). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Baln. Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. SBG. v. 2, p. 379-380.

Whipple, K. X., DiBiase, R. A., and Crosby, B. T. 2013. Bedrock Rivers, in: Treatise on Geomorphology, edited by: Shroder, J. F., Academic Press, San Diego, p. 550–573. doi:10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.

Wijk, J., Abera, A.R. 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implication for opening of the Gulf of California. Tectonophysics. v.720, p.34-50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.019>.

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, Geol. S. Am. S., v. 398, p. 55–74, doi:10.1130/2006.2398(04).

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Vieira, I.S.; Astolfi, M.A.M.; Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências. v. 7, no 3, p. 242-252.

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro. p. 135-164.

Zalán, P. V. and Oliveira, J. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da PETROBRAS. v.13, no 2, p. 269-300.

CAPÍTULO VIII

22 CONCLUSÕES

A escolha de estudar reativações Cenozoicas na margem passiva do sudeste do Brasil veio da necessidade de um melhor conhecimento sobre as paleotensões e tensão presente que provocaram deformação morfotectônica na região. Uma vez que, é um ambiente geológico considerado intraplaca, seria esperada uma quiescência tectônica. Entretanto, há pesquisas que indicam a movimentação crustal na área de influência dos lineamentos na direção NW, incluindo o Lineamento Guapiara. Iste teria ocorrido no período pós-cretáceo, ou seja, pós abertura do oceano Atlântico onde a margem passiva brasileira se instalou. Essas movimentações estariam ligadas a reativações tectônicas cenozoicas que influenciariam tanto a rede de drenagem quanto o relevo da região. Estes elementos, por sinal são ótimos indicadores para observar se zonas de falhas sofreram reativações ao longo do cenozoico.

A partir disso, adveio a motivação científica de para entender as movimentações tectônicas no Lineamento Guapiara, já que é um lineamento magnético-estrutural que perfaz o limite setentrional do Arco de Ponta Grossa. Este lineamento faz parte das feições tectônicas mesozoicas mais expressivas do sudeste brasileiro, e se propaga para a porção *offshore* do Oceano Atlântico, como zona de transferência na Bacia de Santos, importantíssima bacia petrolífera do Brasil. O estudo tem sua importância atrelada ao melhor entendimento das estruturas geológicas que compõe aquífero existente nessa região (Aquífero Guarani), e até mesmo a entender as reativações das zonas de transferência NW na Bacia de Santos.

O uso de análises qualitativas aeromagnéticas (THDR, ASA, TDR, TDR-THDR e TAHG) e semiquantitativas (Soluções de Euler e Radial Power Spectrum) em dados magnéticos levou a melhorias substanciais nos modelos geológico-estruturais pré-existentes do Lineamento Guapiara. Os dados da pesquisa demonstraram que a região de estudo é predominantemente deformada por falhas transcorrentes NW-SE, E-W, NE-SW e N-S que representam importantes e cronologicamente distintas zonas de reativação pós abertura do oceano Atlântico. Essas estruturas estão diretamente relacionadas à evolução do Arco de Ponta Grossa e do Rift Continental Sudeste brasileiro.

Os vários parâmetros morfométricos (k_{sn} , chi-plot, knickpoints, anomalias de drenagem) revelaram que a paisagem nesta área registra em parte essa história de deformação tectônica. Os lineamentos que ocorrem na região, como os Lineamentos Guapiara e São Sebastião e as zonas de cisalhamento do embasamento cristalino NE-SW modificaram

substancialmente a topografia local. Os estudos possibilitaram a determinação de pelo menos três pulsos deformacionais, que propiciaram reativações tectônicas dos principais lineamentos pré-existentes que ocorrem na região. Tais reativações modificaram a topografia local, indicando que a tectônica intraplaca pode desempenhar papel significativo na condução da transitoriedade da paisagem no sudeste do Brasil.

