

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Relatório Final
(TF-2021/45)

Capturas de drenagens na Serra do Mar, possíveis causas e
consequências

Tayna Galiano de Souza
Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Co-orientador: M.Sc. Fernando Machado Alves

São Paulo, 2021

Sumário

1 INTRODUÇÃO	2
1.1 Localização	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E METODOLÓGICA	4
2.1 Contexto Geomorfológico	4
2.2 Contexto Hidrográfico	5
2.3 Contexto Geológico	7
2.4 Contexto da Geologia Estrutural Rúptil	9
2.4.1 Juntas de alívio de tensão	10
2.5 Contexto tectônico e da evolução da Serra do Mar	10
3 MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 Análise morfométrica e do modelo digital de elevação	12
3.1.1 Modelo digital de elevação	13
3.1.2 Extração de lineamentos morfoestruturais	13
3.1.3 Hipsometria	14
3.1.4 Declividade e orientação de vertentes	14
3.1.5 Rugosidade	15
3.1.5 Superfícies de base	15
3.3 Atividades de campo e coleta de dados estruturais	15
3.4 Análise da rede de drenagem	16
4. RESULTADOS OBTIDOS	19
4.1 Lineamentos morfoestruturais	19
4.2. Análise morfométrica	20
4.2.1 Carta de superfícies de base	23
4.1. Levantamento geológico e estrutural	26
4.3. Caracterização hidrográfica	27
4.3. Análise das sub bacias dos divisores de água	31
5. DISCUSSÃO	34
6. CONCLUSÕES	36
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37
ANEXO A - Lineamentos morfoestruturais e levantamento bibliográfico de dados rúpteis;	43
ANEXO B - Análise morfométrica	50
ANEXO C - Caracterização hidrográfica;	55
ANEXO D - Descrição dos locais descritos no levantamento de campo	62

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu modelo moral, Jesus, e a todos aqueles que vibraram na mesma frequência em outras partes do mundo. Ensinando que o amor, respeito e a honestidade é o que realmente importa, o resto... é resto.

Segundamente gostaria de agradecer ao meu coorientador Fernando Machado Alves, o Lampião, a quem considero meu Mestre Yoda e a quem admiro como gerente, profissional e pessoa. Foda você é. Sem sua perseverança, talvez eu ainda estivesse montando o sumário deste trabalho.

Gostaria de agradecer à minha mãe, por me ensinar a ser uma boa pessoa, ao meu pai por insistir nos meus estudos e ao meu irmão por me mostrar que eu sou capaz de amar incondicionalmente alguém.

Gostaria de agradecer ao Professor Claudio Riccomini, sempre preciso nos seus comentários. Espero que um dia eu consiga ver o que você viu em 1989.

Gostaria de agradecer à Angela e ao Vitor, com os quais divido o meu dia a dia e por proporcionarem os inúmeros aprendizados da convivência e da amizade.

Gostaria de agradecer à Marília e ao Gustavo, meus amigos de longa jornada. Não vejo a hora de comemorarmos a entrega deste tão falado trabalho.

Gostaria de agradecer à Mariana Ghetler, minha terapeuta que me impede de enlouquecer de vez.

Gostaria de agradecer ao Sihing Célio Roberto dos Santos, meu professor de uma das minhas disciplinas preferidas, o estilo Choy Lai Fut, de Kung Fu.

Gostaria de agradecer a todos aqueles que ajudaram tecnicamente neste trabalho.

Ao geólogo Adalberto Aurélio de Azevedo (Barba)

À geógrafa Michele Flores Pereira

Ao geógrafo Adão Lanzieri Modesto

Ao geólogo Pedro Machado Simões (Skrotho)

e às futuras geólogas Mariana Branco Barbosa (Grosa), Laine Melo de Carvalho (Fugida) e Nayara Coelho da Silva.

Por fim, mas não menos importante, gostaria de agradecer a todos aqueles pelos quais tenho um carinho muito grande; amigos da geologia, amigos da Regea e da vida afora, com os quais estou sempre em contato, seria injusto se não colocasse o nome de todos que deveriam estar aqui, mas tenho certeza que os sujeitos ocultos desse agradecimento sabem que o são, pois não perco a oportunidade de dizer para vocês o quanto agradeço a amizade de cada um.

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo investigar a interação da rede de drenagem com o relevo da porção central da Serra do Mar, mais precisamente na área do Planalto de Paraitinga entre Caraguatatuba e Ubatuba, no contexto tectônico da evolução da serra. Procura-se correlacionar esse cenário com o recuo da linha de escarpa e as contínuas capturas de drenagem que ocorrem para o oceano, assim como as que ocorrem entre as bacias do planalto.

Para compreender como tais capturas se relacionam com o quadro geológico, geomorfológico e tectônico rúptil, foram empregadas técnicas morfométricas de hipsometria, declividade, rugosidade e extração de lineamentos morfoestruturais a partir de MDE, análise da rede hidrográfica com enfoque nos padrões de drenagem e feições de captura e como produto de ambos, foi produzida uma carta de superfícies de isobase. O modelo estrutural rúptil sob o qual os resultados foram analisados foi embasado em levantamentos bibliográficos que foram confirmados com levantamentos de campo.

Os resultados indicam que o recuo da escarpa segue de maneira geral a direção ENE condicionada pelas estruturas pré-ordovicianas, mas com forte influência de fases tectônicas mais recentes. O controle litológico também é marcante, com as rochas de diferentes competências exercendo papel fundamental na manutenção do divisor de águas, no comportamento do traçado do rio Paraibuna e também nas superfícies de base e a relação com a hidrografia. Além dos lineamentos ENE-WSW característicos do trend principal, foram constatados lineamentos NW-SE e N-S, esse último varia de NNW-SSE a NNE-SSW, de baixa expressão no relevo, mas devidamente presente no substrato, sendo indicativo de estar associados a fluxos fissurais de águas subterrâneas, e assim um importante contribuinte de processos de decapitação de drenagem, e possivelmente uma destacada forma de rearranjo de drenagem. As análises da rede hidrográfica identificou evidências das capturas de drenagem próximo ao divisor de águas, com trechos caracterizados por bottom-up e migração lateral.

ABSTRACT

The work objective is to investigate the interaction of the drainage network with the relief of the central portion of the Serra do Mar, more precisely in the area of the Paraitinga Plateau between Caraguatatuba and Ubatuba, in the tectonic context of the mountain range evolution. The main goal is to correlate this scenario with the retreat of the scarp line and the continuous drainage capture that flows to the ocean, as well as those that occur between the plateau basins.

To understand how such basins are related to the geological, geomorphological, and brittle tectonic framework, there were used morphometric techniques of hypsometry, slope gradient, roughness, and extraction of morphostructural lineaments from DEM, analysis of the hydrographic network focusing on the drainage patterns and on the features of drainage capture and as a product of both, resulting in an isobase surface chart. The brittle structural model under which the results were analyzed was based on bibliographic surveys that were confirmed with field surveys.

The results indicate that the scarp retreat generally follows the ENE direction conditioned by pre-Ordovician structures, but with a strong influence of more recent tectonic phases. The lithological control is also remarkable, with rocks of different competencies playing a fundamental role in the maintenance of the drainage divisor, in the characteristics of the Paraibuna river layout, and also in the base surfaces and its relationship with hydrography. In addition to the ENE-WSW lineaments characteristic of the main trend, NW-SE and NS lineaments were found, with the latter ranging from NNW-SSE to NNE-SSW, of low expression in the relief, but duly present in the substrate, indicating that it is associated with groundwater fissure flows, and thus an important contributor to drainage decapitation processes, and possibly a prominent form of drainage rearrangement. Analysis of the hydrographic network identified evidence of drainage captures close to the drainage divisor, with stretches characterized by bottom-up and lateral migration.

1 INTRODUÇÃO

Captura de drenagem é uma anomalia da rede de drenagem que consiste no desvio do fluxo de água de um canal, por outro canal de menor nível de base (Pederson, 2001). Suas causas, segundo Bishop (1995), podem estar associadas à dinâmica da erosão fluvial, migração de canal, que podem ser influenciadas pela tectônica local ou eventos catastróficos, enquanto suas consequências reverberam tanto no remodelamento da paisagem, como aporte e proveniência sedimentar, além de ter implicações significativas na distribuição da biota local.

Para este estudo, a aplicação na região do Planalto Atlântico pode ser de interesse para o desenvolvimento dessa linha de pesquisa, uma vez que são conhecidas capturas de drenagens em diferentes escalas, como aquelas das cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul (Ab'Sáber 1957) e a do Rio Guaratuba (Oliveira 2003, Ribeiro et al. 2006). Além do reconhecido recuo da linha de escarpa da Serra do Mar, que promove contínuas capturas de redes de drenagens para o oceano Atlântico.

Almeida & Carneiro (1998), apontam que um evento tectônico iniciado no Paleoceno seria responsável pelo surgimento da Serra do Mar, amparado pela afirmação de Cogné et al. (2011) que indicam que em uma área do embasamento cristalino da Serra do Mar sob influência do Arco de Ponta Grossa, houve um soerguimento acompanhado de erosão de 2 a 5 km. Nessa afirmação descartou-se a hipótese de ter sido resultado dos importantes falhamentos neotectônicos presentes no seu sítio atual.

O intenso processo erosivo desencadeado pelo soerguimento, teria recuado a linha de escarpa por erosão diferencial regressiva, atuante em um substrato de extrema diversidade litológica e estrutural, condicionado principalmente pelos lineamentos pré-cambrianos e a morfotectônica manifestada no Planalto Atlântico durante o Paleógeno e Mioceno. Como consequência deste soerguimento e erosão, todo o conjunto de rochas pré-cambrianas foi submetido a um efeito de alívio de carga, que originou um fraturamento de baixo ângulo nas rochas cristalinas do sudeste do Brasil (Almeida & Carneiro, 1998). E nesse contexto, de multi-complexidade da evolução do relevo, com intensa atividade de capturas de drenagem para o oceano, espera-se que os resultados desse trabalho possam contribuir com o entendimento dos mecanismos das capturas de drenagens, que constituem um dos principais agentes modeladores da paisagem.

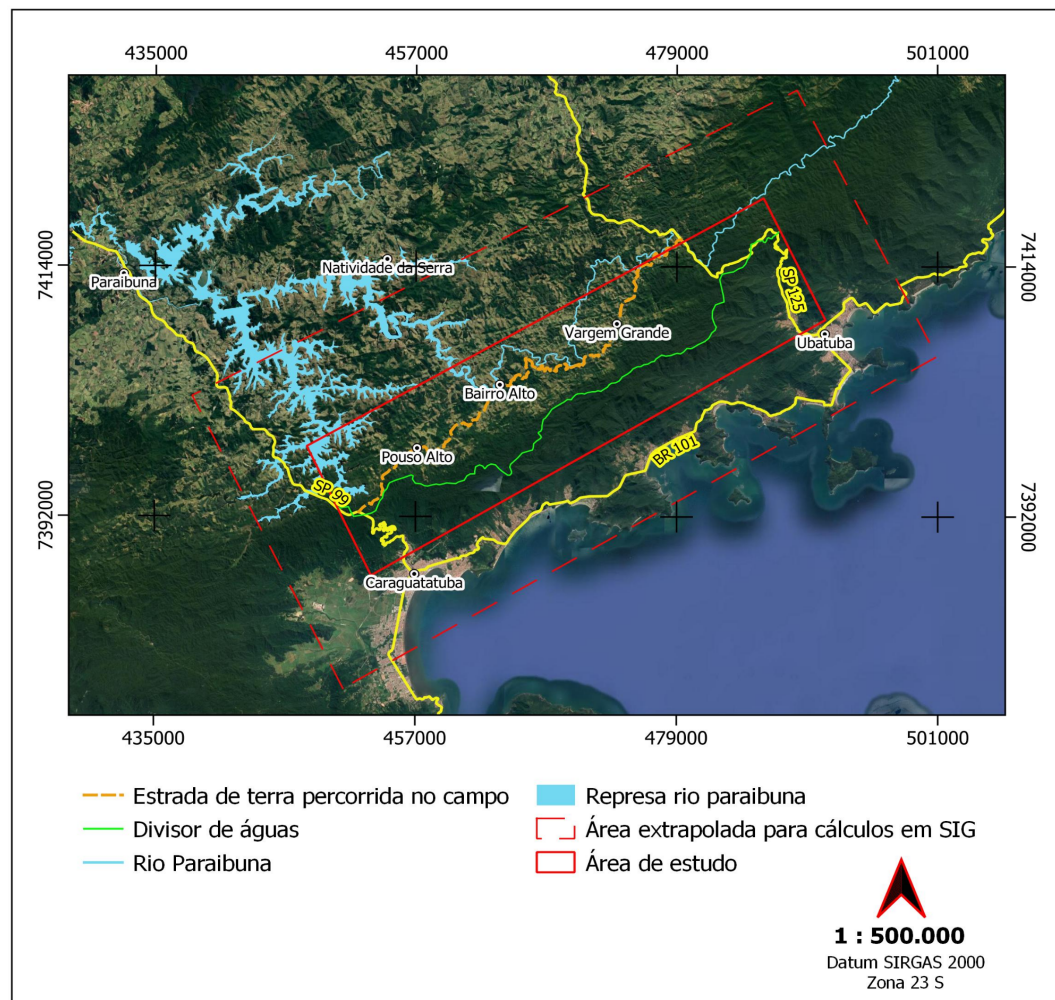
Para isso, pretende-se empregar uma integração das análises morfométricas e da rede de drenagem, com as informações de litologia e da geologia estrutural rúptil, para verificar sua relação com as capturas. É esperado que ao final, seja possível caracterizar as subbacias capturadas e não capturadas, além daquelas nas proximidades do divisor de águas, determinando se ocorreram preferencialmente ao longo de drenagens instaladas em

lineamentos morfoestruturais oriundos tanto das fases de deformação dúctil-rúptil pré-ordovicianas, quanto pela tectônica rúptil pós-ordovicianas, em regiões de maior predisposição, relacionadas por exemplo à escarpa da Serra do Mar, ou se seguem as condicionantes do embasamento e da dinâmica superficial, ou ambas.

1.1 Localização

A área de estudo é representada por um retângulo de aproximadamente 540 km², entre as latitudes 7.419.797 e 7.386.854 sul e longitudes 486.338 e 453.395 oeste, zona 23K. Está localizada entre as rodovias Oswaldo Cruz (SP 125) e Tamoios (SP 99), que podem ser acessadas a partir da BR 116 (Rod. Presidente Dutra), e contempla os municípios Vargem Grande, Bairro Alto e Pouso Alto, localizados no planalto e por onde foi realizado o percurso do trabalho de campo em estrada de terra. Como pode ser visto na **Figura 1**, parte do rio Paraibuna corre na área, assim como parte do reservatório de Paraibuna. A área extrapolada para cálculos em SIG, com intuito de desprezar os efeitos de bordas, também é mostrada na imagem.

Figura 1 - Localização da área de estudo com seus principais componentes.



Elaborado pelo Autor (2022)

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E METODOLÓGICA

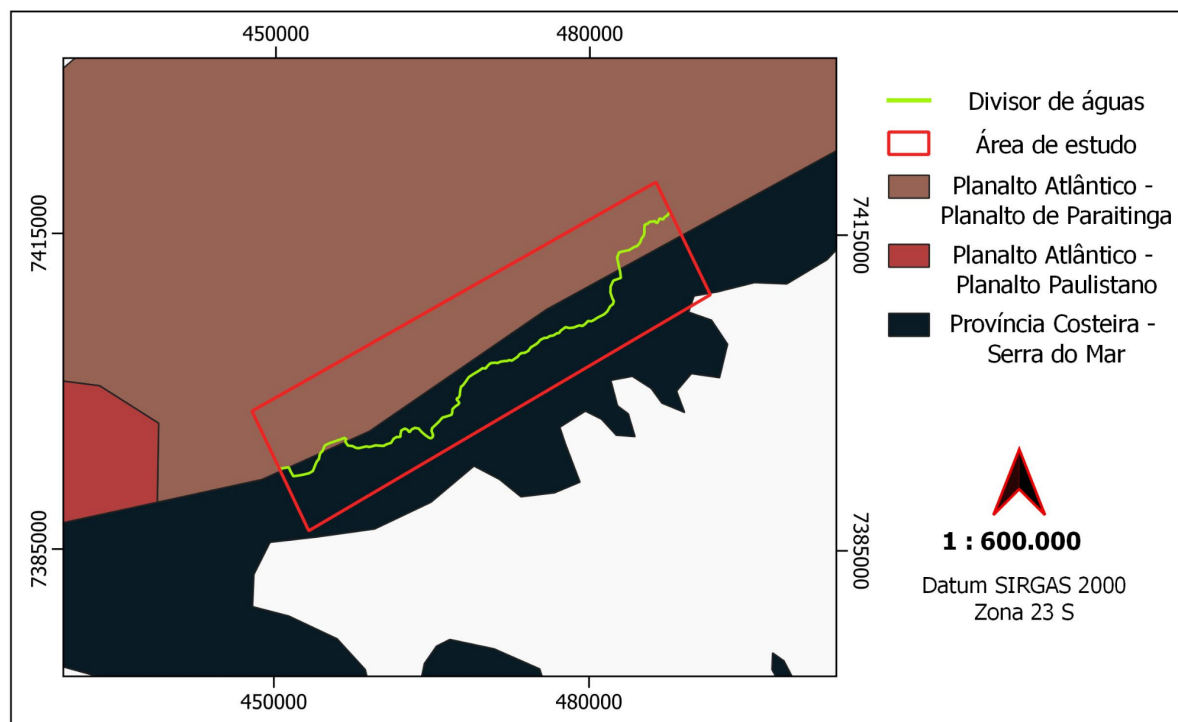
2.1 Contexto Geomorfológico

Segundo a divisão geomorfológica para o Estado de São Paulo (Almeida 1964), a região centro-norte da área de estudos está inserida no Planalto Atlântico, caracterizado como uma região de terras altas, da ordem 700-800m de altitude, constituído predominantemente por rochas cristalinas pré-cambrianas, cortadas por rochas intrusivas básicas e alcalinas mesozóico-cenozóicas. Essas são recobertas por depósitos das bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté e sedimentos aluviais mais recentes, associados à robusta drenagem sobre o planalto. Almeida (1964) ainda propôs um zoneamento do Planalto Atlântico, que nas imediações da área de estudo se refere ao Planalto de Paraitinga, contido na porção nordeste da área e o Planalto Paulistano, que ocorre nas imediações a leste.

O Planalto de Paraitinga é caracterizado por um relevo de mares de morros, com os morros alongados, de curvatura convexa e altas inclinações em suas encostas. Em sua porção central apresenta relevo suave, onde estão presentes colinas e morros cristalinos com altitude entre 715 e 900 metros, sustentados predominantemente por micaxistos. Na área de estudo ainda tem-se o compartimento da Morraria do Embu, que compreende terrenos cristalinos nas bordas oeste, sul e leste da Bacia de São Paulo e a sul da Bacia de Taubaté, com altitudes elevadas e processos de evolução de vertentes de maior dinâmica, onde está instalada uma rede de drenagem muito densa.

Na porção sul da área, o relevo é sustentado pela unidade da Província Costeira, também subdividida em zonas, as quais aparecem na área de estudos como na zona de Serras Costeiras, mais especificamente a subzona correspondente à Serra do Mar, e a zona de Baixadas Litorâneas, que aparecem de maneira limitada no extremo sul da área. A primeira é formada por escarpas abruptas e festonadas, configurando-se em anfiteatros sucessivos, separados por espigões (de Paula et al. 2008). Na área atinge cotas que vão desde 800 a 1150 m. Sua composição é similar à da unidade do Planalto. As Baixadas Litorâneas possuem relevo mais suave e baixas altitudes, e são constituídas de depósitos sedimentares recentes diversificados, ainda inconsolidados.

Figura 2 - Mapa geomorfológico.



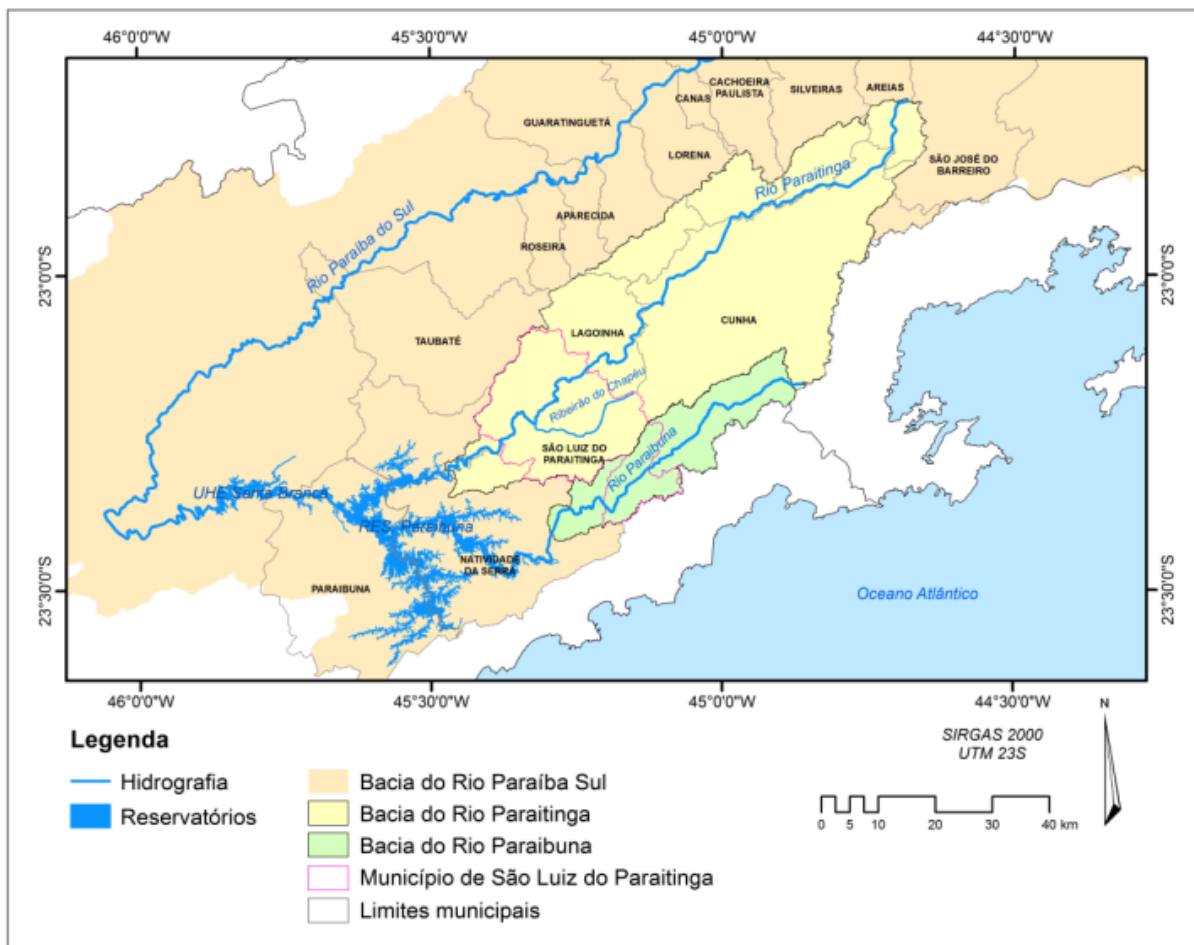
Modificado de Almeida (1964).

Destacando que na **Figura 2** acima, observa-se entre o limite da província Costeira e do Planalto Atlântico, em escala de menor detalhe em relação ao traçado do divisor.

2.2 Contexto Hidrográfico

A área de estudo está localizada em sua maior parte na bacia do Rio Paraibuna, mas na sua parte meridional, também se relaciona com as drenagens que correm diretamente para o oceano. O Rio Paraibuna pertence ao trecho paulista da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul, classificado pela Agência Nacional das Águas (ANA) como parte da região hidrográfica do Atlântico Sudeste (ANA, 2016). A bacia do rio Paraíba do Sul paulista (UGRHI 02) tem uma área aproximada de 14.510 km², que abrange as nascentes dos rios Paraitinga e Paraibuna, sendo que o segundo, nasce a cerca de 1200m de altitude, na Serra do Mar, no município de Cunha, São Paulo. A **Figura 3** a seguir apresenta a Bacia do Rio Paraibuna com área de 440,6 km².

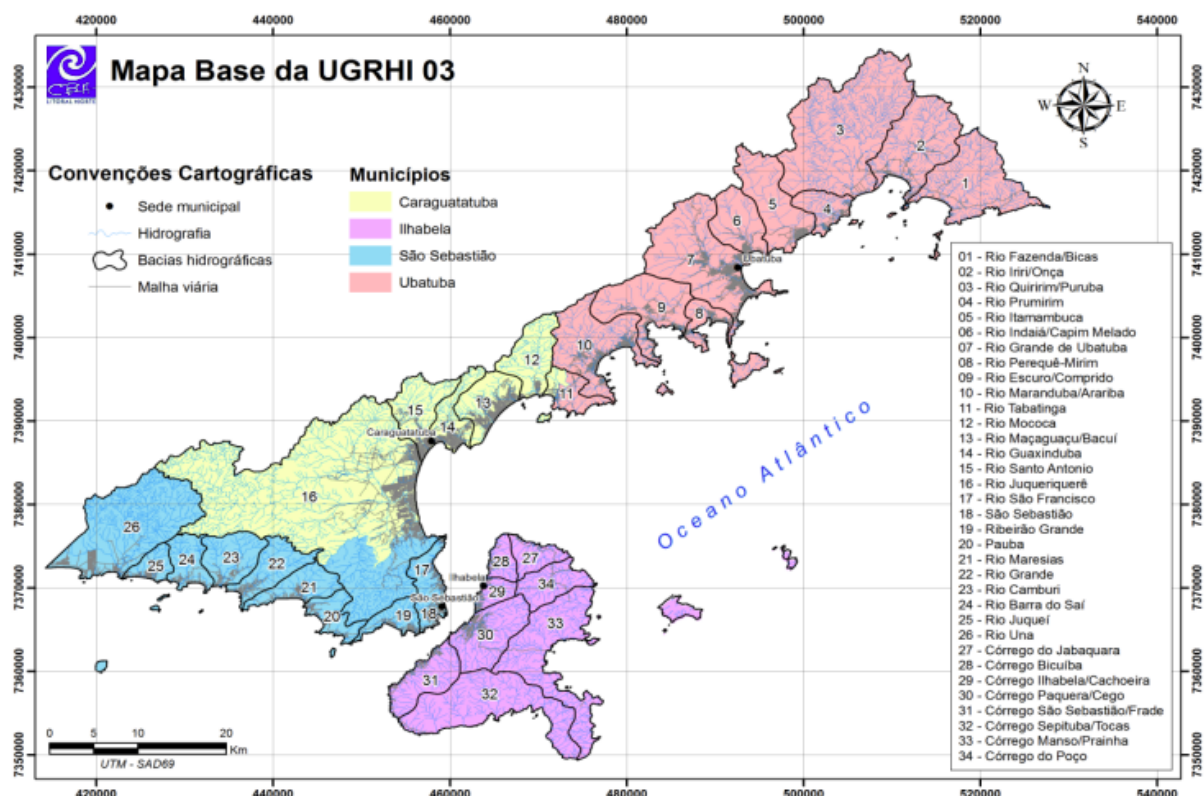
Figura 3. Bacia hidrográfica do Rio Paraibuna e parte da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (UGRHI 2).



