



<https://rbgeomorfologia.org.br/>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 25, nº 1 (2024)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v25i1.2467>



Artigo de Pesquisa

# Interações entre tectônica Cenozoica e dinâmica da paisagem em Londrina, Paraná, Brasil

*Interactions between Cenozoic tectonics and landscape dynamics in Londrina, Paraná, Brazil*

Ana Cecília B. Sowinski <sup>1</sup>, Eduardo Salamuni <sup>2</sup>, Marcilene dos Santos <sup>3</sup> e Salomão Silva Calegari <sup>4</sup>

<sup>1</sup> UFPR – Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Curitiba/PR, Brasil. [acbsowinski@gmail.com](mailto:acbsowinski@gmail.com)

ORCID: <https://orcid.org/0009-0000-7232-9153>

<sup>2</sup> UFPR – Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Curitiba/PR, Brasil. [salamuni@ufpr.br](mailto:salamuni@ufpr.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5179-0450>

<sup>3</sup> UNESP - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências, Tecnologia e Educação, Departamento de Geografia e Planejamento, Campus Ourinhos, Ourinhos -SP, Brasil. [marcilene.santos@unesp.br](mailto:marcilene.santos@unesp.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4883-1511>

<sup>4</sup> UFES - Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Geologia, Alegre-ES, Brasil. [salomaocalegari@ufes.br](mailto:salomaocalegari@ufes.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9059-0432>

Recebido: 18/08/2023; Aceito: 24/01/2024; Publicado: 27/03/2024

**Resumo:** Localizada no sul do Brasil, Londrina está situada sobre os basaltos da Província Ígnea do Paraná (PIP), próxima a estruturas tectônicas como as falhas de Guaxupé e os lineamentos São Jerônimo-Curiúva e São Sebastião, com histórico de reativação no Cenozoico. Entre 2015 e 2018, sismos de baixa magnitude atingiram o município, sugerindo uma possível relação com essas estruturas. Este estudo investiga a relação entre a tectônica cenozoica e a dinâmica geomorfológica, combinando análise geomorfológica quantitativa com análise de falhas em campo. Os resultados revelam sinais de controle tectônico na paisagem, com dois pulsos de soerguimento/queda de nível de base regionais afetando a rede de drenagem. Segmentos reativados, especialmente em interseções de estruturas NE e NW, influenciam a dinâmica, com variações nas taxas de soerguimento entre bacias e rotação de blocos sob regime transtensivo. Sismos recentes estão relacionados à reativação de uma escarpa de falha N50-60E, possivelmente a Falha de Guaxupé, indicando movimentação tectônica recorrente. Análises de paleotensões identificam três pulsos de deformação, destacando a complexidade da evolução da paisagem em regiões intraplacas. Essas descobertas ampliam o conhecimento sobre a tectônica regional, ressaltando a necessidade de compreender a evolução das paisagens em áreas interiores de placas, como a Sul-Americana.

**Palavras-chave:** Geomorfologia Tectônica; Evolução da Paisagem; Índices Geomórficos; Tectônica Rúptil.

**Abstract:** The Londrina City, located in southern Brazil, is situated on the basalt of the Paraná Igneous Province (PIP), near tectonic structures such as the Guaxupé faults and the São Jerônimo-Curiúva and São Sebastião lineaments, with a history of reactivation in the Cenozoic. Between 2015 and 2018, low-magnitude earthquakes hit the municipality, suggesting a possible connection with these structures. This study investigates the relationship between Cenozoic tectonics and geomorphological dynamics, combining quantitative geomorphological analysis with field analysis of faults. The results reveal signs of tectonic control on the landscape, with two pulses of regional uplift/base level drop affecting the drainage network. Reactivated segments, especially at intersections of NE and NW structures, influence dynamics, with variations in uplift rates between basins and block rotation under a transtensive regime. Recent earthquakes are related to the reactivation of an N50-60E fault scarp, possibly the Guaxupé Fault, indicating recurrent tectonic movement. Paleostress analyses identify three deformation pulses, highlighting the complexity of landscape evolution in intraplate regions. These findings enhance understanding of regional tectonics, emphasizing the need to comprehend landscape evolution in interior plate areas, such as the South American Plate.

**Keywords:** Tectonic Geomorphology; Landscape Evolution; Geomorphic Indices; Brittle Tectonics.

## 1. Introdução

Movimentações tectônicas nos limites de placas podem reativar grandes estruturas geológicas preexistentes nas regiões continentais intraplaca (ZOBACK, 1992), em mecanismos de processo-resposta (*process-response*) que atuam na escultura geomorfológica da paisagem. Nesse sentido, a geomorfologia tectônica atua na análise e identificação das assinaturas na topografia e na rede de drenagem, utilizando os índices geomórficos (*geomorphic indices*) para avaliar os controles morfotectônicos do terreno (KELLER; PINTER, 2002; BULL, 2007; BURBANK; ANDERSON, 2011; KIRBY; WHIPPLE, 2012). Diferentemente das áreas orogênicas ativas, regiões continentais intraplaca tendem a apresentar baixa taxa de atividade tectônica (STAIN, MAZZOTTI, 2007). Nesse aspecto, o interior continental da Placa Sul-Americana é considerado, tectonicamente, o menos ativo de todas as regiões intraplaca do globo (AGURTO-DETZEL et al., 2017; CAMPOS et al., 2023).

Ao longo das últimas décadas, vários trabalhos tiveram como enfoque a tectônica cenozoica de diversas regiões brasileiras (e.g. RICCOMINI, 1989; 1995; FERNANDES; AMARAL, 2002; SALAMUNI et al., 2004; CHAVEZ-KUZ; SALAMUNI, 2008; FRANCO-MAGALHÃES et al., 2010; NASCIMENTO et al., 2013; PEYERL et al., 2018; PINHEIRO et al., 2019; SANTOS et al., 2019a; PINHEIRO; CIANFARRA, 2021; SILVA; FURRIER, 2019; FURRIER; SILVA, 2020; CALEGARI et al., 2021; FURRIER; SILVA, 2021; SILVA et al., 2021; FARIAS et al., 2022; GIMENEZ et al., 2022; SANTOS et al., 2022; SANTOS et al., 2023), com o objetivo de se delinear o quadro evolutivo dos eventos deformacionais ocorridos a partir do Cretáceo, marco temporal do último evento tectônico substancial na região, ligado à quebra do Gondwana Ocidental. A Bacia Sedimentar do Paraná, considerada uma das principais unidades geotectônicas brasileiras, esteve sujeita a sucessivos eventos deformacionais desde o Paleozoico, associados à interação tectônica nas regiões de margens das placas ao seu redor. Extensas zonas de falhas do embasamento Proterozoico, derivadas da orogênese Brasiliana, foram reativadas ao longo da história da Bacia, condicionando a sua evolução tectonoestratigráfica (ZALÁN et al., 1990; MILANI; RAMOS, 1998; SOARES et al., 2007). É razoável considerar que eventos ou pulsos tectônicos registrados nas bacias tafrogênicas marginais do sul e sudeste brasileiro, inclusive aqueles neotectônicos, possam ser relacionados a perturbações tectônicas no interior da Bacia do Paraná. Neste aspecto, a topografia e o sistema de drenagem podem reunir registros importantes dessa provável relação, já que existe uma forte ligação entre seu ajuste dinâmico e o balanço entre taxas de soerguimento e erosão (e.g. KIRBY; WHIPPLE, 2012). Dessa forma, ao se combinar a análise geomórfica com a análise tectonoestrutural, espera-se avançar na compreensão de como se dá o controle tectônico sob baixa taxa de deformação nas paisagens de interior continental intraplaca. Evidência de tal relação é uma lacuna no contexto intraplaca dessa região, já que a atividade tectônica substancial cessou há várias dezenas de milhões de anos. Este trabalho investiga esta hipótese nos arredores de Londrina (PR), uma área relativamente restrita dentro da Bacia do Paraná, mas que tem apresentado atividade sísmica recente de baixa magnitude.

A área de estudo está localizada no norte do estado do Paraná (Figura 1). Atividade sísmica recente foi registrada na área no período de 2015 a 2018, com magnitudes entre 0,8 e 2,1 graus na escala Richter, conforme dados divulgados pelo Centro de Sismologia da USP – IAG/IEE ((Figura 1C). Na região, afloram os basaltos eocretáceos do Grupo Serra Geral, inseridos na Província Ígnea do Paraná, e que registram uma intrincada rede de juntas e falhas subverticais, configurando-se como marcadores temporais para a história de deformação rúptil ocorrida na Bacia do Paraná desde o Cretáceo até o Cenozoico. A área está sob influência do Arco de Ponta Grossa, desenvolvido no processo de ruptura do Gondwana Ocidental e abertura do Atlântico Sul. Localiza-se em um domínio geológico próximo ao lineamento São Jerônimo-Curiúva e à falha de Guaxupé, representantes locais da estruturação herdada do embasamento Proterozoico (FERREIRA, 1982; ZALÁN et al., 1990) e com indicativo de reativação cenozoica (SANTOS et al., 2022; SANTOS et al., 2023).

O objetivo principal do trabalho consiste na determinação do regime tectônico pós-Cretáceo que teria atuado nesta porção da bacia, com foco nas possíveis reativações ocorridas ao longo do Lineamento São Jerônimo-Curiúva e demais estruturas subsidiárias, e potencial reflexo na dinâmica da paisagem. Este estudo contribui para o avanço no entendimento dos eventos de deformação rúptil e da morfotectônica cenozoica na Bacia do Paraná, assim como acrescenta insights para o entendimento das interações entre tectônica e processos superficiais ao nível geodésico no interior continental intraplaca da Placa Sul-Americana.

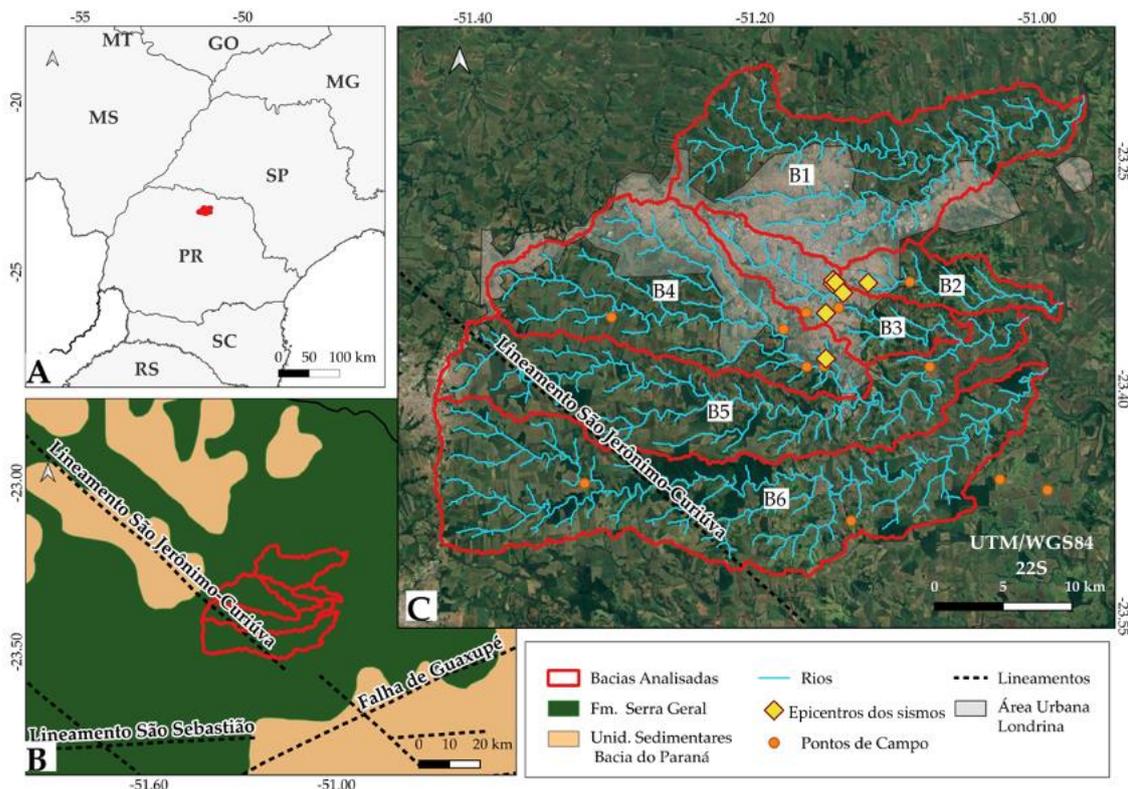
## 2. Contexto Geológico e Geomorfológico

O contexto geológico dos arredores do município de Londrina, norte do estado do Paraná (Figura 1A,B) é dominado por basaltos do Grupo Serra Geral de idade eocretácea, pertencentes à Supersequência Gondwana III da Bacia Sedimentar do Paraná (MILANI et al., 2007). Essas rochas magmáticas foram geradas por eventos de vulcanismo fissural intracontinental associados ao processo de fragmentação do Gondwana, resultando no extravasamento da Província Ígnea do Paraná (PIP) (GOMES et al., 2018). O magmatismo Serra Geral (Figura 1B), datado do Eocretáceo (134 Ma – THIEDE; VASCONCELOS, 2010), gerou cerca de 600.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas (FRANK et al., 2009), predominantemente de basaltos toleíticos (90%) (BELLIENI et al., 1986). Na região de Londrina, são encontrados basaltos a andesito-basaltos enriquecidos em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e TiO<sub>2</sub>, que, de acordo com Licht (2016), são representativos da sub-província Centro-Norte da PIP e apresentam uma intrincada rede de fraturas.

A área é seccionada pelo Lineamento São Jerônimo-Curiúva e pela falha de Guaxupé (Figura 1B). Essas estruturas desempenham um papel significativo em função de processos de reativação tectônica na história de deformação dútil que ocorreu na Bacia Sedimentar do Paraná desde o Cretáceo.

As principais estruturas tectônicas da Bacia Sedimentar do Paraná correspondem a expressivos alinhamentos de direções NE-SW e NW-SE (SOARES et al., 2007), relacionados às estruturas préteritas à própria bacia e que determinaram sua evolução. A direção NE-SW é reflexo de forte estruturação do embasamento Brasileiro, representada, por exemplo, pelas falhas Guaxupé e Taxaquara, e a direção NW-SE, resultado da orientação das estruturas que balizam o Arco de Ponta Grossa (APG) relacionado à abertura continental, tais como os lineamentos Curitiba-Maringá, São Jerônimo-Curiúva e Guapiara (ZALÁN et al., 1990). Segundo Ferreira (1982), o APG já estaria ativo desde o início deposicional da Bacia do Paraná, condicionando estruturalmente as unidades sedimentares da bacia, ou seja, teria atuado durante toda a evolução tectonoestratigráfica da bacia, e funcionando como zonas de acomodação e dissipação de tensões intraplaca (ZALÁN et al., 1990). Na evolução do arco são formados dois extensos enxames de diques de diabásio de direção NW-SE, o Lineamento Curitiba-Maringá que coincide com a charneira e o Lineamento Guapiara, posicionado na borda norte do arco. Subordinadamente às direções NE-SW e NW-SE, ocorrem alinhamentos E-W, como o Lineamento São Sebastião, correspondentes à Direção Paranapanema (SOARES, 1991), sendo bem reconhecidos em depósitos quaternários ao longo da Bacia do Paraná (SOARES et al., 2007).

Ao final do Jurássico e início do Cretáceo, concomitantemente à ruptura do Gondwana para a abertura do oceano Atlântico Sul, ocorre a terceira fase de subsidência na Bacia Sedimentar do Paraná (ZALÁN et al., 1990). Esse intervalo foi marcado tanto pelo extravasamento de lavas da Província Ígnea do Paraná (PIP) quanto pela reativação Juro-Cretácea das antigas estruturas do embasamento, tendo ocorrido respostas tectônicas em vários de seus representantes estruturais. De acordo com Barcelos (1984), as atividades tectônicas relacionadas à ativação do APG ao final do Mesozoico foram responsáveis por um abatimento da Plataforma Brasileira para oeste e sudoeste. A área de estudo é seccionada pelo Lineamento São Jerônimo-Curiúva, pela Falha Guaxupé em seu extremo sudoeste e pelo Lineamento São Sebastião em sua porção sul (Figura 1B).



**Figura 1.** Mapa de localização da área de estudo, apresentando a contextualização geológico-estrutural, com destaque para as bacias hidrográficas de quarta ordem analisadas (B1, B5 e B6, respectivamente, bacias Jacutinga, Três Bocas e Apertados), a bacia Limoeiro (B2) e as sub bacias da B5 (B3 e B4, Cambé e Cafezal respectivamente). Os pontos em laranja indicam os afloramentos estudados e, os em amarelo, os epicentros dos sismos registrados entre 2015 e 2018.

A compartimentação geomorfológica da região estudada insere-se na morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná, fazendo parte da unidade morfoescultural do Terceiro Planalto Paranaense (SANTOS et al., 2006). Essa unidade, resultado da esculturação a partir do extenso derrame vulcânico de rochas eruptivas básicas, abrange aproximadamente dois terços do território paranaense e manifesta-se morfologicamente como uma série de elevações planas, inclinando-se predominantemente para o oeste-noroeste. A evolução pós-cretácea da bacia, associada ao soerguimento das serras marginais e aos processos de denudação marginal, esculpiu sistemas de *cuestas* e planaltos escarpados na paisagem (BARTORELLI, 2004).