ANEXO I

Afloramentos que constaram e não constaram nos artigos descritos com maior riqueza de detalhes, segue abaixo:

Na região de maior concentração de diques do Lineamento Guapiara, mais especificamente na porção norte da bacia do rio Fartura (Pt-20) foi encontrado um dique (NW) fraturado com 5 m de altura e 4 m de largura intrudido nos arenitos da Formação Botucatu. Nós identificamos duas famílias de falhas transcorrentes que seccionam o dique (Figs. 01 a-a') com planos preenchidos por argilominerais estriados, com mergulhos que variam de médio a baixo. A primeira família apresenta elementos de cinemática dextral com direção de NNE-SSW a NE-SW (N26E/82SE com *slickenside* N030/25 e N35E/85SE com *slickensides* N215/15) com movimentação normal (Figs. 01 b-c). A segunda família corresponde às falhas sinistrais com componente direcional normal, de direção N36W/86SW e N50W/87SW e *slickensides* marcadas no óxido de manganês com atitude de N326/15 e N322/25 (Figs. 6 d-e). Foi observado que a falha dextral N26E/82SE e sinistral N36W-86SW são falhas conjugadas formadas a partir do paleostress local SH_{max} na direção WNW-ESSE (Fig. 01 a'). Nós observamos outro dique de diabásio a cerca de 2 km (Pt.21) seccionado por falhas transcorrentes sinistrais N-S (N15W/85NE) com *slickensides* N350/10 (Figs. 01 f-f'). Associado ao plano N-S foi observado uma falha normal com componente dextral de alto ângulo WNW-ESE (N82W/75NE), com *slickensides* N066/63 marcado no óxido de manganês (Fig. 01f''). E novamente observamos falhas transcorrentes sinistrais NW-SE (N40W/80NE) com *slickensides* sub-horizontais N330/23.

No médio curso do rio Taquiri (Pt-22) identificamos falhas transcorrentes dextrais E-W (N88E/85SE) (Fig. 02a) seccionando os diques com *slickensides* sub-horizontais variando entre 5° a 10° (Fig. 02b). Falhas transcorrentes na direção NE-SW (N35E/80SE) também foram observadas com *slickensides* N042/20 com fraturas do tipo R nos planos indicando cinemática dextral (Fig. 02c).