Fonte: Arguello 2017.

As vertentes das drenagens que correm diretamente para o Oceano Atlântico, fazem parte da UGRHI 03, correspondente ao Litoral Norte e que possui 1.987 km² de extensão territorial (SRHSO/DAEE, 1999), dos quais 1.592 km² são áreas continentais. A Bacia Hidrográfica do Litoral Norte é organizada em 34 sub bacias relacionadas aos principais rios que deságuam no Oceano Atlântico, sem se conectarem. A área de estudo compreende os Rios de 07 a 15 apresentados na **Figura 4** a seguir.

Figura 4. Bacia Hidrográfica do Litoral Norte (UGRHI 03). Fazem parte da área de estudo as subbacias relacionadas aos rios de 07 a 15.



Fonte: SIGRH (2019).

Para a utilização nas atividades do projeto, foram consultadas as bases de dados da ANA (2021). Para a rede hidrográfica corresponde à UGRHI 02, a rede de drenagens escolhida é da própria base de dados da ANA, do ano de 2017, nas quais os trechos já vêm ordenados segundo Strahler (1957). Para a rede hidrográfica da UGRHI 03, as drenagens foram vetorizadas a partir do Plano de Bacias Hidrográficas do Litoral Norte (UGRHI 3), realizado em 2017 pelo Comitê de Bacia Hidrográfica do Litoral Norte-CBH-LN, (SIGRH 2019), que representam maior detalhamento que àquelas encontradas no repositório da ANA.

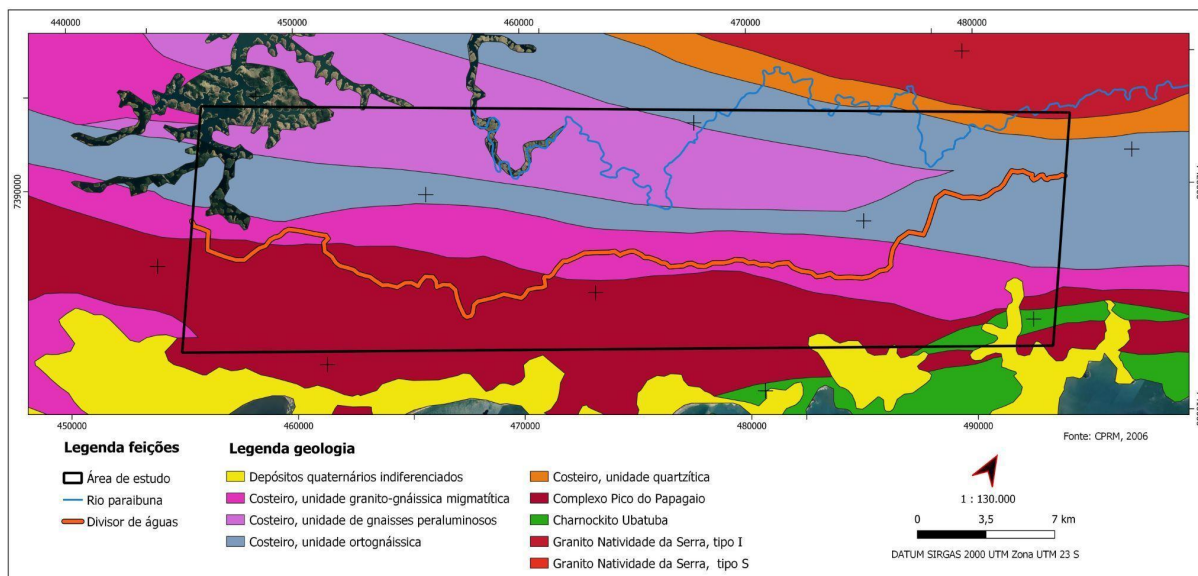
2.3 Contexto Geológico

A área de estudo está situada no Segmento Central da Província Mantiqueira (Heilbron et al. 2004). No Estado de São Paulo, está inserida na porção central da Faixa Ribeira, que integra uma rede contínua de faixas móveis geradas entre 700 e 450 Ma, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana, com o principal período de atividade orogênica entre 670 e 480 Ma (Cordani et al. 2000). Ela se estende na direção aproximada NE-SW, por cerca de 1400 km ao longo da costa do Brasil. Limita-se ao norte com a Faixa

Araçuaí, de direção predominante NNE, e ao sul com uma pequena área cratônica, o Terreno Luís Alves.

A área de estudo, na porção central da Faixa Ribeira, está no contexto das rochas proterozóicas do Domínio Costeiro e granitóides do Terreno Serra do Mar, com ocorrência de zonas de cisalhamento majoritariamente dextrais com direções predominantes NE a ENE (Figura 5).

Figura 5. Mapa geológico da área de estudo, em escala 1:750.000.



Fonte: Modificado de CPRM, 2006

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui et al. (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. A unidade quartzítica tem ocorrência restrita, se limitando à região de Cunha - Paraibuna. São representadas por quartzitos, em camadas métricas e persistentes, que se intercalam com rochas calcissilicáticas e gnaisses peraluminosos (Fernandes 1991), e pela unidade quartzítica e os granitóides Natividade da Serra, nas quais o rio Paraibuna vem encaixado a nordeste, até adentrar na área de estudo, onde sofre diversas inflexões nas litologias referentes aos ortognaisses e aos gnaisses peraluminosos, que representam a porção norte da área, e é também na unidade peraluminosa onde o nível de base muda bruscamente. Na porção sul da área, estão presentes os litotipos granito-gnaiss migmatíticos e o complexo granítico Pico do Papagaio, principais responsáveis pela manutenção da linha do divisor de águas. A leste há a ocorrência da unidade de granitos charnockitóides, tipo C, sin- a tardi-colisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce, popularmente conhecido como Charnockito Ubatuba (NP3ay2Cub) (Perrotta et al. 2006). Depósitos quaternários ocorrem na costa e são representados por depósitos aluviais, litorâneos e detríticos, aqui indiferenciados

2.4 Contexto da Geologia Estrutural Rúptil

Nas estruturas geológicas da área de estudo, nas unidades do embasamento cristalino, Hasui et al (1978) descreveu estruturas reliquias, foliações, lineações, clivagens, dobras, falhas e juntas, as duas últimas de natureza rúptil. Quanto às consideradas dúcteis e dúcteis-rúpteis, têm-se nas foliações de gnaissificação/xistosidade e miloníticas as estruturas de maior relevância no desenvolvimento do terreno.

Na área de estudo, a partir dos levantamentos bibliográficos e de campo realizados, as foliações acompanham o trend regional NE a ENE, com a maioria mergulhando de maneira subvertical para norte. Tomba (2012) apresentou foliações secundárias com trend N a NNW, próximas à linha de costa na região de Ubatuba, mostrando as variações locais do *trend* das foliações, quando se faz uma análise regionalizada, variação essa também constatada em campo, com foliação NW nas proximidades de onde o Rio Paraíba faz a sua curva principal. Por fim, vale ressaltar as foliações miloníticas desenvolvidas nas rochas cataclásticas das zonas de transcorrência, que por vezes foram observadas sustentando o relevo linear.

Quanto às lineações, essas possuem os mais variados tipos, com destaques para aquelas que se associam a dobramentos, correspondendo a intersecção da xistosidade com a estratificação reliquia, rugosidades impressas no plano da xistosidade e aos eixos das dobras, e aquelas que se associam a falhas, representadas pelas estrias de atrito dado pelo movimento entre os blocos do plano de falha, na atividade de campo não foram encontradas lineações.

No que tange à geologia estrutural rúptil, estão presentes na área as falhas e as juntas. Quanto às falhas, são reconhecidos dois tipos, as de gravidade e as transcorrentes. As falhas de gravidade, são descritas com maior frequência nos trabalhos desenvolvidos próximos às bacias terciárias e apresentam idades distintas, podendo ocorrer de maneira individual isolada ou conjugada, formando escadarias ou horsts e grábens, que se associam com falhas antitéticas (Hasui et al. 1978) e teriam se aproveitado de outros planos de fraqueza anteriores, como planos de foliação e de juntas. Entretanto, Hasui et al. (1978), destacam que, apesar de poucas, existem falhas normais sem correspondência de descontinuidades pretéritas.

As juntas se manifestam em sistemas recentes que truncam as unidades antigas, incluindo as zonas de falha. O trabalho de Hasui et al. (1978), realizou um levantamento sistemático em pontos selecionados que mostrou uma variabilidade do comportamento das juntas ao longo da região, no que tange a orientação e frequência. Os sistemas dominantes seriam aqueles verticais a subverticais de direção ENE, NNE, NNW e WNW, com pouca

correlação com a foliação ou aos eixos de dobras, embora guarde posições transversais, paralelas e oblíquas simétricas a essas, que por sua vez concordam com o trend regional. Associados a esses sistemas, ocorrem sistemas inclinados, descritos por Hasui et al. (1978) como “em parte gerados por alívio de carga em tempos mais recentes”, fazendo uma possível correlação com as juntas de alívio. É notável que, excluindo-se os grandes lineamentos correspondentes às zonas de cisalhamento, os restantes coincidem com o sistema de juntas, as colocando, portanto, como condicionantes de importantes características da geomorfologia.

2.4.1 Juntas de alívio de tensão

Segundo Martel (2017), juntas de alívio de tensão, conhecidas também por *sheet joints*, são fraturas formadas a partir do alívio da carga litostática em função da denudação e evolução do relevo. Compartilham feições geométricas, texturais e cinemáticas com os outros tipos de juntas, porém diferem ao serem notavelmente curvas e subparalelas à superfície topográfica. Se desenvolvem preferencialmente em maciços de comportamento competente, como granitos, gnaisses, arenitos maciços, basaltos, entre outros. Tem papel importante no deslocamento de rocha, desenvolvimento do solo e posterior erosão, e por isso exercem um importante papel na dinâmica exógena que modela o relevo. Almeida & Carneiro (1988) apontam como um dos mais importantes mecanismos para a captura de drenagens.

Importante mencionar que, segundo Martel (2017), ainda são observadas na literatura outras hipóteses de formação dessas juntas, além da mais destacada de origem por alívio da carga litostática por denudação, também aparecem associações com intemperismo, insolação, *residual stress*, entre outros.

2.5 Contexto tectônico e da evolução da Serra do Mar

A evolução tectônica do sudeste do Brasil é resultado da superposição de esforços tectônicos desde o Pré-Cambriano, quando se registraram intensa fase dúctil, com período rúptil-dúctil no pré-Ordoviciano (Hasui et al. 2012), e predominantemente rúptil até o Cenozóico.

Neste contexto são apresentados a evolução do tectonismo deformador das rochas, separando-as pela idade dos eventos, compreendendo (i) as grandes zonas de cisalhamento dextrais, que agem como condicionantes dos eventos fanerozóicos, (ii) a abertura do Oceano Atlântico, e (iii) a formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil e seus principais eventos de deformação.

Quanto às zonas de cisalhamentos, a de principal importância na área é aquela que corresponde a Zona de Cisalhamento de Cubatão, e representa um sistema de falhas de

mais de 2000 km de comprimento. Sadowski (1991) designou-a como Sistema de Falhamento Cubatão, composto por zonas de cisalhamento extensas, subparalelas e de características similares, divididas nos segmentos de Lancinha, Cubatão e Além Paraíba. As falhas recebem nomes locais como Freire, Lancinha, dos Agudos Grandes, etc. A principal que adentra a área de estudos, é a falha do Bairro Alto.

Essas zonas de cisalhamento são geralmente miloníticas e de trend N30E a N70E (Sadowski 1991). Sua evolução é considerada extremamente complexa e envolve falhamentos inversos, transcorrentes dextrais e sinistrais, além de normais a oblíquos; ocorre também recristalização posterior e imposições de novas xistosidades em cataclasitos, a exemplo da falha de Cubatão. Os grábens de Taubaté, Resende, São Paulo e Curitiba, associados às bacias terciárias do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al. 2004), são observados dentro desse sistema de falhamento. O movimento dextral da Zona de Cisalhamento Cubatão estaria associado a uma colisão continental brasileira (Sadowski 1991), que colocou lado a lado rochas de alto e baixo grau metamórfico. Teve provável reativação no Meso-Cenozóico, provavelmente contribuindo para a estruturação atual da linha de costa, por ativação de estruturas paralelas à borda da Bacia de Santos.

O tectonismo cretáceo no contexto da abertura do Oceano Atlântico é representado pela Reativação Waldeniana (Almeida 1969), ou Reativação Sul-Atlântica (Schobbenhaus et al. 1984), que representam fenômenos que levaram à deformação e ruptura do Gondwana, ao desenvolvimento da margem continental passiva e à abertura do Oceano Atlântico. Teriam começado no Eocretáceo, com movimentos que ocorreram em pulsos desde o Cretáceo até o Cenozóico. Cogné et al. (2011) mostram que houve um soerguimento acompanhado de erosão de 2 a 5 km. Como consequência deste soerguimento, todo o conjunto de rochas pré-cambrianas foi submetido a um efeito de alívio de carga, que originou um fraturamento de baixo ângulo nas rochas cristalinas do sudeste do Brasil (Almeida & Carneiro 1998).

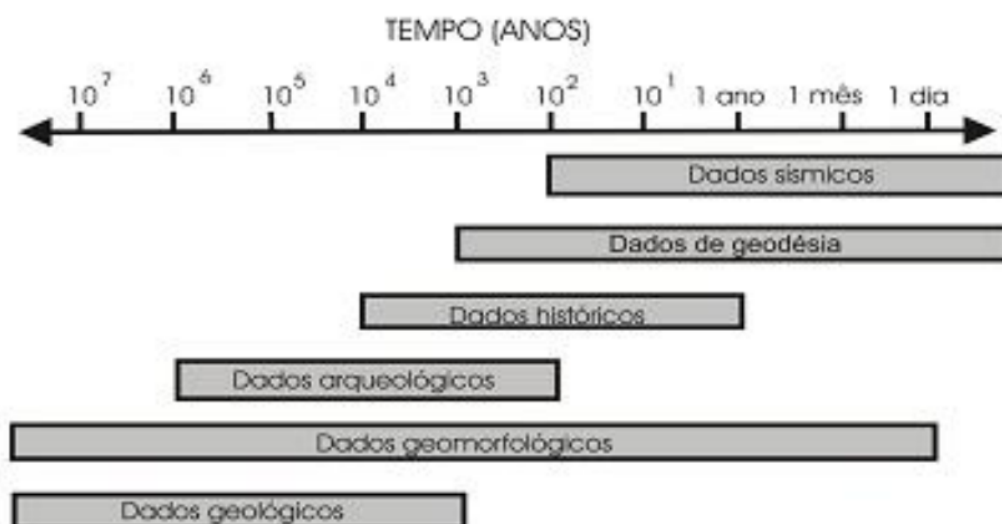
No início do Cenozóico, tem-se a formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), com eventos de deformação posteriores (Riccomini et al. 2004). A instalação do rift ocorreu durante o Paleógeno, entre os atuais estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, na região vizinha à costa, onde registra-se, além da deformação inicial de distensão NNW-SSE, que deu origem a depressão, mais fases tectônicas deformadoras que envolveriam novas reativações ao longo das falhas preexistentes, e em menor escala a geração de novas estruturas (Riccomini 1989, Riccomini et al. 2004). Os eventos deformacionais compreenderam: i) transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE, e localmente, compressão NE-SW, de idade neogênica (Mioceno?); ii) transcorrência dextral, com compressão NW-SE, de idade quaternária (Pleistoceno Superior); iii) distensão de direção WNW-ESE e idade holocena; e iv) compressão de direção E-W, holocena.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Análise morfométrica e do modelo digital de elevação

A atividade tectônica em uma dada região pode alterar seus padrões geomorfológicos e gerar anomalias que podem ser identificáveis por meio da observação de seus principais atributos, a topografia e a sua rede de drenagens. A caracterização dessas anomalias geomorfológicas em regiões afetadas por atividade tectônica torna-se importante em função da abrangência do intervalo de tempo dos registros dessa natureza, quando comparados a outras fontes de informação (**Figura 6**).

Figura 6 - Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas.



Fonte: Modificado de Vita-Finzi (1986).

Em estudos recentes, a análise morfométrica mostrou-se como uma importante ferramenta para a identificação de anomalias nos padrões geomorfológicos e, conseqüentemente, dos indicadores de movimentações tectônicas recentes, com exemplos nos trabalhos de Rodriguez 1993, Salvador & Riccomini 1995, Hiruma & Riccomini 1999, Chiessi 2004, Alves 2005, Hartwig 2006. Assim, a análise morfométrica tem sido empregada para avaliar discontinuidades geomorfológicas e caracterizar e definir unidades de análise, com o intuito de inferir feições tectônicas e auxiliar nas correlações dos dados de campo.

A partir de um MDE, foram criadas cartas temáticas de hipsometria, de orientação de vertentes, de declividade, de rugosidade de relevo, de densidade de drenagens e de

densidade de lineamentos, e ainda mapa de lineamentos estruturais a partir de sombreamento de relevo (Liu 1987, Riccomini & Crósta 1988, Grohmann 2004).

3.1.1 Modelo digital de elevação

O modelo digital de elevação (MDE) pode ser construído a partir da interpolação de pontos cotados ou de curvas de nível, estejam elas em formato raster ou vetor. Desta forma, para a geração do MDE pode-se optar por um método que utiliza curvas de nível vetorizadas a partir de folhas topográficas ou, alternativamente, pelo método de pontos cotados com espaçamento de grade, também conhecido como DEM (Digital Elevation Model) (Grohmann, 2004).

O MDE (Modelo Digital de Elevação) foi adquirido do satélite ALOS, mais especificamente a partir do seu sensor PALSAR, cuja resolução espacial é de 12,5m. Foi lançado em 2006 pela Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) e forneceu imagens até 2011. Sua obtenção se deu a partir do site <https://search.asf.alaska.edu/#/>. O MDE adquirido compreende a área limitada pelas coordenadas UTM 7377.301 - 7429.420, norte, e UTM 451.077 – 489.288, oeste, na zona 23K. A extrapolação da área de estudo teve o intuito de caracterizar anomalias situadas nas extremidades da área de trabalho, desprezando assim, os efeitos de borda.

3.1.2 Extração de lineamentos morfoestruturais

Para a identificação e extração dos lineamentos de sombreamento do MDE foram empregados quatro diferentes rumos de iluminação: i) W para E; ii) NW para SE; iii) N para S; e iv) NE para SW, todos com elevações de iluminação de 45°. Como forma de padronização, são obtidas fixando a escala de visualização do software (nesse caso QGIS 3.18.3-Zürich), e traçando apenas o que se destaca nessa escala de observação, de 1:100.000, fixada como limite de aproximação, e apenas os lineamentos destacados foram traçados, sempre observando ao menos duas condições de iluminação do relevo, mais ortogonais à feição.

Num segundo momento, as cartas temáticas de morfometria foram utilizadas para um assertivo posicionamento das feições lineares, procurando alocá-las nos vales formados no relevo.

Os dados vetoriais também foram tratados no programa Arcview (ESRI), com uso de scripts, para se obter as direções dos lineamentos e diagramas de roseta com 18 classes (de 10 em 10°), um classificado pela quantidade de lineamentos e outro pelo comprimento relativo de lineamentos.

3.1.3 Hipsometria

A partir do MDE, as altitudes foram classificadas com uso do programa QGIS, e as diferentes classes cartografadas com uso de cores distintas. No mapa hipsométrico foram definidas 13 classes de altitude, e uma paleta de cores diferentes para as regiões do planalto e escarpa, com o intuito de uma maior distinção entre as duas áreas. Enquanto no planalto as cores gradam de azul ao cinza, com cores intermediárias verdes, amarelas e vermelhas, que representam as partes mais baixas para as partes mais elevadas no setor, respectivamente. Para a região da escarpa, cujas disposições e altitudes dos vales não eram tão complexos como os do planalto, suas regiões mais altas receberam coloração preta, que gradam do roxo para o rosa em regiões mais baixas. A amarração entre os dois setores é feita com a coloração preta na classe de 700 m.

O uso criterioso deste mapa é muito importante na classificação geomorfológica de uma determinada área. Esta ferramenta permite, com grande eficiência, a separação de áreas de planícies e acidentadas, assim como observar a posição dos vales e terrenos mais elevados da área, característica útil na identificação de feições de captura. Em termos gerais, esta é a forma mais usual de apresentação do MDE. Especial atenção foi dispensada ao se definir as classes de altitude, que não seguem nenhum modelo pré-existente ou toponímia, pois a iniciativa foi de realçar a área do Planalto, para o realce das redes de drenagens e o posicionamento do divisor de águas.

3.1.4 Declividade e orientação de vertentes

Os mapas de declividade e de orientação de vertentes são gerados diretamente a partir do MDE, obtidos com o emprego do programa de uso livre (QGIS 3.18.3-Zürich) que aplica o cálculo de derivada diretamente sobre o MDE. O mapa de declividades ilustra a variação da inclinação da topografia (superfície da área) enquanto o de orientação de vertentes fornece a variação do sentido de maior declive da área, indicando normalmente a direção do escoamento da água em diversos pontos da área de estudo. O mapa de declividades foi obtido a partir da diferença da variação da altitude em função da distância horizontal, ou seja, a 1ª derivada vertical, e conta com 5 classes, com maior detalhamento para as declividades que vão de 0 a 25°. Enquanto o mapa de orientação de vertentes foi obtido a partir da primeira derivada horizontal do MDE, e conta com 16 classes, calculadas a partir dos trends N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW e NNE, obtidas em intervalos de 22,5°.

3.1.5 Rugosidade

A rugosidade do relevo, de importância para a morfotectônica destacada por Grohmann et al. (2011a), e que pode ser obtida por inúmeros arranjos metodológicos (curvas de nível, razão das áreas, orientação de vetores, dispersão de valores, análise de Fourier, geoestatística, dimensão fractal e análise de imagens). Dentre as metodologias, a utilizada neste trabalho foi a razão das áreas, que Grohmann (2008) aponta como a mais utilizada em estudos de tectônica rúptil, análise morfométrica e neotectônica por diversos pesquisadores brasileiros (Hartwig 2006, Grohmann et al. 2007, Alves 2005).

Para calcular os mapas de razão de áreas, a área individual de cada célula foi determinada a partir das relações trigonométricas entre o pixel horizontal (quadrado) e sua projeção inclinada (retangular), de acordo com Grohmann (2004), e utilizou-se a declividade do MDE como insumo do produto, com uso do software QGIS (3.18.3-Zürich). O resultado foram índices com valores de mínimo e máximo respectivamente 0 e 70. Apresentados em 7 classes.

3.1.5 Superfícies de base

Golts & Rosenthal (1993), em seu estudo, apontaram movimentações recentes da crosta, utilizando-se do mapa de superfícies de base para indicar contrastes no comportamento do relevo, que podem representar blocos distintos relacionados a processos tectono-erosivos diferentes.

A elaboração do mapa de superfícies de base requer primeiramente a hierarquização da rede de drenagem. Em seguida necessita-se de uma interpolação da intersecção das drenagens de segunda e terceira ordens com as curvas de nível do terreno.

Neste trabalho a rede de drenagens utilizadas (ANA 2021) já estava ordenada segundo Strahler (1957), que foram interpoladas com as curvas de nível geradas do MDE de 12,5m. No presente trabalho, o mapa de superfícies de base foi gerado com o auxílio do software QGIS (3.18.3-Zürich).

3.3 Atividades de campo e coleta de dados estruturais

No dia 9 de dezembro foi realizado um trabalho de campo para reconhecimento da área, registro fotográfico e coleta de dados estruturais, com objetivo de justificar e adequar o modelo tectônico vigente, para que esse apresente mais confiabilidade quando relacionado com as capturas que ocorrem na região. O trabalho de campo foi realizado a partir da rodovia SP 125 (Oswaldo Cruz), onde seguiu-se em direção a Vargem Grande pela estrada de terra logo após a ponte sobre o Rio Paraibuna. No percurso passou-se também por Bairro Alto e Pouso Alto, até a rodovia SP 99 (Tamoios). Os locais de descrição de afloramentos foram catalogados segundo a folha topográfica na qual se encontram,

recebendo a nomenclatura de UB-X e NAT-X, para as folhas referentes a Ubatuba e Natividade da Serra, respectivamente. Foi usado o aplicativo para mapeamento offline Avenza Maps e bússola do tipo Clar para a tomada de atitudes, que posteriormente foram declinadas para -22 graus, segundo o site <https://www.magnetic-declination.com/>, consultado no dia do levantamento de campo.

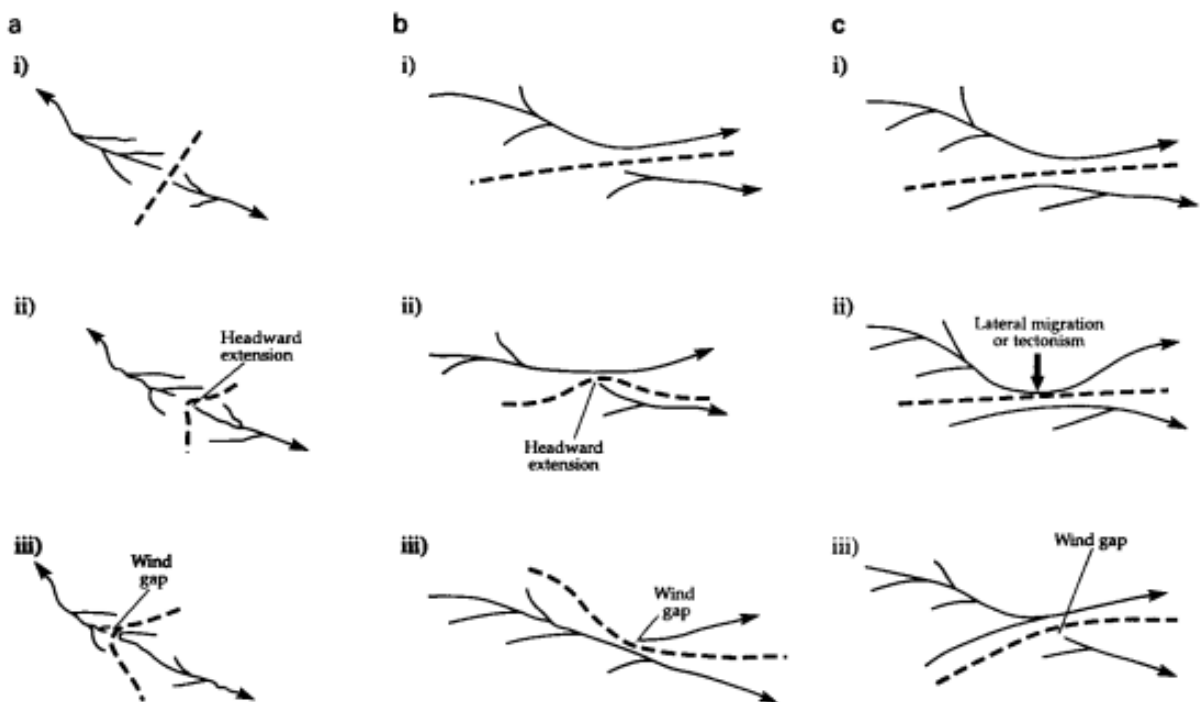
As atitudes foram plotadas no hemisfério inferior de estereogramas de igual área empregando-se o software OpenStereo (Grohmann et al, 2011), cuja versão pode ser obtida no sítio <https://github.com/spamlab-ieee/os/releases/tag/v2.0b12>.