Especificamente, a área de estudo enquadra-se nos domínios do Planalto de Londrina, setor que apresenta relevo com dissecação média, marcado por topos alongados e vertentes convexas, com vales fluviais em “V”, encaixados preferencialmente nas fraturas das rochas basálticas. Quanto à geomorfologia fluvial da área de estudo, verifica-se que ela está condicionada à bacia hidrográfica do rio Tibagi, um típico rio de leito rochoso e importante afluente da margem esquerda do rio Paranapanema, de direção N-S e fluxo para Norte. O rio Tibagi constitui-se como drenagem antecedente aos processos geradores das formas de relevo regionais e acompanha de forma concordante o mergulho das unidades da Bacia do Paraná. Os rios principais da área de estudo, cujas bacias foram escolhidas para a pesquisa, são afluentes na margem esquerda do rio Tibagi.

### 3. Materiais e Métodos

#### 3.1. Background

Em regiões erosivas dominadas por rios de leito rochoso (c.f. WHIPPLE; TUCKER, 2002), como o caso da área estudada, o balanço entre taxa de soerguimento (U) e taxa de erosão (E), ou seja, U-E, determina a dinâmica da paisagem de longo tempo (HACK, 1960; HOWARD, 1965). O ideal de equilíbrio topográfico espaço-temporal de longo termo, igualando ambas as taxas e, conseqüentemente, mantendo a elevação média constante ao longo do tempo, é improvável na natureza (WILLETT; BRANDON, 2002), inclusive em interiores intraplaca sob baixa taxa

de atividade tectônica (e.g. CAMPOS et al., 2023). Isso se deve à diversidade de fatores perturbadores externos e internos (e.g. clima, tectônica, reorganização de bacias hidrográficas e litologia), suas combinações e interconexões e dinâmica das condições de contorno. Estudos prévios (e.g. WHIPPLE; TUCKER, 1999; 2002) apoiados no modelo *stream power* (HOWARD; KERBY, 1983), revelam uma relação direta entre morfologia/incisão de canal e o balanço entre as taxas de soerguimento e erosão, sinalizada através de ajustes do perfil longitudinal. O modelo *stream power* demonstra uma relação positiva entre declividade de canal e taxa de soerguimento, assim como com a precipitação e a resistência litológica (c.f. PEIFER; CREMON; ALVES, 2020). Portanto, ao atravessar uma zona de maior taxa de soerguimento/queda do nível de base ou de precipitação discrepante ou ainda de litologias mais resistentes (menor erodibilidade), o canal aumentará seu gradiente local e conseqüentemente sua incisão, criando uma convexidade brusca (*knickpoint*) no seu perfil originalmente côncavo (e.g. WOLPERT; FORTE, 2021). O *knickpoint* marca, portanto, um ajuste do canal, mediante aumento de incisão, respondendo a uma mudança e, quando coletivamente concentrados em elevações similares (cluster de *slope-break knickpoints*) indicam uma mudança comum nas condições de contorno, como um soerguimento/queda de nível de base regional (e.g. KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Ao longo de falhas reativadas marcando diferentes taxas de soerguimento, o aumento da declividade local do canal ocorre em direção à zona de maior taxa de soerguimento. Conseqüentemente, a análise de contrastes de declividade de canal pode fornecer pistas importantes para o entendimento da evolução de paisagens e sua relação com fatores de controle em regiões de baixa taxa de atividade tectônica, como as regiões intraplaca. O índice de declividade de canal normalizado ( $k_{sn}$ ) (c.f. PEIFER; CREMON; ALVES, 2020) é uma métrica robusta de gradiente de canal, normalizada para diferentes áreas de drenagem, amplamente empregada para identificar e analisar perturbações na dinâmica da paisagem, apresentando uma relação positiva com taxas de denudação e de soerguimento (KIRBY; WHIPPLE, 2012). Como o índice  $k_{sn}$  varia conforme o índice de concavidade do canal ( $\theta$ ), é necessário calcular o melhor valor de referência de  $\theta$  para bacias de diferentes áreas (WOBUS et al., 2006; MUDD et al., 2018). Valores contrastantes de  $k_{sn}$  podem indicar contraste litológico, variações climáticas ou de soerguimento e reativações de zonas de falha (e.g. BOULTON et al., 2014; CAMPOS et al., 2023). Por exemplo, rios fluindo transversalmente a uma zona de falha reativada exibirão *knickpoints* alinhados à direção da estrutura, independentemente de suas elevações, e migrantes no sentido do setor de maior taxa de soerguimento e do segmento mais ativo (e.g. WOBUS et al., 2006; BOULTON et al., 2014). Além disso, os perfis longitudinais dos canais irão apresentar segmentos com gradiente mais acentuado associados à zona de maior soerguimento.

Recentemente, a análise de perfis longitudinais de rios ganhou mais robustez por meio do método de análise integral ou análise chi (PERRON; ROYDEN, 2013) e utilização de chi-plots (espaço chi-elevação), devendo-se considerar, em análises comparativas, a mesma área de drenagem de referência ( $A_0$ ) e o mesmo valor de  $\theta$  para todos os rios analisados. Sob condições de equilíbrio dinâmico ( $U=E$ ) e litologia uniforme, os chi-plots mostram-se lineares com rios colineares, com a declividade do perfil no espaço elevação-chi representando o índice  $k_{sn}$ . Portanto, é possível estimar se a área está em equilíbrio dinâmico ou não, e a proporção de soerguimento, erodibilidade e precipitação e se há variação espacial destes na área através da análise visual de chi-plots (PERRON; ROYDEN, 2013). Adicionalmente, chi-plots combinados com extração de *knickpoints* permitem detectar eventos de soerguimento ou queda do nível de base espacialmente amplo, sinalizados mediante uma concentração de *knickpoints* em um intervalo estreito de chi ou mesmo em um valor específico (PERRON; ROYDEN, 2013), já que a taxa vertical de migração de *knickpoints* do tipo *slope-break* (c.f. WOBUS et al., 2006) é constante (WHIPPLE; TUCKER, 1999).

Para uma análise consistente da dinâmica topográfica de uma paisagem e seus fatores de controle, é preciso também analisar se os divisores de bacias estão em estado de equilíbrio (WILLET et al., 2014). Isso porque a área da bacia hidrográfica influencia diretamente na capacidade e velocidade de incisão dos rios que a compõem e, conseqüentemente, na configuração do perfil longitudinal dos rios, perturbando valores de  $k_{sn}$  e a forma dos perfis em espaço elevação-chi, já que a vazão, expressa pela área de contribuição da drenagem a montante, é um dos parâmetros para o cálculo da declividade do canal (FLINT, 1974). Nesse sentido, mudanças substanciais na área de bacias hidrográficas mediante capturas e migração de divisor, desencadeadas por tectônica, clima ou contraste litológico, ou uma combinação destes, podem interferir na dinâmica da topografia (WHIPPLE et al., 2016). Esse rearranjo geométrico e topológico da drenagem desperta interesse há muito tempo (e.g. DAVIS, 1889; BISHOP, 1995) e estudos recentes têm contribuído para seu melhor entendimento a partir do uso de métricas para cálculo da direção e taxa de migração de divisor (e.g. WILLET et al., 2014; WHIPPLE et al., 2016; BEESON et al., 2017). Uma bacia hidrográfica ganhando área de contribuição a montante sofre aumento do  $k_{sn}$ , e aceleração da taxa de

erosão/diminuição de valores de chi, ao passo que a bacia hidrográfica que perde área de contribuição, diminui o  $k_{sn}$ /aumenta valores de chi (WILLET et al., 2014). Portanto, quanto maior o contraste de  $k_{sn}$  e chi transversalmente ao divisor, maior a taxa de mobilidade deste, sendo que o divisor migra em direção ao setor de maior chi/menor  $k_{sn}$  (WILLET et al., 2014; WHIPPLE et al., 2016). A aceleração da erosão pela bacia hidrográfica agressora é o mecanismo para recuperar o equilíbrio do perfil longitudinal e estabilizar a mobilidade do divisor (WHIPPLE et al., 2016). A análise da distribuição espacial de chi e de  $k_{sn}$  mediante mapas de chi (WILLET et al., 2014) e de  $k_{sn}$ , portanto, pode revelar se os divisores estão estáveis ou migrantes, indicando qual a condição da dinâmica da topografia.

Desta forma, as métricas topográficas e os perfis longitudinais dos rios coletivamente podem encapsular sinais de mudanças ou perturbações na paisagem desencadeadas por fatores de controle (e.g. KIRBY, WHIPPLE, 2012) combinados ou isolados, constituindo indicadores valiosos de evolução da paisagem e fatores de controle em contexto intraplaca. Neste aspecto, a análise geomórfica quantitativa a partir de MDEs (e.g. PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; CREMON et al., 2022) somada à análise tectono-estrutural pode fornecer pistas para o entendimento da dinâmica e evolução da paisagem sob baixa taxa de atividade tectônica (e.g. CALEGARI et al. 2021; SANTOS et al., 2023), cuja complexidade ainda é minimamente compreendida (e.g. GALLEN; THIGPEN, 2018).

### 3.2. Análise geomórfica

Nós exploramos as variações espaciais nos padrões da topografia, os ajustes dos perfis longitudinais dos rios principais da área e a dinâmica de suas bacias e divisores, buscando sinais de perturbação e possíveis relações com as principais estruturas tectônicas da área. Para tanto, construímos inicialmente uma base de dados com o auxílio do Modelo Digital de Elevação (MDE) Copernicus (SINERGISE, 2021) com resolução espacial de 90 m e 30 m (COP 90 m e 30 m), disponível em OpenTopography (<https://opentopography.org/>) e reprojetoado para WGS 1984 UTM Zona 22S. A escolha do MDE COP-30 (1 segundo de arco) deu-se por sua ótima acurácia vertical (1,98 m; CREMON et al., 2022), com performance acima do LiDAR e dos MDEs globais gratuitos (ALOS, ASTER, NASA e SRTM), para áreas elevadas tanto para declividades elevadas quanto suaves (PURINTON; BOOKHAGEN, 2021), garantindo maior qualidade na representação da paisagem e análise da topografia (GUTH; GEOFFROY, 2021).

Para a análise das métricas topográficas, a partir do MDE COP 30 m, foram processados no software ArcGIS (versão 10.5; ESRI, 2016) os mapas hipsométrico e de declividade sobrepostos com transparência de 50% ao mapa de sombreamento (*hillshade*) para a caracterização do relevo e identificação de eventuais contrastes altimétricos e de padrões. O mapa de sombreamento foi gerado com Azimute de 40° e exagero vertical (Z) de 5,0 x. A partir do MDE com o sombreamento, foram traçados os lineamentos do relevo, na escala de 1:80.000. A partir do COP DEM 90 m, estabelecemos o nível de base em 230 m envolvendo a área da bacia do Paranapanema e extraímos as bacias de 4ª ordem e estimamos o melhor valor de  $\theta$  (~0.45), utilizando, no software MATLAB, o algoritmo “mnoptimvar” do TopoToolbox, derivado a partir da função “robustcov” (HERGARTEN et al., 2016). Com o nível de base em 230 m, o valor de  $\theta$  de 0,45 e área mínima de 1 km<sup>2</sup>, computamos o índice de declividade normalizado  $k_{sn}$  e chi pelo método integral (PERRON, ROYDEN, 2013) para todos os segmentos de canal a partir da função “KsnChiBatch” do Topographic Analysis Kit TAK (FORTE, WHIPPLE, 2019). Para elaborarmos o mapa de chi com maior detalhe para a área, nós reamostramos os dados extraídos a partir do COP DEM 90 m para a resolução de 30 m. O  $k_{sn}$  foi processado a partir do COP DEM 30 m utilizando a função “KsnChiBatch” e uma janela de suavização 1000 m. Para a extração dos *knickpoints* da área de estudo, primeiramente, calculamos a tolerância (12,57) usando a técnica CRS (Constrained Regularised Smooth; SCHWANGHART, SCHERLER, 2017) para evitar falsos *knickpoints* gerados por artefatos do COP DEM 30 m. Em seguida, estabelecendo a tolerância de 13 m, os *knickpoints* foram extraídos para todos os canais da área estudada a partir do algoritmo “*knickpointfinder*” com limiar mínimo de área de drenagem de 1 km<sup>2</sup> após processarmos o algoritmo “*quantile carving*” com quantil de 0.5 no TopoToolbox (SCHWANGHART; SCHERLER, 2017).

Para investigar sinais de perturbações nos perfis longitudinais dos rios, foram selecionadas as bacias hidrográficas de 4ª ordem B1, B5 e B6 por serem melhor representativas da área estudo, além da bacia hidrográfica Limoeiro, por conter um dos epicentros sísmicos recentes (Figura 1). Exploramos o comportamento dos canais em espaço distância x elevação e espaço chi x elevação (chi-plots) combinando com *knickpoints* extraídos, utilizando o algoritmo “*chitransform*” no TopoToolbox, com limiar mínimo de área de drenagem de 1 m<sup>2</sup>, valor de 0,45 para  $\theta$  e tolerância de 13 m para todas as bacias.

Complementarmente, foram calculados os fatores de assimetria de drenagem (AF – HARE; GARDNER, 1985) e de topografia transversa (T - COX, 1994) para as quatro bacias hidrográficas (Jacutinga - B1; Limoeiro -B2; Três

Bocas -B5; Apertados -B6) além das duas sub bacias da Bacia Três Bocas (Cambé B3; Cafezal B4). Os resultados puderam ser utilizados para inferir o basculamento tectônico das bacias (e.g. SANTOS et al., 2019b). Adicionalmente, a partir das rotinas propostas por Harbor et al. (2005), foi gerado o mapa de distribuição dos *knickpoints* para a área de estudo. As informações altimétricas advindas do modelo digital de elevação foram plotadas em escala com base logarítmica para a representação gráfica dos canais.

### 3.3. Análise tectono-estrutural

Para a análise da atividade tectônica, foram levantadas e analisadas as estruturas rúpteis (falhas e juntas) mais evidentes na área, mediante estudo de sua geometria e indicadores cinemáticos em campo. Tais dados foram organizados e tratados pelo método dos diedros retos (ANGELIER; MECHLER, 1977) com o auxílio do *software* Wintensor v.9.5.1 (DELVAUX; SPERNER, 2003; <http://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>), buscando a determinação dos paleotensores responsáveis pela deformação tectônica regional.

