

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS NO MUNICÍPIO DE MAFRA-SC

Jéferson Drozczak

Trabalho de Conclusão de Curso submetido a banca examinadora para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Schmidt Nanni

Coorientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Weinschutz

Florianópolis
2021

Droczak, Jéferson

Blocos hidrogeológicos no município de Mafra-SC /
Jéferson Droczak ; orientador, Arthur Schmidt Nanni,
coorientador, Luiz Carlos Weinschutz, 2021.

124 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2021.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Blocos Hidrogeológicos. 3. Mafra-SC. 4.
Aquífero Itararé. 5. Estruturas compartimentadoras. I.
Schmidt Nanni, Arthur. II. Weinschutz, Luiz Carlos. III.
Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em
Geologia. IV. Título.

Jéferson Drozczak

BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS NO MUNICÍPIO DE MAFRA-SC

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Coordenador do Curso de Geologia.

Florianópolis, 28 de abril de 2021.



Documento assinado digitalmente
Neivaldo Araujo de Castro
Data: 31/05/2021 11:49:16-0300
CPF: 733.324.459-87
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Dr. Neivaldo Araujo de Castro
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:



Documento assinado digitalmente
Arthur Schmidt Nanni
Data: 30/05/2021 21:54:31-0300
CPF: 904.420.670-20
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Dr. Arthur Schmidt Nanni
Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina



Documento assinado digitalmente
Luiz Fernando Scheibe
Data: 28/05/2021 17:00:22-0300
CPF: 002.629.609-82
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Dr. Luiz Fernando Scheibe
Universidade Federal de Santa Catarina

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Leônidas Luiz Volcato Descovi Filho'.

Prof. Dr. Leônidas Luiz Volcato Descovi Filho
Universidade Federal do Oeste do Pará

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a toda minha família, em especial aos meus pais e a minha irmã, por todos os anos compartilhados e todos momentos que passamos juntos. Agradeço a eles por sempre me apoiarem e me incentivarem a seguir batalhando atrás dos meus sonhos. Sem vocês, nada disso seria possível.

Agradeço também ao professor Arthur pelos conhecimentos compartilhados, dicas, conversas e principalmente pela paciência durante as orientações e todo o período desde que o conheço. Ao professor Luiz Carlos por aceitar o convite de me coorientar no TCC e pelo material cedido para realização do mesmo, ainda que por adaptações necessárias estes materiais não tenham sido usados.

Aos colegas de laboratório RGSG, Janete, Luciano e Márcio pelas risadas, conversas e ótimos momentos que passamos juntos, e ao professor Luiz Fernando Scheibe pela oportunidade de trabalhar junto a ele e pelo conhecimento transmitido durante esse período.

Aos meus amigos do curso de geologia e de Florianópolis em geral. Em especial, ao Luiz, Bia, Bruna, Júnior, Ale, Vini e Pole, por sempre estarem por perto e pelos momentos memoráveis que passamos juntos. Sei que sempre poderei contar com vocês. Agradeço também a Júlia, pela parceria e paciência durante o desenvolvimento do TCC, tornando esse momento mais descontraído com nossas conversas, músicas e desesperos compartilhados. Ao Thiago e ao João pelas madrugadas em claro, jogos, cafês, cantorias, shows e tantos outros momentos que deixarão muitas saudades. A Rossana, pelas conversas, apoio e por sempre estar me ouvindo, além de ser o meu anjo da guarda durante o curso, me ajudando sempre que possível.

Aos professores do curso de geologia e de outros cursos, que contribuíram para a minha formação através dos seus conhecimentos transmitidos. Agradeço em especial ao professor Marivaldo, por toda a ajuda fornecida e pela autorização para acessar o LABAC em tempos tão difíceis.

À Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), por me proporcionar oportunidades tão incríveis e pelo ensino público e de qualidade oferecido.

Aos proprietários dos poços visitados em Mafra, que nos receberam muito bem e permitiram realizar as coletas para as medições dos parâmetros analisados, contribuindo para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço também aos familiares, amigos e outros que aqui não foram citados, mas, que de alguma forma, contribuíram para a minha formação profissional e para a minha evolução pessoal. Meu muito obrigado a todos!

*O mais corajoso dos atos ainda é pensar com a própria
cabeça.*

(Coco Chanel)

RESUMO

O presente trabalho buscou analisar a existência de possíveis blocos hidrogeológicos e suas conformações nos domínios do município de Mafra-SC. Foram realizadas análises em drenagens, mapa hipsométrico, índice de concentração de rugosidade, perfis topográficos complementares, estruturas lineares negativas e parâmetros físico-químicos dos poços. A partir das análises feitas nos perfis longitudinais dos rios, foi verificada a ocorrência de anomalias em todas as drenagens que abrangem a área, com elevados índices de gradiente (RDE) associados a ocorrência de *knickpoints*. Os *knickpoints* foram interpretados como resultados da ação da tectônica através de falhas normais, da resistência desigual entre litologias de diferentes formações geológicas e da confluência de tributários. As estruturas lineares negativas foram mapeadas em quatro diferentes escalas (1:50000, 1:100000, 1:250000 e 1:500000) e indicaram predomínio das direções NE-SW e NW-SE. Em relação a espacialização dos dados físico-químicos de pH, condutividade elétrica e temperatura, não houve correlação entre suas distribuições e possíveis compartimentações da área de estudo. A partir das estruturas interpretadas no mapa do índice de concentração de rugosidade foram gerados perfis topográficos sobrepostos aos dados geológicos a fim de confirmá-las através de análises e agregar maior confiabilidade aos resultados interpretados. A partir da junção desses dados, verificou-se a existência de um controle lito-estrutural na área do município e arredores, com a ocorrência do relevo de *cuestas* e de falhas normais, responsáveis pela formação dos patamares identificados. Com base na integração das análises realizadas neste trabalho, foram delimitados cinco possíveis blocos hidrogeológicos, que necessitam da coleta de dados adicionais, principalmente estratigráficos e estruturais, para confirmação ou refutação de tais resultados.

Palavras-chave: Blocos hidrogeológicos, Mafra, Aquífero Itararé, Grupo Itararé, estruturas compartimentadoras.

ABSTRACT

The present work sought to analyze the existence of possible hydrogeological blocks and their conformations in the domains of the municipality of Mafra-SC. Drainage analyzes, hypsometric map, roughness concentration index, complementary topographic profiles, negative linear structures and physical-chemical parameters of the wells were performed. From the analyzes made in the longitudinal profiles of the rivers, the occurrence of anomalies in all drainages that cover the area was verified, with high gradient indexes (RDE) associated with the occurrence of knickpoints. Knickpoints were interpreted as the result of tectonic action through normal faults, the uneven resistance between lithologies of different geological formations and the confluence of tributaries. The negative linear structures were mapped at four different scales (1: 50000, 1: 100000, 1: 250000 and 1: 500000) and indicated a predominance of NE-SW and NW-SE directions. Regarding the spatialization of the physical-chemical data of pH, electrical conductivity and temperature, there was no correlation between their distributions and possible compartmentalization of the study area. From the structures interpreted in the map of the roughness concentration index, topographic profiles were generated overlapping the geological data in order to confirm them through analyzes and add greater reliability to the interpreted results. From the junction of these data, it was verified the existence of a lito-structural control in the area of the municipality and surroundings, with the occurrence of the relief of cuestas and normal faults, responsible for the formation of the identified levels. Based on the integration of the analyzes carried out in this work, five possible hydrogeological blocks were delimited, which require the collection of additional data, mainly stratigraphic and structural, to confirm or refute such results.

Key words: Hydrogeological blocks, Mafra, Aquifer Itararé, Group Itararé, compartmentalizing structures.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias de acesso..... | 13 |
| Figura 2. Tipos de aquífero de acordo com a porosidade..... | 14 |
| Figura 3: Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com a natureza das camadas que os limitam na base e no topo..... | 15 |
| Figura 4. Esquema de traçado de morfoestruturas..... | 18 |
| Figura 5: Formas de relevo geradas por falhas..... | 19 |
| Figura 6: Elementos que caracterizam uma <i>cuesta</i> | 20 |
| Figura 7: Padrões de drenagem mais comuns..... | 22 |
| Figura 8: Anomalias de drenagem..... | 24 |
| Figura 9. Rearranjo da drenagem após captura. A) Captura causada por extensão da cabeceira. B) e C) Captura através da invasão lateral de outra bacia de drenagem, podendo: B) ocorrer através da extensão da cabeceira de um tributário e C) a partir da migração lateral de rio para capturar outro tributário..... | 25 |
| Figura 10: Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Paraná, com destaque para as Supersequências Gondwana I e III..... | 28 |
| Figura 11: Mapa geotectônico simplificado da Bacia Geológica do Paraná, com profundidade do embasamento..... | 32 |
| Figura 12. Frequência de recorrência dos lineamentos por direção, onde destacam-se lineamentos NW e NE..... | 33 |
| Figura 13: Blocos tectônicos definidos pelos lineamentos estruturais de Scheibe e Furtado (1989). Limite em branco inferido..... | 34 |
| Figura 14: Carta Cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, com destaque para as Formações Rio Bonito e Palermo que compõem o Grupo Guatá..... | 35 |
| Figura 15: Síntese evolutiva da nomenclatura estratigráfica do Grupo Itararé. Áreas: 1) Vale do Rio Tubarão- SC. 2) Região Sul do Brasil. 3) toda a Bacia. 4) Santa Catarina e Sul do Paraná. 5) toda a Bacia (subsuperfície). 6) toda a Bacia (subsuperfície). 7) Centro-norte do Paraná..... | 37 |
| Figura 16. Perfil composto das Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, segundo Schneider et al. (1974)..... | 38 |
| Figura 17. Carta estratigráfica do Grupo Itararé..... | 40 |
| Figura 18: Mapa das espessuras médias da Formação Serra Geral (SASG) por blocos tectônicos hidrogeológicos..... | 43 |

| | |
|--|----|
| Figura 19: Possíveis blocos hidrogeológicos do SAIG/SG em Santa Catarina..... | 44 |
| Figura 20: Subdivisão do SAG no Rio Grande do Sul em quatro grandes compartimentos estruturais e outras grandes estruturas..... | 45 |
| Figura 21: Distribuição das fácies das águas e sistemas tectônicos de falhas: (1) Mata Jaguari, (2) Terra de Areia-Posadas, (3) Perimbó e (4) Leão. Os lineamentos introduzidos são: (5) Fontoura Xavier-Parai e (6) Victor Graeff-Barracão..... | 46 |
| Figura 22: Mapa dos domínios hidrogeológicos do estado de Santa Catarina..... | 47 |
| Figura 23: Cálculo do índice de gradiente (RDE) para um segmento de rio..... | 53 |
| Figura 24: Relação entre o perfil longitudinal de um rio e sua linha de melhor ajuste..... | 55 |
| Figura 25: Esquema mostrando exemplo de <i>knickpoints</i> e os fatores responsáveis pela sua formação..... | 56 |
| Figura 26: Exemplo de área com lineamentos negativos traçados em escala 1:250000 sobre relevo sombreado com azimute de iluminação Norte (0°)..... | 57 |
| Figura 27: Mapa com a localização dos poços usados para análise estatística dos parâmetros físico-químicos no município de Mafra-SC..... | 59 |
| Figura 28: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de pH separados em 5 classes com intervalos iguais..... | 62 |
| Figura 29: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de CE separados em 5 classes com intervalos iguais..... | 64 |
| Figura 30: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de temperatura separados em 5 classes com intervalos iguais..... | 66 |
| Figura 31: Mapa hipsométrico do município de Mafra..... | 68 |
| Figura 32: Mapa de lineamentos negativos em escala 1:50000 para a área de estudo..... | 69 |
| Figura 33: Mapas de lineamentos negativos da área de estudo. A) Escala 1:100000. B) Escala 1:250000. C) Escala 1:500000..... | 70 |
| Figura 34: Diagrama de roseta ponderado por frequência e comprimento nas quatro escalas usadas para análise (1:50000, 1:100000, 1:250000 e 1:500000)..... | 71 |
| Figura 35: Mapa de rugosidade e possíveis estruturas identificadas a partir dele..... | 73 |
| Figura 36: Localização dos 13 perfis topográficos para análise das possíveis estruturas compartimentadoras..... | 74 |
| Figura 37: Perfil topográfico confirmativo A-A' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 75 |
| Figura 38: Perfil topográfico confirmativo B-B' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 76 |
| Figura 39: Perfil topográfico confirmativo C-C' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 77 |
| Figura 40: Perfil topográfico confirmativo D-D' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 78 |
| Figura 41: Perfil topográfico confirmativo E-E' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 79 |
| Figura 42: Perfil topográfico confirmativo F-F' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 80 |

| | |
|--|-----|
| Figura 43: Perfil topográfico confirmativo G-G' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 81 |
| Figura 44: Perfil topográfico confirmativo H-H' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 82 |
| Figura 45: Perfil topográfico confirmativo I-I' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 83 |
| Figura 46: Perfil topográfico confirmativo J-J' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 84 |
| Figura 47: Perfil topográfico confirmativo K-K' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 85 |
| Figura 48: Perfil topográfico confirmativo L-L' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 86 |
| Figura 49: Perfil topográfico confirmativo M-M' e possíveis estruturas atravessadas por ele..... | 87 |
| Figura 50: Anomalias identificadas nas principais drenagens e em seus afluentes no município de Mafra-SC..... | 88 |
| Figura 51: Anomalias de drenagem identificadas na área de estudo. A) Inflexão abrupta (cotovelo de drenagem) no córrego do Engano. B) Trecho retilíneo no rio São Lourenço. C) Curva anômala no rio Negro. D) Drenagens colineares nos afluentes dos rios São João e rio Negrinho..... | 89 |
| Figura 52: Anomalias de drenagem identificadas com continuidade regional..... | 90 |
| Figura 53: Feições de relevo associadas à movimentação tectônica..... | 91 |
| Figura 54: Mapa com a localização dos rios usados para análise do perfil longitudinal e cálculo do índice de gradiente (RDE) no município de Mafra-SC..... | 93 |
| Figura 55: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Butiá..... | 95 |
| Figura 56: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São Lourenço..... | 97 |
| Figura 57: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Lança..... | 99 |
| Figura 58: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Negrinho..... | 101 |
| Figura 59: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Areia..... | 103 |
| Figura 60: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Bituva..... | 105 |
| Figura 61: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São João..... | 107 |
| Figura 62: Mapa compilado com dados geológicos, situação dos trechos de drenagem, distribuição dos <i>knickpoints</i> e estruturas compartimentadoras confirmadas pelos perfis topográficos na área de estudo. | 109 |
| Figura 63: Blocos hidrogeológicos propostos para a área de estudo conforme resultados obtidos pela pesquisa..... | 112 |

ÍNDICE DE QUADROS

| | |
|--|----|
| Quadro 1: Anomalias de drenagens, características e principais trabalhos em que foram descritas..... | 26 |
|--|----|

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1: Estatística básica dos parâmetros físico-químicos usados na área de estudo..... | 60 |
| Tabela 2: Direções predominantes por frequência e comprimento nas escalas trabalhadas..... | 72 |
| Tabela 3: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Butiá.94 | |
| Tabela 4: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São Lourenço..... | 96 |
| Tabela 5: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Lança..... | 98 |
| Tabela 6: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Negrinho..... | 100 |
| Tabela 7: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Areia..... | 102 |
| Tabela 8: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Bituva. | 104 |
| Tabela 9: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São João..... | 106 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (atual Serviço Geológico do Brasil)

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

MDE – Modelo Digital de Elevação

RDE – Relação declividade-extensão

SIAGAS – Sistema de Informação de Águas Subterrâneas

ICR – Índice de Concentração de Rugosidade

CE – Condutividade elétrica

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 10 |
| 1.1. OBJETIVOS..... | 10 |
| 1.1.1 Objetivo Geral..... | 10 |
| 1.1.2 Objetivos Específicos..... | 10 |
| 1.2. JUSTIFICATIVA..... | 11 |
| 1.3. ÁREA DE ESTUDO..... | 12 |
| 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 14 |
| 2.1. AQUÍFEROS..... | 14 |
| 2.2. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS..... | 16 |
| 2.2.1. Temperatura..... | 16 |
| 2.2.2. Potencial Hidrogeniônico (pH)..... | 16 |
| 2.2.3. Condutividade Elétrica..... | 17 |
| 2.3. MORFOESTRUTURAS..... | 17 |
| 2.4. FORMAS DE RELEVO EM BACIAS SEDIMENTARES DERIVADAS DE ESTRUTURAS CONCORDANTES INCLINADAS MONOCLINAIS..... | 19 |
| 2.5. PADRÃO DE DRENAGEM..... | 21 |
| 2.6. ANOMALIAS NO PADRÃO DE DRENAGEM..... | 22 |
| 2.7. BACIA DO PARANÁ..... | 27 |
| 2.7.1. Contexto Geológico..... | 27 |
| 2.7.2. Contexto Tectônico..... | 31 |
| 2.8. GRUPO GUATÁ..... | 34 |
| 2.9. GRUPO ITARARÉ..... | 36 |
| 2.10. BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA GEOLÓGICA DO PARANÁ..... | 42 |
| 2.11. AQUÍFEROS REGIONAIS..... | 46 |
| 2.11.1. Aquífero Rio Bonito..... | 48 |
| 2.11.2. Aquífero Itararé..... | 49 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 51 |
| 3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 51 |
| 3.2. CRIAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA..... | 51 |
| 3.3. COLETA DE DADOS E ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS..... | 51 |
| 3.4. ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE)..... | 52 |
| 3.5. DRENAGENS E KNICKPOINTS..... | 54 |
| 3.6. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS..... | 56 |

| | |
|--|------------|
| 3.7. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE (ICR)..... | 58 |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 59 |
| 4.1. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS..... | 59 |
| 4.2. HIPSOMETRIA..... | 67 |
| 4.3. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS..... | 68 |
| 4.4. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE (ICR) E PERFIS TOPOGRÁFICOS COMPLEMENTARES..... | 72 |
| 4.5. ANOMALIAS DE DRENAGEM..... | 87 |
| 4.6. PERFIS LONGITUDINAIS DE DRENAGEM E ÍNDICES DE GRADIENTE (RDE)..... | 92 |
| 4.6.1. Rio Butiá..... | 93 |
| 4.6.2. Rio São Lourenço..... | 95 |
| 4.6.3. Rio da Lança..... | 97 |
| 4.6.4. Rio Negrinho..... | 99 |
| 4.6.5. Rio da Areia..... | 101 |
| 4.6.6. Rio Bituva..... | 103 |
| 4.6.7. Rio São João..... | 105 |
| 4.7. BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS..... | 111 |
| 5. CONCLUSÕES..... | 114 |
| 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 116 |
| 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 117 |

APÊNDICE A - INFORMAÇÕES BÁSICAS DOS POÇOS VISITADOS EM CAMPO E
CADASTRADOS NO SIAGAS NO MUNICÍPIO DE MAFRA-SC

1. INTRODUÇÃO

A falta de água, a exploração desordenada e a contaminação das águas superficiais têm feito historicamente com que os humanos passassem a buscar outras vias de obter água para suas atividades. Dessa forma, as águas subterrâneas passaram a ser utilizadas como saída para este problema por meio da exploração dos aquíferos, tanto por estarem menos expostas a contaminações como por serem mais abundantes que as superficiais.

As melhores condições para o desenvolvimento de um aquífero estão associadas a variáveis ligadas a fatores geológicos, como porosidade, permeabilidade, falhas e fraturas. A presença de porosidade é imprescindível para que possa haver o armazenamento da água. Este parâmetro pode variar em relação à profundidade em que se encontram as rochas, assim como de acordo com sua composição. Outro fator importante é a influência estrutural sobre as rochas que compõem o aquífero. A análise de anomalias de drenagem associadas à interpretação de lineamentos, auxiliam no mapeamento de morfoestruturas e visam identificar a influência ou o controle da tectônica em determinadas áreas. Esse método de avaliação tem sido amplamente utilizado na bibliografia e costuma apresentar resultados satisfatórios. O controle exercido pela tectônica pode ser uma característica essencial para o sucesso de uma unidade geológica como aquífero, ainda mais quando constituído por litologias com baixa porosidade e permeabilidade, que não favoreçam o desenvolvimento do mesmo, como é comum às formações que ocorrem na região do município de Mafra-SC.

A área de estudo compreende o município de Mafra, localizado na região do Planalto Norte Catarinense. Nesta região são explotadas águas subterrâneas principalmente do Aquífero Itararé. Este aquífero compreende as rochas paleozoicas da Bacia Geológica do Paraná e tem como característica marcante a heterogeneidade litológica ao longo de seu perfil.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral da presente pesquisa é analisar a influência do controle estrutural sobre as águas subterrâneas e a presença e conformação de blocos hidrogeológicos nos domínios do município de Mafra-SC.

1.1.2 Objetivos Específicos

Esta pesquisa tem como objetivos específicos:

- Analisar a ocorrência de anomalias nos perfis longitudinais das principais drenagens do município de Mafra que possam ter sido geradas pela ação tectônica;

- Realizar análise da ocorrência de anomalias tectônicas geradas de possíveis compartimentações geológico-geomorfológicas do relevo;
- Demarcar e analisar lineamentos estruturais com ênfase em suas direções preferenciais ponderadas por frequência e por comprimento em diferentes escalas;
- Analisar o comportamento dos parâmetros físico-químicos medidos em campo, correlacionando-os com a compartimentação em blocos hidrogeológicos.

1.2. JUSTIFICATIVA

O Aquífero Itararé é constituído pela formação geológica sedimentar homônima com complexas relações laterais (WEINSCHÜTZ; CASTRO, 2004). Devido a isso, esse aquífero tende a demonstrar grande heterogeneidade no comportamento das suas características hidrogeológicas, tanto em profundidade como em extensão lateral. Essa heterogeneidade faz com que os poços tenham grandes variações em suas vazões, assim como diferentes profundidades para a captação de água, mesmo estando próximos. Os trabalhos realizados no município de Mafra e arredores, são desenvolvidos principalmente em relação às formações geológicas do Grupo Itararé e são voltados principalmente para um cunho estratigráfico ou de evolução paleoambiental, carecendo de estudos quanto à análise do comportamento destes como aquíferos.

Vale ainda ressaltar que atualmente ocorre um incremento na demanda do abastecimento doméstico, agropecuário e também industrial na região. Muitas comunidades rurais se utilizam das águas subterrâneas extraídas através dos poços para abastecimento próprio, irrigação e abastecimento animal. Segundo dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Mafra está entre os municípios que tiveram maior crescimento populacional no Planalto Norte, demandando um volume maior de água para uso da população.

