

Universidade Federal do Paraná  
Setor de Ciências da Terra  
Departamento de Geologia  
Curso de Pós-Graduação em Geologia

**Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste  
de Santa Catarina (SC).**

Jéssica Miranda dos Santos

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

Curitiba - PR  
Agosto, 2017

Universidade Federal do Paraná  
Setor de Ciências da Terra  
Departamento de Geologia  
Curso de Pós-Graduação em Geologia

**Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste  
de Santa Catarina (SC).**

Jéssica Miranda dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni (UFPR)  
Coorientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva (UFRRJ)

Dissertação de Mestrado elaborada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Curitiba - PR  
Agosto, 2017

---

S237a

Santos, Jéssica Miranda dos

Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste de Santa Catarina (SC) / Jéssica Miranda dos Santos. – Curitiba, 2017.  
99 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2017.

Orientador: Eduardo Salamuni – Co-orientador: Clauzionor Lima da Silva,.

Bibliografia: p. 90-99.

1. Geomorfologia – Santa Catarina. 2. Neotectônica. 3. Tectônica (Geologia). 4. Bacias (Geologia). I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Silva, Clauzionor Lima da . IV. Título.

CDD: 558.16208164

---



Ministério da Educação  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
Setor Ciências da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geologia



## TERMO DE APROVAÇÃO

### JÉSSICA MIRANDA DOS SANTOS

*“Análise morfotectônica e estrutural da região centro-leste de Santa Catarina (SC).”*

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:

Prof. Dr. Rômulo Machado - USP

Prof. Dr. Elvo Fassbinder - UFPR

Prof. Dr. Eduardo Salamuni – UFPR  
Presidente

Curitiba, 22 de agosto de 2017.

DEDICATÓRIA

*Ao meu pai Jazon (in memoriam)*

*A minha mãe Rita de Cássia*

*A minha irmã Joyce Miranda*

*“Eu sou o Alfa e o Ômega, o Primeiro e o Último, o Princípio e o Fim. ” (Jesus)*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela dádiva da vida, e por ter me dado força e coragem durante os momentos mais difíceis dessa trajetória.

A minha mãe Rita de Cássia Bispo e minha irmã Joyce Miranda, minha infinita gratidão, pelo profundo amor e apoio, por sempre me incentivarem a realizar meus sonhos e planos, por confiarem em mim e estarem ao meu lado todos os dias me impulsionando para concretizar e encerrar mais uma etapa da minha vida. Sem a compreensão e amparo delas nada disso seria possível.

Ao meu amado pai Jazon Bispo (in memoriam), pois se hoje estou aqui, é devido seu amor incondicional e seus ensinamentos e valores essenciais que me fizeram me tornar a pessoa que sou hoje, através de suas palavras de amor e carinho. Saudades eternas.

Agradeço ao Prof. Dr. Eduardo Salamuni e Prof. Dr. Clauzionor Lima, orientador e coorientador, pela dedicação, profissionalismo, por compartilharem o conhecimento em Geologia com tanta humildade, pelas boas e engraçadas conversas durante o campo, e por toda dedicação admirável que todo professor deveria ter. Por acreditarem desde o início na minha capacidade, mesmo quando eu duvidava, por sempre me incentivar a ser uma boa profissional vencendo minhas inseguranças e medos, aos senhores meus sinceros agradecimentos. Vocês são referências profissionais para meu crescimento.

Agradeço aos meus colegas do laboratório de Núcleo de Geoprocessamento e do grupo de Neotectônica da UFPR, em especial a Emerson Sanches (Tintim) pela ajuda no geoprocessamento, a William Peyerl (Will) pelas conversas geológicas, principalmente a Viviane Gimenez (Vivi) e Thaís Bruna por tornarem o processo do trabalho mais leve e divertido através das risadas e também por todo apoio que me deram quando eu mais precisei.

Agradeço ao Departamento de Geologia da UFPR, pela estrutura e por abrirem as portas para que eu pudesse realizar este sonho e a CAPES pelo apoio financeiro que recebi durante o projeto do mestrado.

## RESUMO

As bacias hidrográficas dos rios Lava-Tudo e Pelotas estão situadas na borda leste da Bacia do Paraná, centro-leste de Santa Catarina. Nessa região predominam derrames basálticos e riodacíticos da Província Magmática do Paraná ( $133 \pm 1$  Ma) bastante fraturados, com juntas e falhas notáveis. A partir da análise morfométrica obtida a partir de produtos de sensores remotos e dados estruturais foi possível determinar a influência dos processos morfotectônicos e tectônicos nessa área, que controlam o arcabouço geomorfológico das bacias hidrográficas dos rios Lava-tudo e Pelotas. O relevo é caracterizado por forte dissecação e feições de escarpamento que marcam as bordas das bacias. As escarpas foram desenvolvidas a partir de falhas transtensivas NE-SW, herança do arcabouço estrutural proterozoico, com uma inicial reativação sinistral superimposta por um segundo pulso de movimentação dextral. As quais promoveram a rotação dos blocos e basculamento do relevo para WNW, e consequente assimetria das bacias e reorganização da drenagem. A rede de drenagem apresenta forte controle estrutural evidenciado pelo padrão treliça, segmentos retilíneos dos rios e formação de *knickpoints* associados às falhas, principalmente de direção NE-SW e NW-SE. Os perfis longitudinais dos rios mostram convexidades que foram associadas a esses sistemas de falhas, representadas por cachoeiras e cascatas, como as encontradas na bacia do rio Pelotas (cachoeiras da Barrinha e da Rondinha), que mostram que o relevo é transicional, em pleno processo de rebaixamento moderno. As estruturas NNE-SSW e NNW-SSE não estão ligadas a planos de falhas antigas do embasamento, podendo ser interpretadas como falhas nucleadas provavelmente entre o Paleógeno e o Neógeno, que controlam parte da rede de drenagem na geração de vales fluviais profundos e retilíneos. O condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Holoceno a partir de diferentes pulsos deformacionais. O pulso deformacional mais antigo foi atuante possivelmente entre o Paleógeno e o Mioceno, com  $S_{H_{max}}$  NE-SW e  $S_{h_{min}}$  NW-SE, que gerou falhas transcorrentes dextrais N-S e sinistrais E-W e reativou falhas NE-SW do embasamento proterozoico, porém com cinemática sinistral. No Plio-Pleistoceno a deformação gerada pelo paleostress  $S_{H_{max}}$  NNW-SSE e  $S_{h_{min}}$  ENE-WSW, foi responsável pela reativação das falhas transcorrentes dextrais (NW-SE) e formação das falhas sinistrais (N-S). O pulso tectônico no Holoceno apresenta compressão  $S_{H_{max}}$  E-W e extensão  $S_{h_{min}}$  N-S que reativou falhas transcorrentes dextrais NE-SW, influenciando fortemente a modificação do relevo.

**Palavras-chaves:** Neotectônica, morfotectônica.

## ABSTRACT

The hydrographic basins of Lava-Tudo and Pelotas are located on the eastern border of Paraná Basin, center-east of Santa Catarina. The region is marked by the occurrence of highly fractured basaltic and riodacitic flows associated to the Paraná Magmatic Province ( $133 \pm 1$  Ma), showing notable structural joints and faults. Through the morphometric analysis obtained from remote sensing results and structural data it was possible to determine the influence of morphotectonic and tectonic processes in the area, which controls the geomorphological framework of Lava-Tudo and Pelotas drainage basins. The relief is characterized by strong dissection and escarpment features which delimitate the drainage basin borders. The scarps were developed by the activation of NE-SW transtensive shear faults inherited from the proterozoic structural framework, with an initial sinistral reactivation superimposed by a second pulse of dextral movement. Those faults promoted the rotation and tilting of blocks to WNW, followed by increased hydrographic basin asymmetry and drainage reorganization. The drainage network is strongly controlled by structural features, showing frequent trellis patterns, rectilinear river segments and formation of knickpoints associated to the fault systems, especially to the NE-SW and NW-SE trends. The longitudinal profiles of rivers show convexities which correspond in field to waterfalls and cascades such as the ones found in the Pelotas river (Barrinha and Rondinha waterfalls). Those geomorphological features were associated to the mentioned fault systems, showing that the relief is in a transitional state of modern denudation. The NNE-SSW and NNW-SSE structures are not related to ancient basement faults and were interpreted as neofomed faults associated to the Paleogene and Neogene periods which controlled portions of the drainage network by generating steep and rectilinear fluvial valleys. The tectonic shaping of the drainage basins and relief morphology in the area is probably occurring from Paleocene to Holocene through a series of different deformation pulses. The most ancient pulse was possibly active from Paleogene to Miocene, showing a compressive NE-SW  $S_H$ max and distensive NW-SE  $S_h$ min which developed dextral N-S and sinistral E-W strike-slip faults and reactivated NE-SW structures from the proterozoic basement as sinistral strike-slip faults. In the Plio-Pleistocene, the deformation associated to the NNW-SSE compressive  $S_H$ max and ENE-WSW distensive  $S_h$ min paleostresses was responsible for the reactivation of dextral NW-SE and formation of sinistral N-S strike-slip faults. The Holocene's tectonic pulse is related to an E-W compressive  $S_H$ max and N-S distensive  $S_h$ min which reactivated dextral NE-SW strike-slip faults and strongly influenced relief modification in the area.

**Keywords:** neotectonics, morphotectonics.

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.1</b> Mapa de localização da área de estudo, envolvendo a bacia do rio Pelotas e seu afluente rio Lava-Tudo e circunvizinhanças.....	14
<b>Figura 2.1.1</b> Classificação de indicadores cinemáticos (Doblas, 1998).....	17
<b>Figura 2.1.2</b> (A) Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel (Riedel, 1929, in Roldan 2007) (B) Desenho esquemático do método utilizado para inferir a lineação em arranjos escalonados (Traskos, 2006) (C) Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel (Petit, 1987).....	19
<b>Figura 2.2.1</b> A) Figura esquemática de um knickpoint ao longo do perfil longitudinal B) Figura esquemática da resposta do canal à migração do knickpoint C) Morfologia típica de um knickpoint D) Modelos de evolução e migração dos knickpoints em diferentes materiais E) Disposição dos Knickpoints em mapa quando ocorre soerguimento diferencial F) Knickpoints de migração remontante versus zonas de soerguimento diferencial em gráficos "log declividade-log área" de drenagem. (A) Knickpoint causado por erosão remontante. (B) Gráfico de regressão de uma zona de soerguimento diferencial .....	24
<b>Figura 4.1.1</b> Perfis estratigráfico do Platô de São Joaquim.....	23
<b>Figura 4.2.1</b> Arcabouço tectônico do embsamento da Bacia do Paraná.....	25
<b>Figura 4.2.2</b> Mapa dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná baseado em Vieira (1973), Ferreira (1982) e Zalán et al. (1987).....	40
<b>Figura 5.2.1</b> Mapa de localização da área de estudo, envolvendo a bacia do rio Pelotas e seu afluente rio Lava-Tudo e circunvizinhanças.....	51
<b>Figura 5.3.1</b> Mapa geológico da área de estudo envolvendo a bacia do rio Pelotas e seu afluente rio Lava-Tudo e circunvizinhanças.....	52
<b>Figura 5.3.2</b> Mapa dos domínios geomorfológicos de Santa Catarina e porção do Rio Grande do Sul. Na área de estudo ocorre o domínio Planalto das Araucárias.....	44
<b>Figura 5.5.1</b> (A) Modelo digital de elevação (DEM-SRTM) da região de estudo mostrando o relevo dissecado com feições escarpadas e com declividade para oeste-sudoeste. (B) Região do Vale das Neves, onde o vale do rio Invernadinho, afluente do rio Pelotas, segue a orientação N-S. (C) Superfície residuais apalinadas da Superfície Sul-Americana.....	57
<b>Figura 5.5.2</b> Mapa de drenagem dos rios Pelotas e Lava-Tudo e seus respectivos tributários	47
<b>Figura 5.5.3</b> Mapa de assimetria da bacia do rio Lava-Tudo.....	60
<b>Figura 5.5.4</b> Mapa de anomalias da drenagem da bacia do rio Lava-Tudo .....	61
<b>Figura 5.5.5</b> Mapa de assimetria da bacia do rio Pelotas .....	62
<b>Figura 5.5.6</b> Mapa de anomalias da drenagem da bacia do rio Pelotas.....	63
<b>Figura 5.5.7</b> Mapa de lineamentos estruturais da região de estudo.....	65

<b>Figura 5.5.8</b> (A) Mapa de distribuição ds knickpoints da bacia do rio Lava-Tudo (B) Perfis longitudinais de todos os canais da bacia do rio Lava-Tudo (C) Gráfico regressão linear dos dados de elevação da bacia do rio Lava-Tudo. ....	67
<b>Figura 5.5.9</b> Perfis longitudinais dos afluentes da bacia do rio Lava-Tudo. ....	68
<b>Figura 5.5.10</b> Mapa de distribuição de knickpoints com os lineamentos estruturais do relevo.....	58
<b>Figura 5.5.11</b> (A) Mapa de distribuição dos afluentes do rio Pelotas (B) Perfis longitudinais de todos os canais da bacia do rio Pelotas (C) Gráfico de regressão linear dos dados de elevação da bacia do rio Pelotas.....	60
<b>Figura 5.5.12</b> Perfis longitudinais dos afluentes do rio Pelotas. ....	72
<b>Figura 5.5.13</b> Mapa de distribuição de knickpoints com os lineamentos estruturais do relevo juntamente com as cachoeiras encontradas em campo.....	73
<b>Figura 5.5.14</b> Planos de falhas e estruturas geológicas encontradas em campo .....	75
<b>Figura 5.5.15</b> Afloramentos da frente de lavra abandonada da pedreira das Neves localizada a nordeste da área .....	76
<b>Figura 5.5.16</b> Afloramentos da frente de lavra abandonada da pedreira das Neves localizada a nordeste da área. ....	77
<b>Figura 5.1.17</b> Afloramento da margem direita da bacia do rio Lava-Tudo com feição do escarpamento de relevo na direção NE-SW .....	67
<b>Figura 5.6.1.</b> Diagramas de tensão, obtidos pela solução das falhas observadas em campo e selecionadas em função de suas características principais .....	83
<b>Figura 5.6.2</b> Mapa geológico-estrutural da área de estudo mostrando falhas neotectônicas.. .	85
<b>Tabela 1:</b> Cronologia relativa das diferentes fases de deformação na bacia do rio Pelotinhas...35	

# SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	Introdução.....	12
1.1	Localização e acessos .....	14
1.2	Objetivos .....	15
1.2.1	Objetivos específicos.....	15
CAPÍTULO 2	Fundamentação Teórica.....	16
2.1	Indicadores cinemáticos rúpteis .....	16
2.2	Rupturas de declividade ( <i>Knickpoints</i> ) .....	20
2.2.1	Trabalhos realizados sobre <i>knickpoints</i> .....	23
CAPÍTULO 3	Materiais e Métodos .....	25
3.1	Materiais.....	25
3.2	Métodos.....	25
3.2.1	Levantamento Bibliográfico .....	26
3.2.2	Análise geomorfológica: relevo e drenagem .....	26
3.2.3	Análise do relevo .....	26
3.2.4	Análise da drenagem.....	26
3.2.5	Cálculo quantitativo da assimetria das bacias.....	28
3.2.6	Confecção de Perfis longitudinais e Knickpoints .....	28
3.2.7	Etapas de campo e análise estrutural .....	29
CAPÍTULO 4	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	30
4.1	Bacia do Paraná.....	30
4.1.1	Supersequência Gondwana III .....	31
4.1.2	Província magmática do Paraná Etendeka (PMPE).....	32
4.2	Arcabouço Tectônico/Estrutural da Bacia do Paraná .....	34
4.3	Eventos tectônicos pós-magmatismo Serra Geral .....	41
CAPÍTULO 5	Artigo .....	47
5.1	Resumo.....	47
5.2	Introdução .....	49
5.3	Características geológicas e geomorfológicas .....	51

5.4	Métodos.....	55
5.5	Resultados .....	56
5.5.1	Análise do Relevo .....	56
5.5.2	Análise da Drenagem.....	58
5.5.3	Lineamentos do relevo .....	64
5.5.4	Perfis longitudinais e Knickpoints .....	65
5.5.5	Análise estrutural.....	74
5.6	Discussão.....	79
5.7	Conclusão .....	87
5.8	Referências .....	90

## CAPÍTULO 1 Introdução

A geomorfologia tectônica pode ser compreendida a partir do comportamento da rede de drenagem, ou seja, de suas formas e padrões pois esses são os primeiros elementos a se ajustar rapidamente às deformações crustais, mesmo que sutis. Essa característica a torna um importante elemento geomorfológico, por fornecer subsídios ao entendimento da evolução geomorfológica e tectônica em ambientes modernos e antigos (HOWARD, 1967; HOLBROOK e SCHUMM, 1999). Dessa forma, a análise geomorfológica, a partir da análise morfométrica, constitui ferramenta fundamental para a caracterização da rede de drenagem como resposta a eventuais processos tectônicos recentes. Diversos trabalhos apresentam contribuições relevantes sobre essa temática, como Strahler (1952), Howard (1967), Hack (1973), Christolofletti (1980), Ouchi (1985), Schumm (1986, 1993), Philips e Schumm (1987), Deffontaines (1989), Summerfield (1993), Cox (1994), Keller e Pinter (1996), Burbank e Anderson (2011).

O processo tectônico recente pode ser refletido no rearranjo de um sistema fluvial por meio das modificações em seu padrão de drenagem e na geração de anomalias, além do desenvolvimento de *knickpoints* (rupturas de declive), gerados por convexidades no perfil longitudinal fluvial cuja análise é considerada uma importante ferramenta para análise do movimento tectônico que influencia a morfologia do rio e o comportamento de seu canal (Howard 1967, Gardner 1983, Ouchi 1985, Schumm 1986, Whipple e Meade, 2004, Bishop et al. 2005, Harbor et al. 2005, Crosby e Whipple 2006).

Estudos que consideram rios como modeladores da paisagem em resposta à tectônica recente são amplamente realizados no Brasil. Diversas pesquisas dentro dessa abordagem foram feitas como Salamuni (1998), Etchebehere (2000), Franco et al. (2008), Etchebehere et al. (2004, 2006), Fujita et al. (2011), Salamuni et al. (2004), Silva (2005), Val et al. (2013). Embora haja um número crescente de estudos sobre a caracterização dos regimes tectônicos cenozoicos na região sul do Brasil tal abordagem tem sido prejudicada pela existência restrita de coberturas deposicionais mais novas que o Cretáceo Superior somado ao fato das unidades mais antigas apresentarem complexa

trama estrutural rúptil pretérita dificultando a análise cronológica relativa. As superfícies de aplainamento, desse modo, são utilizadas como referência ou meio balizador fundamental para a caracterização da deformação na região sul do Brasil (SALAMUNI et al. 2004; MORALES, 2005).

Diversos estudos geológicos, na região Sul do Brasil, têm mostrado significativas evidências de processos tectônicos recentes. O estudo da deformação rúptil mostra um quadro que remete à existência de estruturas antigas reativadas (pré-neogênicas) (HASUI 1990, SALAMUNI e FIORI, 2012), com outras novas nitidamente associadas a falhas neotectônicas (MORALES et al. 2012, SALAMUNI et al. 2004). De acordo com Salamuni et al. (2015) inúmeros lineamentos observados, assim como falhas cenozoicas que afetam a paisagem da região Sul do Brasil, têm como elemento balizador a Superfície Sul-Americana.

Especificamente, no estado de Santa Catarina, são poucos os trabalhos realizados que abordam a temática da influência da atividade neotectônica na evolução da paisagem em regiões do estado, principalmente no âmbito da Bacia do Paraná. Destacam-se os estudos de Roldan (2007) sobre a evolução tectônica do Domo de Lages (SC), que descreve a distensão NE-SW no final do Mioceno como responsável pelo basculamento da Superfície Sul-Americana (NW-SE) e consequente reorganização da rede de drenagem e Jacques (2013), que a partir da análise estrutural em rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral (Juro-Cretáceo) na porção centro-sul do Planalto Catarinense, caracterizou três eventos deformacionais no Cretáceo, no final do Cretáceo e início do Paleógeno e o terceiro ocorrido entre o Neógeno e o Quaternário. Como características da influência tectônica na paisagem Krohling et al. (2011) descreveram o controle no rio Canoas e outros afluentes do Rio Uruguai, que se encontram encaixados por estruturas de direção E-W e NNE-SSW. Flores et al. (1991) e Mazzer e Gonçalves (2011) consideram que elementos morfotectônicos ímpares na planície costeira catarinense são as reentrâncias da baía de Babitonga, controlada por falhas com possível movimentação recente.



## 1.2 Objetivos

O objetivo da pesquisa é compreender a influência do controle tectônico da geomorfologia a fim de verificar os eventuais processos morfotectônicos locais com vistas ao entendimento da evolução geológica do centro-leste de Santa Catarina e sua relação com os prováveis diferentes regimes tectônicos atuantes no Cenozoico.

### 1.2.1 *Objetivos específicos*

- Caracterização da morfometria e da morfoestrutura a fim de caracterizar a atuação da tectônica na paisagem (morfotectônica), abrangendo o estudo dos elementos do relevo e da drenagem.
- Caracterização da deformação rúptil da área de estudo por meio da coleta e análise de dados estruturais de falhas e juntas e sua associação com quadro tectônico regional.
- Determinação dos processos morfotectônicos que modelaram a paisagem atual e orientação espacial da tensão e da deformação, relacionadas a este processo.
- Definição da cronologia relativa dos eventos deformacionais da paisagem.

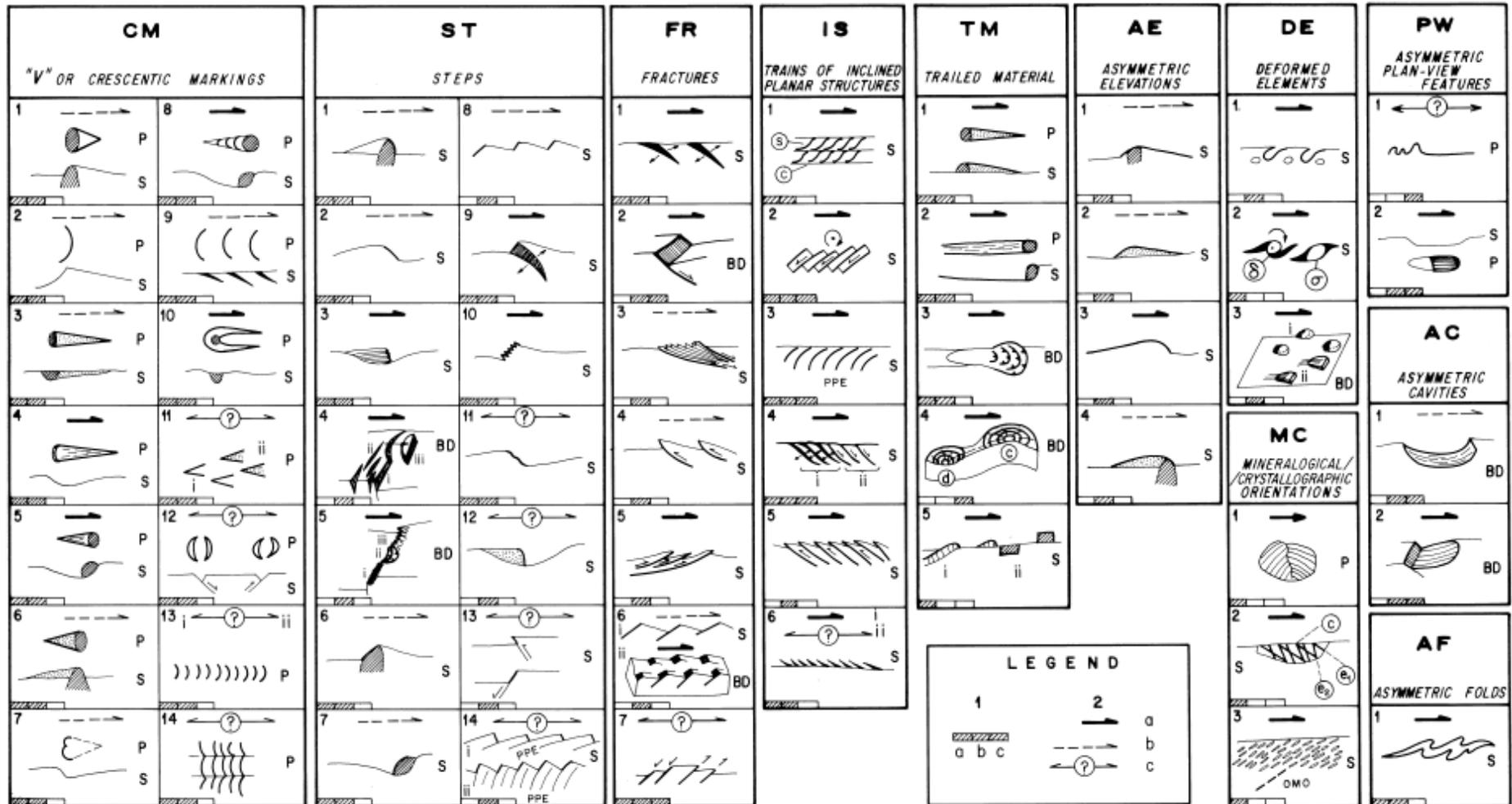
## CAPÍTULO 2 Fundamentação Teórica

### 2.1 Indicadores cinemáticos rúpteis

Indicadores cinemáticos são elementos estruturais que auxiliam na determinação do sentido de movimento do cisalhamento ou de uma falha (Marshak e Mitra, 1988). A indicação do movimento relativo entre os blocos é possível a partir de indicadores, tais como o deslocamento de marcadores estratigráficos, dobras de arrasto, entre outros. Os indicadores cinemáticos rúpteis mais aceitos estão nos planos de falhas, nos quais podem ser observados lineações como estrias ou sulcos, que permitem determinar a paleotensão responsável pela deformação e, portanto, representam o melhor critério cinemático a ser utilizado. Diversos autores descrevem inúmeros critérios cinemáticos para determinar a direção e o sentido da movimentação relativa em zonas de falhas, como, por exemplo, Doblas (1985, 1987), Petit (1987), Angelier (1994), Doblas (1998), entre outros.

Doblas (1998) fez uma compilação de vários trabalhos relacionados aos indicadores cinemáticos de movimentos de falhas, incluindo os trabalhos de Riedel (1929), Petit (1987) e Angelier (1994). Definiu 61 critérios cinemáticos divididos em onze grupos, estabelecidos de acordo com as características morfológicas e geométricas (Figura 2.1.1): marcas crescentes ou em V (*'V' or crescentic marking-CM*), degraus (*steps-ST*), fraturas (*fractures-FR*), sucessão de estruturas planares inclinadas (*trains of inclined planar structures-IS*), material de arrasto trailed *material-TM*), elevações assimétricas (*asymmetric elevations - AE*), elementos deformados (*deformed elements-DE*), orientações mineralógicas-cristalográficas (*mineralogical - crystallographic orientations - MC*), feições assimétricas em plano (*asymmetric plan-view-PW*), cavidades assimétricas (*asymmetric cavities - AC*) e dobras assimétricas (*asymmetric folds - AF*).

**Figura 2.1.1** Classificação de indicadores cinemáticos. Legenda 1- escala (a- microscópica; b-mm a cm; c-métrica) 2 – setas (apontando para a direção do movimento da capa) indicam o grau de confiabilidade de cada indicador cinemático (a- bom; b- regular; c- ruim); BD – bloco diagrama; OMO (orientação mineralógica obliqua); PPE (elemento planar prévio); P- plano; S- seção.



Fonte: Doblas (1998).

Pequenas fraturas comumente se desenvolvem ao longo de uma falha e podem apresentar um arranjo geométrico que indica a direção do rejeito da falha. Petit (1987), utilizando-se do Modelo de Riedel, propôs critérios para determinação cinemática de falhas segundo um regime de cisalhamento simples.

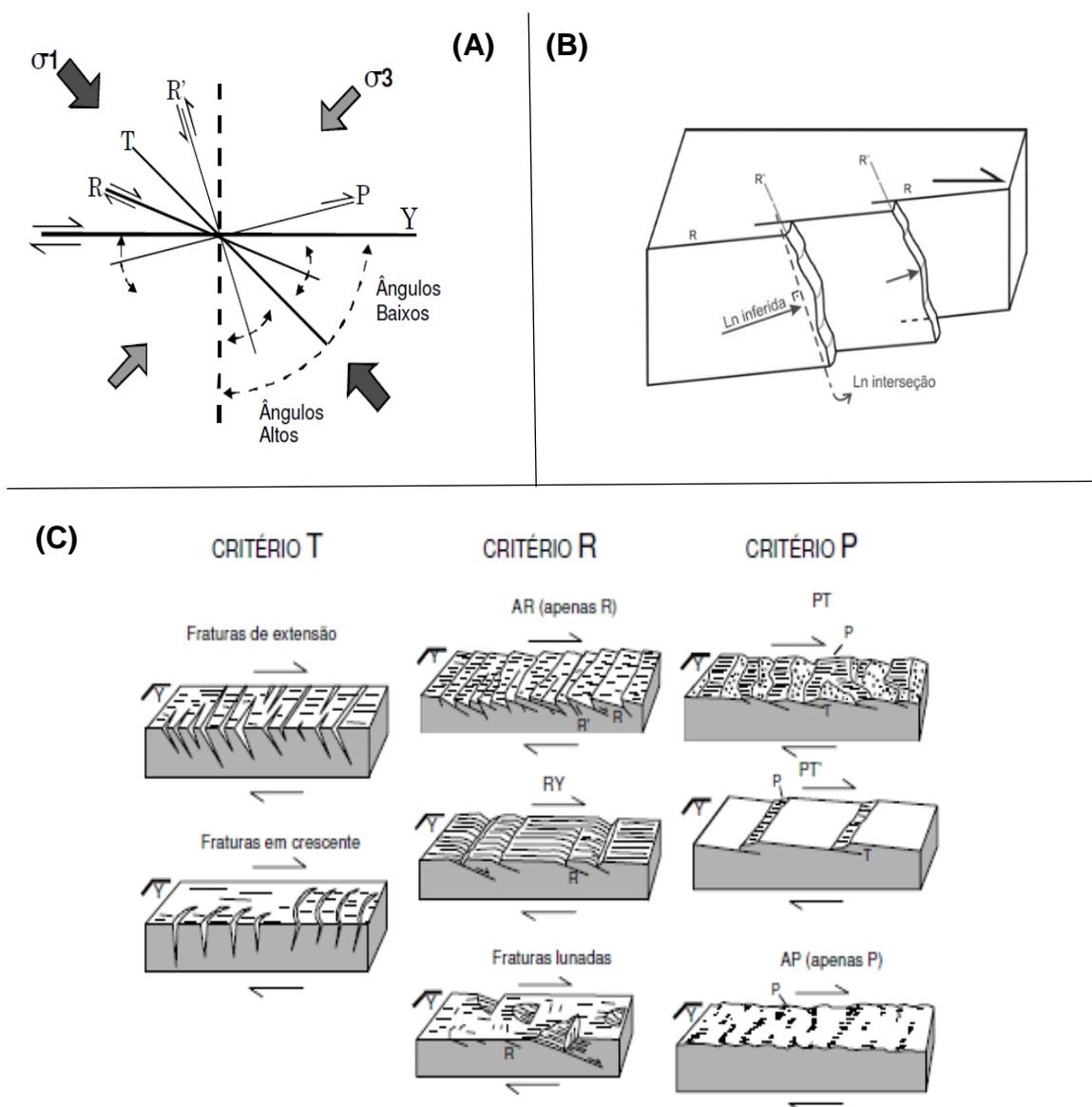
Baseado em modelos físicos de laboratório, Riedel (1929, *in* PETIT, 1987) observou que, em uma zona de cisalhamento, o primeiro conjunto de fraturas geradas são as fraturas sintéticas (R) que apresentam o mesmo sentido de deslizamento da falha principal (Figura 2.1.2 A). Devido as variações temporais do campo local de esforços ocorre o desenvolvimento de fraturas sintéticas secundárias (P), orientadas de forma simétrica às estruturas R. As fraturas R', em contrapartida, são antitéticas e se encontram em alto ângulo com a zona de cisalhamento. O conjunto completo de estruturas ainda inclui as fraturas antitéticas X que formam um ângulo de 30° com as fraturas R', fraturas extensionais T que formam ângulo de 30° com as fraturas R e R', falhas normais, inversas e eixos de dobras.