Os levantamentos no campo foram realizados com o intuito de caracterizar as estruturas tectônicas rúpteis (falhas, juntas e diques), quanto às suas atitudes e superposições (idades) relativas. As informações foram organizadas em planilhas e estereogramas. Essas estruturas servem de base para descrição, qualificação e quantificação dos eventos deformacionais rúpteis em uma dada região. Em paralelo, foi efetuada a verificação da validade dos resultados obtidos na análise morfométrica e de extração de lineamentos do MDT. Os dados provenientes dos levantamentos de campo serviram para validar as informações obtidas da bibliografia.

3.4 Análise da rede de drenagem

A captura de drenagem é uma das três formas de rearranjo da rede de drenagem, além do desvio e decapitação. Bishop (1995) a considera como a forma mais comum de rearranjo da rede. No que tange às capturas, é entendido que os atributos de um sistema a ser capturado refletem uma menor inclinação, menor energia e maior desvantagem erosiva. Pelo menos três tipos de captura são apresentados por Bishop (1995), como pode ser observado na figura 7. Dentre os processos de captura, o principal é aquele denominado “bottom-up”, que consiste no avanço de uma cabeceira de maior poder erosivo sobre outra.

Figura 7 - Os três principais tipos de captura. a) divisor separando duas cabeceiras, “bottom-up”, formando padrão chamado de “barbed”, “boat-hook” ou “cotovelo de captura”; b) migração lateral, envolvendo regressão das cabeceiras; c) Migração lateral envolvendo o tronco principal, por razões tectônicas ou mesmo da dinâmica fluvial.



Fonte: Bishop (1995).

De acordo com a **Figura 7** acima, em a) “bottom-up”, no qual temos um divisor separando duas cabeceiras, o divisor se desloca de modo que seu lado convexo avança sobre a rede de drenagem de menor potencial erosivo, e como pode ser visto, há inversão do sentido de fluxo do canal, que apresenta uma abertura maior que 90° , se contarmos como 0° a cabeceira da drenagem responsável pela captura, coincidindo com o divisor e caracterizando o padrão chamado de “barbed”, “boat-hook” ou “cotovelo de captura”. Em b) e c) as capturas se referem a migração lateral e podem não apresentar inversão do fluxo, apenas troca de vazão entre os tributários, enquanto em b) o processo envolve erosão regressiva da cabeceira de um canal lateralmente a outro canal, em c) é o tronco do canal e não sua cabeceira que migra ao encontro do outro, por causas tectônicas ou mesmo da dinâmica fluvial.

A Figura 8 apresenta as principais evidências de captura de drenagens se referem às feições do tipo: i) cotovelos; ii) vales secos; iii) “wind gaps”; iv) knickpoints, uma cabeceira rejuvenescida encontrada na drenagem que foi capturada.

Figura 8 - Principais feições de evidência de capturas de drenagens.

juntas de alívio permitirem as inversões de fluxo de água subterrânea, ao interligar sistemas previamente independentes.

Destacam-se as metodologias recentes e internacionais na área de geomorfologia tectônica, no que tange principalmente no comportamento da rede drenagem (Perron y Royden 2013, Willett et al. 2014, Forte and Whipple 2018). Dentro das metodologias, cita-se o uso do índice Chi (Willett 2014), que consiste num critério quantitativo para o desequilíbrio da paisagem baseado na geometria da rede de drenagem, com a intenção de previsão da migração do divisor de águas. Para a mensuração do índice chi, utiliza-se o parâmetro χ , onde seus valores são calculados estimando-se a elevação de equilíbrio do canal, cujo modelo mais comum é baseado na hipótese de que a taxa de incisão é proporcional a taxa de dissipação de energia do fluxo do canal, contando os parâmetros de tempo, soerguimento, erodibilidade da rocha, taxa de precipitação e geometria do canal, além de constantes empíricas relacionadas à concavidade. Contudo a avaliação para a aplicação no presente trabalho apontou incertezas para definição dos parâmetros de entrada do modelo, em destaque o tempo, a taxa de erodibilidade e o soerguimento da área, além da aplicação em contexto de recuo da escarpa com grande amplitude de níveis de base, por fim houve dificuldades na aplicação da rotina computacional.

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1 Lineamentos morfoestruturais

O MDE utilizado para o projeto e que serviu de base para o traçado dos lineamentos, é oriundo do satélite ALOS, sensor PALSAR, adquirido na página <https://search.asf.alaska.edu/#/> e que possui resolução espacial de 12,5m.

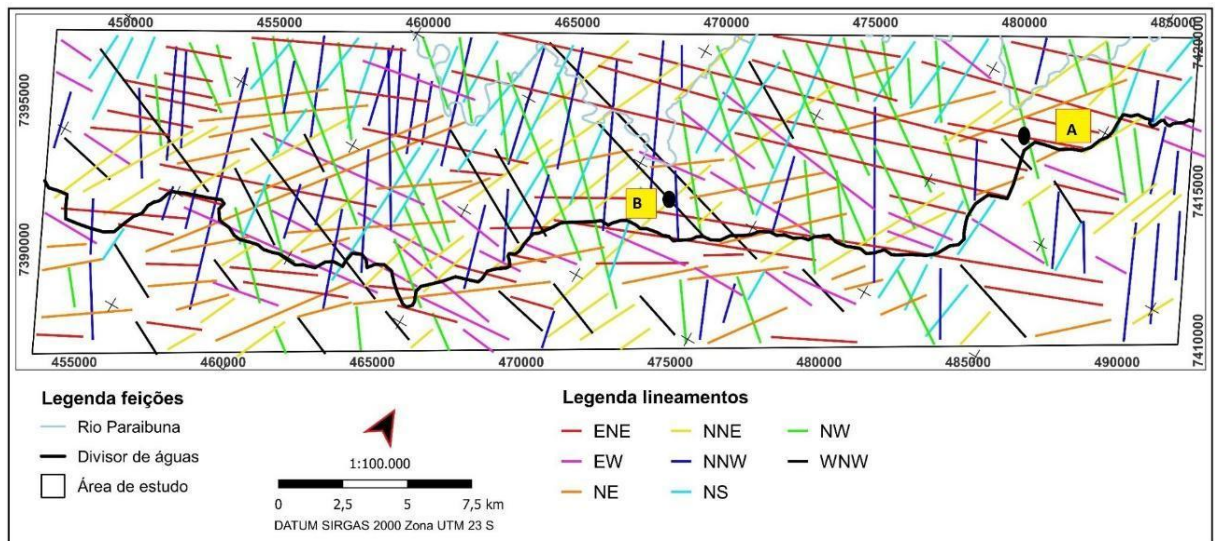
O produto da extração de lineamentos está apresentado na **Figura 9 (Figura A-1 do Anexo A)**. Os lineamentos adquiridos representam uma escala aproximada de 1:100.000, obtidas tanto por limitar a aproximação da visão do modelo nessa escala citada, quanto por definir que o comprimento mínimo representável fosse de 1 km (representando 1 cm, na escala de referência).

Os lineamentos se distribuem segundo: i) na região à margem direita do Rio Paraibuna, apresenta os lineamentos ENE proeminentes, atravessados principalmente pelos lineamentos NW; ii) na margem esquerda, os proeminentes são aqueles representados por direções NE, atravessados pelos lineamentos NNW; iii) os lineamentos segundo WNW são significantes, distribuindo-se da parte central para a sudoeste da área.

Destaque para dois pontos particulares, onde cruzamentos de lineamentos são importantes na área e merecem uma observação. No ponto A, temos o cruzamento de um lineamento NW com um lineamento ENE, que delimita uma porção de elevado nível

topográfico do planalto e a partir do qual, o Rio Paraibuna que antes corria para SSW, passa a correr praticamente para NW-NNW. Enquanto no ponto B, é mostrado o cruzamento de um lineamento NNE com um lineamento WNW, localizado na proximidade da margem esquerda do Rio Paraibuna, na qual novamente o rio, que vinha correndo para SSW, faz uma curva acentuada e passa a correr para W-WNW. Ambas as situações representam um claro controle estrutural dos trechos do rio.

Figura 9 - Lineamentos morfoestruturais da área de estudo.



Fonte: próprio autor

O Anexo A apresenta mapa de pontos e dados de estereogramas de outros trabalhos para uma contextualização das estruturas rúpteis na bibliografia (Hasui et al., 1978; Tomba, 2012; Magalhães & Valente, 2011; e Okida & Veneziani, 1995).

4.2. Análise morfométrica

A análise morfométrica permitiu uma compartimentação do relevo da área de estudo, bem como auxiliou no traçado do divisor de águas e no posicionamento dos lineamentos morfoestruturais, relacionando-os com os vales e cristas.

A **Figura 10A (Figura B-1 do Anexo B)**, apresenta a carta temática hipsométrica, com 13 classes definidas para que as particularidades do relevo pudessem ser realçadas, de maneira que seus intervalos não seguem um padrão sistemático. Como descrito no arranjo metodológico, foi selecionada paleta de cores diferentes entre a região do planalto e da escarpa, com o intuito de diferenciar os dois ambientes. Intervalos maiores foram escolhidos para as classes da escarpa, já que os vales de suas drenagens possuem escala da ordem de centenas de metros, enquanto para o planalto, foram escolhidos intervalos menores, com

o objetivo de visualizar os vales de suas drenagens, sensíveis na escala de dezenas de metros.

De maneira geral, as altitudes variam desde o nível do mar até a cota de 1150 m. Para a escarpa, a linha que representa o limite superior da escarpa se encontra aproximadamente na cota 700 m, enquanto que para planície costeira, as cotas mais baixas, de coloração rosa na carta, são da ordem de 5m e aparecem a NE da área e pouco a SW, e representam reentrâncias da planície costeira até o limite inferior da escarpa da Serra do Mar. Ainda como classe altimétrica notável, destacou-se a cota 100m, que marca o limite inferior do Parque Estadual da Serra do Mar (PESM).

Para o planalto, é importante notar que suas cotas mais altas se encontram a NE, e compõem um lineamento ENE que acompanha o divisor de águas, onde na sua parte superior se encontra dissecada segundos lineamentos NNW. Remanescentes dessas cotas aparecem com direções NE e NNE na parte sudoeste da área. No extremo sudoeste da área, a borda do planalto com a escarpa se encontra com altitudes não superiores a 800m.

Na carta de declividade apresentado na **Figura 10B (Figura B-2 do Anexo B)**, marca-se a linha da escarpa com o planalto, com a região do limite da borda a sudoeste possuindo os declives de menor inclinação, como esperado a partir do mapa hipsométrico. Notável as inclinações em sua maioria íngremes para a parte superior do sudoeste da área. Na parte nordeste, o mapa de declividades marca bem as grandes incisões NW, NNW e ENE do terreno, cujos lineamentos são marcantes. O padrão de declividades mais baixas na borda do limite do planalto com a escarpa se mantém, com exceção de sua parte central, onde declividades da ordem de 25° ocorrem na região junto à borda.

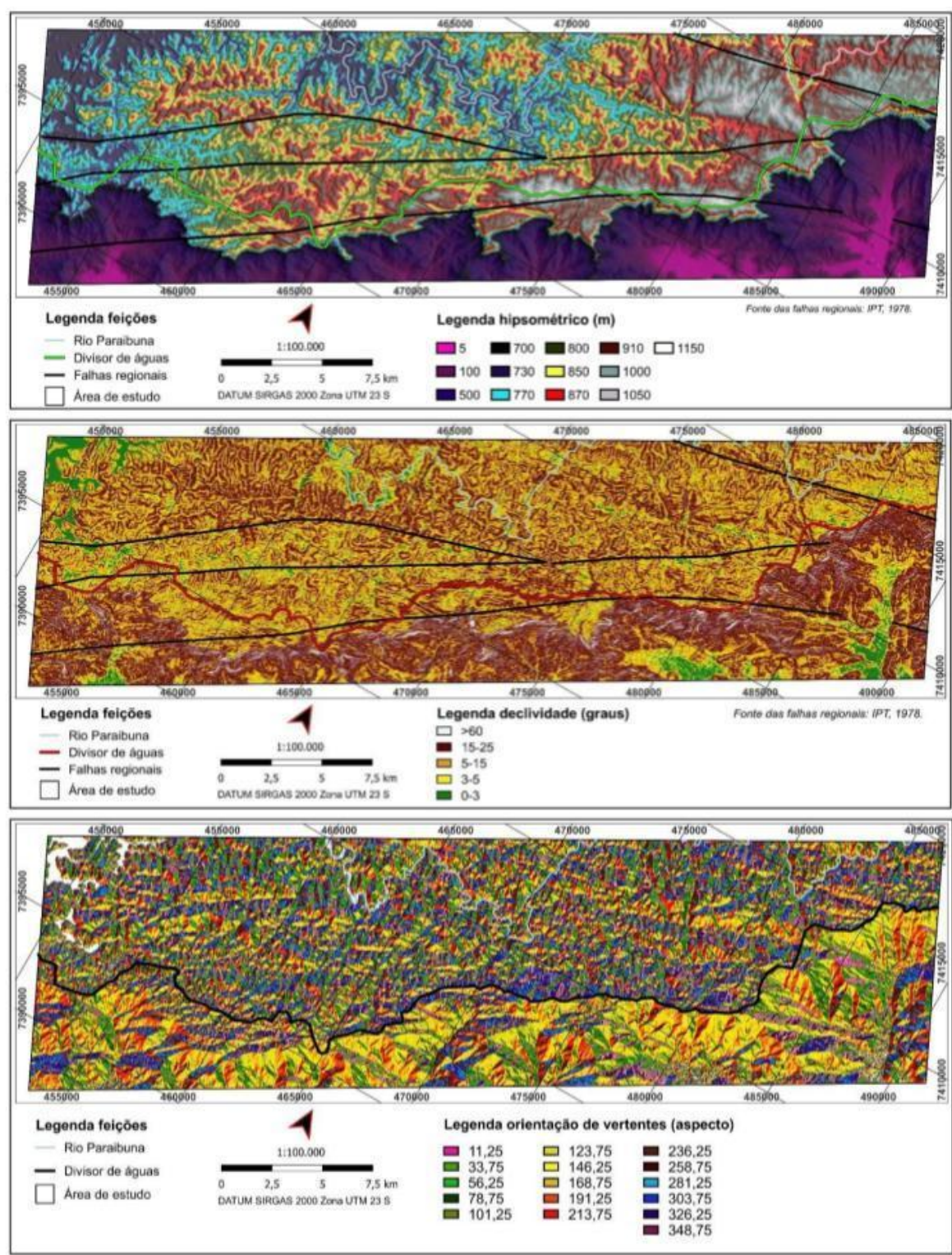
As classes de declividade selecionadas representam a evolução do relevo e assim, as condições geomorfológicas locais. As planícies são representadas tanto na planície costeira, nos vales dos rios Santo Antônio, Guaxinduba, Massaguaçu/Bacuí que correm nas sub bacias de SW para NE, respectivamente, quanto nos vales fluviais do Rio Paraibuna, e destaca a área do reservatório de Paraibuna a oeste do mapa. Enquanto as cores brancas representam os trechos de maior declividade, em áreas da escarpa e do Planalto de Paraibuna.

As feições mais importantes no mapa de orientação de vertentes apresentado na **Figura 10C (Figura B-3 do Anexo B)** são as vertentes com caimento de modo geral para NW, SE e NE. Aquelas que possuem caimento para SE e NW, marcam os grandes lineamentos ENE, enquanto as que possuem caimento para o quadrante NE são as principais feições transversais ao *trend* regional. Por fim, as vertentes com caimento para SW marcam as incisões dos lineamentos WSW da parte superior nordeste da área. Vale ressaltar que, a partir dessa carta temática foi definido e delineado o divisor de águas principal, que define

as sub bacias hidrográficas que outrora corriam para a bacia do Paraíba do Sul, mas que atualmente seguem para a Bacia do Litoral Norte, objeto do estudo.

A **Figura B-4 do Anexo B** apresenta a carta de rugosidade do relevo que ressalta o padrão de maior rugosidade coincidente com as classes de maior declividade, principalmente da porção sudoeste, entre o rio Paraibuna e a represa do mesmo rio e nas regiões dos grandes lineamentos ENE. Ainda na porção central da área, no trecho em que se delimita o divisor de águas, e onde também passa uma falha regional, o padrão de rugosidade novamente coincide com a região de maior declividade. Neste sentido, destaca-se as regiões central a sudeste do divisor de águas, que notoriamente apresentam mais semelhança com o padrão de relevo da unidade de relevo do Planalto de Paraibuna, pertencente à UGRHI 02, que as da escarpa que compõem a UGRHI 03. Essas regiões devem ser analisadas em detalhe, tanto quanto à rede hidrográfica, quanto às feições de geologia estrutural, e devem ser investigadas em campo, ponderando que são as áreas de mais difícil acesso.

Figura 10 - Cartas temáticas da análise morfométrica. A) Hipsométrico; B) Declividade; e C) Orientação de vertentes.



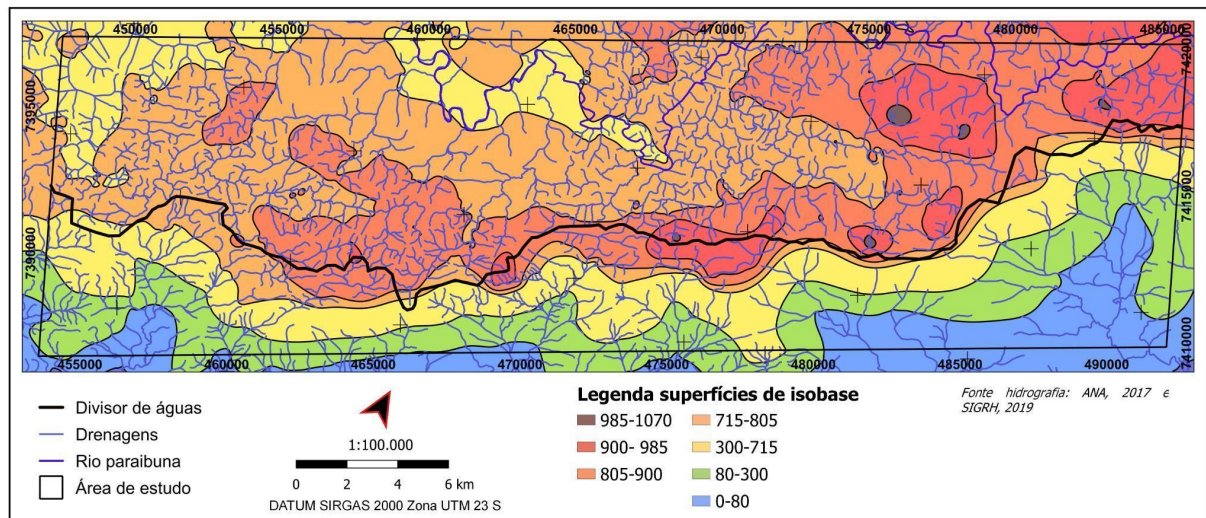
Elaborado pelo Autor 2022

4.2.1 Carta de superfícies de base

As cartas de superfícies de base, permitiram a análise morfométrica associada com a análise da rede hidrográfica, de maneira que as interpretações das anomalias da rede de drenagem pudessem ser identificadas. A **Figura 11** apresenta uma carta de superfícies de

base, apresentada com classes hipsométricas, para caracterizar os níveis de base da hidrografia.

Figura 11 - Superfícies de base da rede hidrográfica.



Elaborado pelo Autor 2022

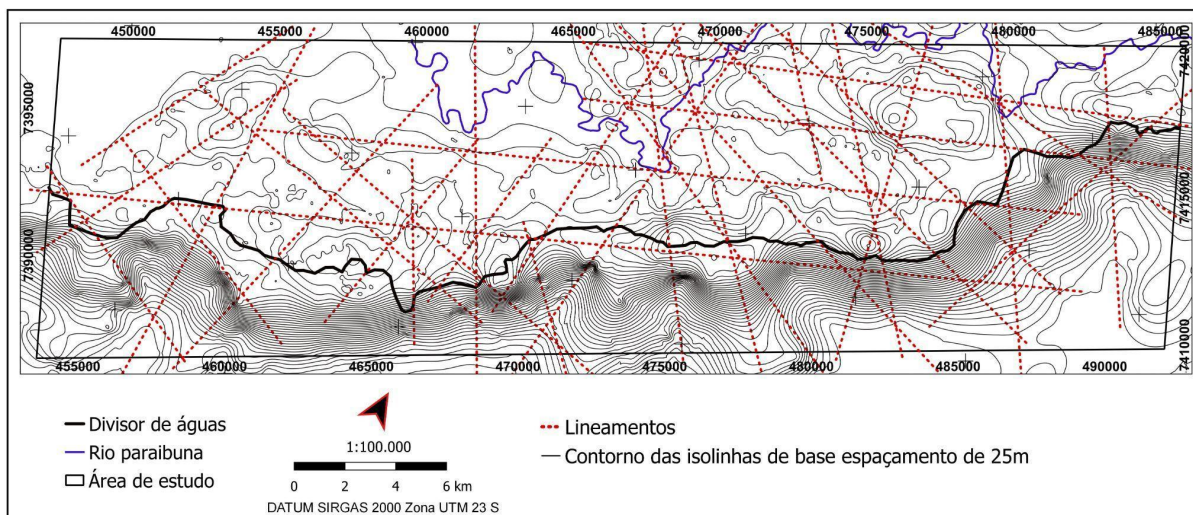
As superfícies de base quando comparados com a hidrografia permitem observar que a rede hidrográfica apresenta um comportamento distinto, com densidades de drenagens diferentes, nas mesmas classes de isobase, indicando que as superfícies de base por si, não apresentam relação direta com o padrão de drenagem. Contudo, por vezes nota-se que feições lineares das superfícies de base coincidem com padrões retilíneos da rede de drenagem.

A sudeste do divisor de águas, os padrões de drenagem, serão mais bem caracterizados no próximo item, contudo, a classe de 300-715 m, a de maior inclinação do terreno por representar o trecho de maior amplitude da escarpa, coincide com uma área de menor densidade da rede de drenagem. Essa menor quantidade de drenagens, relacionada às sub-bacias que correm para o oceano Atlântico, permite também um bom zoneamento desses trechos.

Deve ser observado uma linha de contraste entre a classe 300-715 com a 715-805 m, que quando comparada com o divisor de águas indica trechos dessa com inflexões sobre as isolinhas de base. São locais que devem ser observados para as capturas de drenagem, representando áreas com facilidade ou resistência às anomalias das drenagens. Esses pontos de discordância entre as isobases e o divisor de águas ainda podem estar relacionados a drenagens de primeira ordem, e por isso não estar representado nas isolinhas de bases.

Em outra mão, a partir das superfícies de base, foi realizada uma operação de extração de lineamentos, em concordância com o item 3.2.2. A **Figura 12**, apresenta esses lineamentos morfoestruturais de maior expressão do relevo.

Figura 12 - Isolinhas de base e extração dos lineamentos.



Elaborado pelo Autor 2022.

A Figura acima mostra que os lineamentos de isobase distribuem-se preferencialmente em 3 grupos:

- Direção ENE-WSW, lineamentos muito longos longitudinais a área de estudos, marcados por paralelismo e adensamento das isolinhas de bases, e ao trend geral da escarpa da Serra do Mar. Essa direção não condiciona nenhum trecho do Rio Paraibuna, mas na Figura 7, nota-se um importante afluente segundo essa direção, na porção ENE da área;
- Direção NW-SE, variando com WNW-ESE, marcados por paralelismo e adensamentos de isolinhas de base. Esses lineamentos cortam a área transversalmente, destacando-se que na porção centro-sudoeste, ao menos 2 trechos do Rio Paraibuna, correm sobre esse tipo de anomalia de isolinhas, e nenhum trecho da escarpa da Serra do Mar é francamente paralela a essa direção; e
- Direção N-S, variando de NNE-SSW a NNW-SSE, marcadas por paralelismo pouco significativo das isolinhas de base, mas fortemente por inflexões bruscas das isolinhas, sendo esse o padrão preferencial. Alguns trechos da escarpa da Serra do Mar obedecem a esse padrão, além de marcar algumas inflexões na linha divisor de águas.

4.1. Levantamento geológico e estrutural

No levantamento de campo, percorreu-se a área de nordeste para sudoeste. Partindo da porção menos dissecada do planalto, que apresenta maiores altitudes e também um nível de base para a erosão mais elevado, enquanto que, rumando para sudoeste, aparecem menores altitudes, que correspondem às menores classes de isobase, com notórias quebras de compartimento representado por corredeiras e encachoeiramento do Rio Paraibuna, essas quebras de compartimento estão possivelmente associadas aos knickpoints. A **Figura 13** apresenta o mapa de campo, com os estereogramas das estruturas.

Ao percorrer a área, os afloramentos foram observados, nas situações mais próximas aos níveis de base, nas proximidades do Rio Paraibuna, e concentrados na porção centro-nordeste. A partir de NE, temos uma maior ocorrência de afloramentos do tipo gnáissico que ocorrem na forma de lajedo ou em topos de morros com numerosos blocos rolados que apresentam ao menos 2 faces planares, indicando a existência de sistemas de fraturas na área, nesses casos se apresentando como rocha sã.