Apesar de se tratarem de aquíferos sedimentares, onde a existência de fraturas não costuma ser um meio tão importante de recarga como em aquíferos desenvolvidos em rochas cristalinas, as formações litológicas dos Grupos Itararé e Guatá indicam rochas com baixa ou praticamente nenhuma porosidade (NEVES et al., 2004). Nesse contexto, as estruturas secundárias como falhas e fraturas, podem vir a ser uma importante e, talvez, essencial via de recarga para esses aquíferos. Em Santa Catarina também são encontrados valores de vazão considerados altos para a constituição litológica dos aquíferos, muitas vezes com predomínio de sedimentos pelíticos o que sugere a influência da tectônica em seu fluxo. Esta característica reforça a importância da caracterização estrutural para esses aquíferos na região de Mafra.

1.3. ÁREA DE ESTUDO

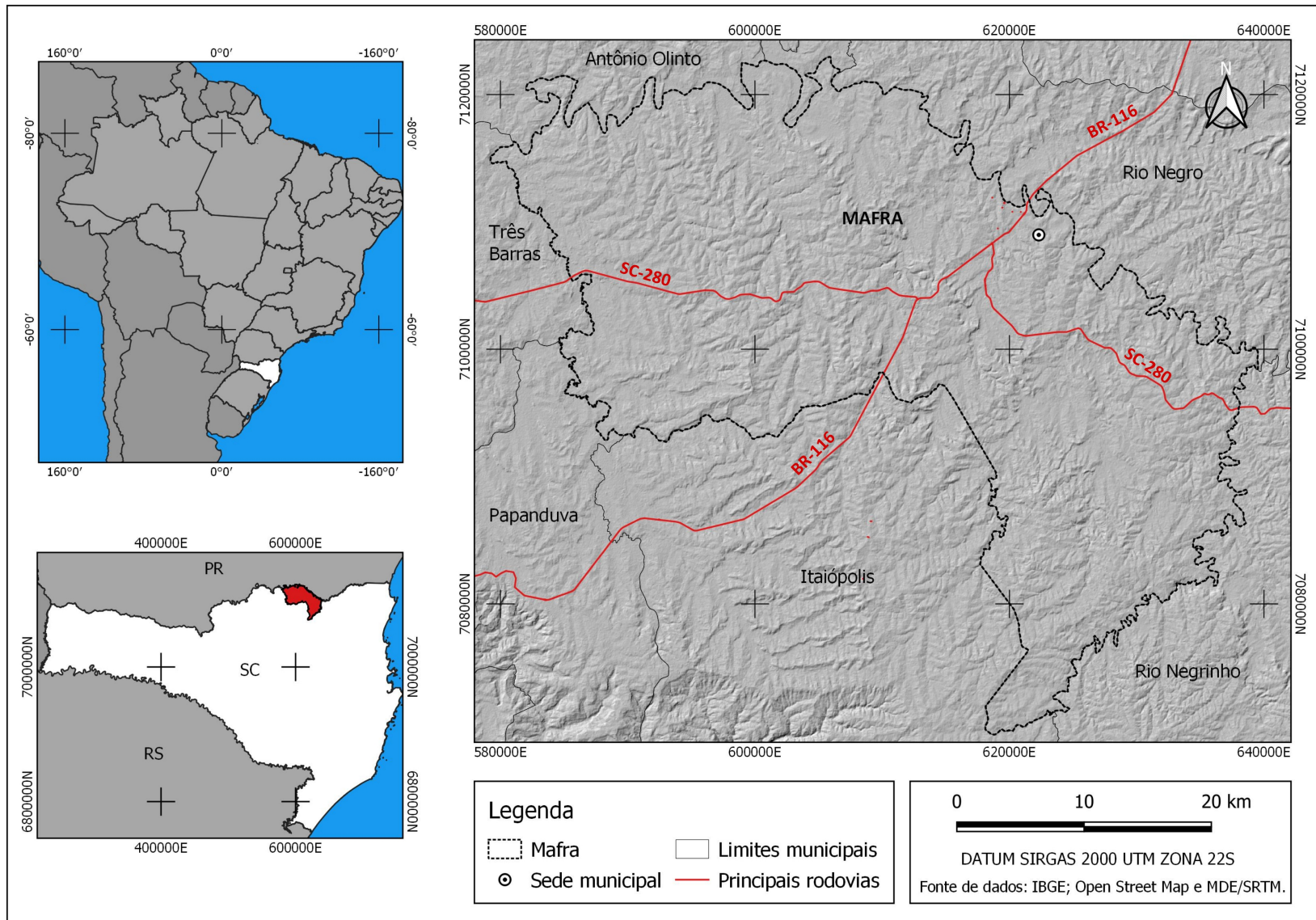
A área de estudo compreende o recorte político do município de Mafra, localizado na região do Planalto Norte no estado de Santa Catarina (Figura 1). Este município encontra-se a cerca de 311 km de distância de Florianópolis, capital do estado, e cerca de 116 km de Curitiba, capital do estado do Paraná. Os principais acessos ao município são via BR-116 e BR-280, com outras estradas de menor expressão em âmbito estadual, além de estradas agrícolas muito utilizadas para acesso aos poços visitados nesta pesquisa. O município de Mafra tem uma área de 1404,02 km² com uma população de aproximadamente 52.912 pessoas e faz divisa com as cidades de Rio Negro, Lapa e Antônio Olinto no estado do Paraná e Rio Negrinho, Itaiópolis, Papanduva e Três Barras no estado catarinense (IBGE, 2010).

Sob o ponto de vista do contexto geológico, o município está inserido na borda leste da Bacia do Paraná, onde afloram as rochas do Grupo Itararé (Formações Campo Mourão e Taciba) e do Grupo Guatá (Formações Rio Bonito e Palermo), além dos sedimentos que compõem os depósitos aluvionares (CPRM, 2014). Segundo a carta estratigráfica de Schneider et al. (1974), o Grupo Itararé, aflorante na faixa sul-paranaense e catarinense, foi dividido nas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, equivalentes respectivamente às Formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba redefinidas assim por França e Potter (1988).

O município está inserido em uma região de clima Subtropical Úmido, com temperaturas anuais que variam em média de 16 a 18° e pluviosidade média na faixa de 1600 a 1700 milímetros. Em relação à geomorfologia da região, o município está inserido na Unidade Patamar de Mafra, que consiste em um planalto com altitudes de 800 a 900 metros onde ocorrem vales pouco escavados e superfícies suaves onduladas em locais onde afloram rochas pouco resistentes (folhelhos, siltitos, argilitos) se contrapondo a relevos de chapada com forma tabular onde afloram os arenitos, rochas mais resistentes que as anteriores.

Quanto à hidrografia, Mafra pertence a Região Hidrográfica Planalto de Canoinhas (R5), que compreende três principais Bacias Hidrográficas: Canoinhas, Timbó e demais afluentes da margem esquerda do rio Negro, esta última é onde encontra-se a área de estudo do presente trabalho. Os rios que se destacam no município de Mafra, são os rios da Lança, Areia, Butiá, São João, São Lourenço, Negrinho, Bituva e rio Negro, com disposição predominantemente variando de norte-sul a nordeste-sudoeste.

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias de acesso.



Fonte: Elaborado pelo autor.

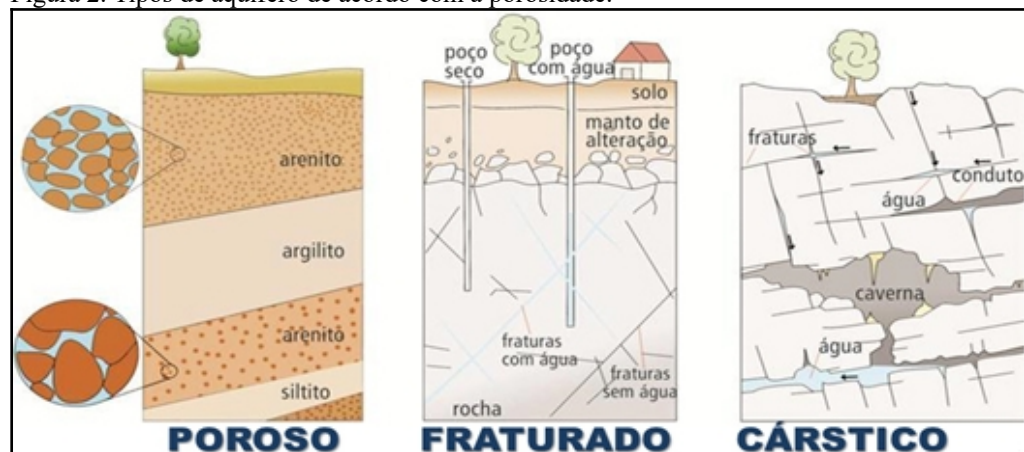
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em relação à bibliografia, na região a ser estudada encontram-se trabalhos voltados a estratigrafia dos Grupos Itararé e Guatá, porém, sem estudos significativos no âmbito de caracterização hidrogeológica. Dessa forma, neste capítulo serão abordados temas relacionados a estratigrafia, tectônica e hidrogeologia da Bacia do Paraná, com enfoque para os grupos que afloram no município, além de temas relacionados aos aquíferos Itararé e Rio Bonito, e conceitos como tipos de aquíferos, porosidade, padrões de drenagem, anomalias de drenagem e outros, como serão vistos abaixo.

2.1. AQUÍFEROS

Um aquífero é considerado uma formação geológica com suficiente permeabilidade e porosidade interconectada que permite armazenar e transmitir quantidades significativas de água (CLEARY, 2007, p.10). É comum que os aquíferos recebam o nome da unidade estratigráfica do qual fazem parte (FREEZE; CHERRY, 1979, p.53). Os aquíferos são usualmente caracterizados de acordo com a sua porosidade ou com a pressão atmosférica atuante na camada superior. Em relação à porosidade, são classificados em 3 tipos: poroso, fraturado ou cárstico (Figura 2).

Figura 2. Tipos de aquífero de acordo com a porosidade.

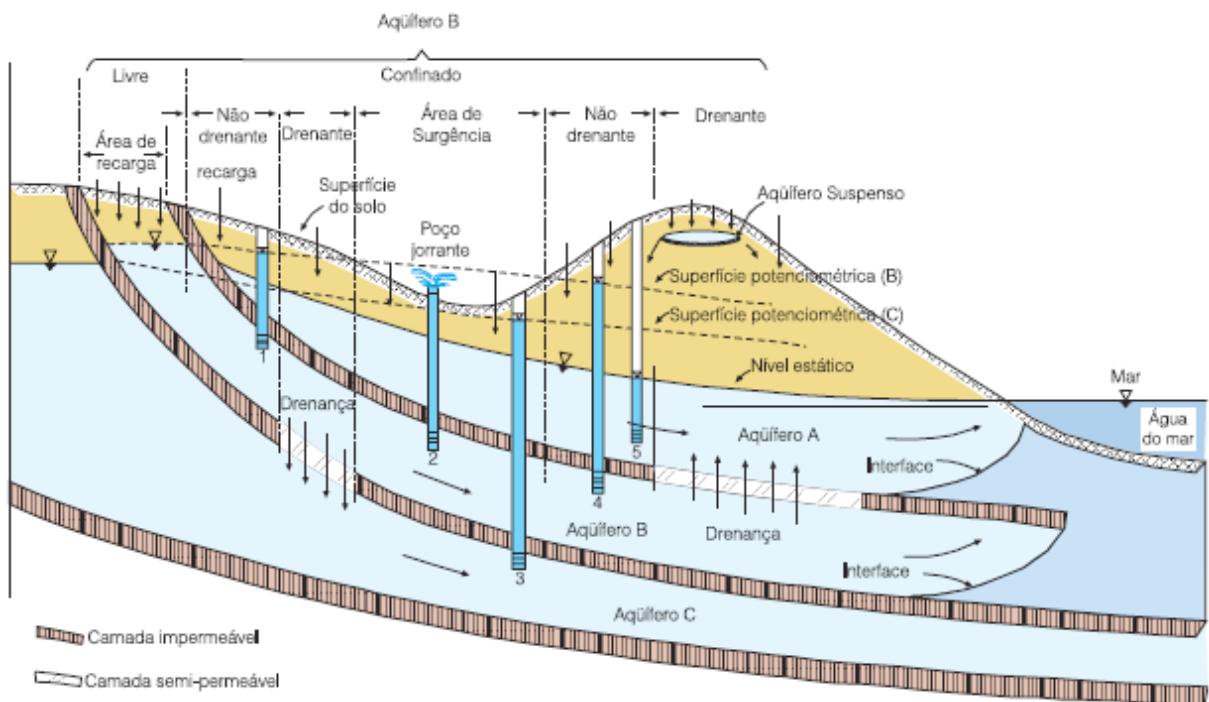


Fonte: Iratini e Ezaki (2010).

O aquífero poroso, também chamado de aquífero granular, é formado quando a água ocupa os espaços entre os grãos que constituem as rochas ou os espaços entre os sedimentos inconsolidados. Esses aquíferos são geralmente desenvolvidos em rochas sedimentares, principalmente em arenitos. O aquífero fraturado ou fissural é desenvolvido quando a água ocupa fraturas, falhas, juntas, vesículas, etc. Esse tipo de aquífero é característico de rochas ígneas e metamórficas que costumam apresentar baixa ou nenhuma porosidade intergranular. A capacidade dessas rochas como aquífero depende de diversos fatores, como: a quantidade de fraturas, suas extensões e a conectividade entre elas. O aquífero cárstico, por sua vez, é típico de rochas carbonáticas, onde a água que entra em suas diáclases causa a dissolução dessas rochas, podendo formar grandes condutos ou até cavernas (FEITOSA et al., 2008).

Quanto à pressão atuante na camada superior, um aquífero pode ser classificado como sendo livre ou confinado (Figura 3). O aquífero livre, também conhecido como aquífero freático, é aquele cujo limite superior é a superfície de saturação ou freática, onde a água subterrânea encontra-se submetida apenas à pressão atmosférica. De acordo com sua camada limítrofe inferior, o aquífero livre pode ser drenante, caso tenha sua base semipermeável ou não drenante, quando a camada da base não é permeável. Uma camada é semipermeável quando permite a entrada ou saída de fluxos pela drenança ascendente ou descendente, mesmo que em pequenas quantidades, devido a sua grande resistência hidráulica ao fluxo de água. Na categoria dos aquíferos livres podem ocorrer também os chamados aquíferos suspensos, originados em locais com ambientes heterogêneos. Estes aquíferos se localizam entre o terreno e a superfície freática e possuem extensão limitada, formando uma espécie de lente aquífera sobre camadas impermeáveis ou semipermeáveis (FEITOSA et al., 2008, p.61).

Figura 3: Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com a natureza das camadas que os limitam na base e no topo.



Feitosa et al., (2008), modificado de Bear & Verruijt (1987).

O aquífero do tipo confinado tem sua camada limítrofe superior submetida a uma pressão maior que a atmosférica. Assim como os aquíferos livres, o aquífero confinado também pode ser drenante ou não drenante. Este será drenante caso uma de suas camadas, inferior ou superior, seja semipermeável, se ambas forem impermeáveis o aquífero então será não drenante (ibid. p.62). Devido a pressão da água no topo do aquífero ser maior que a pressão atmosférica, ao perfurar um poço em um aquífero

confinado, a água tenderá a subir acima de sua camada confinante superior. O nível até onde ela subirá é chamado de superfície potenciométrica, e trata-se de uma superfície imaginária, que pode ser estimada através de um mapa de contorno realizado com base na distribuição horizontal de colunas de água em um aquífero confinado. Caso a superfície potenciométrica esteja acima da superfície topográfica, ao perfurar um poço a água jorrará sem que haja bombeamento. Esse poço é chamado de poço artesiano (FITTS, 2015, p.110).

Outros termos importantes são aquioclude e aquífero. Um aquífero é uma unidade geológica com baixa permeabilidade que não é capaz de suprir água para o bombeamento dos poços, apesar de que consegue transmitir água em grandes áreas, sendo utilizado para estudos regionais (CLEARY, 2007, p.10). Um aquífero também é conhecido como camada confinante, por possuir condutividade hidráulica menor que a dos aquíferos. Para Fitts (2015), aquioclude é um termo que está em desuso, sendo denominado como uma formação com condutividade hidráulica tão baixa que praticamente impediria o fluxo de água.

2.2. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

2.2.1. Temperatura

A temperatura indica o grau de agitação das moléculas. Este parâmetro é importante pois influencia nas reações químicas, na solubilidade dos gases, no grau de saturação de oxigênio dissolvido, acentua a sensação de sabor e odor, além de outros processos (SANTOS, 2008, p.331). A solubilidade dos gases decresce e a dos sais minerais cresce com o aumento da temperatura das águas subterrâneas (FRANTZ, 2005, p.65). Feitosa & Manoel (1997), ressaltam que a amplitude térmica anual das águas subterrâneas em geral é baixa, entre 1 a 2°.

Este parâmetro determina também vários processos químicos, físicos e biológicos que ocorrem em um sistema aquático, tais como o metabolismo dos organismos e a degradação da matéria orgânica (PEREIRA, 2004; LIMA & CHAVES, 2008; LIRA, 2008; ZUIN, et al., 2009). A temperatura nos corpos d'água deve ser analisada em conjunto com outros parâmetros, como por exemplo, o oxigênio dissolvido (VON SPERLING, 2005 apud TAVARES, 2014).

2.2.2. Potencial Hidrogeniônico (pH)

O parâmetro pH é a medida da concentração hidrogeniônica da água ou solução (SANTOS, 2008, p.332). A partir do balanço entre os íons de hidrogênio e hidróxido (OH⁻) é possível determinar quão ácida ou básica é a água. Quando próximo de 7, a água é considerada neutra; menor que 6 é ácida e maior que 8 é básica. Ao ser destinada para irrigação de culturas, a faixa de pH adequada para a água, varia de 6,5 a 8,4. Além de problemas relacionados à saúde, águas muito ácidas ou muito básicas

podem causar problemas também na manutenção de um poço: baixos valores de pH podem contribuir para sua corrosividade e agressividade, enquanto valores elevados aumentam a possibilidade de incrustações (FEITOSA et al., 2008, p.202).

As medidas de pH de águas subterrâneas costumam ser feitas em campo logo após a coleta da amostra para evitar mudanças ocorridas pelo escape de CO₂ da água. Por se encontrar submetida a uma pressão parcial muito maior que a pressão atmosférica, o CO₂ na água subterrânea tende a escapar quando exposto à atmosfera, desencadeando o aumento do pH (FREEZE & CHERRY, 1979, p.158). Em geral, as águas subterrâneas costumam apresentar pH entre 5,5 e 8,5.

As alterações de pH podem ter origem natural, devido à dissolução de rochas ou fotossíntese, assim como origem antropogênica, causada principalmente pelo despejo de efluentes domésticos e industriais. Dependendo da área que um corpo d'água receba as águas da chuva, os esgotos e a água do lençol freático, pode haver mudanças em seu pH. Quanto mais ácido for o solo, mais ácidas serão as águas deste corpo d'água. Destaca-se que a decomposição natural da matéria orgânica, quando acumulada, pode causar mudanças significativas na concentração de oxigênio bem como nos valores de pH (MULLER, 2001; LIMA & CHAVES, 2008 apud TAVARES, 2014).

2.2.3. Condutividade Elétrica

A condutividade elétrica mede a facilidade de uma água conduzir a corrente elétrica, estando esta ligada aos íons resultantes da dissolução de sais (FEITOSA; MANOEL FILHO, 1997, p.88). É considerada como a condutividade de um corpo ou massa de fluido por unidade de comprimento e secção transversal numa determinada temperatura (FREEZE & CHERRY, 2017, p.157). Este parâmetro aumenta conforme ocorra elevação da temperatura, por isso é necessário realizar a medida em campo, assim como anotar a temperatura. A condutividade elétrica apresenta uma relação de proporcionalidade com o teor de sais totais dissolvidos, sendo possível estimar o teor de sais a partir da medição deste parâmetro (FRANTZ, 2005, p.62).

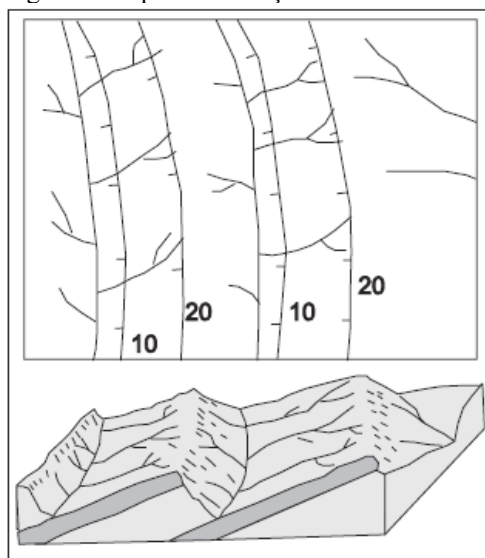
Medidas de condutividade são importantes na prática de irrigação, aquicultura e preservação da corrosão, especialmente na área do reúso de águas. É também uma medida importante na determinação de outros parâmetros analíticos, entre os quais salinidade, gás sulfídrico e sólidos dissolvidos e na prática de caracterização de águas para diferentes usos (LIMA & CHAVES, 2008 apud- TAVARES, 2014).

2.3. MORFOESTRUTURAS

Segundo Bates & Jackson (1987 apud. (ARAÚJO; YAMAMOTO; MADRUCCI, 2003, p.31) morfoestrutura é uma feição topográfica que coincide com uma expressão de estrutura geológica ou

mesmo é ela, e pode ser formada diretamente por movimentos tectônicos (Figura 4). Essa feição pode ser identificada por meio da análise do relevo ou do comportamento da drenagem, sendo caracterizada por um comportamento anômalo ao padrão geral dos elementos relacionados tanto a drenagem quanto o relevo (MATTOS et al., 1982 apud. ARAÚJO; YAMAMOTO; MADRUCCI, 2003, p31).

Figura 4. Esquema de traçado de morfoestruturas.



Fonte: Araújo; Yamamoto; Madrucci (2003).

A análise morfoestrutural é considerada uma abordagem muito utilizada para estudar possíveis controles litológicos e/ou tectônicos na evolução das formas de relevo (GOUDIE, 2004 apud. ALVES, 2015, p.23). Nesse contexto, o sensoriamento remoto tem se tornado uma ferramenta útil para a análise de áreas muito extensas ou de difícil acesso. Na bibliografia, são comuns estudos que analisam a ocorrência de lineamentos associados à drenagem ou a índices morfométricos para verificar a ação de controle estrutural ou litológico sobre determinada região.