Em um sistema transcorrente a identificação de fraturas Riedel escalonadas do tipo R e P podem indicar o sentido de movimento entre blocos rochosos. Os critérios estabelecidos por Petit (1987) contemplam a intersecção das estruturas P, T e R com a superfície da falha principal (Figura 2.1.2 C). Os critérios T abrangem as fraturas extensionais (T) que intersectam a superfície de falha estriada. Em seção geológica as fraturas T e a superfície da falha tendem a formar um ângulo agudo de intersecção que aponta a direção do rejeito, as intersecções ocorrem como estruturas curvadas que no sentido do rejeito. Os critérios P são dominados pelas fraturas P, que apresentam superfícies polidas ou estriadas com baixo ângulo com o plano da falha e podem ocorrer junto com as fraturas T.

O critério R consiste em reconhecer as fraturas R e as R', que formam um ângulo de 60°, dispostas de forma escalonada com os planos de falha como indicador da direção relativa do movimento. Este critério é baseado no ângulo entre as fraturas R e a superfície de ruptura, cuja intersecção com o plano de falha é aproximadamente perpendicular à direção do deslizamento. As fraturas R são irregularmente distribuídas na superfície e de tamanhos variáveis, sua curvatura côncava na direção do plano indica o sentido do movimento. Em

situações em que há ausência de indicadores consistentes para interpretação cinemática da falha, o método para determinação da direção das estrias consiste na projeção da lineação de interseção formada entre a fratura R e o plano de ruptura principal, a partir da qual infere-se a 90° a lineação corresponde às estrias (*slickensides*) do plano da falha (Figura 2.1.2 B).

**Figura 2.1.2 (A)** Modelo esquemático das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto dextral **(B)** Desenho esquemático ilustrando o método utilizado para inferir a lineação em arranjos escalonados **(C)** Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel.



**Fonte:** (A) Riedel, 1929 (in Roldan, 2007) (B) Traskos (2006) (C) Petit (1987).

## 2.2 Rupturas de declividade (*Knickpoints*)

Segundo Gardner (1983) *knickpoint* ou ruptura de declive é uma anomalia íngreme no perfil longitudinal fluvial que reflete a incisão localizada da camada do leito do rio. O termo *knickpoint* refere-se ao local, no perfil longitudinal do rio, que separa a porção reajustada de um canal da topografia residual. Representa uma mudança morfológica abrupta no gradiente topográfico da drenagem que cria uma convexidade local, em um perfil ideal côncavo, resultando na formação de cachoeiras e corredeiras (CROSBY e WHIPPLE 2006) (Figura 2.2.1 A). 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, reduzindo seu perfil ao longo do tempo. A resposta do aumento ou a diminuição da taxa de erosão é refletida ao longo do perfil longitudinal do rio. Desse modo, o perfil longitudinal de um rio reflete os diversos efeitos como a variação litológica, climática, tectônica e mudanças do nível de base, sendo considerado uma assinatura topográfica-chave aos efeitos dessas variações, como uma importante ferramenta para o entendimento dos processos geomorfológicos que ocorrem na paisagem (SINHA e PARKER, 1996, PHILLIPS e LUTZ, 2008).

Os perfis longitudinais expressam a declividade do rio, representado pela relação entre a elevação e extensão do canal, para diversos pontos desde a cabeceira até a foz, resultando graficamente numa curva de ajustamento logarítmico côncavo ascendente, onde se verificam maiores declividades nas nascentes e menores em direção a foz (PHILLIPS e LUTZ, 2008).

A curvatura dos perfis dos rios tem sido considerada como bom indicador dos processos que regem a erosão fluvial, assim como a evolução da paisagem (ROE et al., 2002). Quanto mais equilibrado for o curso d'água, mais bem ajustado à função logarítmica estará seu perfil longitudinal, possuindo uma típica forma côncava (SINHA e PARKER, 1996). O perfil de equilíbrio do rio refere-se à estabilidade do comportamento hidráulico da corrente, fazendo com que não haja entalhe fluvial nem agradação, havendo somente passagem de carga

sedimentar, ou seja, ocorre o balanço entre a erosão e deposição no canal (KELLER e PINTER, 1996).

O rio em equilíbrio raramente é encontrado na natureza, ocorrendo normalmente rios que ao longo de seu curso possuem segmentos em equilíbrio e em desequilíbrio, estando essas características refletidas nos perfis longitudinais. Os trechos em equilíbrio apresentam inclinações suaves e côncavas, já os trechos em desequilíbrio apresentam formas convexas (KELLER e PINTER, 1996). Tais convexidades são interpretadas como ruptura de declive no leito do rio, por sucessivas quebras que são denominadas zonas de rupturas de declive ou knickzonas (*knickzones*), que se formam em resposta da queda do nível de base. Marcam, desse modo, o distanciamento e o desvio da forma característica lisa e côncava ideais dos perfis de rios aluviais ou rochosos (GOLDRICK e BISHOP, 1995; PEDERSON e TRESSLER, 2012) (Figura 2.2.1 C).

As rupturas de declive podem se desenvolver devido à atividade tectônica, em função de estruturas herdadas de ciclos anteriores ou pela tectônica recente local (BISHOP et al., 2005). Segundo Burbank e Anderson (2011), falhas normais em que o teto está na direção a jusante provoca o desenvolvimento de uma ruptura ao longo do perfil longitudinal do rio. Do mesmo modo, falhas de empurrão geram elevação diferencial e desenvolvem *knickpoints*. Em ambos os casos o nível de base de erosão em relação a montante do rio terá sido rebaixado através da falha. Os *knickpoints* também podem se desenvolver sem a presença de efeito de tectonismo, gerados somente pela diferença de competência litológica à erosão, tais como o grau de coesão do material e a diferença da resistência entre as camadas, resultando em erosão diferencial, onde a erosão da unidade menos resistente promove o solapamento da unidade mais resistente. As rochas mais coesas tendem a sustentar as rupturas de declives da drenagem (HARBOR et al. 2005).

As rupturas de declive que ocorrem nos canais ocasionam o aumento da energia do fluxo da drenagem devido ao acréscimo da declividade e consequentemente aumento da erosão do canal. O efeito comum dessa erosão é a migração ou propagação do *knickpoint* à montante, pela queda do nível de base. Nesse processo, a taxa de erosão é maior do que a taxa de deposição, resultando na incisão do leito, até que este torne-se equilibrado com o sistema

(perfil de equilíbrio), mas com aumento do vale e formando terraços fluviais abandonados. Com a continuação da migração, o fluxo de sedimentos aumenta para jusante devido à erosão acentuada à montante, sem necessariamente aumento correspondente à declividade. O aumento do fluxo de sedimentos pode causar deposição no interior do canal causando elevação do leito do canal. Quando os *knickpoints* estão próximos às cabeceiras dos afluentes, há novamente incisão do leito do rio, devido a diminuição da produção de sedimentos (Figura 2.2.1 B). Os vários eventos de incisão e deposição durante a migração podem ser registrados nos terraços fluviais, sendo sua datação utilizada para o conhecimento da taxa da propagação dos *knickpoints* (BURBANK e ANDERSON, 2011).

Gardner (1983) realizou diversos experimentos em materiais homogêneos e coesos a fim de analisar a evolução e migração dessas rupturas. Durante esses experimentos observou-se que acima da borda de ruptura o canal torna-se mais íngreme, estreito e profundo, ocorrendo uma rápida erosão nessa região. O autor concluiu que em leito composto por materiais de mesma resistência, o *knickpoint* originalmente íngreme evolui pela substituição da declividade (*replacement*) até alcançar uma declividade quase uniforme. O recuo paralelo (*paralell retreat*) em rocha homogênea ocorre se a rocha for bastante fraturada ou também quando há variação da resistência das rochas, onde uma camada resistente sobrepõe as rochas menos resistentes, nesse caso a incisão e o colapso da borda de ruptura do *knickpoint* resulta na sua migração para a montante com pouca variação em sua forma (Figura 2.2.1 D). O *knickpoint* pode evoluir também através da sua inclinação, caracterizado pela diminuição uniforme da inclinação da face do *knickpoint*, podendo ocorrer de duas formas; por rotação da face sobre a base ou por rotação em alguns pontos médios da face, neste último caso ocorrendo em materiais muito resistentes.

Os *knickpoints*, quando vistos em mapas, sua distribuição ocorre em posições análogas com respeito à foz de vários tributários, gerando visualmente uma distribuição circular das rupturas de declive, inferindo que ocorre a propagação do *knickpoint* a montante através da erosão. Entretanto rupturas de declividade separados por zonas com baixa e alta taxa de elevação, caracterizando numa elevação diferencial, associados a níveis topográficos

diferentes, estes podem estar alinhados segundo um *trend* tectônico, inferindo que essas rupturas tiveram origem estrutural (Figura 2.2.1 E).

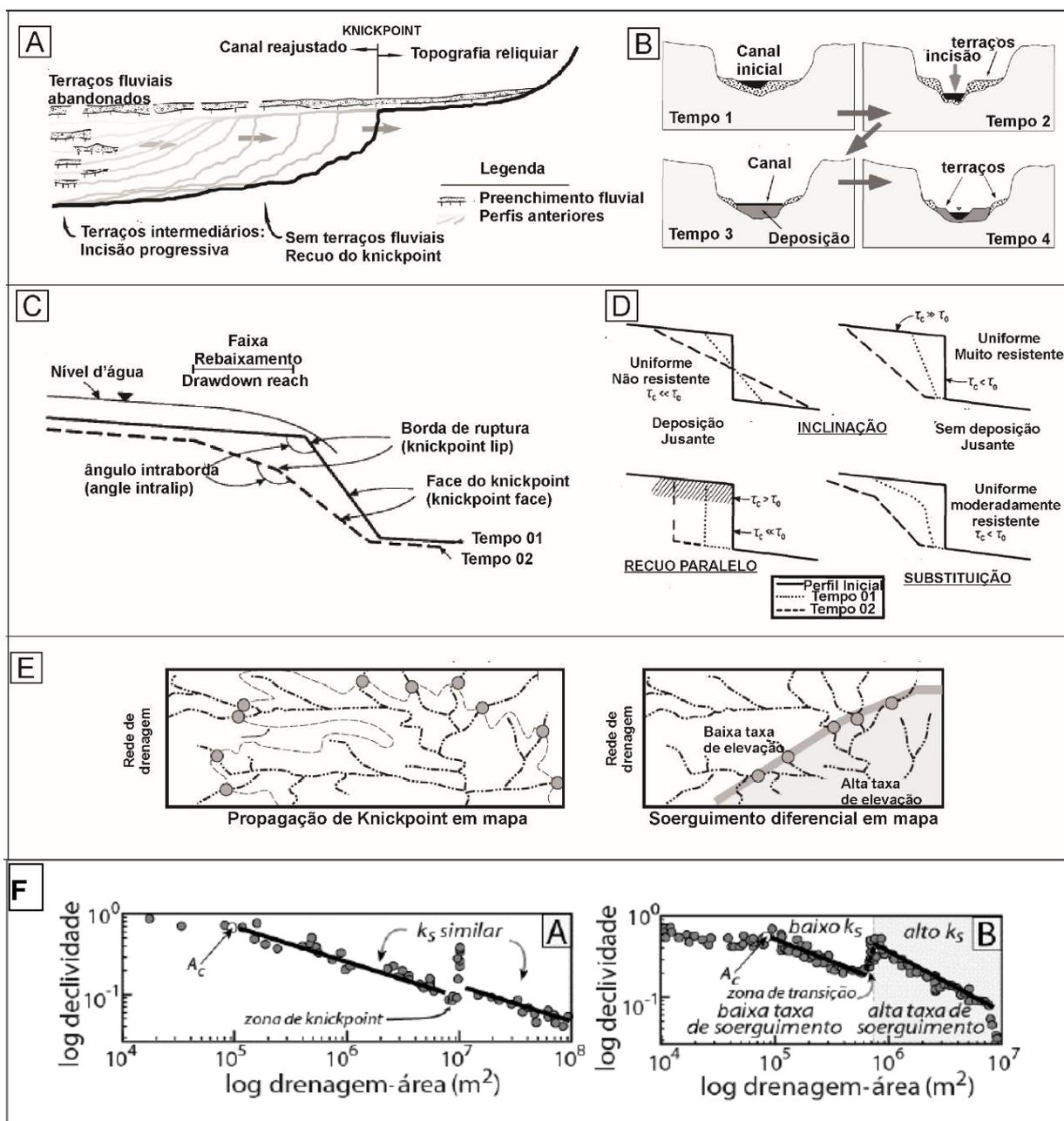
As mudanças abruptas na declividade quando projetadas em regressões lineares "log declividade *versus* log área" de drenagem, as porções mais íngremes das zonas de *knickpoints* serão realçadas, elevando-se sobre uma tendência mais ampla que define a concavidade global do canal. Baseado nos contrastes observados em dois modelos de regressões "log declividade *versus* log área" de drenagem, é possível distinguir a assinatura de um *knickpoint* gerado por erosão remontante de um trecho convexo similar, porém gerado por soerguimento diferencial. No gráfico "declividade *versus* área" de drenagem, um *knickpoint* característico de erosão por rebaixamento do nível de base se destaca como uma anomalia que separa dois trechos de índices de gradiente similares (Figura 2.2.1 F(a)), enquanto um gerado por soerguimento diferencial corresponde a um trecho anômalo que funciona como ponte para dois trechos adjacentes de índices de gradiente distintos (Figura 2.2.1 F(b)) (BURBANK e ANDERSON, 2011).

### 2.2.1 Trabalhos realizados sobre *knickpoints*

Pesquisas sobre processos geomorfológicos têm evoluído devido ao avanço da tecnologia, principalmente das imagens de sensores remotos, passando a ser baseada em modelos numéricos como uma forma de quantificação das mudanças na paisagem (PAZZAGLIA, 2003). Inúmeros trabalhos, da região sul e sudeste do Brasil, buscaram identificar anomalias no perfil longitudinal dos rios pelo cálculo do Índice de Gradiente (RDE), conforme Hack (1973), e sua relação com as deformações tectônicas atuais. Como Etchebehere (2000) e Etchebehere et al. (2004, 2006), detectaram prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe (SP), assim como Fujita et al. (2011) e Franco et al. (2008), identificaram prováveis atividades neotectônicas a partir das zonas anômalas ao longo do curso principal do rio Ivaí (PR/MS). Guedes et al. (2006, 2009) realizaram análises de perfis longitudinais no rio Santo Anastácio (SP) e Lima (2009), analisou o controle geológico nos perfis longitudinais do rio das Pedras sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. No Brasil são poucas as pesquisas desenvolvidas a

partir do método de Harbor et al. (2005) dessa forma, com destaque aos estudos realizados na Amazônia e Roraima por Val e Silva (2011), Santos et al. (2011), Val et al. (2013, 2014) e Sanches et al. (2015).

**Figura 2.2.1** **A)** Figura esquemática de um knickpoint ao longo do perfil longitudinal, é mostrado os terraços fluviais abandonados gerados durante a migração do knickpoint a montante **B)** Figura esquemática da resposta do canal à migração do knickpoint **C)** Morfologia típica de um knickpoint **D)** Modelos de evolução e migração dos knickpoints em diferentes materiais **E)** Disposição dos Knickpoints em mapa quando ocorre soergimento diferencial **F)** Knickpoints de migração remontante versus zonas de soergimento diferencial em gráficos "log declividade-log área" de drenagem. **(A)** Knickpoint causado por erosão remontante se destaca como um sobressalto anômalo separando dois trechos de índices de gradiente similares. **(B)** Gráfico de regressão de uma zona de soergimento diferencial que apresenta um trecho de maior declividade funcionando como uma ponte para dois trechos adjacentes com índices de gradiente distintos.



**Fonte:** **(A)** Crosby et al. (2005) **(B)** Burbank e Anderson (2011) **(C)** e **(D)** Gardner (1983) **(E)** e **(F)** Burbank e Anderson (2011).

## CAPÍTULO 3 Materiais e Métodos

### 3.1 Materiais

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

- Folhas topográficas digitalizadas e vetorizadas (IBGE, 1973), na escala 1:100.000, adquiridas junto ao Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (Epagri/Ciram):

- i. Folha de São Sebastião do Arvoredo (SH-22-X-A-II)
- ii. Folha de São Joaquim (SH-22-X-A-III)

- Mapa de Geodiversidade de Santa Catarina, na escala 1:500.000 e o Mapa de Geodiversidade do Rio Grande do Sul, 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 (Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2004).

- Modelo SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) resolução 90m (3 arcsegundos), com acurácia horizontal da ordem de 50 m e vertical de 12 m, produzido pela NASA, disponível para download no site ([https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2\\_1/](https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/)).

Foram utilizados os seguintes *softwares*, disponíveis no Núcleo de Geoprocessamento da UFPR (NUGEO):

- ArcGis v. 10.2 (Esri Inc. 2005): confecção de mapas temáticos, atualização e organização dos bancos de dados.

- GlobalMapper v.16.0: elaboração dos perfis topográficos e modelo digital de elevação 3-D.

- MatLab R2012a (*Matrix Laboratory*): elaboração dos perfis longitudinais dos rios e mapa de distribuição dos *knickpoints*.

- Wintensor v.5.8.4 (Delvaux e Sperner, 2003) e *Stereonet32*: confecção de diagramas de paleotensores e projeções estereográficas e diagramas de roseta.

### 3.2 Métodos

### 3.2.1 *Levantamento Bibliográfico*

Levantamento bibliográfico referente à evolução tectono-estratigráfico e eventos deformacionais da Bacia do Paraná, com destaque aos trabalhos de Roldan (2007), Jacques (2013) e Besser (2015), permitindo a fundamentação teórica para o estudo.

### 3.2.2 *Análise geomorfológica: relevo e drenagem*

Análise dos elementos morfoestruturais da paisagem com objetivo de determinar o condicionamento do relevo e da drenagem, pelas características tectônicas da região, para a delimitação de compartimentos morfotectônicos. A análise da geomorfologia tectônica das bacias hidrográficas dos rios Lava-Tudo e Pelotas, foi apoiada nos seguintes produtos para auxílio: a) mapa hipsométrico b) Modelo Digital de Elevação com visualização em 3-D c) mapa de lineamentos de relevo e da drenagem d) mapa de drenagem e) mapa de distribuição de *knickpoints* f) perfis longitudinais dos rios.

### 3.2.3 *Análise do relevo*

A análise geomorfológica compreendeu, através do modelo de imagem SRTM, a identificação de feições no relevo (zonas de escarpas, alinhamentos de relevo, vales e interflúvios, entre outros.). O reconhecimento dos tipos morfológicos, principalmente daqueles empregados na caracterização morfoestrutural e morfotectônica, foi realizado de acordo com os estudos de Cotton (1958), Bloom (1978), Summerfield (1993), Stewart e Hancock (1994) e Keller e Pinter (1996). O Modelo Digital de Elevação (MDE) foi utilizado para destacar as feições estruturais do terreno e propiciar a visão completa dos lineamentos da área de estudo. A extração dos lineamentos de relevo foi feita, na escala 1:100.000, em mapas de relevo sombreado através da ferramenta *hillshade*, via ArcGis 10.2.

### 3.2.4 *Análise da drenagem*

A rede de drenagem, assim como a delimitação das bacias, em formato *shapefile*, foi obtido automaticamente a partir do modelo SRTM, através da ferramenta *Hidrology* no *software* ArcGis 10.2, na escala 1:100.000. A análise das anomalias de drenagens, tais como meandros localizados, segmentos retilíneos, curvas anômalas, captura de drenagem, formas assimétricas foram reconhecidas e discutidas conforme os conceitos de Howard (1967), Schumm (1986), Deffontaines (1989), Summerfield (1993), Stewart e Hancock (1994) e Keller e Pinter (1996). Foram extraídos lineamentos dos segmentos de drenagem de primeira e segunda ordem, para observar se há um padrão ordenado. Os lineamentos identificados no relevo e na drenagem, foram analisados estatisticamente através de diagramas de rosetas por frequência, utilizando-se a ferramenta *Azimuthfinder* e o *software* *Stereonet32*.

#### 3.2.4.1 Padrão e Propriedades da drenagem

As classificações das drenagens das bacias hidrográficas estudadas foram feitas de acordo com Summerfield (1993). Segundo o autor, os padrões básicos das drenagens são: dendrítico, paralelo, treliça, treliça, retangular, radial, anelar e centrípeto. Além dos padrões básicos, também os padrões modificados, que mantêm parte das características associadas aos padrões básicos, conforme Howard (1967).

A análise das anomalias de drenagem foi realizada pela observação dos seguintes aspectos: ocorrência de padrão dendrítico com padrão radial, anelar ou treliça, canal com entrelaçamento localizado, retilinearidade entre canais, meandramento localizados e comprimidos, alargamento e estreitamento anômalo de canal ou vales, depósitos aluviais, pântanos e lagos isolados, assimetria de comprimento de drenagens, curvas e inflexões anômalas em canais de drenagem (HOWARD, 1967). Além de feições de captura de drenagem, que podem ser identificadas por trechos de drenagem em forma de cotovelos (BISHOP, 1995).

### 3.2.5 Cálculo quantitativo da assimetria das bacias

A análise da assimetria das bacias teve como finalidade detectar possíveis atividades de basculamentos em grandes áreas, calculado a partir do Fator de Assimetria (FA) proposto por (HARE e GARDNER, 1985) (Figura 3.2.1). Para a obtenção do fator assimétrico das bacias hidrográficas estudadas, foram utilizados os seus limites e o segmento dos seus rios principais (formato *shapefile*), via ArcGis 10.2. Foram calculadas as áreas referentes a margem da direita, onde seu valor foi dividido pela área total da bacia e posteriormente multiplicado por 100, obtendo assim o valor do Fator de Assimetria (FA). Segundo Keller e Pinter (1996), valores próximos a 50 indicam a ausência de atividade tectônica. Os valores menores que 50 mostram provável basculamento na margem direita do rio, enquanto valores maiores que 50 revelam provável basculamento da margem esquerda da bacia, onde esse basculamento influencia diretamente no tamanho dos afluentes das bacias.

### 3.2.6 Confecção de Perfis longitudinais e Knickpoints

O primeiro passo para elaboração dos perfis longitudinais foi a obtenção do modelo de imagem SRTM de 90m de resolução, com nenhum processamento prévio, para a geração dos atributos das bacias hidrográficas estudadas, tais como, rede de drenagem (*stream link*), bacia de drenagem (*watershed*), direção de fluxo (*flow direction*), acumulação de fluxo (*flow accumulation*) e fluxo de comprimento da drenagem (*flow length*), adquiridos a partir da ferramenta *Hidrology*, via *software* ArcGis 10.2. Em seguida, os atributos (formato ASCII) são importados no programa Matlab (R2012a) para correção de ruídos provenientes do modelo SRTM e para suavização dos perfis longitudinais preservando as principais mudanças de declividade eliminando erros localizados, conforme os algoritmos (*loading\_data*, *basin profile*, *summary\_process*, *plotting* e *cell2*) desenvolvido por Harbor *et al.* (2005). Segundo o autor, o objetivo do método é encontrar numericamente *knickpoints* ou *knickzones* e correlaciona-los com o objetivo de avaliar a dinâmica de *knickpoints* e a erodibilidade relativa, sob diferentes tipos de substrato.

Este processo permite traçar uma comparação gráfica entre o gradiente pela área e da declividade pela área, por meio da aplicação de regressões lineares, conforme Harbor *et al.* (2005). A partir desse programa são calculados o desvio do nível de base em relação ao perfil longitudinal ideal previsto para a bacia (perfil côncavo sem rupturas). Tal determinação é fundamental para quantificar os desvios e identificar os prováveis locais em que ocorrem os *knickpoints*. Em seguida, o perfil de desvio (formato ASCII) é importado para o ArcGIS 10.2, para plotagem das áreas com convexidades anômalas no MDE e correlação com dados geomorfológicos e estruturais. O resultado das possíveis ocorrências dos *knickpoints*, dos perfis longitudinais foram analisados e discutidos com base nos trabalhos de Gardner (1983), Mckeown *et al.* (1988), Bishop *et al.* (2005), Harbor *et al.* (2005) e Crosby e Whipple (2006).

### 3.2.7 *Etapas de campo e análise estrutural*

Foram realizadas duas etapas de campo em dezembro de 2015 e junho de 2016. O trabalho de campo consistiu no mapeamento geológico básico das unidades que afloram na região e a obtenção de dados estruturais visando, sobretudo, a caracterização sistemática dos litotipos e das orientações dos elementos estruturais.

Realizou-se de forma sistemática a classificação, hierarquização e tratamento dos dados de campo, obtidos através da tomada de parâmetros estruturais como atitudes de falhas, fraturas, estrias, lineações, cinemática das falhas. Foram obtidas 170 medidas de falhas com cinemática, onde os dados foram plotados no *software* WinTensor v.5.8.4 (DELVAUX e SPERNER, 2003), para determinação dos campos de paleotensões, o programa é baseado no método dos diedros retos de Angelier e Mechler (1977), o qual define campos de esforços principais para regiões falhadas.

## CAPÍTULO 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma bacia paleozoica intracontinental da Plataforma Sul-Americana, que perfaz uma área de aproximadamente 1,5 milhão km<sup>2</sup>, localizada a S-SE do território brasileiro, além de regiões do Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (MANTOVANI e ZALÁN, 1997, MILANI, 1997, 2004).

A bacia possui uma forma alongada onde seu eixo maior possui direção NNE-SSW, seu contorno atual é definido por limites erosivos relacionados predominantemente à história geotectônica meso-cenozoica do continente (ZALÁN et al. 1990, MILANI 2004). O flanco leste da bacia compreende a região entre o sudeste do Brasil e o Uruguai, que foi profundamente modelado pela erosão em função do soerguimento crustal associado ao processo de ruptura do Pangea. O flanco ocidental é definido por uma feição estrutural positiva orientada N-S, relacionado à sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo Cinturão Orogênico Andino. Para SSW, a bacia se prolonga para o Uruguai e Argentina, enquanto a borda NNE representa um limite deposicional (MILANI et al. 2007).

Considerada como sinéclise, seu registro stratigráfico compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura total de cerca 7.000 m, coincidindo geograficamente com o depocentro estrutural com a região da calha do rio Paraná. O processo de sedimentação teve início do Neo-Ordoviciano até Juro-Cretáceo, quando se instalou o evento magmático de expressão continental (Província Magmática do Paraná), associado ao processo de ruptura do Gondwana no Mesozoico, onde uma área de cerca 734.000 km<sup>2</sup> foram cobertos por derrames basálticos, atingindo cerca de 1.700 m de espessura. Posteriormente, parte das rochas vulcânicas foram cobertas por um novo evento de sedimentação que ocorreu no início do Neo-Cretáceo relativo a 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 estratigráfico da bacia é caracterizado por seis unidades paleoestratigráficas (MILANI 1997 e 2004), subdivididas como supersequências: 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 a Formação Serra Geral, do Grupo São Bento e Bauru (Neocretáceo) que correspondem a sedimentos continentais e rochas ígneas associadas (MILANI et al. 2007). A área de estudo engloba somente as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Figura 4.1.1). Desse modo, dar-se-á destaque a sequência Gondwana III como subsídio ao estudo ora em desenvolvimento.

#### *4.1.1 Supersequência Gondwana III*

O registro geológico da supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) está amplamente distribuído pela Bacia do Paraná estando constituída pelos sedimentos eólicos da Formação Botucatu (ALMEIDA, 1954) e rochas vulcânicas cretáceas da Formação Serra Geral. A Formação Serra Geral é produto do intenso magmatismo associado à ruptura do continente Gondwana e abertura do Atlântico, que resultou na Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka.

#### 4.1.2 *Província magmática do Paraná Etendeka (PMPE)*

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) representa uma das maiores províncias magmática do planeta, correspondendo a rochas vulcânicas e sub-vulcânicas (Província Magmática do Paraná – PMP) e da Formação Etendeka no continente africano (Província Magmática de Etendeka). 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. 1996, ARIOLI e LICHT, 2010).

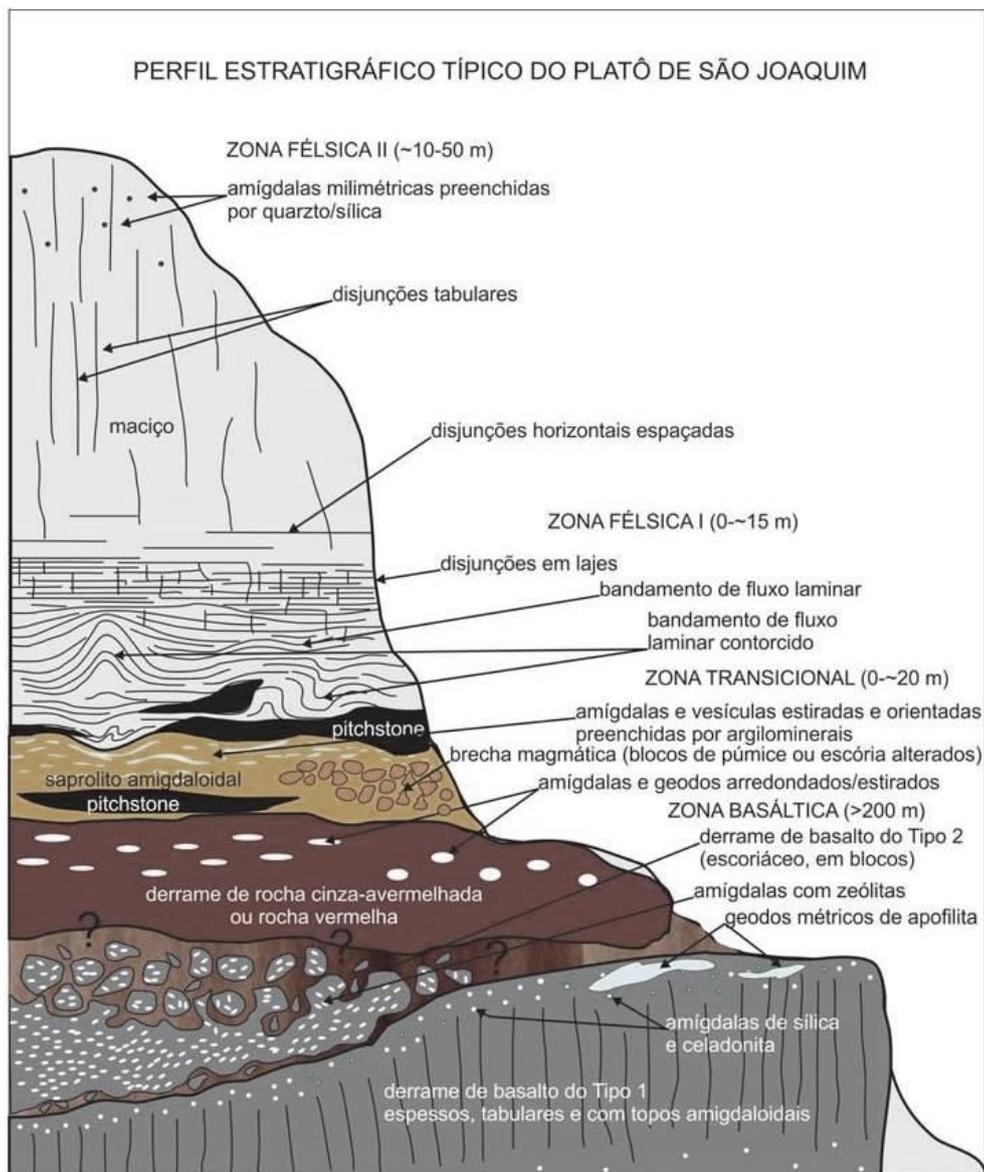
A Província Magmática do Paraná estende-se por uma área de aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup> com volume estimado superior a 600.000 km<sup>3</sup> (PEATE et al. 1992, FRANK et al. 2009), sobre os estados da região sul e centro-oeste do Brasil, correspondendo às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na qual predominam derrames basálticos toleíticos (90%), com andesitos toleíticos (7%) e dacitos, riódacitos riolitos subordinados (BELLIENI et al. 1986). Além de países vizinhos como o sudeste do Paraguai (Formação Alto Paraná), leste do Uruguai (Formação Arapey) e norte da Argentina (Formação Curuzú Cuatiá). A principal fase magmática ocorreu entre 133 Ma e 130 Ma (RENNE et al. 1992, PEATE et al. 1992, ERNESTO et al. 1999, 2002). Datações (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) sugerem que o magmatismo teria se iniciado a 134,7 ± 1 Ma (Thiede e Vasconcelos, 2008).