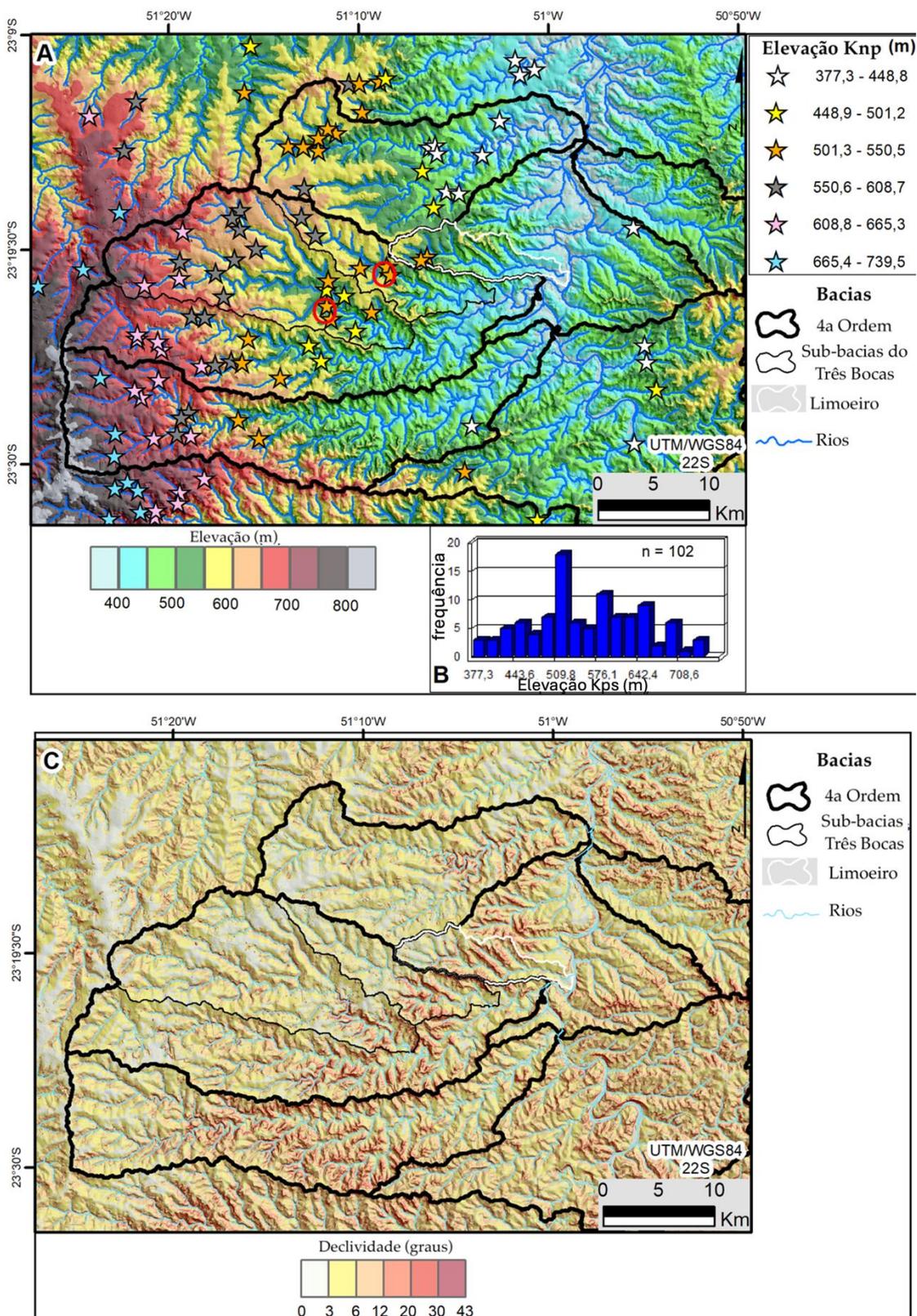
## 4. Resultados

### 4.1. Configuração da Topografia

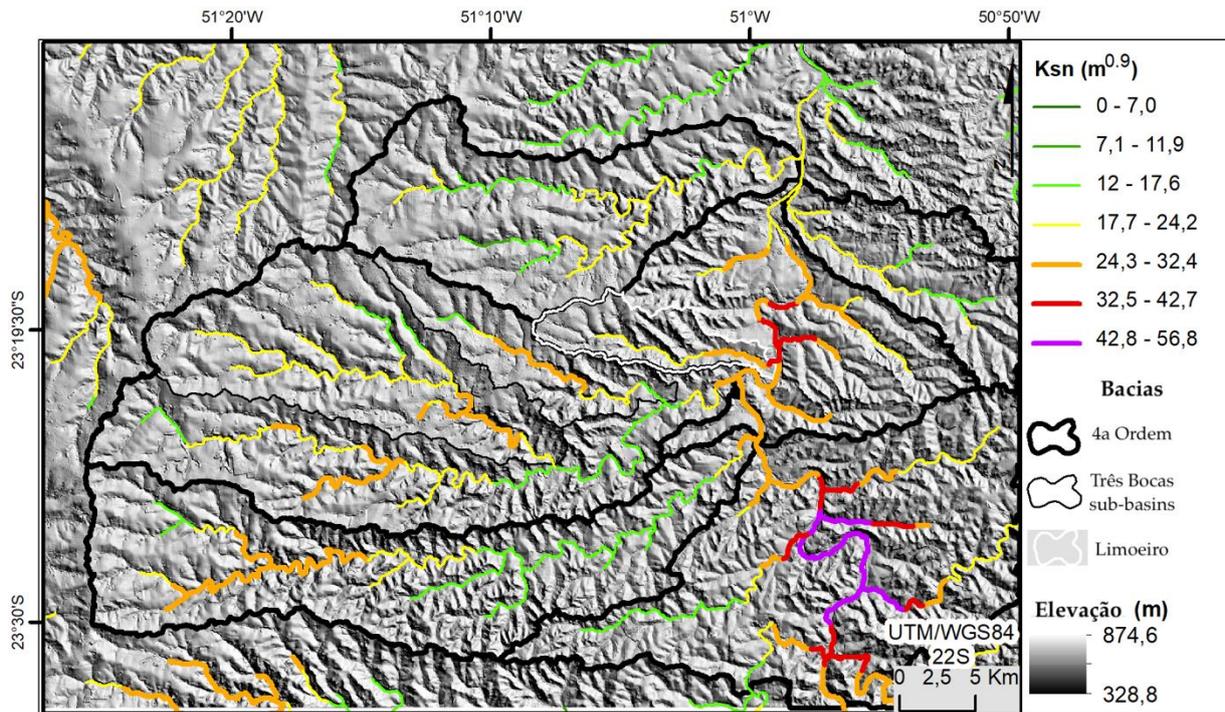
A configuração altimétrica da área estudada corresponde a altitudes máximas de ~875 m (bacia Apertados - B6) e mínimas de ~330 m (bacia Jacutinga - B1) (Fig. 2A). Os resultados mostram forte assimetria topográfica na área, concentrando as maiores elevações altimétricas no setor oeste, coincidentes com o divisor principal orientado na direção N-S que delimita a borda oeste da bacia hidrográfica do rio Tibagi nessa porção (Fig. 2A), dividindo as águas das bacias hidrográficas dos rios Tibagi a leste e Pirapó a oeste. Esse platô elevado, de direção N-S, apresenta-se dissecado por vales fluviais retilíneos, encaixados em fraturas e falhas do substrato rochoso, preferencialmente de direção E-W e NW-SE. Após sustentar as nascentes da bacia Apertados no sul da área, o divisor inflete para NE-SW, caindo altimetricamente para norte e nordeste onde demarca a divisão das águas das bacias do Tibagi a leste e Ribeirão Vermelho a oeste, este fluindo paralelamente àquele. Os divisores secundários ao divisor principal, e que delimitam as principais bacias afluentes do rio Tibagi da margem esquerda, orientam-se, grosso modo, em torno da direção E-W, caindo para leste em grau diferenciado entre as bacias de 4ª ordem, acompanhando as vertentes naturais da bacia do rio Tibagi. As vertentes sul dos divisores E-W das bacias Apertados e Três Bocas mostram-se mais íngremes do que as faces norte, sendo essa assimetria atenuada em direção ao norte da área (divisor E-W entre Três Bocas e Jacutinga e entre essa e a bacia adjacente a norte) (Figs. 2A,C).

O relevo apresenta-se em franca dissecação, mostrando declividade menos acentuada e com remanescentes de topos elevados estreitos e aplainados na porção oeste/nordeste em oposição à porção já mais escavada e topograficamente mais rebaixada próxima ao fundo de vale do Tibagi. A declividade aumenta para leste, especialmente na passagem do médio para o baixo curso das bacias de 4ª ordem - B1, B5 e B6 (Fig. 2C). A jusante dessa transição, observam-se incrementos na sinuosidade dos canais (meandramento) e aumento na largura dos vales fluviais rumo à confluência com o rio tronco. Nota-se uma faixa escarpada com azimute N50-60E, marcada por rupturas nos perfis dos canais principais, e incremento na declividade das encostas coincidente com essa transição (Fig. 2C). *Knickpoints* ocorrem distribuídos na área, sobretudo demarcando a borda NW da faixa escarpada N50-60E e a montante desta (Figs. 2A,B,C).

Os valores de  $k_{sn}$  variam de 0 a 56,8  $m^{0.9}$ , com o trecho de menor valor na bacia de Jacutinga e os maiores ao longo do rio tronco ( $>42 m^{0.9}$ ) no setor sudeste da área (Fig. 3). Os resultados também apontam para valores elevados de  $k_{sn}$  ao longo do escarpamento NE-SW, contrastando com os trechos a montante e a jusante com baixos valores. Nota-se ainda que a foz da bacia do Limoeiro foge do padrão de  $k_{sn}$  das demais bacias, contrastando com trecho maior de valores mais elevados próximo à foz, embora todas apresentem aumento de  $k_{sn}$  próximo à confluência com o rio Tibagi. Os resultados mostram também trechos com  $k_{sn}$  contrastantes em canais ao longo do Lineamento São Jerônimo-Curiúva no setor oeste da área (Figs. 1 e 3). A bacia de Jacutinga apresenta os menores contrastes em  $k_{sn}$  em relação às demais bacias analisadas, coincidindo com o trecho do rio tronco também com menores valores.



**Figura 2.** Configuração da topografia da área de estudo. (A) Mapa Hipsométrico e distribuição espacial de *knickpoints* (Kps) - círculos vermelhos indicam kps com maior  $dz$  (~50 m) na área; (B) Histograma de elevação dos *Knickpoints* (acima do nível do mar) e frequência para todos os *knickpoints* extraídos (média= 559,4; mediana= 550,6; desvio padrão= 87,59; Coeficiente de variação= 15,7%; kurtosis= -0,7); (C) Mapa de Declividade sobreposto à imagem sombreada.



**Figura 3.** Mapa mostrando a variação espacial do índice de declividade normalizado ( $K_{sn}$ ). Destaque para os altos valores de  $K_{sn}$  ao longo do rio Tibagi na porção sudeste da área.

#### 4.2. Análise da rede de drenagem

A rede de drenagem da área de estudo contém um trecho do rio Tibagi, importante afluente da margem esquerda do rio Paranapanema, constituindo uma extensa bacia de direção geral N-S e fluindo para norte. Além do rio Tibagi, a maior parte da área é drenada por seus afluentes da margem esquerda, destacando-se os rios Jacutinga, Limoeiro, Ribeirão Três Bocas e seus dois principais afluentes - Ribeirão Cambé e Ribeirão Cafezal-, e Ribeirão Apertados (Fig. 4). As cabeceiras dos rios localizam-se a oeste, nas regiões elevadas do Planalto de Londrina (SANTOS et al., 2006). Os vales e interflúvios dos canais principais apresentam predominância de orientação na direção E-W e NW-SE, formando topos alongados e vales alinhados nesta direção. Os canais têm fluxo para leste, com inflexões para nordeste no baixo curso até a desembocadura, exceto o rio Limoeiro (Fig. 4).

Canais de leito rochoso dominam a área, com pequena área de aluviões nas margens. Os canais de direção E-W e NW são mais extensos quando comparados àqueles de direção NE e N-S.

Predominam os padrões dendríticos e sub-dendríticos, além da marcada presença de padrões paralelos, retangulares e em treliça, evidenciando controle tectônico da drenagem. Meandramentos anômalos na passagem para baixo curso, meandros comprimidos, bem como cotovelos são elementos geomórficos que podem indicar influência tectônica (SCHUMM et al., 2000) e são notados nas bacias analisadas (Fig. 4).

A rede de drenagem exibe 102 *knickpoints* (Figs. 2A, B) em elevações variando de ~380 m a ~740 m (Fig. 2A, B) e altura entre ~50 e 13 m, sendo que os dois *knickpoints* com maior altura (49,7 m e 48,3 m) localizam-se no setor dos epicentros sísmicos nas sub bacias da Bacia Três Bocas (Cambé e Cafezal), sendo um deles exatamente coincidente com um epicentro na sub bacia Cambé (Figs. 1C e 2A). A distribuição das elevações dos *knickpoints* é praticamente normal, com a média (559,4 m) muito próxima da mediana (550,6 m), indicando uma leve assimetria positiva, ou seja, uma leve tendência à concentração nas elevações um pouco abaixo da média e poucos *knickpoints* em elevações discrepantes nos topos mais elevados. A dispersão é fraca, indicada por baixo coeficiente de variação (15,7%) e *kurtosis* negativa próxima a 0 (-0,7). Observa-se que os *knickpoints* predominantemente ocorrem a partir da faixa escarpada N50E, demarcando sua borda noroeste. *Knickpoints* com menores elevações estão concentrados na bacia Jacutinga e a norte desta. Nota-se também que os *knickpoints* são menos evidentes ao longo do rio tronco e nos setores de médio e baixo curso das bacias Apertados e Limoeiro. Os resultados mostram uma tendência de concentração de maiores alturas de *knickpoints* ao longo da escarpa NE-SW, coincidindo com a faixa de maior

declividade e  $k_{SH}$  contrastante (Figs. 2, 3 e 5). Em contrapartida, *knickpoints* nas elevações maiores apresentam predominantemente baixas alturas, raramente ultrapassando 22 m (Figs. 2A e 5).

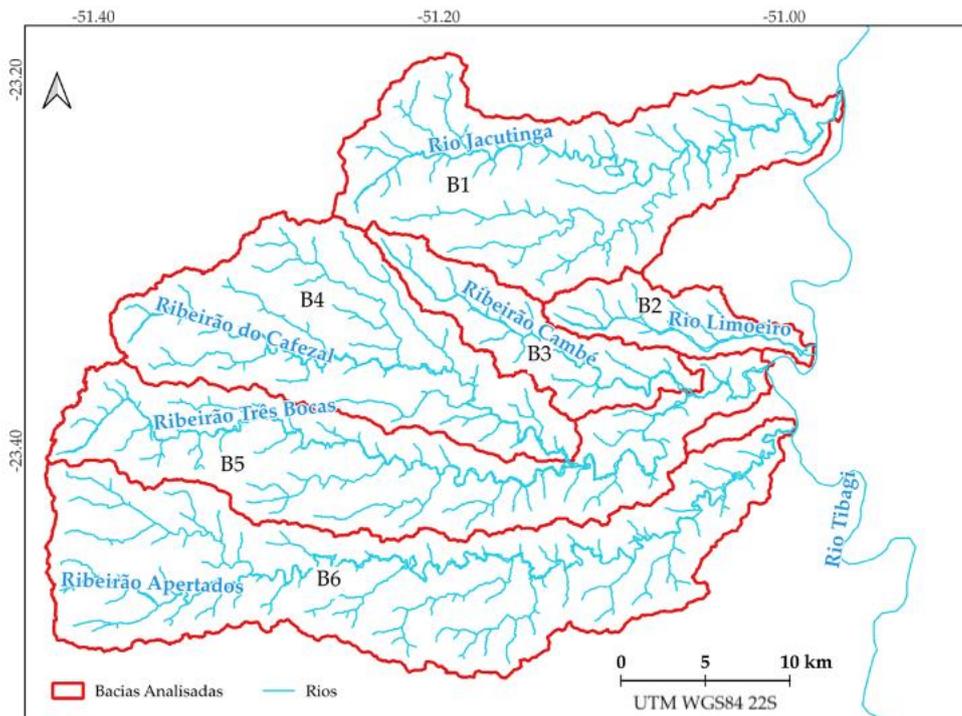


Figura 4. Rede de drenagem da área de estudo com destaque às bacias analisadas.

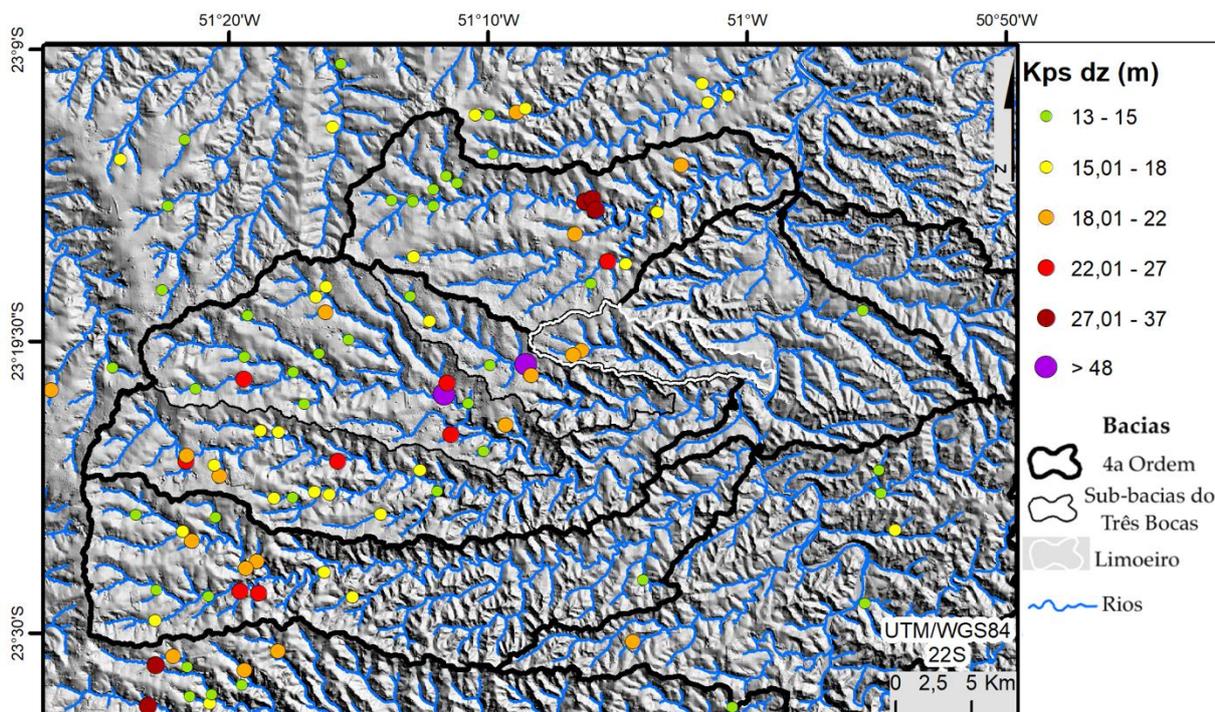
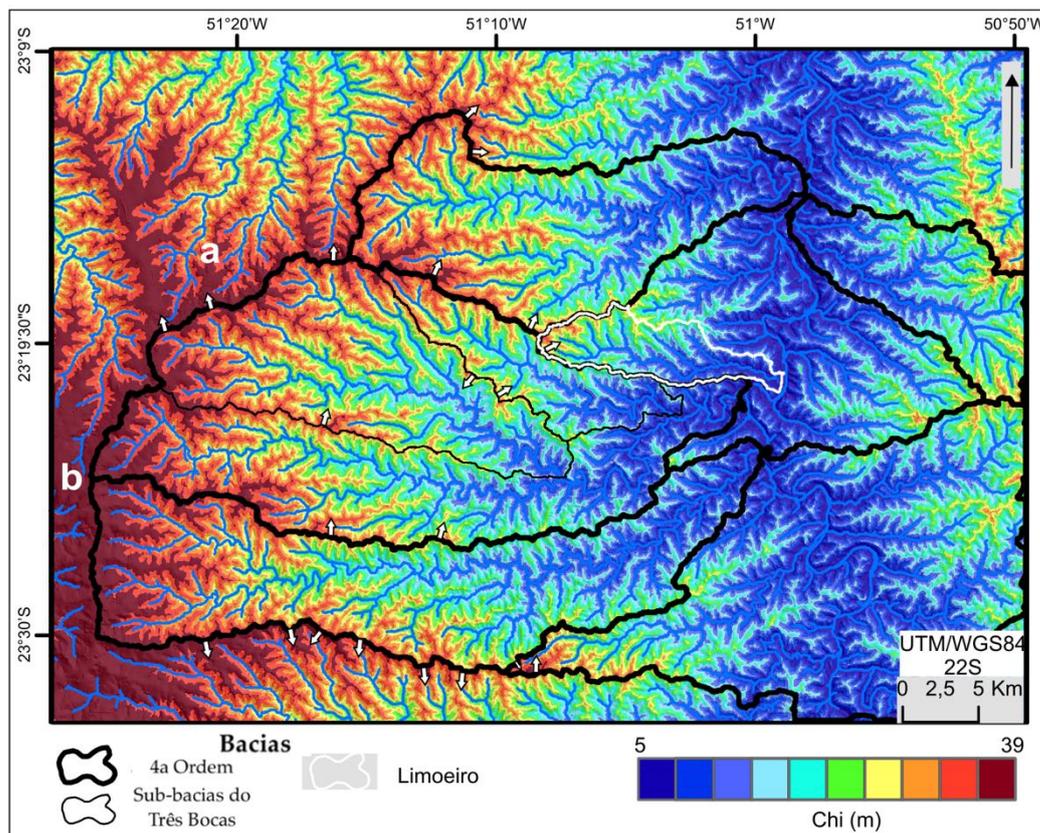


Figura 5. Distribuição espacial dos *knickpoints* e de suas alturas (*dz*) na área.