O termo lineamento foi introduzido por Hobs (1904) visando caracterizar as feições das paisagens, que incluíam: cristas de morros ou limites de áreas elevadas; linhas de drenagem; de costa e entre contatos litológicos. Os lineamentos, portanto, tratam-se de feições que podem estar associadas a estruturas geológicas e/ou tectônicas, como por exemplo, falhas e fraturas (O'LEARY; FRIEDMAN; POHN, 1976). As fraturas são planos de rupturas em que se perdeu a coesão das rochas, e que podem corresponder a falhas (RAMSAY & HUBER apud. ARAÚJO; YAMAMOTO; MADRUCCI, 2003, p.32).

As falhas provocam deslocamento relativo entre blocos, esse deslocamento decorrido do movimento é chamado de rejeito (ANDRADES FILHO, 2010, p.8). Algumas formas de relevo são

resultantes da ação de falhas, e por gerarem quebras abruptas na topografia, podem ser identificadas em campo ou por meio de análise de imagens aéreas e perfis topográficos, caso haja um rejeito que possa ser detectado. Formas comuns em áreas falhadas são: Escarpa de falha, escarpa adaptada à falha, *graben*, *horst* e relevo escalonado (Figura 5). Escarpas de falhas são originadas pelo deslocamento horizontal ou vertical de blocos falhados. Escarpas adaptadas à falha são geradas pela erosão remontante que acompanha paralelamente uma zona de falha. Ambas podem ocorrer em zonas de falha com deslocamento vertical e/ou transcorrente em morfoestruturas constituídas de rochas rígidas (IBGE, 2009, p.75). *Graben* é considerado um compartimento afundado entre falhas ou degraus de falhas e equivale ao negativo dos *horsts*, que por sua vez, correspondem a blocos compartimentados que se encontram elevados em relação aos *grabens* ao redor (PENTEADO, 1978). O conjunto de *grabens* e *horsts* forma o relevo escalonado.

Figura 5: Formas de relevo geradas por falhas.



Fonte: Andrades Filho (2010), adaptado de Suertegaray et al., (2003).

2.4. FORMAS DE RELEVO EM BACIAS SEDIMENTARES DERIVADAS DE ESTRUTURAS CONCORDANTES INCLINADAS MONOCLINAIS

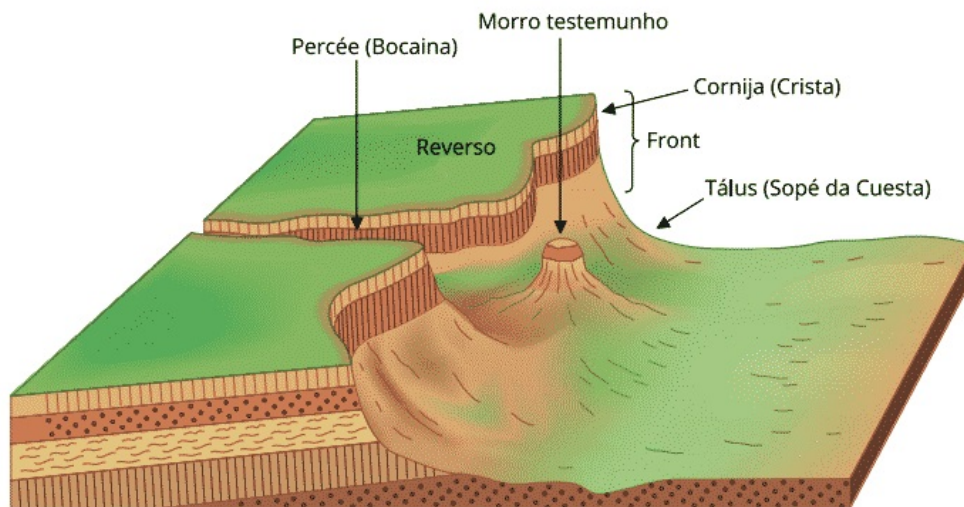
O relevo desenvolvido em bacias sedimentares depende da disposição das camadas de rochas, que podem gerar relevos associados a estruturas concordantes horizontais, inclinadas ou discordantes. As formas de relevo desenvolvidas a partir de estruturas concordantes horizontais inclinadas ocorrem em regiões ao entorno da zona central e nas bordas de bacias sedimentares. As camadas geralmente apresentam leve inclinação (2° a 10°) em uma mesma direção, mas podem apresentar inclinações bem maiores. Desse tipo de estruturas, desenvolvem-se relevos sub-tabulares e dissimétricos, como

cuestras, *hog-backs* e cristas isoclinais, sendo as últimas duas formadas em camadas com mergulhos fortes, superiores a 30° no caso de *hog-backs* e quase 90° em cristas isoclinais (PENTEADO, 1978).

Entretanto, a área de estudo do presente trabalho localiza-se na borda leste da bacia sedimentar do Paraná, onde as camadas apresentam baixo ângulo de mergulho. Dessa forma, o relevo de *cuestras* é comum nestas áreas e já foi mapeado na região por Almeida (1949), que atribui esta feição aos arenitos marinhos da Série Tubarão, atual Grupo Itararé. Considerando a localização do município de Mafra e a inclinação das camadas, o relevo de *cuestras* merece um destaque maior.

Este tipo de relevo depende de camadas com resistências diferentes para se desenvolver, tendo a camada de maior resistência com inclinação inferior a 30° no topo e a camada menos resistente na base. A *cuesta* é um relevo dissimétrico desenvolvido a partir da erosão diferencial que apresenta um declive acentuado com perfil côncavo de um lado chamado de *front* e um planalto levemente inclinado do outro, conhecido como reverso (JATOBÁ; LINS, 2008). Além da *front* e do reverso, este relevo apresenta outros elementos, como o morro testemunho e a *percée* (Figura 6).

Figura 6: Elementos que caracterizam uma *cuesta*.



Fonte: Atlas de *cuesta* (2020).

A *front*, é constituída pela cornija e pelo tálus. A cornija representa a parte superior do *front* formada pela camada mais resistente. Sua forma e declive dependem da relação entre a espessura das camadas mais resistentes e as mais frágeis e da diferença de resistência entre elas. O tálus é a porção que encontra-se abaixo do contato das camadas com diferentes resistências, ou seja, abaixo da cornija e apresenta-se inclinado. O tálus tem sua forma e declividade influenciada pelas características da camada mais frágil. Já o reverso, que corresponde ao topo do planalto, pode ter sua superfície superior com inclinação igual ao do mergulho das camadas, gerando um reverso estrutural, ou então ter sua

superfície cortando as camadas com inclinação mais fraca que o mergulho das mesmas correspondendo à superfície de aplainamento (PENTEADO, 1978).

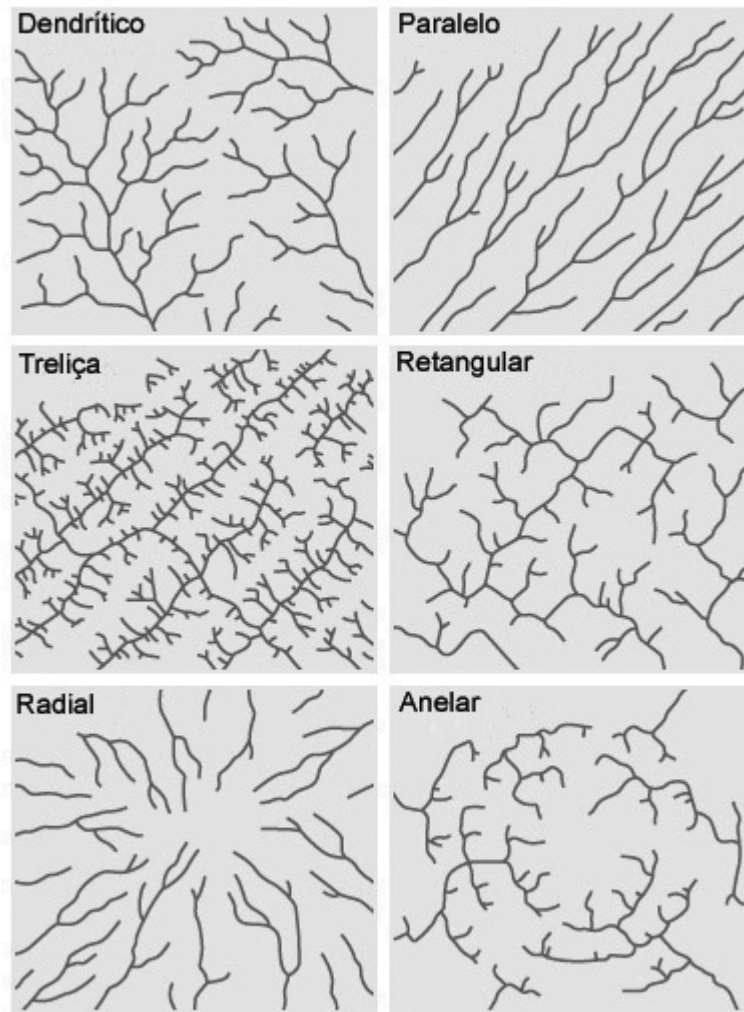
Além do *front* e do reverso que caracterizam o relevo em *cuestas*, outras formas também se desenvolvem neste relevo. O morro testemunho é uma feição do tipo colina que se situa à frente da escarpa da *cueta*. Seu topo plano é formado pela camada mais resistente e serve como testemunho da antiga posição da *cueta*, antes do recuo do *front*. As *percées*, também conhecidas como vales consequente, são formadas pela penetração dos rios no reverso. Esta feição pode se deslocar de acordo com o mergulho das camadas sedimentares ou por erosão regressiva no *front* gerado por rios que correm no sentido contrário ao mergulho das camadas e que dão à *cueta* um aspecto festonado (JATOBÁ e LINS, 2008; PENTEADO, 1978).

2.5. PADRÃO DE DRENAGEM

Para Howard (1967), os padrões de drenagem correspondem à disposição espacial dos cursos fluviais que são influenciados por diversos fatores, como clima e litologia, mas que possuem como principal fator controlador a estruturação geológica. É a partir dela que se desenvolvem controles sobre os padrões de drenagem, que associados à declividade da superfície e/ou descontinuidades estruturais, como falhas e fraturas, podem gerar assimetria na bacia de drenagem ou mudança repentina do padrão de drenagem. Christofolletti (1980) chama atenção para o fato de que mais de uma bacia de drenagem pode estar inserida no arranjo de determinado padrão.

A quantidade de padrões de drenagem varia para cada autor, dependendo do critério utilizado por este. Alguns classificam os padrões de acordo com os tipos fundamentais de drenagem (Figura 7), enquanto outros classificam de acordo com seus tipos derivados ou até mesmo considerando os mais complexos.

Figura 7: Padrões de drenagem mais comuns.



Fonte: Travassos (2004), adaptado de Fistrwg (1998).

A análise das propriedades de drenagem pode ser dividida em qualitativa ou quantitativa. A análise é qualitativa quando leva em consideração parâmetros como assimetria, densidade, tropia, grau de integração, continuidade, ângulo de junção, controle, sinuosidade e angularidade. Já a análise quantitativa procura avaliar comportamentos e controles morfoestruturais, a partir da utilização de métodos morfométricos, como: relação de declividade/extensão, assimetria de bacias e outros (HOWARD, 1967; CHORLEY, 1995; ANDRADES FILHO, 2010) Estes estudos podem fornecer informações acerca da influência da tectônica sobre a distribuição e o comportamento dos cursos d'água.

2.6. ANOMALIAS NO PADRÃO DE DRENAGEM

Uma das maneiras usadas para compreender a geologia e a variação no comportamento estrutural de uma determinada área é a partir da análise do padrão de drenagem (HORTON, 1945; HOWARD, 1967; FIRMINO; SOUZA FILHO, 2017). Nesse contexto, os rios podem fornecer informações sobre um possível controle tectônico em uma certa região. Howard (1967) define uma anomalia de drenagem como um desvio local, tendo como base a drenagem regional e/ou padrão de fluxo que, em outros locais, segue em conformidade com a estrutura regional conhecida e/ou topografia.

Para Mello e Ferrari (2003, apud FORNACIARI, 2009, p.48), a presença de feições tectônicas ativas pode gerar formas de relevo variadas, como escarpas, basculamentos, subsidências, deslocamentos de canais fluviais e outros. Os autores também destacam a utilização da análise da rede de drenagem como importante guia de reconhecimento em estudos neotectônicos devido à sensibilidade desse elemento a situações tectonicamente consideráveis. Vale ressaltar que os próprios padrões de drenagem podem evidenciar um controle estrutural, sem que haja mudanças em seu comportamento.

O padrão de drenagem dendrítico, por exemplo, tem seus tributários dispostos de forma arborífera, os quais se distribuem em todas as direções e confluem formando ângulos agudos de gradações variadas, porém, nunca em ângulos retos. Neste caso, a ocorrência de confluências em ângulos retos dentro do padrão dendrítico, é associada geralmente a anomalias geradas por fenômenos tectônicos. Em drenagens com padrão treliça, o controle estrutural costuma ser proeminente, devido à resistência desigual das camadas inclinadas, que afloram em faixas estreitas e paralelas. Já no padrão retangular, a disposição dos rios pode ser associada a influência exercida por falhas, juntas ou diáclases. Enquanto que o padrão de drenagem paralelo ocorre comumente em locais de elevadas declividades associadas a controles estruturais, que auxiliam no espaçamento paralelo e regular dos canais. Esse padrão também pode evidenciar a ocorrência de falhas paralelas ou regiões com lineamentos topográficos paralelos (CHRISTOFOLETTI, 1980, p.103). Esses são alguns exemplos de como um padrão de drenagem e/ou sua mudança de comportamento é influenciado pelo controle estrutural de uma região.

Segundo Howard (1967), algumas feições que podem ser consideradas como anomalia de drenagem (Figura 8), são:

- Retilinearidade de canais fluviais em algum trecho;
- Lagos anômalos, pântanos ou preenchimento aluvial em um rio maduro;
- Alargamento ou estreitamento de vales ou canais;
- Ocorrência localizada ou abrupta de curvas meândricas;
- Curvas e voltas anômalos na drenagem;

- Represamento com desenvolvimento de trechos embrejados.

Figura 8: Anomalias de drenagem.

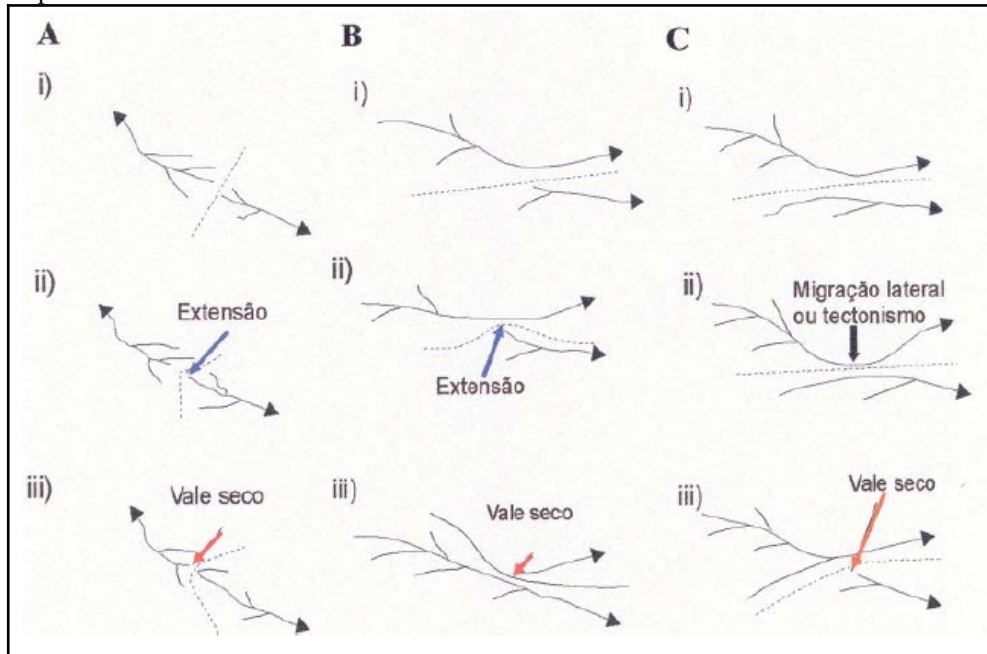


Fonte: Correa Alves (2015), adaptado de Howard (1967).

Outros autores também identificaram feições que representam anomalias. Em seu trabalho, Lima (2002) identificou algumas feições associadas à ação de movimentos neotectônicos, como: áreas sem divisores ou com divisores de água mal definidos; diferentes tipos de canais em um mesmo rio com passagem abrupta ou gradativa entre eles; ocorrência de diversos níveis de terraços em uma margem em contraste com a ausência destes na outra margem; presença de cachoeiras como ponto de quebra e capturas de drenagem.

Uma feição em especial que merece destaque é a captura de drenagem. A captura de drenagem ocorre quando um curso de água erode mais rapidamente que o outro adjacente e captura sua descarga por interceptação do canal (IBGE, 2009, p.106). A erosão mais elevada do curso d'água captor está associada ao aumento no seu gradiente de declividade, causado devido à ações tectônicas ou pelo canal cortar terrenos com litologias de resistências diferentes. O reconhecimento de capturas é possível de ser realizado por meio da identificação de feições como cotovelos, caracterizados por canais de drenagem com mudanças de direção marcadas por curvas de até 90°, vales secos ou abandonados, originados após a captura, entre outras feições que podem ser geradas por decapitações ou desvios, conforme representado na Figura 9 (MENDES et al., 2006, p.216).


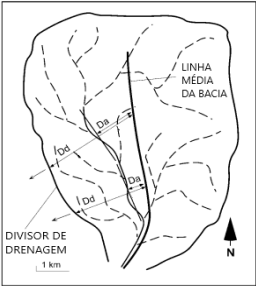


Figura 9. Rearranjo da drenagem após captura. A) Captura causada por extensão da cabeceira. B) e C) Captura através da invasão lateral de outra bacia de drenagem, podendo: B) ocorrer através da extensão da cabeceira de um tributário e C) a partir da migração lateral de rio para capturar outro tributário.



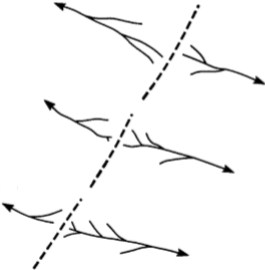


Fonte: Mendes da Silva et al., (2006), modificado de Bishop (1995).

No quadro abaixo (Quadro 1), encontram-se compiladas algumas anomalias de drenagem e os principais trabalhos em que foram descritas, junto com os tipos de controle que ocorrem associados e uma ilustração para reconhecimento destas feições.

Quadro 1: Anomalias de drenagens, características e principais trabalhos em que foram descritas.

| Tipo de anomalia | Morfologia | Definição | Tipo de controle | Principais autores |
|---|---|---|--|--|
| Captura Fluvial |  | Ocorre quando um curso erode mais rapidamente que o outro adjacente e captura sua descarga por interceptação do canal | Controle tectônico condicionado por falhas normais | Summerfield (1991); Bishop (1995); Schum et al. (2000) |
| Assimetria da Bacia |  | Rio principal deslocado do eixo central da bacia, como consequência do basculamento de blocos | Controle tectônico causado pelo basculamento | Cox (1999); Cox, Arsdale, Harris (2001) |
| Curva anômala |  | Trecho com curvas em um curso d'água retilíneo | Controle estrutural ou tectônico | Howard (1967); Lima (2002) |
| Inflexões Abruptas (Cotovelo de drenagem) |  | Inflexões abruptas do curso d'água que podem apresentar até 90° de inflexão | Controle tectônico condicionado por falhas normais | Howard (1967); Schum, Dumont e Holbrook (2000) |

| | | | | |
|-------------------|--|---|--|---------------|
| Desvio de rios |  <p>O diagrama mostra duas situações de alteração de cursos d'água. A primeira, intitulada 'Migração lateral ou tectonismo', ilustra um rio que muda sua direção principal devido a forças tectônicas. A segunda, intitulada 'Vale seco', mostra um rio que foi interrompido, deixando um curso de água seco.</p> | Rio com deslocamento lateral em relação ao seu eixo principal | Controle tectônico associado a basculamento ou avulsão | Bishop (1995) |
| Drenagem colinear |  <p>O diagrama mostra um sistema de drenagem com rios de diferentes cores (laranja e azul) convergindo para um único curso d'água centralizado, circulado em verde, representando a drenagem colinear.</p> | Ruptura de um curso d'água devido a elevação de um terreno. Apresenta dois rios nascendo no mesmo lugar, porém, em lados opostos do divisor de bacias | Controle tectônico | Bishop (1995) |
| Decapitação |  <p>O diagrama mostra um rio principal (linha tracejada) que intercepta e desvia o curso de outros rios adjacentes, um processo conhecido como decapitação.</p> | Apropriação de uma área de captação por um rio adjacente sem a preservação das linhas de drenagem | Controle tectônico | Bishop (1995) |

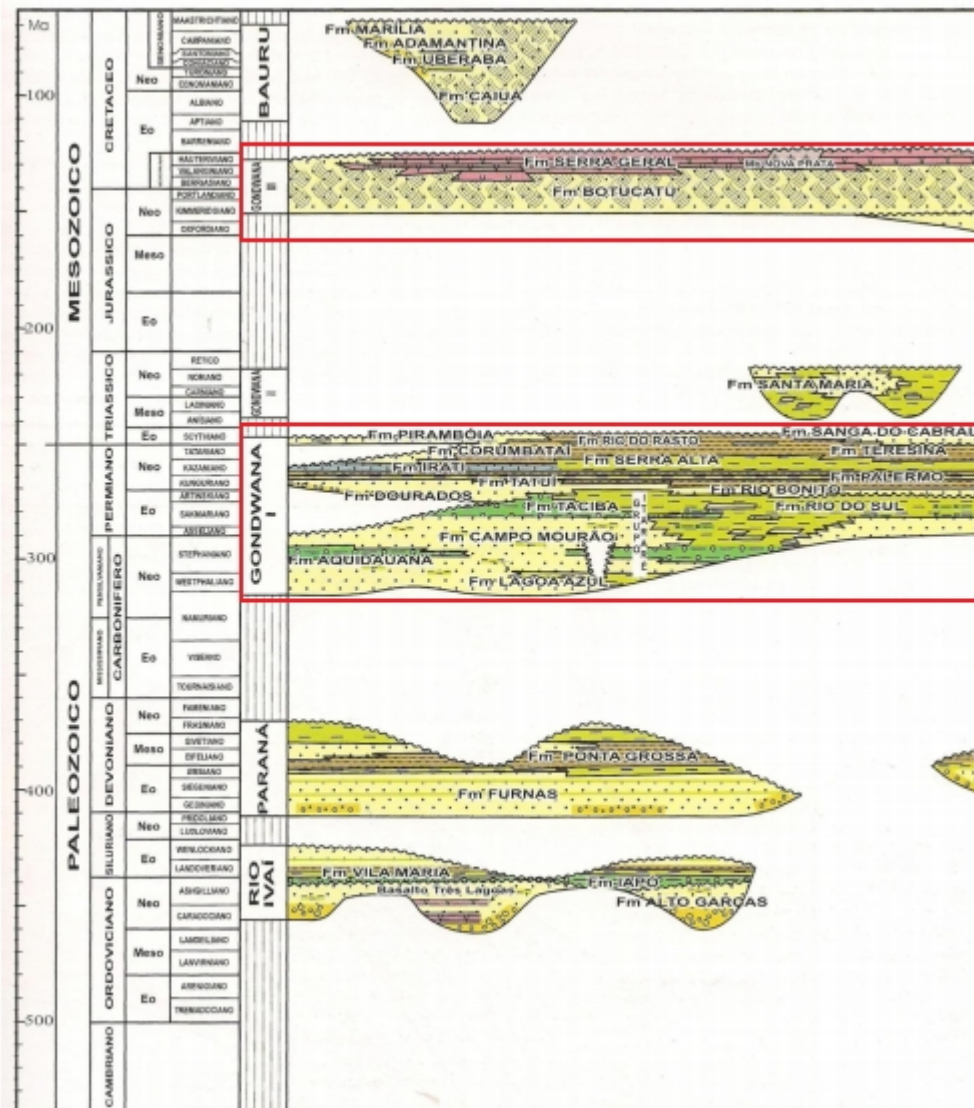
Fonte: Adaptado de Fornaciari (2009).