Este evento magmático se traduziu como uma espessa cobertura de lavas, redes de diques cortando a seção sedimentar da Bacia e múltiplos níveis de soleiras nos planos de estratificação dos sedimentos paleozoicos. 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 Gondwânico, estes enxames são considerados como um possível ponto tríplice, a partir do qual a abertura do Atlântico Sul que evoluiu nas direções do Enxame Florianópolis e Serra do Mar, e em um braço abortado, o Arco de Ponta Grossa (DECKART et al. 1998).

Bellieni et al. (1984), Mantovani et al. (1985), Nardy (1995) classificaram os basaltos da Província Magmática do Paraná em dois grupos distintos baseado na concentração de  $TiO_2$  e abundância em elementos compatíveis: baixo-Ti ( $TiO_2 < 2\%$ ), restringido à porção sul da província e alto-Ti ( $TiO_2 > 2\%$ ) que predominam nas porções centro e norte da PMP. As rochas de baixo-Ti predominam no setor sul da província a sul do lineamento Uruguai as rochas de alto-Ti localizam-se preferencialmente a norte da província no lineamento do Rio Piqueri e entre os dois lineamentos ocorre os dois tipos de rochas (PEATE et al. 1992). Posteriormente, diversos autores estabeleceram uma tipologia mais detalhada para os basaltos, dividindo em seis subtipos que se dividem entre os de alto-Ti que se subdivide em Urubici, Pitanga e Paranapanema e entre as rochas de baixo-Ti que se subdividem em Gramado, Esmeralda e Ribeira (PICCIRILO et al. 1987, PEATE et al. 1992, 1999). Bellieni et al. (1984, 1986) e Piccirillo et al. (1987), ao analisarem o padrão geoquímico das rochas vulcânicas de natureza ácida e intermediária, classificaram as vulcânicas no Tipo Palmas, que ocorre principalmente no Rio Grande do Sul, e secundariamente em Santa Catarina e Tipo Chapecó ocorre em São Paulo e Paraná.

Peate et al. (1999) ao analisar os basaltos da região de São Joaquim identificaram dezoito derrames de basaltos do tipo Urubici, que estão intercalados com basaltos do tipo Gramado (baixo  $TiO_2$ ). Conforme observado pelos autores, as lavas da região de São Joaquim recobriram sucessivamente os sedimentos da Formação Botucatu, havendo evidência de soerguimento diferencial da região de São Joaquim pós-magmatismo Serra Geral, baseada na correlação de estratos riolíticos. Segundo Besser et al. (2015), a estratigrafia da região corresponde a seis categorias: (1) rochas de caráter transicional, representadas por vulcanitos afaníticos; (2) saprólito amigdalóide de cor amarela com lentes de *pitchstone*; (3) lentes de *pitchstone* e rochas ácidas afaníticas com bandamento de fluxo; (4) rochas ácidas afaníticas com disjunções em lajes; (5) rochas ácidas afaníticas finas maciças; (6) rochas ácidas maciças com raras amígdalas (Figura 4.1.1).

**Figura 4.1.1** Perfil estratigráfico do Platô de São Joaquim.



Fonte: Besser et al. (2015).

## 4.2 Arcabouço Tectônico/Estrutural da Bacia do Paraná

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é significativamente controlado pela reativação de estruturas presentes no embasamento (NORTHFLEET et al. 1969), formado pelas rochas da plataforma Sul-Americana, intensamente deformadas durante os eventos tectono-magmáticos do ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior – Ordoviciano) (ALMEIDA e HASUI, 1984).

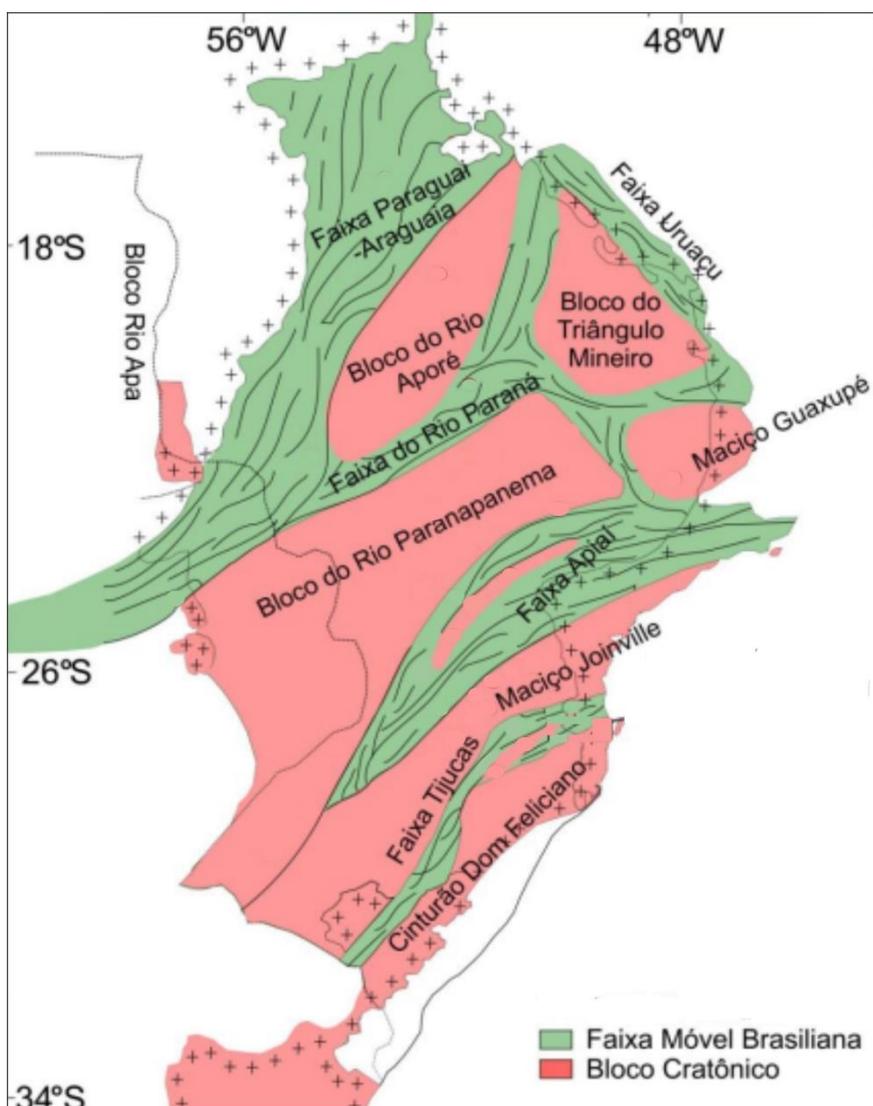
O embasamento aflorante que bordeja a margem leste/sudeste da Bacia do Paraná é constituída pelas faixas Dom Feliciano e Ribeira, com direção NE separados por um núcleo cratônico Rio La Plata/Luiz Alves. Na margem norte/nordeste ocorre a Faixa Uruaçu, cinturão móvel de idade Proterozoico Médio com direção NW, e os Maciços de Guaxupé e Goiás, compostos por rochas cristalinas arqueanas, remobilizadas durante o ciclo Brasileiro. Na margem oeste/noroeste ocorre a faixa de dobramentos Paraguaia-Araguaia de direção N-S em toda margem ocidental da bacia (ZALÁN et al. 1990) (Figura 4.2.1).

O conjunto de crátons e faixas móveis contem inúmeras zonas de fraqueza, as quais cruzam o embasamento, seccionando-o em centenas de megablocos, blocos e sub-blocos. Estas zonas de fraqueza pré-existentes são as principais dissipadoras dos esforços intraplaca, segundo Fulfaro et al. (1982), Soares et al. (1982), Almeida (1983), Zalán et al. (1987, 1990), Riccomini (1995), Rostirolla et al. (2000). A ação de tensões sobre a placa heterogênea seria responsável pela reativação tectônica das estruturas do embasamento, sendo responsável pela formação de altos estruturais nas unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná, além de inúmeras feições tectônicas, as quais desempenharam papel controlador na sedimentação da bacia.

A presença dos arqueamentos e flexuras na Bacia do Paraná exerceu papel fundamental na sua compartimentação estrutural, sendo limitada a oeste pelo Arco Assunção, com direção N-S, e ao norte pelo Arco de Goiana/Alto Paranaíba, com direção NW-SE. No interior da bacia ocorre uma série de lineamentos com direção NW, sendo os mais importantes para sua configuração: o Arco de Ponta Grossa e o Arco do Rio Grande (ZALÁN et al. 1990). Segundo Almeida (1983, 1986, 2000), estas estruturas se manifestaram de forma mais intensa no Mesozoico (Jurássico - Cretáceo Inferior), particularmente na borda leste da bacia, quando ocorreu a ruptura Pangeia, responsáveis pelo magmatismo basáltico da Formação Serra Geral e também pelo magmatismo alcalino. Durante o vulcanismo da Formação Serra Geral houve um importante processo diastrófico manifestado a partir do Jurássico que envolveu a reativação de antigas falhas do embasamento da bacia, surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras, acentuada subsidência da Bacia do Paraná e abertura do Oceano Atlântico Sul. O diastrofismo reativou

os grandes lineamentos de direção NW-SE gerando novos conjuntos de falhas paralelas, que condicionaram o alojamento de diques e soleiras de diabásio e o extravasamento de grande volume de rocha ígnea associado ao magmatismo toleítico Serra Geral. Este evento foi denominado como Reativação Wealdeniana por Almeida (1967), Ativação Mesozoica por Almeida (1972), evento Sul-Atlântica por Schobbeanhaus et al. (1984) e Ativação Pós-Paleozoica por Almeida e Carneiro (1987).

**Figura 4.2.1** Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná.



Fonte: modificado Milani (1997).

Almeida (1983) subdividiu a Reativação Wealdeniana em três estágios, sendo o primeiro correspondente à fase rifte (Triássico-Jurássico), que gerou a estrutura negativa alongada, que mais tarde viria ser ocupada pela Bacia de Santos; o segundo estágio relacionado ao estágio de reativação, entre o Aptiano e o final do Cretáceo, correspondente à fase oceânica e o terceiro, no Cenozoico, associado ao desenvolvimento das bacias tafrogências costeiras no sudeste brasileiro e ao vulcanismo alcalino, em diversos locais, durante o Eoceno.

Durante a Reativação Wealdeniana (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior) ocorreu o soergimento do Arco de Ponta Grossa, acompanhado de expressiva intrusão de enxames de diques básicos paralelos ao eixo do arco (NW-SE) (STRUGALE et al. 2007). Segundo Ferreira (1982), o Arco de Ponta Grossa é limitado a sul pelo lineamento do Rio Piquiri e a norte pela zona de falha de Guapiara e sua charneira coincide grosso modo com a área compreendida entre os lineamentos São Jerônimo – Curiúva e Rio Alonzo. Associado a esse processo ocorreu também magmatismo alcalino nas bordas da Bacia do Paraná, o qual se iniciou no Cretáceo Inferior estendendo-se até o Paleógeno (MIZUSAKI e THOMAZ FILHO 2004). O vulcanismo alcalino ocorreu nas estruturas marginais da Bacia do Paraná reativadas no Mesozoico, tais como: Arco de Bom Jardim de Goiás, Arco de São Vicente, Arco de Assunção e Arco do Rio Grande (TRAVERSA et al. 1996).

Zalán et al. (1990) destacam três direções principais no arcabouço estrutural da bacia: NE-SW (N50-70E), N45-70W (NW-SE) e E-W. As direções NW-SE e NE-SW são consideradas as mais importantes zonas de fraquezas do embasamento que foram reativadas durante a evolução da bacia, podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falha da ordem de centenas de quilômetros de extensão e de dezenas de quilômetros de largura (Figura 4.2.2).

Soares et al. (1982) concluíram que durante o evento tectônico Juro-Cretáceo do Gondwana os lineamentos de direção NE-SW teriam permanecido inativas nesse momento, são relacionadas a movimentações transcorrentes tardibrasilianas, caracterizadas pela presença de estruturas transcorrentes e significativa ausência de diques na região do Arco de Ponta Grossa. A estruturação E-W, está também relacionado a reativação Wealdeniana ativos provavelmente a partir do Triássico, apesar de menos marcantes (ZALÁN et al.

1990), diversos trabalhos mostram que esse *trend* estrutural influencia na direção das drenagens de diversas regiões do sul e sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989, SALVADOR e RICCOMINI 1995, SALAMUNI 1998, CHAVEZ-KUS e SALAMUNI, 2008 entre outros).

O reconhecimento das principais feições estruturais da Bacia do Paraná foi o produto do trabalho de diversos autores. Com isso, Soares et al. (2007) compararam os lineamentos estruturais dessa bacia traçados por diversos autores (FERREIRA, 1982, SOARES et al. 1982, ZALÁN et al. 1990, FREITAS, 2005), que foram baseados em dados de diferentes naturezas, tais como área geofísica, imagens de radar, Landsat e modelos digitais SRTM e diferentes fontes de dados (SRTM, LANDSAT, imagens geofísicas de magnetometria e gravimétricas). Segundo os autores, as direções NW-SE ( $N45\pm 15W$ ) e NE-SW ( $N45\pm 15E$ ) possuem alto índice de concordância entre eles, enquanto as direções NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e E-W apresentam índices muito baixos.

Freitas et al. (2002), identificaram a oeste de Santa Catarina, lineamentos estruturais com direções N30-50E e N40-60W, secundariamente, N-S e E-W. Descrevem falhas verticais (N70E) com cerca de 135 km de extensão e as características morfoestruturais indicam falha de direção N-S, na região do Rio das Antas, no extremo oeste do estado. Freitas (2005) e Freitas e Rostirolla (2005) ao analisarem os lineamentos da região sul do Paraná e norte de Santa Catarina, distinguiram cinco direções preferenciais N60-70E, N30-40E, NNW-NNW, NW e E-W.

Jacques et al. (2010) ao analisarem os lineamentos na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina definem as direções N-S e NNE-SSW para o embasamento, NW-SE e N-S para a Sequência Gondwânica e NE-SW na porção da Formação Serra Geral. Nummer et al. (2014) ao estudarem os lineamentos do Planalto do Rio Grande do Sul, região inserida na Bacia do Paraná, caracterizaram a direção predominante WNW-ESE e, secundária, NE-SW e NNE-SSW, onde foram identificados padrão de falha transcorrente dextral (NE-SW) e sinistral (NW-SE).

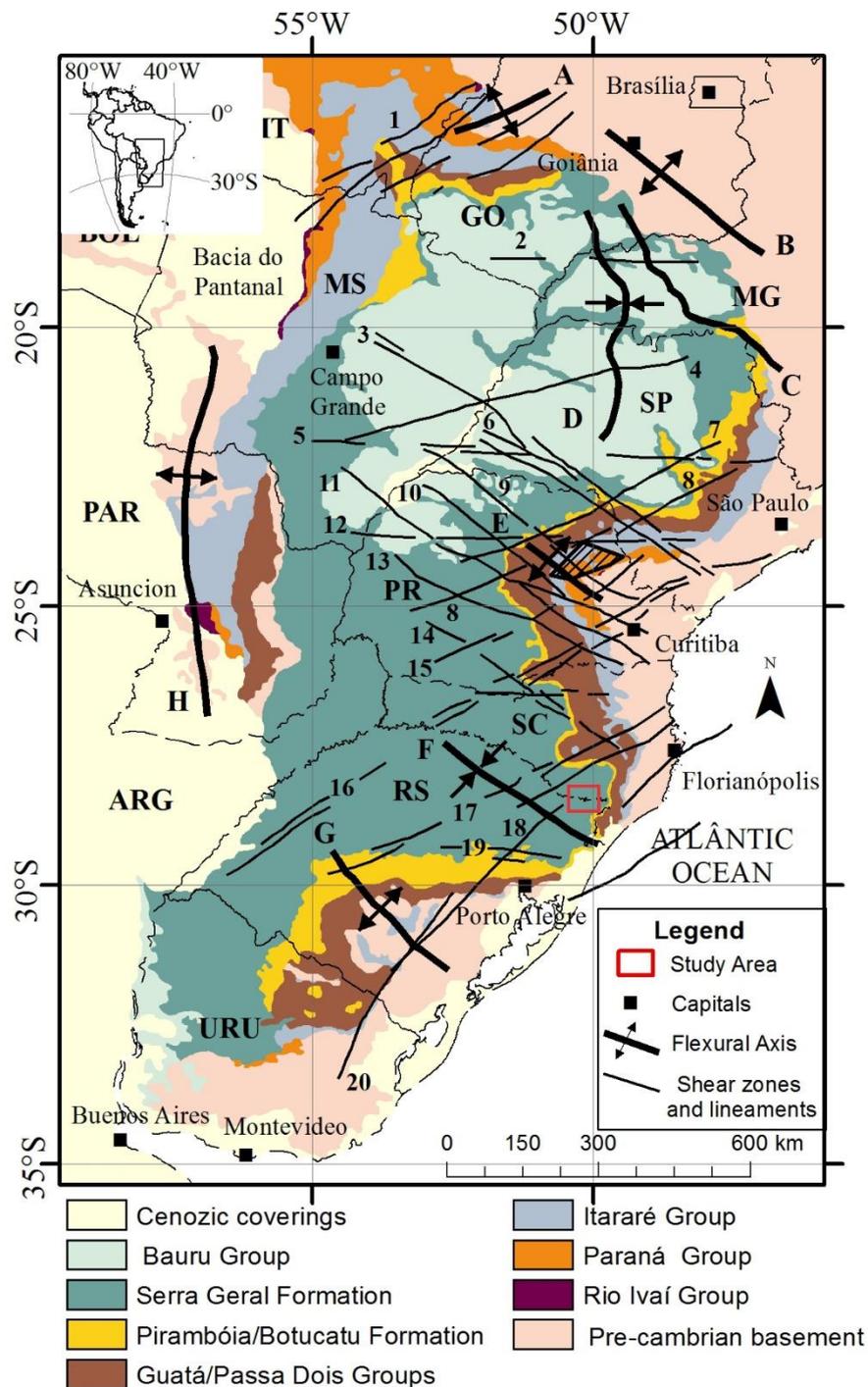
Outros elementos que são destaques na bacia são os altos estruturais que por vezes são associados aos grandes lineamentos estruturais, algumas feições tendo sido resultantes de sucessivas reativações dos lineamentos (ZALÁN et al. 1987, RICCOMINI 1995, ROSTIROLLA et al. 2000). Godoy et al.

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

Conforme trabalho de Roldan (2007) e Machado et al. (2012), alinhamentos identificados no Domo de Lages possuem direções N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE) e, secundariamente, NE e NW. As duas primeiras direções correspondem a falhas transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. Estas estruturas são relacionadas, em grande parte, com a reativação de descontinuidades do embasamento. No Alto de Quatiguá são evidenciadas falhas transcorrentes NE-SW sinistrais e dextrais e falhas distensionais NW-SE, exibindo cinemática sinistral. As primeiras são consideradas mais antigas (Permo-Triássico) e as duas últimas, mais novas (Mesozoico), tendo sido reativadas ou neoformadas no Eocretáceo (ROSTIROLLA et al. 2000).

O Sinclinal de Torres é uma importante feição estrutural que ocorre próxima a área de estudo, localizado no extremo nordeste do Rio Grande do Sul. Trabalhos relacionados a sua caracterização tectônica são muito escassos. Esta feição é um baixo estrutural com orientação NW-SE e o eixo com mergulho suave para NW. Teve seu caráter negativo marcado no final do Permiano, apresentando maior subsidência durante a Reativação Wealdeniana, provavelmente está relacionada a evolução do Arco de Ponta Grossa e Rio Grande (RADAMBRASIL et al. 1986).

**Figura 4.2.2** Mapa de localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná baseado em Vieira (1973), Ferreira (1982) e Zalán et al. (1987): 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea.



Fonte: Trzascos (2006).

### 4.3 Eventos tectônicos pós-magmatismo Serra Geral

Os primeiros registros de reativações tectônicas mesozoicas ocorreram a partir do Jurássico Superior e do Cretáceo Inferior, marcando o início da Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Sul-Atlantiana (SCHOBBEANHAUS et al. 1984). Esta manifestação tectônica caracterizou-se sobretudo pela reativação de antigas falhas, ocasionando o soerguimento de relevos, abatimentos de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná (ALMEIDA, 1983). Durante a Reativação Wealdeniana ocorreu grande soerguimento do Arco de Ponta Grossa, acompanhado com expressiva intrusão de enxames de diques básicos da Província Magmática do Paraná paralelos ao eixo do arco com direção NW-SE, indicando  $\sigma_3$  NE-SW. Os esforços que controlaram a estruturação do Arco de Ponta Grossa perduraram até o Neo-Cretáceo (RICCOMINI, 1995) (Tabela 1).

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 Eo-Cretáceo, apresentando um regime tectônico extensional ( $\sigma_3$  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 Neo-Cretáceo ao Paleógeno, sendo caracterizado por um regime transtensional com  $\sigma_1$  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.

O Domo de Lages, de idade Neocretácea, possui uma configuração concêntrica alongada com eixo maior na direção NW-SE. Segundo Almeida (1986) a intrusão do domo está associada à reativação tectônica de falhas tardi-brasileiras situadas ao sul de Santa Catarina. Roldan (2007) descreveu pela primeira vez a presença de falhas transcorrentes que afetaram as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages propondo um quadro evolutivo.

Segundo o autor a região foi afetada por esforços distensivos NW-SE no final do Cretáceo, gerando falhas normais NE-SW que propiciaram os derrames da PMP e os corpos alcalinos. Posteriormente, instalou-se um regime compressivo NE-SW contemporâneo ao magmatismo alcalino e a estruturação do domo, onde o mesmo regime atuou após a intrusão e o resfriamento das rochas alcalinas, sendo responsável pela geração de falhas transcorrentes destrais NNE-SSW e NE-SW e sinistrais E-W. Em seguida, ocorreu a erosão e denudação do domo resultando na remoção das camadas acima da cota atual de 1200m, havendo um período de estabilidade tectônica que aplainou toda a região, gerando a paleosuperfície que hoje se encontra nesta cota. No final do Mioceno a região foi afetada por distensão (NE-SW) desenvolvendo falhas normais NW-SE que geraram o lineamento do Rio Canoas, a inversão da drenagem principal para dentro do continente e dado o início à dissecação da superfície aplainada. O autor considera provavelmente, após esse período, nova extensão na direção NW-SE que gerou falhas normais NE-SW e reativou as falhas transcorrentes anteriores.

Jacques (2013) analisou as estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, a partir dos estudos dos lineamentos que afetaram o embasamento, a Formação Serra Geral e as alcalinas no Domo de Lages. Foram caracterizados três eventos tectônicos deformadores posteriores à formação da Província Magmática do Paraná e as rochas alcalinas do Domo de Lages. O evento transcorrente mais antigo (Cretáceo Inferior - Superior), observado apenas nos basaltos, possui orientação da compressão máxima ( $\sigma_1$ ) próxima de N-S. Um evento de idade intermediária (Cretáceo Superior-Paleógeno) com  $\sigma_1$  de direção NE-SW caracterizados nos três domínios estudados, que já estaria ativo durante a intrusão das rochas alcalinas associado ao domo e o último evento mais recente (Neógeno - Quaternário) com  $\sigma_1$  de direção preferencial E-W (ESE-WNW). Segundo o autor, os três eventos pós magmatismo Serra Geral envolveram a geração de estruturas transcorrentes e podem ser explicados através de um contexto geodinâmico associado a rotação da Placa Sul-Americana de leste para oeste (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999, ASSUMPÇÃO, 2006).

Nummer et al. (2014) analisaram a tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica da Província Magmática do Paraná na porção leste do

Planalto do Rio Grande do Sul e observaram três eventos tectônicos transcorrentes: o evento (D1) Eocretáceo possui  $\sigma_1$  N-S e gerou falhas transcorrentes destrais NW-SE; O evento (D2), do Neocretáceo ao Paleógeno tem  $\sigma_1$  NE-SW, e formou falhas destrais com direções N-S a NNE-SSW e sinistrais ENE-SSW a E-W, com reativação de estruturas do Escudo Catarinense e Sul Rio Grandense (NE e NNE). O evento mais novo (D3) de idade Paleógeno-Neógeno, possuindo tensão máxima de direção E-W e desenvolveu falhas destrais (NE-SW) e sinistrais (NW-SE), também com reativação de estruturas NE-SW, do Escudo Catarinense, e das estruturas NW-SE geradas na primeira fase da deformação observada.

Dentro do cenário estrutural regional, uma importante feição tectônica de idade cenozoica posterior ao magmatismo Serra Geral, ocorre na região sudeste do Brasil, denominada primeiramente por Almeida (1976) de Sistema de Rifts da Serra do Mar, posteriormente designada de Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) por Riccomini (1989) e Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil por Zalán e Oliveira (2005). Esta feição é caracterizada por um regime tectônico predominantemente extensional, que resultou na formação das bacias tafrogênicas cenozoicas do sudeste do Brasil, durante o Eoceno-Oligoceno. O Rifte Continental do Sudeste do Brasil se desenvolveu entre as cidades de Curitiba, Paraná, Barra de São João (RJ) (RICCOMINI, 1989). Os possíveis reflexos desta tectônica no interior da Bacia do Paraná, no estado de São Paulo, foram analisados por Riccomini (1995, 1997).

Riccomini et al. (2004) dividiu em três segmentos o RCSB. O primeiro corresponde a parte ocidental que engloba a Bacia de Curitiba, os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; o segundo segmento composto pelas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; e o terceiro segmento constituído pelo Gráben de Guanabara, que aloja as bacias do Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João.

Riccomini (1989) definiu uma sequência de quatro eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação do RCSB, ratificados posteriormente por diversos autores. O primeiro evento tectônico é caracterizado por um regime distensivo NW-SE (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 Gráben 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 Gráben da Guanabara. Autores como Mello (1997) e Sarges (2002) que estudaram o valo do rio Doce (MG) observaram esse regime tectônico, assim como, Macini (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 do Holoceno, possui regime distensivo com direção NW (WNW) – SE (ESSE) 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 posterior aos eventos deformacionais identificados por Riccomini (1989), 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, MACINI, 1995, etc).

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  $\sigma_1$  posicionado na vertical e  $\sigma_3$  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 ( $\sigma_1$ ) entre E-W e NW-SE, instalado desde o Mioceno até o fim do Pleistoceno, onde as falhas normais foram reativadas como falhas direcionais e inversas oblíquas inicialmente em regime transtensional (D2') e posteriormente como transpressional (D2'').

Segundo Chavez e Salamuni (2008), o arcabouço estrutural do Complexo Atuba (embasamento da Bacia de Curitiba), a deformação atual ou pré-atual ocorre em regime rúptil, decorrente de falhas recentes ou reativadas, segundo um sistema transcorrente dominante. Descrevem um importante evento tectônico no Neógeno com característica distensiva e cisalhante concordante com o vetor de tensão principal  $\sigma_1$  horizontal e orientado para N-S, responsável pela geração de falhas destrais NNW e sinistrais NNE. É correlacionado com o evento D2' porém o  $\sigma_1$  passa a se orientar, episodicamente, a partir do fim do Pleistoceno na direção NNW-SSE ou N-S.

Diversos autores consideram que os eventos tectônicos do Holoceno são consequência de um campo de tensão principal ( $\sigma_1$ ) aproximadamente na direção E-W (ENE-WSW até WNW-ESSE) e extensão N-S. É compatível com o campo de *stress* E-W a WNW-ESSE 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  $\sigma_1$  de E-W para a direção N-S, sendo a direção E-W, em geral, a direção de compressão dominante.

**Tabela 1:** Cronologia relativa das diferentes fases de deformação nas regiões sul e sudeste do Brasil. A última coluna faz referência às interpretações de outros autores que pesquisaram áreas diversas, as regiões Sul e Sudeste do Brasil, mencionadas a seguir: (AQ) Alto de Queluz; (MAC) Maciço Alcalino de Cananéia; (GG) Gráben da Guanabara; (BP) Bacia do Paraná; (DL) Domo de Lajes; (BaC) bacias cenozoicas; (RCSB) Rifte Continental do Sudeste do Brasil; (BC) Bacia de Curitiba; (ZCPS) Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul; (SG) Formação Serra Geral; (RJ) bacia do rio Jordão; (CAT) Complexo Alcalino Tunas; (BT) Bacia de Taubaté; (CJ) Campos do Jordão; (LAG) Laguna, Santa Catarina; (PQA) Pariquera-Açu.

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

**Fonte:** Salamuni *et al.* (2017).

## CAPÍTULO 5    ARTIGO

### CONDICIONANTE TECTÔNICO NA BACIA DOS RIOS LAVA-TUDO E PELOTAS, REGIÃO CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA, BRASIL

Jéssica Miranda dos Santos<sup>1\*</sup>; Eduardo Salamuni<sup>2</sup>; Clauzionor Lima da Silva<sup>3</sup>,  
Edenilson Roberto do Nascimento<sup>4</sup>, Emerson Sanches<sup>1</sup>, Viviane Barbosa Gimenez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Pos-Graduate Student in Geology, Department of Geosciences, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil.

<sup>2</sup>Department of Geology, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil.

<sup>3</sup>Department of Geosciences, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, Rio de Janeiro, Brazil.

<sup>4</sup>Department of Geography, Federal University of Paraná, Curitiba, Paraná, Brazil.