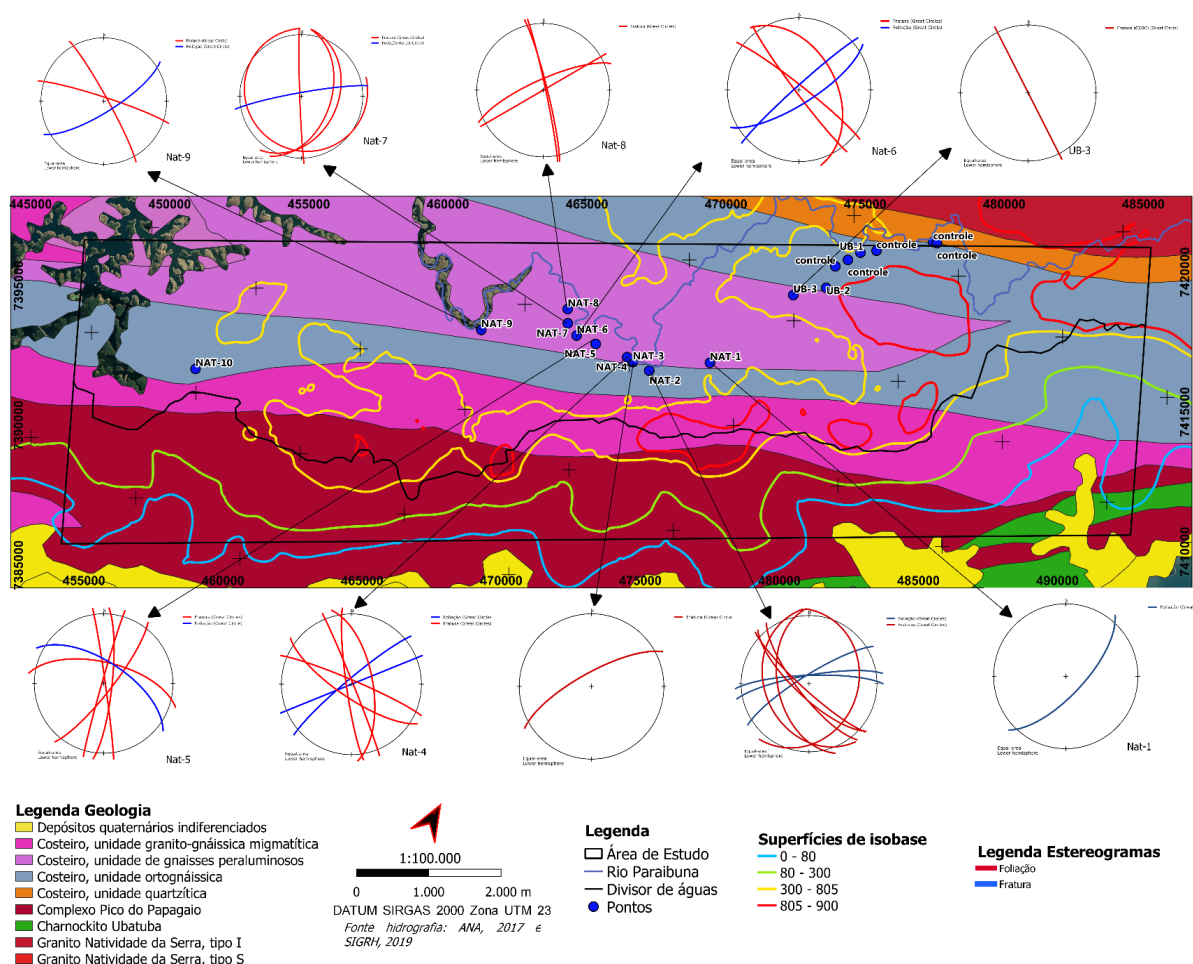
Afloramentos em corte estão mais alterados e representados por saprólitos. As direções de foliação milonítica variam entre NE e ENE e possuem mergulhos subverticais a verticais. Quando expostos em lajedos, ocorrem em partes mais altas do relevo dispostos em morros alongados de direção ENE, o que sugere que essas feições miloníticas apresentam rochas competentes para sustentar relevos mais elevados. Os vales dos morros convexos ocorrem segundo a direção NW a NNW, direção principal das fraturas medidas nessa porção.

A porção central concentra bons afloramentos para tomada de atitudes estruturais, tanto por estar em um nível de base mais baixo, como também por ser cortes de estradas recentes. As rochas nesse trecho se apresentaram mais alterados, muitos em estado saprolítico e intercalados com litotipos quartzosos a quartzíticos, quase sempre associados à proximidade do Rio Paraibuna, em trechos em que este percorre o limite sul da área.

Nas proximidades de um trecho em que o rio Paraibuna atinge a localidade mais próxima do divisor, fazendo uma curva e voltando a correr para o noroeste, foi observado a presença de 2 grandes lineamentos morfoestruturais, em afloramento com ao menos 3 sistemas de fraturas, além da medida de foliação NW-SE, que localmente se difere bruscamente do trend principal (ENE-WSW). Em vários afloramentos foi possível observar sistemas de fraturas de baixo ângulo, que sugerem relação com juntas de alívio de tensão.

Por fim, seguindo o trajeto para sudoeste, após a Vila do Bairro Alto, e distanciando do nível de base e do Rio Paraibuna marcados por paragnaisse, os afloramentos passam a ser escassos, e em apenas um ponto de controle próximo ao limite sudoeste foi examinado um lajedo de maciço rochoso, sem estruturas geológicas observáveis.

Figura 13 - Mapa de pontos de controle e coleta de dados estruturais.



Elaborado pelo Autor (2022).

4.3. Caracterização hidrográfica

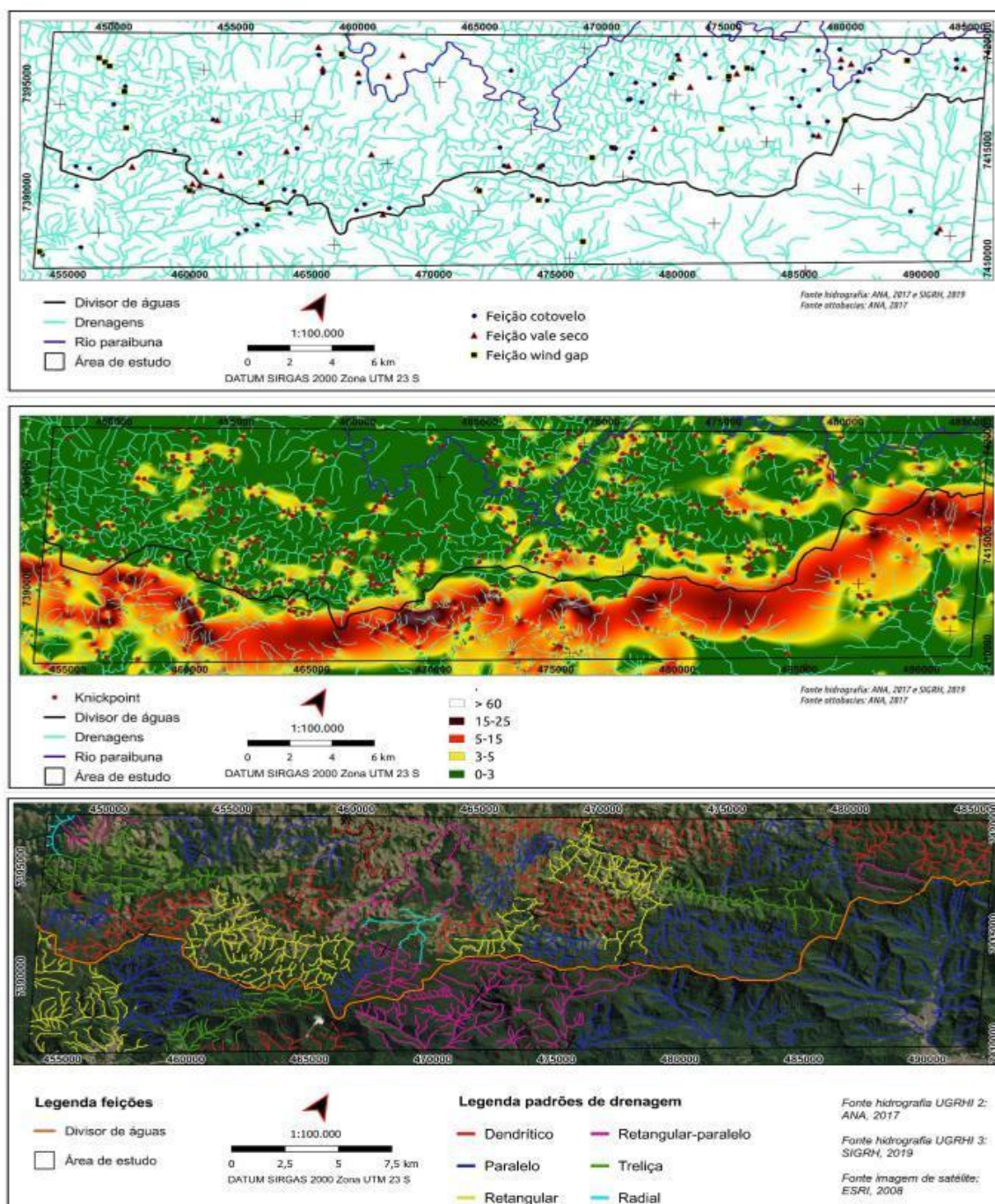
Uma vez que se referem a duas bacias hidrográficas distintas, a Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul (UGRHI 02) e a Bacia Hidrográfica do Litoral Norte (UGRHI 03), a rede hidrográfica da UGRHI 02 foi adquirida no site da ANA, a partir do caminho <https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/4fd91f0d-f34f-4fca-a961-c2dcb3e0446e>, a rede de drenagens é do ano de 2017 e os canais já vêm ordenados segundo Strahler (1957). Para a rede de drenagens da UGRHI 03 foram obtidas vetorizadas a partir do Plano de Bacias Hidrográficas do Litoral Norte UGRHI 3, realizado em 2017 pelo Comitê de Bacia Hidrográfica do Litoral Norte - CBH-LN (SIGRH, 2019) A Carta está apresentada na **Figura C-1 do Anexo C** a seguir. Da carta hidrográfica, foram feitos mapas da classificação dos padrões de drenagens segundo Summerfield (1991), apresentados na **Figura C-2 do Anexo C**. Também se apresenta o mapa das otobacias de nível 7, segundo a classificação de Pfafstetter (1989), respectivamente na **Figura C-3 do Anexo C**.

A partir das unidades de análise das sub bacias, foram definidos mapas de densidade de drenagens e lineamentos, visando caracterizar as unidades de análise para futuras

correlações com os dados de campo, para o objetivo do projeto, e que se encontram nas **Figuras C-4 e C-5 do Anexo C**, respectivamente.

A partir das bases elaboradas e apresentadas no ANEXO C, foi realizada uma análise da rede de drenagem com intuito de se identificar os pontos de capturas de drenagem, identificando os tipos de captura e as feições indicativas dessas capturas de drenagem. Para esta análise, a Figura 13 apresenta uma integração da identificação das capturas e feições na rede de drenagem, com o 13A, apresentando os wind gaps, vales secos e cotovelos, e circulando áreas prováveis com os processos do tipo bottom-up e de migrações laterais. A Figura 13B apresenta as evidências de knickpoints, obtidos pela sobreposição dos cursos d'água, com a declividade das superfícies de base (quanto maior inclinação, mais adensado estão as isolinhas de base). E por fim, a Figura 13C apresenta a classificação das redes de drenagens.

Figura 14 - Análise da hidrografia. A) Identificação de feições indicativas e tipos de anomalias da rede de drenagem. B) Composição da declividade das superfícies de base e a hidrografia, para identificação de knickpoints. C) Classificação de rede de drenagens.



Elaborado pelo Autor 2022.

A análise indicou na área de estudo uma grande quantidade de evidências de captura, com inúmeros cotovelos e secundariamente wind gaps e vales secos. Também foram identificados knickpoints no Planalto de Paraibuna, na condução das drenagens das classes de superfície de bases mais elevadas, para a base do sistema, onde o Rio Paraibuna chega nas proximidades da massa d'água do reservatório de Paraibuna. Destaca-se nesses mapas

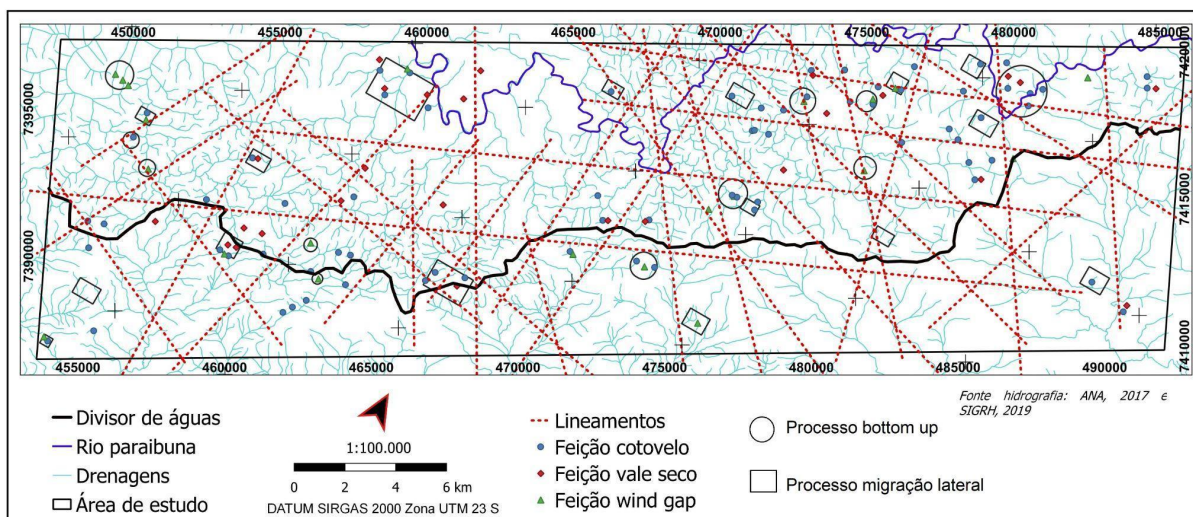
a quantidade observada no divisor de águas principal, evidenciando o caráter de constante captura de drenagens, além de outras anomalias da rede de drenagem.

Por fim, as classes de rede de drenagem indicam algumas porções de padrão dendrítico, mas com a maioria da área de estudo relacionada às classes do tipo paralelo, retangular e retangular-paralelo. Essas classes, em comum, mostram que a rede drenagem apresenta elevado controle por estruturas relacionadas à tectônica rúptil, pelos padrões tabulares, e duas direções principais para os cursos d'água, o principal de direção ENE-WSW e o secundário ortogonal, com direção NNW-SSE a NW-SE. Essas configurações sugerem a ocorrência de capturas do tipo migração lateral e regressão de cabeceiras.

Vale destacar a ocorrência de muitos vales secos, próximos a pontos de sela do relevo, e junto com ocorrências de wind gaps. As feições próximas ao divisor de águas, mostrando as capturas de rede para o Oceano Atlântico, acabam por evidenciar inúmeros exemplos de bottom-up, mas também apresentam rearranjos por decapitação, como exemplifica Schmidt (1989), no contexto de recuo de linha de escarpa sobre as áreas de captação do planalto.

A Figura 14 apresenta a comparação dos lineamentos obtidos do mapa de superfícies de bases com as evidências e feições de anomalias e captura de drenagem.

Figura 14 - Análise da hidrografia, pela observação de feições e evidências de anomalias de drenagem, com os lineamentos obtidos por superfícies de base.



Elaborado pelo Autor 2022.

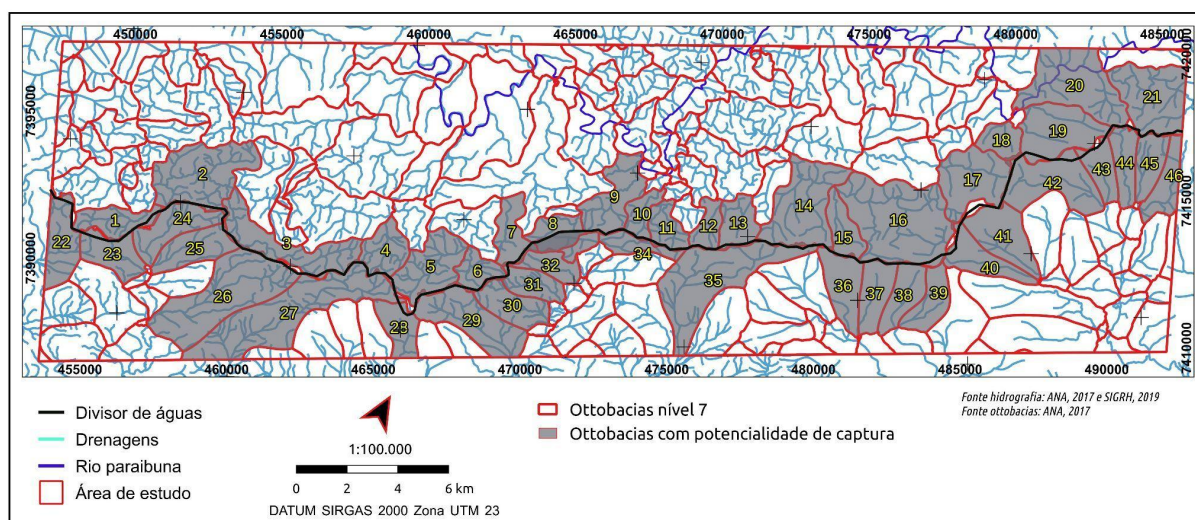
Destaca-se, nesta região, o potencial de fluxo das águas subterrâneas pelo aquífero fissural, no sentido do planalto para a planície costeira. Ou seja, as estruturas abertas podem conduzir com mais facilidade a água subterrânea. Alves (2005) apresenta que estruturas das fases deformacionais do RCSB, como as caracterizadas por lineamentos NNW-SSE, podem apresentar maiores fluxos de água. Nesse sentido, entende-se que a evolução do processo de decapitação, deve apresentar coincidências de evidências de

capturas de drenagens, nas proximidades de sistemas de lineamentos NNW-SSE, indicando as bacias capturadas do Planalto para a escarpa, com indícios de ter ocorrido processos de decapitação (**Figura 14**). Não pode ser destacado um importante papel das juntas de alívio nos fluxos de água subterrânea, mas destaca-se que estas não podem ser facilmente identificadas por meio de feições do relevo.

4.3. Análise das sub bacias dos divisores de água

A partir das ottobacias obtidas do site da ANA (2017), foram selecionadas aquelas adjacentes à linha do divisor de águas, tanto no planalto como na escarpa. A **Figura 15** mostra as ottobacias selecionadas e identificadas.

Figura 15 - Mapa com potenciais ottobacias que teriam sofrido capturas de drenagem.



Elaborado pelo Autor 2022.

Foi feita também uma tabela (**Tabela 1**) com os parâmetros de morfometria, hidrografia e densidades de lineamentos e drenagens, além de feições de captura, para cada ottobacia potencial.

Tabela 1 - Parâmetros morfométricos, estruturais e hidrográficos das sub bacias próximas ao divisor de águas.

Ottobacias / Parâmetro	Classe hipsométrica (m)	Classe de declividade (°)	Classe orientação de vertente	Classe de rugosidade	Densidade de lineamento total (m/m²)	Densidade de drenagens (m/m²)	Classe de rede hidrográfica (m/m²)	Feições de capturas presente	Processo de captura presente	Lineamentos provenientes da isobase presentes
1	753	10,2	169,81 - NS	5,9	0,002	0,003	dendrítico	cotovelo	-	NW e NE
2	790	15,5	181,5 - NS	9,06	0,002	0,003	dendrítico	cotovelo e vale seco	bottom-up e migração lateral	NS, NE e ENE
3	847	13,5	190,32 - NS	7,84	0,003	0,003	retangular	cotovelo, vale seco e wind gap	bottom-up	NNE e ENE
4	892	15,3	183,96 - NS	8,92	0,003	0,003	retangular	-	-	NW e NNE
5	862	14,5	169,8 - NS	8,52	0,003	0,003	paralelo	cotovelo	migração lateral	NW, NNW e NNE
6	883	16,3	206,91 - NNE	9,49	0,003	0,003	retangular-paralelo	cotovelo e vale seco	migração lateral	NW e NNE
7	869	15	210,23 - NNE	8,72	0,003	0,001	retangular	-	-	ENE
8	871	16,7	213,21 - NNE	9,85	0,003	0,002	retangular	-	-	NNE e ENE
9	805	16,8	194,57 - NNE	9,92	0,002	0,003	retangular	cotovelo e vale seco	-	NNE e ENE
10	846	17	180,5 - NS	10,03	0,003	0,003	paralelo	vale seco	-	NNE
11	935	19,3	222,13 - NE	11,53	0,003	0,003	paralelo	cotovelo	-	NNW
12	945	18	199,61 - NNE	10,52	0,003	0,002	retangular	wind gap	-	NW
13	893	16,5	181,44 - NS	9,66	0,002	0,002	paralelo	cotovelo e wind gap	bottom-up e migração lateral	NNW
14	889	16,2	189,04 - NS	9,43	0,003	0,002	paralelo	-	-	NW
15	923	15,8	191,98 - NNE	9,26	0,003	0,002	paralelo	-	-	-
16	916	15,8	199,14 - NNE	9,22	0,002	0,002	paralelo	cotovelo e wind gap	bottom-up e migração lateral	NW, NNW, NS e ENE
17	945	14,4	185,59 - NS	8,31	0,002	0,002	treliça	cotovelo vale seco	-	NW e ENE
18	963	17,6	166,95 - NNW	10,47	0,003	0,001	paralelo	cotovelo	migração lateral	NNW e ENE
19	962	14	199,24 - NNE	8,08	0,002	0,001	retangular	cotovelo	bottom-up	NNW e ENE
20	941	14,8	187,08 - NS	8,6	0,002	0,002	dendrítico	cotovelo e wind gap	bottom-up	NNW
21	965	13,5	184,9 - NS	7,85	0,002	0,002	dendrítico	cotovelo e vale seco	-	NE
22	598	21,6	208,1 - NNE	13,18	0,001	0,003	retangular	-	-	NE
23	628	21,4	139,79 - NW	13,48	0,002	0,002	retangular	cotovelo	-	NW
24	708	16,2	179,36 - NS	9,73	0,002	0,003	paralelo	vale seco	-	NW, NS e ENE
25	672	18,2	191,52 - NNE	10,84	0,002	0,002	paralelo	cotovelo e vale seco	migração lateral	NW e NS
26	535	19,6	214,36 - NE	11,92	0,002	0,002	paralelo	cotovelo, vale seco e wind gap	migração lateral	NS, NNE e ENE
27	643	21,4	186,78 - NS	13,14	0,002	0,003	treliça	cotovelo e wind gap	bottom-up	NW e NNE
28	457	25,5	153,78 - NNW	15,97	0,001	0,001	dendrítico	-	-	NNW
29	460	24,8	139,33 - NW	15,51	0,002	0,002	retangular-paralelo	-	migração lateral	NW e NNW
30	581	25,8	134,35 - NW	16,41	0,002	0,003	retangular-paralelo	-	-	NW e NNE
31	713	27,6	141,96 - NW	18,31	0,002	0,003	retangular-paralelo	-	-	NNW e NNE
32	866	23,6	137,37 - NW	14,79	0,003	0,002	retangular-paralelo	-	-	NNW e NNE
33	899	15,9	209,97 - NNE	9,43	0,002	0,002	retangular-paralelo	cotovelo e wind gap	-	NNE e ENE
34	956	17	216,52 - NE	10,01	0,003	0,002	retangular-paralelo	cotovelo, wind gap	bottom-up	NNW e NNE
35	761	21,9	168,35 - NNW	13,78	0,002	0,002	retangular-paralelo	wind gap	migração lateral	NW, NNW e NNE
36	482	25,2	161,96 - NNW	16,18	0,001	0,001	paralelo	-	-	NW, NS e ENE
37	427	26,5	164,8 - NNW	17,34	0,001	0,001	paralelo	-	-	NNW e ENE
38	458	27,7	150,5 - NNW	18,14	0,002	0,001	paralelo	-	-	NNW e ENE
39	356	23,6	171,2 - NS	14,9	0,001	0,001	paralelo	-	-	ENE

40	552	25,2	120,32 - WNW	15,76	0,001	0,001	paralelo	-	-	NNW e NNE
41	583	26,8	138,88 - NW	16,73	0,001	0,001	paralelo	-	-	NW, NNW, NE e ENE
42	699	23,1	128,53 - NW	14,54	0,002	0,001	paralelo	wind gap	-	NNW, NE e ENE
43	535	23,9	138,81 - NW	15,3	0,002	0,001	paralelo	-	-	WNW, NNW, NE e ENE
44	552	22,8	151,45 - NNW	13,98	0,002	0,002	paralelo	-	-	WNW, NNW, NE e ENE
45	602	24,4	160,15 - NNW	14,7	0,002	0,002	paralelo	-	-	WNW e ENE
46	418	23,8	185,63 - NS	14,62	0,002	0,002	paralelo	-	-	WNW e ENE

Elaborado pelo Autor 2022.

É notável que para o planalto, a partir da ottobacia 1 para 21, a classe hipsométrica apresenta de maneira geral, um contínuo aumento, partindo da ordem de 753m, onde se encontra o menor nível de base, e chega a altitudes superiores a 900m. Essa continuidade não acontece nas bacias a jusante do divisor, que não apresentam tal linearidade no aumento de altitude, intercalando classes que chegam a 956m (ottobacia 34) e 316 m (ottobacia 39). Quanto à declividade, as ottobacias do planalto apresentam menores declividades, que não chegam a 20°, com as ottobacias 10, 11 e 12 tendo as maiores inclinações. Na escarpa, a declividade se apresenta maior que 20° em quase todas as ottobacias, como o esperado, com exceção das ottobacias 24, 25 e 26 e 33 e 34, com valores similares às ottobacias do planalto.

A orientação de vertente para as ottobacias do planalto, apresenta caimento preferencial para direção N-S até a ottobacia 5, a partir da qual passa a predominar caimento para NNE, com variações para N-S e NE. Nota-se que a ottobacia 18 é a única a apresentar caimento para NNW. Para a escarpa há predominância dos caimentos para os quadrantes NW e NNW, que variam para N-S. As ottobacias 22, 25, 26, 33 e 34 tem caimento para NNE. Em relação a rugosidade, as ottobacias da escarpa apresentam rugosidades maiores que as ottobacias do planalto, com a diferença ficando em torno de 1 ordem de grandeza. No planalto são notáveis as ottobacias 10, 11, 12 e 18, por apresentarem as maiores rugosidades, ainda que não se assemelham à média da rugosidade da escarpa.

Em geral, as ottobacias do planalto apresentam maiores densidades de lineamentos, com a 1 e 2 apresentando 0,002 m/m², a partir de onde até a ottobacia 18 predomina valor de 0,003 m/m². Para a escarpa, os valores ficam entre 0,001 e 0,002 m/m², com exceção das ottobacias 32 e 34, com 0,003 m/m². Quanto à densidade de drenagens, no planalto as maiores densidades, com valor de 0,003 m/m², estão associadas às ottobacias 1 a 6, a partir de onde predomina 0,002 que varia para 0,001 m/m². Para a escarpa, até a ottobacia 35, predominam valores de 0,002 a 0,003 m/m², e a partir desta a densidade passa a ser de 0,001 m/m², com exceção das ottobacias 45 e 46, com 0,002 m/m².

Para os padrões de drenagens, o planalto apresenta maior diversidade, porém com predominância das classes retangular e paralelo. Na escarpa predominam com maior

continuidade, os padrões retangular-paralelo e paralelo, com exceção da ottobacia 27, apresentando padrão em treliça. Quanto às feições e processos de captura, é notável a maior ocorrência nas ottobacias do planalto, com predominância do tipo cotovelo. As ottobacias 2, 3, 6, 9, 13, 16, 17, 20 e 21 apresentam dois ou mais tipos feições, representando uma maior ocorrência dessas na área. Para a escarpa há predominância de cotovelos e wind gaps, com notável lacuna entre as ottobacias 28 e 32 e as ottobacias 36 a 46. Quanto aos processos, é difícil discutir alguma tendência, a não ser que para a escarpa, parece predominar aqueles associados à migração lateral.