2.7. BACIA DO PARANÁ

2.7.1. Contexto Geológico

A Bacia Geológica do Paraná é uma bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida totalmente sobre a crosta continental que compreende em seu registro estratigráfico um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima de até 7.000 metros (MILANI et al., 2007). Ocorre no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai com uma área total de aproximadamente 1.500.000 km². Milani et al., (1998) identificou para a Bacia do Paraná seis Supersequências (Figura 10): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neourássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

Figura 10: Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Paraná, com destaque para as Superseqüências Gondwana I e III.



Fonte: Milani et al., (2007).

Em Santa Catarina, afloram apenas as rochas das Superseqüências Gondwana I e Gondwana III. A Superseqüência Gondwana I compreende o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná e abrange os Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, enquanto a Gondwana III é composta pelo Grupo São Bento. Na revisão da Bacia Geológica do Paraná desenvolvida abaixo, serão abordadas apenas as duas Superseqüências aflorantes em Santa Catarina.

O primeiro agrupamento das rochas dessas Superseqüências foi realizado por White (1908), que separou o então “Sistema Santa Catarina” nas Séries de São Bento, Passa Dois e Tubarão. Apesar de ser um trabalho antigo, algumas generalidades ainda são usadas atualmente. Outro marco importante para a Bacia Geológica do Paraná foi a síntese realizada por Schneider et al. (1974), válida

para os estados do Paraná e Santa Catarina, a qual ainda se mantém como base para muitos outros trabalhos da Bacia.

O Grupo Itararé representa a base da Supersequência Gondwana I e é composto por rochas sedimentares originadas em ambientes flúvio-lacustre e marinho sob a influência de geleiras. Esse grupo é dividido nas Formações Campo do Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio do Sul. Nos estados de Santa Catarina e Paraná, não ocorre a Formação Aquidauana, a qual é restrita aos estados de Mato Grosso, Goiás e nordeste de São Paulo (MILANI et al., 2007, p.272). Esta seria equivalente à Formação Campo do Tenente, diferenciando-se por apresentar coloração avermelhada devido à oxidação.

Sobreposto ao Grupo Itararé, encontram-se as rochas que compõem o Grupo Guatá, subdividido em Formações Rio Bonito e Palermo. A Formação Rio Bonito é composta por uma associação de rochas areníticas e pelíticas, com a ocorrência de camadas de carvão e estão associadas a ambientes deltaico, marinho e litorâneo. Schneider et al. (1974), formalizou a divisão da Formação Rio Bonito em Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, sendo esta divisão bem aceita para toda a Bacia Geológica do Paraná até os dias de hoje (ibid. p.79). Já a Formação Palermo é composta por uma sequência de siltitos e siltitos arenosos cinza-amarelados, e com raras ocorrências de lentes de arenitos finos a conglomeráticos e folhelhos cinza-escuros, que segundo Milani, 1997, estão relacionados ao evento de máxima inundação da Supersequência Gondwana I (MILANI et al., 2007).

O Grupo Passa Dois constitui o topo da Supersequência Gondwana I e é dividido em Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto. Milani et al. (2007) destacam a singularidade da Formação Irati que por se desenvolver em ambiente hipersalino permitiu a acumulação de carbonatos e evaporitos na porção norte e folhelhos betuminosos na porção sul, com elevado teor de matéria orgânica (23%).

A Formação Irati é dividida em Membros Taquaral e Assistência podendo esta divisão ser usada para toda a Bacia (ABORRAGE & LOPES, 1986, p.55). O Membro Taquaral corresponde a sequência de siltitos e folhelhos cinza-claros a azulados, enquanto o Membro Assistência é composto por folhelhos cinza-escuros, que se intercalam com folhelhos pretos pirobetuminosos, associados a horizontes calcários dolomíticos. O contato entre os dois Membros é concordante, e o ambiente de deposição de ambos é considerado como marinho de águas calmas (SCHNEIDER et al., 1974, p.54), apesar de que Petri & Fulfaro (1983) discordem, associando a deposição do Membro Assistência a ambiente lagunar (ORLANDI FILHO; KREBS; GIFFONI, 2006, p.81).

Sobreposta à Formação Irati encontra-se a Formação Serra Alta que apresenta contato transicional com a anterior. Esta Formação é composta por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros a pretos, normalmente maciços, com fratura conchoidal, que intercalam com lentes e concreções

calcíferas, oriundas de ambiente marinho com águas calmas (SCHNEIDER et al., 1974, p.55). Segundo Milani et al. (2007), a deposição da Formação Serra Alta representa a última entrada marinha importante na Bacia.

Após a deposição da Formação Serra Alta, ocorre o desenvolvimento de uma tendência regressiva de sistemas continentais que passam a dominar a deposição da Bacia (MILANI et al., 2007, p.274). A Formação Teresina compreende depósitos predominantemente pelíticos, com argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros a esverdeados que intercalam ritmicamente com arenitos muito finos, de ocorrência subordinada. Esta Formação, depositada em ambiente marinho de águas agitadas, influenciada pela ação das marés, apresenta lentes e concreções carbonáticas com frequência.

Sobreposta à Formação Serra Alta está a Formação Teresina em contato transicional com a anterior. Esta Formação foi descrita por White (1908), para descrever os sedimentos avermelhados. Mais tarde, Gordon Jr (1947) dividiu esta Formação em Membros Serrinha e Morro Pelado. O Membro Serrinha localizado na base da Formação, compreende siltitos esverdeados e arroxeados intercalando com argilitos, arenitos finos e bancos carbonáticos. Este membro se estende do Rio Grande do Sul até o nordeste do Paraná, a partir de onde passa lateralmente para a Formação Corumbataí. O ambiente deposicional é interpretado como transicional entre os depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os continentais do Membro Morro Pelado. O Membro Morro Pelado, por sua vez, é composto por argilitos e siltitos vermelhos que intercalam com lentes de arenitos finos encontradas no topo. Essas lentes de arenito que se intercalam com os sedimentos pelíticos sugerem deposição em ambiente continental fluvial (SCHNEIDER et al., 1974, p.56).

A Supersequência Gondwana III, também aflorante em Santa Catarina, compreende o Grupo São Bento, que é dividido em Formações Piramboia, Rosário do Sul, Botucatu e Serra Geral. Segundo Aboarrage & Lopes (1986), a Formação Rosário do Sul representa uma sedimentação predominantemente arenosa, sobreposta a Formação Rio do Rastro, e ocorre no estado do Rio Grande do Sul e em subsuperfície no sul de Santa Catarina. Para os autores, a Formação Piramboia ocorre de São Paulo até o Norte de Santa Catarina, enquanto Schneider et al. (1974) relatam que essa Formação ocorre em Santa Catarina apenas em subsuperfície.

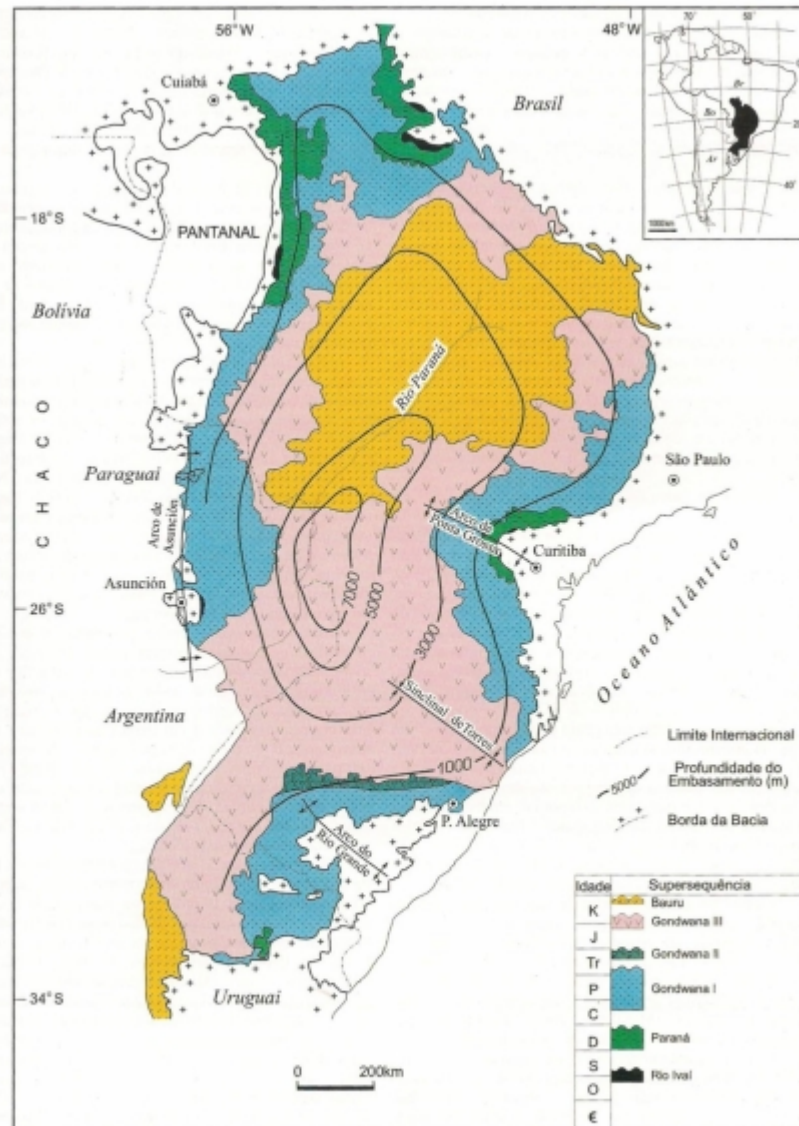
Acima destas, assenta-se a Formação Botucatu que compreende arenitos médios a finos com elevada esfericidade, de coloração rosada com estratificação cruzada tangencial (MILANI et al., 2007, p.275). Na parte basal, encontram-se de um modo geral, arenitos argilosos e mal selecionados, e no estado do Paraná, também é descrita a ocorrência de uma camada de arenito grosseiro a conglomerático com 5 metros de espessura. Esta unidade compreende depósitos eólicos em ambiente desértico com a influência de ambiente fluvial na base (SCHNEIDER et al., 1974, p.61).

Como resultado de um intenso vulcanismo fissural, originou-se sobreposto aos arenitos eólicos desérticos que constituem a Formação Botucatu, o Grupo Serra Geral, que compreende 7 formações que marcam derrames de lavas, predominantemente basálticas, as quais intercalam com lentes e camadas arenosas da Formação Botucatu, além de uma grande rede de diques e níveis de soleiras dispostas ao longo de toda a sedimentação gonduânica da Bacia do Paraná. O Grupo Serra Geral é constituída predominantemente por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, e subordinadamente por riolitos e riodacitos (PEATE et al., 1992, apud. MILANI et al., 2007, p.276). As lavas basálticas são afaníticas, com coloração cinza a preta e ocorrem associadas a grandes quantidades de juntas verticais e horizontais. Os contatos entre as rochas da Formação Serra Geral com as outras rochas da Bacia são marcados por discordâncias (SCHNEIDER et al., 1974, p.61).

2.7.2. Contexto Tectônico

Foi a partir de um rift neo-ordoviciano que o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná originou-se e evoluiu para uma bacia intracratônica. Sua forma é alongada na direção geral N-S, com o depocentro na porção centro-oeste. As feições estruturais mais marcantes na Bacia são os arcos regionais de Ponta Grossa e Rio Grande (Figura 11), além de vários lineamentos NW-SE e NE-SW, os quais representam as fraturas proterozoicas reativadas, e subordinadamente lineamentos com direção E-W. As fraturas de direção NW-SE, corresponderam aos dutos preferenciais para os eventos extrusivos e intrusivos, estando estas hoje preenchidas por diques de diabásio (MORELATTO, 2017, p.7).

Figura 11: Mapa geotectônico simplificado da Bacia Geológica do Paraná, com profundidade do embasamento.

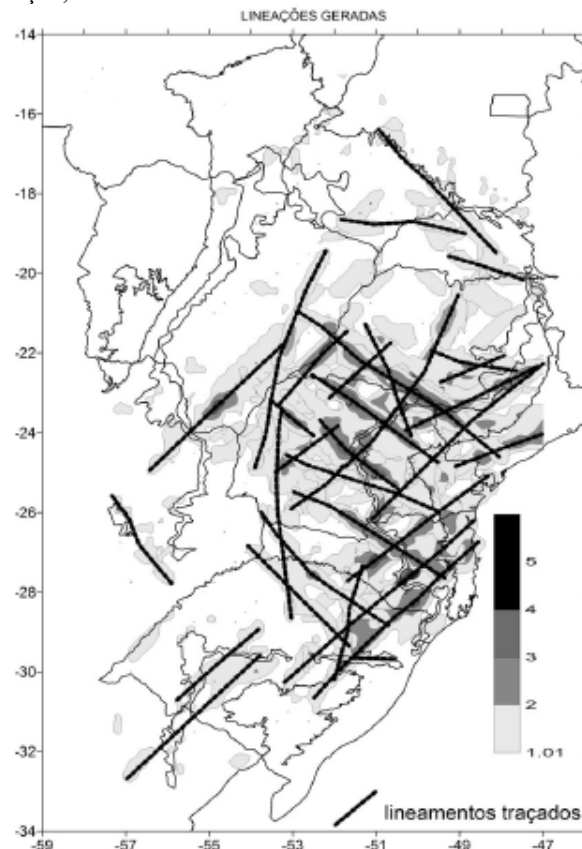


Fonte: Milani (2004).

Segundo Zalán et al., (1987), a maior parte da evolução estratigráfico-estrutural da Bacia do Paraná foi controlada por *trends* herdados do embasamento. O embasamento em questão, possui diversas zonas de fraquezas responsáveis por compartimentá-lo em grandes blocos e sub-blocos, que ao receberem esforços interplaca movimentam-se tanto horizontal como verticalmente, influenciando nas mudanças e distribuições das fácies sedimentares, assim como causando deformações localizadas. Os autores ainda destacam que as principais feições tectônicas da Bacia, são divididas em 3 grupos conforme sua orientação, em NW-SE, NE-SW e E-W, sendo as duas primeiras mais importantes por poderem constituir falhas simples ou então extensas zonas de falhas.

Para Soares et al., (2007), os lineamentos traçados com direções NW ($N45\pm 15W$) e NE ($N45\pm 15E$) possuem alto índice de concordância com outros trabalhos comparados por eles (FERREIRA, 1982; SOARES et al., 1982 e ZALÁN et al., 1986 e ARTHUR & SOARES, 2002 - interpretados sobre mapas gravimétricos, magnetométricos e de sensoriamento remoto - Landsat 3, respectivamente). Por sua vez, lineamentos com direções NNE, NNW, N-S e E-W apresentam ocorrência muito baixas, provavelmente relacionados com a dificuldade na discriminação entre lineamentos reais e artefatos produzidos pela geometria de aquisição (Figura 12). Os autores também analisaram uma possível influência desses lineamentos no comportamento do Aquífero Guarani na região, onde constataram que a ocorrência de falhas e consequente movimentação destas é responsável por controlar a estruturação em blocos das formações geológicas da Bacia.

Figura 12. Frequência de recorrência dos lineamentos por direção, onde destacam-se lineamentos NW e NE.

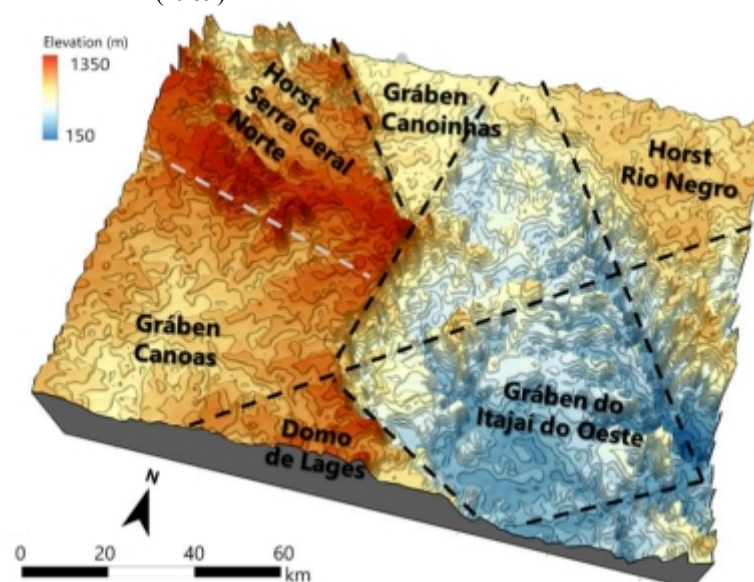


Fonte: Soares et al. (2007).

Em Santa Catarina, Scheibe e Furtado (1989) mapearam a ocorrência de lineamentos regionais na área leste do estado, responsáveis pela formação de blocos tectônicos. Próximo da área de estudo do presente trabalho, Sordi (2018) identificou a ocorrência de três patamares altimétricos na Bacia do

Rio Iguaçu, demarcados por lineamentos regionais. Segundo o autor, a área mais rebaixada seria limitada a leste pelo alinhamento do rio Hercílio (NW-SE) e a oeste pelo alinhamento da Serra Geral (NW-SE). Também foi identificada a ocorrência de um alto estrutural que corresponde ao divisor entre as bacias do rio Iguaçu e do rio Itajaí-Açu e que coincide com o alinhamento Ponte Alta (NNE-SSW). De acordo com estes lineamentos regionais já mapeados, foram demarcados os blocos tectônicos na região levando em conta os diferentes comportamentos estruturais, morfológicos e a intensidade dos basculamentos (Figura 13). Dessa forma, o bloco que ocorre na área drenada pelo rio Canoinhas, foi considerado um *gráben*, ilustrativamente chamado pelo autor de Gráben Canoinhas, que teria sido rebaixado entre os blocos Rio Negro e Serra Geral Norte, ambos considerados *horsts*.

Figura 13: Blocos tectônicos definidos pelos lineamentos estruturais de Scheibe e Furtado (1989). Limite em branco inferido.

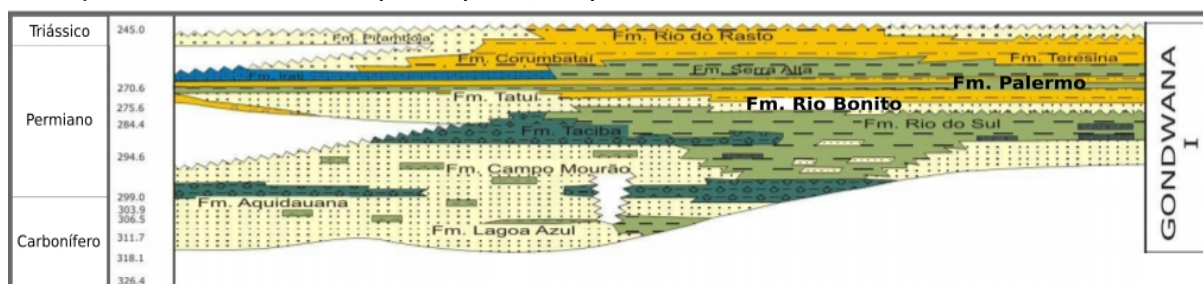


Fonte: Sordi (2018).

2.8. GRUPO GUATÁ

O Grupo Guatá é composto pelas Formações Rio Bonito e Palermo. Este termo foi proposto por Gordon Jr. (1947) para agrupar os siltitos e arenitos que afloravam nos arredores do município de Guatá, onde se encontravam as camadas Rio Bonito e Palermo denominadas assim por White (1908). Estratigraficamente, este grupo encontra-se acima do Grupo Itararé e abaixo do Grupo Passa Dois (Figura 14).

Figura 14: Carta Cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, com destaque para as Formações Rio Bonito e Palermo que compõem o Grupo Guatá.



Fonte: Bocardi (2009), adaptada de Milani (2004).

Na base do Grupo Guatá encontra-se a Formação Rio Bonito, denominada inicialmente por White (1908) como camadas Rio Bonito para integrar o conjunto de arenitos, folhelhos e leitos de carvão aflorantes nas proximidades do município de Lauro Muller, em Santa Catarina (SCHNEIDER et al., 1974). Thomaz e Medeiros (1972), dividiram a Formação em 3 unidades: inferior, médio e superior, que mais tarde foram formalizados por Schneider et al., (1974), da base para o topo, como Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

O Membro Triunfo, base da Formação Rio Bonito, é composto por arenitos e conglomerados cinza-claros, com ocorrência secundária de folhelhos, argilitos, siltitos cinza-escuros a pretos, carbonosos e camadas de carvão. Neste membro ocorrem estratificações paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas como as principais estruturas sedimentares. A associação litológica descrita acima, representa sistema deltaico com domínio fluvial progradante em relação aos lamitos do Grupo Itararé (ORLANDI FILHO; KREBS; GIFFONI, 2006). O Membro Triunfo apresenta espessuras superiores a 100 m aproximadamente nas regiões sul do estado paranaense e centro-leste catarinense diminuindo em direção ao centro da bacia (SCHNEIDER et al., 1974). Esta unidade aflora desde o sul de Santa Catarina até o Paraná e adelgaça desaparecendo por acunhamento (SCHNEIDER et al., 1974; MILANI, 1997; LIMA, 2000).