#### 5.1 Resumo

As bacias hidrográficas dos rios Lava-Tudo e Pelotas estão situadas na borda leste da Bacia do Paraná, centro-leste de Santa Catarina. Nessa região predominam derrames basálticos e riodacíticos do Província Magmática do Paraná ( $133 \pm 1$  Ma) bastante fraturados. A partir da análise morfométrica associada a produtos de sensores remotos e dados estruturais foi possível determinar a influência dos processos tectônicos nessa área. As bacias hidrográficas dos rios Lava-tudo e Pelotas estão controladas por processos tectônicos recentes que criaram o arcabouço geomorfológico local. O relevo é caracterizado por forte dissecação e feições de escarpamento marcando as bordas das bacias. As escarpas foram desenvolvidas a partir de falhas transtensivas com direção NE-SW, com uma inicial reativação sinistral superimposta por outro pulso de movimentação dextral, a partir da herança do arcabouço estrutural proterozoico. Esse conjunto de falhas promoveu o basculamento dos blocos e a deformação do relevo, propiciando entre outros efeitos a assimetria das bacias e a consequente reorganização da drenagem. A rede de drenagem apresenta forte controle estrutural evidenciado pelo padrão treliça, segmentos retilíneos dos rios e formação de *knickpoints* associados às falhas, principalmente de direção NE-SW e NW-SE. Os perfis longitudinais dos rios mostram convexidades que foram associadas a esses sistemas de falhas, os quais representam cachoeiras e cascatas, como aquelas encontradas na bacia do rio Pelotas (Cachoeira Barrinha e Rondinha) configurando o relevo como transicional, passando por um processo de rebaixamento moderno. As estruturas NNE-SSW e NNW-SSE não estão ligadas a planos antigos de rupturas, podendo ser interpretadas como falhas nucleadas provavelmente entre o Paleógeno e o Neógeno que compartimentam parte da rede de drenagem na geração de vales fluviais profundos e retilíneos. O condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Holoceno a partir de diferentes pulsos deformacionais. O pulso deformacional mais antigo foi atuante possivelmente no intervalo Paleoceno-Mioceno, com  $SH_{max}$  NE-SW e  $Sh_{min}$  NW-SE, que gerou falhas transcorrentes destrais N-S e reativou com cinemática sinistral as falhas E-W e falhas NE-SW do embasamento proterozoico. No Plio-Pleistoceno a deformação com  $SH_{max}$  NNW-SSE e  $Sh_{min}$  ENE-WSW, foi responsável pela reativação das falhas transcorrentes destrais (NW-SE) e formação das falhas sinistrais (N-S). Por fim, há pulso tectônico no Holoceno, ainda vigente, que apresenta esforços  $SH_{max}$  E-W e com  $Sh_{min}$  N-S que reativou intensamente as falhas transcorrentes destrais NE-SW, influenciando fortemente a modificação do relevo.

**Palavras-chaves:** neotectônica, morfotectônica.

## Abstract

The hydrographic basins of Lava-Tudo and Pelotas are located on the eastern border of Paraná Basin, center-east of Santa Catarina. The region is marked by the occurrence of highly fractured basaltic and riodacitic flows associated to the Paraná Magmatic Province ( $133 \pm 1$  Ma), showing notable structural joints and faults. Through the morphometric analysis obtained from remote sensing results and structural data it was possible to determine the influence of morphotectonic and tectonic processes in the area, which controls the geomorphological framework of Lava-Tudo and Pelotas drainage basins. The relief is characterized by strong dissection and escarpment features which delimitate the drainage basin borders. The scarps were developed by the activation of NE-SW transtensive shear faults inherited from the proterozoic structural framework, with an initial sinistral reactivation superimposed by a second pulse of dextral movement. Those faults promoted the rotation and tilting of blocks to WNW, followed by increased hydrographic basin asymmetry and drainage reorganization. The drainage network is strongly controlled by structural features, showing frequent trellis patterns, rectilinear river segments and formation of knickpoints associated to the fault systems, especially to the NE-SW and NW-SE trends. The longitudinal profiles of rivers show convexities which correspond in field to waterfalls and cascades such as the ones found in the Pelotas river (Barrinha and Rondinha waterfalls). Those geomorphological features were associated to the mentioned fault systems, showing that the relief is in a transitional state of modern denudation. The NNE-SSW and NNW-SSE structures are not related to ancient basement faults and were interpreted as neofomed faults associated to the Paleogene and Neogene periods which controlled portions of the drainage network by generating steep and rectilinear fluvial valleys. The tectonic shaping of the drainage basins and relief morphology in the area is probably occurring from Paleocene to Holocene through a series of different deformation pulses. The most ancient pulse was possibly active from Paleogene to Miocene, showing a compressive NE-SW  $S_H$ max and distensive NW-SE  $S_h$ min which developed dextral N-S and sinistral E-W strike-slip faults and reactivated NE-SW structures from the proterozoic basement as sinistral strike-slip faults. In the Plio-Pleistocene, the deformation associated to the NNW-SSE compressive  $S_H$ max and ENE-WSW distensive  $S_h$ min paleostresses was responsible for the reactivation of dextral NW-SE and formation of sinistral N-S strike-slip faults. The Holocene's tectonic pulse is related to an E-W compressive  $S_H$ max and N-S distensive  $S_h$ min which reactivated dextral NE-SW strike-slip faults and strongly influenced relief modification in the area.

**Keywords:** neotectonics, morphotectonics.

## 5.2 Introdução

As pesquisas sobre tectônica pós-mesozoica nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil têm alcançado avanços significativos no reconhecimento de falhas que têm atuado tanto no Paleógeno quanto no Neógeno. O quadro tectônico estabelecido, no entanto, tem sido correlacionado às deformações descritas no sudeste do país, com vistas a importante deformação que resultou na formação das bacias do sistema de riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI, 1995; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; FERRARI, 2001) e Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005), bem como os eventos tectônicos subsequentes descritos em outros estudos (SALAMUNI et al. 2004; SILVA e MELLO, 2011; MORALES et al. 2012; SALAMUNI e FIORI 2012, PEYERL, 2016; FARIAS, 2016).

Na porção sul do país, uma das dificuldades na identificação e determinação da manifestação tectônica tem sido o predomínio da forte erosão em áreas de relevo acentuado, com pouca cobertura sedimentar e solo pouco desenvolvido, além da ocorrência amplamente predominante de rochas mesozoicas da Província Magmática do Paraná. Essas características impõem dificuldades ao reconhecimento da deformação tectônica mais jovem bem como a identificação do limite temporal das deformações e, conseqüentemente, no processo de evolução do sistema relevo-drenagem.

A porção centro-leste de Santa Catarina, área de estudo que se enquadra nesse contexto, está situada no Platô de São Joaquim, área mais elevada da Serra Catarinense, por volta de 1.700 m. Portanto impõem-se a necessidade de aplicação de técnicas morfométricas específicas fundamentais como forma de subsidiar a investigação estrutural (SUMMERFIELD, 1993; HOLBROOK e SCHUMM, 1999; BURBANK e ANDERSON, 2011).

Tendo em vista que o sistema de drenagem é sensível às manifestações tectônicas a pesquisa foi aplicada especificamente nas bacias dos rios Lava-Tudo e Pelotas, perfazendo uma área de cerca 5300 km<sup>2</sup>, localizadas no centro-leste do Estado de Santa Catarina, região sul do Brasil (Figura 5.2.1), com propriedades morfométricas características e situadas numa região

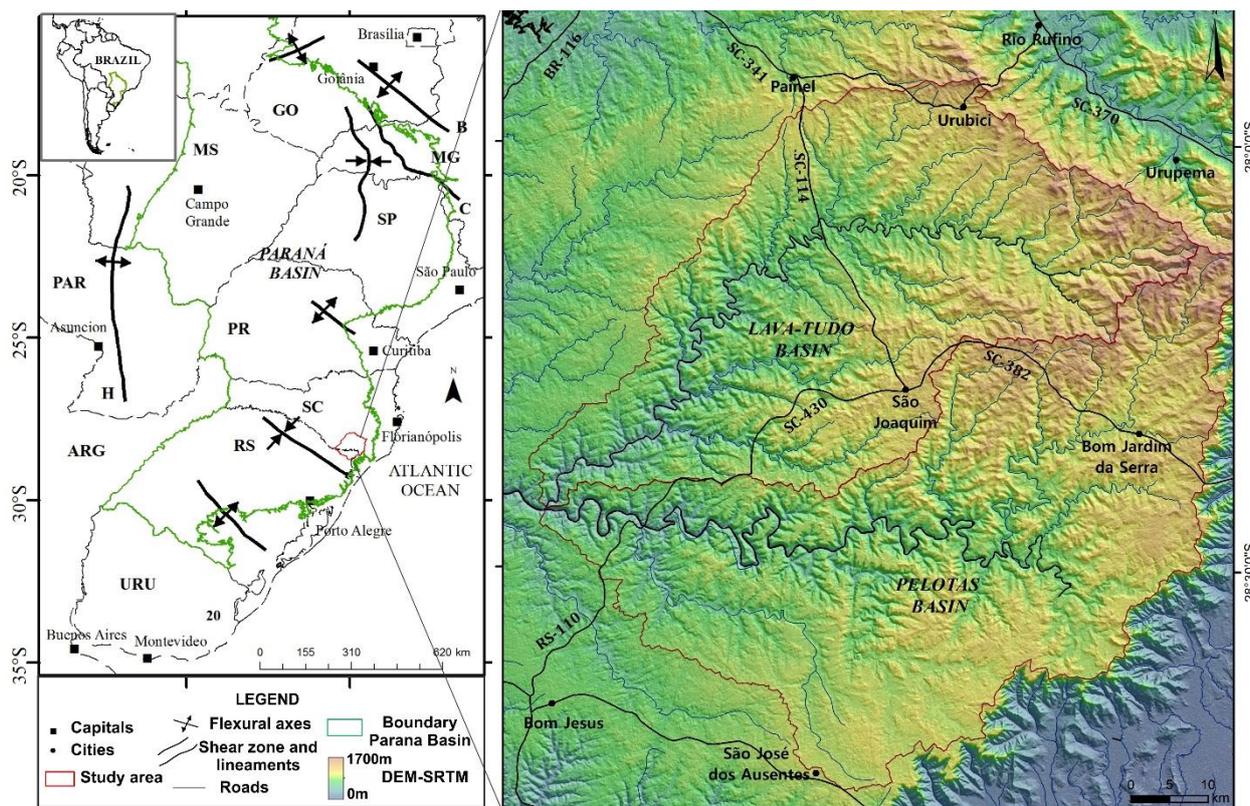
geomorfologicamente singular, o Platô de São Joaquim, que possui cotas que atingem 1700m.

Estudos que consideram rios como modeladores da paisagem em resposta à atuação tectônica (morfotectônica) são amplamente empregados no Brasil, a partir da determinação de basculamentos na rede de drenagem, ocorrência de anomalias (capturas, mudanças de fluxo, modificação de padrões, etc.), distribuição, dentre outros (ETCHEBERRE et al., 2004; ETCHEBEHERE et al. 2006; STEVAUX et al. 2009; VAL et al. 2013, 2014; SALAMUNI, 1998; ETCHEBEHERE, 2000; SALAMUNI et al. 2004; FRANCO et al. 2008; FUJITA et al. 2011).

Uma das técnicas mais utilizadas voltada à identificação morfotectônica, as análises em perfil longitudinal de rio e determinação das rupturas de declividade (*knickpoints*) tem se mostrado bastante eficientes, como demonstraram os trabalhos de Etchebehere et al. (2004); Etchebehere et al. (2006); Stevaux et al. (2009); Fujita et al. (2011), Nascimento et al. (2013), Peyerl (2016), Salmuni et al. (2017), aplicados com êxito na região sudeste e sul do país, assim como os estudos de Val et al. (2013, 2014) na Amazônia. A análise dos padrões de *knickpoints*, quando correlacionados às análises morfométrica e morfotectônica, pode indicar mudanças de nível de base causadas por variações litológicas, variações glaucio-eustática, climáticas, mas, sobretudo, tectônicas (BISHOP et a. 2005; SPAGNOLO e PAZZAGLIA, 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006).

A partir desse contexto, o objetivo da pesquisa é compreender a influência do controle tectônico atuante no comportamento da drenagem e no relevo, por meio da integração dessas análises com dados geológico-estruturais de falhas e fraturas, a fim de entender a morfotectônica da região.

**Figura 5.2.1** Mapa de localização da área de estudo, envolvendo a bacia do rio Pelotas e seu afluente rio Lava-Tudo e circunvizinhanças.



Fonte: CPRM (2004).

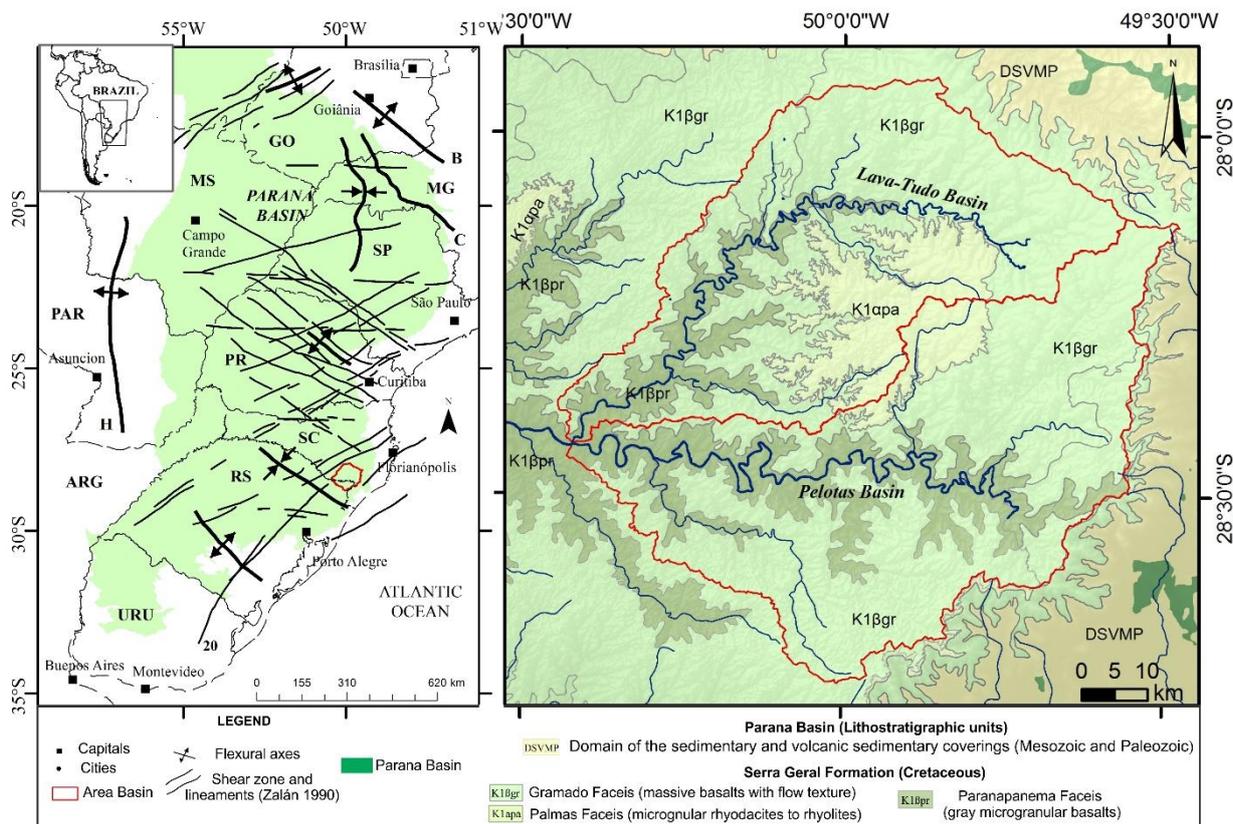
### 5.3 Características geológicas e geomorfológicas

A área de estudo está inserida na Bacia do Paraná, situada a sudeste da Plataforma Sul-Americana, e seu processo de sedimentação ocorreu durante o Neo-Ordoviciano até o Juro-Cretáceo, quando se instalou o evento magmático de expressão continental (Província Mágmatca do Paraná), associado ao processo de ruptura do continente Gondwana no Mesozoico (MANTOVANI e ZALÁN 1997; MILANI 1997, 2004) (Figura 5.3.1). A Província Mágmatca do Paraná estende-se por uma área de aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup>, com volume estimado superior a 600.000 km<sup>3</sup> (PEATE et al. 1992, FRANK et al. 2009), tendo ocorrido a principal fase magmática entre 130 e 133 Ma (RENNE et al. 1992; PEATE et al. 1992; ERNESTO et al. 1999, 2002), correspondendo às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A Província Mágmatca do Paraná corresponde a supersequência Gondwana III, Neojurássica-Eocretáceo (MILANI 1997, 2004), na qual predominam derrames basálticos toleíticos e, secundariamente, riocacitos e

riolitos (PICCIRILLO e MELFI 1987). Bellieni et al. (1984, 1986) e Piccirillo et al. (1987) classificaram as rochas vulcânicas ácidas em Tipo Palmas e Tipo Chapecó, enquanto os basaltos em baixo-Ti ( $TiO_2 < 2\%$ ) e alto-Ti ( $TiO_2 > 2\%$ ) (BELLIENI et al. 1984, MANTOVANI et al. 1985, NARDY, 1995). Peate et al. (1992) dividiram a província em seis fáceis: Urubici, Pitanga, Paranapanema, de baixo-Ti, e Gramado, Esmeralda e Ribeira, de alto-Ti.

**Figura 5.3.1** Mapa geológico da área de estudo envolvendo a bacia do rio Pelotas e seu afluente rio Lava-Tudo e circunvizinhanças.



Fonte: CPRM (2004).

Na região da pesquisa afloram a fácies Gramado, caracterizada por derrames basálticos maciços com estrutura de fluxo e *pahoehoe*. Na região central ocorrem as fácies Palmas, formada por riodacitos a riolitos microgranulares com forte disjunção colunar, e Paranapanema, no baixo curso dos rios, composta por basaltos cinzas microgranulares (Figura 5.3.1). Peate et al. (1999), ao analisar os basaltos da região de São Joaquim, identificaram evidências de soerguimento diferencial da região de São Joaquim pós-magmatismo Serra Geral, baseada na correlação de estratos riolíticos. O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é significativamente controlado pela

reativação de estruturas presentes no embasamento (NORTHFLEET et al. 1969). Durante o vulcanismo básico, a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou evento Sul-Atlântico (SCHOBBEANHAUS et al. 1984) reativou intensamente os grandes lineamentos NW-SE, que condicionaram o alojamento de diques e soleiras de diabásio e o extravasamento de grande volume de rocha basáltica. A Bacia do Paraná é compartimentada estruturalmente por grandes zonas de falhas, destacando-se três direções principais em seu arcabouço estrutural: NE-SW (N50-70E), N45-70W (NW-SE) e E-W (ZALÁN et al. 1990). As direções NW-SE e NE-SW representam zonas de fraquezas do embasamento que foram reativadas durante a evolução da bacia. Durante o evento tectônico-magmático Juro-Cretáceo os lineamentos de direção NE-SW, ao contrário dos de direção NW-SE, teriam permanecido inativos, sendo relacionados a movimentações transcorrentes tardibrasilianas (SOARES et al. 1982).

O estudo da estruturação rúptil do Sul brasileiro mostra que as falhas, e juntas de direção NW-SE e NE-SW correspondem a estruturas pré-neogênicas, muitas das quais posteriormente reativadas (HASUI 1990; SALAMUNI e FIORI 2012), enquanto que as E-W e N-S estão frequentemente associadas a falhas essencialmente neotectônicas (MORALES et al. 2012; SALAMUNI et al. 2004). Evidências neotectônicas no estado de Santa Catarina foram mencionadas por Roldan (2007) que, ao caracterizar a evolução tectônica do Domo de Lages, sudeste do Estado, descreveu esforços distensivos NW-SE no final do Cretáceo e esforços compressivos NE-SW contemporâneos ao magmatismo alcalino e à estruturação do domo. No final do Mioceno a região teria sido afetada por uma distensão (NE-SW) responsável pela reorganização da drenagem e do possível basculamento da superfície aplainada. Jacques (2013) a partir da análise estrutural em rochas vulcânicas Serra Geral, na porção centro-sul do Planalto Catarinense, caracterizou três eventos deformacionais no Cretáceo ( $SH_{max}$  N-S), no Cretáceo Superior e início do Paleógeno ( $SH_{max}$  NE-SW) e o terceiro ocorrido entre o Neógeno e o Quaternário ( $SH_{max}$  E-W). Nummer et al. (2014), analisaram a tectônica do Planalto do Rio Grande do Sul, observaram três eventos tectônicos, o primeiro no Eocretáceo ( $SH_{max}$  N-S), o segundo entre o Neocretáceo ao Paleógeno ( $SH_{max}$  NE-SW) e o evento mais novo teria ocorrido entre o Paleógeno e o Neógeno ( $SH_{max}$  E-W). Diversos autores consideram que os eventos tectônicos do Holoceno são a consequência de um campo de tensão

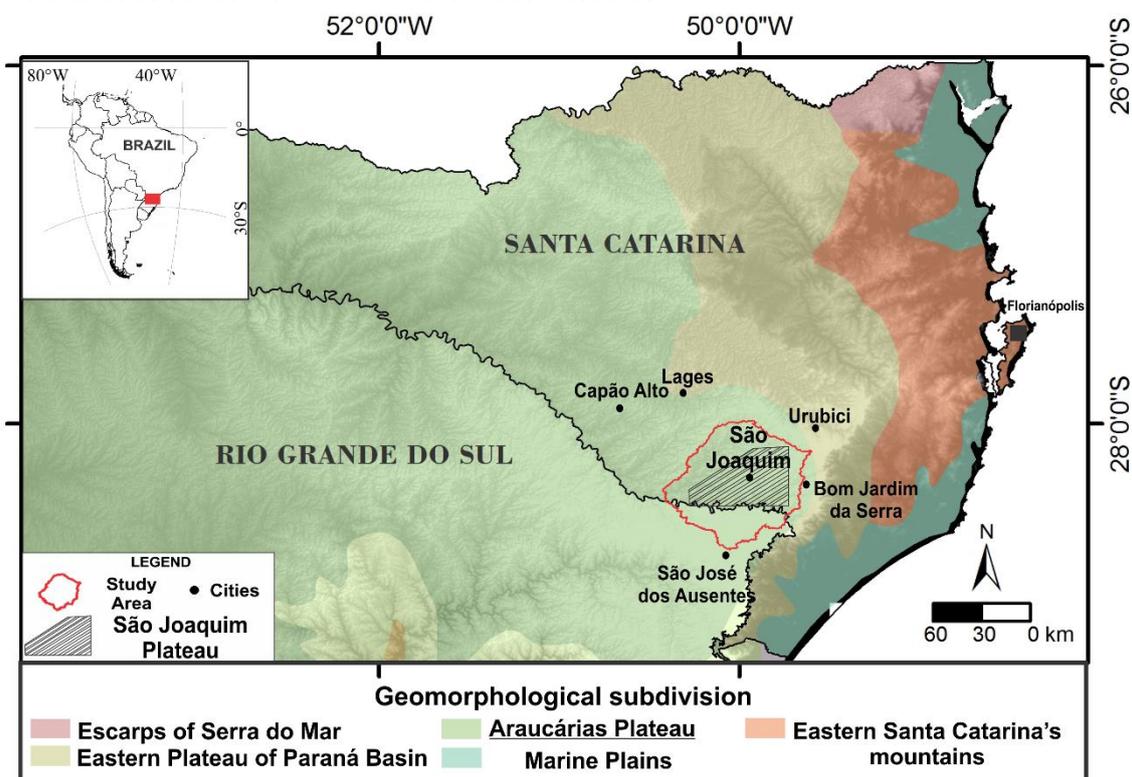
principal ( $SH_{max}$ ) aproximadamente na direção E-W (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO 1999; SALAMUNI et al. 2004; ASSUMPÇÃO et al. 2006).

As bacias hidrográficas dos rios Lava-Tudo e Pelotas estão inseridas no Planalto Oriental (PELUSO JR, 1986) e no contexto geomorfológico compreende o domínio Planalto das Araucárias e as unidades do Planalto Dissecado do Rio Iguaçu/Rio Uruguai e Planalto dos Campos Gerais (KOERICH, 1986) (Figura 5.3.2). O Planalto Dissecado do Rio Iguaçu/Rio Uruguai corresponde predominantemente aos vales fluviais dos cursos principais dos rios, o relevo é caracterizado por uma intensa erosão vertical configurado em colinas dissecadas de topos tabulares, encostas escalonadas em patamares, sucedendo desníveis topográficos de aproximadamente 200m. O Planalto dos Campos Gerais corresponde a um relevo pouco dissecado, relativamente suave, ocorrendo de forma localizada na porção sul da região.

O Platô de São Joaquim compreende um patamar que se estende sem desníveis abruptos nas circunvizinhanças da cidade de São Joaquim. O platô conserva altitudes entre 1100 m, na sua borda sudoeste, e 1450 m, na parte oposta, apresentando uma suave inclinação para noroeste. O entorno é caracterizado por relevo acidentado, vales profundos (200 a 300 m de desnível), geralmente encaixados, com interflúvios que conservam mesas menores e bordas de patamares estruturais, cujas altitudes alcançam até 1.750 m (BESSER et al. 2015).

A morfoestrutura fundamental da região é a Superfície Sul-Americana, definida por King (1956) e está presente nos planaltos da Bacia do Paraná e em remanescentes no vale do Ribeira e na Serra do Mar. Em Santa Catarina na Serra do Tabuleiro, onde situa-se o Platô de São Joaquim, segundo Reis e Tomazzoli (2011), há evidências de que a Superfície Sul-Americana encontra-se dissecada após rápido soerguimento de até aproximadamente 1000m de altitude.

**Figura 5.3.2** Mapa dos domínios geomorfológicos de Santa Catarina e porção do Rio Grande do Sul. Na área de estudo ocorre o domínio Planalto das Araucárias.



Fonte: CPRM (2013).

## 5.4 Métodos

Para o desenvolvimento deste estudo utilizou-se a base cartográfica das folhas São Sebastião do Arvoredo (SH-22-X-A-II) e São Joaquim (SH-22-X-A-III), na escala 1:100.000 (IBGE, 1973), os mapas de geodiversidade de Santa Catarina (1:500.000) e Rio Grande do Sul (1:750.000), publicados pela CPRM (2004) e modelos digitais de elevação (DEM) da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 90m.

A rede de drenagem foi obtida a partir da extração automática do DEM, utilizando a ferramenta *Hydrology* no ArcGIS (10.1), a qual foi classificada e analisada conforme Strahler (1952), Howard (1967), Christolofletti (1980), Schumm (1986), Philips e Schumm (1987), Deffontaines (1989), Summerfield (1993), Bishop (1995) e Keller e Pinter (1996). A partir desse produto e do DEM foram elaborados os mapas de lineamentos no relevo e na drenagem, com confecção de diagramas de rosetas através dos softwares Azimuthfinder (QUEIROZ et al. 2013) e Stereonet32. Os fatores de assimetria das bacias dos

rios Pelotas e Lava-Tudo foram calculados conforme a técnica de Hare e Gardner (1985).

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

A análise estrutural consistiu no reconhecimento e obtenção de dados a partir de estruturas rúpteis (falhas e juntas) e os indicadores cinemáticos, conforme Petit (1987), Angelier (1994) e Doblas (1998). Os dados estruturais foram analisados no *software* Stereonet32 e WinTensor v.5.8.4 (DELVAUX e SPERNER, 2003).

## 5.5 Resultados

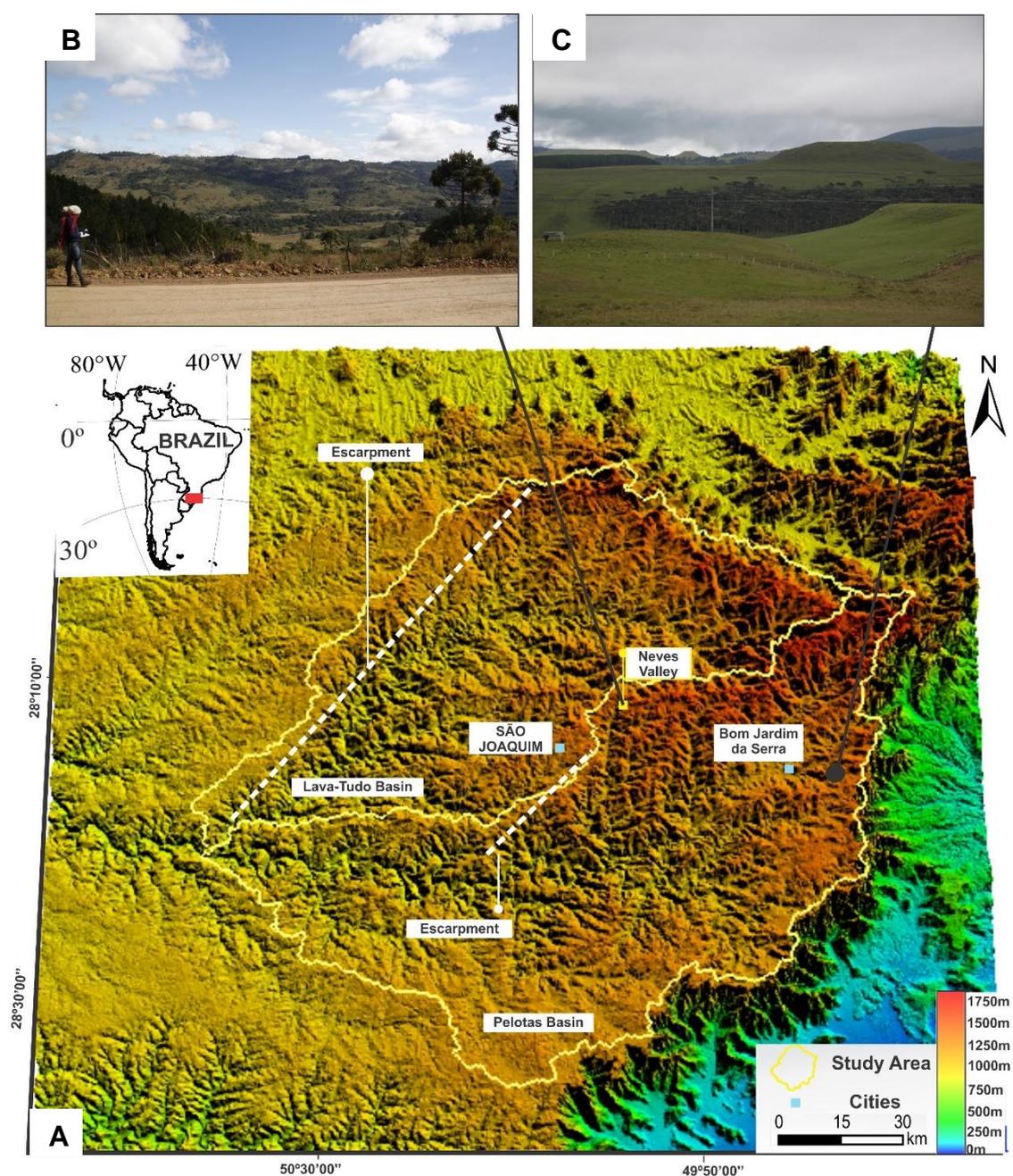
### 5.5.1 Análise do Relevo

A região apresenta um relevo colinoso, intensamente dissecado, com topos tabulares, vertentes íngremes e interflúvios alongados. Apresenta também alta declividade nas encostas dos rios, onde o entalhamento fluvial é profundo. As altitudes variam de 500m a 1.700m e mostra uma superfície inclinada para oeste-noroeste, marcado por sucessivas feições escarpadas de direção N30-45E, que delimitam divisores de drenagens pela margem direita das bacias, as quais propiciam dissecação avançada condicionada à estruturação NE-SW (Figura 5.5.1 a). A região é caracterizada por uma intensa dissecação, não havendo presença de terraços fluviais, depósitos sedimentares nos vales fluviais, com escassos e pouco espessos solos e colúvios

Próximo ao escarpamento, na bacia do rio Lava-tudo, ocorrem vales fluviais profundos paralelos aos alinhamentos estruturais, com vertentes íngremes, nesta porção a elevação varia entre 1.150 e 1.350m. A feição do

escarpamento na bacia do rio Pelotas está pouco conservada devido sua intensa erosão, ocorrendo, nas suas proximidades, vales fortemente orientados N-S com cotas variando de 1.300m e 1.450m, como exemplo Vale das Neves (Figura 5.5.1 b). Os vales fluviais, de modo geral, caracterizam-se por serem abertos e profundos muitas vezes configurando anfiteatros, encaixados nas direções NE-SW, NW-SE e N-S. A morfologia do relevo também apresenta patamares nivelados da Superfície Sul-Americana, rebaixados pela incisão da drenagem (Figura 5.5.1 c)

**Figura 5.5.1** (A) Modelo digital de elevação (DEM-SRTM) da região de estudo mostrando o relevo dissecado com feições escarpadas e com declividade para oeste-sudoeste. (B) Região do Vale das Neves, onde o vale do rio Invernadinho, afluente do rio Pelotas, segue a orientação N-S. (C) Superfície residuais aplainadas da Superfície Sul-Americana.