A distribuição espacial de *chi* para a área aponta que o trecho N-S do divisor principal se apresenta simétrico em ambas as faces leste e oeste, embora a vertente leste mostre um avanço maior da frente de incisão (Fig. 6). Entretanto, ao infletir para NE, ganha assimetria, com migração para NW, apontando ganho de área da bacia Três

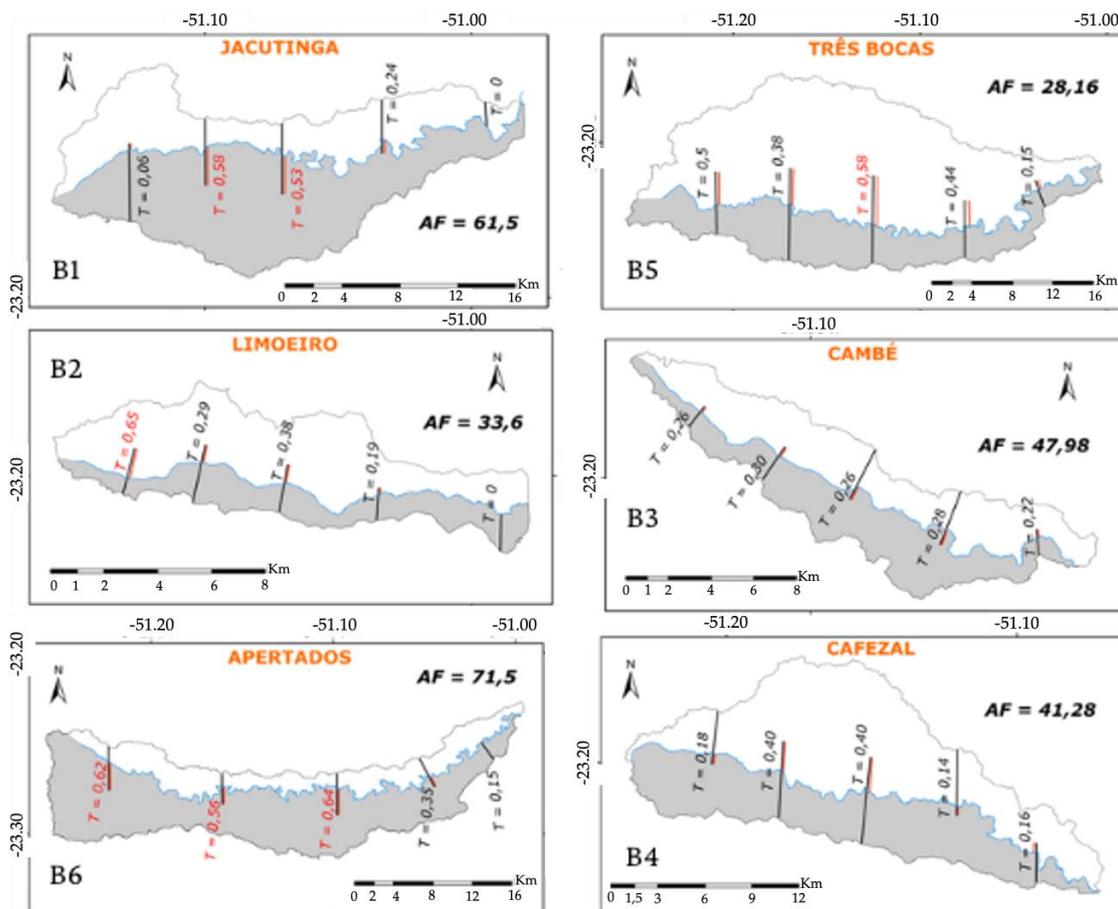
Bocas mediante capturas das nascentes da bacia hidrográfica do Ribeirão Vermelho, na porção noroeste da área. Os divisores secundários E-W apresentam tendência à migração para norte e nordeste, ampliando o flanco norte das bacias Três Bocas e Apertados. No flanco sul da bacia Apertados, a tendência se inverte e o divisor apresenta migração para sul, mostrando que esta tende a ampliar sua área em ambos os flancos, capturando as nascentes das bacias adjacentes a norte (bacia Três Bocas) e a sul. Nota-se ainda um segmento em desequilíbrio no divisor entre as sub bacias Cambé e Cafezal coincidente com um dos *knickpoints* de maior altura e próximo a epicentros sísmicos (Figs. 1 e 6).



**Figura 6.** Mapa de chi e migração de divisores entre as principais bacias hidrográficas na área. (a) e (b) são respectivamente as bacias do Ribeirão Vermelho e Pirapó respectivamente. As setas brancas indicam setores do divisor em desequilíbrio e o sentido de sua migração.

Quanto ao fator de assimetria das bacias analisadas, a bacia do rio Apertados, no extremo sul da área (B6), apresenta maior valor de fator de assimetria ( $AF = 71,5$ ), com assimetria para a margem esquerda, e no caso, indicando basculamento e migração de canal para norte (Fig. 7). Similarmente, no extremo norte da área, a bacia do rio Jacutinga (B1) também mostra basculamento para norte, com valor de  $AF$  de 61,5. Em contrapartida, as demais bacias apresentam basculamento e migração do tronco para o quadrante sul, com a bacia do rio Limoeiro (B2) exibindo valor de  $AF$  igual a 33,6, e a bacia do rio Três Bocas (B5), de 28,16. As bacias de seus tributários, rios Cafezal e Cambé, também apresentaram igualmente basculamento para a margem direita (sul), embora com valores do fator de assimetria mais sutis quando comparadas às demais bacias analisadas.

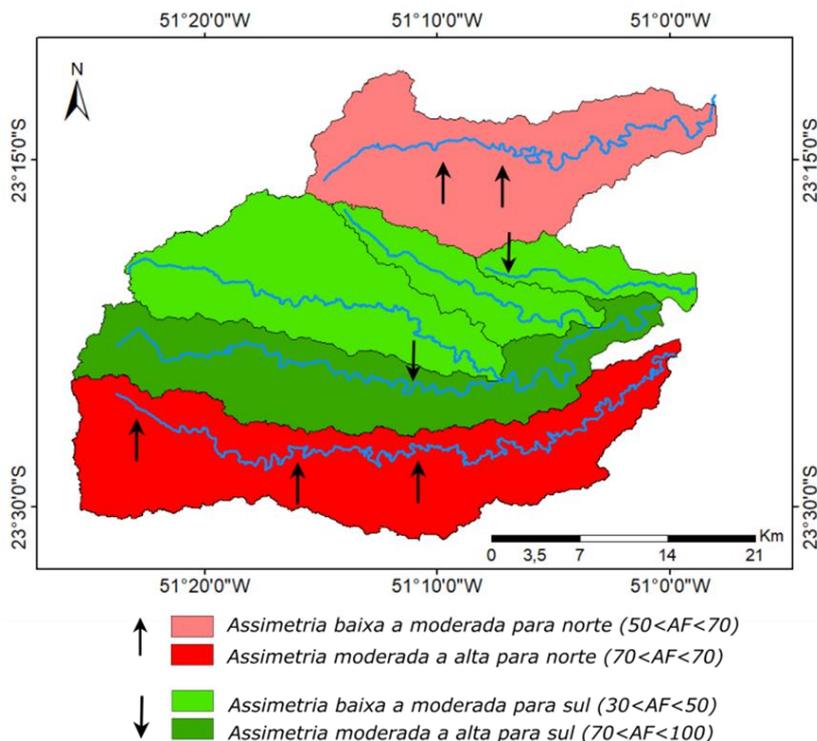
Os cálculos definidos por Cox (1994) para a determinação do fator de simetria de topografia transversa ( $T$ ) envolveram a setorização de cada bacia analisada, para uma análise mais apurada que considerasse as particularidades e inflexões dos canais principais, que não se comportam uniformemente ao longo do seu curso. Cada bacia foi analisada em cinco seções aproximadamente equidistantes entre si, desde a cabeceira até a desembocadura. Valores de  $T$  próximos a 0 indicariam bacias (ou trechos) com características simétricas, não basculadas, enquanto incrementos no valor de  $T$ , de modo a se aproximar de 1, indicariam bacias e/ou trechos assimétricos, indicando basculamento. Consideramos valores de  $T > 0,5$  como trechos assinaladamente assimétricos.



**Figura 7.** Fator de Assimetria (AF) e Fator de Simetria de Topografia Transversa (T) das seis bacias hidrográficas analisadas.

Em todas as bacias analisadas observamos uma diminuição nos valores de T desde a cabeceira até a desembocadura dos rios. Na bacia do rio Apertados registrou-se a maior quantidade de trechos assimétricos, verificados desde a cabeceira até sua porção mediana. A bacia do Limoeiro registrou um único trecho assinaladamente assimétrico, na região próxima à cabeceira. Nas bacias do rio Jacutinga e do rio Três Bocas, os trechos assimétricos localizaram-se nas porções medianas das bacias, enquanto as bacias dos rios Cambé e Cafezal apresentaram os valores mais baixos para o fator de simetria de topografia transversa.

A bacia do rio Apertados é assimétrica para norte, desde o alto até o médio curso, enquanto a bacia Três Bocas registra valores mais assimétricos em porções do médio curso, com assimetrias para sul. Já as bacias Cafezal e Cambé apresentaram assimetria para sul, acompanhando o basculamento geral da bacia do rio Três Bocas (Figs. 7 e 8). A bacia do rio Limoeiro registrou basculamento para sul, com elevado valor de T próximo à nascente e valores indicando maior simetria gradativamente em direção à foz do canal principal. A bacia do rio Jacutinga apresentou pouco basculamento na sessão inicial, mas registrou incrementos no fator T em porções do médio curso, até diminuir novamente em direção à desembocadura do canal principal no rio Tibagi.



**Figura 8.** Mapa esquemático representativo dos possíveis basculamentos das bacias de drenagem: as tonalidades vermelhas indicam basculamento para norte, e as em verde, para sul, levando em consideração os valores de AF; as flechas indicam as seções em cada bacia associadas a assimetrias mais acentuadas ( $T > 0,50$ ).

#### 4.3. Análise dos perfis longitudinais dos rios

Os rios principais analisados apresentam perfis longitudinais em desequilíbrio de modo geral (Figs. 9 e 10), com rupturas de gradiente marcadas por clusters de *knickpoints* predominantemente no alto curso (Figs. 9B; 10B) ou médio e alto curso (Figs. 9A, C, D; 10A, C, D). Embora os resultados revelem um certo grau de espalhamento dos *knickpoints*, sobretudo na bacia Três Bocas (Figs. 9C e 10C), nota-se um cluster de *knickpoints* comum em torno de 500 a 550 m de elevação e faixa de valores de chi entre ~4000 e 6000 m, corroborando as estatísticas apresentadas na Figura 2B que apontam maior frequência de *knickpoints* entre 500 e 550 m de elevação. De maneira relevante, as bacias Três Bocas e Apertados revelam um outro cluster de *knickpoints* em elevações entre 650 e 700 m em valores de chi de ~8000 m (Figs. 10c,d). Nota-se um aumento da declividade a jusante das maiores concentrações de *knickpoints* nos perfis transformados em chi de todas as bacias analisadas (Fig. 10), com grau mais acentuado na bacia Três Bocas (Fig. 10c). A incisão total, estimada visualmente a partir dos perfis chi x elevação (KIRBY; WHIPPLE, 2012) varia entre as bacias, em torno de 150 m nas bacias da porção norte (Jacutinga e Limoeiro; Figs 10 A, B), e em torno de 300 m nas bacias mais a sul (Três Bocas e Apertados; Figs. 10C, D). Os perfis chi x elevação apresentam alguns tributários não colineares nas bacias estudadas, exceto a bacia Limoeiro contendo uma forte colinearidade com os tributários (Fig. 10). Os padrões das bacias próximas à foz variam entre oscilatório (Fig. 10C) e gradiente aumentado (Figs. 10B, D). Observa-se também um contraste no padrão da declividade do setor de cabeceira entre as bacias analisadas, marcado pela diminuição de declividade na bacia Limoeiro enquanto as demais mantêm declividade elevada (Figs.9 e 10).

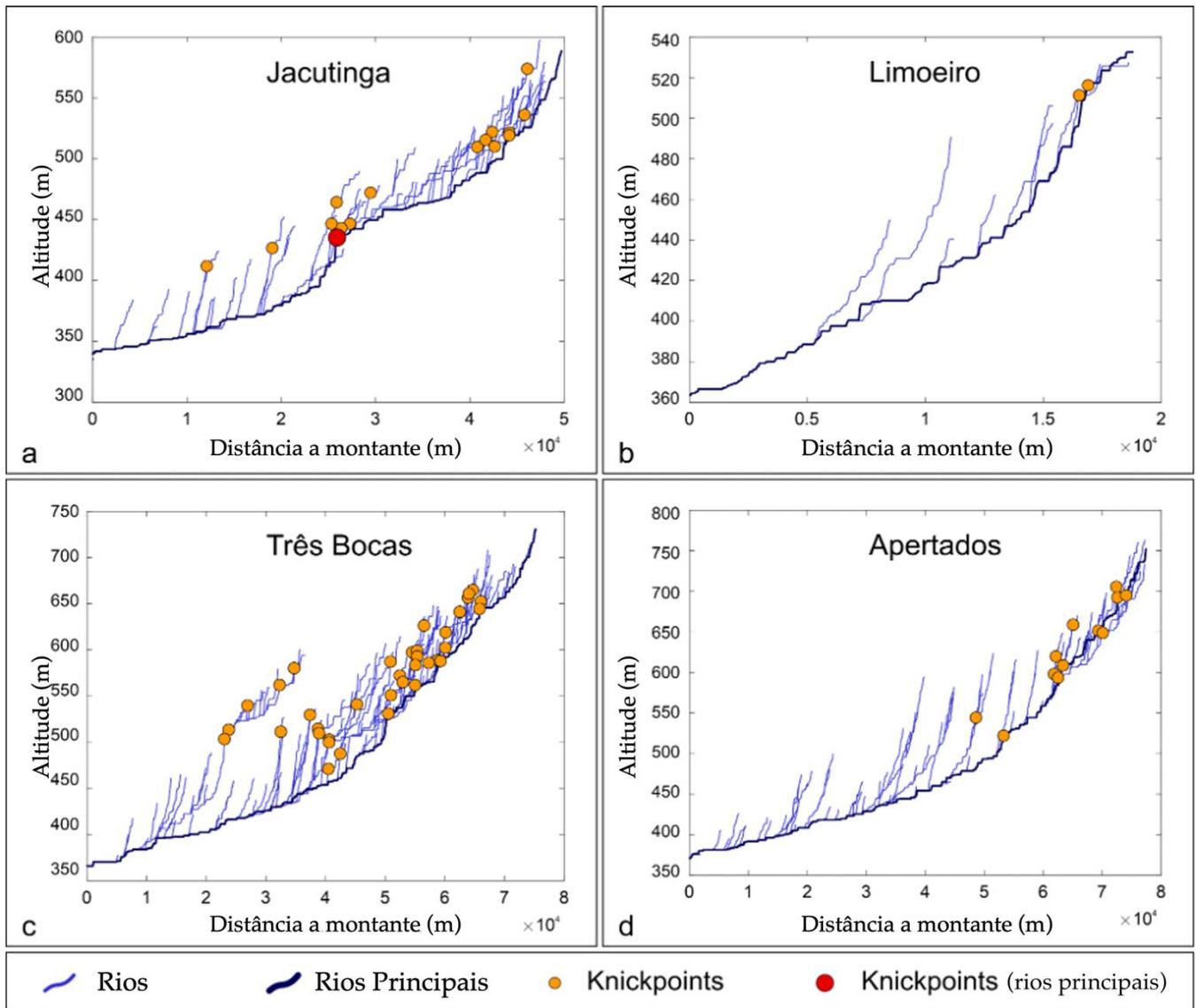


Figura 9. Perfis longitudinais dos principais rios da área de estudo e *knickpoints* associados.