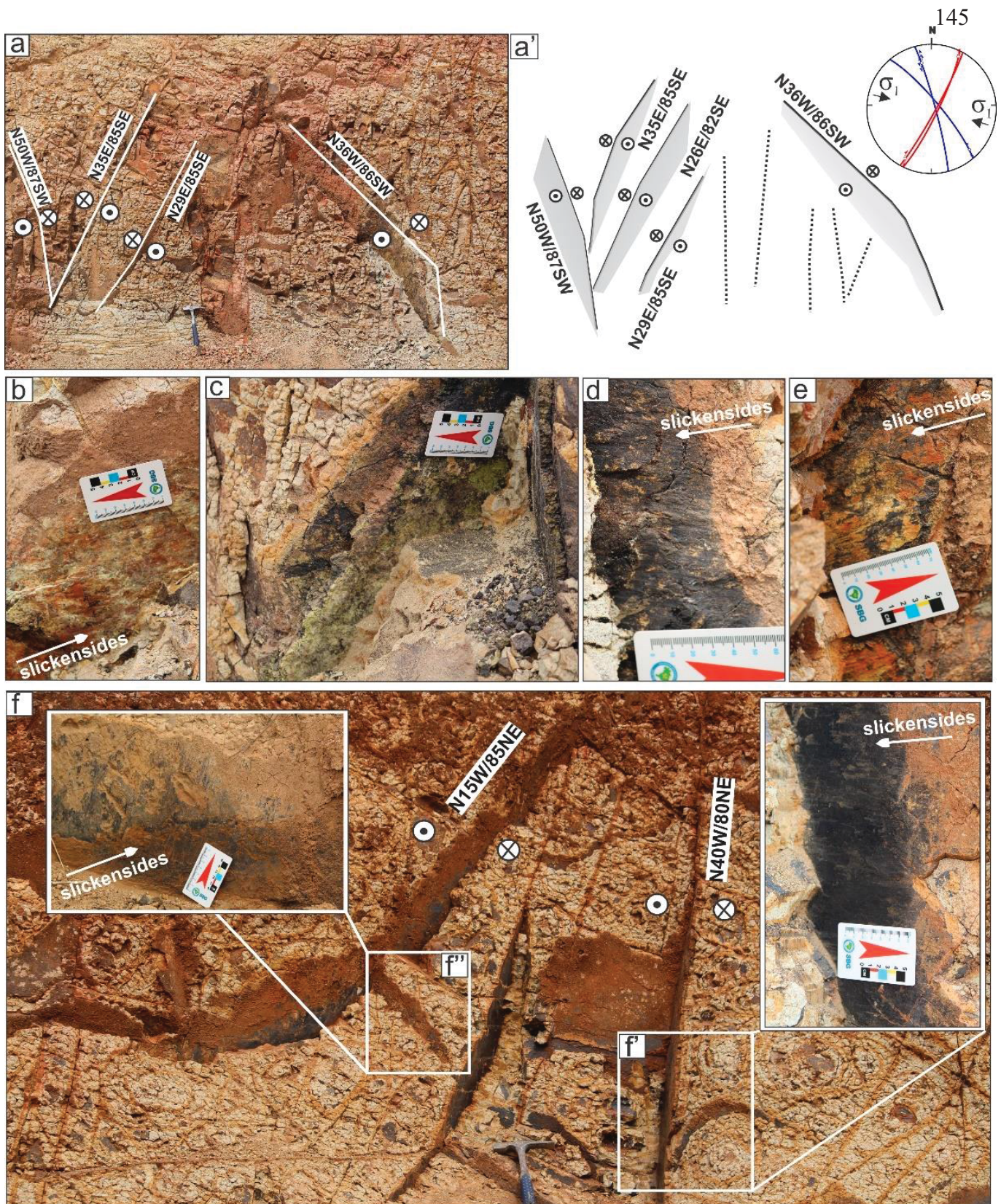


Figura 01 (a) Dique de diabásio seccionado por falhas sinistras NW-SE e dextras NNE-SSW. (a') Desenho esquemático dos planos de falhas transcorrentes NW-SE e NE-SW conjugadas, inferido o SH_{Max} na direção WNW-ESSE para a formação dessas falhas. (b) e (c) Planos de falhas dextras NE-SW (N26E/82SE e N35E/85SE) com slickenlines sub-horizontais com N030/25 e N215/15 marcadas no argilomineral. (d) e (e) Planos de falhas sinistras NW-SE (N36W/86SW e N50W/87SW) com slickensides N326/15 e N322/25, respectivamente, marcados no óxido de manganês. (f) Dique de diabásio seccionado por falhas transcorrentes sinistras NW-SE (N40W/80NE) com slickensides sub-horizontal N136/23 marcado no óxido de manganês como mostra na figura (f'). Falha normal WNW-ESSE (N82W/75NE) com slickensides N66/63 marcado no óxido de manganês na figura (f'').



Figura 02 (a) Planos de falhas transcorrentes dextrais E-W seccionando o dique de diabásio (b) Plano de falha transcorrente dextral N88E/85SE com slickenside N082/10 (c) indicador cinemático fraturas R no plano de falha dextral NE-SW com slickensides N045/10 (d) Fraturas R no plano de falha transcorrente E-W (N80E/85SE) e slickensides inclinados (N147/82) mostrando cinemática sinistral (e) Fraturas R e fraturas escalonadas no plano de falha transcorrentes NE-SW (N68E/80SE) mostrando cinemática dextral (f) Plano de falha transcorrente NE-SW (N60E/85NW) com slickensides N240/05, com cinemática dextral provado pelas fraturas R (g) plano de falhas normais E-W com fraturas R.