Para os lineamentos traçados a partir da isobase, para o planalto, nota-se as ottobacias 5 e 16, que têm presença de mais de 2 direções de lineamentos e as ottobacias 10 a 15, com 1 ou nenhum lineamento, predominando a direção NW e NNW. Para a escarpa, há notável predominância dos lineamentos NNW e NNE, e a partir da ottobacia 41, predomina-se a direção WNW.

5. DISCUSSÃO

Em termos regionais, o recuo da escarpa da Serra do Mar segue de maneira geral a direção ENE, condicionada pelas estruturas dúctil-rúpteis pré-ordovicianas, muitas delas reativadas ao longo da evolução tectônica do substrato, com forte influência da fase de abertura do Oceano Atlântico. Este aspecto é evidenciado principalmente pela correspondência do trend geral do relevo, da rede hidrográfica e dos lineamentos morfoestruturais, com as direções das foliações, tanto da revisão bibliográfica, como nos trabalhos de campo.

O traçado do Rio Paraibuna, além de estar associado aos grandes lineamentos morfoestruturais, também apresenta controle litológico. Isto é bem exemplificado na porção central da área, onde o rio, de montante para jusante, percorre gradativamente unidades geológicas de maior competência partindo do Granito Natividade da Serra, até as unidades de gnaiss peraluminosos, cuja retomada da unidade ortognáissica se mostra uma barreira para o Rio Paraibuna, que por duas vezes toca a unidade sem ultrapassá-la, e por duas vezes se encaixou em lineamento NNE-SSW, com rumo para sudoeste, e retornou por lineamentos NW-SE, com rumo noroeste.

Uma confiável linha de divisor de águas, entre o Planalto de Paraibuna e a escarpa da Serra do Mar, foi delineada a partir das análises da rede hidrográfica e dos produtos morfométricos. O divisor de águas serviu como a base de referência principal para a observação das sub bacias que sofreram capturas e das que possivelmente estão com o

processo em curso. Observa-se que a linha do divisor de águas sofre inúmeras inflexões, com as reentrâncias que adentram o planalto representando as bacias potencialmente capturadas, e as outras inflexões representando resistência às capturas.

análises e comparações das bacias que foram capturadas das que seguem com curso d'água para o continente.

A análise do comportamento da Rio Paraibuna permite afirmar que a resistência apresentada pelas diferentes competências litológicas exercem papel fundamental na manutenção do divisor de águas. As unidades do Complexo Pico do Papagaio e dos granito-gnaisses migmatíticos do Complexo Costeiro apresentam maior resistência à erosão diferencial e por isso maior resistência aos processos de captura de drenagem. Da mesma forma, a presença dos charnockitos a leste da área exerce influência no avanço do divisor antes referido rumo ao planalto, novamente evidenciando um forte condicionante litológico sobre as anomalias de drenagem.

Na escala das sub-bacias, a análise hipsométrica e das superfícies de base, juntamente com a rede hidrográfica, também evidenciou as diferentes competências litológicas na evolução do relevo. Tal relação é particularmente evidente para as menores classes altimétricas do planalto, associadas às unidades lenticulares de gnaisses peraluminosos.

A análise morfométrica permitiu identificar lineamentos de direções ENE-WSW do trend regional, mas também mostrou forte influência de direções NW-SE e N-S. Essas relações são evidenciadas pelos:

- (i) adensamentos paralelos das isolinhas de base, ou inclinações das superfícies, que mostram relação com o adensamento da rede hidrográfica;
- (ii) adensamentos que ocorrem na direção ENE-WSW, a qual, embora seja reliquiar das fases dúcteis-rúpteis, provavelmente exercem forte influência devido aos contrastes da competência litológica, sem descartar as reativações na evolução tectônica;
- (iii) adensamentos paralelos de direção NW-SE com influência no relevo, com respostas na rede hidrográfica, evidenciando importante contribuição da tectônica rúptil nas anomalias da drenagem;
- (iv) lineamentos N-S (variando de NNW-SSE a NNE-SSW), que não se mostram com adensamentos paralelos das isolinhas, mas mostram inflexões que permitem inferir que essas direções podem ter influência no substrato, mas sem expressão no relevo; e
- (v) relações entre a posição dos lineamentos com as inflexões do divisor de águas, referido acima, o que aponta para controle tectônico rúptil dos sistemas NW e NNW a NNE, definindo as principais reentrâncias do divisor de águas sobre o planalto.

A análise integrada da rede hidrográfica com os produtos morfométricos indicou forte controle tectônico, representado pelo padrão paralelo, retangular e retangular paralelo na área de estudo, além da verificação da presença de evidências de capturas e anomalias de

drenagem, marcados por cotovelos, vales secos, wind gaps e knickpoints, com identificação de capturas por migração lateral e bottom-up. Algumas sub-bacias capturadas apresentam as projeções de lineamentos morfoestruturais (NW-SE e N-S) que atravessam a área, permitindo uma correlação com as importantes deformações rúpteis das fases deformacionais do RCSB. Alguns desses lineamentos NNW-SSE a NNE-SSW são aqueles marcados apenas por inflexões das isolinhas de base, os quais, embora de baixa expressão geomorfológica, são importantes para o fluxo fissural de água subterrânea e podem ser forte indício de controle tectônico nos regimes de fluxo.

Nem todas as sub-bacias analisadas apresentam evidências da captura e identificação de tipos dos tipos de captura, e essa ausência pode indicar apenas uma dificuldade em se identificar feições na escarpa. Entende-se, entretanto, ser possível a atuação de um importante processo de decapitação de drenagens (Schmidt 1989), iniciado invariavelmente pela captura do fluxo da água subterrânea.

O controle tectônico fissural, segundo as direções NNW-SSE a NNE-WSW, constitui importante anisotropia para o fluxo de água subterrânea nos aquíferos cristalinos do Planalto Atlântico (Alves 2008). Na área de estudos, importante controle fissural pode ser proporcionado pelas juntas de alívio, na captação das águas subterrâneas para a condução nos sistemas NNW-SSE a NNE-SSW.

6. CONCLUSÕES

A análise integrada dos dados morfométricos, da rede hidrográfica, de estruturas rúpteis, de campo e da literatura demonstraram excelente aplicação na investigação das capturas de drenagens em um setor da Serra do Mar, permitindo avaliar suas causas e consequências, conforme os objetivos deste trabalho.

Foram identificadas feições de expressão regional, tais como a escarpa em recuo da Serra do Mar, o traçado do Rio Paraibuna e o divisor que as separa, bem como seus condicionantes pelas estruturas regionais (em parte reativadas de zonas de cisalhamento pré-cambrianas e a eopaleozoicas), ou mais jovens, e os diferentes litotipos que constituem o substrato geológico da área em estudo. A diferença de resistência apresentada pelas diferentes unidades litológicas tem exercido papel fundamental na manutenção do divisor de águas.

A análise integrada da hipsometria, das superfícies de base e da hidrográfica também permitiu ressaltar o papel dos diferentes tipos de rochas e das principais famílias de lineamentos no controle das classes altimétricas do planalto, no adensamento da rede

hidrográfica, na identificação de possíveis estruturas reativadas, e nas anomalias da drenagem com evidências de capturas. Essas últimas são evidenciadas por cotovelos, vales secos, wind gaps e knickpoints, com identificação de capturas por migração lateral e bottom-up.

O conjunto de estruturas identificadas, incluindo aquelas indicadas somente por isolinhas de base e com pouca expressão geomorfológica, é relevante para a compreensão do fluxo de água subterrânea no meio fraturado, além de sugerir a influência de controle tectônico nos regimes de fluxo. Na área de estudos, as juntas de alívio podem ter exercido importante papel na captação das águas subterrâneas e sua posterior condução para as famílias de fraturas de direções NNW-SSE a NNE-SSW, as quais são reconhecidamente relevantes como anisotropias para o fluxo de água subterrânea nos aquíferos cristalinos da região.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. 1956, A terra paulista. Boletim Paulista de Geografia, no. 23, p. 5-38.
- AB'SÁBER, A.N. 1957, O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. Boletim Paulista de Geografia, no. 26, p. 38-49.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA), 2017, Base Hidrográfica Ottocodificada do Rio Paraíba do Sul. Brasília. 1:50.000.
- AHMED, M.F., ALI, M.Z., ROGERS, J.D. et al. 2019, A study of knickpoint surveys and their likely association with landslides along the Hunza River longitudinal profile. Environ Earth Sci 78, 176.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964, Fundamentos geológicos do relevo paulista. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, v. 41, no. 3, p. 9-75.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congr. Bras. de Geol, no 23, Salvador, Anais, p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R., 1998, Origem e evolução da Serra do Mar. Brazilian Journal of Geology, v. 28, no. 2, p. 135-150.
- ALVES, F. M. 2005, Tectônica rúptil do Maciço Alcalino de Poços de Caldas no contexto do Alinhamento Magmático de Cabo Frio. [Monografia de Formatura], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- ALVES, F. M. 2008, Tectônica rúptil aplicada ao estudo de aquífero em rochas cristalinas fraturadas. [Dissertação de mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

- ARGUELLO, F. V. P, 2017, Simulação Hidrológica da Bacia do Rio Paraitinga para Análise das Potenciais Causas do Evento Extremo de Cheia e Desastre Ocorrido na Passagem de Ano de 2009/2010. [Tese de Doutorado]: São José dos Campos, Instituto de Pesquisas Espaciais.
- BISHOP, P. 1995, Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Physical geography*, v. 19, no. 4, p. 449-473.
- CHIESSI, C. M. 2004, Tectônica cenozóica do maciço alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ) [Dissertação de mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. 2000, Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 19-40.
- DAVIS, W. M. 1909, *The Seine, the Meuse and the Moselle*. Geographical Essays, Dover Publications, INC, p. 587-616.
- DUNNE, T. 1980: Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography* 4, 211-39.
- FERNANDES, A J. 1991, O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- FORTE, A. M. and WHIPPLE, K. X., 2018, Criteria and tools for determining drainage divide stability, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 493, 102–117.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S. M. 1979, Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth Planet, Science Letters*, v.42, p. 311-320.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Amsterdam: Geomorphology*, 7: 305-315
- GROHMANN, C. H. 2004, Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. In: *Computers & Geosciences*. no 30. 1055-1067. 10.1016/j.cageo.2004.08.002.
- GROHMANN, C. H. 2008, Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro. [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F. M. 2007, SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers and Geosciences*, v. 33, no. 1, p. 10-19.
- GROHMANN, C.H., CAMPANHA, G.A.C. and SOARES JUNIOR, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. [IN PORTUGUESE].

- GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; CHAMANI, M. A. C., 2011, Regional scale analysis of landform configuration with base-level maps. In: Hydrology and Earth System Sciences. v. 15, p. 1493-1504. 10.5194/hess-15-1493-2011.
- HARTWIG, M. E. 2006, Tectônica rúptil mesozóica-cenozóica na região da Serra dos Órgãos, RJ. [Dissertação de mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- HASUI, Y. 1975, Evolução Polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. Boletim do IG/USP, v. 6, p. 95-108.
- HASUI, Y. 2010, A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. Geociências, v. 29, no.2, p. 141-169.
- HASUI, Y., PONÇANO, W. I., BISTRICHI, C. A., STEIN, D. P., GALVÃO, C. A., GIMENEZ, A. F., ALMEIDA, M. A., PIRES NETO, A. G., Melo, M. S., SANTOS, M. C. S. R. 1978, Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. 1976, Evolução Geológica do PréCambriano na Região Nordeste do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, v. 6, no. 3, p. 182-200.
- HASUI, Y.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICH, C. A. 1981, O embasamento Pré-Cambriano e EoPaleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DE SÃO PAULO. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1.500.000. São Paulo: IPT, v.1, p.12-45. (Publicação, 1184).
- HASUI, Y. 2012, Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M., BARTORELLI, A. (Org.). Geologia do Brasil. São Paulo, Editora Beca, p. 331- 372.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. 2004, Província Mantiqueira. In Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Brito-Neves (Eds.). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. 1999, Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão, SP. Revista do Instituto Geológico, v. 20, no. 2, p. 5–19.
- ÍNDICE DOS TERMOS, EStratigrafia Sequencial - Definições e Ilustrações dos Termos e Conceitos, 2018. Disponível em <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/Estratigrafia%20Sequencial/Pages/PageV.html> Acesso em 02 de janeiro de 2022.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1985, Avaliação das informações disponíveis para granitóides do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, Atas São Paulo, SBG-NSP. v. I, p. 133-146.
- JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 ,2007. Acessado em < <https://search.asf.alaska.edu/#/> > no dia 20 de agosto de 2021.

- KING, L.C. 1956, A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, p. 147-265.
- LIU, C.C. 1987, A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de Imagens MSS do LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p.164-188.
- MAGALHÃES, J. T. R.; VALENTE, S. de C. 2011, Características Estruturais e Alojamento dos Diques Alcalinos entre São Sebastião e Ubatuba, SP. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, v. 13.
- MARTEL, S. J. 2017, Progress in understanding sheeting joints over the past two centuries. *Journal of Structural Geology*, v94, p. 68-86.
- NEUMANN, R. 1993, Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo. 1993. [Tese de Doutorado], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- OKIDA, R.; VENEZIANI, P. 1995, Movimentos gravitacionais de massa: uma abordagem com produtos de sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE PERCEPCIÓN REMOTA, 7, México, p. 395-401.
- OLIVEIRA, D. D. 2003. A captura do Alto Rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia-SP (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- de PAULA, J. P. L., ZAINÉ, J. E., LIMA, M. S., & de OLIVEIRA, E. M. 2008, Análise fisiográfica aplicada à elaboração de mapa geológico-geotécnico de região da Serra do Mar e Baixada Santista. *Geociências*. São Paulo, v.27 no. 2, p. 249-264.
- PEDERSON, D. T. 2001. Stream piracy revisited: A groundwater-sapping solution. *GSA TODAY*, 11(9), 4-11.
- PERRON, J. & ROYDEN, L. 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*. 38. 570-576. 10.1002/esp.3302.
- PERROTTA, Mônica Mazzini et al., 2006 *Geologia e recursos minerais do estado de São Paulo: Sistema de Informações Geográficas - SIG*. Rio de Janeiro: CPRM. Programa Geologia do Brasil.
- PFAFSTETTER, O. 1989, Classificação de bacias hidrográficas. Manuscrito não publicado. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Obras de Saneamento.
- RIBEIRO, A.C., LIMA, F.C.T., RICCOMINI, C. & MENEZES, N.A. 2006. Fishes of the Atlantic Rainforest of Boracéia: testimonies of the Quaternary fault reactivation within a Neoproterozoic tectonic province in Southeastern Brazil. *Ichthyol. Explor. Freshw.* 17(2):157-164.

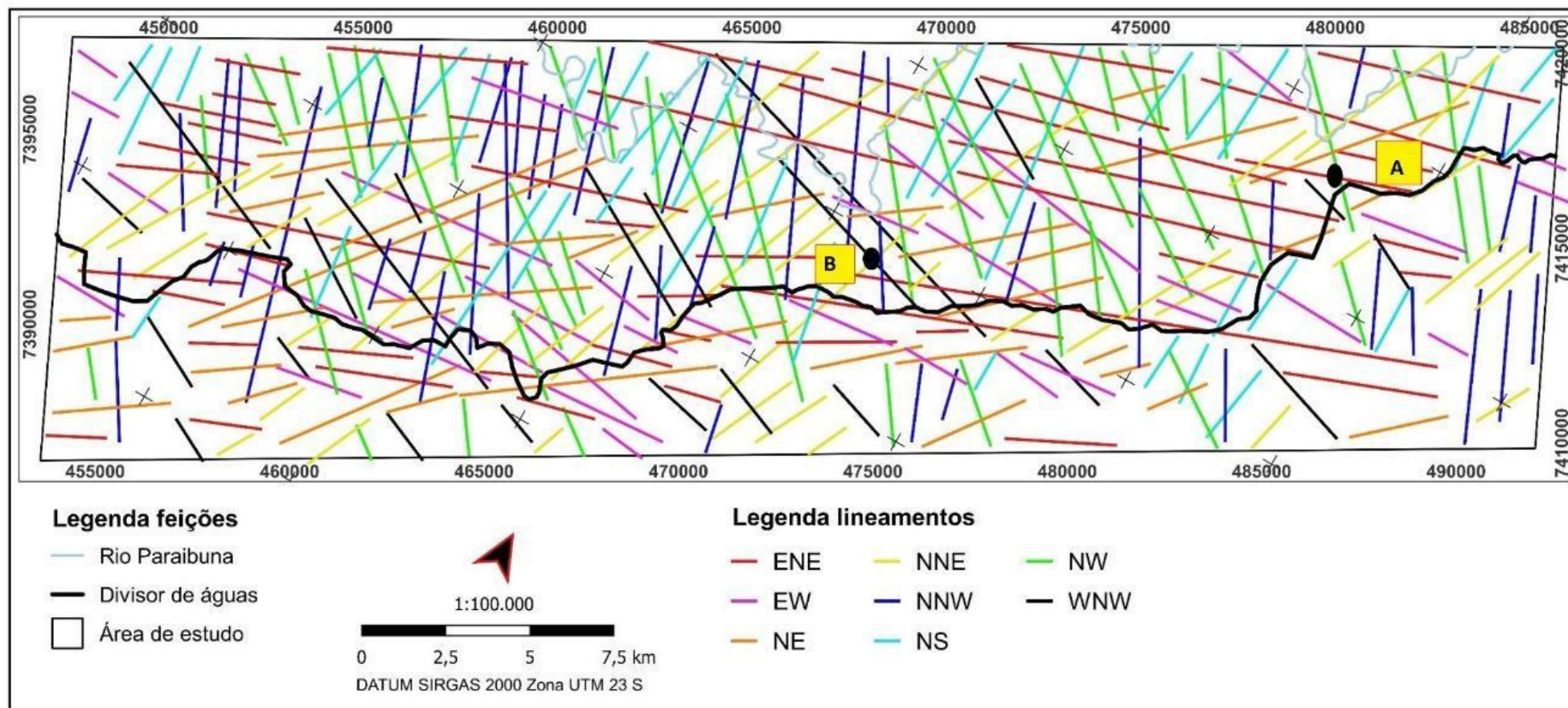
- RICCOMINI, C.; CROSTA, A. P. 1988, Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. Boletim IG-USP, Série Científica, v. 19, p. 23-37.
- RICCOMINI, C. 1989, O Rift Continental do Sudeste do Brasil. [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. 2004, Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. In Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Brito-Neves (Eds.). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.
- RICCOMINI, C., GROHMANN, C. H., SANT'ANNA, L. G., & HIRUMA, S. T. 2010. A captura das cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul. In Modenesi-Gautieri, M.C., Bartorelli A., Mantesso-Neto V., Carneiro C.D.R., Lisboa M.B.A.L. (eds.) A obra de Aziz Nacib Ab'Saber, São Paulo, Beca, p. 157-169.
- RODRIGUEZ, S.K. 1993, Neotectônica e Sedimentação Quaternária na Região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, PA. [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- ROWAN, C. 8 streams reversing. Allochthonous Highly, 1 de Janeiro de 2010. Disponível em <https://all-geo.org/highlyallochthonous/2010/01/8-streams-reversing/> Acesso em 27 de dezembro de 2021.
- SALVADOR E.D. & RICCOMINI, C. 1995, Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP, RJ, Brasil). Revista Brasileira de Geociências, v. 25 no3, p. 151-164.
- SADOWSKI, G. R. 1991, A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. Boletim IG-USP. Série Científica, v. 22, p. 15-28.
- SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. da C. 2004, Grandes falhas no Brasil continental. In Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Brito-Neves (Eds.). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 410.
- SCHMIDT, K.H. 1989: The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. Earth Surface Processes and Landforms 14, 93-105.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E., 1984, Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, na Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM/MME; 501p.
- [SIGRH] SISTEMA INTEGRADO DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO, 2019, Plano de Bacias Hidrográficas do Litoral Norte UGRHI 3. São Paulo, CBH-LN.

- [SRHSO-DAEE] SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS, SANEAMENTO e OBRAS. DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA, 1999, Relatório de Situação dos Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. São Paulo: DAEE.
- STRAHLER, A.N. 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 38, no. 6, p. 913-920.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991, *Global geomorphology*. London, Routledge, 560p.
- TOMBA, C. L. B. 2012, *Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil*. [Tese de Doutorado], São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- VITA-FINZI, C. 1986, *Recent earth movements: an introduction to neotectonics*, London, Academic Press, 226p.
- WILLET, S.D., MCCOY, S.W., PERRON, J. T., GOREN, L., and CHEN, C.Y., 2014, Dynamic reorganization of river basins : *Science*, v. 343, doi:10.1126/science.1248765.

ANEXO A - Lineamentos morfoestruturais e levantamento bibliográfico de dados rúpteis;

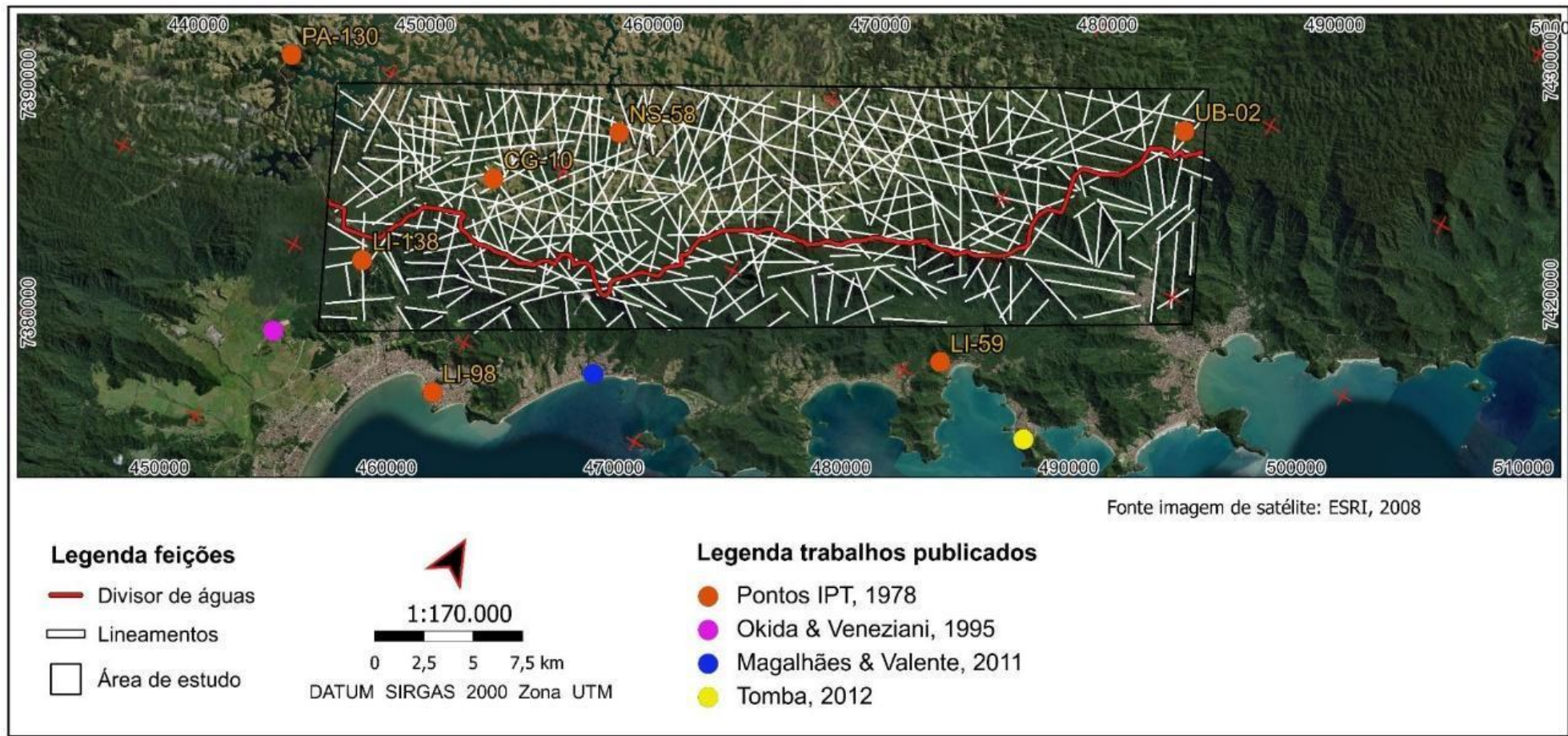
- **Figura A-1** - Lineamentos morfoestruturais da área de estudo.
- **Figura A-2** - Mapa de pontos de coletas estruturais oriundos de levantamento bibliográfico.
- **Figura A-3** - Estereogramas de dados estruturais referente ao trabalho de Hasui et al. (1978).
- **Figura A-4** - Estereogramas de dados estruturais referentes ao trabalho de Hasui et al.(1978) e Tomba (2012).
- **Figura A-5** - Rosetas de dados estruturais referentes ao trabalho de Magalhães & Valente (2011).
- **Figura A-6** - Rosetas de dados de fraturas referentes ao trabalho de Okida & Veneziani (1995).

Figura A-1. Lineamentos morfoestruturais da área de estudo.



Elaborado pelo próprio Autor (2022).

Figura A-2- Mapa de pontos de coletas estruturais oriundos de levantamento bibliográfico.



Fonte: próprio autor

Figura A-3. Estereogramas de dados estruturais extraídos do trabalho de Hasui et al. (1978).