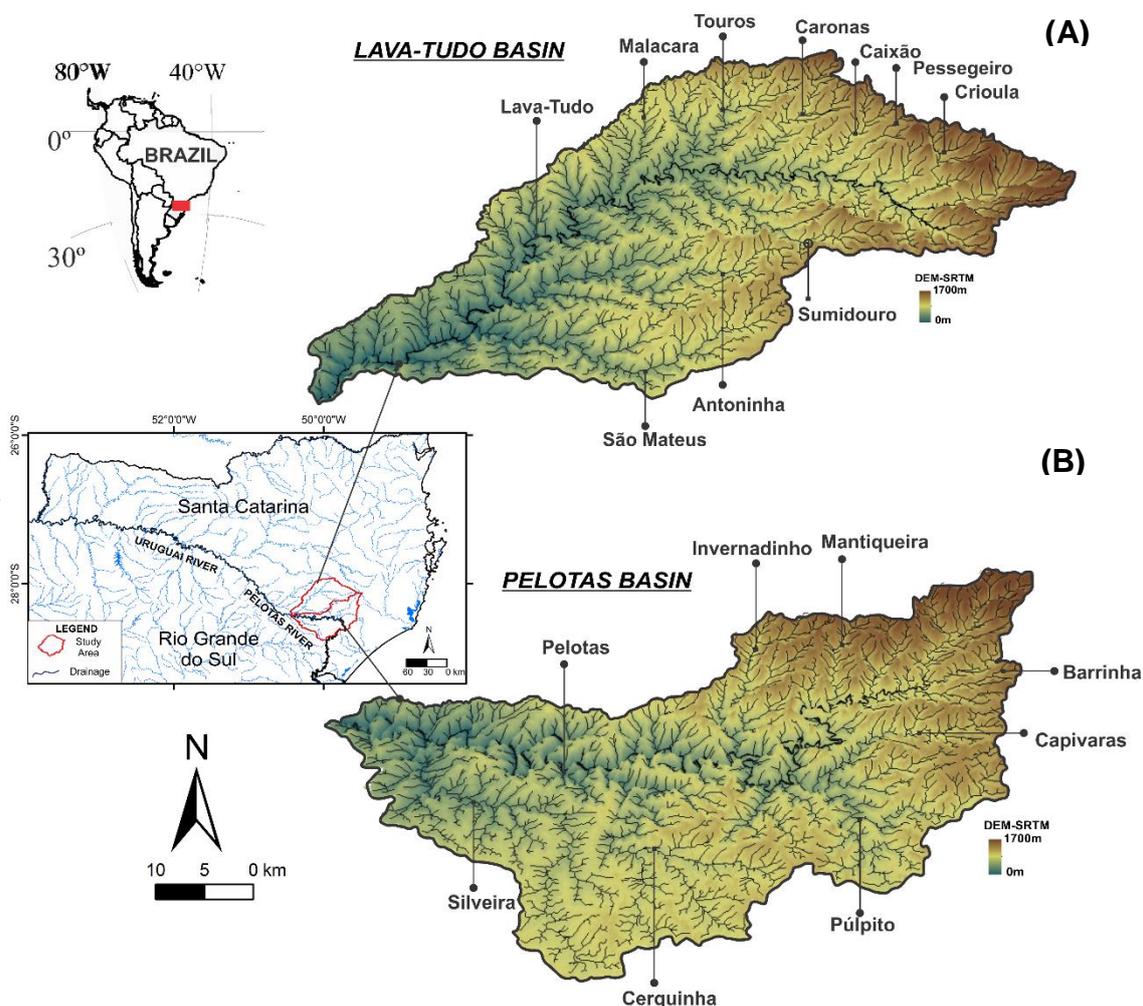


Fonte: CPRM (2003) e modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

### 5.5.2 Análise da Drenagem

A rede de drenagem da região está representada pelas bacias hidrográficas do rio Pelotas e rio Lava-Tudo (Figura 5.5.2). O rio Pelotas tem sua nascente localizada próximo ao município de Bom Jardim da Serra, que ao chegar à divisa dos estados de Santa Catarina com o Rio Grande do Sul, depois de 130km junta-se com o rio Canoas e forma o rio Uruguai. A pesquisa foi aplicada especificamente na área da cabeceira do rio Pelotas perfazendo uma área de aproximadamente 2.904 km<sup>2</sup> e no seu importante afluente Lava-Tudo com uma área aproximada de 2.440 km<sup>2</sup>. A análise do grau de simetria mostra que ambas são assimétricas, apresentando forte controle estrutural, evidenciado pela retilinearidade dos segmentos dos rios, pelas formas de cotovelos em trechos da drenagem e também pelos cursos sinuosos e vales encaixados nos quais esses rios fluem.

**Figura 5.5.2** Mapa de drenagem dos rios Pelotas e Lava-Tudo e seus respectivos tributários.



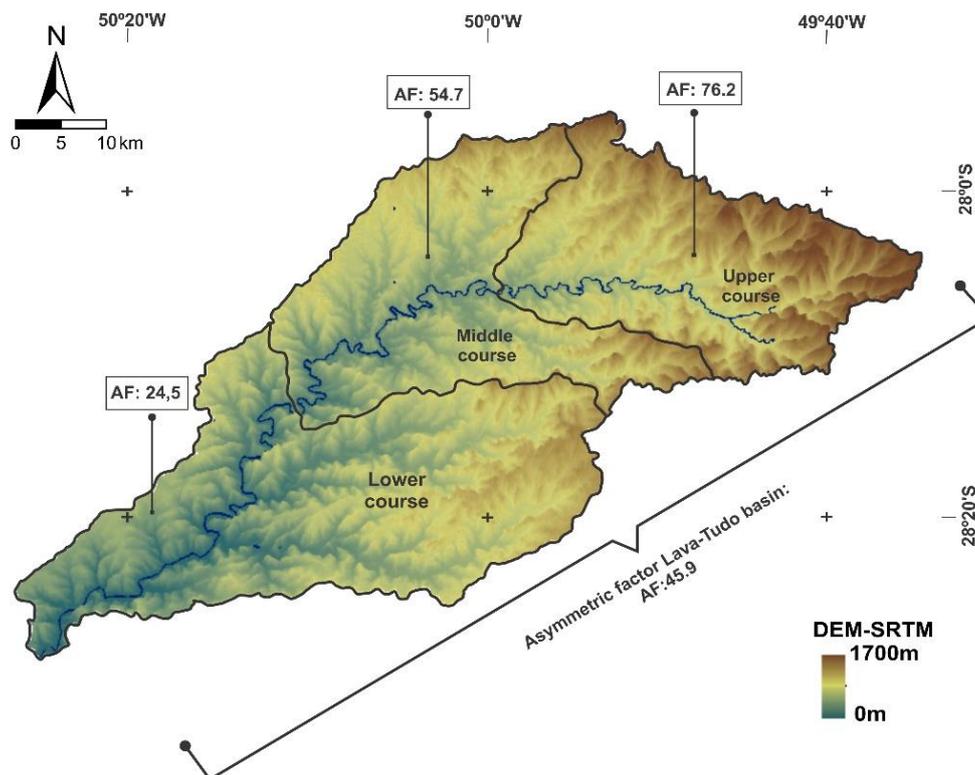
**Fonte:** CPRM (2003) e modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

### 5.5.2.1 *Bacia do rio Lava-Tudo*

O padrão da rede de drenagem Lava-Tudo varia entre subdendrítico, treliça e subparalelo, segundo classificação de Howard (1967). O padrão treliça é observado em toda rede de drenagem, indicando forte controle estrutural e o padrão subparalelo é predominante na porção norte da bacia. A bacia do rio Lava-tudo é caracterizada por possuir seu canal principal deslocado para a margem direita, onde seus afluentes da margem esquerda, de forma geral, são mais extensos em relação aos da margem oposta, sugerindo caimento do relevo para a margem direita (oeste-noroeste). Essa análise foi corroborada pelo cálculo *Assymetric Factor* (AF), proposto por Hare e Gardner (1985), cujo valor obtido para toda a bacia é de 45.9 confirmando o caimento do relevo. Entretanto, ao analisar individualmente o alto, médio e baixo curso da bacia é possível observar que a assimetria é heterogênea. Essa incongruência tornou necessário um maior detalhamento na análise da assimetria da bacia, para o melhor entendimento das diferentes influências tectônica na drenagem de uma mesma bacia (Figura 5.5.3).

No alto curso é visivelmente perceptível que os afluentes da margem direita, tais como os afluentes Caronas, Caixão, Pessegeiro e Crioula, são mais extensos que os da margem oposta, onde o valor do *Assymetric Factor* (AF) é igual a 76.2, sugerindo o caimento do relevo para margem esquerda (Figura 5.5.3). Nessa porção ocorre a predominância dos lineamentos do relevo na direção NW-SE (N50-60W). O valor do *Assymetric Factor* (AF) para o médio curso é de 54.7, demonstrando uma assimetria mais suave nessa porção. No baixo curso os afluentes da margem direita são nitidamente menos extensos comparativamente aos da margem esquerda, cujo valor de *Assymetric Factor* (AF) é de 24.5, sugerindo o caimento do relevo para margem direita, nessa porção ao contrário do alto curso os lineamentos do relevo predominantes possuem direção NE-SW.

**Figura 5.5.3** Valores do fator de assimetria para a bacia de drenagem do rio Lava-Tudo e para seu curso superior, médio e inferior.



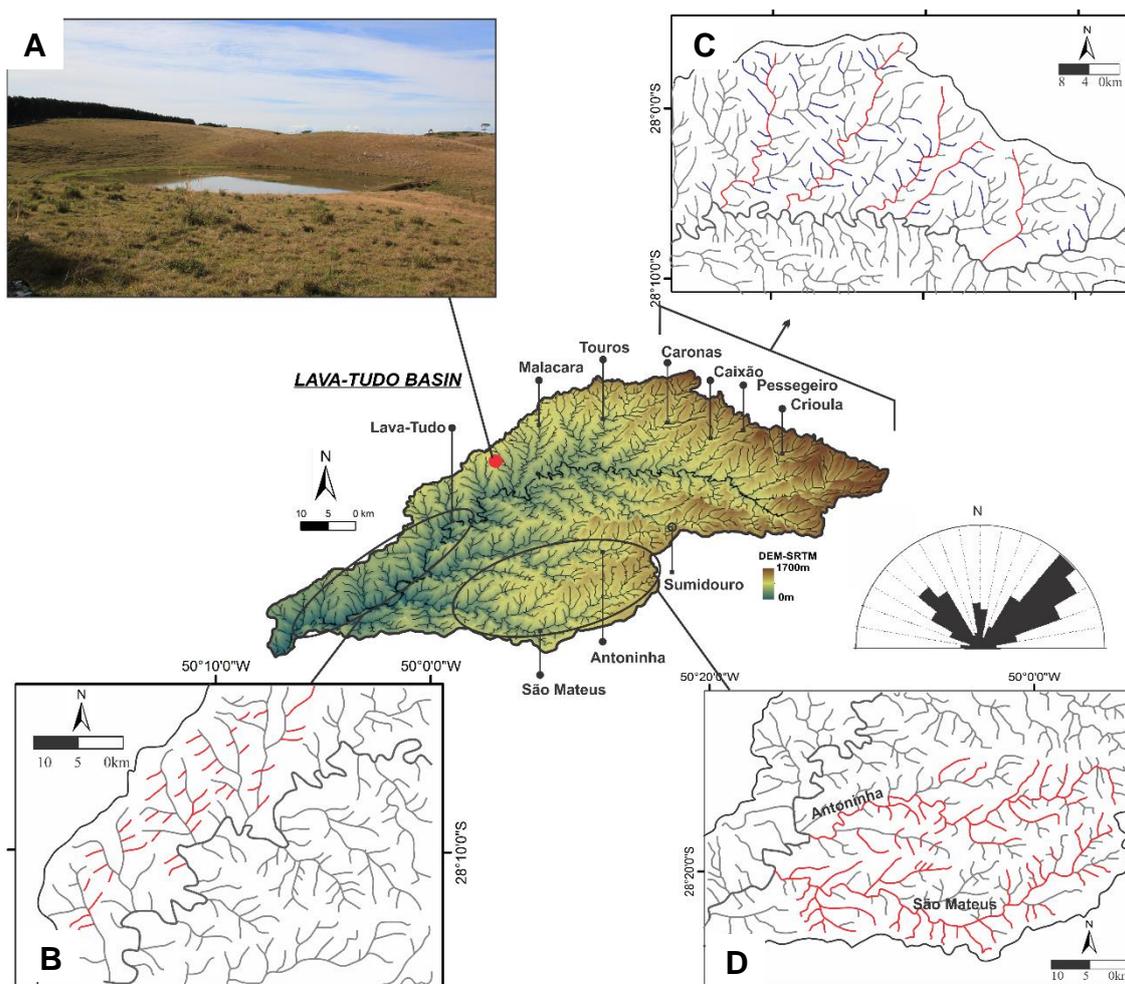
Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

A retilinearidade e forte orientação dos afluentes é a anomalia mais representativa na bacia, apresentando também curvas anômalas e trechos em forma de cotovelo. Observa-se uma forte orientação das drenagens na direção N40-70E e N40-50W, e subordinadamente nas direções N-S (N10E – N10W) e E-W (N70E-N85W) (Figura 5.5.4). Na margem direita da bacia do rio Lava-Tudo, onde ocorre feição de escarpamento (NE-SW), próximo às cabeceiras das drenagens foi observado o abandono de áreas anteriormente represadas (lagoas), como visto na margem direita do baixo curso do rio Lava-Tudo, situado em cotas de aproximadamente 1.200m (Figura 5.5.4 a). Observa-se também diversas drenagens de 1º ordem que possuem padrão retilíneo de direção NE-SW (Figura 5.5.4 b).

A porção norte da bacia apresenta tributários que configuram um arranjo paralelo entre si na direção NE-SW, como os rios Caronas, Caixão, Pessegueiro, Crioula e Touros, seus canais de 1º ordem possuem direção NW-SE, (Figura 5.5.4 c). Os afluentes Antoninha e São Mateus possuem em seus cursos principais curvas irregulares com ângulos retos, que se encaixam nos

lineamentos NE-SW, em seus tributários ocorrem trechos retílineos na direção NE-SW e NW-SE, e alguns E-W (Figura 5.5.4 d).

**Figura 5.5.4** Anomalias da drenagem da bacia do rio Lava-Tudo, indicado pelas linhas vermelhas, em DEM-SRTM, mostrando forte assimetria com diagrama de orientação de canais de 1º e 2º ordens, nas escala 1:100.000. **(A)** Lago suspenso no médio curso do rio Lava-Tudo na altitude de 1.200m. **(B)** Drenagens de 1º ordem com padrão retílineo de direção NE-SW localizadas na margem direita do rio Lava-Tudo. **(C)** Paralelismo das drenagens na região norte da bacia de direção NE-SW e direção NW-SE das drenagens de 1º ordem, indicado pelas linhas azuis. **(D)** Anomalias dos trechos dos afluentes Antoninha e São Mateus apresentando curvas anômalas, trechos em forma de cotovelo e retilinearidade NE-SW.



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

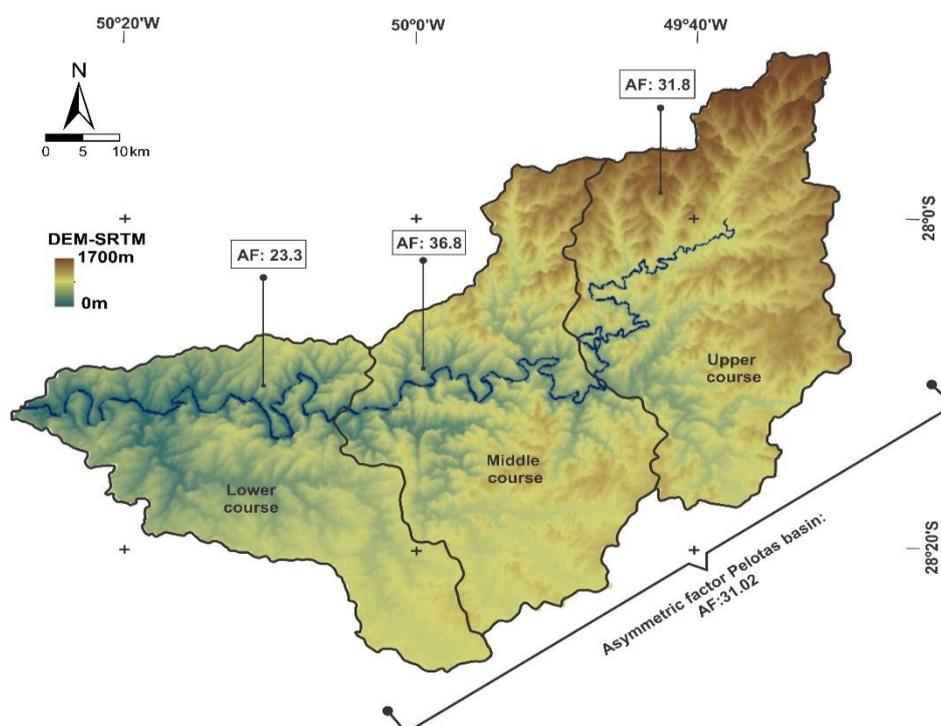
### 5.5.2.2 Bacia do rio Pelotas

O sistema de drenagem da bacia do rio Pelotas possui padrão que varia entre subdendrítico, treliça e paralelo. O controle estrutural é observado por meio das anomalias de drenagem que são coincidentes com os fortes lineamentos de relevo. A drenagem, de modo geral, segue direção preferencial N50°-60°E e

N50°W, e secundariamente N-S (N10E – N14W) e E-W (N85E – N75W), semelhante ao rio Lava-Tudo (Figura 5.5.4).

A bacia do rio Pelotas possui seu rio principal deslocado para a margem direita, configurando também numa bacia assimétrica. A análise quantitativa da assimetria da bacia (HARE e GARDNER, 1985) resultou em 31.02 confirmando o diagnóstico visual da inclinação topográfica do terreno para a margem direita (Figura 5.5.5). Diferente da bacia Lava-Tudo, ao analisar individualmente o alto, médio e baixo curso da bacia Pelotas, o fator de assimetria se mostra de forma homogênea, não havendo grandes diferenças. A maior assimetria ocorre no baixo curso da bacia, onde os afluentes são nitidamente menos extensos em relação ao da margem oposta, possuindo o valor de *Assymetric Factor* (AF) igual a 23.3, sugerindo o caimento do relevo para a margem direita, assim como os valores da assimetria para o alto curso (AF:31.8) e médio curso (AF:36.8).

**Figura 5.5.5** Valores do fator de assimetria para a bacia de drenagem do rio Pelotas e para seu curso superior, médio e inferior.

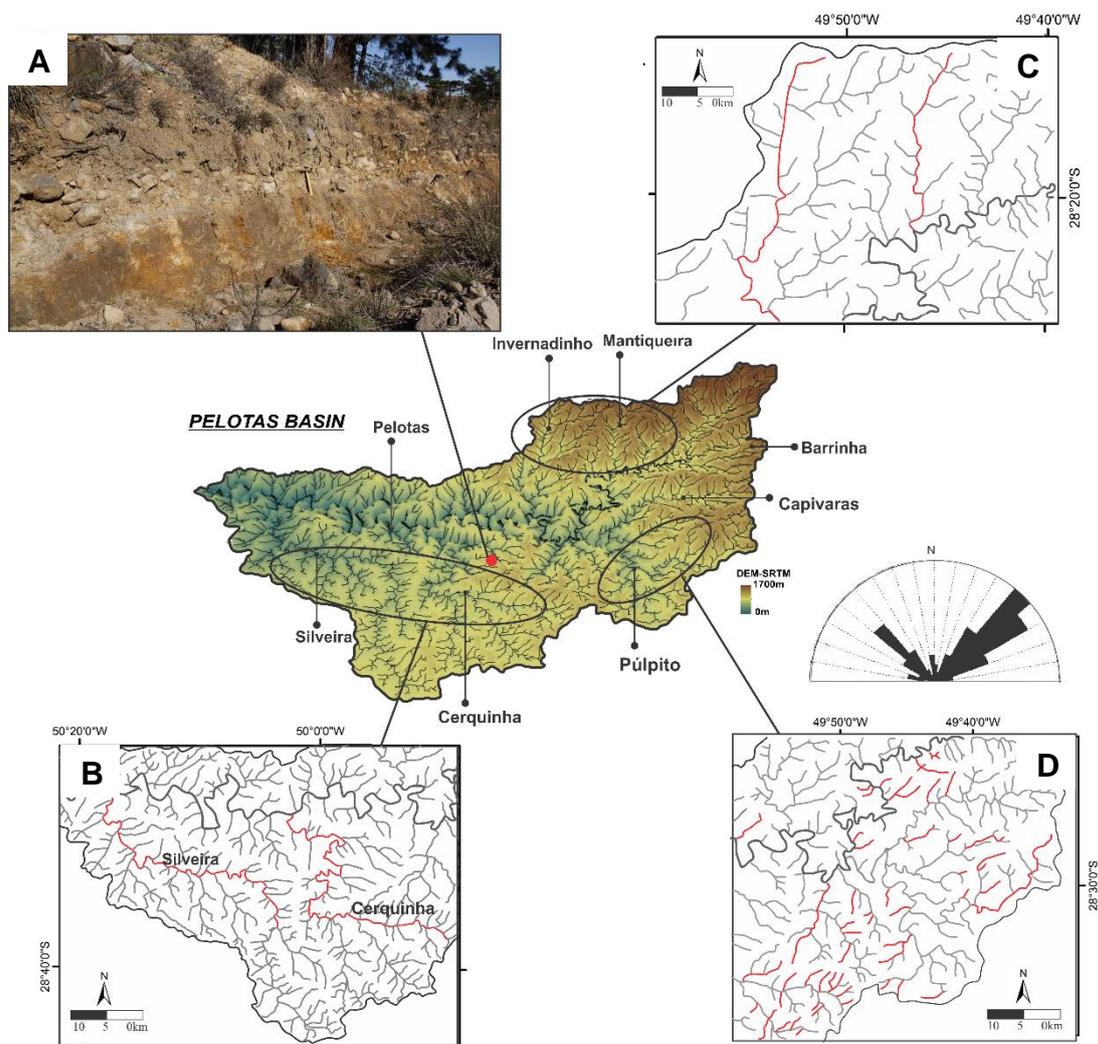


**Fonte:** modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

Foram observadas diversas anomalias na bacia Pelotas como algumas cachoeiras e corredeiras orientadas segundo alinhamentos do relevo NE-SW, como nos afluentes Invernadinho e Barrinha (Figura 5.5.11). Na margem esquerda foi observado um depósito de paleocanal caracterizado por

conglomerados polimíticos e matriz areno-siltosa com feições de mosqueamento, com antigo fluxo para E-W (Figura 5.5.6 a).

**Figura 5.5.6** Anomalias da drenagem da bacia do rio Pelotas, indicado pelas linhas vermelhas, em DEM-SRTM, mostrando forte assimetria com diagrama de orientação de canais de 1º e 2º ordens, na escala 1:100.000. **(A)** Depósito de paleocanal na margem esquerda do rio Pelotas, com paleofluxo para direção E-W. **(B)** Feição de captura de drenagem do rio Cerquinha. **(C)** Alta retilinearidade N-S dos afluentes Invernadinho e Mantiqueira. **(D)** Anomalias dos trechos dos afluentes apresentando curvas anômalas, trechos em forma de cotovelo e retilinearidade na margem esquerda da bacia.



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

Há diversas feições de captura de drenagem que indica um rearranjo da rede de drenagem, com os segmentos em forma de cotovelo e confluências anômalas dos rios. O rio Cerquinha é um dos exemplos mais representativos de captura fluvial, afluente da margem esquerda do rio Pelotas, possivelmente estava conectado ao rio Silveira, que fluía de leste para oeste (Figura 5.5.6 b). Com a possível atividade tectônica ocorreu o desvio da drenagem fazendo com que o rio Cerquinha fluísse S-N, sendo capturado pelo curso principal do rio

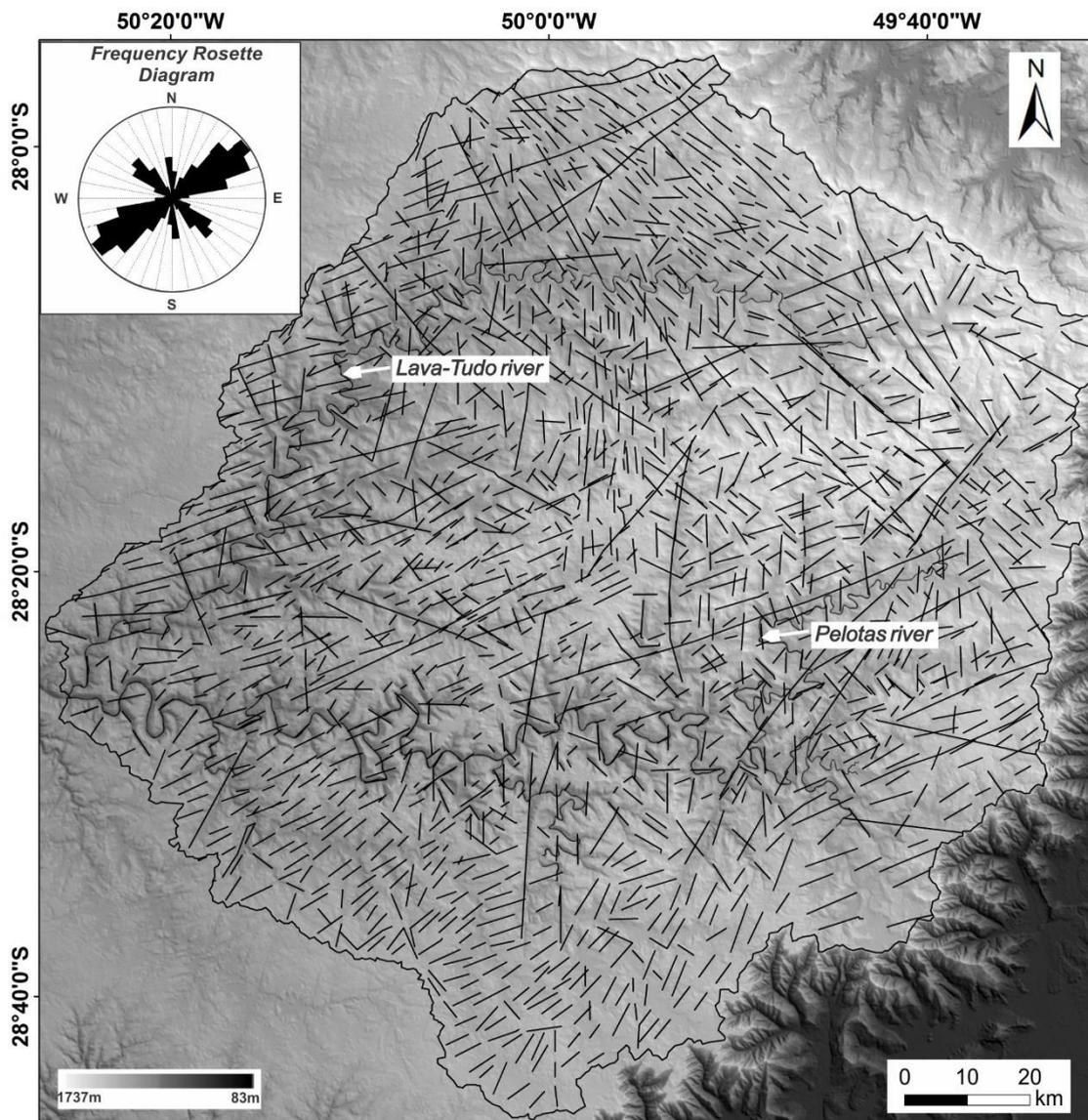
Pelotas. No trecho do rio onde o fluxo muda bruscamente de direção a drenagem se encontra encaixada no lineamento N-S, fazendo uma curva anômala, a drenagem de sua margem esquerda possui um padrão treliça direcionadas E-W, indicando o antigo fluxo do canal.

O afluente Invernadinho, encaixado no Vale das Neves como já visto anteriormente (Figura 5.5.1 b), possui notável retilinearidade de direção N-S, assim como o afluente Mantiqueira (Figura 5.5.6 c), sendo uma evidência da influência estrutural no condicionamento da drenagem. Na margem esquerda observa-se inúmeras curvas anômalas dos rios e confluências anômalas, assim como forte orientação da drenagem de 1º ordem na direção NE-SW (Figura 5.5.6 d).

### 5.5.3 Lineamentos do relevo

Os lineamentos, extraídos das imagens de satélite e modelo digital de elevação SRTM, em escala 1:100.000, correspondem às discontinuidades que cortam os estratos vulcânicos formando elementos morfológicos da paisagem, tais como colinas orientadas, zonas escarpadas, vales, entre outros. O mapa de lineamentos estruturais (Figura 5.5.7) mostra que os principais alinhamentos da região têm direção N40E, seguindo o mesmo *trend* dos escarpamentos, e N60E, que corresponde à orientação das estruturas que intersectam a drenagem, gerando as rupturas de declive, e condicionam grande parte das drenagens de 1ª e 2ª ordem, resultando nas retilinearidades observadas nos diversos segmentos das bacias dos rios Lava-Tudo e Pelotas. Os lineamentos NW-SE são menos evidentes, concentrando-se principalmente no alto curso da bacia do rio Lava-Tudo, variando entre N40-60W. Os lineamentos N-S, por sua vez, predominam na porção central da região, controlando vales dos afluentes dos principais rios e níveis do relevo, enquanto os lineamentos E-W são os de menor frequência, de ocorrência isolada, condicionando alguns trechos da drenagem, apesar de estruturas com essa direção terem sido encontradas em campo de forma significativa.