Encontramos dique de diabásio (Pt-23) fraturado por falhas transcorrentes sinistrais E-W (N80E/85SE) com *slickensides* inclinadas N147/82, com rejeito direcional normal, cuja cinemática foi confirmada pelas fraturas escalonadas e fraturas R (Fig. 02d). Fraturas R também foram reconhecidas no plano de falha NE-SW (N68E/80SE) com *slickensides* N170/85 (Fig. 02e). Na área à jusante do rio Jacarezinho (Pt.9 in Fig. 5a) foi observado um dique intrudido em rochas vulcânicas onde observamos falha transcorrente dextral NE-SW (N60E/85NW) com *slickensides* N240/05 (Fig. 7f). No mesmo afloramento foi reconhecido plano de falha normal E-W com alto ângulo de mergulho (N87W/89NE), a cinemática da falha foi confirmada a partir das fraturas R (Fig. 02g).

Na região a jusante da bacia do rio Itararé, nos arenitos do Grupo Itararé (Pt. 24) ocorre uma estrutura em flor negativa nos sedimentos do Grupo Itararé com cinemática dextral E-W (N80W/85NE) com *slickensides* sub-horizontais N287/15 (Fig. 03a-a'). Planos de falhas normais WNW-ESE (N80W/85NE) com estrias N317/50 com componente dextral também foram reconhecidos. No afloramento de pelitos na Bacia do Paraná (Fig-27), foram reconhecidos planos de falhas transcorrentes sinistrais NE-SW (N30-40W/89SW), penetrativos em todo o afloramento, em geral regulares, abertos, cortando planos de falhas transcorrentes sinistrais N-S (N25W/88W) com estrias N326/05 (Fig. 03 b-b'). Nos sedimentos do Grupo Itararé (Pt. 26) próximo à ocorrência de diques diabásio foram observadas falhas normais em arenitos caracterizadas por planos métricos e polidos com espaçamento de 1m na direção NW-SE (N65W/55SW) com *slickensides* N253/45 (Fig. 03c-c').

Em dacito da Formação Serra Geral (Pt. 4) foi observado uma zona de cisalhamento decamétrica associada aos planos de falhas transcorrentes dextrais WNW-ESE (N80W/85SW) com *slickensides* sub-horizontais N115/15 (Figs. 03d-d'). Os planos, em geral, apresentam movimentação oblíqua, ocorrendo estruturas em flor negativa de cinemática dextral N79E/85SE com estria N250/05. As falhas transcorrentes dextrais NW-SE (N40W/88NE) com *slickensides* N140/10 (Fig. 03d''), são intersectadas pelas falhas E-W

Na região adjacente à cidade Guapiara (Pt. 34), observamos um dique intrudido em metacálcario do embasamento cristalino, com plano de contato NW-SE (N55W/89NE). Foram reconhecidas duas famílias de falhas normais de baixo ângulo nas direções NE-SW (N40E/48NW) e NW-SE a NNW-ESE (N38W/54NE) com estrias *downdip*, caracterizadas por planos métricos preenchidos por óxido de manganês estriados (Figs. 03e-e'). Ainda no embasamento (Pt. 35), foi observado uma zona de cisalhamento com cinemática sinistral

WNW-ENE (N70E/80NW) seccionando tanto o metacalcário pré-cambriano quanto o dique mesozoico, com estria N070/3 nos planos preenchidos por calcita (Figs. 03f-f').