O Membro Paraguaçu situa-se na porção média da Formação Rio Bonito e é constituído predominantemente por rochas pelíticas, como siltitos e folhelhos cinza a esverdeados e com menos frequência ocorrem arenitos finos. Este membro recobre abruptamente o anterior e representa uma fácies marinha transgressiva sobre os arenitos flúvio-deltaicos do Membro Triunfo (ORLANDI FILHO; KREBS; GIFFONI, 2006). Sua principal estrutura sedimentar é a laminação paralela que ocorre nos siltitos e folhelhos, enquanto nos corpos arenosos são encontradas laminações onduladas e cruzadas e em rochas carbonáticas ocorrem laminação algálica e estruturas de dissecação. A faixa aflorante deste membro se estende de Santa Catarina à São Paulo e atinge até 100 m de espessura, na localidade de Paraguaçu, no norte de Santa Catarina em sua seção tipo (SCHNEIDER et al., 1974).

Segundo os autores, o contato inferior desta unidade com o Membro Triunfo é concordante, enquanto o contato superior ocorre com o Membro Siderópolis e também é concordante, porém em alguns locais se dá diretamente com a Formação Palermo.

O Membro Siderópolis constitui o topo da Formação Rio Bonito, e compreende pacotes espessos de arenitos intercalando com siltitos, folhelhos carbonosos e camadas de carvão. Destaca-se laminação plano-paralela e ondulada, por vezes associada a estratificação cruzada de pequeno porte e localmente estratificação cruzada de alto ângulo como as estruturas sedimentares típicas desta unidade. O Membro Siderópolis se distribui de forma contínua em Santa Catarina e descontínua no Paraná, atingindo espessura máxima de 130 m no nordeste do estado catarinense (SCHNEIDER et al., 1974). O ambiente de deposição desse membro, segundo Medeiros e Thomaz (1973) é litorâneo, com os sedimentos carbonosos tendo sido formados em lagunas e mangues costeiros e recobertos por areias litorâneas.

Em contato concordante com Formação Rio Bonito na base e com a Formação Irati no topo encontra-se a Formação Palermo que constitui o topo do Grupo Guatá. Esta formação foi denominada inicialmente por White (1908) que usou o termo “schistos do Palermo” para integrar a sequência de siltitos com intensa bioturbação e escassas lentes de arenitos finos a conglomeráticos descritos no sudeste de Santa Catarina (ORLANDI FILHO; KREBS; GIFFONI, 2006). Segundo Schneider et al., (1974) esta formação ocorre de forma generalizada pela Bacia do Paraná, variando na ordem de 50 m de espessura nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, 90 m em Santa Catarina e no Paraná e atingindo até 150 m no Rio Grande do Sul.

A Formação Palermo é constituída basicamente por siltitos e siltitos arenosos com ocorrência local de arenitos finos a conglomeráticos. Comumente encontram-se bioturbados o que acaba por causar a destruição quase total de suas estruturas sedimentares, que quando estão preservadas, são dominadas por laminações cruzadas de pequeno porte. Suas características indicam sedimentação em ambiente marinho transgressivo de águas rasas (SCHNEIDER et al., 1974).

2.9. GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé é constituído por uma sucessão de arenitos finos a grossos, folhelhos, ritmitos, argilitos, conglomerados e diamictitos que se sucedem ou intercalam de maneira irregular. Essas camadas não costumam apresentar continuidade lateral, o que dificulta o estabelecimento de perfis de correlação (KIANG; TEIXEIRA; VIDAL, 2003 - WEINSCHUTZ & CASTRO, 2004 - VIDAL; ROSTIROLLA; KIANG, 2005). As camadas do Grupo Itararé apresentam mergulhos de baixo grau para oeste. Saad (1977) admite que embora possa variar localmente, o ângulo de mergulho médio das camadas do Itararé no centro e sul do estado de São Paulo é de 1° para oeste.

Este Grupo é considerado como o mais bem estudado da Bacia do Paraná, por servir como reservatório para as águas do Aquífero Itararé e para os hidrocarbonetos da Formação Ponta Grossa, localizado abaixo deste, além da ocorrência de camadas de carvão em pontos localizados. Diversos estudos ao longo dos anos foram realizados visando a separação desta unidade (Figura 15). Porém, apesar das várias tentativas de subdividir o Itararé, o mesmo permanece indiviso na maioria dos trabalhos realizados no estado de São Paulo, recebendo com isso a designação de Subgrupo Itararé (VIDAL; ROSTIROLLA; CHANG, 2005, p.476). A impossibilidade da divisão no estado, é justificada pelo complexo glacial ser mais espesso ao norte, enquanto os depósitos pós-glaciais totalizam apenas 100 metros de espessura, não permitindo a mesma divisão que é realizada nos estados do sul do Brasil (PETRI, 1964 apud. (ARAB; PERINOTTO; ASSINE, 2009, p.504).

Figura 15: Síntese evolutiva da nomenclatura estratigráfica do Grupo Itararé. Áreas: 1) Vale do Rio Tubarão-SC. 2) Região Sul do Brasil. 3) toda a Bacia. 4) Santa Catarina e Sul do Paraná. 5) toda a Bacia (subsuperfície). 6) toda a Bacia (subsuperfície). 7) Centro-norte do Paraná.

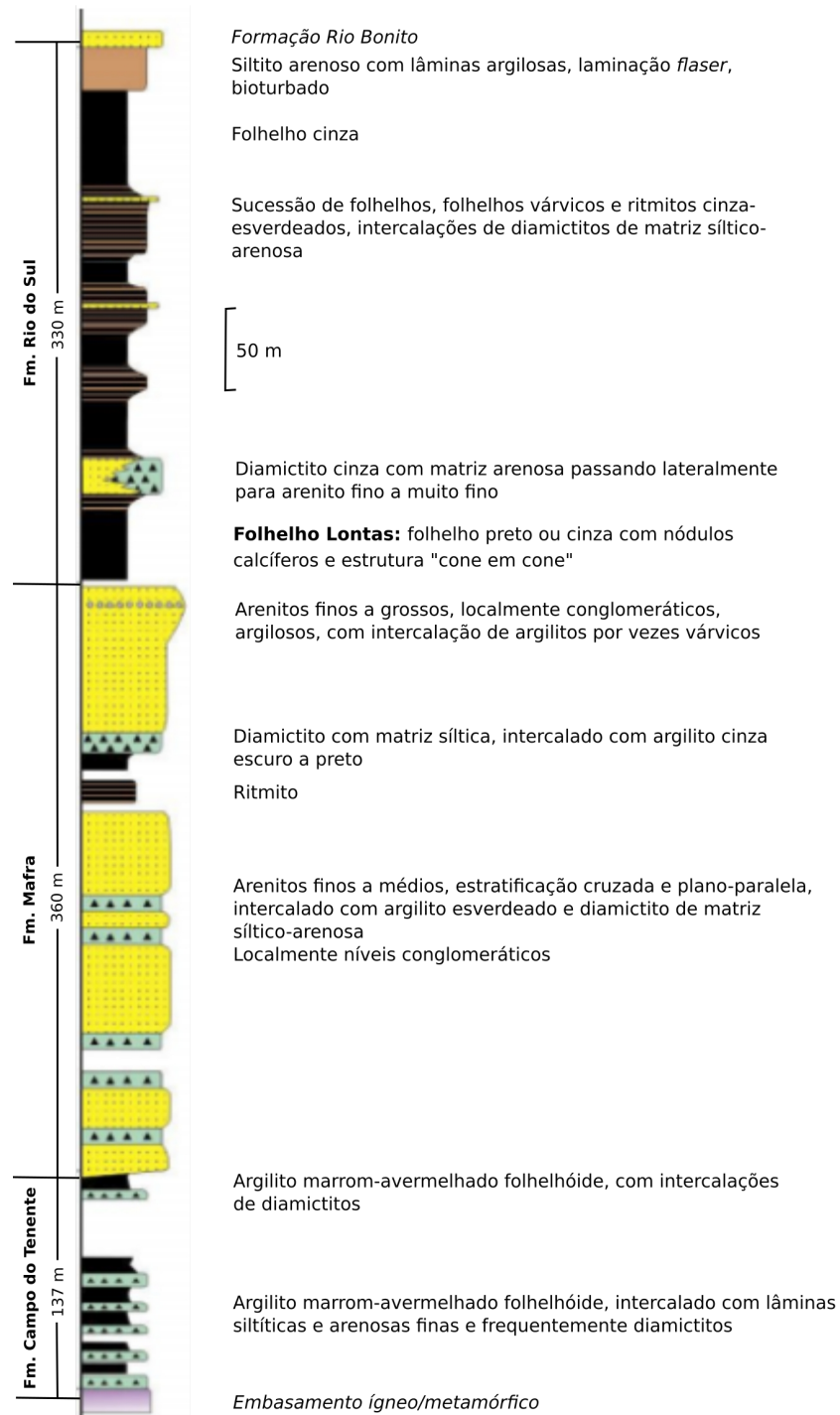
| 1 | 2 | 3 | 4 | | | | | | |
|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------|------------------------------------|------------------|------------------------------------|------------|------------------------------------|
| White 1908 | Gordon 1947 | Rocha-Campos 1967 | Schneider et al. 1974 | | | | | | |
| Série Tubarão | Série Tubarão Grupo Itararé | Grupo Tubarão | Supergrupo Tubarão Grupo Itararé | | | | | | |
| | | | | Fm. Rio Bonito | Grupo Guatá | Subgrupo Guatá | Grupo Guatá | | |
| | | | | Conglomerado glacial Orleans | Fm. Taió | Subgrupo Itararé | Fm. Rio do Sul | | |
| Arenitos e folhelhos | Fm. Palmira | Fm. Mafra | Fm. Campo do Tenente | | | | | | |
| 5 | 6 | 7 | | | | | | | |
| França & Potter 1988 | Milani et al. 1994 | Vesely & Assine 2004 | | | | | | | |
| Grupo Itararé | Grupo Itararé | Grupo Itararé | Seqüência 5 | | | | | | |
| | | | | Fm. Taciba | Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol | Fm. Taciba | Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol | Fm. Taciba | Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol |
| | | | | Mb. Rio Segredo | Mb. Rio Segredo | Mb. Rio Segredo | | | |
| | | | | Fm. Campo Mourão | Mb. Lontras | Mb. Lontras | Seq.4 | | |
| | | | | Fm. Lagoa Azul | Mb. Tarabai | Mb. Tarabai | Seq.3 | | |
| Mb. Cuiabá Paulista | Mb. Cuiabá Paulista | Mb. Cuiabá Paulista | Seq.2 | | | | | | |
| Mb. Tarabai | Mb. Tarabai | Mb. Tarabai | Seq.1 | | | | | | |
| Mb. Cuiabá Paulista | Mb. Cuiabá Paulista | Mb. Cuiabá Paulista | ----- | | | | | | |

Fonte: Adaptado de Vesely (2006).

Diferente de São Paulo, nos estados do Paraná e Santa Catarina o Itararé é chamado de Grupo e dividido em quatro formações. Com base em uma revisão estratigráfica, a principal classificação

para o Grupo Itararé nesta região foi realizada por Schneider et al. (1974), que dividiu formalmente o Itararé, nas Formações: Campo do Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio do Sul (Figura 16). Contudo, a Formação Aquidauana não ocorre nos estados do sul, apenas em São Paulo, Mato Grosso e Goiás.

Figura 16. Perfil composto das Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, segundo Schneider et al. (1974).



Fonte: Vesely (2006), modificado de Schneider et al. (1974).

Com base em estudos de palinomorfos, Castro et al. (1994) associaram a Formação Campo do Tenente ao Carbonífero Superior, a Formação Mafra ao Permiano Inferior e a Formação Rio do Sul ao Permiano Médio. Essas idades condizem com as que foram indicadas por Daemon e Quadros (1969), também realizadas com base em palinomorfos (ORLANDI FILHO; KREBS; GIFFONI, 2006, p.78).

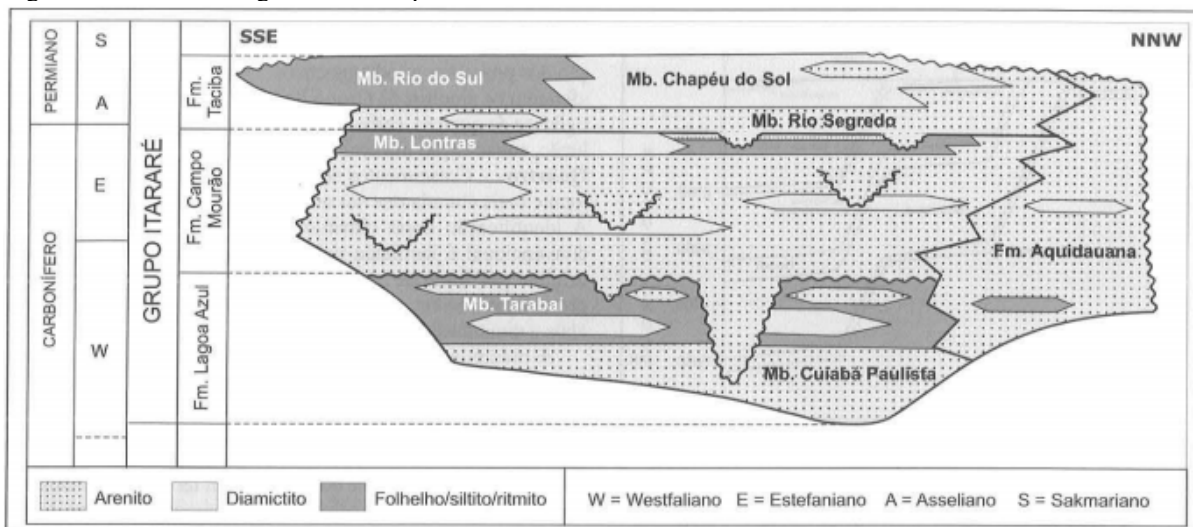
A Formação Campo do Tenente, base do Grupo Itararé, tem espessura média de 200 metros e é constituída por argilitos castanho-avermelhados e subordinadamente por ritmitos e diamictitos com matriz arenosa. Localmente, é descrito a ocorrência de arenitos amarelados, finos a médios e mal selecionados, com estrias glaciais na base da formação. A sedimentação deu-se sob influência glacial, evidenciada pela ocorrência de diamictitos e estrias glaciais, enquanto que a porção argilosa foi relacionada a ambiente lacustre oxidante (SCHNEIDER et al., 1974, p.45).

A Formação Mafra, porção intermediária do Grupo Itararé, tem espessura de aproximadamente 350 metros e compreende principalmente arenitos esbranquiçados, amarelos e vermelhos, e subordinadamente, diamictitos, conglomerados, ritmitos e argilitos várvidos. Os arenitos variam de finos e bem selecionados a médios e grossos com estratificação cruzada acanalada. A deposição da base é interpretada como originada em ambiente fluvial, enquanto que as porções média e superior são de ambiente marinho, associadas à ocorrência de fósseis marinhos. A presença de diamictitos infere para a influência glacial e a de ritmitos para a presença de correntes de turbidez.

A Formação Rio do Sul, topo do Grupo Itararé, apresenta espessura média de 350 metros, próximo da cidade homônima e vai diminuindo até chegar em torno de 200 metros no sudeste do Paraná. Essa formação é constituída essencialmente por sedimentos pelíticos, onde em sua base ocorrem folhelhos e argilitos escuros, por vezes várvidos, que recebem a denominação de Folhelho Lontras. Acima deste, encontram-se argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos e diamictitos (ibid. p.48).

Outro trabalho de grande importância para a classificação do Grupo Itararé foi o de França & Potter (1988), realizado em subsuperfície, que permitiu dividi-lo em quatro formações denominadas: Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão e Taciba (Figura 17). Essas, correspondem às Formações Campo do Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio do Sul, respectivamente, tendo como principal divergência o posicionamento do Folhelho Lontras. Para França & Potter (1988), o Folhelho Lontras corresponderia ao topo da Formação Campo Mourão, enquanto que para Schneider et al. (1974) esta unidade representaria a base da Formação Rio do Sul.

Figura 17. Carta estratigráfica do Grupo Itararé.



Fonte: França et al. (1996), modificado de França & Potter (1988).

Diversos estudos sobre o Grupo Itararé também foram realizados na região de Mafra, devido à presença de boas exposições desse Grupo ao longo da região, porém, todos voltados para um cunho estratigráfico (SALAMUNI; MARQUES FILHO; SOBANSKI, 1966 – SCHNEIDER et al., 1974 – CANUTO, 1985 – WEINSCHÜTZ, 2006 – SUSS et al., 2014).

Weinschutz (2006), através da estratigrafia de sequências, identificou 5 sistemas deposicionais para o Grupo Itararé na região de Mafra-SC e Rio Negro-PR, que são: arenito, diamictito, folhelho, varvito-diamictito e deglaciação (composto por conglomerado, arenito, diamictito, varvito e folhelho). A partir da distribuição espacial desses Sistemas, o autor estabeleceu também 5 sequências deposicionais, denominadas: Campo do Tenente, Campo Mourão I, Campo Mourão II, Taciba I e Taciba II. A sequência Campo do Tenente, compreende os sistemas varvito e diamictito em dois ciclos de fácies, indicando um ambiente glacio-lacustre na margem da Bacia. Segundo o autor, as sequências Campo do Mourão I e II são bem semelhantes, com pequenas diferenças entre si. A Campo do Mourão I abrange quatro sistemas: arenito com lamito subordinado, varvito-diamictito, conglomerado-arenito-diamictito-varvito de deglaciação e siltitoossilífero. Já a sequência Campo Mourão II compreende 3 sistemas com arenitos de mar baixo, deglaciação com conglomerado até varvito e o folhelho Lontras de mar alto. A sequência Taciba I, tem em sua base um espesso pacote de diamictito, devido à ausência do arenito Rio Segredo, com posteriores sucessões de sistemas de deglaciação, deltaico e glácio-marinho. Na base da Taciba II, ocorre arenito com grande variedade de espessuras e ambientes, com duas tendências de sucessão vertical.

Canuto (1985) analisou de forma megascópica as características estruturais, texturais e as relações estratigráficas entre as rochas do Grupo Itararé ao longo de cortes nas estradas, estipulando 3

perfis, designados como: Campo do Tenente-Itaiópolis, Lapa-São Mateus do Sul e Palmeira-Irati. O autor relata que as rochas mais comuns para o Subgrupo Itararé, nos 3 perfis realizados, são em ordem de abundância: diamictito, arenito, siltito, folhelho, ritmito e conglomerado. Para o autor, na área estudada, a Formação Campo do Tenente, base do Itararé, apresenta predominância de diamictitos, seguido de folhelhos e em menor quantidade arenitos. Já na Formação Mafra ocorre predominância de arenitos sob as demais litologias, com exceção do perfil mais ao norte, onde quem predomina são os diamictitos. A Formação Rio do Sul, topo do Itararé, é constituída essencialmente de sedimentos finos no perfil Campo do Tenente-Itaiópolis, e nos outros dois perfis ocorre em equilíbrio com diamictitos. A ocorrência e predominância das litologias nas 3 formações encontram-se, de forma geral, em concordância com o que foi descrito por Schneider et al. (1974), com exceção da Formação Campo do Tenente, que neste trabalho apresenta predominância de diamictito, seguido de folhelho e arenito.

O autor ainda ressalta que na área de estudo, a espessura máxima do Grupo Itararé é estimada em 760 metros, subdividindo-se em 200 metros da Formação Campo do Tenente, 310 metros da Formação Mafra e 250 metros da Formação Rio do Sul. Já na seção correspondente ao perfil Campo do Tenente-Itaiópolis, a espessura total apesar de seguir semelhante à descrita para toda área de estudo, apresenta diferenças significativas nas Formações Mafra e Rio do Sul, as quais são estimadas com 230 e 310 metros, respectivamente.

Em relação às características estruturais, são registradas diversas evidências que indicam o controle exercido por falhas e pela reativação de antigas estruturas do embasamento na progressiva subsidência e acumulação dos sedimentos do Subgrupo Itararé (ZALÁN et al., 1990 – EYLES, 1993 – SANTOS et al., 1996 apud. (CANUTO; SANTOS; ROCHA-CAMPOS, 2001, p.108). Ressalta-se, entretanto, que a caracterização estrutural é relativa à área de estudo, tendo áreas com forte controle estrutural devido à presença de grandes feições, como arcos e sistemas de falhas associados, enquanto em outras áreas o controle estrutural pode ser baixo ou até quase nulo.

Suss et al. (2014) estudaram o Grupo Itararé em uma área que abrange desde o município de Porto Amazonas (PR) até Mafra (SC), visando definir o contexto deposicional e estratigráfico em que ocorrem depósitos de fluxos gravitacionais para discutir sobre sua evolução paleoambiental. Nesse trabalho, em diversas fácies descritas pelos autores, ocorrem associadas fraturas e falhas, geralmente inversas, de dimensões métricas a centimétricas e de baixo ângulo. Canuto (1985) também descreve com frequência a ocorrência de falhas e fraturas, sendo as falhas identificadas como normais, inversas ou de escorregamento, com predomínio das primeiras. O autor ressalta que, em campo, as falhas normais tinham na maioria das vezes seus rejeitos desconhecidos, por serem de difícil interpretação e ocorriam associadas a diques e outras intrusivas básicas. Quando possível, as falhas foram estimadas com rejeitos que chegaram a 80 metros, na porção mais ao norte do Paraná.

2.10. BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA GEOLÓGICA DO PARANÁ

Diversos trabalhos envolvendo a influência e o controle tectônico associado a dados geológicos e hidrogeológicos foram desenvolvidos sobre as rochas da Bacia Geológica do Paraná, sobretudo em relação às litologias dos Aquíferos Guarani e Serra Geral (MACHADO, 2005; PORTELA FILHO et al., 2005; NANNI, 2008; DESCOVI FILHO, 2015; AMARAL, 2018). Neste tópico, serão abordados alguns desses trabalhos, com enfoque para os estudos realizados no estado catarinense e em seus arredores.