**Figura 5.5.7** Mapa de lineamentos estruturais da região de estudo, onde o diagrama de roseta apresenta a maior frequência dos lineamentos fotointerpretados na direção NE-SW e NW-SE.



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

#### 5.5.4 Perfis longitudinais e Knickpoints

Os mapas de distribuição de *knickpoints* apresentado nas figuras 5.5.8 a e 5.5.11 são resultados da aplicação do algoritmo utilizado por Harbor et al. (2005) na rede de drenagem, extraída a partir do modelo SRTM. A drenagem está representada sob a forma de desvio logarítmico de um perfil ideal, onde os tons verdes significam desvios altimétricos suaves e trechos côncavos, e os tons avermelhados, trechos convexos no perfil do canal, que configuram possíveis

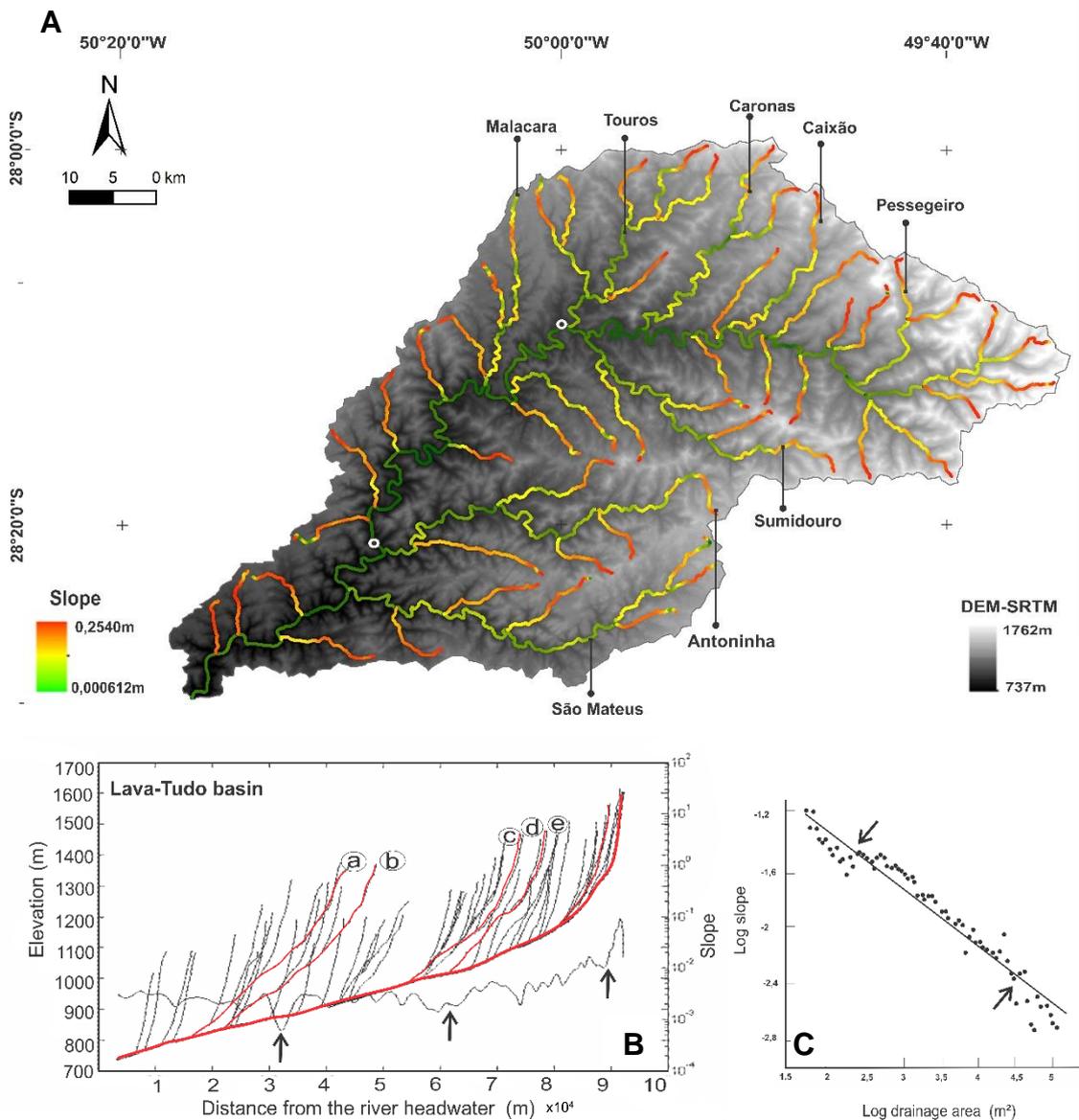
locais de rupturas de declive (*knickpoints*) e as cores intermediárias representam a transição de um perfil côncavo para convexo. Na bacia do rio Lava-Tudo foram selecionados, para análise, além do canal principal, os tributários São Mateus e Antoninha, da margem esquerda, e os tributários Caronas, Caixão e Touros, localizados na porção norte da bacia. Na bacia do rio Pelotas, foram analisados seu curso principal e os afluentes Cerquinha, Silveira, Barrinha e Invernadinho.

#### 5.5.4.1 Bacia do rio Lava-Tudo

O canal principal do rio Lava-tudo apresenta sucessivas convexidades ao longo de sua extensão, as principais rupturas estão localizadas a 30km e a 65km a partir da jusante e ocorre sucessivas rupturas na cabeceira numa altitude entre 1300m a 1400m (indicado pelas setas na figura 5.5.8 a-b). Observa-se que tais variações não representam diferença litológica. O rio principal da bacia está situado predominantemente na fácies Paranapanema do Formação Serra Geral e próximo a cabeceira ocorre a fácies Gramado, ambos no mesmo tipo de rocha (basalto).

Um dos indicativos que os *knickpoints* possuem influência tectônica é a representação gráfica da regressão linear “log declividade *versus* log área de drenagem” que demonstra a reta de melhor ajuste aos pontos plotados que representam mudanças abruptas na declividade dos canais (BURBANK e ANDERSON, 2011). No gráfico da regressão linear da bacia do rio Lava-Tudo ocorrem dois trechos anômalos (indicados pelas setas na figura 5.5.8 c) indicando índices de gradiente distintos e um soerguimento diferencial em toda a bacia, inferindo duas gerações de *knickpoints* tectônicos, próximo a jusante e a cabeceira, coincidindo com as principais rupturas analisadas no perfil longitudinal do curso principal (BURBANK e ANDERSON, 2011).

**Figura 5.5.8 (A)** Mapa de distribuição ds knickpoints da bacia do rio Lava-Tudo. O ponto assinalado representa as principais rupturas de declive do rio Lava-Tudo a 30km e a 65km da foz. **(B)** Perfis longitudinais de todos os canais da bacia do rio Lava-Tudo, com destaque ao canal principal e aos tributários (a)São Mateus, (b)Antoninha, (c)Touros, (d) Caronas (e)Caixão, as setas indicam as principais quebras de declividade ao longo do canal principal. **(C)** Gráfico regressão linear dos dados de elevação da bacia do rio Lava-Tudo.

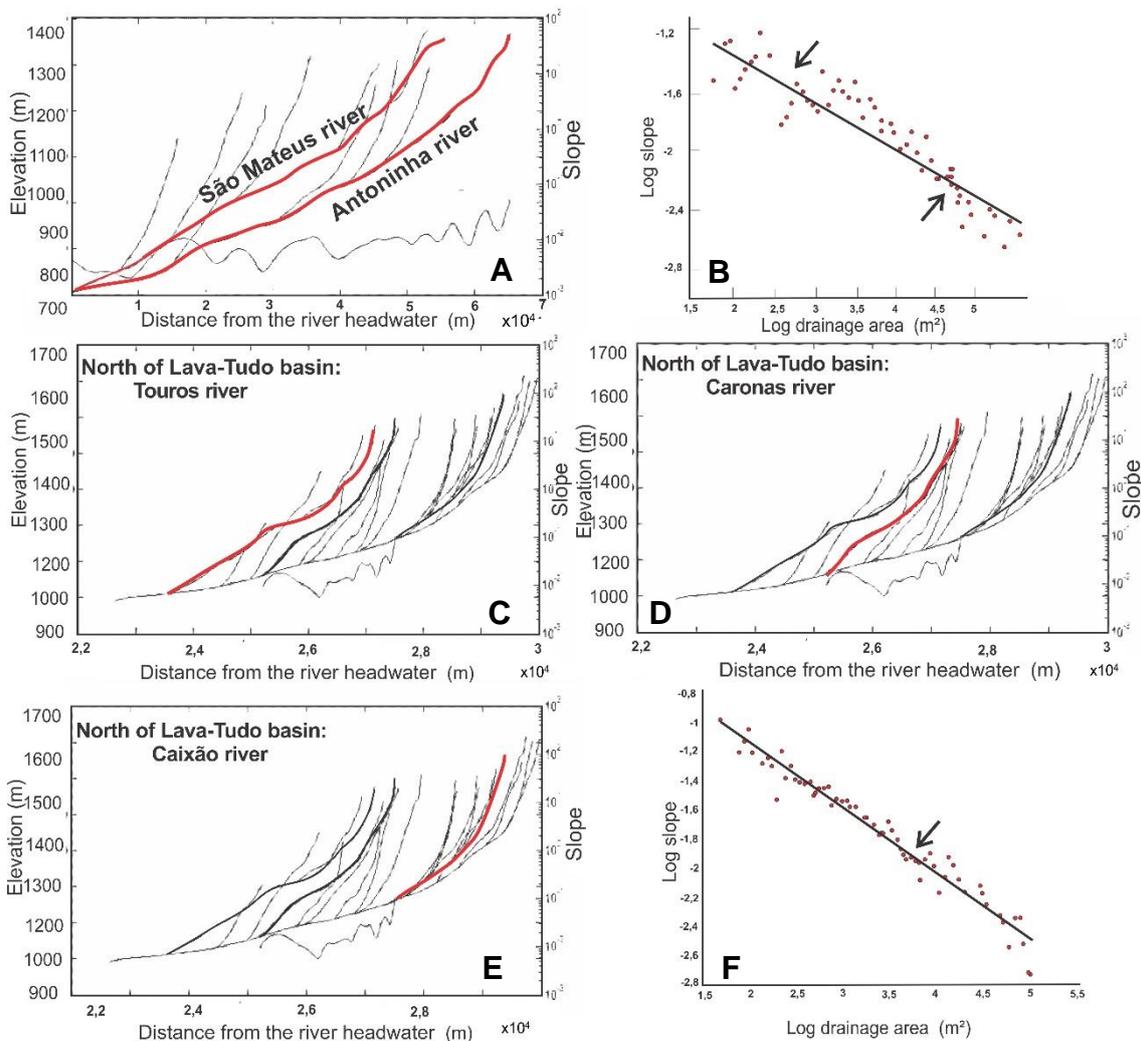


Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

Os rios Antoninha e São Mateus, localizados na margem esquerda do rio Lava-Tudo, apresentam rupturas de declive com altitudes que variam entre 900 e 1.100m e entre 1.100 e 1.300m, respectivamente (Figura 5.5.9 a). No gráfico de regressão linear de ambos afluentes ocorre, próximo da jusante e da cabeceira, dois trechos de diferentes índices de gradientes (Figura 5.5.9 b).

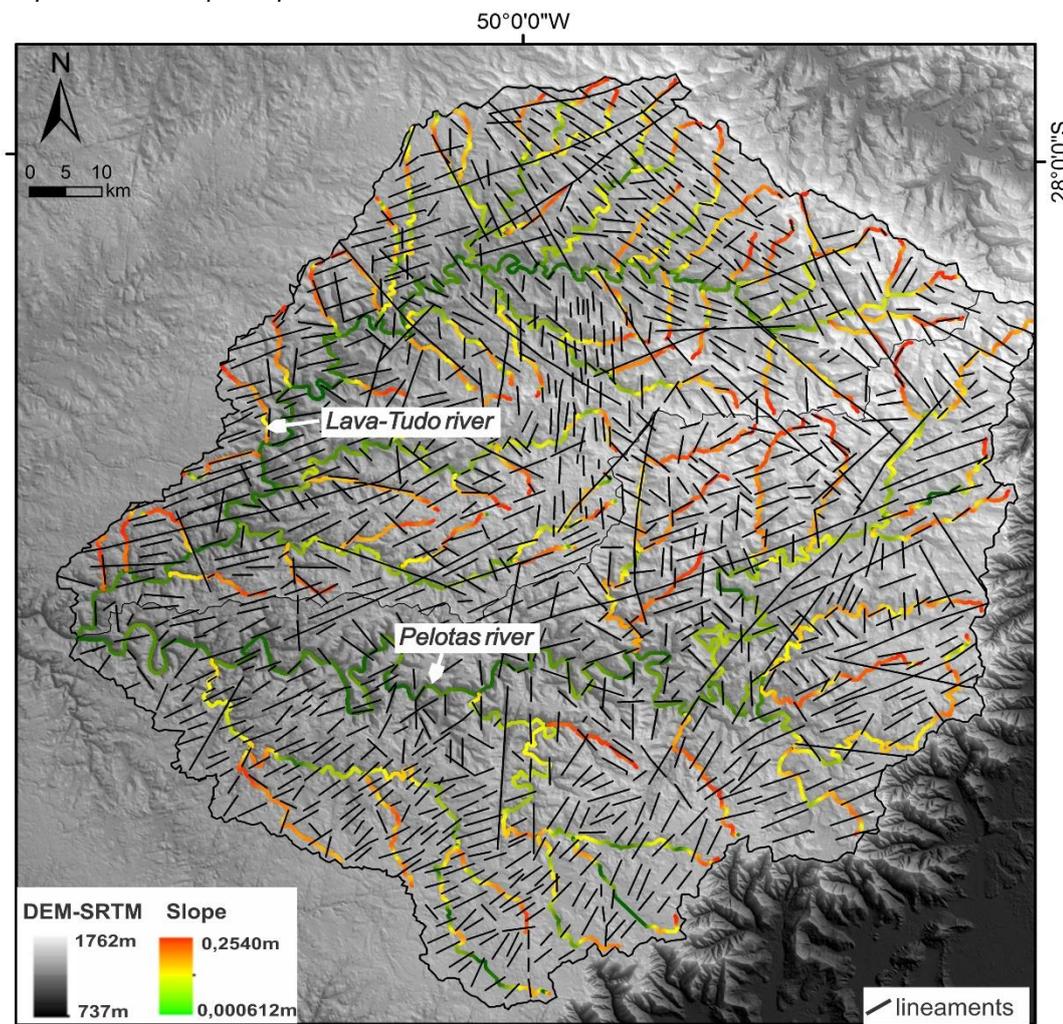
Na porção norte da bacia os afluentes da margem direita ocorrem paralelos entre si, a exemplo dos rios Touros, Caronas e Caixão (Figuras 5.5.9 c-d-e). Os perfis longitudinais demonstram a ocorrência de *knickpoints* relacionado às cabeceiras dos canais, situados entre 1500m e 1600m. No médio curso dos rios, ocorrem duas sequências de *knickpoints* localizadas nas cotas entre 1300m-1350m e 1400m-1450m. No gráfico de regressão linear próximo a jusante ocorre um trecho com diferentes índices de gradientes, porém, próximo a cabeceira não há essa quebra, ocorre o trecho com índice de gradiente similares indicando que as rupturas de declividade estão associadas a erosão remontante (Figura 5.5.9 f).

**Figura 5.5.9** (A) Perfil longitudinal dos rios São Mateus e Antoninha; (B) Gráfico de regressão linear dos rios São Mateus e Antoninha, os perfis longitudinais dos afluentes da porção norte da bacia Lava-Tudo (C), (D) e (E), respectivamente. (F) Gráfico de regressão linear da porção norte da bacia.



Na margem direita da bacia, no baixo curso, ocorre uma sucessão de rupturas de declividade com direção NE-SW (N50E), coincidindo com a direção da escarpa e inúmeros lineamentos estruturais de mesma direção. Na porção norte da bacia, ao longo dos canais dos tributários, ocorre *knickpoints* e áreas transicionais fortemente alinhados segundo direção NW-SE (N40W). As rupturas de declividade nos afluentes São Mateus e Antoninha seguem um *trend* NE-SW (N50E), porém próximo as cabeceiras estão associados ao lineamentos N-S. As principais rupturas do canal principal do rio Lava-Tudo localizadas a 30km e a 65km a partir da jusante, estão relacionadas aos lineamentos NE-SW (N50E) e NW-SE (N40W), respectivamente.

**Figura 5.5.10** Mapa de distribuição dos *knickpoints* com os principais lineamentos do relevo, mostrando o *trend* que muitos *knickpoints* possuem coincide com os lineamentos do relevo.



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

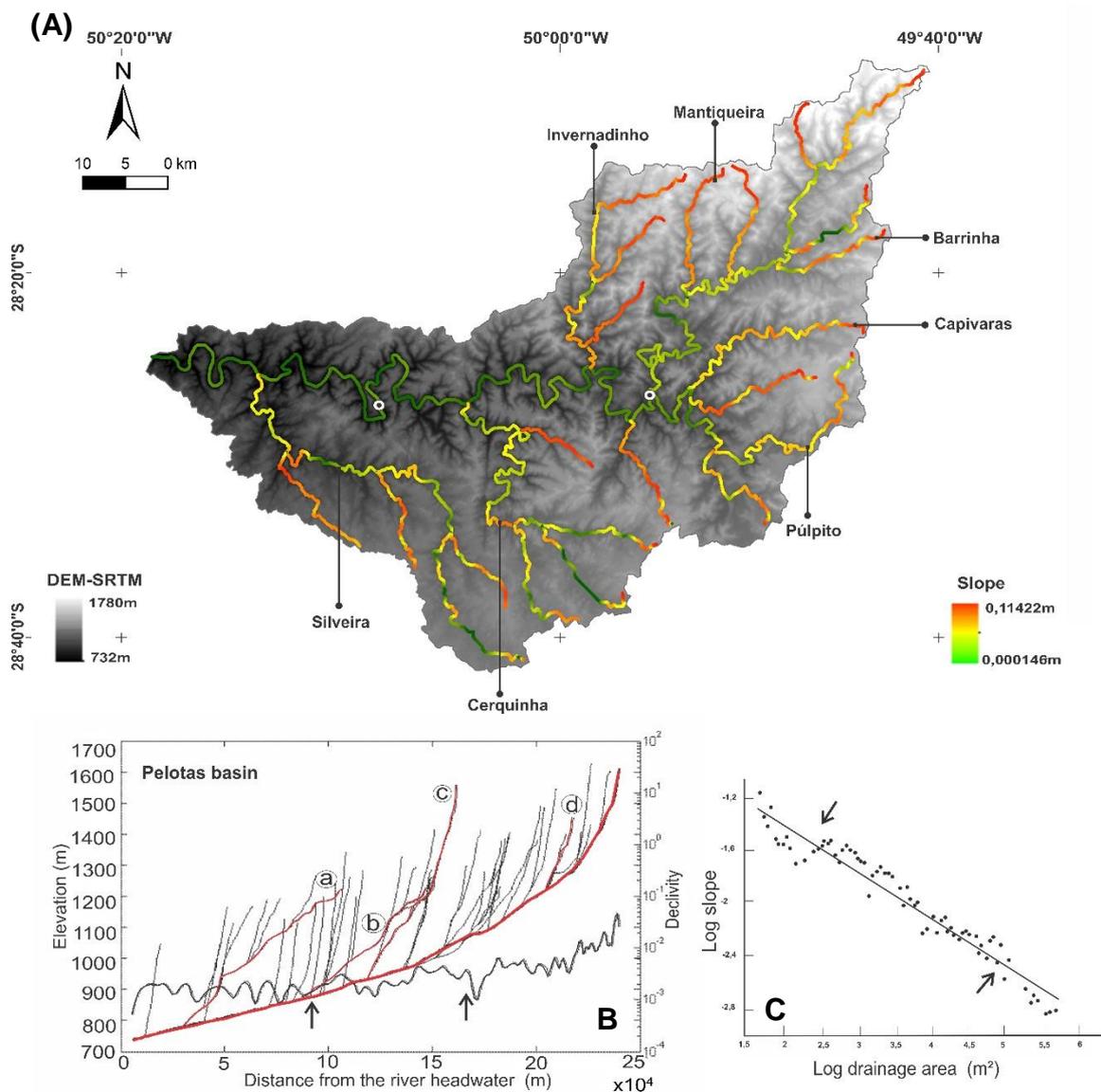
#### 5.5.4.2 Bacia do rio Pelotas

As principais rupturas de declive estão localizadas a 40 e 100km da jusante no nível topográfico de 1100 metros, a montante dessa ruptura há sucessivos *knickpoints* variando sua altitude entre 1.200 e 1.500m, podendo ser considerada a ocorrência de uma zona de *knickpoints* (*knickzone*) (Figura 5.5.11 a-b). O gráfico da regressão linear dos dados de elevação da bacia é muito semelhante ao do rio Lava-Tudo, ocorre dois trechos com índices de gradiente distintos indicando um soerguimento diferencial em toda a bacia (indicado pelas setas na Figura 5.5.11 c).

Os afluentes Silveira e Cerquinha, demonstram claramente anomalias em níveis topográficos distintos, com *knickpoints* localizados na região das cabeceiras alinhados na direção NE-SW. A principal convexidade do rio Silveira ocorre numa altitude de 950m, a 150km da jusante, possuindo sucessivas convexidades discretas em direção a cabeceira, com elevações entre 1.000 e 1.100m (Figura 5.5.12 a).

O rio Cerquinha possui sua principal ruptura no nível topográfico de 1.150m, a cerca de 250km da jusante, coincidindo com a feição de captura de drenagem descrita anteriormente (Figura 5.5.12 c). As abruptas rupturas de declividade nos perfis dos rios Silveira e Cerquinha coincidem com a anomalia vista nos gráficos de regressão linear, em cotas entre 950m e 1.150m, respectivamente (Figuras 5.5.12 b-d).

**Figura 5.5.11** (A) Mapa de distribuição dos *knickpoints* da bacia do rio Pelotas. O ponto assinalado representa as principais rupturas de declive do rio principal. (B) Perfis longitudinais de todos os afluentes da bacia do rio Pelotas, com destaque ao canal principal e aos tributários (a) Silveira, (b) Cerquinha, (c) Invernadinho e (d) Barrinha, as setas indicam as principais quebras de declividade ao longo do canal principal. (C) Gráfico regressão linear dos dados de elevação da bacia do rio Pelotas.

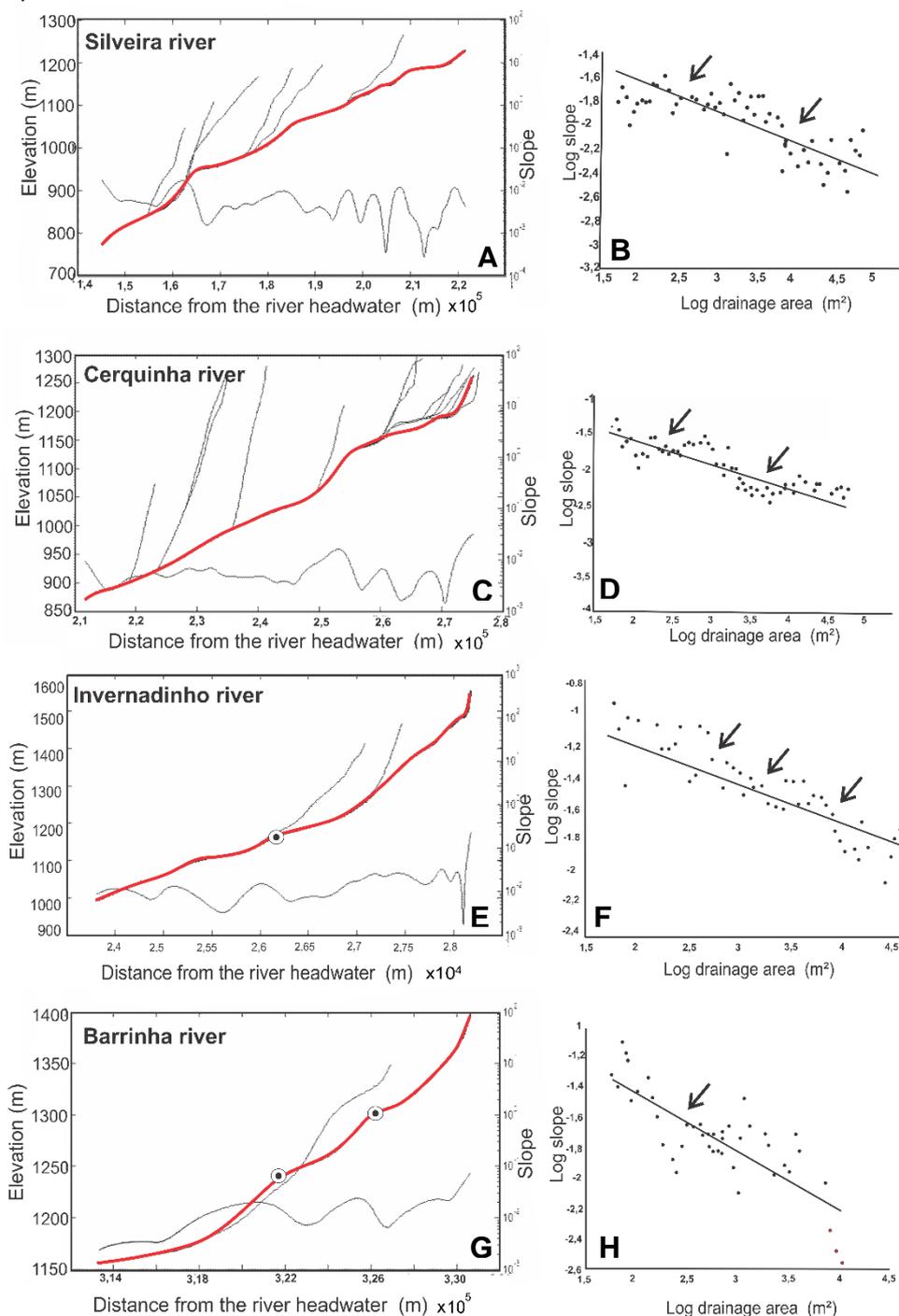


Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

Na área de estudo, os *knickpoints* podem ocorrer como corredeiras e/ou cachoeiras com vários metros de desnível. A transição entre perfil côncavo e convexo pode ser brusca ou suave. Nesse sentido, o limite inferior de um *knickpoint*, ou início do mesmo, pode ser marcado por um brusco desnível na base do canal, ou simplesmente um suave arqueamento do substrato, que pode evoluir para uma cachoeira à medida que se desloca para montante. Algumas cachoeiras da bacia do rio Pelotas foram observadas em campo, próximo à jusante do rio Invernadinho ocorre a cachoeira Rondinha representada na

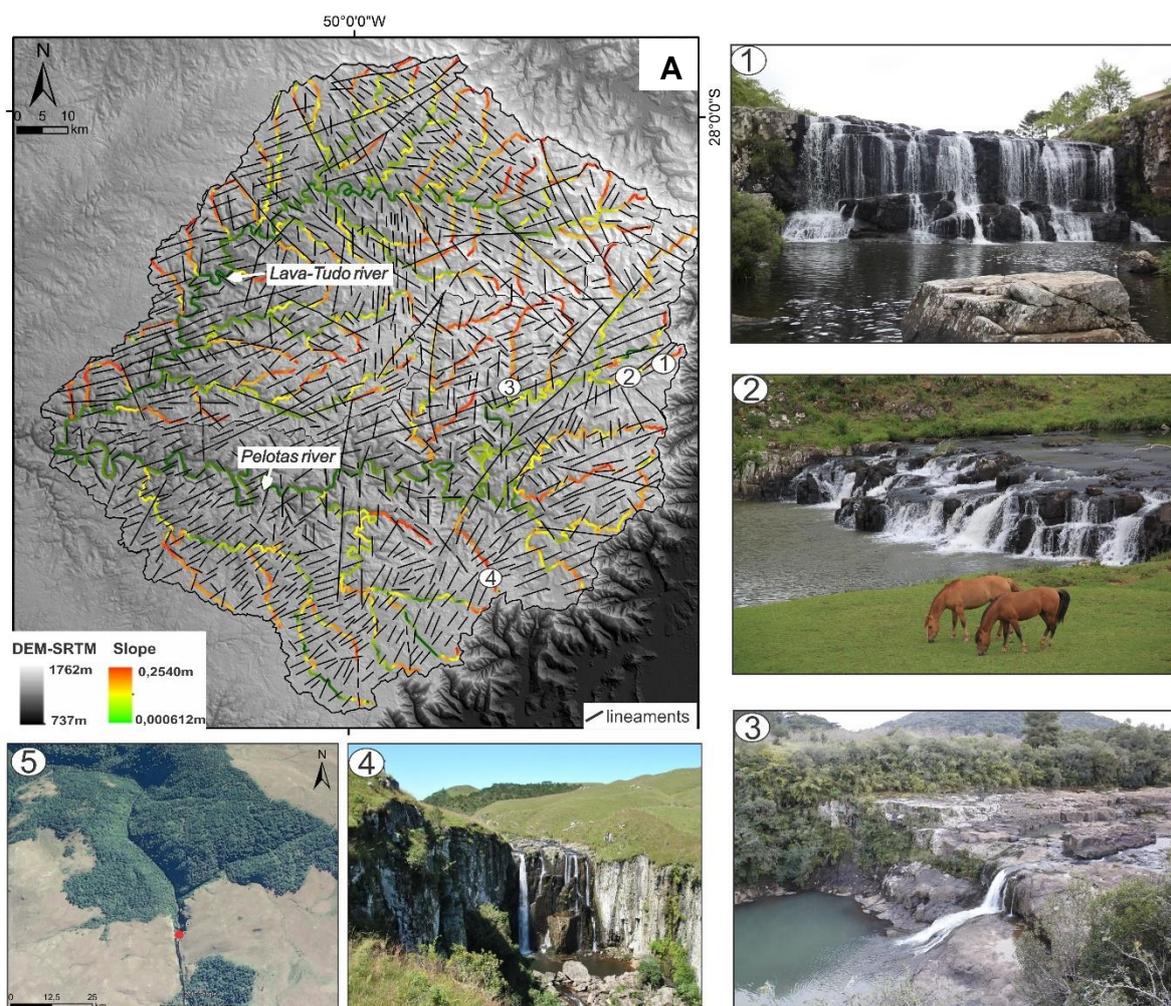
convexidade no perfil longitudinal na altitude de 1.100m (Figura 5.5.12 e). A cachoeira é formada na fácies Gramado, não havendo variação litológica, e possui 9m de desnível (Figura 5.5.12 f). A cascata é controlada por falhas transcorrentes destrais com componente normal com atitude média de N55E/87SW (Figura 5.5.13 a-3).

**Figura 5.5.12** Perfis longitudinais dos afluentes do rio Pelotas: (A) rio Silveira (C) Cerquinha (E) Invernadinho (G) Barrinha e seus respectivos gráficos de regressão linear nas figuras (B), (D), (F) e (H). Os pontos assinalados nos perfis dos rios Invernadinho e Barrinha representam as cachoeiras que foram encontradas em campo.