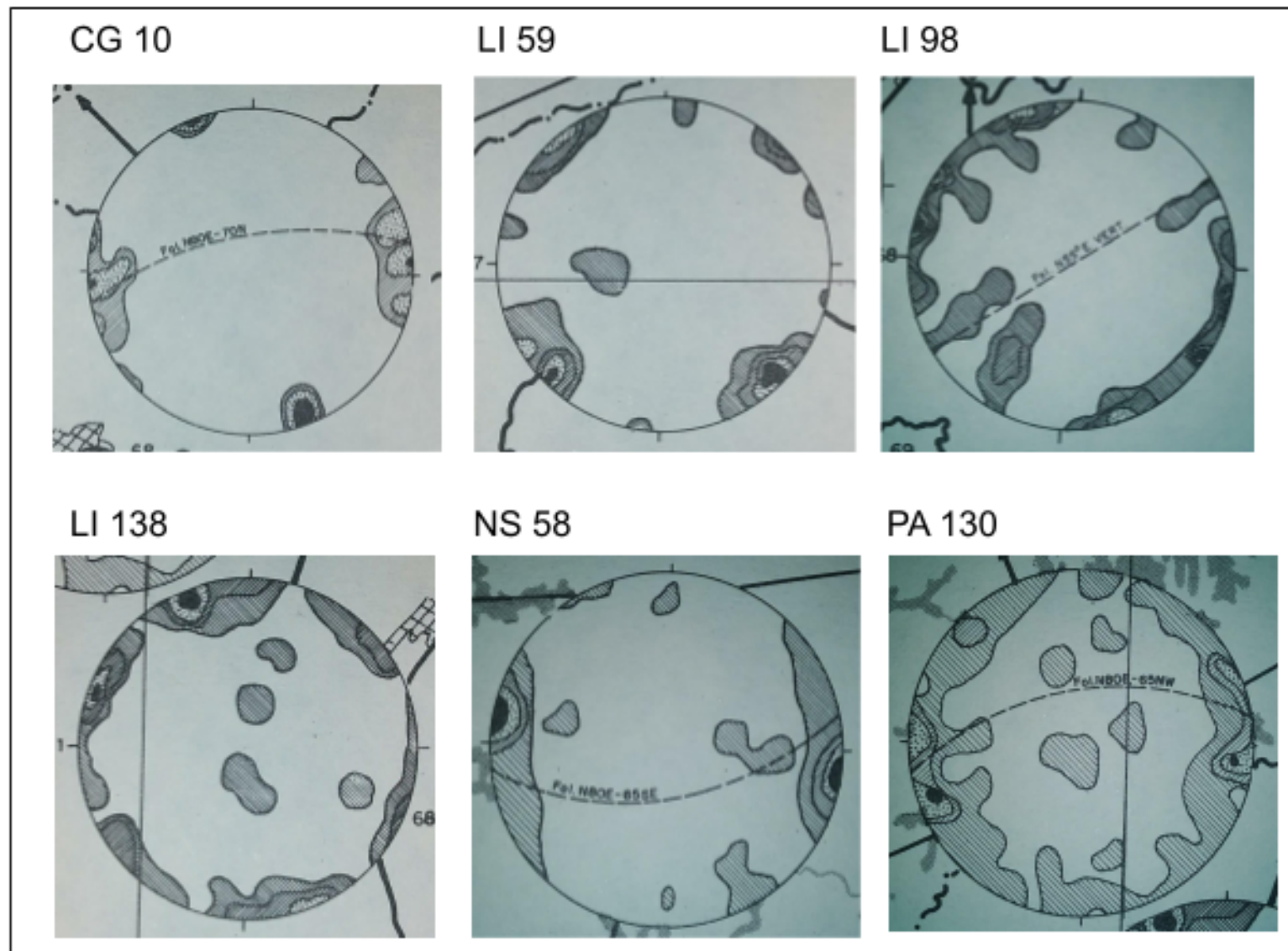


Figura A-4. Estereogramas de dados estruturais extraídos do trabalho de Hasui et al. (1978) e Tomba (2012).

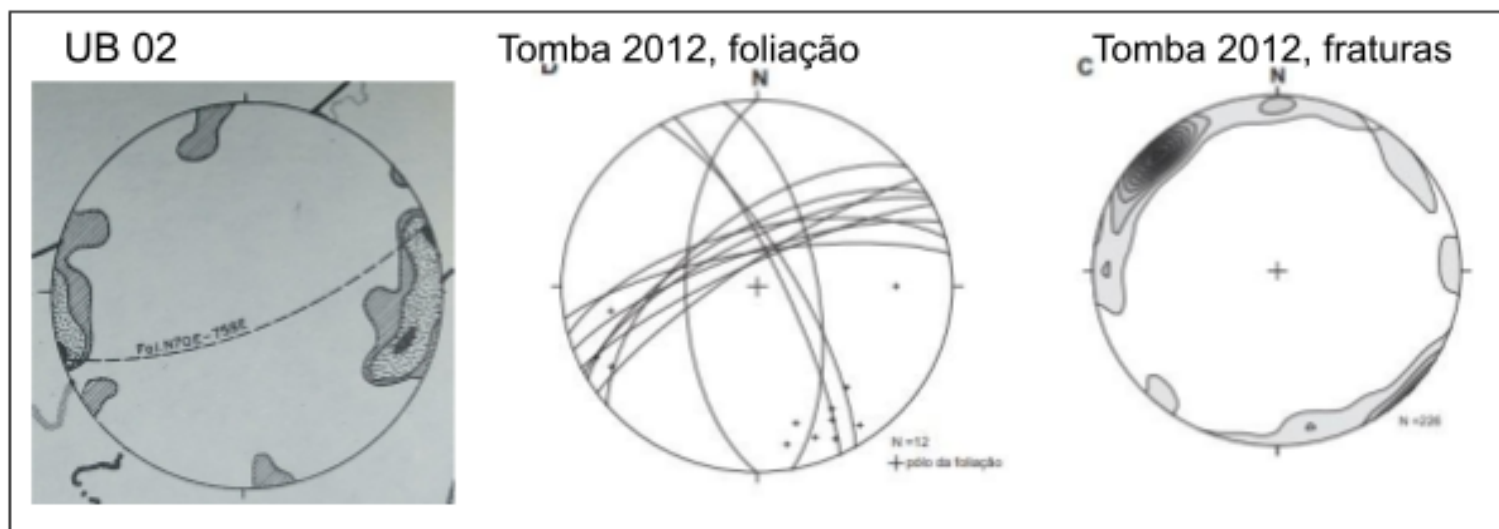


Figura A-5. - Rosetas de dados estruturais extraídos do trabalho de Magalhães & Valente (2011).

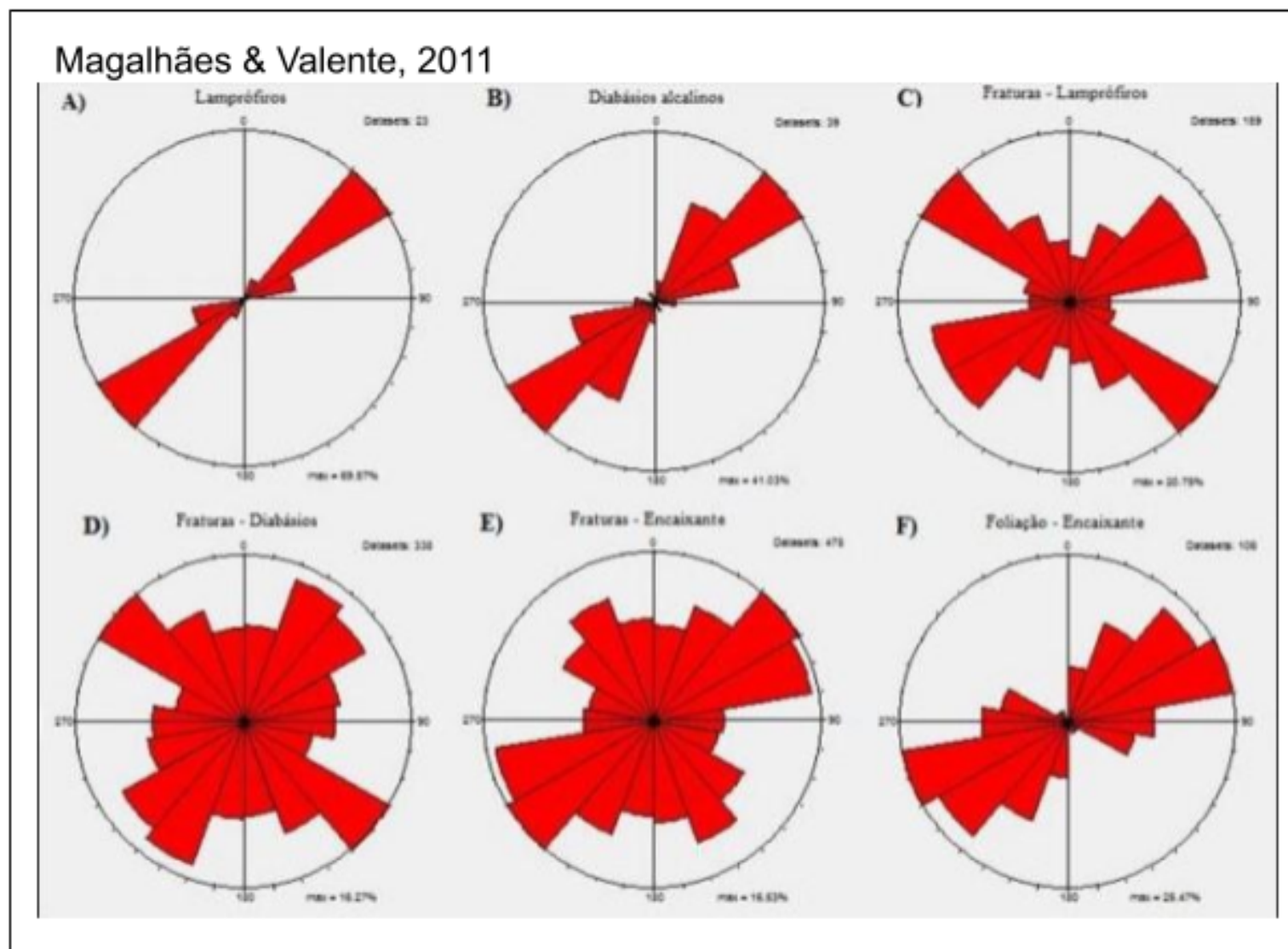
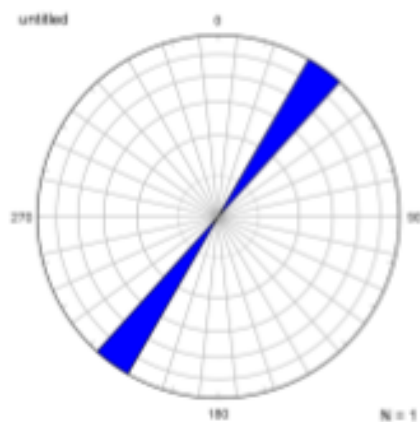
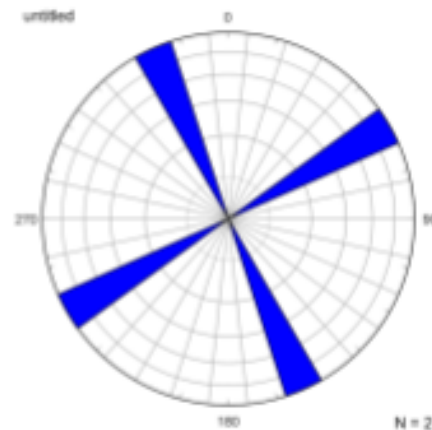


Figura A-6. Rosetas de dados de fraturas referentes ao trabalho de Okida & Veneziani (1991).

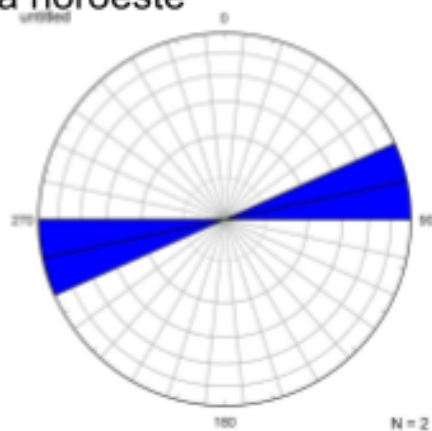
Okida & Veneziani, 1995.
Área centro-norte



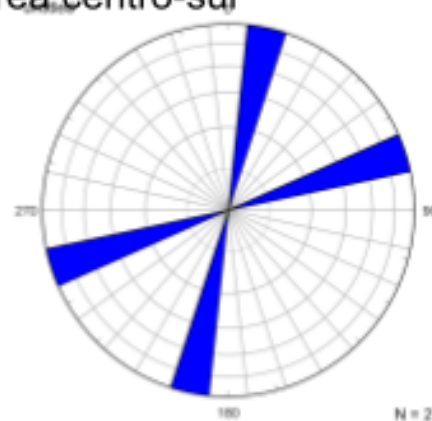
Okida & Veneziani, 1995.
Área nordeste



Okida & Veneziani, 1995.
Área noroeste



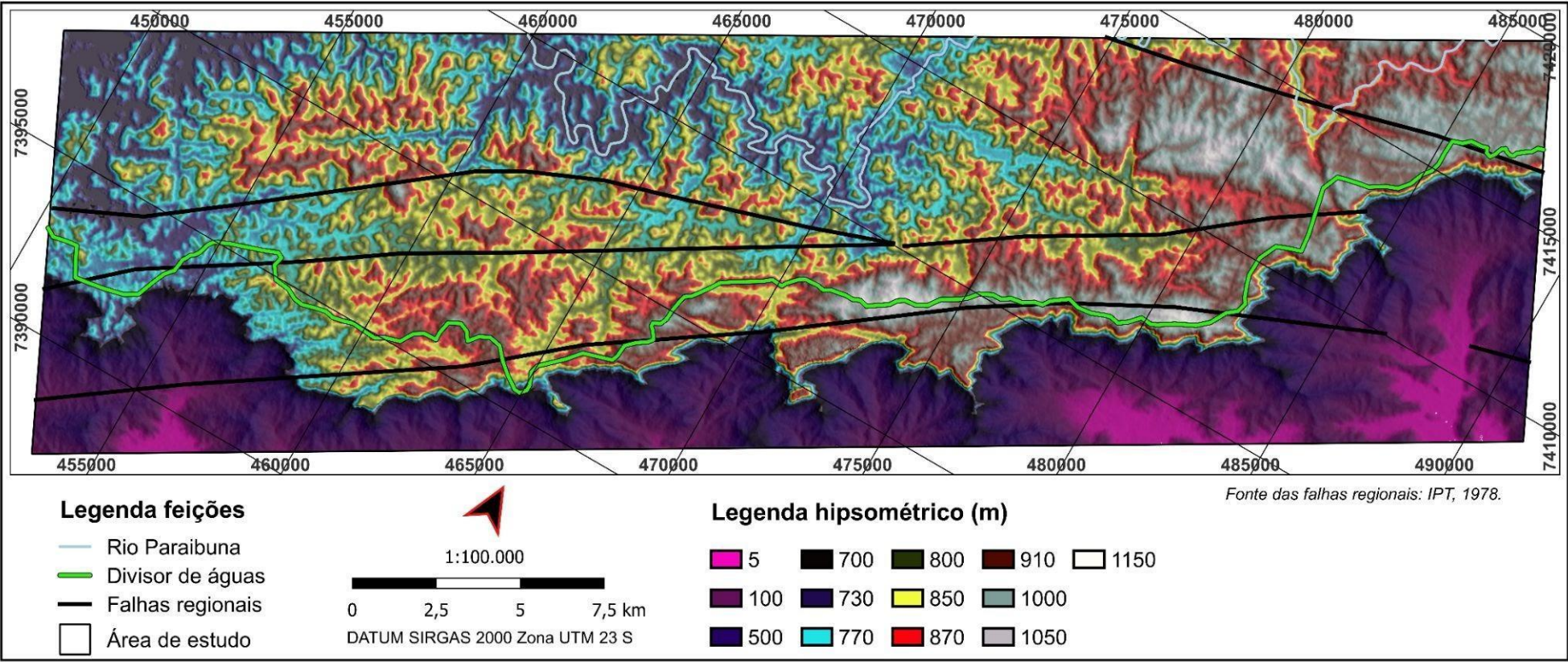
Okida & Veneziani, 1995.
Área centro-sul



ANEXO B - Análise morfométrica

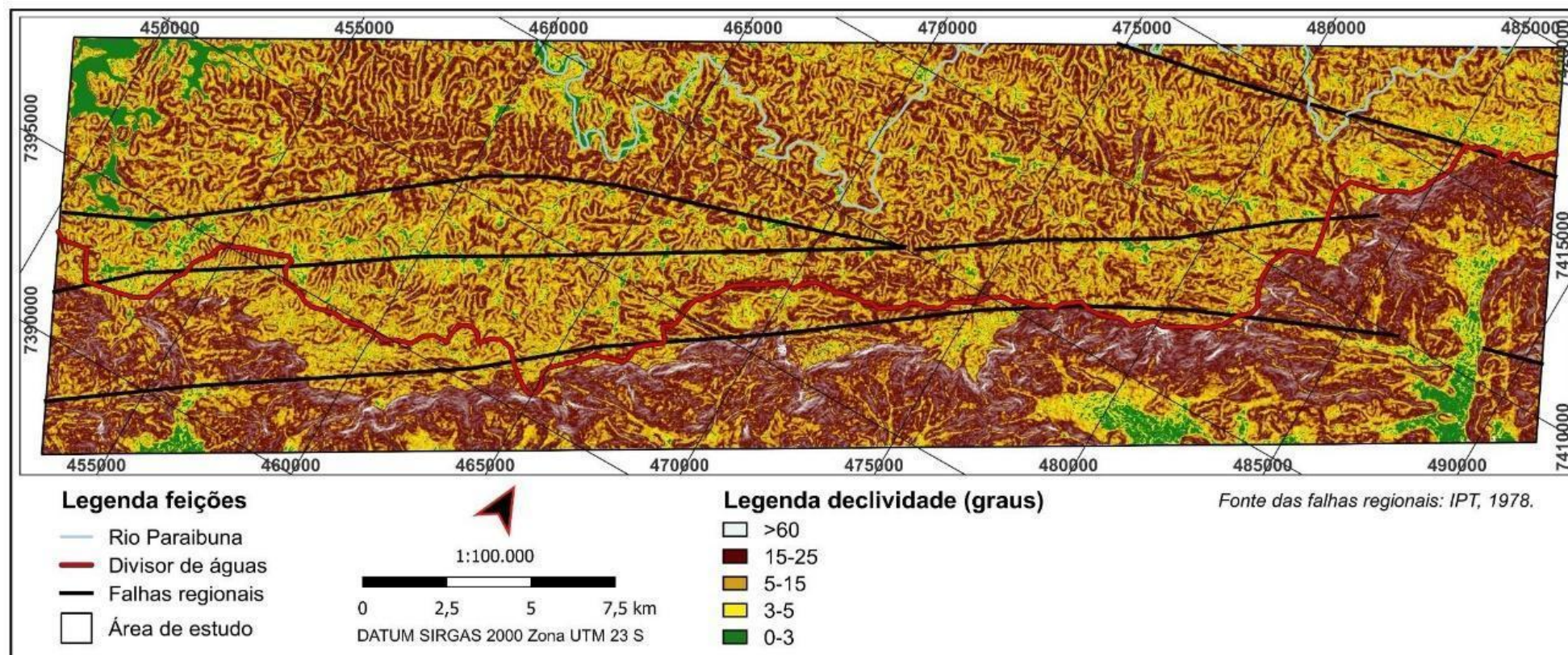
- **Figura B-1** - Carta hipsométrica, com 13 classes que realçam o Planalto do Paraibuna e a Escarpa da Serra do Mar.
- **Figura B-2** - Carta de declividades, com classes que representam condições geotécnicas, de planícies de inundação até encostas íngremes, e que realçam o Planalto do Paraibuna e a Escarpa da Serra do Mar.
- **Figura B-3** - Figura B-3. Carta de orientação de vertentes, com 16 classes que apresentam os rumos segundo cada direção principal.
- **Figura B-4** - Carta de rugosidade do relevo.

Figura B-1. Carta hipsométrica, com 13 classes que realçam o Planalto do Paraíba e a Escarpa da Serra do Mar.



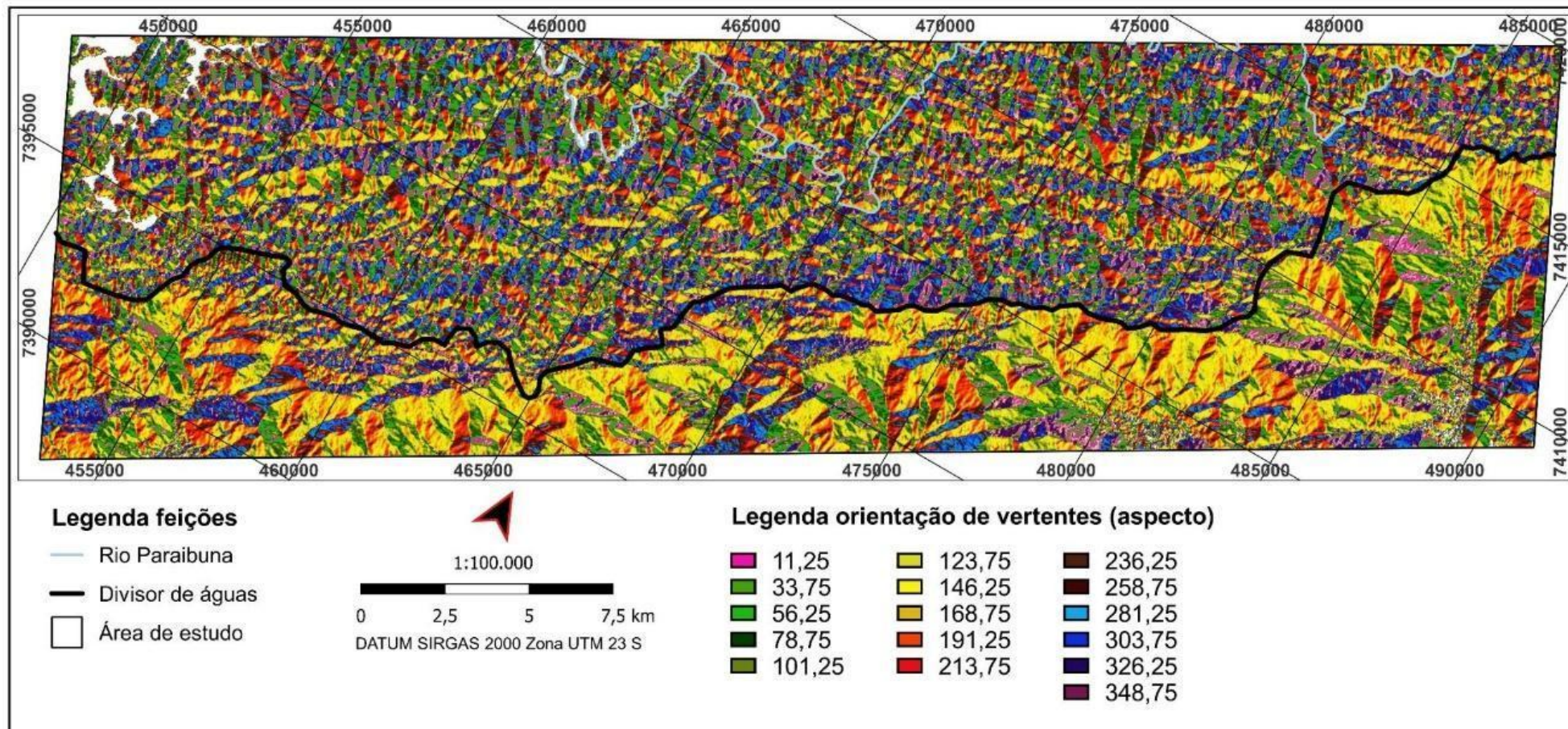
Fonte: próprio autor

Figura B-2. Carta de declividades, com classes que representam condições geotécnicas de planícies de inundação até encostas íngremes, que realçam o Planalto Paraibuna e a Escarpa da Serra do Mar.



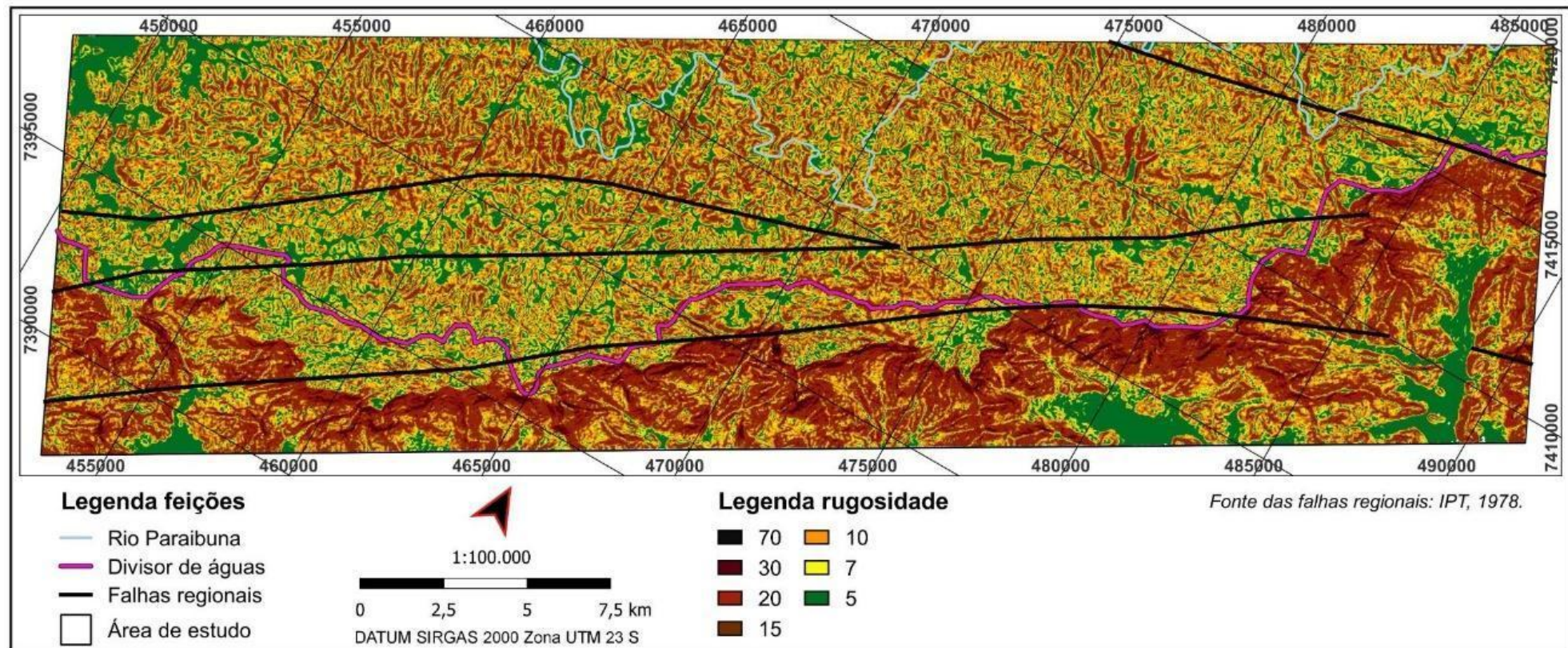
Fonte: próprio autor

Figura B-3. Carta de orientação de vertentes, com 16 classes que apresentam os rumos segundo cada direção principal.



Fonte: próprio autor

Figura B-4. Carta de rugosidade do relevo.