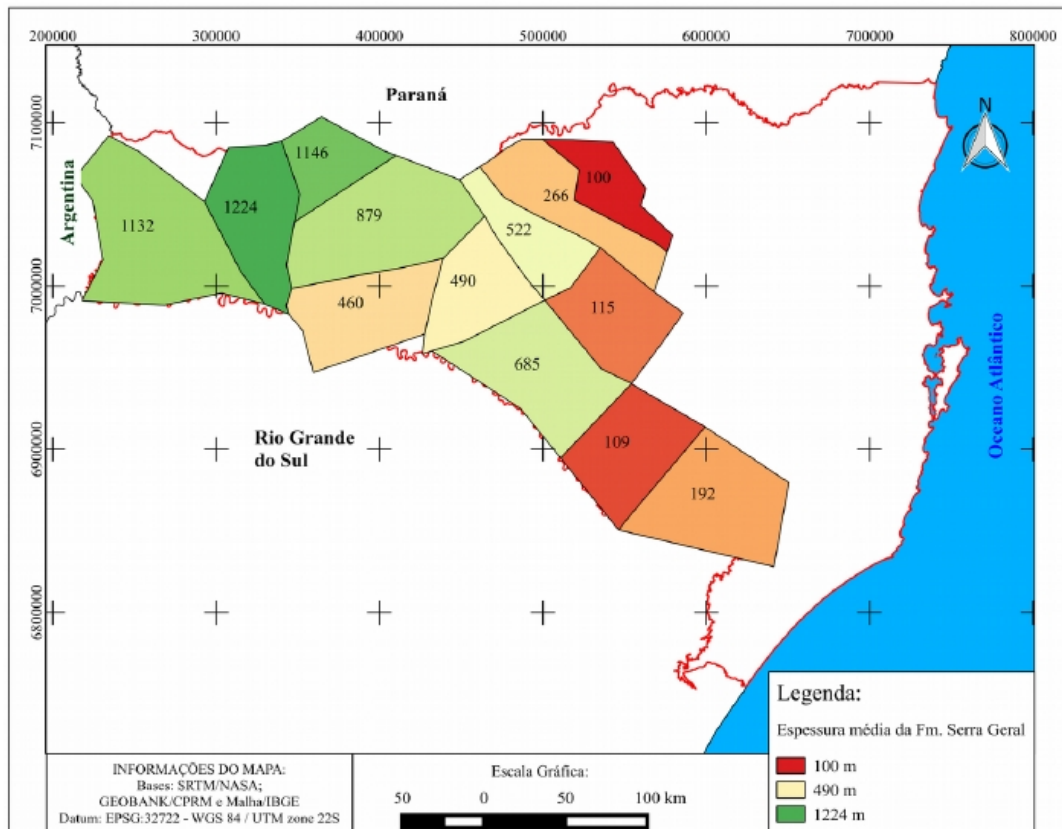
Na região centro-norte do estado do Paraná, segundo Portella et al., (2005), através da análise realizada com dados hidrogeológicos e hidroquímicos do Sistema Aquífero Serra Geral, foi possível identificar um controle estrutural sobre essas variáveis. De acordo com os autores, essas variáveis são condicionadas pela trama magnética-estrutural da área de estudo, proposta no trabalho a fim de refinar o padrão estrutural da região do Arco de Ponta Grossa.

A partir dos dados hidroquímicos usados, os autores destacam que altas concentrações de sólidos totais dissolvidos encontram-se associadas às regiões de grandes estruturas da área de estudo, como a nordeste do Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, a noroeste da região entre os alinhamentos Maringá e Apucarana e a sudeste do Alinhamento do Rio Alonzo. Em relação ao pH, os valores alcalinos encontram-se dispostos de acordo com as principais direções estruturais, sendo que os maiores valores estão associados aos cruzamentos de alguns importantes alinhamentos com o eixo do Arco de Ponta Grossa e com algumas megaestruturas, principalmente de direção NE-SW. A partir da espacialização desses dados anteriormente citados, com as classes químicas, os autores constataram que as águas em áreas vinculadas as importantes estruturas da área de estudo apresentam normalmente composição bicarbonatada sódica e valores de pH alcalino. De acordo com os dados do trabalho e, em concordância com a bibliografia, essas características correspondem à zonas de mistura entre os Sistemas Aquífero Guarani e Serra Geral, indicando a importância de algumas das principais estruturas da área na conexão hidráulica entre os dois sistemas aquíferos.

Em Santa Catarina, a estruturação do Aquífero Serra Geral em blocos hidrogeológicos foi estudada por Descovi Filho (2015), que usou como suporte análises geomorfológicas e informações de 132 poços que alcançam o contato entre os Sistemas Aquíferos Serra Geral e Guarani, na área aflorante do Grupo Serra Geral no estado catarinense. Foram propostos 14 blocos tectônicos hidrogeológicos, a partir da análise de seções geomorfológicas confeccionadas no trabalho a fim de verificar patamares geomorfoesculturais bem como sugerir a delimitação de blocos geomorfoestruturais, que serviram como base para os blocos tectônicos hidrogeológicos (Figura 18). O autor também classificou os blocos hidrogeológicos em blocos alçados, escalonados e abatidos através

de uma seção hidrogeológica confeccionada para a área de pesquisa. Segundo o mesmo, nestes blocos a espessura da Formação Serra Geral variou entre 0 e 1132 m.

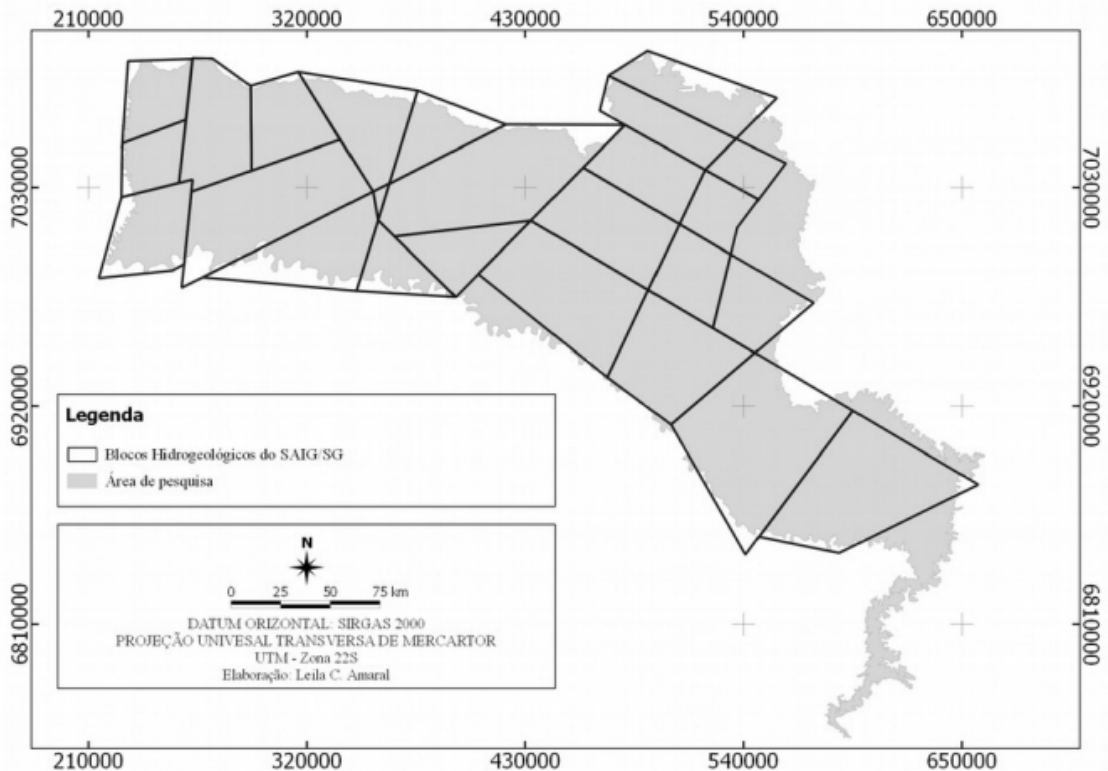
Figura 18: Mapa das espessuras médias da Formação Serra Geral (SASG) por blocos tectônicos hidrogeológicos.



Fonte: Descovi Filho (2015).

Mais tarde, esta mesma área foi usada por Amaral (2018) como área de estudo para o seu trabalho, que buscou aperfeiçoar a delimitação de blocos hidrogeológicos proposta por Descovi Filho (2015). A autora utilizou-se de análises morfométricas e geológicas, tendo como base a análise de perfis longitudinais das principais drenagens ocorridas na área de estudo, além da análise de assimetria de bacias hidrográficas, índice de gradiente, índice de concentração de rugosidade e lineamentos estruturais. A partir das análises realizadas, Amaral (2018) concluiu que a compartimentação do Sistema Aquífero Integrado Guarani/ Serra Geral em blocos hidrogeológicos é mais intensa do que anteriormente proposta para a área de estudo, marcada por um sistema de falhas normais. Neste estudo, foi proposto a ocorrência de 25 possíveis blocos hidrogeológicos, com distintos graus de confiabilidade (Figura 19).

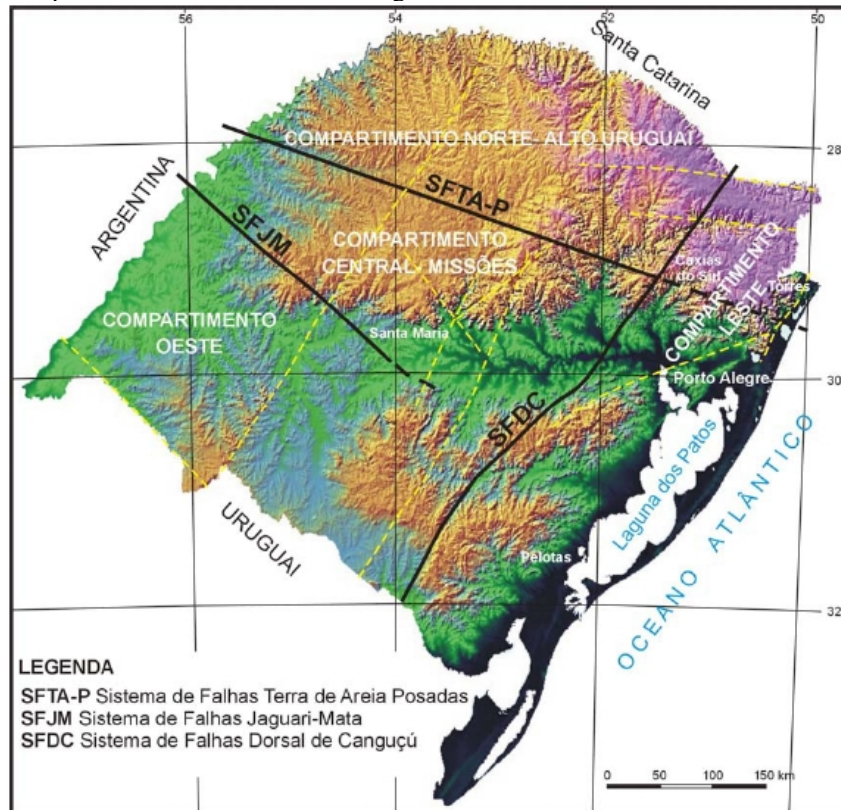
Figura 19: Possíveis blocos hidrogeológicos do SAIG/SG em Santa Catarina.



Fonte: Amaral (2018).

No Rio Grande do Sul, Machado (2005) delimitou 4 grandes compartimentos estruturais no Sistema Aquífero Guarani (SAG) com base em oito seções geológicas e hidrogeológicas: Oeste, Central-Missões, Leste e Norte-Alto Uruguai (Figura 20). O Compartimento Oeste é delimitado pelo Sistema de Falhas Jaguari-Mata em relação ao restante do SAG e se estende adentrando na Argentina. Neste compartimento, ocorre predominância de fraturas e falhas com direções noroeste, que afetam as litologias basálticas de forma similar as litologias do SAG. O Compartimento Central-Missões é limitado a oeste pelo Sistema de Falhas Jaguari e a leste pela extensão do Sistema de Falhas Dorsal do Canguçu tendo como principal característica um entrelaçamento de fraturas e falhas com direções noroeste e nordeste. O Compartimento Leste é limitado a oeste pela extensão do Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu e a leste pela linha da costa e apresenta predomínio de estruturas com direção nordeste, que afetam tanto as litologias basálticas quanto as do SAG. Já o compartimento Norte-Alto Uruguai é separado dos demais pelo Sistema de Falhas Terra de Areia-Posadas e Sistema de Falha Dorsal do Canguçu e limitado ao norte pelo estado de Santa Catarina.

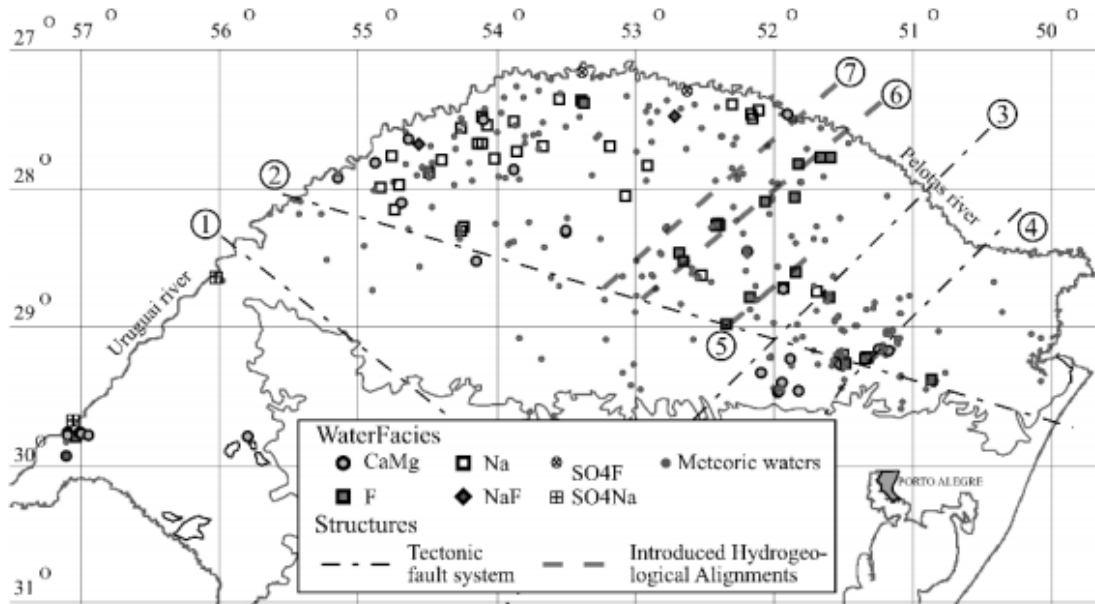
Figura 20: Subdivisão do SAG no Rio Grande do Sul em quatro grandes compartimentos estruturais e outras grandes estruturas.



Fonte: Machado (2005).

Ainda no Rio Grande Sul, Nanni (2008) utilizou-se da metodologia da Análise Fatorial de Componentes Principais (AFCP) em 309 amostras que apresentavam concentração de Fluoreto, principal componente do estudo, e dos parâmetros Na, Ca, Mg, HCO_3 , SO_4 e Cl para definir 6 fácies hidroquímicas. A distribuição das fácies hidroquímicas (CaMg, Na, F, SO_4Na , SO_4F e NaF) foi analisada em relação a tectônica imposta sobre o Sistema Aquífero Serra Geral na área de estudo, que teve como base, informações compiladas de outros estudos, grandes estruturas interpretadas em escala regional que pudessem condicionar blocos tectônicos, bem como dados geoestatísticos da distribuição de direções e densidades de fraturamentos. A partir das análises, o autor sugere a ocorrência de blocos hidrogeológicos limitados por grandes sistemas de falhas tectônicas e propõe dois novos sistemas de falha em relação aos já descritos pela bibliografia, nomeados como: Fontoura Xavier – Paraí e Victor Graeff – Barracão (Figura 22), sendo que ambos compreendem águas com altas concentrações de fluoreto.

Figura 21: Distribuição das fácies das águas e sistemas tectônicos de falhas: (1) Mata Jaguari, (2) Terra de Areia-Posadas, (3) Perimbó e (4) Leão. Os lineamentos introduzidos são: (5) Fontoura Xavier-Parai e (6) Victor Graeff-Barracão.



Fonte: Nanni et al., (2008).

Comparando as fácies hidroquímicas com as intensidades de fraturamento das 4 direções predominantes (NNE, E-W, ENE e NW), revelou-se que as maiores incidências da fácies F estão associadas as zonas de média intensidade de fraturamento para todas as direções. Enquanto as fácies Na e NaF estão vinculadas às fraturas de direção NW e as fácies SO_4F e SO_4Na encontram-se restritas às grandes estruturas do Rio Uruguai, porém com direções tectônicas NE-SW para a fácies SO_4Na e E-W para a fácies SO_4F .

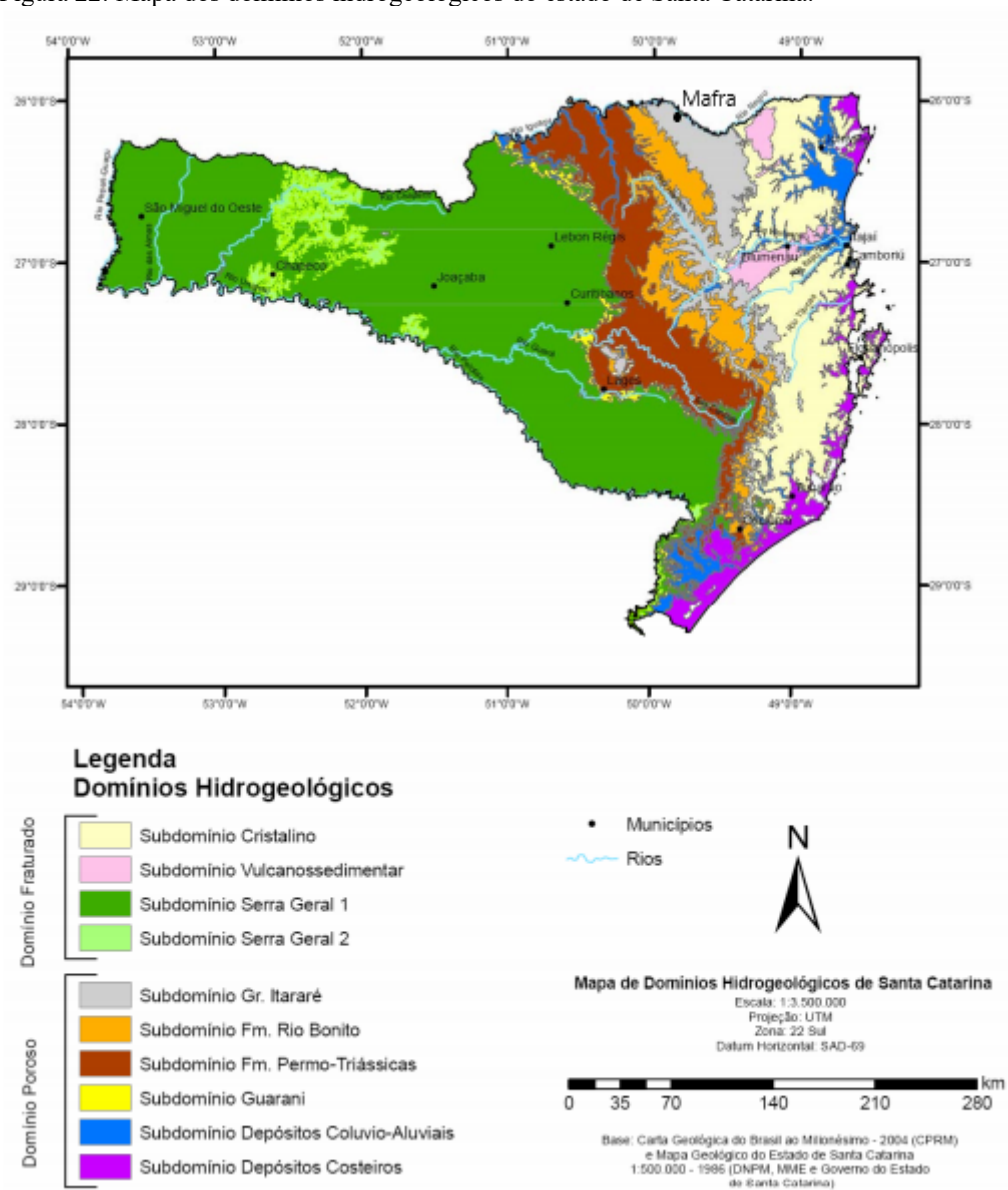
2.11. AQUÍFEROS REGIONAIS

Na área de estudo do presente trabalho destacam-se os dois principais aquíferos na região: o Aquífero Itararé e o Aquífero Rio Bonito. Já a Formação Palermo, pertencente ao subdomínio das Formações Permo-Triássicas é considerada um aquífero devido os sedimentos finos que o compõem. Por apresentar predominância de rochas pelíticas, esta formação é pouco permeável com baixa capacidade de transmissividade (CARDOSO et al., 2007). Por isso, devido sua pequena extensão aflorante e por não ter poços registrados na área de estudo, além de não apresentar condições favoráveis para o desenvolvimento de um aquífero, apenas as Formações pertencentes ao Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito serão mais aprofundadas neste tópico.

No mapa hidrogeológico de Santa Catarina, os aquíferos Itararé e Rio Bonito são considerados subdomínios pertencentes ao domínio dos aquíferos porosos e ocupam uma área de cerca de 6.420 km²

e 6.050 km², respectivamente (Figura 22), que se estendem das porções nordeste e centro-leste do estado até o limite com o estado do Paraná. O Subdomínio do Grupo Itararé é dividido em duas unidades hidroestratigráficas: Mafra e Rio do Sul, enquanto o Subdomínio Formação Rio Bonito corresponde à unidade hidroestratigráfica Rio Bonito. O conceito de unidades hidroestratigráficas foi proposto originalmente por Maxey (1964), como corpos de rocha com extensão lateral considerável, compondo um arcabouço geológico que funciona razoavelmente como um sistema hidrológico distinto (CARDOSO et al., 2007).

Figura 22: Mapa dos domínios hidrogeológicos do estado de Santa Catarina.



Fonte: Cardoso et al., (2007).

2.11.1. Aquífero Rio Bonito

O aquífero Rio Bonito possui potencialidade variável de acordo com os fatores geológicos, geomorfológicos e climatológicos de onde ocorre. É considerado uma importante unidade hidrogeológica do estado de Santa Catarina, principalmente no Membro Siderópolis, que encontra-se no topo da Formação Rio Bonito. Esta unidade comporta-se como um aquífero livre em locais onde as camadas areníticas são aflorantes e confinado quando encontra-se encoberto pelas camadas de siltito, carvão ou pela Formação Palermo. Nos locais em que ocorre a intersecção de diferentes sistemas de falhas, esta unidade pode se comportar como um aquífero intergranular fraturado, livre ou confinado (CARDOSO et al., 2007). Em Santa Catarina, a maioria dos poços cadastrados que captam água desse aquífero encontram-se principalmente na região sul do estado, enquanto que no município de Mafra consta apenas um poço do Rio Bonito que não foi utilizado para a pesquisa pela escassez de dados.