No rio Barrinha, foram encontradas duas cachoeiras próximas à cidade Bom Jardim da Serra, representadas pelas duas principais convexidades no perfil longitudinal a 1.100m e 1.200m de altitude (Figura 5.5.12 g, h). Ambas cachoeiras estão na fácies Gramado, a cachoeira da Barrinha possui um desnível topográfico de aproximadamente 7m, ocorre blocos rochosos de diversos tamanhos resultantes da erosão remontante (Figura 5.5.13 a-1 e a-2). Diversas fraturas subverticais foram observadas com direção média de N20E/82SE, não foi possível verificar a cinemática. Na região mais a jusante do rio Barrinha se encontra outra cascata com uma diferença topográfica que não é superior a 3 m de altura, a cascata é controlada por fraturas de N50E/87SW.

**Figura 5.5.13** (A) Figura mostrando knickpoints coincidem com os lineamentos do relevo, os pontos assinaladas representam as cachoeiras observadas. (1) Cachoeira Barrinha (2) Cascata a jusante do rio Barrinha (3) Cachoeira Rondinha (4) Cascata Perau Branco (5) Imagem GoogleEarth mostrando a intersecção do lineamento NE-SW com a cascata Perau Branco, indicado pelo ponto vermelho.



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

Existe uma forte correlação entre *knickpoints* e os lineamentos do relevo. Em toda a bacia se encontra um lineamento muito expressivo com direção NE-SW (N45E), juntamente com um lineamento N-S menos frequente, porém muito marcado no relevo associado a alguns vales. Estes lineamentos cortam a drenagem na mesma direção que ocorre a formação das rupturas de declive. Como por exemplo a cascata do Perau Branco, onde é possível analisar pela imagem GoogleEarth a intersecção entre o lineamento NE-SW e a ocorrência da cascata (Figura 5.5.13 a-4 e a-5). As cachoeiras visitadas em campo seguem o *trend* estrutural NE-SW (N50E) seguindo o lineamento do relevo. O rio Cerquinha sua principal ruptura de declive coincide com o lineamento N-S, onde ocorre a feição da captura de drenagem.

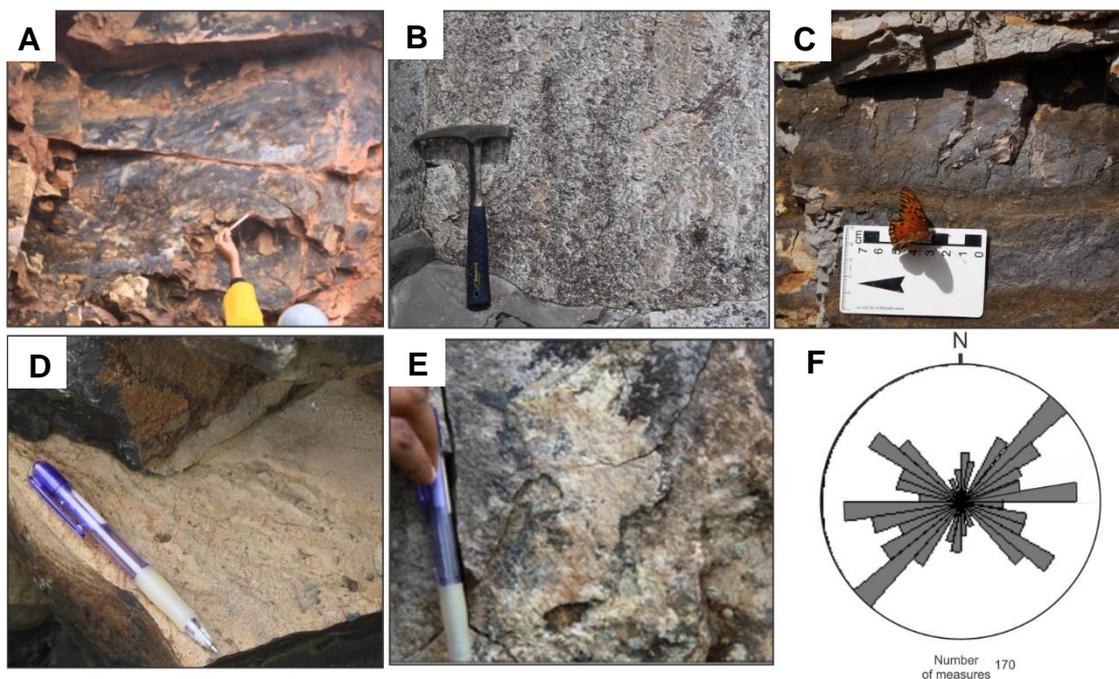
#### 5.5.5 Análise estrutural

A análise estrutural compreendeu a análise de estruturas geológicas em pedreiras e em cortes de estradas com a finalidade de descrição e determinação da geometria das estruturas rúpteis que ocorrem na região de estudo. As unidades litológicas aflorantes na região correspondem às fácies Gramado, Paranapanema e Palmas da Formação Serra Geral.

Na área de estudo predominam falhas transcorrentes, de modo geral ocorrem de forma sistemática, correspondendo a grandes planos decamétricos penetrativos, com geometria variando entre planar e curviplanas, de superfícies irregulares, por vezes preenchidos por carbonatos (zeólita e calcita) ou óxido de manganês (Figuras 5.5.14 a-b). Muitas vezes esse sistema está associado a bandas de cisalhamentos e estruturas em flor negativas, provavelmente transtensionais. Falhas normais tem pouca representatividade nos afloramentos analisados, com planos esparsos de pouca expressão, não penetrativos e segmentados, ocorrendo, muitas vezes, de forma isolada (Figura 5.5.14 d). Foram identificadas pouquíssimas falhas reversas em campo, havendo um total de 6 medidas, apresentando pequenos planos segmentados e por vezes preenchidos por zeólita (Figura 5.5.14 e). As falhas são caracterizadas por slickensides milimétricos a centimétricos, de baixo rake e até horizontais, caracterizando quase sempre transcorrências ou blocos com movimento

direcionais levemente oblíquos. A cinemática das falhas foi interpretada por elementos estruturais observados nos espelhos de falha, tais como *steps*, formados por crescimento de minerais, além de planos de ruptura secundários R e R' (Figura 5.5.14 c), conforme abordagens de Petit (1987) e Doblas (1998).

**Figura 5.5.14** (A) Planos transcorrentes sinistrais NW-SE com preenchimento de MnO com estrias bem marcadas (B) Plano de falha destal N-S preenchido por zeólitas com *stepes* bem marcados (C) Fraturas R' indicando a cinemática destal da falha. (D) Plano de falha normal NE-SW (E) Plano de falha inversa (NW-SE) (F) Diagrama de roseta mostrando a população de falhas



O sistema de falhas transcorrentes destal NE-SW é predominante nos afloramentos investigados, seguido pelos sistemas de direção NW-SE, E-W e N-S, sendo este último o menos frequente (Figura 5.5.14 f). São falhas de alto ângulo de mergulho, com estrias em geral indicando componente direcional, as vezes se mostrando puras. As falhas destrais E-W possuem atitude média N79E/85SE (ENE-WSW) e N71W/86NW (WNW-ESSE) e as sinistrais, N88E/87NW (ENE-WSW) e N70W/85NE (WNW-ESE). As falhas transcorrentes N-S mostram direções NNE-SSW e NNW-SSE, que invariavelmente possuem movimentos destal e sinistral.

A pedreira CONFER localizada próxima a cidade Bom Jardim da Serra, apresenta planos de falhas transcorrentes penetrativos que ocorrem de forma sistemática e cortam o basalto pouco alterado, afanítico e maciço correspondente à fácies Gramado da Formação Serra Geral (Figura 5.5.15 a). Durante o mapeamento das estruturas no afloramento, em muitos casos houve

dificuldade em determinar os critérios cinemáticos das falhas, fazendo com que essas falhas não tivessem sua cinemática caracterizada. Ainda assim, foram observados planos métricos, lisos, de falhas transcorrentes destrais sendo predominante a direção média N42W/87NE e estrias N137E/10 e planos de direção média N38E/85SE e estrias N214/12 (Figura 5.5.15 b). Também foram observados planos de falhas sinistrais com pouca penetratividade de direção E-W (ENE-WSW), atitude média N70E/88SE e estrias N70/20 e um plano de direção NE-SW (N43E/88SE) com estria N40/20 (Figura 5.5.15 c).

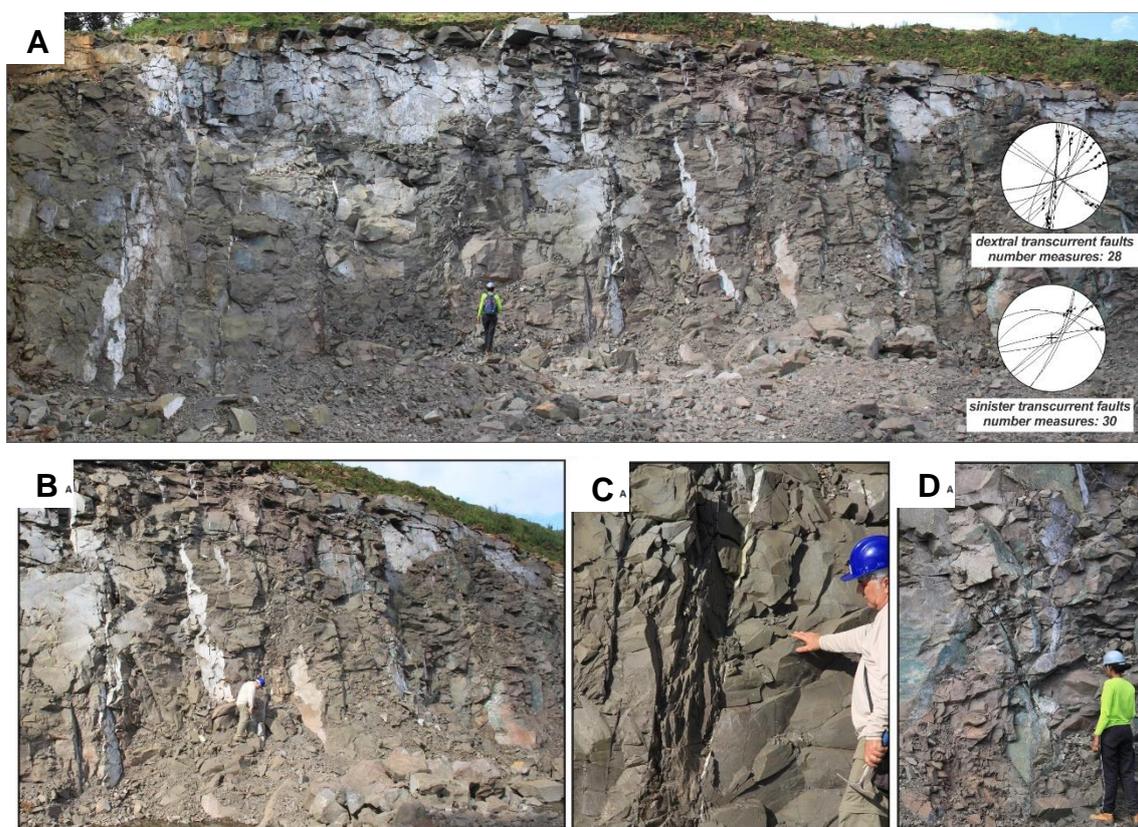
**Figura 5.5.115** (A) Frente de lavra da pedreira CONFER localizada próximo ao município Bom Jardim da Serra, (B) Planos métricos destrais de direção N38E/85SE (C) Plano transcorrente sinistral com preenchimento de zeólita com direção N65E/80SE com estria N65/20.



Na pedreira das Neves, localizada na região nordeste da área ocorrem diversas estruturas que cortam a rocha dacítica pouco alterada, afanítica e maciça, correspondente a fácies Palmas da Formação Serra Geral (Figura 5.5.16 a). Devido à dificuldade em estabelecer a relação geométrica/temporal das estruturas, não foi possível ordenar a cronologia relativa entre elas. Ocorre de forma predominante, um conjunto de falhas transcorrentes destrais NE-SW (N40E/74SE) que configuram planos decimétricos penetrativos preenchidos por

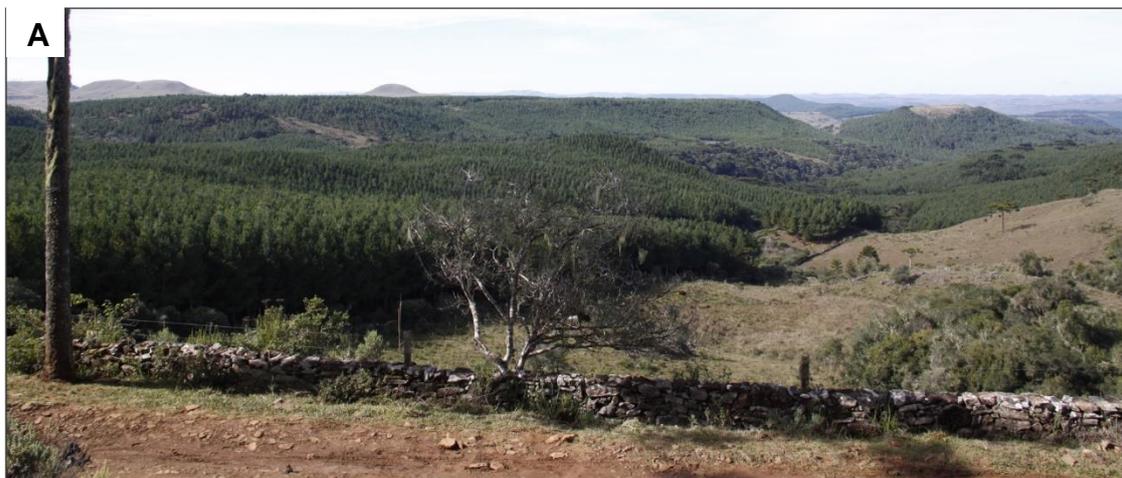
carbonatos (zeólita e calcita) (Figura 5.5.16 b). Associada às transcorrências destrais NE-SW, foi observada banda de cisalhamento destal com 30cm de espessura e 2m de altura, de atitude N58E/88SE com estrias N50/10 (Figura 5.5.16 c) e estrutura em flor com orientação N40E/83SE, não foi possível medir a estria (5.5.16 d). Poucas falhas sinistras foram observadas. As analisadas constituem planos não penetrativos com atitude média N70E/85SE (ENE-SSW) e N14W/87SW (NNW-SSE).

**Figura 5.5.16 (A)** Frente de lavra abandonada da pedreira das Neves localizada a nordeste da área. **(B)** Planos de falhas destrais NE-SW **(C)** Zona de cisalhamento de atitude N58E/88SE **(D)** Estrutura em flor de direção N40E/83SE.



No extremo sudoeste da área, paralelamente ao escarpamento que delimita a margem direita da bacia do Lava-Tudo (Figura 5.5.17 a), ocorre um sistema de falhas transtensivas NE-SW, com componente normal-destral, com atitudes que variam entre N40E/82SE e N60E/88SE, marcadas por estrias sub-horizontais N220/20 a N200/28 (Figura 5.5.17 b). Essas falhas, especialmente paralelas ao escarpamento observado no relevo, ocorrem de forma sistemática como planos métricos penetrativos no afloramento, com espaçamento entre 50 a 70cm.

**Figura 5.5.17 (A)** Margem direita da bacia do rio Lava-Tudo com feição do escarpamento de relevo na direção NE-SW **(B)** Planos métricos e penetrativos de falhas transcorrentes NE-SW com componente normal-destral.



A escarpa do Vale das Neves, localizada na porção central da área, está controlada pela falha transcorrente destal N-S (N10W/84SW com estria N345/25), responsável pelo encaixe do rio Invernadinho nessa estrutura. No mesmo local, foram observadas falhas destrais com atitude média N60W/85SW, com estrias N215/20, associadas à formação de cataclasito, paralelo às falhas destrais N-S. Os planos de falhas sinistrais E-W (N85E/86SE) mostram estrias de direção N86/05, com zona de cisalhamento de dimensões métricas relacionada, cortando blocos de rochas de basalto com esfoliação esferoidal, contemplando, assim, um quadro tectônico recente. As cachoeiras visitadas, descritas anteriormente, estão controladas por estruturas transcorrentes NE-SW,

que variam entre N50E/87SW e N60E/87SW, sendo possível identificar a cinemática somente na Cachoeira Rondinha de caráter normal-destral.

## 5.6 Discussão

O relevo da área de estudo possui uma condição de dissecação avançada orientada segundo a direção dos lineamentos NE-SW (N45-60E) e NW-SE (N50-60W), que são proeminentes em toda a região, como é mostrado no modelo de elevação do relevo, favorecendo os processos de dissecação e desmantelamento da superfície de aplainamento Sul-Americana (KING, 1956). Constituem os principais segmentos lineares que controlam a orientação retilínea das drenagens, os alinhamentos dos interflúvios, as escarpas de falhas nos vales dessas drenagens e anomalias de drenagem (canais paralelizados, locais de captura e encurvamentos e as confluências anômalas) e os padrões anômalos na drenagem (treliça, paralelo e subdentritic), indicando um rearranjo da rede fluvial. Estes lineamentos correspondem às fraturas e falhas transcorrentes NE-SW e NW-SE, correlato às principais zonas de fraquezas do embasamento Proterozoico. Diversos autores sugerem a reativação dessas estruturas durante a evolução da Bacia do Paraná (ZALÁN et al. 1987, 1990, ROLDAN et al. 2010, NUMMER et al. 2014, entre outros), com cinemática tanto destal quanto sinistral.

Na bacia do rio Lava-Tudo os lineamentos de direção NE-SW (N45E) se apresentam de forma segmentada influenciando de forma intensa as drenagens 1º e 2º ordem, além de condicionar os interflúvios e os vales fluviais. A bacia também apresenta a feição de escarpamento (N60E) no limite da margem direita da bacia, em campo foi diagnosticada como falhas transcorrentes com componente normal-destral de mesma direção, em campo nessa porção se observaram falhas com estrias indicando movimento direcionais levemente oblíquos, caracterizando a estruturas transtensionais. Na bacia do rio Pelotas, ocorre um grande lineamento contínuo de direção (N40E) que corta toda a bacia. Esta estrutura desenvolveu vales fluviais profundos e retilíneos nessa direção. Não foi possível mapeá-la em campo, entretanto, na fotointerpretação observa-se que esta feição condiciona estruturalmente a cabeceira da bacia, além de ser

responsável pelas feições de captura de drenagem do rio Púlpito e controla o baixo curso do rio Capivaras, localizados na margem esquerda da bacia.

O sistema de estruturas NW-SE controla estruturalmente o alto curso da bacia do rio Lava-Tudo, seccionando os interflúvios paralelos de direção NE-SW e condicionando as drenagens de 1º ordem como os afluentes Touros, Caronas, Caixão, Pessegueiro e Crioula, localizados na margem direita da bacia. Em campo, nesta área foram mapeadas falhas transcorrentes destrais NW-SE. Na bacia do rio Pelotas, esse *trend* é escasso e se encontra de forma localizada condicionando algumas drenagens.

O *trend* N-S possui forte influência na bacia do rio Pelotas sendo correlacionado a feição de captura de drenagem do rio Cerquinha. Está relacionado ao condicionamento do vale fluvial do rio Mantiqueira, do Vale das Neves onde o rio Invernadinho está encaixado, sendo este controlado por falhas transcorrentes destrais N-S. Esse padrão estrutural é intenso na porção central da área de estudo, próximo ao município de São Joaquim, abrangendo uma porção da margem esquerda do rio Lava-Tudo. Em campo, estes lineamentos, foram identificados como falhas transcorrentes com componente inversa-destral.

As bacias dos rios Lava-Tudo e Pelotas, são fortemente assimétricas como mencionado anteriormente, seus canais principais possuem um deslocamento para oeste indicado pelo fator de assimetria (*Assymetric Factor*). Analisando a heterogeneidade da assimetria da bacia do rio Lava-Tudo se observa que a região do alto curso está controlada pelas estruturas NW-SE (N50-60W) que influenciaram no caimento do relevo para sul (ver Figura 5.5.3). Já na região do médio e alto curso, o relevo está controlado pela feição de escarpamento que corresponde às falhas transtensionais destrais NE-SW com cinemática normal-destral, que provavelmente condicionou o basculamento do relevo para oeste-noroeste resultando na assimetria da bacia. Essa interpretação pode ser corroborada pela correlação do relevo escarpado e rotacionado pelas falhas transcorrentes destrais NE-SW, verificado no mapa geológico-estrutural na figura (5.6.1).

Na bacia do rio Pelotas o basculamento do relevo também está evidenciado pelo fator de assimetria da bacia, cujo valor é aproximadamente homogêneo ao longo do eixo maior da bacia (ver Figura 5.5.5), caracterizado pela área menor da margem direita bacia, as falhas transcorrentes NE-SW

marcam a feição de escarpamento, apesar desta feição não ser tão evidente na fotointerpretação devido a intensa erosão. A presença de lagos abandonados observados próximo a escarpa, principalmente na margem direita do rio Lava-Tudo, e paleocanais como aquele localizado na margem esquerda do rio Pelotas, assim como o controle estrutural na orientação e padrão da rede de drenagem, indicam também a influência do basculamento do relevo na reorganização da drenagem. Na região do Domo de Lages, à norte da área de estudo, Roldan (2007) menciona um basculamento do relevo para noroeste no Mioceno. Na bacia do rio Pelotinhas, localizado na região adjacente a área de estudo em Santa Catarina, Salamuni et al. (2017) cita a rotação de blocos adjacentes do relevo que provocou a assimetria da bacia e o basculamento da superfície para oeste-noroeste.

As drenagens de ambas as bacias estão obedecendo à reorganização morfológica por atividade tectônica que, inclusive, cria rupturas de declive em seus perfis longitudinais. Os perfis longitudinais dos afluentes das bacias apresentam *knickpoints* no médio e alto curso dos canais, demonstrando o caráter transiente dos perfis, ainda por atingir equilíbrio, resultando na incisão do canal que se inicia no baixo curso e é transmitido rio/bacia acima (BURBANK e ANDERSON, 2011, CROSBY e WHIPPLE, 2006).

Na bacia do rio Lava-Tudo as rupturas de declive estão situadas nas fáceis Paranapanema e Gramado, onde estas duas faciologias possuem a mesma resistência à erosão, correspondem às rochas vulcânicas (basalto), o que, portanto, representa que os *knickpoints* não foram gerados por erosão diferencial. Na bacia em seu baixo curso a principal ruptura de declive, localizada a 30km, está condicionada ao lineamento NE-SW (N45E), provavelmente associada às falhas transtensionais de mesma direção. Próximo a cabeceira outra importante ruptura, localizada a 65km da jusante, está relacionada ao lineamento NW-SE, indicando a influência tectônica na geração na ruptura de declive. O canal principal do rio Lava-Tudo apresenta baixa declividade em toda sua extensão, demonstrando a alta incisão do rio e seu aprofundamento. A evolução do rio fez com que os *knickpoints* do curso principal fossem suavizados e propagados para os seus afluentes. Segundo Harbor et al. (2005), a propagação remontante das rupturas de declive no canal principal, ocasiona migração do sinal e sua distribuição para todos os tributários a jusante do ponto

em desequilíbrio. Nos afluentes, além de ocorrer *knickpoints* associados a propagação remontante possui diversas rupturas relacionadas a tectônica.

A distribuição dos *knickpoints*, nos tributários da bacia Lava-Tudo, dispõe-se de modo que possui similaridade com a direção dos alinhamentos do relevo na área da bacia hidrográfica (ver Figura 5.5.10). Destacam-se *knickpoints* dos afluentes da margem direita da bacia, onde os canais são mais curtos em relação a margem oposta, ocorre uma sucessão de rupturas de declividade com direção NE-SW (N50E), provavelmente é o reflexo do intenso lineamento de direção NE-SW juntamente com a escarpa na mesma direção, descrita anteriormente.

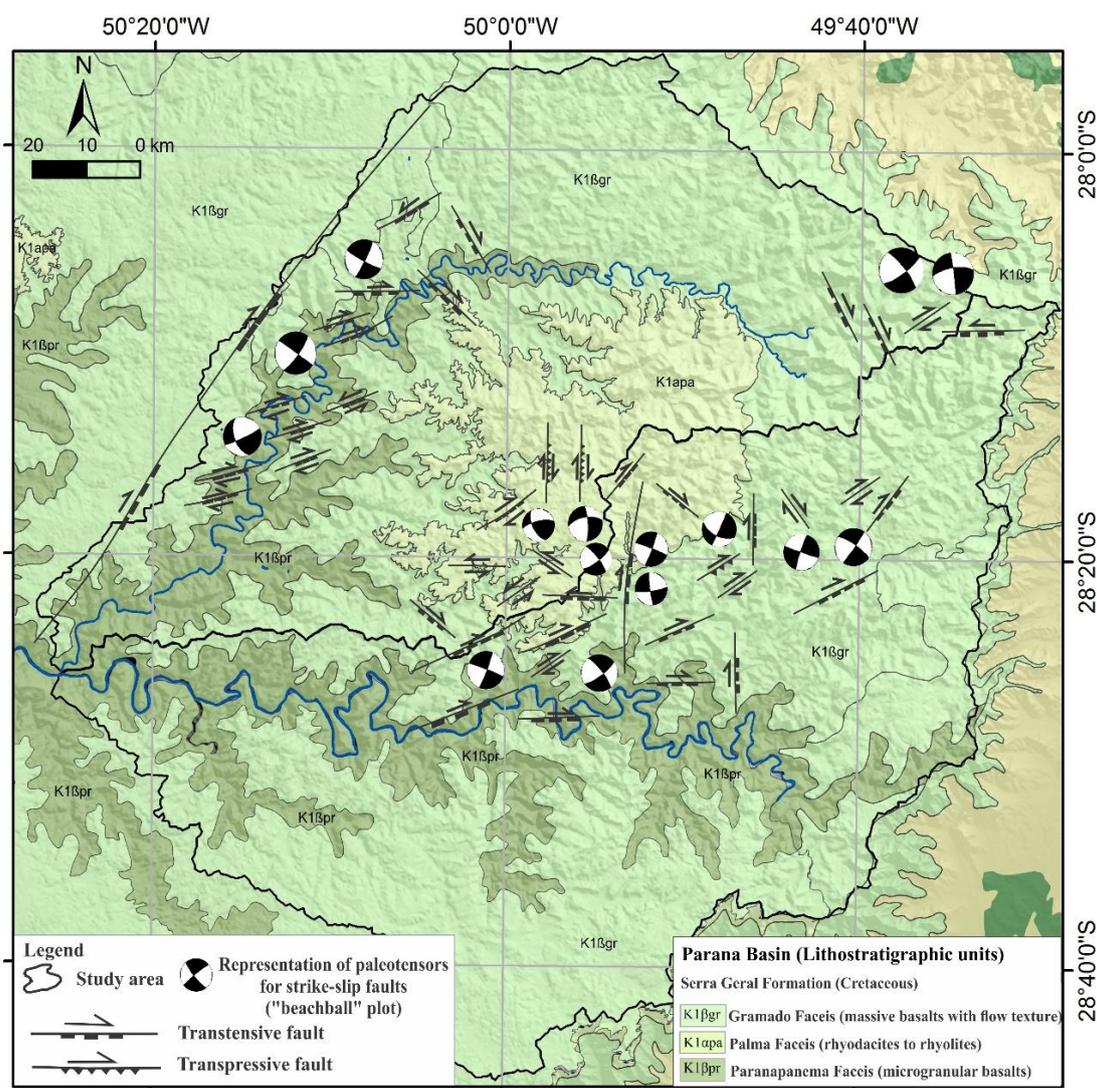
Na região do alto curso da bacia do rio Lava-tudo, ao longo dos canais dos rios Touros, Caronas e Caixão, os *knickpoints* relacionados às cabeceiras dos canais, estão associados às encostas íngremes dos divisores da drenagem, enquanto, as rupturas e áreas transicionais no baixo e médio curso desses afluentes estão associados fortemente alinhados segundo direção NW-SE (N40W), essa análise é corroborada com o gráfico de regressão linear (Figura 5.5.9 f). No baixo curso da bacia as rupturas de declividade dos afluentes São Mateus e Antoninha seguem um *trend* NE-SW (N50E), porém próximo as cabeceiras estão associadas aos lineamentos N-S, constituindo outro indicativo de controle estrutural da rede de drenagem e dos *knickpoints*.

Na bacia Pelotas, as principais rupturas de declive no canal principal, localizadas a 40km e 100km da jusante estão associadas aos lineamentos NE-SW. Em seu curso principal ocorre *knickpoints* suavizados devido a sua erosão, como acontece na bacia do rio Lava-Tudo. O gráfico da regressão linear é muito semelhante ao do rio Lava-Tudo, indicando soerguimento tectônico diferencial. No baixo curso da bacia Pelotas os *knickpoints* localizados na cabeceira dos afluentes Silveira e Cerquinha estão associadas aos lineamentos NE-SW. As estruturas relacionadas aos lineamentos N-S influenciaram na formação de *knickpoints* do rio Cerquinha, onde sua principal ruptura coincide com a feição de captura de drenagem, mencionada anteriormente. As cachoeiras encontradas nos rios Barrinha e Invernadinho (Cachoeira Barrinha e Rondinha), não possuem variação litológica e estão controladas pelas falhas transcorrentes NE-SW, estas cachoeiras estão representadas nos perfis longitudinais nos trechos convexos (Figura 5.5.12 e-g). A zona côncava dos perfis das drenagens pode evoluir de maneira a suavizar as cachoeiras e corredeiras à medida que o substrato é

erodido. Porém, ao atingir o substrato com fraturas subverticais, o processo de erosão do mesmo se dará nestas fraturas, fazendo com que blocos rochosos sejam removidos e assim evoluindo para uma corredeira com maior declividade (CROSBY e WHIPPLE, 2006).

A distribuição dos *knickpoints* ao longo dos afluentes de ambas bacias é irregular, ocorrendo em diferentes níveis topográficos e estão correlacionados a importantes lineamentos tectônicos, principalmente os de direção NE-SW e secundariamente NW-SE e alguns N-S. Segundo Wobus et al. (2006) e Burbank e Anderson (2011) esse tipo de feição é uma evidência do controle tectônico na rede de drenagem, pois são zonas que separam blocos baixo e alto ao longo de uma zona de falha.

**Figura 5.6.1** Mapa geológico-estrutural da área de estudo mostrando falhas neotectônicas, nesse caso com movimentos gerados pelos campos de tensão do Quaternário (Pleistoceno e Holoceno).



Fonte: modelo SRTM [www.glovis.usgs.gov](http://www.glovis.usgs.gov).