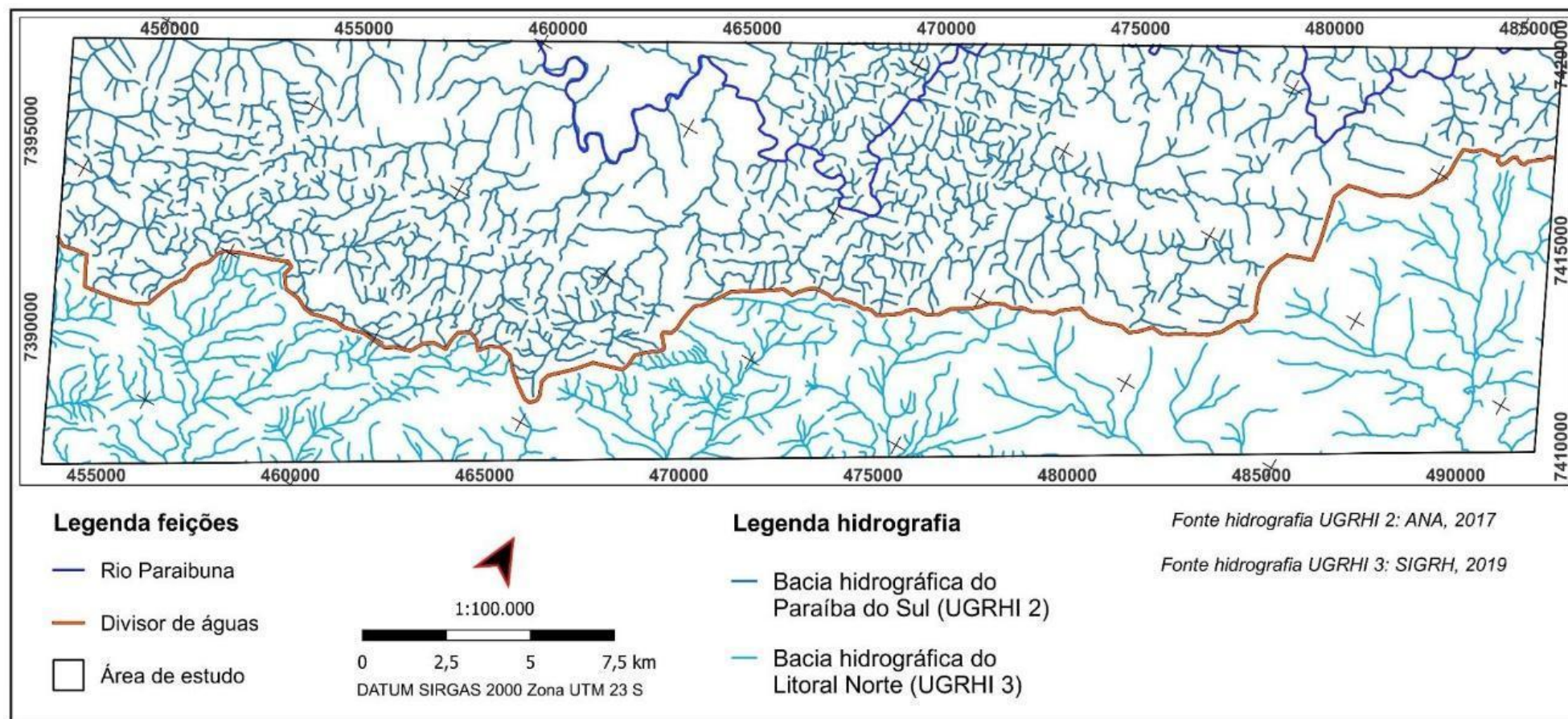


Fonte: próprio autor

ANEXO C - Caracterização hidrográfica;

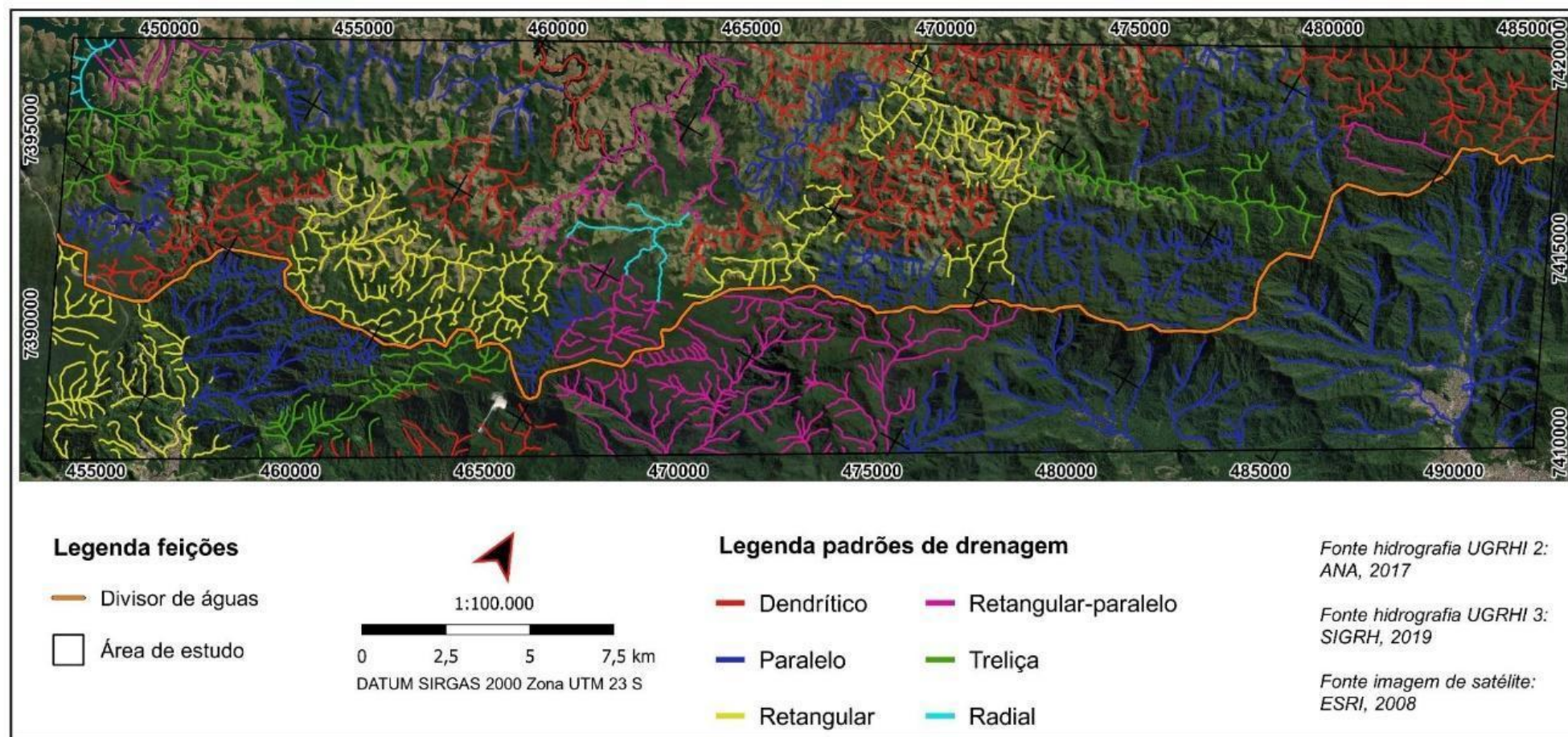
- **Figura C-1** - Síntese hidrográfica.
- **Figura C-2** - Classificação dos padrões da rede de drenagens.
- **Figura C-3** - Mapa das ottobacias hidrográficas de nível 7.
- **Figura C-4** - Mapa da densidade de drenagens por ottobacias de nível 7.
- **Figura C-5** - Mapa da densidade de lineamentos por ottobacias de nível 7.
- **Figura C-6** - Mapa da densidade de lineamentos nas ottobacias de nível 7.

Figura C-1. Síntese hidrográfica.



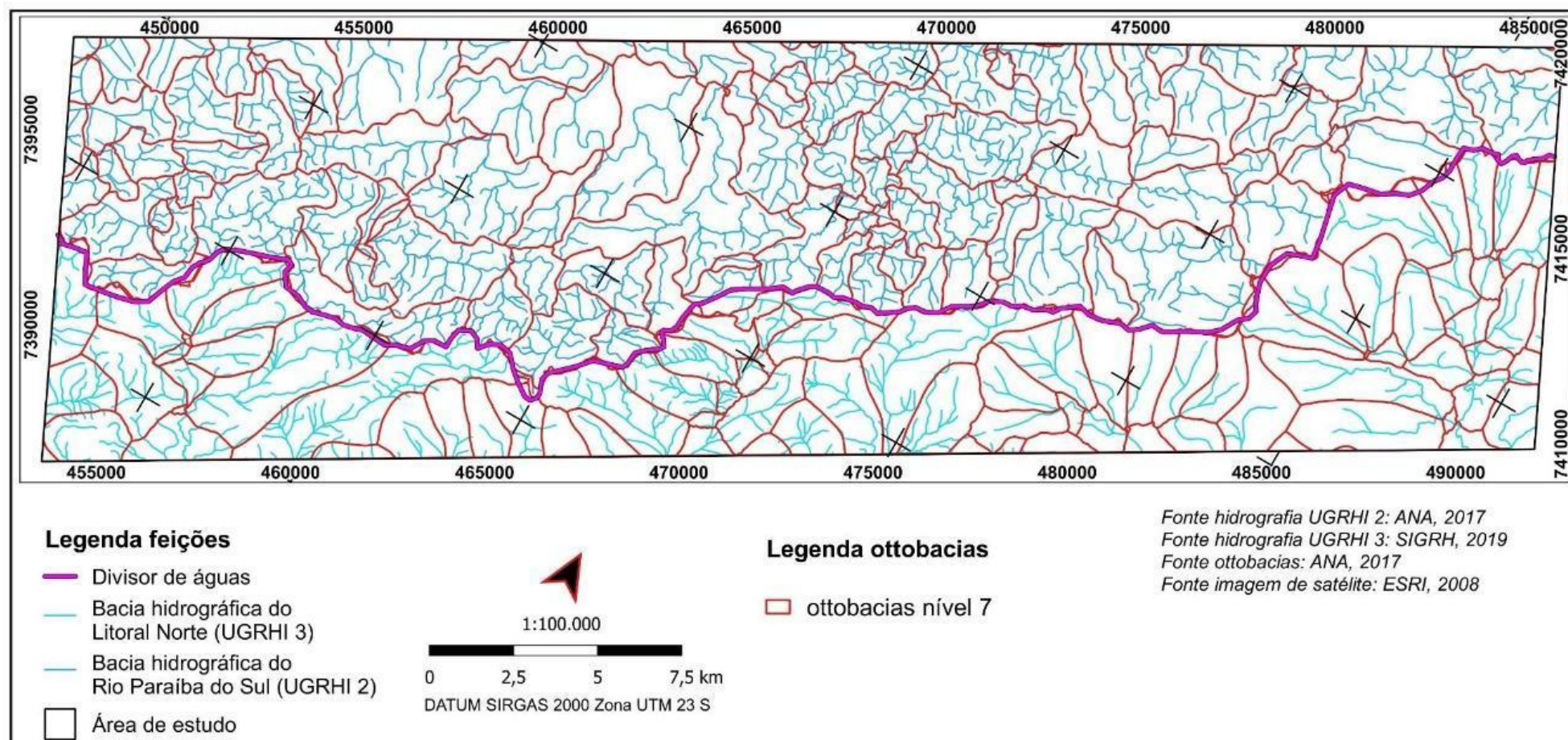
Fonte: próprio autor

Figura C-2. Classificação dos padrões da rede de drenagens



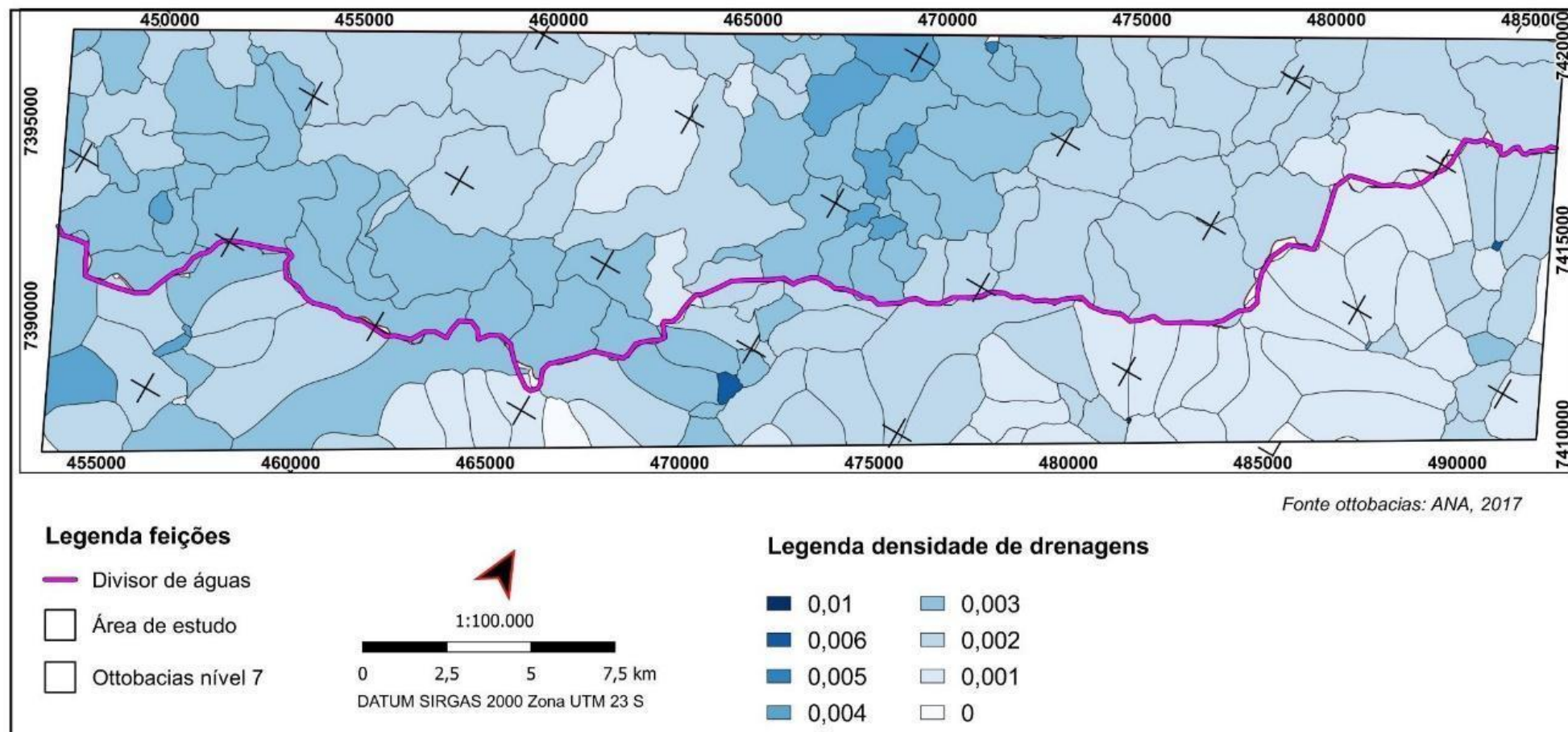
Fonte: próprio autor

Figura C-3. Mapa das ottobacias hidrográficas de nível 7.



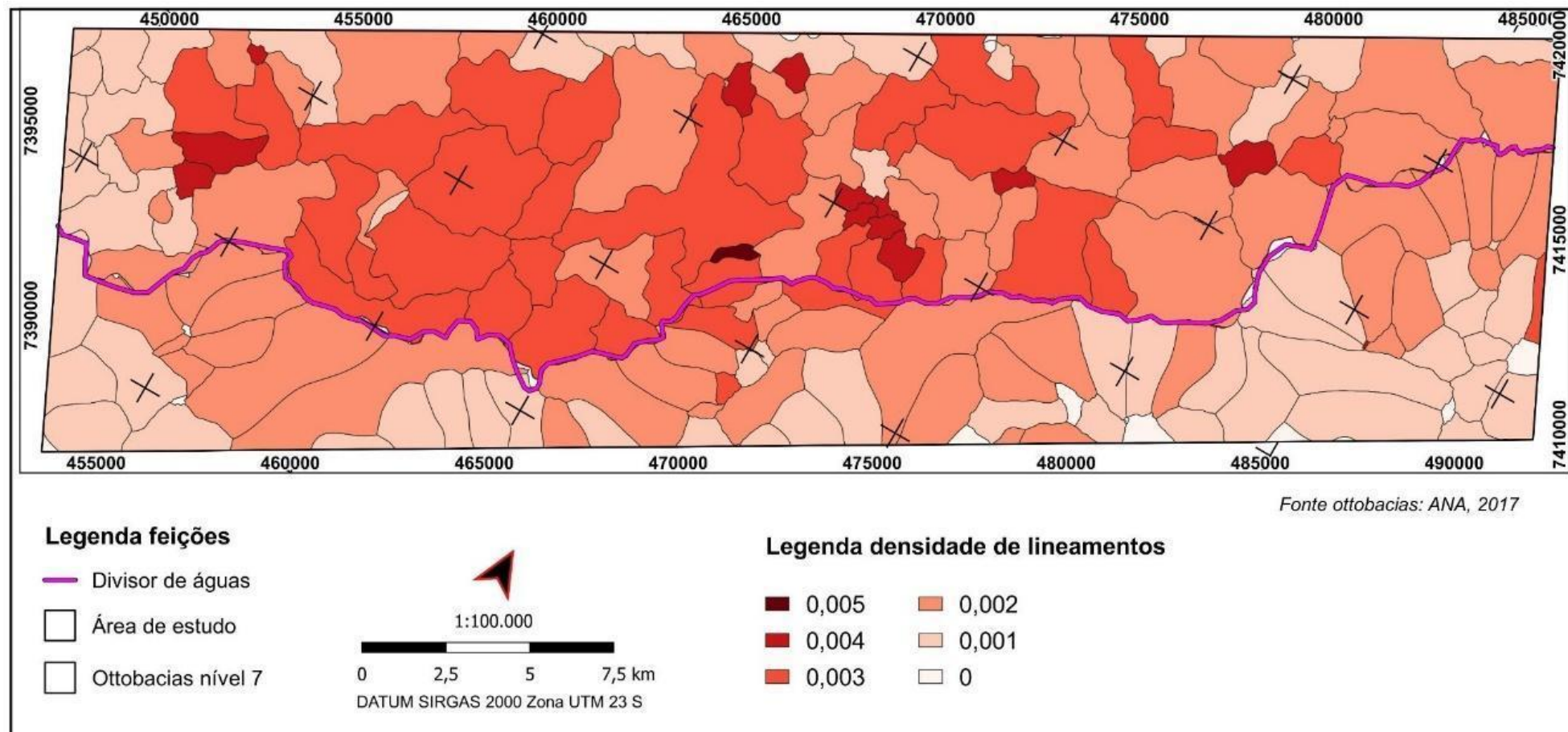
Fonte: o próprio autor

Figura C-4. Mapa da densidade de drenagens por ottobacias de nível 7.



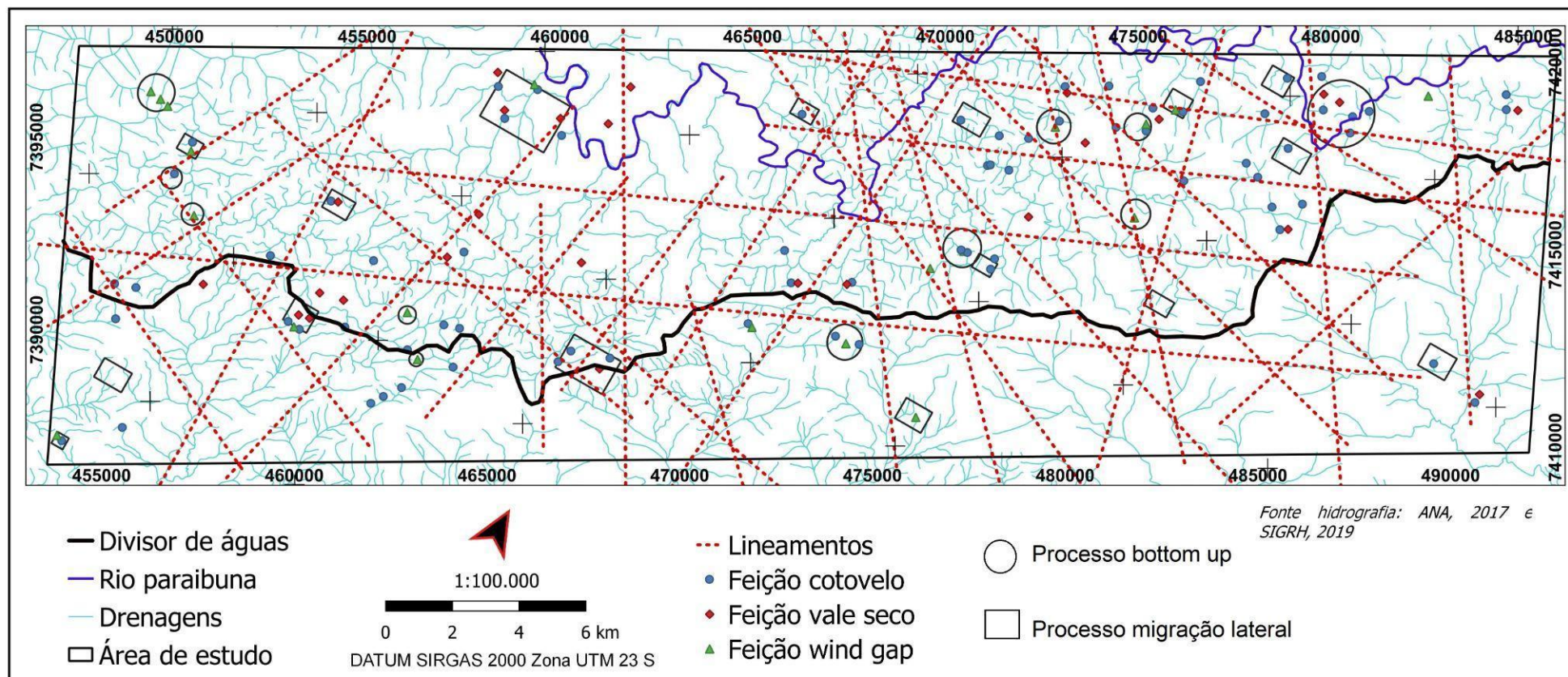
Fonte: próprio autor

Figura C-5. Mapa da densidade de lineamentos nas ottobacias de nível 7.



Fonte: próprio autor

Figura C-6. Mapa de feições de anomalias e capturas de drenagem e lineamentos de superfícies de base..



Fonte: próprio autor

ANEXO D - Descrição dos locais descritos no levantamento de campo

No levantamento de campo, foram observados vales encaixados em morros majoritariamente convexos e às vezes retilíneos. A direção predominante de dissecação do relevo é aparentemente NNW, como mostra a **Figura D-1a**. Foi possível notar blocos rolados que apresentam pelo menos 2 faces planares, além de fraturas. Seus tamanhos eram maiores nas proximidades da rodovia Oswaldo Cruz (**Figura D-1b**) e menores ao longo percurso para SW. As descrições individuais dos pontos estão a seguir, e o mapa de pontos pode ser encontrado na **Figura 13**.



Figura D-1a: Morros convexos com as flechas laranja indicando as drenagens de primeira ordem, O traço retilíneo em vermelho, indicando a dissecação predominante do relevo, tem direção NNW. (478389 / 7415709 23 S). **Figura D-1b:** Matacão apresentando faces planares e microfraturas.

UB-1 (475997 / 7413818 23 S - Gnaiss parcialmente alterado)

Litotipo gnáissico ocorrendo em afloramento alterado, apresentando forte foliação de atitude N068/90 e estrutura planar corresponde a fratura de atitude N338/90 (**Figura D-2**).



Figura D-2: Plano de fratura na rocha parcialmente alterada.

Nas proximidades do local há ocorrências de lajedos nas estradas e afloramento rochoso em topo de morro, com grande quantidade de blocos e matacões rolados (**Figura D-3**).



Figura D-3: Afloramento em topo de morro e grande ocorrência de blocos.

No caminho também é possível observar locais nos quais o rio Paraibuna apresenta encachoeiramento, assim como seus afluentes próximos, indicando uma quebra de compartimento no substrato que compõe o seu leito.

UB-2 (475490 / 7411850 23 S - Gnaiss)

Afloramento gnaissico em lajedo na estrada. Aparenta ter foliação milonítica na direção N078. Deformações transversais a gnaissificação ocorrem na direção N028 e apresentam dobras de arrasto que sugerem uma deformação sinistral (**Figura D-4**).

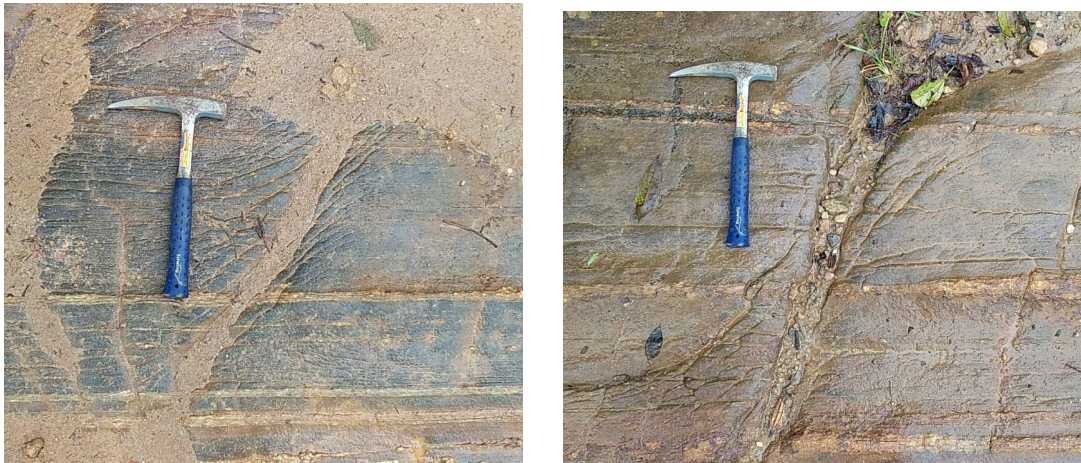


Figura D-4: deformações apresentando dobras de arrasto transversais a foliação, sugerindo movimento sinistral.

O relevo é interrompido na direção de tais estruturas, portanto, interrompendo a gnaissificação. Sugerindo que não é essa estrutura que define o relevo, mas sim as deformações posteriores. Os morros parecem ser sustentados pelas estruturas de foliação E-W (**Figura D-5**).



Figura D-5: Afloramento em lajedo. Relevo interrompido transversalmente a foliação da rocha, no mesmo sentido das deformações posteriores.

UB-3 (474458 / 7410902 23 S- Gnaiss alterado)

Gnaiss alterado a saprolítico cuja foliação apresenta atitude N068/90 e fraturas penetrativas N153/90 (**Figura D-6**). A partir desse ponto, a caminho de Bairro Alto, há ocorrência de morro com blocos rolados, de tamanhos menores em relação aos anteriores. Não representa o nível de base.



Figura D-6: Plano de fratura no gnaiss alterado.

NAT-1 (472859 / 7406754 23 S - Gnaiss alterado)

A rocha se apresenta bem mais alterada aqui, podendo ser classificada como rocha alterada mole, onde foi possível medir a foliação N043/70SE. Nas proximidades do ponto, ocorrem corredeiras, indicando possível quebra de compartimento.