Devido sua separação em três subunidades que correspondem aos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, este aquífero possui variável potencialidade. A subunidade Triunfo, encontrada na base da formação é considerada aquífera por apresentar em seu perfil litológico predominância de arenitos em relação às demais litologias. A subunidade intermediária Paraguaçu, é caracterizada essencialmente por siltitos e folhelhos que lhe conferem a classificação de aquíclode. Por fim, a subunidade Siderópolis, topo da formação, é considerado o melhor intervalo aquífero da Formação Rio Bonito por ser constituído por um espesso pacote arenítico que apresenta os poços mais produtivos (MACHADO, 2013).

De acordo com a nota técnica do mapa hidrogeológico de Santa Catarina (MACHADO, 2013), em relação à qualidade de suas águas este aquífero apresenta-se heterogêneo, principalmente pela presença de camadas de carvão entre as lentes de areia que conferem a ocorrência de substâncias químicas impróprias dissolvidas na água. Quando captadas de áreas confinadas, apresentam maiores quantidades de sólidos, como cloretos e sulfatos, associados às baixas descargas em áreas confinadas com elevadas profundidades. Em profundidades de aproximadamente 500 m, esta unidade apresenta salinidades maiores de 10000 mg/L, e em maiores profundidades as águas são consideradas salmouras com mais de 60000 mg/L.

As melhores condições do aquífero Rio Bonito em Santa Catarina ocorrem no sul do estado. Em Içara, as águas são bicarbonatadas cálcicas, com pH alcalino que geralmente varia de 7,1 a 7,8, e sólidos totais dissolvidos de 60 a 497 mg/L. Já em Criciúma o pH indica águas ácidas que variam de 5,9 a 6,8, classificadas como bicarbonatadas e sulfatadas cálcicas ou mistas, com sólidos totais dissolvidos de 160 a 360 mg/L. Em áreas onde os poços são afetados pela lixiviação de rejeitos da mineração do carvão, como no município de Siderópolis, as águas apresentam péssimas condições químicas, com pH extremamente ácido por volta de 3,1 (MACHADO, 2013).

2.11.2. Aquífero Itararé

O Aquífero Itararé, também conhecido como Sistema Aquífero Tubarão, é do tipo poroso, e compreende as rochas sedimentares paleozoicas do Grupo Itararé (NEVES et al., 2004, p.5). As litologias que o constituem abrangem camadas de arenitos que se encontram intercaladas com diamictitos, argilitos, conglomerados e folhelhos várvicos. A espessura média desse pacote sedimentar varia chegando a 1100 metros no depocentro com diminuição próximo ao contato com o embasamento e com espessura aproximada de 760 metros em Santa Catarina e Paraná (SCHNEIDER et al., 1974; CANUTO, 1985; NEVES et al., 2004). Apesar de ser muito espesso, costuma ser explotado por poços na faixa de até 200 a 300 metros de profundidade e apresenta vazões consideradas moderadas variando de 10 a 20 m³/h (DIOGO et al., 1981, apud. CAMPOS, 2004, p.55).

Uma característica comum do Aquífero Itararé é a sua heterogeneidade litológica, tanto vertical como horizontal, que lhe confere baixa permeabilidade, assim como potencialidade limitada. Seu comportamento varia de livre a semiconfinado, devido a intercalação dos arenitos com as outras rochas. É considerado um aquífero heterogêneo e anisotrópico com valores de transmissividade que variam de 0,3 a 40 m²/dia (NEVES et al., 2004, p.5). Em alguns locais ocorrem corpos de diabásio associados, que podem auxiliar ou atrapalhar, a constituição do aquífero, conforme sua posição (CHANG; TEIXEIRA; VIDAL, 2003, p.66). No estado do Paraná, em locais onde a perfuração secciona diques de diabásio, são encontradas vazões maiores em relação às outras (ATAYDE et al., 2010, p.6).

A maior parte dos trabalhos desenvolvidos sobre o Aquífero Itararé, foram realizados no estado de São Paulo, onde segundo Ezaki et al., (2014) cerca de 80% dos municípios dependem da água subterrânea para seu abastecimento, seja parcial ou total. Em São Paulo, o Subgrupo Itararé pode ser dividido em 3 unidades de acordo com a distribuição dos arenitos, que são: inferior e superior, com espessuras médias de 200 m, mais arenosas e com melhores condições para exploração e a porção média com predomínio de sedimentos finos e espessura variando de 200 a 500 m (DAEE-UNESP, 1979 apud. VIDAL; ROSTIROLLA; CHANG, 2005, p.477). Na região de Campinas-SP, estudos mostram a influência positiva causada pelas fraturas na vazão do Aquífero Tubarão, associando as vazões mais elevadas à ocorrência dessas feições (FERNANDES, 1997; FERNANDES & RUDOLPH, 2001 apud. ROCHA et al., 2006, p.49).

Em relação às características químicas, no estado de São Paulo, o Aquífero Itararé costuma apresentar águas do tipo bicarbonatadas sódicas, e secundariamente bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas com valores de pH variando de 4,8 a 8,9 (DAEE, 1981, apud. ROCHA et al., 2006, p.49). Segundo Rosa Filho e Hindi (2006), no estado do Paraná, as águas desse aquífero são

predominantemente bicarbonatadas cálcicas com pH variando de 6,8 a 7,3 (ATHAYDE et al., 2010, p.6). Resultados semelhantes são encontrados na Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá, sul de Santa Catarina, onde Machado (2000) constatou a ocorrência de águas bicarbonatadas cálcicas a mistas com pH variando em uma faixa maior, de 5,8 a 7,9 para as águas da Formação Rio do Sul.

Segundo UNESCO e NUPEA (1997), a Formação Rio do Sul na região da Bacia Hidrográfica do Rio Araranguá, apresenta baixa potencialidade como aquífero, devido o predomínio de siltitos e folhelhos em relação às camadas areníticas. Machado (2000), destaca que a capacidade específica de alguns poços nesta região podem alcançar valores de até 3,5 m³/h/m, considerados altos pela composição predominantemente pelítica que apresentam, sugerindo a influência de fraturamento tectônico. A ocorrência desse aquífero na região está sobreposta ao embasamento cristalino ou ocupando paleovales tectônicos.

A Unidade Hidroestratigráfica Mafra, assentada sobre o embasamento cristalino, é composta por arenitos finos e médios brancos e amarelos-avermelhados, mal selecionados, maciços ou com estratificação sigmoidal, além de diamictitos de cores acastanhadas a cinza, maciços, varvitos predominantemente marrons, siltitos argilosos finamente laminados, conglomerados e argilitos. Em seu perfil litológico são descritas camadas e lentes areníticas que compõem o aquífero, do tipo poroso, geralmente confinadas por um conjunto predominantemente pelítico. A perfuração para captação da água dessa unidade costuma variar na faixa de 100 a 150 metros de profundidade, entretanto ocorre um poço com até 450 metros. Sua produtividade varia de acordo com a heterogeneidade litológica e o controle estrutural, o qual possui influência em alguns locais onde a produtividade é maior do que a esperada para sua composição litológica. Em termos químicos, suas águas costumam apresentar um pH levemente alcalino com boas condições para utilização de um modo geral.

Já a Unidade Rio do Sul, aflora inicialmente ao norte de Mafra e diminui sua faixa aflorante conforme percorre ao sul de Santa Catarina. É descrita como sendo composta por cinco litofácies: folhelhos e siltitos, conglomerados, diamictitos, ritmitos e varvitos, e arenitos com estratificações plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e cruzada *hummocky*. Assim como na unidade Mafra, esta unidade também apresenta variação em sua produtividade devido sua composição litológica ou estruturação tectônica. Nesta unidade, os teores de ferro encontram-se geralmente acima de 0,5 mg/L, o que exige tratamento para determinados usos, além de que em alguns poços ocorre cheiro de gás sulfídrico (H₂S), associado a redução de sulfatos (MACHADO, 2013).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados no presente trabalho consistiram no levantamento e coleta de dados hidrogeológicos dos poços cadastrados no município de Mafra, com posterior análise dos mesmos, além da utilização de parâmetros morfométricos por meio digital, a fim de auxiliar nas análises estruturais. A metodologia usada para a verificação do controle estrutural no município de Mafra é semelhante à aplicada por Amaral (2018).

3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Procurou-se realizar uma revisão e compilação da bibliografia buscando informações ligadas principalmente ao comportamento hidrogeológico dos Aquíferos Itararé e Rio Bonito, assim como informações sobre as formações sedimentares compreendidas por estes aquíferos e conceitos hidrogeológicos, os quais serviram para dar suporte à pesquisa. Além destes, foram utilizados para a revisão bibliográfica trabalhos relacionados aos padrões de drenagem e as anomalias verificadas neles, com ênfase para anomalias causadas pela ação tectônica, além de outros conceitos relacionados a geomorfologia estrutural. A maior parte da bibliografia relacionada à caracterização hidrogeológica dos aquíferos regionais, traz estudos realizados principalmente nos estados do Paraná e de São Paulo. Já em relação à formação sedimentar, principalmente o Grupo Itararé foi bem estudado na região de Mafra e Rio Negro-PR.

3.2. CRIAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA

Mapas foram elaborados para auxiliar na etapa de coleta de dados em campo, assim como para espacializar os resultados obtidos a partir desta. Inicialmente foram mapeadas estradas no Open street map¹ para o município de Mafra, visando facilitar o acesso aos poços cadastrados. As estradas foram usadas para compor o mapa base que contou também com o cadastro de 65 poços que explotam águas do Aquífero Itararé. As informações acerca dos poços foram obtidas junto às empresas perfuradoras e através do banco de poços do SIAGAS² (CPRM, 2020). O mapa base foi confeccionado no *software* QGIS versão 2.18. Após a coleta de dados em campo, foi elaborado um mapa com os poços em que foram realizadas as medidas de pH, temperatura e condutividade elétrica.

3.3. COLETA DE DADOS E ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

1 Open Street Map: Projeto de mapeamento colaborativo de uso livre sob licença aberta. Disponível em: <<https://www.openstreetmap.org/#map=10/-26.2417/-49.8230>>.

2 SIAGAS – Sistema de Informações de Águas Subterrâneas: Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>>.

A coleta de dados em campo compreendeu 4 dias. Objetivou-se visitar dentro do prazo estipulado para a viagem, o maior número de poços que estivessem distribuídos preferencialmente de maneira mais regularmente espaçada possível, para confirmação da localização, situação e principalmente para a medida de parâmetros físico-químicos. Os parâmetros medidos em campo foram: condutividade elétrica, pH e temperatura, utilizando os respectivos equipamentos: Condutivímetro Instrutherm modelo CD-860, pHmetro pHtek modelo PH-201 e termômetro Pen type solar energy thermometer WT-5. Para navegação em campo foi usado um mapa base plotado no aplicativo QField³, instalado em um *tablet* com sistema operacional Android, cedido pelo Laboratório de Análise Ambiental da UFSC. Para a coleta e registro de dados utilizou-se o aplicativo Epicollect⁴, instalado em um celular também com sistema Android.

Após a coleta de dados em campo, foram agregados poços do banco de dados do SIAGAS cadastrados no município de Mafra que tivessem as medidas dos parâmetros físico-químicos usados para esse trabalho. Em caso de divergência entre os valores medidos em campo e os cadastrados no SIAGAS em um mesmo poço, as medidas de campo eram usadas por serem estas mais atuais.

Para a análise dos dados foi realizado um tratamento estatístico básico por meio da Análise Descritiva de Dados. Este conjunto de métodos estatísticos é usado para organizar, resumir e descrever os aspectos importantes de um conjunto de dados (REIS; REIS, 2002). No presente trabalho, os dados referentes ao pH, condutividade elétrica e temperatura foram compilados no LibreOffice Calc, a partir do qual foi possível calcular a média e a mediana para cada parâmetro utilizando a opção análise descritiva.

Os dados de campo também foram espacializados e separados em classes a fim de verificar se os mesmos apresentam alguma correlação com possíveis blocos hidrogeológicos. Partiu-se do pressuposto de que a movimentação dos blocos acarretaria na descontinuidade das lentes de areia, usadas como base para perfuração dos poços, e conseqüentemente influenciaria no fluxo de água do aquífero. Dessa forma, determinadas porções do aquífero podem apresentar alteração nos valores dos parâmetros, acarretando por exemplo, em maiores valores de condutividade elétrica devido a restrição do fluxo.

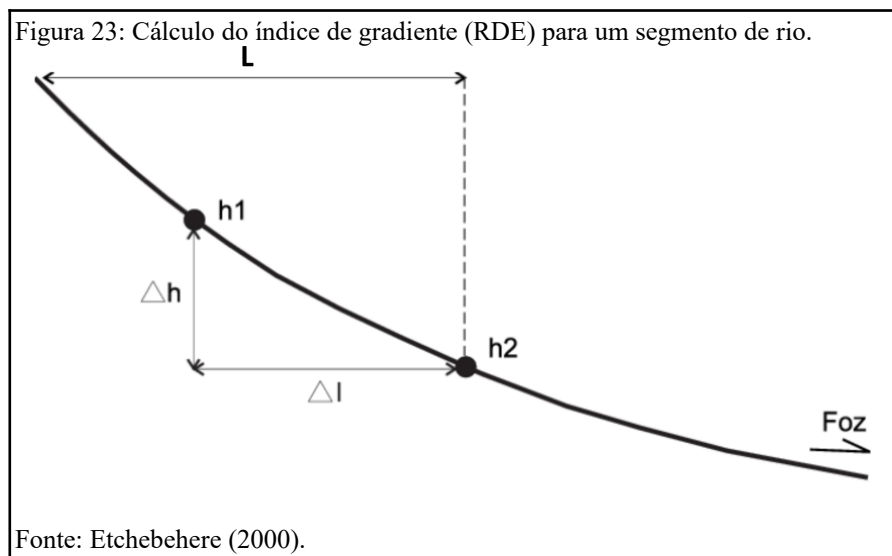
Cada um dos três parâmetros foi separado em 5 classes iguais, além dos dois valores considerados anômalos, um em relação ao pH e o outro em relação à condutividade elétrica. Para tanto, foi utilizada a separação pelo modo intervalo igual da opção graduado na aba de simbologia das camadas de cada um dos parâmetros no *software* QGIS.

3.4. ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE)

3 QField: Disponível em: <<https://qfield.org/>>.

4 Epicollect: Disponível em: <<https://five.epicollect.net/>>.

Um dos parâmetros utilizados na análise estrutural das formações geológicas que ocorrem na área de estudo foi o índice de gradiente Relação Declividade vs. Extensão (RDE). Este índice morfométrico foi proposto inicialmente por Hack (1973) com o nome de *stream-gradient index*, sendo conhecido também como Índice de Hack, em referência ao seu autor. De acordo com Etchebehere et al. (2004), o RDE permite identificar anomalias ao longo do perfil longitudinal de uma drenagem, as quais podem estar associadas a diferença de resistência do substrato geológico e/ou a ação tectônica. A Figura 23 exemplifica como funciona o cálculo do índice de gradiente (RDE) para um trecho da drenagem.



No presente trabalho foi calculado o índice de gradiente (RDE) para cada segmento de 4 km de drenagem, este índice corresponde à relação entre os índices RDEtrecho/RDEtotal. O cálculo do índice RDE para um determinado trecho de um rio é realizado da seguinte forma:

$$RDE_{trecho} = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) * L$$

Onde:

ΔH : corresponde a diferença altimétrica entre o início e o final do trecho analisado.

ΔL : é a projeção horizontal entre a distância inicial e final desse mesmo trecho do rio.

L: comprimento da cabeceira até o final do trecho que está sendo calculado o RDE.

Os resultados obtidos a partir do cálculo para um determinado trecho da drenagem foram contrapostos ao RDEtotal, calculado para toda a extensão do rio de acordo com a fórmula abaixo.

$$RDE_{total} = \frac{\Delta H}{\log L}$$

Onde:

ΔH : diferença altimétrica entre a cabeceira do rio e a foz do mesmo.

$\log L$: logaritmo natural da extensão total da drenagem.

Dessa forma, dividindo o RDEtrecho pelo RDEtotal obtêm-se o índice de gradiente (RDE), que segundo Seeber e Gornitz, (1983), fornece informações sobre possíveis anomalias ao longo da drenagem. De acordo com Etchebehere (2000, apud FUJITA et al., 2011), valores de índices entre 2 e 10 representam anomalias de 2ª ordem, causadas principalmente por mudanças litológicas, lineamentos estruturais e confluências de rios, enquanto índices superiores a 10 são anomalias de 1ª ordem, as quais associam-se às diferenças nas resistências litológicas, controle estrutural e também a possíveis ações tectônicas. Índices abaixo de 2 são considerados normais, indicando equilíbrio do trecho analisado em relação ao rio.

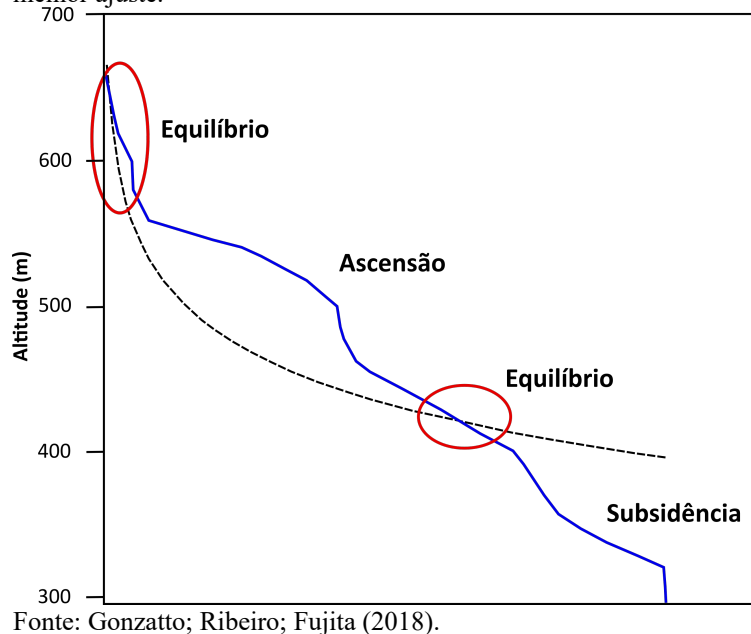
Neste trabalho foram calculados os índices de gradiente (RDE) para alguns dos principais rios do município de Mafra, objetivando-se identificar anomalias nos perfis de drenagem, a fim de encontrar possíveis áreas afetadas pela tectônica. Para o cálculo da RDEtrecho foi escolhido o intervalo de 4 km para cada segmento e as cotas altimétricas dos extremos de cada intervalo foram retiradas da tabela gerada no complemento *profile tool* do *software* QGIS versão 3.4. Os dados extraídos foram trabalhados no LibreOffice Calc versão 6.3 para a geração dos índices de gradiente (RDE).

3.5. DRENAGENS E KNICKPOINTS

Os perfis longitudinais de drenagem são gerados a partir da junção dos dados de altitude da base do rio, geralmente dispostos no eixo das ordenadas, com os valores de extensão do mesmo, plotados no eixo das abscissas. Sobre este perfil é sobreposta a chamada linha de melhor ajuste (*best fit line*), que se trata de uma linha originada por uma equação logarítmica que representaria o perfil fluvial em equilíbrio; dessa forma, quando mais próximo da função logarítmica, mais equilibrado estará o perfil longitudinal de drenagem (ETCHEBEHERE et al., 2004). Nestes casos, quando o perfil do rio encontra-se acima da linha de melhor ajuste ocorre uma anomalia positiva, tratada genericamente como uma área de soerguimento e quando situa-se abaixo desta linha trata-se de uma anomalia negativa, considerada com uma área de subsidência (Figura 24). Como apontado por Guedes et al., (2006), as anomalias identificadas nos perfis longitudinais de drenagem podem ser geradas por

diversos fatores como a confluência de tributários, diferença de resistência à erosão do substrato, erosão remontante com a migração do *knickpoint* e deformações neotectônicas.

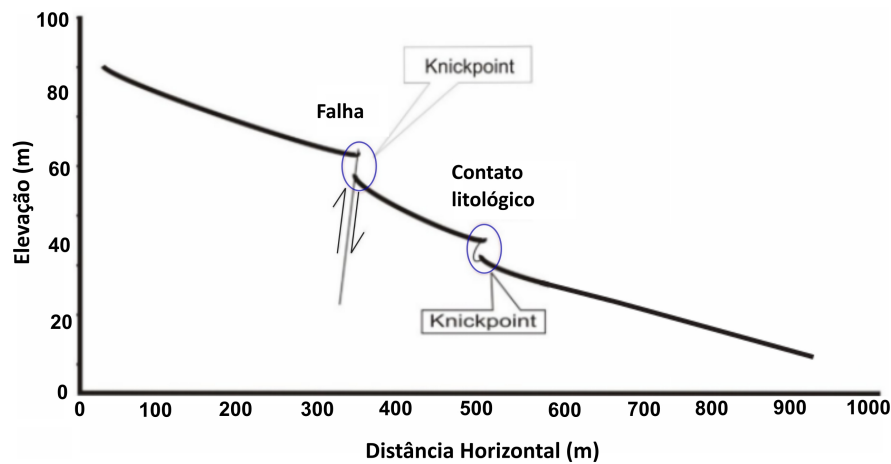
Figura 24: Relação entre o perfil longitudinal de um rio e sua linha de melhor ajuste.



Fonte: Gonzatto; Ribeiro; Fujita (2018).

A partir da análise do perfil longitudinal de drenagem também é possível identificar feições conhecidas como *knickpoints* que indicam rupturas no equilíbrio do perfil de um rio. Como indicado por Crosby e Whipple (2006), os *knickpoints* representam mudanças morfológicas abruptas no perfil de drenagem criando uma convexidade local em um perfil teoricamente côncavo em equilíbrio, resultando em feições que variam desde corredeiras de alto gradiente a cachoeiras (Figura 25). Essas rupturas resultam da combinação de diversos fatores, podendo estes serem resultados da diferença de erodibilidade dos litotipos, da ação tectônica, de mudanças climáticas ou da sedimentação acelerada (SOUZA; PEREZ FILHO, 2016). No presente trabalho, os *knickpoints* identificados nos perfis de drenagem foram plotados no QGIS a fim de verificar a disposição dessas feições em planta. Quando alinhadas, estas feições podem indicar a ocorrência de estruturas compartimentadoras de relevo, como uma linha de falha ou a passagem de litologias com diferença na resistência à erosão.

Figura 25: Esquema mostrando exemplo de *knickpoints* e os fatores responsáveis pela sua formação.



Fonte: Traduzido de Ahmed et al., (2019).