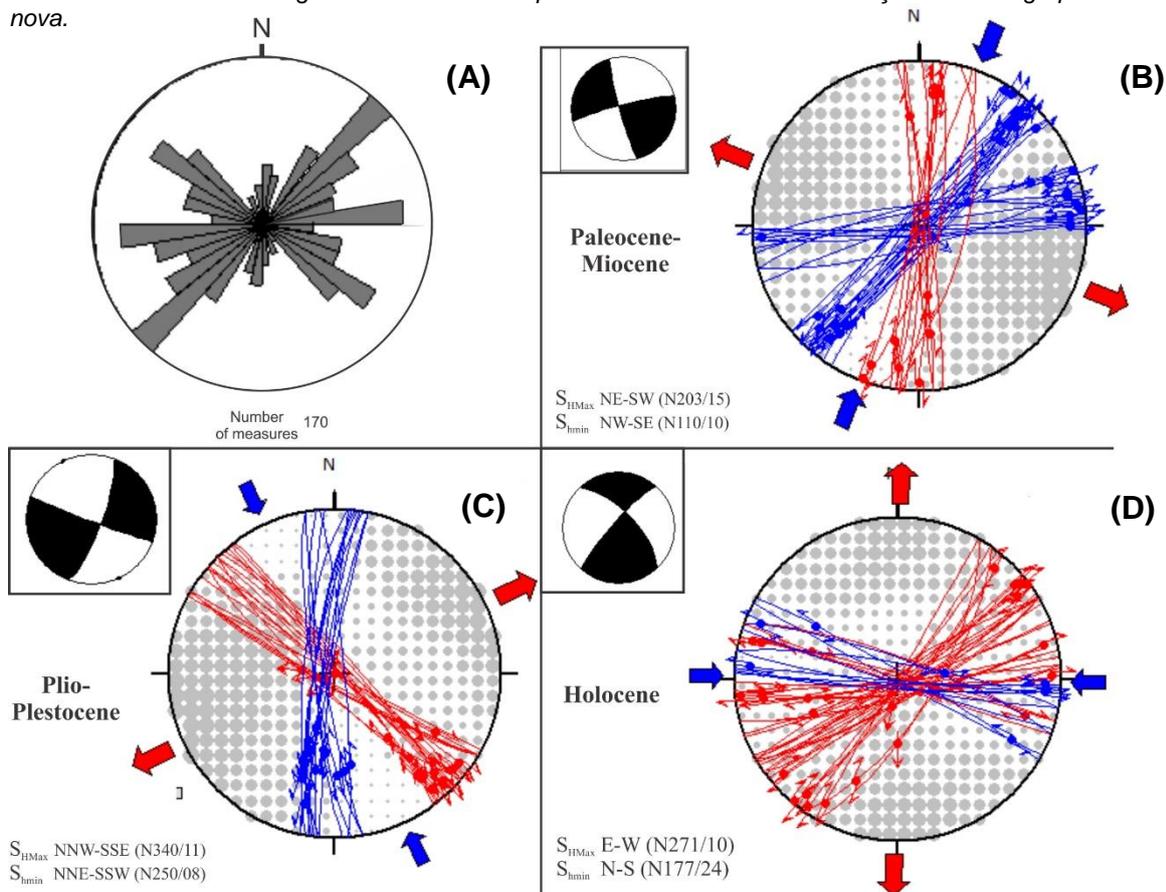
Entretanto as rupturas de declive desenvolvidas nas áreas de cabeceira dos afluentes estão geralmente associadas às encostas íngremes dos divisores da drenagem, áreas que apresentam instabilidade morfológica natural, indicando que estas rupturas em questão estão associadas à erosão remontante.

O quadro geológico estrutural da região mostra fundamentalmente um sistema de falhas transcorrentes, o padrão geométrico e cinemático das falhas transcorrentes é semelhante ao já descrito na borda leste da Bacia do Paraná, como na região do Arco de Ponta Grossa (PR) e do Domo de Lages (SC) (Strugale et al. 2007, Roldan 2007).

A partir de evidências estruturais e geométricas pode ser interpretado que as estruturas mapeadas são explicadas pela superposição de três possíveis pulsos deformacionais (Figura 5.6.2). Em campo não foi possível estabelecer a cronologia absoluta entre as estruturas, com isso, a hierarquia das fases deformacionais foi estabelecida a partir dos dados de pesquisas anteriores quanto à tectônica do Cenozoico e ao período neotectônico no Sul e Sudeste do Brasil. Para uma abordagem inicial foi considerado que as deformações são mais novas que a época da cristalização (132 Ma) das rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná.

O pulso deformacional de eixo de tensão horizontal máximo ( $SH_{max}$ ) orientado ao redor de NE-SW (N30E) e eixo de tensão horizontal mínimo ( $Sh_{min}$ ) NW-SE (N60W) foi responsável pela reativação das falhas NE-SW do embasamento proterozoico, como sinistral, responsável pela formação dos intensos lineamentos do relevo nessa direção, assim como no início da formação da feição de escarpa. Além da consequente mudança no padrão de drenagem dos afluentes dos rios Pelotas e Lava-Tudo, passando de subdendrítico a treliça nas porções mais controladas por falhas e início da geração das rupturas de declive ao longo dos afluentes das bacias. Este pulso também foi responsável pela reativação das sinistrais ENE-WSW que podem corresponder às falhas R, Y ou P, no modelo de Riedel (PETIT, 1987) e formação das falhas transcorrentes destrais N-S, corresponde às falhas R', responsável pelo desenvolvimento de vales fluviais profundos e retilíneos no relevo, como é o exemplo do vale fluvial do rio Mantiqueira e do Vale das Neves onde o rio Invernadinho está encaixado, e também resultou na captura de drenagem do rio Cerquinha, os quais são afluentes do rio Pelotas

**Figura 5.6.2** (A) Diagrama de roseta mostrando a população de falhas, onde os planos em azul representam falhas transcorrentes sinistras, enquanto os planos de falhas em vermelho representam planos de falhas transcorrentes dextrais (B) (C) e (D) Diagramas de tensão, obtidos pela plotagem da direção dos planos de falhas e suas estrias. As figuras mostram hierarquia relativa da fase de deformação mais antiga para a mais nova.



Diversos autores observaram o evento deformacional com  $S_{Hmax}$  orientado ao redor de NE-SW e  $S_{Hmin}$  na direção NW-SE. No Sul do Brasil, Strugale et al. (2007) afirma que esse evento teria atuado no Neocretáceo – Paleógeno na região do Arco de Ponta Grossa, o mesmo foi encontrado por Jacques (2013) ao analisar as estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná e por Nummer et al. (2014) ao analisar o Planalto do Rio Grande do Sul, localizado a sul da região estudada. Roldan (2007) observou na região do Domo de Lages, em Santa Catarina, um evento de mesma direção atuante no Cretácio Superior contemporâneo ao magmatismo alcalino e a estruturação do domo, essa fase deformacional teria criado as falhas transcorrentes sinistras E-W afetando as rochas alcalinas associadas ao domo com idade de aproximadamente 75 Ma (MACHADO et al. 2012). Na região sudeste do Brasil este evento teria ocorrido entre o Paleoceno e o Mioceno, foi registrado por diversos autores como Riccomini (1989) ao estudar o Rife Continental do

Sudeste Brasileiro, Riccomini (1995) no Maciço Alcalino de Cananéia, Salvador e Riccomini (1995) no alto estrutural de Queluz em São Paulo-Rio de Janeiro, Ferrari (2001) no Grabén de Guanabara - Rio de Janeiro, Silva e Melo (2011) ao estudar a zona de cisalhamento no Rio Paraíba do Sul, entre outros.

O pulso deformacional  $SH_{max}$  NNW-SSE (N15W) e  $Sh_{min}$  ENE-WSW (N75E) teria sido o responsável pela reativação de falhas transcorrentes destrais (NW-SE), as quais são importantes estruturas reativadas do embasamento proterozoico, que condicionaram estruturalmente o alto curso da bacia Lava-Tudo e na formação das rupturas de declividade em seus afluentes nessa região. Este pulso formou as falhas transcorrentes sinistrais (N-S) que são equivalentes às falhas R e R' no modelo de Riedel (PETIT, 1987), onde as estruturas estão localizadas principalmente na porção central da área de estudo. Tal campo de tensão foi sugerido por Chavez-Kus e Salamuni (2008) no Complexo Atuba (embasamento da Bacia de Curitiba – Paraná), que consideraram esse tensor atuante no Plio-Pleistoceno responsável pela geração das falhas transcorrentes N-S (N20-35E e N20-35W) que deslocaram diques de lamprófiros e de diabásio. Farias (2016) e Peyerl (2016) ao analisarem a geologia estrutural do Complexo Alcalino Tunas e da bacia do rio Jordão - PR, respectivamente, registraram este mesmo campo de tensão. Já Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) consideraram esse campo de tensão atuante no Cretáceo Inferior.

O pulso deformacional de vetor de compressão máxima ( $SH_{max}$ ) orientado para E-W e  $Sh_{min}$  N-S, é caracterizado pela reativação das falhas sinistrais NW-SE que corresponde às falhas P no modelo de Riedel. Tais estruturas não foram representativas em campo. Esse pulso também gerou intensa reativação das falhas transcorrentes NE-SW, com cinemática dextral, correspondente às falhas R' do modelo de Riedel (PETIT, 1987), que exerceram grande influência sobre as características morfométricas das bacias hidrográficas com sinais de uma inicial reativação sinistral superimposto por outro pulso de movimentação dextral, a partir da herança do arcabouço estrutural do embasamento. Tal processo resultou no basculamento do relevo condicionado pelas falhas transtensionais destrais-normais e responsáveis pela formação de diversos vales orientados, provocando anomalias nas drenagens, culminando na geração das cachoeiras observadas em campo e controle da reorganização da drenagem. Esse pulso também foi responsável pelas falhas destrais E-W.

Diversos autores registraram o campo de tensão principal ( $\sigma_1$ ) E-W, variável entre ENE-WSW a WNW-ESE, como por exemplo Riccomini (1995), que estima o tensor destral E-W de idade Holocênica, assim como Salvador e Riccomini (1995), Salamuni (1998), entre outros. Jacques (2013) e Nummer et al. (2014) consideraram esse evento deformacional de idade Paleógena-Neógena. Este campo de tensão é compatível com o *stress* E-W a WNW-ESE submetido na borda leste da Placa Sul-Americana no Quaternário (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO 1999, SALAMUNI et al. 2004, ASSUMPÇÃO et al. 2006, entre outros).

## 5.7 Conclusão

As bacias hidrográficas dos rios Lava-tudo e Pelotas estão controladas por processos tectônicos recentes, criando o arcabouço geomorfológico local. A análise estrutural permitiu concluir que durante o período Cenozoico foram desenvolvidos sistemas de falhas transcorrentes em diferentes pulsos deformacionais. O pulso deformacional mais antigo tem possivelmente idade Paleoceno - Mioceno, possui  $SH_{max}$  NE-SW e  $Sh_{min}$  NW-SE, que gerou falhas transcorrentes destras N-S e reativou as falhas sinistrais E-W e falhas NE-SW do embasamento proterozoico com cinemática sinistral. No Plio-Pleistoceno a deformação, com  $SH_{max}$  NNW-SSE e  $Sh_{min}$  ENE-WSW foi responsável pela reativação das falhas transcorrentes destras (NW-SE) e formação das falhas sinistrais (N-S). O pulso tectônico no Holoceno apresenta esforços  $SH_{max}$  E-W e com  $Sh_{min}$  N-S que reativou intensamente as falhas transcorrentes destras NE-SW. A suposição de que o condicionamento tectônico da drenagem e do relevo da região vem ocorrendo desde o Paleoceno até o Quaternário (Holoceno), corroborada pelo desmantelamento da Superfície Sul-Americana, que estaria estável até o início do Paleoceno, onde sua incisão e erosão, devido a influência tectônica, pode indicar atividades tectônicas que ocorreram a partir do Cenozoico.

As falhas transcorrentes NE-SW são as principais estruturas responsáveis pela modelagem do relevo na área. As estruturas de direção NE-SW, NW-SE e E-W são herança estrutural do embasamento proterozoico,

todavia, as estruturas NNE-SSW e NNW-SSE não estão ligadas a planos antigos de rupturas, podendo ser interpretadas como falhas nucleadas provavelmente entre o Paleógeno e o Neógeno.

O basculamento do relevo ocorreu provavelmente no Holoceno, relacionado às falhas transcorrentes NE-SW que inicialmente foram reativadas por um pulso sinistral (Paleoceno - Mioceno) e posteriormente pela movimentação normal-destral, que promoveu a rotação dos blocos rochosos para WNW e a forte reorganização da rede de drenagem, que resultou na geração de lagos abandonados e paleocanais. As estruturas NW-SE, N-S e E-W compartimentam partes da rede de drenagem, resultando na consequente mudança no padrão de drenagem dos afluentes das bacias passando de subdendrítico a treliça nas porções mais controladas por falhas.

Durante os pulsos deformacionais no Cenozoico ocorreu o desenvolvimento de diversas rupturas de declividade ao longo dos canais fluviais. A presença de *knickpoints* nas bacias estudadas caracteriza o relevo da região centro-leste de Santa Catarina como transicional e ainda por passar por um rebaixamento moderno. As rupturas de declive desenvolvidas nas áreas de cabeceira dos afluentes das bacias Lava-Tudo e Pelotas são decorrentes de erosão remontante, associadas à instabilidade natural dos divisores de drenagem. Entretanto ao longo dos afluentes, a distribuição dessas rupturas é irregular devido à queda de nível de base, associada a interferências das falhas transtensionais NE-SW e NW-SE, indicando o soerguimento diferencial do relevo. Ocorrem duas gerações de *knickpoints* na região, os quais resultaram em significativas anomalias, adaptações e modificações nas bacias, como a incisão dos rios e na formação das cachoeiras e corredeiras. A presença de interflúvios instáveis, zonas de alta declividade e alta densidade de falhas neotectônicas contribui para a formação das rupturas de declive locais, que atuam como modificadores do relevo.

O processo de dissecação local é novo e a drenagem está em processo de ajuste e reorganização, essa ideia é corroborada pela presença de paleocanais, lagoas abandonadas, por não haver terraços fluviais, depósitos sedimentares nos vales fluviais e escassos e pouco espessos solos e colúvios, além de ocorrer *knickpoints* e *knickzones* associados aos lineamentos estruturais. As bacias de drenagem estão nitidamente controladas

estruturalmente, em sua maioria, pelas juntas e falhas transcorrentes de direção NE-SW e NW-SE. As anomalias observadas tais como vales estreitos e profundos, formação de escarpa de falhas, o controle na orientação e no padrão da rede de drenagem, o basculamento da bacia para oeste e o abandono de cursos são sinais do controle do relevo exercido por falhas. Essas características morfoestruturais com a presença de sucessivos *knickpoints* em diferentes elevações, coincidentes predominantemente com os lineamentos NE-SW e NW-SE, assim como o alinhamento das confluências nos tributários tanto na margem direita quanto da margem oposta, indicam controle estrutural na rede de drenagem e na geração dos *knickpoints*.

## 5.8 Referências

- ALMEIDA, F.F.M. 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. 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241 p. (Boletim). 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. Tectonico-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: International Geology Congress., Montreal. 1972.
- ALMEIDA, F.F.M. The systems of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Rio de Janeiro, v.48. 1976.
- ALMEIDA F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Rev. Bras. Geoc. Volume 13 (4): 139-158. 1983.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. Província Mantiqueira- Setor Setentrional. In: O pré-cambriano do Brasil, Ed. Edgard Bluecher Ltda, p. 282-307. 1984.
- ALMEIDA F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. Rev. Bras. de Geoc. Volume 16 (4): 325-349. 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. e CARNEIRO, C.D.R. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American platform. Boletim IG-USP, Série Científica, 20: 71-85. 1987.
- ALMEIDA F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. SBG, Simp Reg Geol., 3, Curitiba, PR, Atas... 1, 1-20. 2000.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin Soc. Géol. France, v.7, n0. 6, p. 1309-18, 1977.
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Pergamon Press, pp. 53–100, 1994.
- AQUAROLI, L.H.S. Tectônica pós-mesozoica na região de Laguna, litoral de Santa Catarina. Dissertação de Mestrado- UNESP. 2017
- ARIOLI E.E., LICHT O.A.B. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico na escala de 1:250.000. Relatório Interno. MINEROPAR, Curitiba. 2010.
- ASSINE M.L., SOARES P.C., MILANI E.J. Sequências tectonosedimentares mesoPaleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. São Paulo, Rev. Bras. Geoc. 24: 77-89. 1994.
- ASSUMPÇÃO, M., HEINTZ, M., VAUCHEZ, A., AND EGYDIO-SILVA, M. Upper mantle anisotropy in SE and central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel: Earth and Planetary Science Letters, v. 250, p. 224–240. 2006.
- BELLIENI, G.; PICCIRILO, E.M.; ZANNETIN, B. Classification and nomenclature of basalts. USGS, Commission on the Systematics Igneous Rocks, Circ. 34, p. 1-17, 1984.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. Journal of Petrology, v. 27, p.915-944, 1986.

BESSER M.L.; VASCONCELLOS, E.M.G.; NARDY, J.R. Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas. Boletim Paranaense de Geociências, Paraná v.72. 2015.

BESSER M.L.; VASCONCELLOS, E.M.G.; NARDY, J.R. Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas. Boletim Paranaense de Geociências, Paraná v.72. 2015.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. Progress in Physical Geography, 19(4): 449-473, 1995.

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

BLOOM, A. L. Structural control of fluvial erosion. In: Geomorphology-A systematic analysis of Late Cenozoic landforms. New Jersey: Prentice Hall Inc., cap. 11, 1978.

BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Massachusetts, 2011.

CAMPANHA, G.A.C.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; DEHIRA, L.K. 1985 Análise do padrão de fraturamento Mesozóico-Cenozóico das bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil. In.: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., São Paulo, **Atas...São Paulo:SBG**. p.337-350

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

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

COTTON, C. A. Block structure. In: Geomorphology. Local de Publicação: Whitcombe and Tombs, 1958.

COX R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 571-81.

CPRM: WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; TONIOLO, J.A.; BINOTTO, R.B.; IGLESIAS, C.M.F.; LAUX, J.H. Mapa geológico do estado de Santa Catarina. Porto Alegre. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Subprograma de Cartografia Geológica Regional. CPRM, 2004.

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

CROSBY T.B. e WHIPPLE K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 2006.

DECKART, K. FÉRAUD, G., MARQUES, L.S, BERTRAND, H. 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, 1998.

DEFFONTAINES, B. Proposition of a morpho-neotectonic method application in the forçères area, Oriental Brittany, France. Bulletin INQUA Neotectonic Commission, 1989.

DELVAUX, D., SPERNER, B. 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, 2003.

DOBLAS, M. SC deformed rocks: the example of the Sierra de San Vicente sheared granitoids (Sierra de Gredos, Toledo, Spain). A.M. Thesis, Harvard Univ., Cambridge, 1985.

DOBLAS, M. Criterios del sentido del movimiento en espejos de fricción: Clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos), 1987.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295: 187-197, 1998.

ERNESTO M., RAPOSO M.I.B., MARQUES L.S., RENNE P.R., DIOGO L.A., DE MIN A. Paleomagnetism, Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the North-eastern Paraná Magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. 28: 321-340. 1999.

ERNESTO, M., MARQUES, E. M. PICCIRILLO, E. C. MOLINA, N. USSAMI, P. COMIN-CHIARAMONTI, G. BELLINI. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 15-36, 2002.

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

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

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

FARIAS T.F.S. Tectônica rúptil pós-cretácea do Complexo Alcalino Tunas-PR. Dissertação Mestrado. Departamento de Geologia- UFPR. 2016.

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

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

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

FLORES J.A.A., LISBOA, N.A.; BAPTISTA, P.R.D. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do sudeste de Santa Catarina. *Boletim 3º Simpósio nacional de Estudos Tectônicos*, Rio Claro – São Paulo, p. 101-102. 1991.

FLORISBAL, L. HEAMAN, L.M JANASI, V.A. BITENCOURT, M.F. 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, 2014.

FRANCO, A.L.M., ETCHEBEHERE, M.L.C., STEVAUX, J.C. Hipótese sobre os condicionantes neotectônicos do barramento natural da foz do rio Ivaí (PR/MS) com base em levantamento ecobatimétrico. *Revista UnG Geociências*, 2008.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, v.36, n.1, p. 49-57, 2009.

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

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

FREITAS R.C. e ROSTIROLLA S.P. Análise comparativa entre estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 2005.

FUJITA, R. H., GON, P.P., STEVAUX, J.C., SANTOS, L.M, ETCHEBERE, M.L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no Rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. Ver. Bras. Geoc., São Paulo, 2011.

FULFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc. 12: 590-611. 1982.

GARDNER T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal evolution in cohesive, homogeneous material. Geological Society of America Bulletin, 1983.

GODOY, D.F., HACKSPACHER, P.C., GUEDES, S. HADLER NETO, J.D. Reconhecimento da tectônica mesozóica-cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no domo de pitanga (sudoeste de Rio Claro, SP) Revista de geociência UNESP São Paulo, v. 25, n. 1, p. 151-164, 2006.

GOLDRICK, G., BISHOP, P. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of 742 bedrock river long profiles: An example from southeastern Australia. Journal of Geology, 1995.

GUEDES, I.C., ETCHEBEHERE, M.L.C., MORALES, N., STEVAUX, J.C., SANTONI, G.C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfológicos e de registros paleossísmicos. Rev. Bras. de Geoc., 2009.

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

HACK J.T. Stream-profile analysis and stream -gradient index. U.S. Geol. Survey Jour. Research, 1973.

HARBOR D., BACASTOW A., HEATH A., Rogers J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2005.

HARE, P.W., GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, 1985.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In.: Workshop Sobre Neotectônica E Sedimentação Cenozoica Continental No Sudeste Brasileiro, 1, 1990. Boletim: Sociedade Brasileira de Geologia. 1990.

HAWKESWORTH, C. J. Y. et al.; 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, 2000.

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

HOWARD A.D.A. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1967.

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

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SH-22-X-A-II São Sebastião do Arvoredo e SH-22-X-A-III São Joaquim geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro: IBGE, 1973 (Edição fac-similar disponibilizada em CD-ROM por IBGE, 2003).

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

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

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

KING, L. C. A. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro. v. 18, n. 2, p. 147-266. 1956.

KOERICH, A., Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro. 1986.

KRÖHLING, D.; BRUNETTO, E.; GALINA, G; ZALAZAR, M.C. 2011 Paleosurface analysis on the Cretaceous basaltic plateau on the Upper Rio Uruguay Basin (NE Argentina and Southern Brazil). *Geociências*, UNESP, v. 30, n. 1, p. 31-46.

LIMA, A.G. Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no estado do Paraná- Tese de doutoramento – Universidade Federal de Santa Catarina, 2009.

MACHADO, R., ROLDAN, L.F., JACQUES, P.D., FASSBINDER, E., NUMMER, A.R. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.* 42 (4): 799-811. 2012.

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

MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A.; ATALLA, L.; CIVETA, L.; INONOCENTI, F. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coantontinental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 187-209, 1985.

MANTOVANI, M.; ZALÁN, P.; Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências*, Rio de Janeiro, PETROBRAS, v. 11, p. 48–73, 1997.

MAZZER, A.M.; GONÇALVES, M.L. Aspectos geomorfológicos da Baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: caracterização morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 3, p. 115-120. 2011.

MCKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B. L., MCGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. *United State Geological Survey Bulletin*, 1988.

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

MILANI E.J. 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. 1997.

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

MILANI E.J. 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. 2004.

MILANI E.J., MELO J.H.G., SOUZA P.A., FERNANDES L.A., FRANÇA A.B. Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobrás* 15(2): 265-287. 2007.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A. 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. 2004.

MORALES N. Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região sudeste do Brasil. Tese de livre docências- UNESP. 2005.

MORALES N., HASUI, Y., SOUZA I.A.S., JUNIOR A.V.S., MACHADO F.B., SALAMUNI E. Padrão de faturamento nas serras gaúchas: indícios de deformação pós-mosozóica a Recente em corredores de fraturas. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP. São Paulo. 2012.

NARDY A.J.R. Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozoico da Região Central da Bacia do Paraná. Rio Claro, Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 316 p. 1995.

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

NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A., MULHMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobrás* 12 (3): 291-346. 1969.

NUMMER, A.R., MACHADO, R., JACQUES, P.D. Tectônica transcorrente mesozoica/cenozoica na porção leste do Planalto do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 41 (2): 121-130, maio/ago. 2014.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of American Bulletin*, v. 96, p. 504-15, 1985.

PAZZAGLIA, F. J. Landscape evolution models, in Gillspie, A., et al., ed., *Developments in Quaternary Science*, p. 247-274. 2003.

PEATE D.W., HAWKESWORTH C.J., MANTOVANI M.S.M. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* 55(1-2): 119-139. 1992.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; ROGERS, N.W.; TURNER, A.P. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt Province and implications for the nature of “Dupal”-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, v. 40, n. 3, p. 451-473, 1999.

PEDERSON, J.L. e TRESSLER, C. Colorado River long-profile metrics: The hunt for knickzones and their meaning: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 345–348. 2012.

PETIT, J.P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.* 9, 597–608. 1987.

PELUSO JR. 1986. O relevo do território Catarinense. *GEOSUL*. v.02, p.1-69.

PEYERL, W. Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Jordão (PR). Dissertação de mestrado. Departamento de Geologia- UFPR. 2016.

PHILLIPS L.F. e SCHUMM, S.A. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, v. 15, p. 813-6, 1987.

PHILLIPS, J.D., LUTZ, J.D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102, 554-566, 2008.

PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, v. 1, p. 53-69, 1987.

QUEIROZ G. L., SALAMUNI E., NASCIMENTO E. R. Azimuthfinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *azimuthfinder: a software for data reading in structural geology. usp, são paulo*, v.14, n.1, p.69-80. 2013.

RADAMBRASIL. Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 796p. 1986.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258: 975-978. 1992.

REIS J.P.P., TOMAZZOLI E.R. Morfotectônica da Serra do Tabuleiro, SC. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 13, Campinas – SP. Boletim... Campinas: SBG, p. 352-355. 2011.

RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.; SALONI, J.; KOHNKE, M.; FIGUEIRA, R. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 191-197, 1989.

RICCOMINI C. 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. 1995.

RICCOMINI C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 27: 153-162. 1997.

RICCOMINI C.; ASSUMPÇÃO M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes* 22 p: 221-225. 1999.

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

RIEDEL, W. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, 1929.

ROE, G.H., MONTGOMERY, D.R., HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology*, 2002.

ROLDAN, L.F. Tectônica rúptil Meso-cenozóica na região do Domo de Lages, SC. MSc Thesis, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 121 p. 2007.

ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES L.A., ARTUR P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. Geoc.* 30 (4): 639-648. 2000.

SALAMUNI E. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado. 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 469. 2004.

SALAMUNI E., FIORI A.P. Eventos deformacionais do Neoproterozóico ao Neógeno e a tectônica ressurgente no território paranaense. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos – SP. 2012.

SALAMUNI E., NASCIMENTO, E.R., MORALES, N., HASUI, Y. Análise morfotectônica da região Sul do Brasil com vista à caracterização neotectônica. *Anais XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*. 2015.

SALAMUNI, E., SILVA, C.L., NASCIMENTO, E.R., PEYERL, W.R.L., FARIAS, T.F.S., SANTOS, J.M., MOREIRA, L.F., GIMENEZ, V.B., SANCHES, E., SOWINSKI, A.C.B. Fases de deformação Cenozoica no Sul do Brasil. *Anais do X Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 2017.

SALAMUNI, E., SILVA, C.L., NASCIMENTO, E.R., SANTOS, J.M. Tectônica Cenozoica e aspectos morfotectônicos na bacia hidrográfica do rio Pelotinhas (SC). *Anais do X Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 2017.

SALVADOR, E.D. 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). 1994.

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

SANCHES, E., ALMEIDA, R.P.P., SILVA, C.L., VAL, P.F.A., MORALES, N. Análise neotectônica da Serra do Tepequém (Roraima) subsidiada por perfis longitudinais e knickpoints e dados estruturais. In: XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IX International Symposium on Tectonics, 2015, Vitória (ES). *Anais do XV Simp. Nac. de Est. Tectônicos e IX International Symposium on Tectonics*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo SE. CD-ROM, 2015.

SANTOS, J.M., VAL, P.F.A., SILVA, C.L., SILVA, M.L. Análise de knickpoints em bacias hidrográficas na região de Manaus (AM) como indicador tectônico. In: 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII International Symposium on Tectonics, 2011, Campinas. 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII International Symposium on Tectonics. Campinas: SBG, v. 1. CD-ROM, 2011.

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

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

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. *Active tectonics, studies in geophysics*, National Academy Press, 1986.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, v. 101, p. 279-94, 1993.

- SILVA C.L. Análise da tectônica cenozoica da região de Manaus e adjacências. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 282 p. 2005.
- SILVA, T.P., Neotectônica na região da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes, entre miguel pereira (rj) e juiz de fora (mg). Dissertação de mestrado- UFRJ. 2006.
- SILVA, T.P., MELLO, C.L. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). Revista do Instituto de Geociências – USP Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 11, n. 1, p. 95-111. 2011.
- SINHA, S.K., PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profile of rivers. Water Resources Research, 1996.
- SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. Notícia Geomorfológica, Campinas. v. 16, n. 31, p. 17-39. 1976.
- SOARES P.C., BARCELLOS P.E., CSORDAS S.M., MATTOS J.T., BALIEIRO M.G., MENESES P.R. 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. 1982.
- SOARES A.P., SOARES P. C., BETTÚ D. F., HOLZ M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. Geociências UNESP, São Paulo, 26 (4) p297-311. 2007.
- SPAGNOLO, M. e PAZZAGLIA, F. J. Testing the geological influences on the evolution of river profiles: a case from the northern Apennines, Italy: Geografia Fisica and Dinamica Quaternaria, 2005.
- STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press, 1994.
- STEWART, K., TURNER, S., KELLEY., S; HAWKESWORTH, C.J., KIRSTEIN L., MANTOVANI, M.S.M. 40Ar-39Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Planetary Science Letters 143, 95-109. 1996.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. Bulletin. Geological Society of America. Boulder, 1952.
- STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C.V., FERREIRA, F.J.F., FREITAS R.C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 24: 203-227. 2007.
- STEVAUX, J. C.; PAES, R.; FRANCO, A.A.; ETCHEBEHERE, M. L.; HARUMI, R. Morphodynamics in the confluence of large regulated rivers: the case of Paraná and Paranapanema Rivers. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, v. 16, p. 101-109, 2009.
- SUMMERFIELD, M. A. Global geomorphology: in introduction to the study of landforms. New York: Logman Scientific e Technical, 1993.
- THIEDE, D.S., VASCONCELOS, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis supported by new 40Ar/39Ar results. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. p. 563.2008.
- TRAVERSA, G., BARBIERI, M, BECCALUVA, L., COLTORTI, M., CONTE, A.M., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RONCA, S., SCHEIBE, L.F. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. Europe Journal Mineral, 8: 193-208. 1996.

TRZASKOS, B. Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná. 151pp. 2006.

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

VAL, P.F.A., SILVA, C.L. Utilização de knickpoints como indicadores de atividade neotectônica na Amazônia. In: SBG, Simp. Nac. de Est. Tect. 13, Anais, CD-ROM, 2011.

VAL, P.F.A.; SILVA, C.L.; SANTOS, J.M.; MORALES, N.; HARBOR, D. Distribuição de knickpoints em bacias de drenagem na região de Manaus (AM) e seu potencial para o estudo neotectônico e evolução da paisagem. In: Fábio Luiz Wankler, Elizete Celstino Holanda, Marcelo Lacerda Vasquez. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia (NO), 2013, v. 8, p. 7-24, 2013.

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

WHIPPLE, K. X. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 2001.

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

WOBUS C., WHIPPLE K.X., KIRBY E., SNYDER N., JOHNSON J., SPYROPOLOU K., CROSBY B., SHEEHAN D. 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In Willett, S.D.; Hovius, N.; Brandon, M.T.; Fisher, D.M. (eds), *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Special Paper 398, pp. 55–74. Geological Society of America, Boulder, CO.

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

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

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