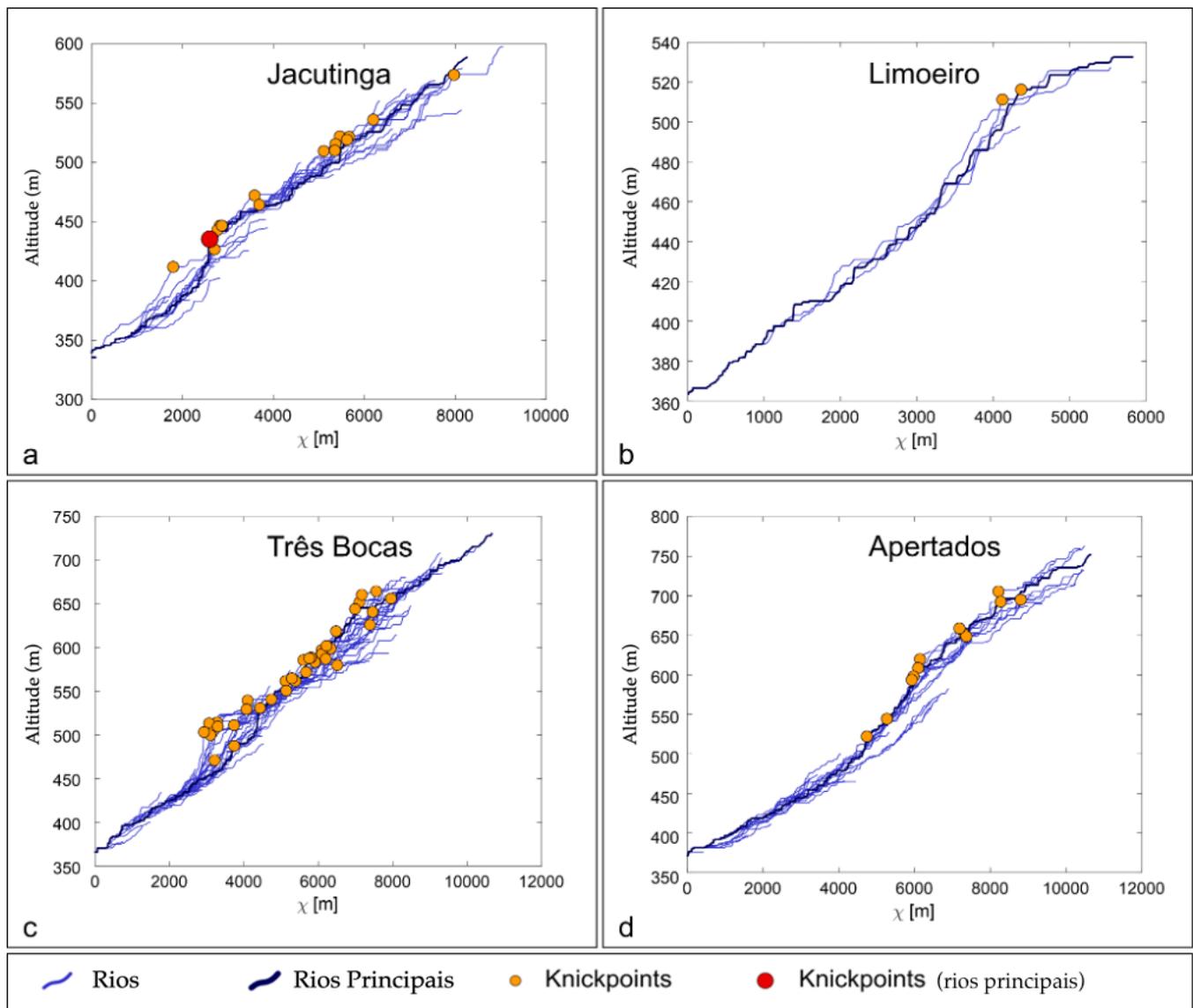


Figura 10. Chi-plots e *knickpoints* associados das principais bacias hidrográficas analisadas.

#### 4.3. Análise estrutural dos dados de campo

A partir do levantamento de campo, foram obtidas 203 atitudes em planos de falhas (Figura 11), das quais 98% foram determinadas como transcorrentes e 2% normal. Predominam falhas de direção E-W, com variação entre as direções ENE-WSW e WNW-ESE, seguidas de falhas NNE-SSW, NW-SE e NE-SW. Nos planos de 90 falhas transcorrentes foi possível identificar os indicadores cinemáticos, com mergulhos predominantemente horizontais a sub-horizontais.

As falhas foram descritas como estruturas contínuas, retilíneas a curvilineares, por vezes exibindo cataclase associada em zonas de dano com espessuras entre 0,2 e 1,0 metro (Figura 12). Os planos de falha são lisos a rugosos, podendo estar preenchidos por minerais como óxidos, calcita e argilominerais. Os indicadores cinemáticos identificados são *slickensides* - estrias de fibras minerais - fraturas conjugadas, fraturas em meia-lua, fraturas em colher e os sulcos (Figura 13).

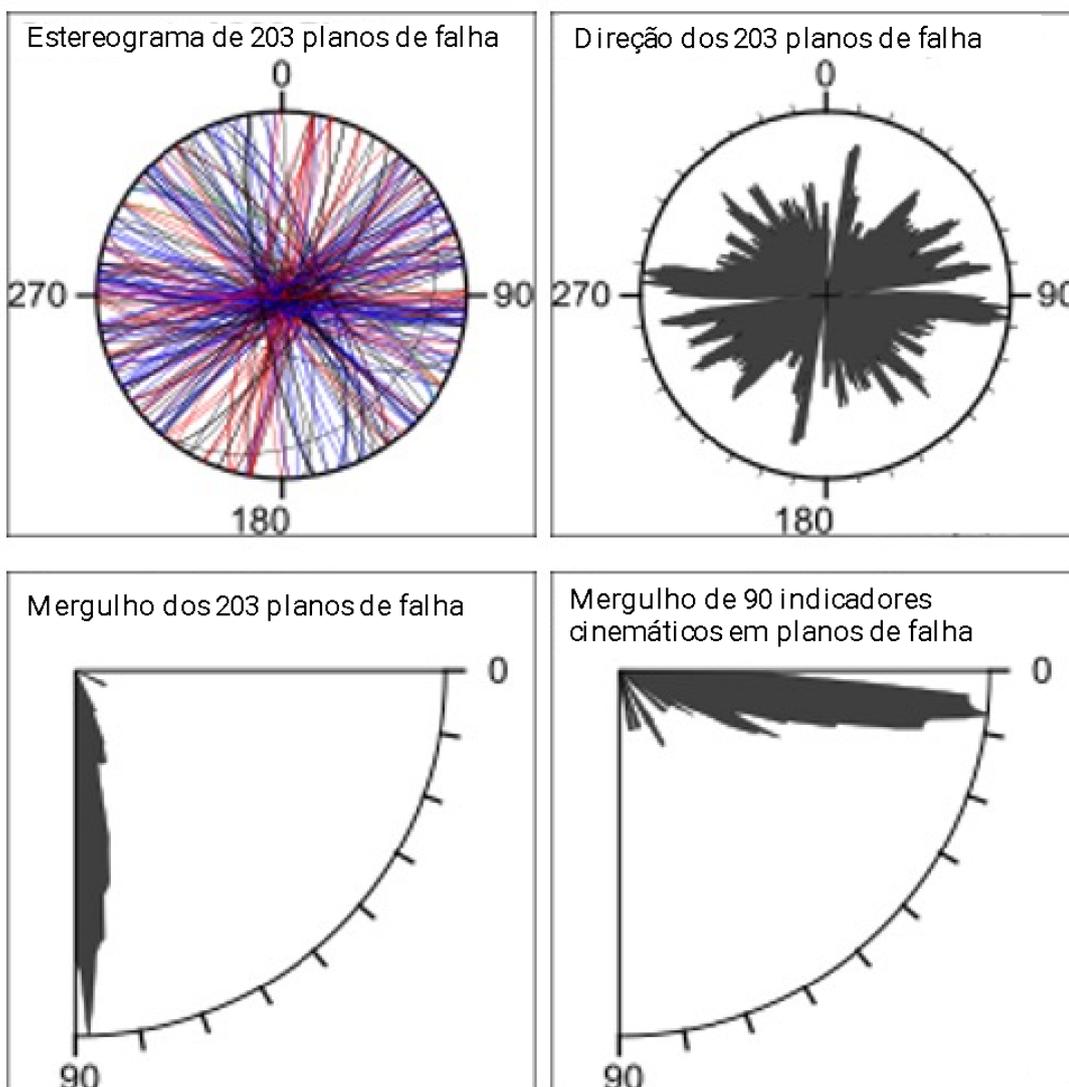
As falhas foram separadas em seis famílias em virtude de suas direções: F1 (N71-90E), F2 (N41-70E), F3 (N16-40E), F4 (N15E-N15W), F5 (N16-40W) e F6 (N41-70W). Essa divisão permitiu uma análise estrutural mais acurada de cada família de falhas, e facilitou a posterior sistematização para a determinação das direções de paleotensão no software WinTensor.

Foi possível observar a predominância estatística das falhas transcorrentes da família F1, em igual número de sinistrais quanto dextrais, indicando reativações tectônicas nesta direção. A família de falhas F2, predominantemente caracterizada por movimentos sinistrais, apresentou uma maior incidência de estruturas com

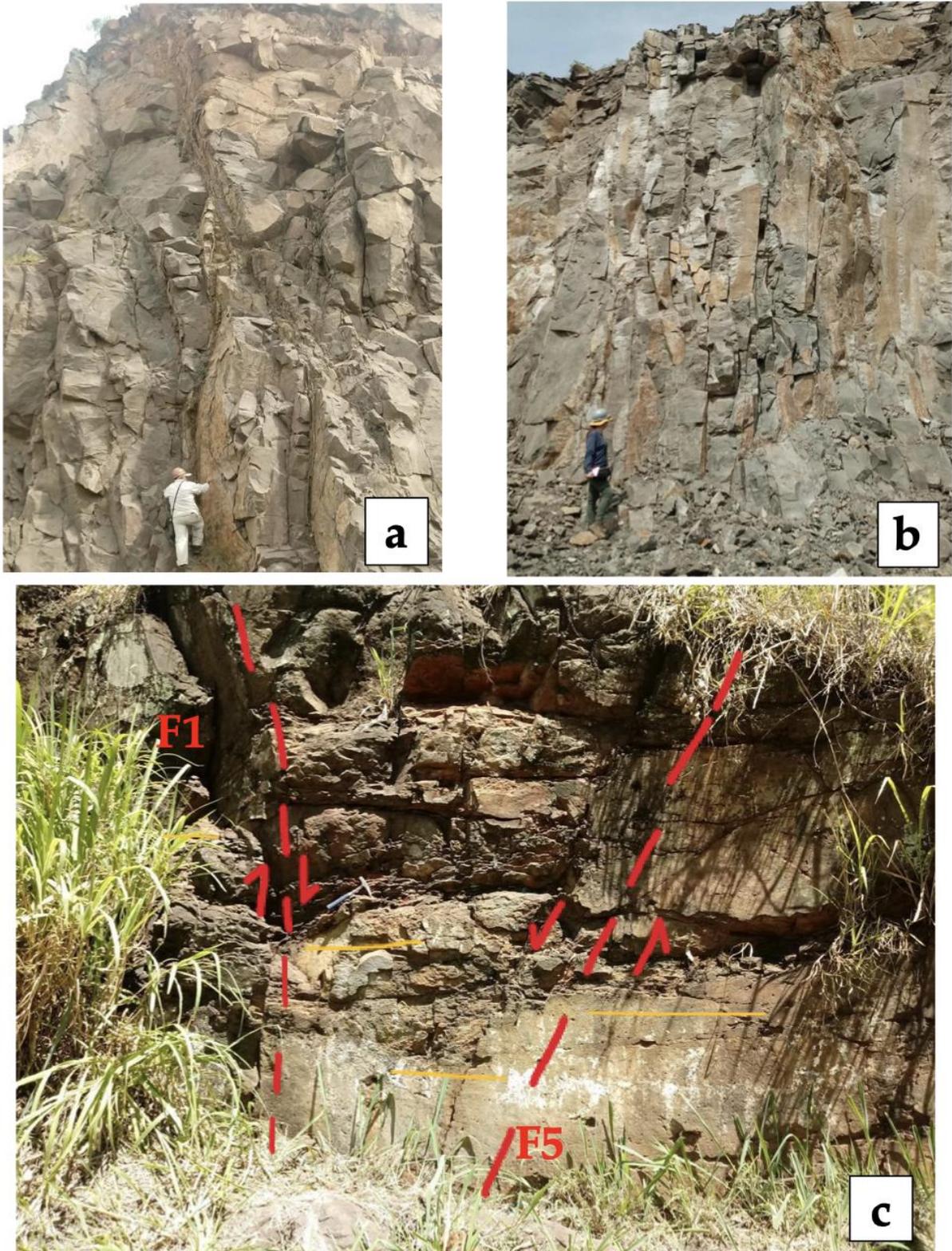
cinemática ambígua. Nesse contexto, observou-se ocorrências de movimentos dextrais e sinistrais em uma mesma falha, o que sugere reativações dessas estruturas. Quanto às famílias F3 e F4, predominaram falhas transcorrentes dextrais; diferente das famílias F5 e F6, predominantemente sinistrais. As falhas normais e transtensionais também pertencem aos mesmos sistemas das famílias F5 e F6, indicando direções estruturais onde ocorreu alívio.

Os eixos médios dos campos de paleotensão foram definidos em cinco pontos de campo (Figura 14), com base na sistematização e análise dos dados de falhas e informações cinemáticas no *software* WinTensor, que utiliza o método dos diedros retos para a rotina de seus cálculos. As análises cinemática e dinâmica permitiram interpretar três campos de paleotensão nas rochas da região de estudo, com direção de  $\sigma_1$ : (a) N25E-S205W, (b) N20W-S160E e (c) um campo de paleotensão variável entre N75E-S255W e N75W-S105E. As relações de corte descritas em campo, permitiram verificar que as falhas de direções E-W e NW-SE seriam estruturas mais jovens do que as de direção NE-SW, que estão seccionadas e deslocadas por aquelas falhas.

A atuação do campo de paleotensão N25E seria responsável pela cinemática dextral das falhas da família F4 e sinistral das falhas F3. A posição de um eixo médio de paleotensão N20W estaria relacionada à movimentação dextral de F5, e sinistral de F3 e F4. Por fim, o azimute de paleotensão N75E, por sua vez, estaria relacionado à cinemática dextral das falhas da família F2 e sinistral das famílias de falhas F1 e F5.