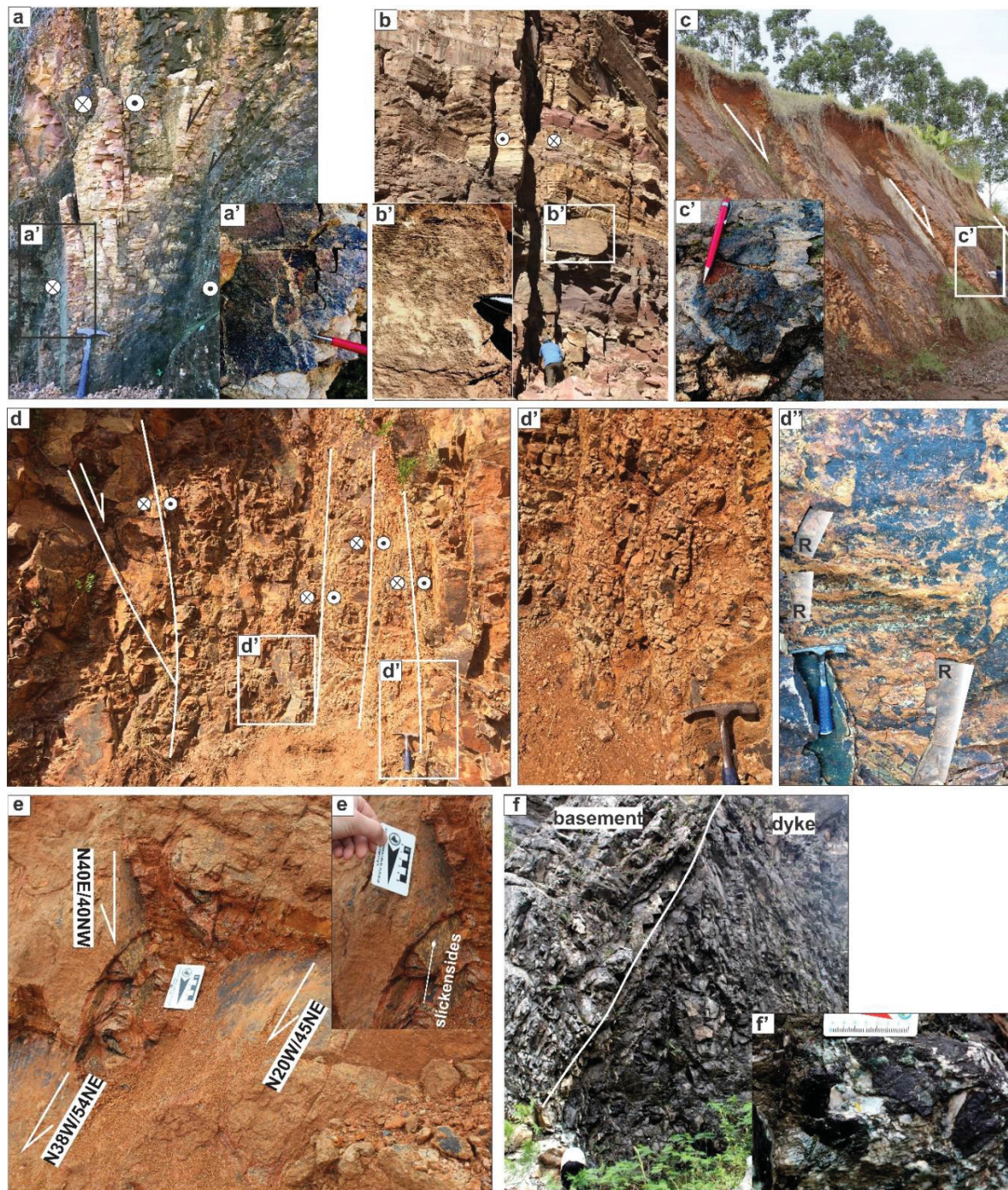


Figura 03 (a) Estrutura em flor negativa nos sedimentos do Grupo Itararé com cinemática dextral (N80W/85NE) e slickensides sub-horizontais N287/15 como mostra na figura (a'). (b) Falhas transcorrentes sinistras NE-SW cortando as falhas sinistras N-S (plano frontal) com slickenside N326/05 nos pelitos da Formação Teresina, como mostra no detalhe na figura (b'). (c) Planos de falhas normais NW-SE com slickensides N253/45 como mostra a figura (c') nos arenitos do Grupo Itararé. (d) Falhas transcorrentes dextrais E-W, com estrutura em flor negativa associada, seccionando as transcorrentes dextrais NW-SE (plano frontal) (d') Detalhe da zona de cisalhamento associada as transcorrentes dextrais E-W (N80W/85SW) (d'') Detalhe das fraturas R indicando cinemática dextral para os planos NW-SE. (e) Falhas normais seccionando o dique de diabásio com estrias downdip como mostra no detalhe da figura (e'). (f) Zona de cisalhamento dextral E-W (N75E/75NW) com slickenside N074/04 com plano preenchido por calcita contendo estepes congruentes indicando a cinemática da falha como mostra a figura (f').