NAT-2 (470839 / 7405209 23 S - Provável Gnaiss alterado)

Afloramento de direção N040, o provável gnaiss se apresenta em estado saprolítico com pelo menos 2 famílias de fraturas, um de direção NW e outro de direção aproximada NS que aparenta ser conjugado. Aparenta ser a ocorrência de um boudin de ordem métrica, onde um veio caulinitico (?) corta transversalmente a foliação e as fraturas (**Figura D-7**). Pode ocorrer um sistema de baixo ângulo ou juntas de alívio.

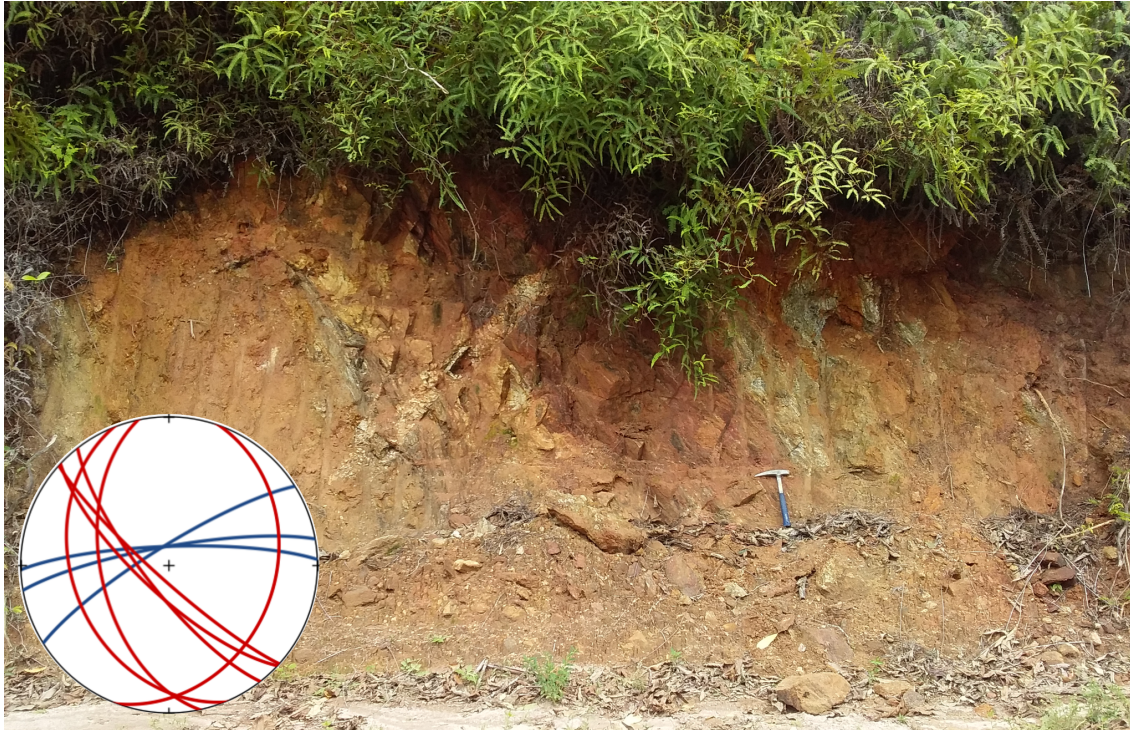


Figura D-7: afloramento com o respectivo estereograma, com a foliação representada em azul e as fraturas em vermelho.

NAT-3 (470073 / 7405178 23 S - Provável Gnaiss bandado alterado)

A foliação do afloramento se mantém de atitude N068/90 e foi tomada a atitude de fratura N061/75NW, subparalela a foliação. Aqui a rocha aparenta ser um gnaiss alterado com bandamento distinto, com litotipo mais resistente ao lado de um litotipo menos resistente. Nesse ponto o rio Paraibuna faz uma curva acentuada, que pode estar associada ao paredão de rocha mais dura que existe no local. Há a presença de corredeiras indicando quebra de compartimento.

NAT-4 (469765 / 7405235 23 S - Gnaiss alterado com bandas de quartzo)

Afloramento composto por gnaiss alterado com muita ocorrência de quartzo e quartzito, apresentando elevada consistência, corrobora a hipótese do rio contornar a rocha, possui foliação N068/90. No topo do afloramento, onde não foi possível tomar atitudes, estrutura marcante corta o litotipo, ocorre também estrutura subhorizontal que pode estar associada a alívio de tensão (**Figuras D-8 a D-10**).



Figura D-8: Vista do afloramento mostrando as estruturas comentadas no texto.



Figura D-9: Provável falha. A estrutura subhorizontal comentada anteriormente aparece aqui.

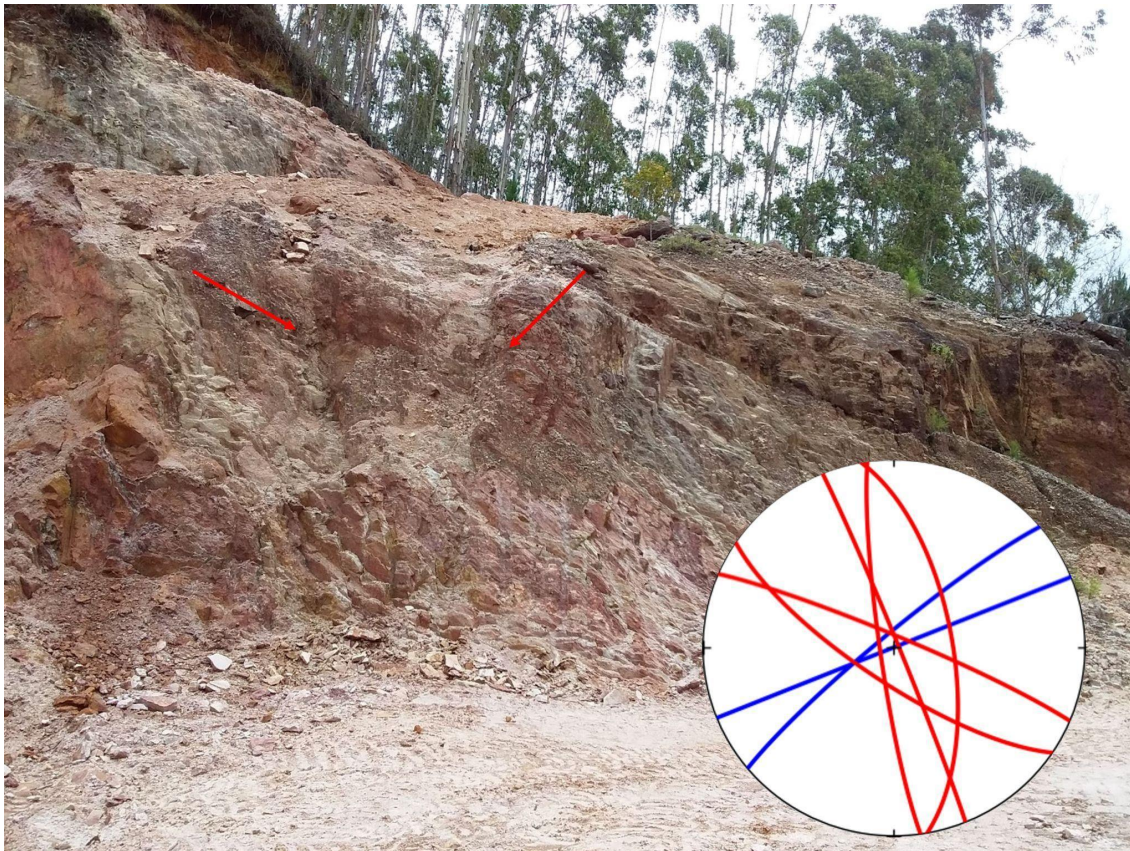


Figura D10: Possíveis planos conjugados e estereograma referente ao afloramento, com a foliação em azul e as fraturas em vermelho.

NAT-5 (468364 / 7405054 23 S - Gnaiss alterado)

Aqui a foliação da rocha apresenta significativa mudança, que anteriormente variava nas direções NE a ENE e aqui se apresenta como N145/65NE. O afloramento é composto por rocha alterada, com planos bem definidos na direção da foliação, cortado por fraturas penetrativas (**Figura D-11**). Um veio de quartzo corta as estruturas e se encontra deslocado em alguns locais por falhas de direção N028/80SE (**Figura D-12**). Não foram encontrados planos estriados.

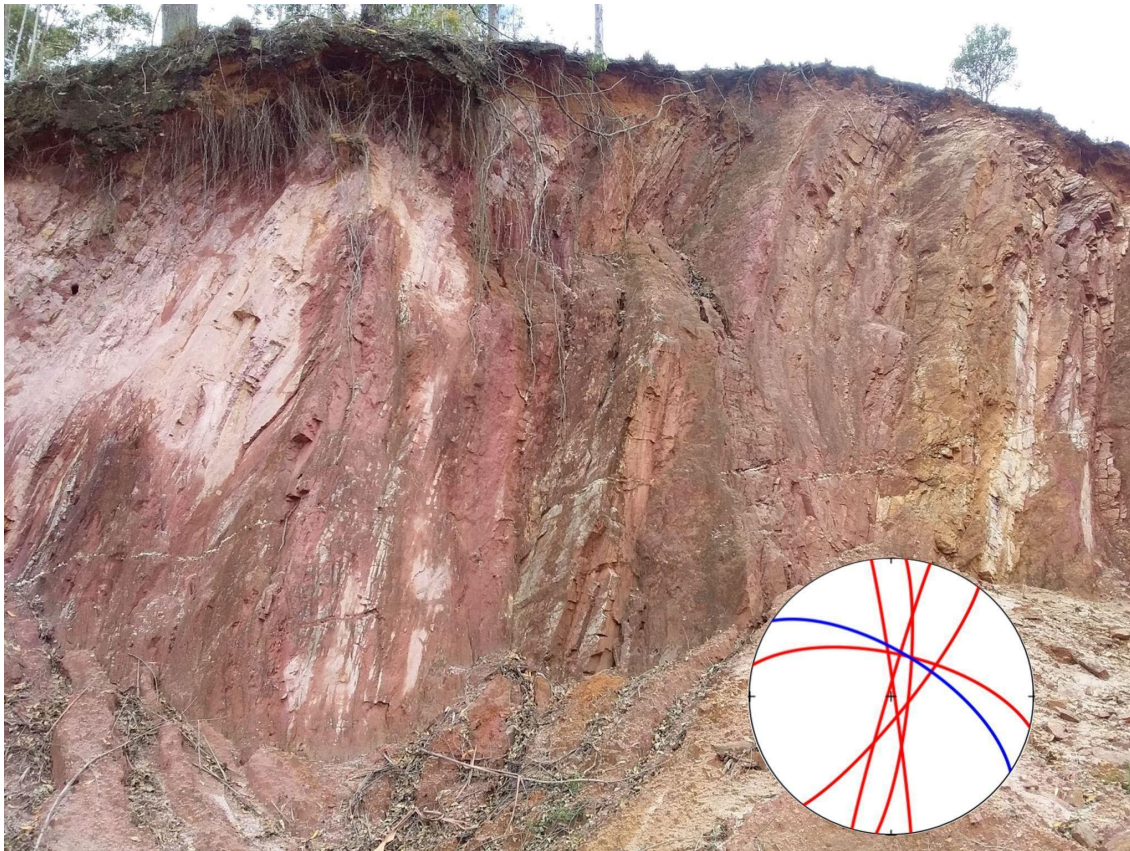


Figura D-11: Visão geral do afloramento NAT-5 com estereograma das atitudes tomadas. Foliação em azul e fraturas em vermelho.



Figura D-12: Veio de quartzo deslocado por falha.

NAT-6 (467503 / 7404961 23 S - Saprólito)

Afloramento saprolítico onde o rio faz curva na proximidade, aqui a foliação volta a apresentar seu trend principal. (**Figura D-13 e D-14**)

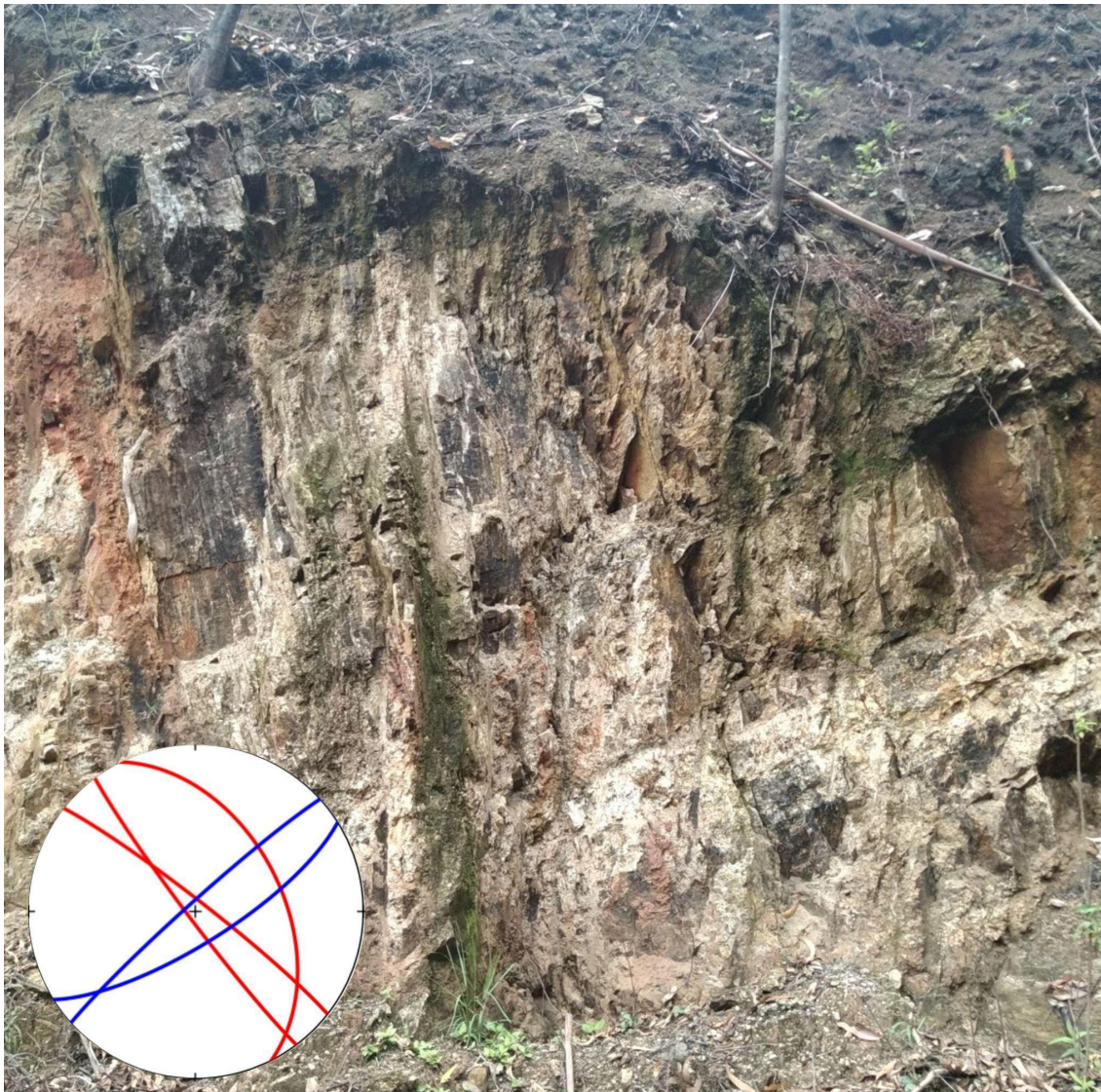


Figura D-13: Afloramento NAT-6 com as medidas em estereograma. Foliação em azul e fraturas em vermelho.



Figura D-14: Sistema de fraturas

Nos arredores do ponto, é possível notar morros sustentados por estruturas antiformes (**Figura D-15**).



Figura D-15: Estrutura antiforme exposta em corte de morro.

NAT-7 (466935 / 7405215 23 S - Gnaiss parcialmente alterado)

Afloramento de rocha parcialmente alterada, onde nas proximidades o rio tem mudança de direção. Aqui há a presença de fraturas subhorizontais que podem representar juntas de alívio de tensão (**Figura D-16**).

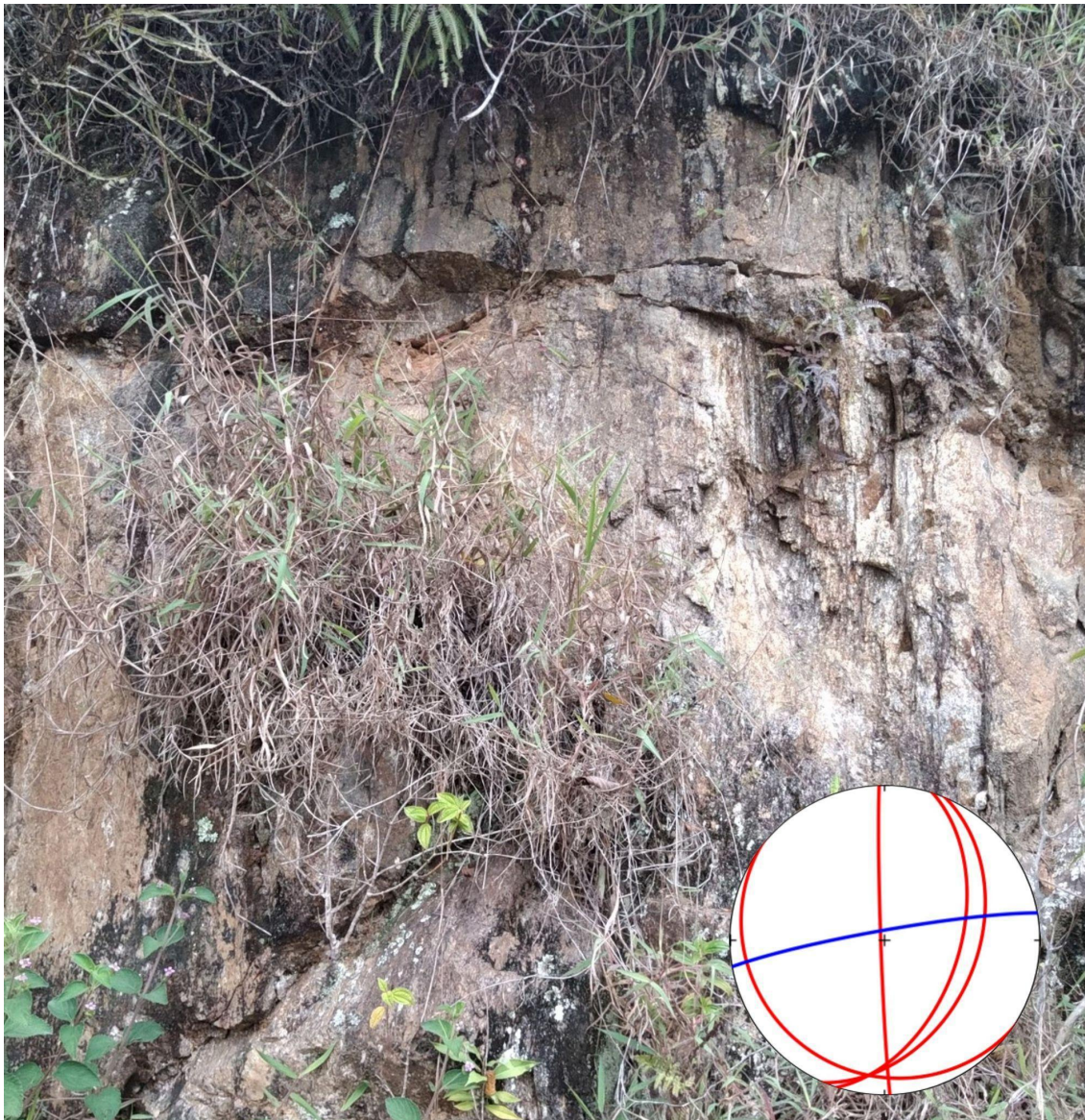


Figura D-16: Visão geral do afloramento com as medidas tomadas representadas em estereograma. Foliação em azul e fraturas em vermelho. Notar planos subhorizontais na rocha.

NAT-8 (466633 / 7405720 23 S - Saprólito)

Afloramento de rocha alterada com coloração avermelhada, apresenta camada guia de quartzo afetada por falha (**Figura D-17**). Possui 2 sistemas de fraturas quase ortogonais e ocorrência de planos subhorizontais.

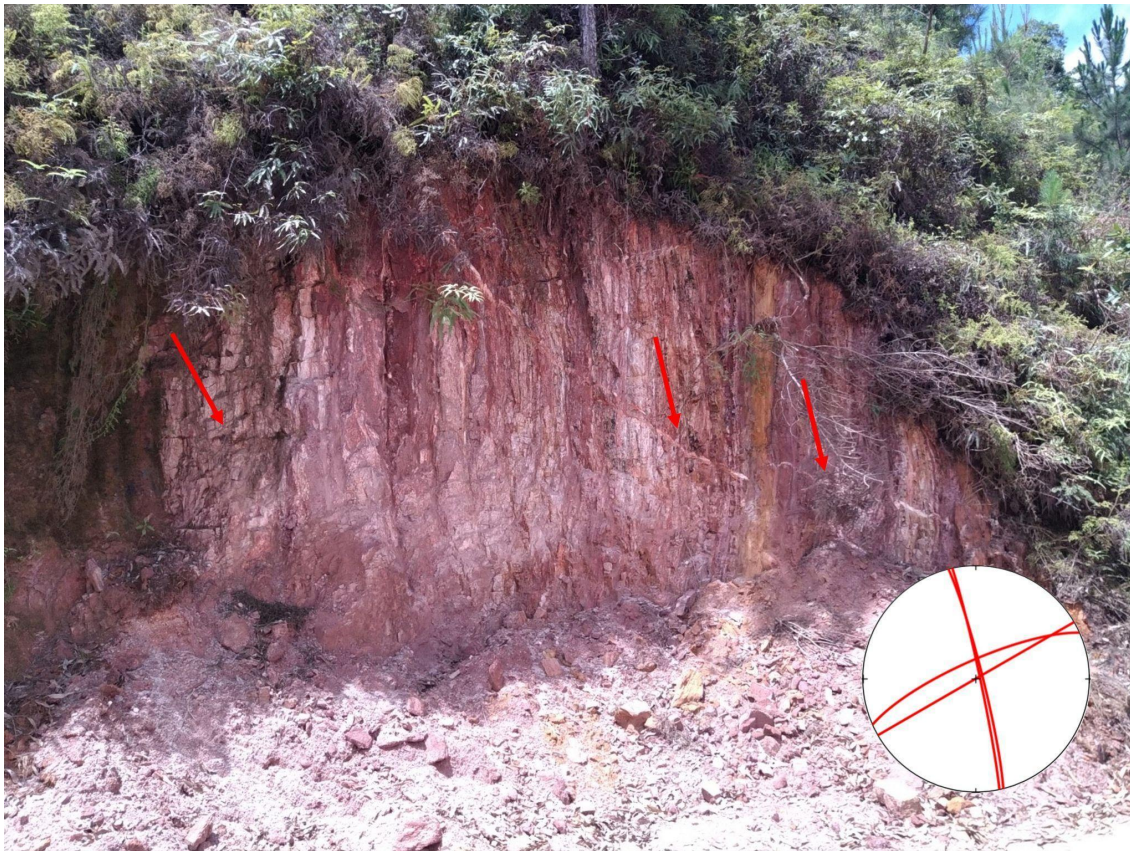


Figura D-17: Afloramento saprolítico com fraturas representadas em vermelho no estereograma. Indicado na foto o deslocamento do veio de quartzo e fraturas subhorizontais.

NAT-9 (463958 / 7403183 23 S - Saprolito)

Afloramento alterado de baixa qualidade após um longo percurso sem afloramentos (longe do nível de base?). Mantém-se o trend geral das foliações e fraturas (**Figura D-18**).

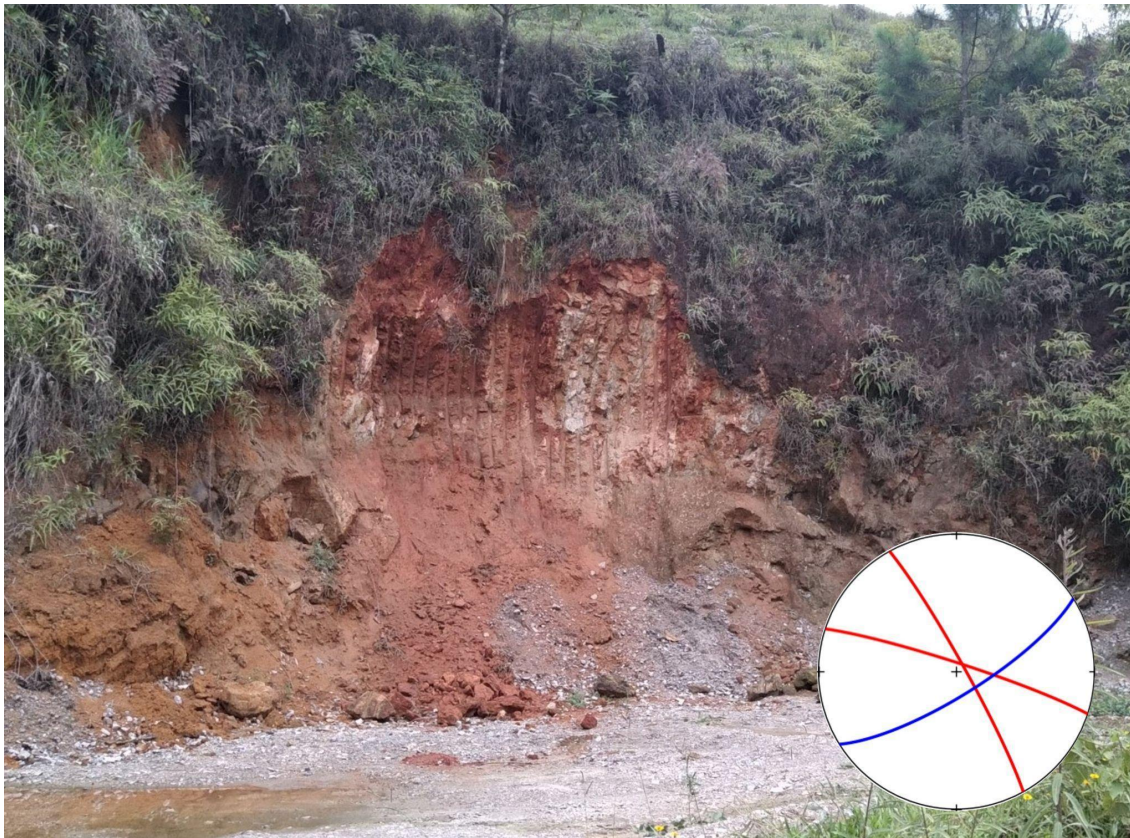


Figura D-18: Vista geral do afloramento com foliação representada em azul no estereograma e fraturas em vermelho.

NAT-10 (455100 / 7395300 23 S - Gnaiss homogêneo)

Ponto controle após um longo percurso sem afloramentos. Rocha sã, com marcas de dinamite, maciça e homogênea. Não apresentou estruturas visíveis. Longe do nível de base? Ou porque no local o nível de base é representado pelo oceano?