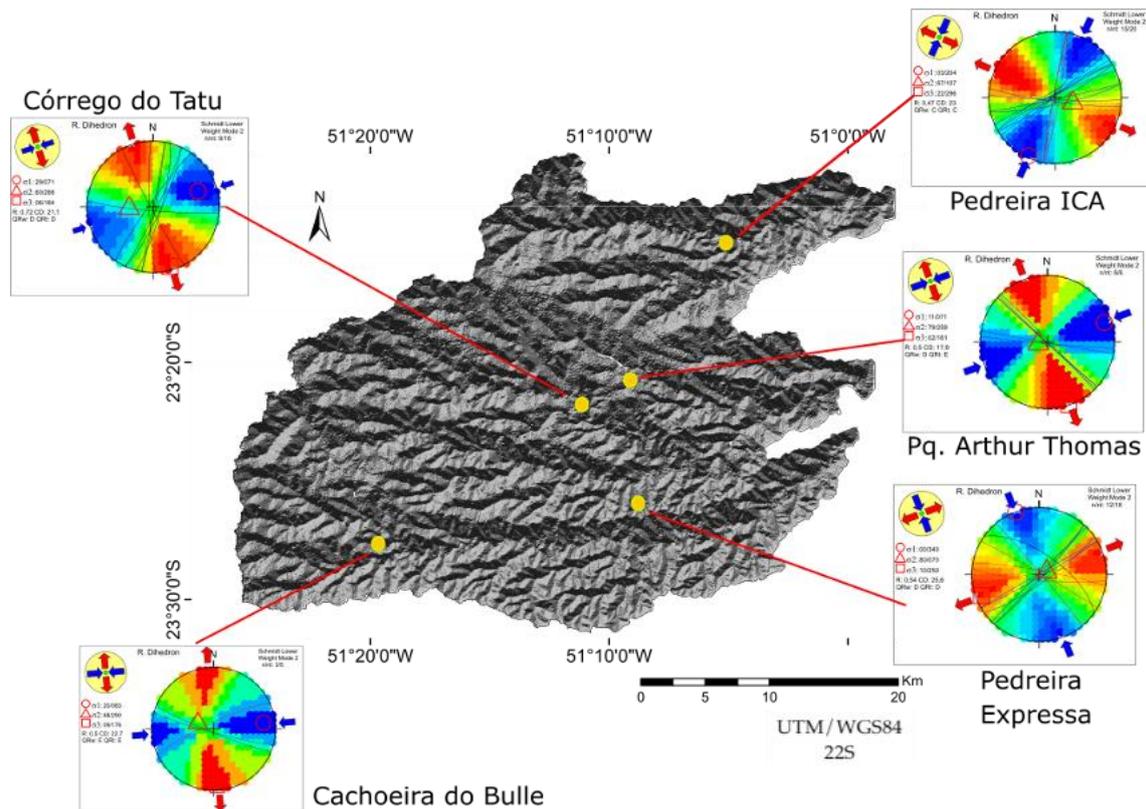
**Figura 11.** Estereogramas ilustrando a distribuição azimutal dos duzentos e três planos de falhas medidos durante a etapa de campo. São ilustrados também os mergulhos dos planos e dos indicadores cinemáticos, registrando a quase totalidade de falhas transcorrentes na área de estudo.



**Figura 12.** (a) Falhas conjugadas, formam expressivo plano de falha, curvilinear e com riqueza em indicadores cinemáticos; (b) Falhas pervasivas e sistemáticas, de azimute N75E, dextrais; (c) Estrutura em flor negativa, formada por falhas N35W/70NE (família F5) e N82W/89NE (família F1).



**Figura 13.** Indicadores cinemáticos: (a) Parâmetro R, onde as fraturas R, sintéticas, configuram baixa angularidade com a falha principal (Y), e formam os chamados *steps* incongruentes, ou falsos *steps*; (b) e (e) estrutura em colher, indicadores cinemáticos produzido pelo arranque de material no plano de falha durante a movimentação; (c) e (d) Combinação de estrias e *steps* minerais, produzidos pela cristalização e crescimento mineral durante movimentação em plano de falha. As flechas da escala indicam o sentido do movimento do bloco ausente.



**Figura 14.** Direções de paleotensão determinadas pelo método dos diedros retos em cinco pontos de campo na área de estudo.

## 5. Discussão

### 5.1. Dinâmica dos processos geomórficos

A análise geomórfica da topografia e dos rios aponta para uma paisagem em estágio de ajuste a perturbações, provavelmente, de escala regional e local e em períodos distintos da história evolutiva cenozoica. Os resultados sugerem um padrão erosivo da topografia comandado por, ao menos, dois pulsos de soerguimento/queda de nível de base regionais, evidenciado por clusters de *knickpoints* nos perfis transformados em chi que demarcam aumento do  $k_{sn}$  a jusante (KIRBY; WHIPPLE, 2012); um mais antigo, cuja onda migrante de incisão mostra-se, atualmente, em torno de 700 m de elevação, já alcançando as cabeceiras próximas ao divisor regional das bacias Tibagi, Pirapó (a oeste) e Ribeirão Vermelho (a noroeste); uma onda mais recente, atualmente em torno de 500 a 550 m de elevação, e que mostra interferência de *knickpoints* gerados na borda montante da escarpa N50-60E, evidenciada pela dispersão de rupturas de declividade do canal, especialmente na bacia Três Bocas (Figs.2; 10c). A análise visual dos perfis chi x elevação permite estimar a magnitude desse soerguimento/queda de nível de base mais recente na ordem de 100 a 150 m. Tal magnitude é coerente com fatores como isostasia denudacional ou flexural ou *far-field stress* no contexto intraplaca da região sul-sudeste do Brasil (c.f. CAMPOS et al., 2023).

A assimetria na topografia no sentido E-W, marcada por remanescentes estreitos e alongados de platôs elevados a oeste (>800 m) em contraste com a porção mais dissecada próximo ao fundo de vale do Tibagi (entre 400 e 500 m), mostra-se perturbada por uma faixa N50-60E demarcada por valores de declividade e de  $k_{sn}$  mais acentuados, além de *knickpoints* alinhados e migrantes a partir de sua borda noroeste (Fig. 2). Ao longo da faixa e a jusante desta, os canais E-W tendem a infletir e a assumir a mesma direção NE, indicando controle por essa estrutura N50-60E. Essa configuração geomórfica associada espacialmente a *knickpoints* de maior altura e concentração de epicentros sísmicos recentes (Figs. 1 e 2) sugere provável reativação dessa estrutura N50-60E, na qual *knickpoints* de diferentes elevações apresentam-se alinhados e propagam para montante da escarpa, sinalizando o setor de maior taxa de soerguimento (BOULTON et al., 2014; CAMPOS et al., 2023) contrapondo-se ao setor jusante da escarpa com canais mais rebaixados e incrementos na sinuosidade. Nesse sentido, o bloco alto da escarpa a oeste e noroeste explica a ocorrência de canais retilíneos, encaixados em fraturas e falhas do

embasamento basáltico. Destaca-se que à medida que se aproxima do cruzamento entre a escarpa de falha N50-60E e o lineamento São Jerônimo-Curiúva ~N20W na porção sudoeste da área, a incisão total nas bacias principais E-W aumenta, chegando a ~300 m. Além disso, ocorre a mudança do sentido de migração do divisor de norte para sul, promovendo ganho de área da bacia do rio Apertados (Fig. 6) e, conseqüentemente, uma aceleração na taxa de erosão nesta e, progressivamente, capturas de cabeceiras de bacias adjacentes. Desta forma, nossos resultados revelam soerguimento/queda de nível de base diferenciado entre as bacias E-W, principais afluentes da margem esquerda do Rio Tibagi na área estudada, com incremento de soerguimento/queda de nível de base para sul à medida que se aproxima do Lineamento São Jerônimo-Curiúva. A inversão do sentido de migração de divisor entre as bacias sugere que aquelas cortadas pelo Lineamento São Jerônimo-Curiúva (Apertados e Três Bocas) passam a sofrer maior influência deste do que do Lineamento Paranapanema de direção ~E-W imediatamente a norte da área.

A análise do fator de simetria das bacias de drenagem revela assimetrias nos canais principais, indicando processos de basculamento tectônico e possível rotação de blocos, concordante com a análise de migração dos divisores. As bacias Três Bocas e Apertados apresentaram maiores valores do fator de assimetria (AF) seguidas por Limoeiro, Jacutinga, Cafezal e Cambé, demonstrando que, comparativamente, a migração do canal em direção à borda da bacia foi desigual. Por outro lado, a análise do fator de simetria de topografia transversa (T) exhibe áreas preferencialmente basculadas em cada bacia, com assimetrias maiores nas porções de alto e médio curso, diminuindo conforme se aproximava da desembocadura dos canais.

Essa configuração da simetria das bacias denota uma geometria de blocos em degrau, com três blocos delimitados por lineamentos de direção WNW-ESE (e ENE-WSW). Estes lineamentos correspondem a falhas transcorrentes que, associadas às componentes de movimento normal, possibilitam um arranjo transtensivo, responsável pela rotação dos blocos e o basculamento do bloco central, para sul, discordando da declividade do relevo regional.

## 5.2. Tectônica cenozoica e sua relação com a dinâmica da paisagem

Os resultados das análises de paleotensão, obtidos a partir da análise cinemática dos dados rúpteis de campo revelaram as principais direções médias dos campos de paleotensores ( $\sigma_1$ ): N30E, N20W e N75E. Essas direções de paleotensão correspondem a diferentes pulsos tectônicos propostos, visto que um único evento deformacional não poderia gerar o arranjo espacial das estruturas, com a cinemática heterogênea das falhas observada na área.

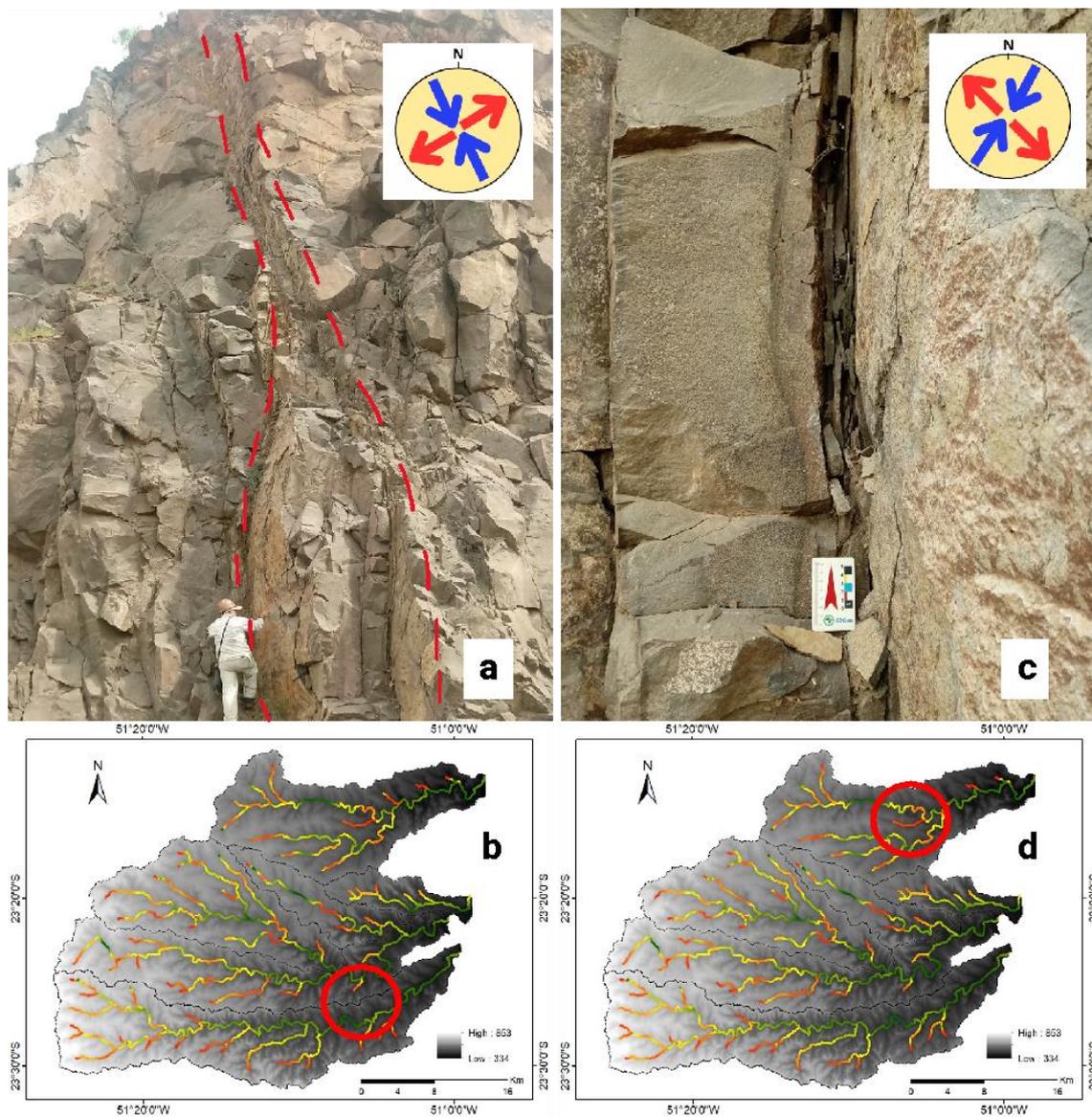
A estrutura escarpada N50-60E está associada à Falha de Guaxupé, uma importante zona de cisalhamento proterozóica marcada por reativações tectônicas recorrentes durante a formação e deformação da Bacia do Paraná, do Paleozoico ao Cenozoico. A estrutura N50-60E exhibe planos de falhas transcorrentes predominantemente sinistrais. A direção e cinemática desse conjunto de falhas indica que estas são mais antigas que as falhas de orientação NW-SE e E-W. Essas observações são apoiadas por diversos estudos recentes realizados no sul e sudeste do Brasil (PEYERL et al., 2018; PINHEIRO et al., 2019; PINHEIRO; CIANFARRA, 2021; SILVA et al., 2021; FARIAS et al., 2022; GIMENEZ et al., 2022; SANTOS et al., 2022).

Consideramos o eixo de paleotensão N30E responsável pela geração de falhas transcorrentes dextrais de direção N-S e reativação de falhas sinistrais de azimute N40-60E. Em campo, essas estruturas estão melhor representadas em afloramentos ao norte da área, próximo à desembocadura do rio Lindoia no rio Jacutinga (Figura 15 – c, d). Este pulso tectônico teria sido responsável pela reativação das falhas NE-SW, como a de Guaxupé e estruturas subsidiárias, que culminaram no início da formação da escarpa N50-60E. Ao longo do rio Jacutinga, as quebras altimétricas mostraram-se diretamente relacionadas à estruturação das falhas de direção N-S, combinadas com as falhas de *trend* NE-SW.

Os lineamentos de azimute N40-55W correspondem regionalmente ao Arco de Ponta Grossa e localmente ao Lineamento São Jerônimo-Curiúva. Exercem controle sobre a rede de drenagem e dissecam a escarpa N50-60E. A bacia do rio Cambé, a mais sismogênica dentre as avaliadas (Fig. 1), está encaixada em um vale de azimute N55W, diferenciando-se das demais de direções próximas a E-W. Nota-se também epicentro nas nascentes do rio Limoeiro de direção ~E-W e adjacente à bacia do rio Cambé. O fator em comum para os epicentros de ambas as bacias é a estrutura N50-60E e *knickpoints* alinhados nessa direção e não a orientação geral das bacias. Desta forma, nossos resultados indicam uma forte relação entre os epicentros sísmicos recentes e os *knickpoints* alinhados ao longo da escarpa N50-60E, inclusive aqueles com maior altura na área (Figs. 2, 3 e 5). Tais resultados corroboram o estudo prévio de Santos et al. (2022), em que apontam uma associação espacial preferencial de reativação de segmentos da

Falha de Guaxupé nos setores de cruzamento com o Lineamento São Jerônimo-Curiúva. Em campo, as falhas de direção NW-SE foram descritas predominantemente como transcorrências sinistras, embora ocorram também as dextrais, além de poucas falhas normais.

O eixo de paleotensão N20W foi melhor observado no sudeste da área, no baixo curso da bacia do rio Três Bocas, próximo ao limite com a bacia Apertados. Esta direção de paleotensão está relacionada à nucleação das falhas transcorrentes dextrais N40-55W, estruturas ligadas ao Arco de Ponta Grossa, como o lineamento São Jerônimo-Curiúva e as falhas NW-SE paralelas ao mesmo (Fig. 15A, B). Trata-se de um pulso compressivo NNW-SSE responsável, também, pelas reativações na estruturação NW-SE do embasamento que possibilitaram a dissecação da escarpa pré-existente de direção NE-SW.

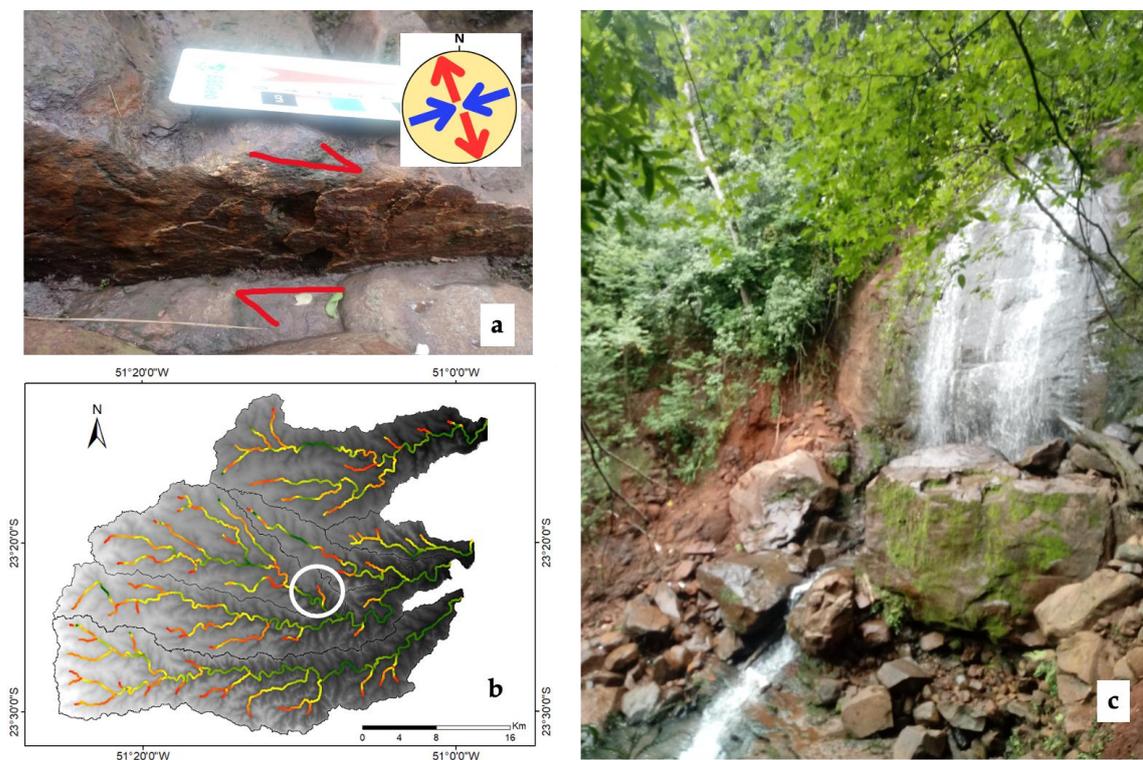


**Figura 15.** Afloramento na Pedreira Expressa (a), na bacia do Rio Três Bocas (círculo vermelho na imagem b)): falhas transcorrentes conjugadas de azimute N35-55W, paralelas ao lineamento São Jerônimo-Curiúva, cuja ativação dextral está associada à paleotensão compressiva N20W. Pedreira ICA (c), bacia do Rio Jacutinga (círculo vermelho na imagem d)): mapeadas falhas transcorrentes dextrais N-S e sinistras N40-60E: ativações estariam ligadas ao paleotensor N30E.

As falhas transcorrentes com componente normal e as puramente normais concentraram-se nas direções N25-35W e N55-65W, configurando estruturas em flor negativa (Figura 12C). A presença delas na área de estudo permite definir um arranjo estrutural transtensivo.

Os lineamentos de direção E-W (ENE-WSW, ESE-WNW) correspondem à direção do Lineamento Paranapanema e ao Lineamento de São Sebastião (SOARES, 1991). As falhas nesta direção são representadas pelos vales e interflúvios dos canais principais analisados, em um marcado paralelismo. O levantamento de campo mostrou que as falhas de direção E-W foram as mais representativas estatisticamente, correspondendo às transcorrências sinistras e dextrais.

A direção de paleotensão com o azimute N75E foi bem caracterizada no bloco central, nas bacias Cambé e Cafezal (Figura 16), e no bloco sul, na bacia do rio Apertados (Figura 17). Relaciona-se às reativações dextrais das falhas transcorrentes NE-SW e sinistras, nas falhas NW-SE. As falhas E-W, quando submetidas a esta direção de paleotensão, teriam respondido através de variações na ativação do binário dextral-sinistral. Este pulso seria o responsável pelos escarpamentos ao longo de falhas transcorrentes de direção aproximadamente E-W, que delimitam grande parte das bacias analisadas e os blocos basculados tectonicamente. Arranjos espaciais entre os esforços e estruturas pré-existentes podem ter sido os responsáveis pelas situações transtensivas que culminaram com rotações e basculamentos ao longo desta direção.



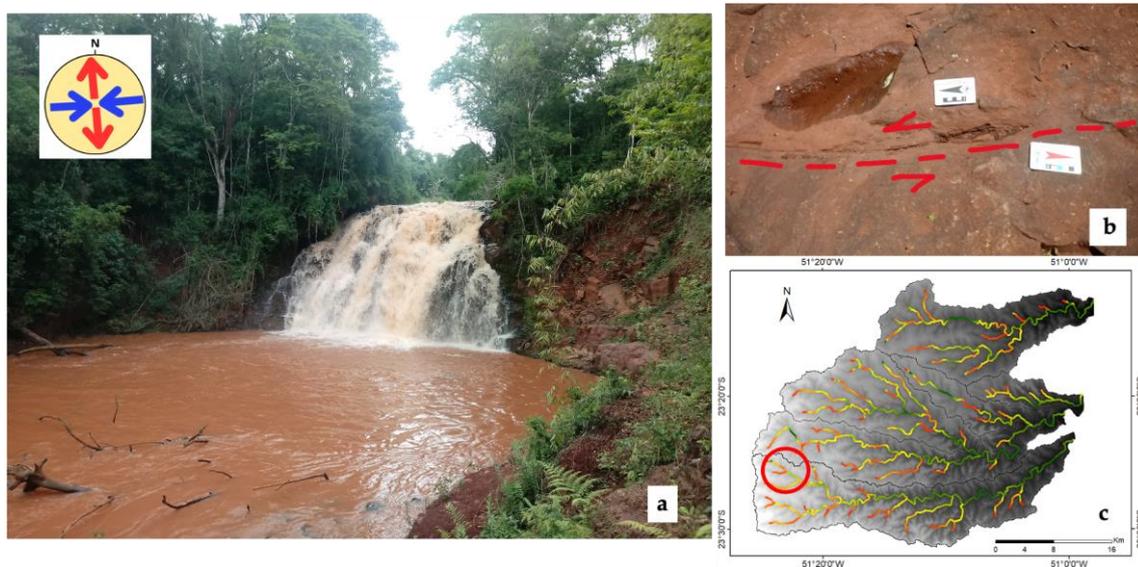
**Figura 16.** Cachoeira do Tatu (c), localizada na bacia do rio Cafezal (círculo branco na figura b)), configura expressivo knickpoint condicionado por zona de falha transcorrente dextral de azimute N10E (a). Rupturas de canal geradas por falhas do trend N-S foram mapeadas no bloco central (bacias Cambé e Cafezal), sendo responsáveis por escarpamentos nos canais de drenagem encaixados em falhas de direção E-W, e associam-se ao eixo de paleotensão N75E (a).

O *trend* de falhas N-S (NNW-SSE, NNE-SSW), embora o menos representativo nas direções dos lineamentos, exerce controle no rearranjo da rede de drenagem nas bacias analisadas, condicionando paralelismos, inflexões bruscas e capturas de canais, associados a *knickpoints*. O controle tectônico exercido pelas falhas do *trend* N-S pôde ser verificado na Córrego do Tatu (Figura 16), afluente do Rio Cafezal, local onde ocorre expressivo *knickpoint* condicionado por uma zona de falha transcorrente dextral de azimute N10E.

A exata hierarquia cronológica entre os pulsos compressivos é dificultada pela ausência de dados de campo, como colúvios falhados ou de datação absoluta. No entanto, uma cronologia relativa aos eventos pode ser estabelecida a partir de relações com estudos prévios que abordaram e/ou dataram os eventos de deformação rúptil pós-cretáceos, ocorridos no sul e sudeste brasileiro.

O pulso compressivo N30E foi o primeiro dentre os eventos identificados na área pesquisada e teria se processado desde o Neocretáceo até o Paleógeno, com a atuação de uma paleotensão compressiva ( $\sigma_1$ ) de azimute

N30E. O evento compressivo nesta direção fora descrito por Strugale et al. (2007), na região do Arco de Ponta Grossa, e Jacques et al. (2014), na borda leste da Bacia do Paraná (SC), ocorrido entre o Neocretáceo e o Paleogeno. Riccomini (1995), no Maciço de Cananeia (SP), verificou a atuação de uma paleotensão  $\sigma_1$  NE-SW durante o Paleogeno (Eoceno), associada à tectônica inicial formadora das bacias rifte do RCSB. Mais recentemente Peyerl et al. (2018) e Santos et al. (2019), respectivamente no platô basáltico da PIP nas regiões de Guarapuava (PR) e Chapecó (SC), também consideram tal evento de compressão máxima NE-SW no Paleogeno. Entretanto, estudos realizados na bacia hidrográfica do Rio Cinzas, adjacente à bacia do rio Tibagi, apontam idade provável no Mioceno para tal regime de tensão na região (c.f. SANTOS et al., 2022).



**Figura 17.** Cachoeira do Bulle (a), na bacia do rio Apertados (círculo vermelho na imagem c); no local foram mapeadas falhas transcorrentes sinistras (b) de azimute N55W, direção paralela ao lineamento São Jerônimo-Curiúva e na qual se encaixa este trecho do rio. Essas estruturas associam-se à paleotensão compressiva de azimute aproximada N75E, que também seria o responsável pelos escarpamentos ao longo de falhas transcorrentes de direção aproximadamente E-W, como é o caso da falha que gera o *knickpoint* neste ponto.

A ativação deste eixo compressivo teria sido responsável pela reativação sinistral das falhas transcorrentes de azimute N40-70E, correspondente à importante estruturação pré-cambriana da Bacia do Paraná, bem como pela ativação dextral de falhas transcorrentes N-S. Este pulso deformacional poderia ter reativado neste período o segmento de falha de azimute N50-60E presente na área, associada à Falha de Guaxupé, constituindo uma zona de fraqueza transcorrente. Nossos resultados apontam para posterior reativação dessa estrutura, já que as assinaturas na drenagem observadas teriam desaparecido da paisagem se fossem relacionadas ao Paleógeno, considerando-se a escala de tempo de respostas fluviais a perturbações de 1–5 Ma (WHITTAKER; BOULTON, 2012), e que mesmo, podendo ser aumentada em função de substratos homogêneos com litologias muito resistentes, o que não é o caso da bacia do Tibagi, tal extensão de tempo não remontaria ao Paleogeno.

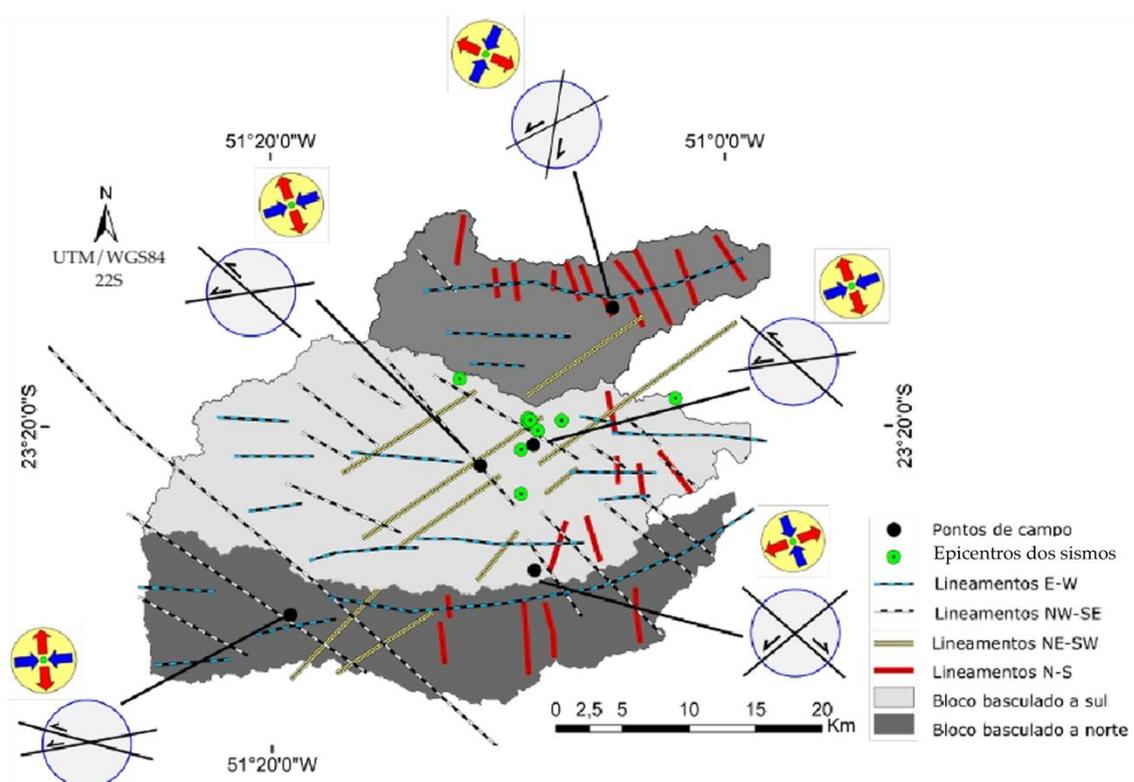
Posteriormente, teria havido um segundo pulso compressivo no Plio-Pleistoceno, relacionado à ativação da paleotensão compressiva ( $\sigma_1$ ) de azimute N20W. Este paleotensor teria sido o responsável pela ativação dextral das falhas transcorrentes de direção NW-SE, equivalentes às falhas do Arco de Ponta Grossa, além da ativação sinistral das falhas WNW-ESE. Esta direção de paleotensão está associada ao tensor compressivo verificado na Bacia de Curitiba (CHAVEZ-KUZ; SALAMUNI, 2008), e em outras regiões do planalto basáltico e sudeste brasileiro (PEYERL et al., 2018; SANTOS et al., 2019a; PINHEIRO et al., 2019; PINHEIRO; CIANFARRA, 2021; SILVA et al., 2021; CIANFARRA et al., 2022), responsável por ativar de maneira sinistral as transcorrências N-S e dextral as transcorrências NW-SE.

Por último, haveria um pulso tectônico relacionado à paleotensão compressiva no azimute aproximado de N75E, responsável por ativar o binário dextral-sinistral nas falhas transcorrentes de direção WNW-ESE e ENE-WSW e condicionar escarpas e segmentos de drenagem como os do rio Cambé e as migrações de canais das bacias hidrográficas locais. Esta direção de paleotensão foi verificada por Riccomini (1995), Salvador e Riccomini (1995),

Salamuni (1998), Salamuni et al. (2004)) e Santos et al. (2022) e caracterizada como atuante entre o Pleistoceno e o Holoceno. Foi também verificada nos trabalhos de Peyerl et al. (2018) e Santos et al. (2019a) nas rochas da PIP. De acordo com Assumpção et al. (2016), esta direção de paleotensão corresponde ao atual campo de tensão à qual está sujeita a plataforma brasileira, em função da interação de esforços entre as placas Sul-Americana e de Nazca, variando próxima ao eixo E-W. Dessa forma, desde o Pleistoceno estaria atuando uma tensão compressiva ( $\sigma_1$ ) na direção N75E, associada à *far-field stress* atuante na plataforma brasileira em função da interação com esforços decorrentes dos movimentos das placas Sul-Americana e de Nazca. A ativação desse eixo compressivo estaria associada à movimentação das falhas transcorrentes de direção próxima E-W, de modo sinistral. Estas falhas condicionam a maioria das bordas das bacias hidrográficas analisadas, e um marcado paralelismo na drenagem nesta direção.

Os resultados sugerem uma relação entre os epicentros sísmicos e segmentos da falha N50-60E. A presença de *knickpoints* alinhados ao longo da falha e migrantes no sentido do bloco com maior taxa de soerguimento a montante da escarpa indica reativação anterior a essa atividade sísmica mais recente, caracterizando, portanto, reativação recorrente ao longo do tempo. A idade de tal reativação é ainda incerta, mas as assinaturas dos perfis longitudinais dos rios permitem descartar relação com o pulso tectônico Paleógeno. A localização dos epicentros dos sismos registrados coincide em campo, de modo geral, com as regiões de intersecção da falha N50-60E, que condiciona as rupturas de declive da zona escarpada, e os lineamentos de direção N40-55W, equivalentes ao lineamento São Jerônimo-Curiúva e ao Arco de Ponta Grossa. Tais observações corroboram estudo prévio de Santos et al. (2022) que aponta setores de cruzamento entre a Falha de Guaxupé e o Lineamento São Jerônimo-Curiúva como zonas preferenciais de reativação neogena/quaternária. Não é raro observar em campo, preenchimento e crescimento de minerais, sobretudo calcita e manganês, ao longo dos planos de falha, o que pode ajudar na determinação da idade dos pulsos recorrentes de reativação de tais falhas através da datação desses minerais em estudos futuros (c.f. CALEGARI et al., 2020).

Nossos resultados, a partir da combinação entre os dados geológicos de campo, análise estrutural e análise geomórfica, permitem a elaboração de um modelo morfotectônico da região de Londrina (Fig. 18).



**Figura 18.** Modelo morfotectônico proposto para a área de estudo, com a localização dos epicentros dos sismos registrados, o traçado de lineamentos de relevo, e as indicações de basculamento dos blocos. Para cada ponto de campo, há a representação dos eixos de paleotensão (as flechas azuis equivalem ao eixo de compressão máxima  $\sigma_1$ ) e um esquema representativo do arranjo das principais famílias de falhas verificadas no ponto, com a cinemática.

O modelo propõe um arranjo com um bloco norte, central e sul, basculados em direções diferentes, limitados por transcorrências associadas a movimentos transtensivos (Figura 18). Esses processos complementam a possibilidade de abatimentos relacionados à transtensão nos limites entre os blocos, sob as direções NW-SE e WNW-ESE. Variações dos fatores de assimetria das bacias analisadas indicaram diferentes direções de basculamento, associadas a respostas aos esforços tectônicos. Os resultados sugerem que o substrato apresenta uma geometria em domínios estruturais limitados por falhas que basculam em direções diferentes, em um arranjo transtensivo envolvendo rotação diferenciada de blocos ao longo das falhas reativadas do substrato (Fig. 18).

## 6. Conclusões

Neste estudo, exploramos as relações entre processos superficiais e tectônica, analisando sinais na topografia, nos rios e nas rochas basálticas do substrato, buscando maior compreensão da sismicidade recente na área. As análises geomórficas e estruturais permitiram verificar a influência do controle tectônico pós-cretáceo na dinâmica da paisagem da região de Londrina. Nossas descobertas apontam para fatores externos desencadeando perturbações recorrentes de escala regional e local, implicando estado de transiência da paisagem rumo a um ajuste, ainda não alcançado, às novas condições.

Os resultados mostram dois pulsos de soerguimento/queda de nível de base registrados pela rede de drenagem. Reativações de segmentos, especialmente, ao longo de setores de cruzamento de importantes estruturas preexistentes, parecem interferir nessa dinâmica, gerando provavelmente diferenciação nas taxas de soerguimento entre bacias, ganho e perda de área destas e rotação de blocos sob regime transtensivo.

Do ponto de vista do processo tectônico que tem afetado a paisagem desde, pelo menos, o início do Paleogeno, identificamos três pulsos deformacionais: (a) eixo de paleotensão N30E responsável pela geração de falhas transcorrentes dextrais de direção N-S e reativação de falhas sinistrais de direção N40-60E. Este pulso teria sido responsável pelas reativações nas falhas NE-SW, como a de Guaxupé e estruturas subsidiárias, que poderiam ter desencadeado o início da formação da escarpa N50-60E; (b) eixo de paleotensão N20W relacionada à ativação de estruturas ligadas ao Arco de Ponta Grossa, como as das falhas transcorrentes N40-55W reativadas com cinemática dextral, tais como o lineamento São Jerônimo-Curiúva; (c) eixo de paleotensão N75E, relacionado à reativação das falhas N40-70E com cinemática dextral e reativação de falhas N70E a E-W e N15-40W com cinemática sinistral.

Os sismos registrados nos últimos anos relacionam-se diretamente com reativação ao longo de uma escarpa de falha N50-60E, cujas assinaturas geomórficas e cinemáticas indicam recorrência de movimentação tectônica ao longo do tempo.

As conclusões do presente artigo ampliam o conhecimento da tectônica intraplaca entre o Neocretáceo/Paleogeno e o Pleistoceno e ressaltam a complexidade, o desafio e a necessidade de entendimento mais aprofundado da evolução das paisagens em interior de placa, especialmente da Placa Sul-Americana. Neste aspecto, espera-se que estudos futuros possam avançar na determinação da idade dos pulsos recorrentes de reativação de tais falhas através da datação de minerais de preenchimento crescidos e estirados (como calcita, illita e manganês) nos planos ao longo de alguns de seus segmentos.

**Contribuições dos Autores:** A.C.B.S.: concepção, metodologia, software, validação, análise formal, pesquisa, recursos, preparação dos dados, escrita, revisão e aquisição de financiamento; E.S.: concepção, metodologia, validação, análise formal, pesquisa, recursos, preparação dos dados, escrita, revisão, supervisão e aquisição de financiamento; M.S.: metodologia, software, validação, análise formal, preparação dos dados, escrita, revisão e supervisão; S.S.C.; metodologia, software, validação, análise formal, preparação dos dados e revisão. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

**Financiamento:** Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por meio de bolsa de auxílio financeiro que subsidiou a autora nas despesas do projeto (Código 001), e pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas de Produtividade em Pesquisa (Processo 307738/2019-1) do coautor E. Salamuni

**Agradecimentos:** Os autores agradecem ao grupo de Neotectônica da Universidade Federal do Paraná (UFPR - Curitiba, Brasil), assim como ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR. Os resultados científicos foram obtidos usando o Win-Tensor, um software desenvolvido pelo Dr. Damien Delvaux, do Museu Real para a África Central, em Tervuren, Bélgica, e o agradecemos pela disponibilização.

**Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesse.

## Referências

1. AGURTO-DETZEL; H., ASSUMPÇÃO; M. BIANCHI, M.; PIRCHINER, M. Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. In: LANDGRAF, A., KÜBLER, S., HINTERSBERGER, E., STEIN, S. (Ed.). **Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions**. London: Geological Society Special Publications, 2017. p. 73-90.
2. ANGELIER, J.; MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 19, n. 6, p. 1309-1318, 1977. DOI: 10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309
3. ASSUMPÇÃO, M.; DIAS, F.B.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFF, J.B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278-295, 2016. DOI: 10.1016/j.sames.2016.07.005
4. BARCELOS, J.H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar for a do estado de São Paulo**. Tese Livre-Doc – IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1984. 190 p.
5. BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: MANTESSO-NETO, V. (et al.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 95-111.
6. BEESON, H. B.; MCCOY S. W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth And Planetary Science Letters**, v. 475, p. 34-43, 2017. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.07.010
7. BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, S. L.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. C.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical, and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 4, p. 915-944, 1986. DOI: 10.1093/petrology/27.4.915
8. BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 19, n. 4, 1995. DOI: 10.1177/030913339501900402
9. BOULTON, S. J.; STOKES, M.; MATHER, A. E. Transient fluvial incision as an indicator of active faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas. **Tectonophysics**, v. 633, p. 16-33, 2014. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.06.032
10. BULL, W. B. **Tectonically active landscapes**. Chichester: Wiley-Blackwell, 2007. 320 p.
11. BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.A. **Tectonic Geomorphology**. 2ª Ed. Malden: Blackwell Science, 2011. 468 p.
12. CALEGARI, S. S.; AIOLFI, T. R.; NEVES, M. A.; SOARES, C. C. V.; MARQUES, R. A.; CAXITO, F. A. Filling Materials in Brittle Structures as Indicator of Cenozoic Tectonic Events in Southeastern Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 43, n. 2, p. 237-254, 2020. DOI: 10.11137/2020\_2\_237\_254
13. CALEGARI, S. S.; PEIFER, D.; NEVES, M. A.; CAXITO, F.A. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). **Geomorphology**, v. 393, n. 15, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107946
14. CAMPOS, D. S.; SANTOS, M.; MARQUES, K. P. P.; SILVA, A. C.; TORRADO, P. V. Impact of tectonic topographic rejuvenation in landscapes with high bedrock/duricrust strength: Insights from geomorphic evidence in a post-rifted region (SE Brazil). **Geomorphology**, v. 435, 2023. DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108749
15. CHAVEZ-KUS, L.; SALAMUNI, E. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno - Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.4, p.439-454, 2008. DOI: 10.25249/0375-7536.2008383439454
16. CIANFARRA, P.; PINHEIRO, M. R.; VILLELA, F. N. J.; SALVINI, F. Intraplate Strike-Slip Corridor within South America (NE Border of the Paraná Basin) Unveiled by Structural Analysis of Faults and Fracture Swarms. **Geosciences**, v. 12, v. 2, 2022. DOI: 10.3390/geosciences12020101
17. COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v.106, n.5, p.571-581, 1994. DOI: 10.1130/0016-7606
18. CREMON, É. H.; BETTIOL, G. M.; MAGNA JUNIOR, J. P.; MACEDO, F. C.; RABELO, M. W. O. Evaluation of altimetry from the COP-30 DEM in central-western Brazil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 74, n. 3, p. 536-546, 2022. DOI: 10.14393/rbcv74n3-60846
19. DAVIS, W. M. **The Rivers and Valleys of Pennsylvania**. Kessinger Publishing, 1889. 76 p.
20. DELVAUX, D.; SPERNER, B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. **Geological Society Special Publications**, v. 212, n. 1, p. 75-100, 2003. DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06
21. ESRI Inc. **ArcGIS Desktop: Release 10**. Environmental Systems Research Institute, Redlands, CA, 2016.
22. European Space Agency, Sinergise. **Copernicus Global Digital Elevation Model**. Distributed by Open Topography, 2021.

23. FARIAS, T.F.S.; SALAMUNI, E.; PEYERL, W.R.L.; GIMENEZ, V.B. Post-Cretaceous brittle tectonics in the tunas Alkaline Complex, Paraná, Brazil. **Brazilian Journal Geology**, v. 52, n. 3, p. 1-24, 2022. DOI: 10.1590/2317-488920220210041
24. FERNANDES, A. J.; AMARAL, G. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 8, p. 911-931, 2002. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00078-5
25. 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. 1982. 170p.
26. FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, v. 10, n. 5, p. 969-973, 1974. DOI: 10.1029/WR010i005p00969
27. FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. Short Communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, v: 7, n. 1, p: 87-95, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-87-2019
28. FRANCO-MAGALHÃES, A.O.; HACKSPACHER, P.C.; GLASMACHER, U.A.; SAAD, A.R. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v: 99, n. 7, p. 1599-1613, 2010. DOI: 10.1007/s00531-010-0556-8
29. FRANK, H. T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Rewiew 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. DOI: 10.22456/1807-9806.17874
30. FURRIER, M.; SILVA, I. C. Geomorphology, morphometry and evidence of tectonics in the Araçaji Chart, Eastern Edge of Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 4, p. 1570-1586, 2020. DOI: 10.26848/rbgf.v13.4.p1570-1586
31. FURRIER, M.; SILVA, I. C. Application of morphometric indices for the investigation of the structural and tectonic influences on the landform of the Atlantic-Type Continental Margin, Paraíba – Brazil. **Mercator**, v.20, e20014, p. 1-21, 2021. DOI: 10.4215/rm2021.e20014
32. GALLEN, S. F.; THIGPEN, J. R. Lithologic Controls on Focused Erosion, and Intraplate Earthquakes in the Eastern Tennessee Seismic Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 45(18), p. 9569-9578, 2018.
33. GIMENEZ, V.B.; SALAMUNI, E.; SANTOS, J.M.S.; PEYERL, W.R.L.; FARIAS, T.F.S.; SANCHES, E. The role of fault reactivation in the geomorphological evolution of costal landforms on passive continents margins: evidence from a tectonic estuary in the southern Brazil. **Geomorphology**, v 402, p. 1-22, 2022. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108132
34. GOMES, A.S.; LICHT, O.A.B.; VASCONCELLOS, E.M.G.; SOARES, J.S. Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central portion of the state of Paraná, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p.253-269, 2018. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.09.002
35. GUTH, P. L.; GEOFFROY, T. M. LiDAR point cloud and ICESat-2 evaluation of 1 second global digital elevation models: Copernicus wins. **Transactions in GIS**, v. 25, n. 5, p. 2245-2261, 2021. DOI: 10.1111/tgis.12825
36. HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258-A, p. 80-97, 1960.
37. HARE P.W.; GARDNER T.W. **Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica**. In: MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Symposia**. 1985. p.76-104.
38. HARBOR, D.; BACASTOW, A.; HEATH, A.; ROGERS, J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, v.28, n. 1, p.23-36, 2005.
39. HERGARTEN, S.; ROBL, J.; STUWE, K. Tectonic geomorphology at small catchment sizes extensions of the stream-power approach and the method. **Earth Surface Dynamics**, v. 3, n. 3, p. 689-714, 2015. DOI: 10.5194/esurfd-3-689-2015
40. HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.51, p.2246-2259. 1965. DOI: 10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D
41. HOWARD, E. B.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 739-752, 1983. DOI: 10.1130/0016-7606
42. JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v: 213, p: 13-23, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.12.037
43. KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape**. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002. 432p.
44. KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v: 44, p: 54-75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009
45. LICHT, O. A. B. A Revised Chemo-chrono-stratigraphy 4-D model for the extrusive rocks of Paraná Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 32-54, 2016. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.12.003

46. MILANI, J. M.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozoicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998. DOI: 10.25249/0375-7536.1998473484
47. MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**: v.15, n.2, p.265-287, 2007.
48. MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; HURST, M. D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 505-523, 2018. DOI: 10.5194/esurf-6-505-2018
49. 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, n. 13, p. 287-299, 2013. DOI: 10.20502/rbg.v14i3.402
50. PEIFER, D.; CREMON, É.H.; ALVES, F.C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDES: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732
51. PEYERL, W. R. L.; SALAMUNI, E.; SANCHES, E.; NASCIMENTO, E. R.; SANTOS, J. M.; GIMENEZ, V. B.; SILVA, C. L.; FARIAS, T. F. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brasil. **Bras. Jour. of Geology**, v: 48, n. 3, 2018. DOI: 10.1590/2317-4889201820170110
52. PERRON, J.T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes Landforms**, v. 38, p. 570-576, 2013. DOI: 10.1002/esp.3302
53. PINHEIRO, M. R.; CIANFARRA, P.; VILLELA, F. N. J.; SALVINI, F. Tectonics of northeastern border of the Paraná Basin (Southeastern Brazil) revealed by lineament domain analysis. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102231
54. PINHEIRO, M. R.; CIANFARRA, P. Brittle deformation in the Neoproterozoic basement of southeast Brazil: Traces of intraplate Cenozoic tectonics. **Geosciences**, v: 11, n. 7. 2021. DOI: 10.3390/geosciences11070270
55. PURINTON, B.; BOOKHAGEN, B. Beyond Vertical Point Accuracy: Assessing Inter-pixel Consistency in 30 m Global DEMs for the Arid Central Andes. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, p.1-24, 2021. DOI:10.3389/feart.2021.758606.
56. QGIS Development Team. **QGIS Geographic Information System (versão 3.10)**. 2021. Disponível em: <<http://qgis.osgeo.org>>.
57. RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1989. 256 p.
58. RICCOMINI, C. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: Relações com a tectônica Mesozoica-Cenozoica do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 79-84, 1995. DOI: 10.25249/0375-7536.19957984
59. SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1998. 235 p.
60. SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.4, p.469-478, 2004. DOI: 10.25249/0375-7536.2004344469478
61. SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995. DOI: 10.25249/0375-7536.1995151164
62. SANTOS, J. M.; SALAMUNI, E.; SILVA, C. L.; SANCHES, E.; GIMENEZ, V. B.; E. R., SANTOS. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. **Geomorphology**, v. 328, p. 138-156, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.12.016
63. SANTOS, J. M.; SALAMUNI, E.; MORALES, N.; CASTRO, L. G.; SILVA, C. L.; SOUZA, I. A.; GIMENEZ, V. B.; OLIVEIRA, S. P. Aeromagnetic and structural characterization of dyke swarms in southeast Brazil: Evidence for Cenozoic reactivation of the Guapiara lineament, Ponta Grossa arch. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 129, 2023. DOI: 10.1016/j.jsames.2023.104523
64. SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. C. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, n. 2, 2006. DOI: 10.20502/rbg.v7i2.74
65. SANTOS, M. DOS; LADEIRA, F. S.B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 20, n. 2, 2019b. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1564
66. SANTOS, M. DOS; LADEIRA, F. S.B.; BATEZELLI, A.; NUNES, J.O.R.; SALAMUNI, E.; SILVA, C.L. DA; MOLINA, E.C., MORAES, I.C. Interactions between tectonics, bedrock inheritance and geomorphic responses of rivers in a post-rifting upland (Ponta Grossa Arch region, Brazil). **Brazilian Journal Geology**, v. 52, n.1, p. 1-26, 2022. DOI: 10.1590/2317-4889202220210002
67. SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2000. 290 p.

68. SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 4, p. 821-839, 2017. DOI: 10.5194/esurf-5-821-2017
69. SILVA, B. A.; CALEGARI, M. R.; PINHEIRO, M. R.; FUJITA, R. H. Lithostructural and tectonic determinants in the geomorphic evolution of the basalt plateau – southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 110, 2021. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103351
70. SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios Cascata e Tinto, litoral norte do estado da Paraíba – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1505
71. 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**, v. 26, n.4, p. 297-311, 2007.
72. SOARES, P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Tese (Professor Titular) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 1991. 131p.
73. STAIN, S.; MAZZOTTI, S. Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. **Geological Society of America**, v. 425, 402p, 2007. DOI: 10.1130/SPE425
74. 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**, v.24, p. 203-227, 2007. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.05.003
75. The Mathworks Inc. **MATLAB (Version 18.3.0)**. Natick, Massachusetts, USA, 2018.
76. THIEDE, D.S.; VASCONCELOS, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results. **Geology**, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010. DOI: 10.1130/G30919.1
77. WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape timescales, and research needs. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104 (B8), p. 17661-17674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120
78. WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107 (B2), p. ETG 3-1-ETG 3-20, 2002. DOI: 10.1029/2000JB000044
79. WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUIOMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2016. DOI: 10.1002/2016JF003973
80. WHITTAKER, A. C.; BOULTON, S. J. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. **Geophysical Research Earth Surface**, v. 117, F02024, 2012. DOI: 10.1029/2011JF002157
81. WILLET, S. D.; BRANDON, M. T. On steady states in mountain belts. **Geology**, v. 30, n. 2, p. 175-178, 2002. DOI: 10.1130/0091-7613
82. WILLET, S.; MCCOY S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C.Y. Dynamic Reorganization of River Basins. **Science**, v. 343, n. 6175, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765
83. WOBUS, C.; WHIPPLE, K.X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. 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**. Geological Society of America Special Paper, v. 398, p. 55–74, 2006. DOI: 10.1130/2006.2398(04)
84. WOLPERT, J. A.; & FORTE, A. M. Response of transient rock uplift and base level knickpoints to erosional efficiency contrasts in bedrock streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 46, n. 10, p. 2092-2109, 2021. DOI: 10.1002/esp.5146
85. ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Coords.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. PETROBRAS, p. 135-168, 1990.
86. ZOBACK, M. L. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B8, p. 11703-11728, 1992. DOI: 10.1029/92JB00132



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.