Neste trabalho, os perfis longitudinais das drenagens foram gerados para os principais rios do município de Mafra, a fim de encontrar possíveis anomalias ao longo destes. Para a confecção dos perfis foi utilizado a rede de drenagem extraída automaticamente do *software* QGIS por meio de complemento GRASS. Utilizou-se o algoritmo “r.watershed” para a criação da rede de drenagem em formato *raster*, que foi posteriormente convertida para vetor pelo algoritmo “r.to.vect.line”. Como aplicado por Descovi Filho (2015), optou-se por utilizar a extração automática de drenagem tendo como vantagem a padronização da base geradora da rede de drenagem (MDE/SRTM), diferente do que ocorre com a base vetorial em formato *shape*⁵ de drenagens disponibilizado pela Agência Nacional das Águas (ANA).

Posteriormente, utilizou-se o complemento *Profile Tool* para a geração dos perfis no QGIS, a partir da base altimétrica do Modelo Digital de Elevação (MDE) da região obtido na página *Earth Explorer* da USGS com resolução espacial de 30 metros. No complemento, os perfis foram gerados usando a opção seleção de uma linha vetorial, que neste caso foram as drenagens usadas no estudo. Por fim, os dados gerados foram tratados no LibreOffice Calc⁶ e no *software* para edição vetorial Inkscape.

3.6. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

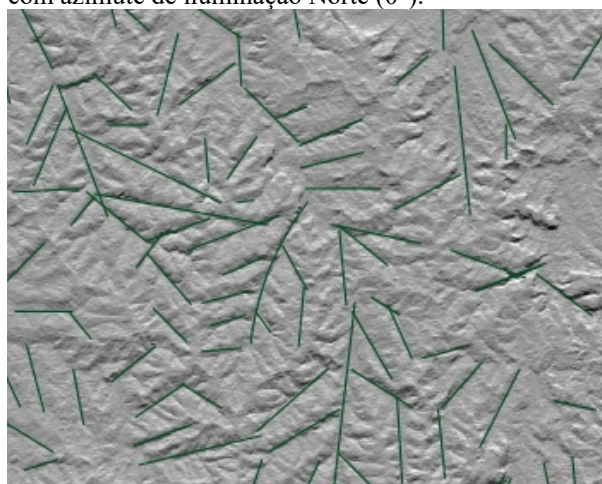
A fim de verificar a existência de feições lineares que possam auxiliar no entendimento do comportamento estrutural das formações geológicas que ocorrem na área de estudo, foram traçados

⁵ Shape: Tipo de arquivo digital que representa uma feição ou elemento gráfico, seja ele em formato de ponto, linha ou polígono e que contém uma referência espacial de qualquer que seja o elemento mapeado.

⁶ LibreOffice Calc: Disponível em: <<https://pt-br.libreoffice.org/descubra/calc/>>.

lineamentos estruturais negativos no município de Mafra. Um *buffer*⁷ de 5 km foi acrescido à área de estudo para que as estruturas que ocorrem nas bordas pudessem ser identificadas também, evitando erros de interpretação nestas regiões. Para a identificação dessas feições foi seguido o pressuposto de Wise et al., (1985), utilizando a iluminação de uma direção ortogonal a estruturação do relevo a fim de realçar as principais estruturas a serem delimitadas. Neste trabalho o relevo sombreado foi gerado a partir do MDE/SRTM com resolução espacial de 30 metros e azimute de iluminação de 315° e 045°, ambos com 30° de iluminação vertical. Para confirmação dos lineamentos, foi utilizado um relevo sombreado intermediário aos dois principais com azimute de iluminação de 0°. Dessa forma, apenas os lineamentos que fossem confirmados por este último relevo sombreado seriam traçados (Figura 26). Os lineamentos negativos foram identificados em quatro escalas diferentes, 1:500000, 1:250000, 1:100000 e 1:50000 buscando verificar a ocorrência de continuidade conforme o aumento de detalhe e consequentemente o aumento da escala usada.

Figura 26: Exemplo de área com lineamentos negativos traçados em escala 1:250000 sobre relevo sombreado com azimute de iluminação Norte (0°).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Junto com os mapas de lineamentos foram gerados diagramas de roseta para a frequência dos lineamentos e também ponderado por comprimento para as quatro escalas trabalhadas. Os diagramas foram divididos em oito classes, deslocadas 11° a partir da origem, dessa forma, cada intervalo representa um ponto cardinal (N, S, E, W), colateral (NE, SE, SW, NW) e subcolateral (NNE, ENE, ESE, SSE, SSW, WSW, WNW, NNW). Os diagramas de roseta foram gerados pelo complemento *Line Direction Histogram* do software QGIS versão 3.4.

⁷ *Buffer*: Área de envoltória criada para todas as feições de uma camada de entrada, usando uma distância determinada pelo operador.

3.7. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE (ICR)

Proposto por Sampaio (2008) com base nas análises de relevo de Hobson (1972), o Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) permite quantificar e classificar as unidades de relevo. Com esta técnica morfométrica é possível identificar as unidades geomorfológicas homogêneas com base em padrões de dissecação e informações de declividade.

Uma das principais vantagens dessa técnica é a redução da subjetividade. Por ser tratado como uma variável numérica através de modelos matemáticos e estatísticos, os dados de relevo podem ser manuseados em *softwares* de forma automática. Dessa forma, a subjetividade do intérprete estaria ligada apenas à interpretação e delimitação das diferentes unidades, mas não à aplicação da técnica (SAMPAIO; AUGUSTIN, 2014).

No presente trabalho, o ICR foi gerado no *software* QGIS utilizando-se a ferramenta Rugosidade, encontrada dentro da aba *raster* na opção de Análises. Posteriormente, a imagem resultante foi reclassificada utilizando a ferramenta *Reclass by table* que permitiu realizar a separação de classes. Esta separação foi feita conforme o trabalho de Sampaio e Augustin (2014), adaptado para a área de estudo em 5 intervalos, como descrito abaixo. A classe Fortemente Escarpado praticamente não ocorre na área da pesquisa e, por isso, não foi usada na aplicação desta técnica.

- Plano – ICR abaixo de 2,5
- Suavemente Ondulado – ICR de 2,5 a 6
- Ondulado – ICR de 6 a 14
- Fortemente Ondulado – ICR de 14 a 30
- Escarpado – ICR acima de 30

Esta técnica foi aplicada no presente trabalho por entender-se que a diferença entre as classes auxilia na identificação e delimitação de possíveis estruturas compartimentadoras de relevo. O ICR já foi utilizado em outros trabalhos que estudavam a relação da tectônica e de lineamentos com a compartimentação do relevo (FONSECA; AUGUSTIN, 2014; FLORES; OLIVEIRA, 2016; AMARAL, 2018; REDE GUARANI/SERRA GERAL, 2020).

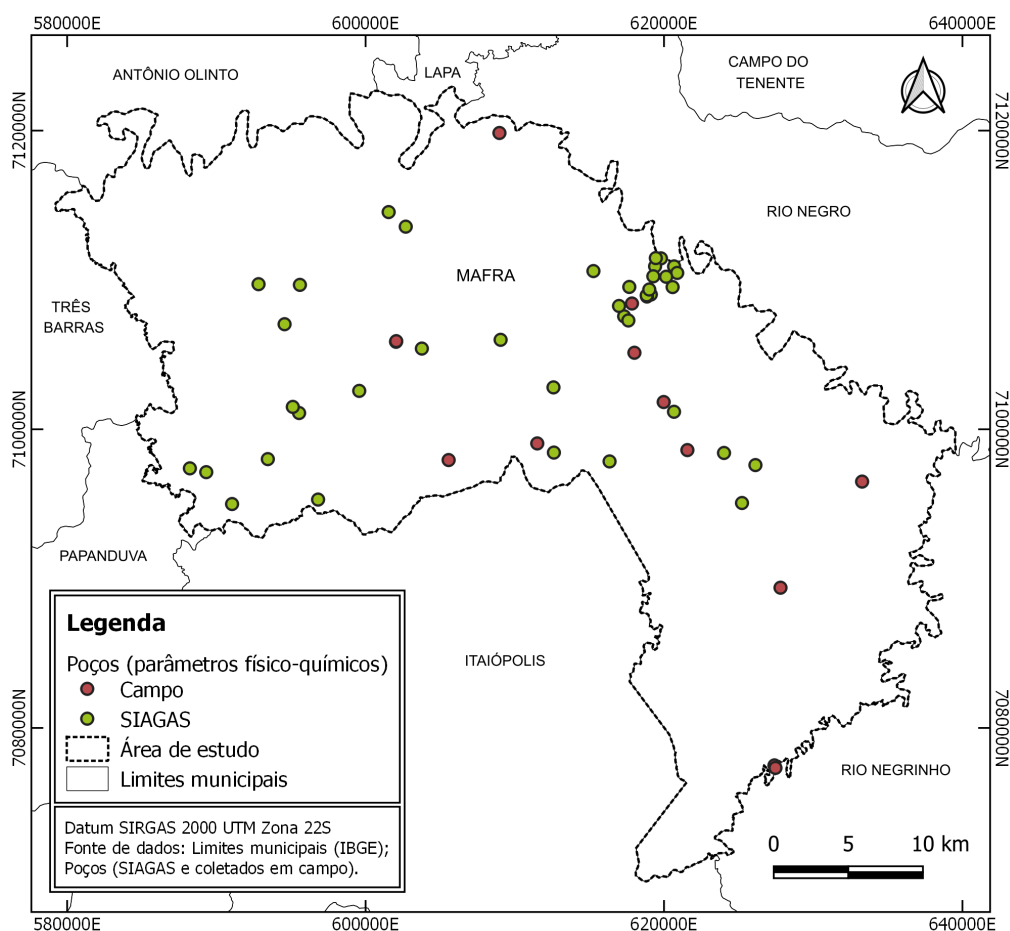
Para a verificação da existência de tais estruturas identificadas no mapa do ICR, foram confeccionados perfis topográficos a fim de confirmar ou refutar a ocorrência das estruturas como possíveis compartimentadoras do terreno. Os perfis topográficos complementares foram gerados usando o complemento *Profile tool* do *software* QGIS e a edição gráfica foi realizada posteriormente no *software* Inkscape.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

As medições de pH, temperatura e condutividade elétrica (CE) foram realizadas em águas de um total de 13 poços localizados no município de Mafra. Também foram conferidas as localizações, a situação, o uso e outras informações acerca dos mesmos. Apesar de buscar uma distribuição homogênea entre os poços que foram coletados os dados, a maioria deles estão localizados principalmente na região central do município, onde encontra-se um maior número de poços cadastrados (Figura 27). As porções mais ao norte e ao sul são onde estão as maiores carências de informações. Ressalta-se que o baixo número de poços com parâmetros físico-químicos medidos em campo se deve principalmente pela grande extensão territorial do município, bem como pelo insucesso ao tentar acessar alguns deles.

Figura 27: Mapa com a localização dos poços usados para análise estatística dos parâmetros físico-químicos no município de Mafra-SC.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A amostragem nos poços ocorreu conforme a disponibilidade de acesso mais direto possível à água do poço. Dessa forma, as coletas das amostras para realização das medidas dos parâmetros físico-químicos ocorreram em três locais: na torneira da boca do poço, em um reservatório e em últimos casos, em algum acesso após o reservatório. Antes da coleta das amostras, foi purgado um determinado volume de água durante cerca de 1 minuto, a fim de assegurar que toda a água que pudesse estar estagnada no poço e/ou na tubulação fosse removida, ocasionando uma amostragem mais representativa da água do poço.

Os parâmetros medidos em campo foram usados para analisar se há alguma correlação com a compartimentação dos blocos. Em especial, os parâmetros pH e CE podem dar uma resposta conforme a estruturação do local, considerando que a compartimentação de blocos afeta o fluxo do aquífero, de forma que os blocos possam dar respostas diferentes para esses parâmetros, conforme maior for o tempo de residência das águas.

Os dados de pH, temperatura e condutividade elétrica de outros poços adquiridos do SIAGAS foram agregados para complementar os dados dos poços visitados em Mafra, enriquecendo as informações usadas para as análises. A Tabela 1 traz um resumo do valor mínimo e máximo, da média e da mediana de cada um dos três parâmetros físico-químicos. A quantidade de poços espacializados para cada parâmetro variou de 51 para a temperatura e 53 para pH e condutividade elétrica. Esse número sofreu alteração nas análises estatísticas básicas de pH e CE, na qual cada um teve 52 poços usados. Os poços retirados da análise foram considerados *outliers* em seus respectivos parâmetros por apresentarem valores muito elevados. Portanto, a utilização desses valores causaria influência principalmente na média, que utiliza a soma de todos os dados para ser calculada, gerando médias muito elevadas para esses dois parâmetros. As informações completas dos 13 poços visitados em campo e dos 40 poços usados do SIAGAS encontram-se no **Anexo 1**.

Tabela 1: Estatística básica dos parâmetros físico-químicos usados na área de estudo.

| Estatística Básica | pH ₁ | Condutividade Elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) ₁ | Temperatura (°C) ₂ |
|--------------------|-----------------|--|-------------------------------|
| Mínimo | 5,40 | 120,00 | 16,90 |
| Máximo | 8,90 | 622,00 | 24,00 |
| Média | 7,26 | 279,63 | 20,37 |
| Mediana | 7,30 | 263,00 | 20,50 |

1: 52 poços

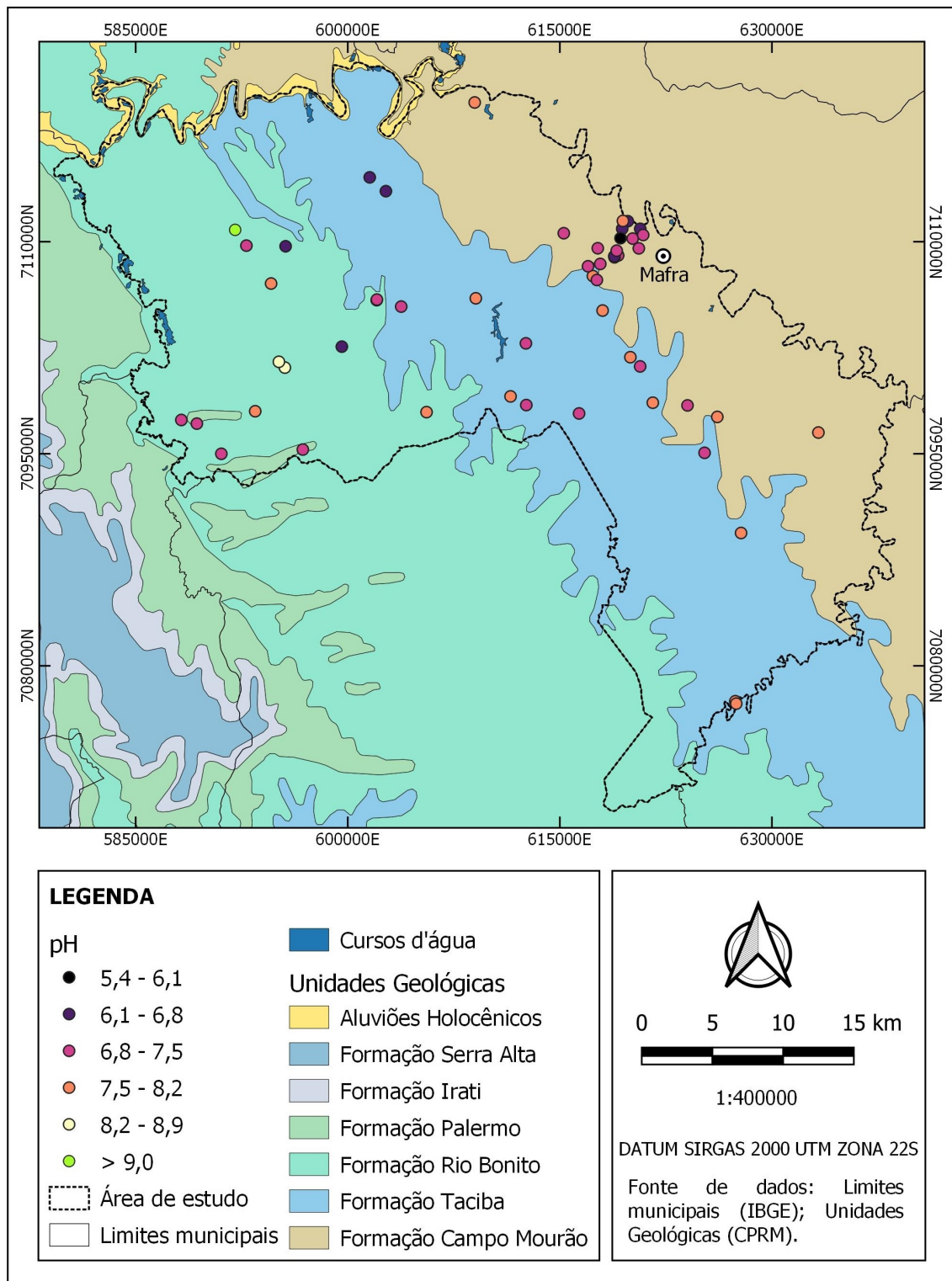
2: 51 poços

Fonte: Elaborado pelo autor.

Em relação ao pH, os poços foram divididos em 5 classes com intervalo igual de 0,7 e mais uma classe anômala (Figura 28). O poço com valor anômalo de 9,13 encontra-se na porção noroeste do município de Mafra. Apesar de que no mapa esse poço esteja localizado sobre a Formação Rio Bonito, ele atravessa os basaltos que constituem o Aquífero Serra Geral e apresenta água com pH alcalino, que não é típico desse aquífero. Mesmo que o valor desse poço não seja tão anômalo em relação ao restante, foi separado em uma classe própria, considerando que este é o único poço que não capta as águas do Aquífero Itararé.

De maneira geral, a maioria dos poços pertencem às classes centrais, com apenas dois poços constituindo a classe com os menores valores (5,4 a 6,1) e dois também pertencentes a classe com os maiores valores (8,2 a 8,9). A distribuição das classes ocorre de maneira uniforme e por isso não é possível associar porções da área de estudo que estejam afetadas pela tectônica através da divisão dos valores de pH em classes.

Figura 28: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de pH separados em 5 classes com intervalos iguais.

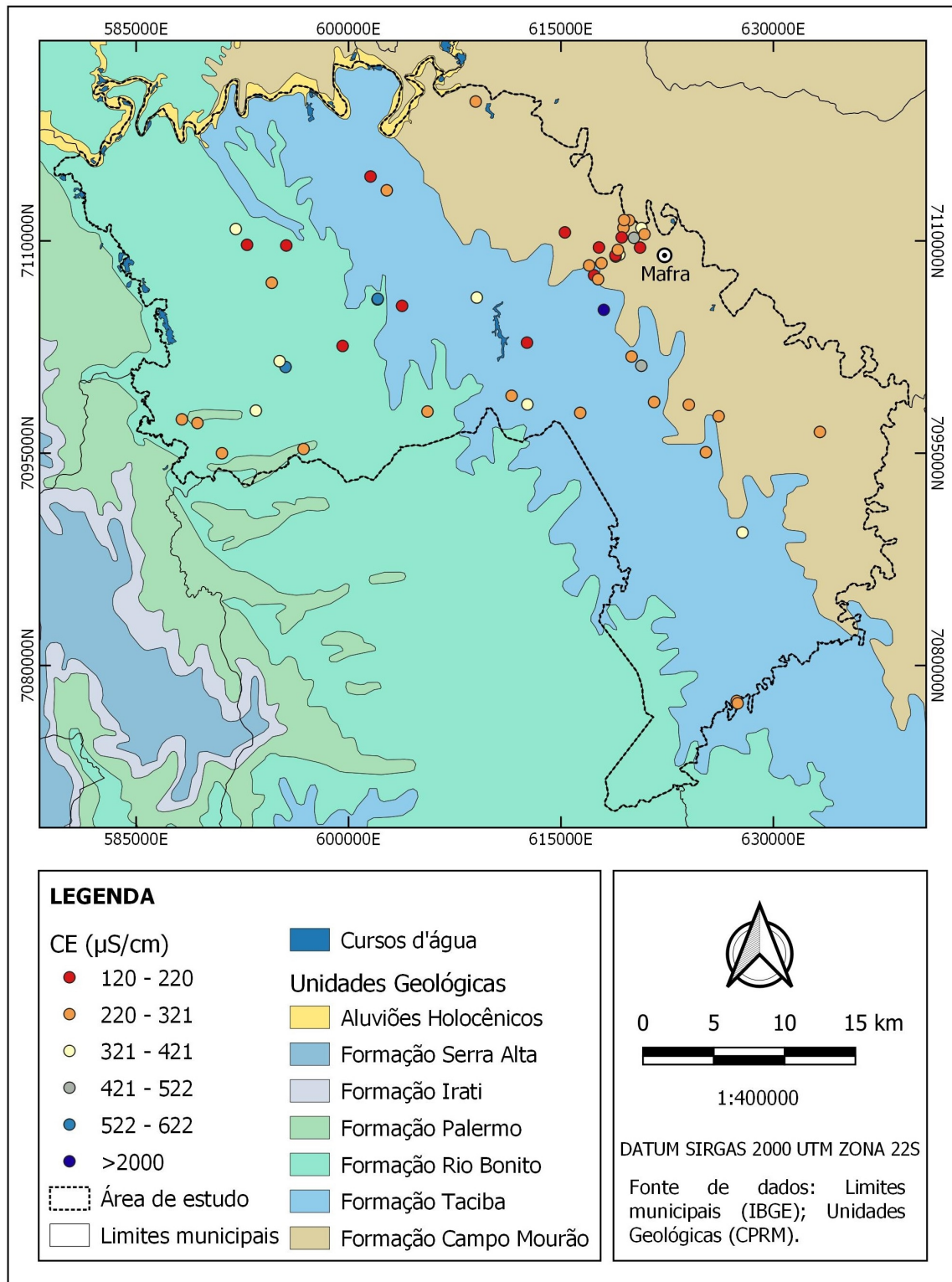


Fonte: Elaborado pelo autor.

Em relação à condutividade elétrica, os poços foram separados em 5 classes com intervalo de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre eles, mais uma classe com um único valor anômalo, muito superior ao restante (Figura 29). Esse poço em questão localiza-se na região central de Mafra e apresentou 2210 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de CE. É provável que o valor elevado de condutividade elétrica da água seja resultado de falhas no selo do poço que encontra-se em um local de manuseio de materiais de construção extremamente mineralizados, causando a contaminação do mesmo, que é usado para fins industriais.

De maneira geral, a maioria dos poços pertence as duas classes com os menores valores de CE e apenas 4 poços compõem as duas classes com os maiores valores. A distribuição das classes ocorre de forma regular ao longo da área de estudo e não apresenta resultados que permitam analisar a ocorrência de compartimentações no terreno que possam afetar na concentração deste parâmetro.

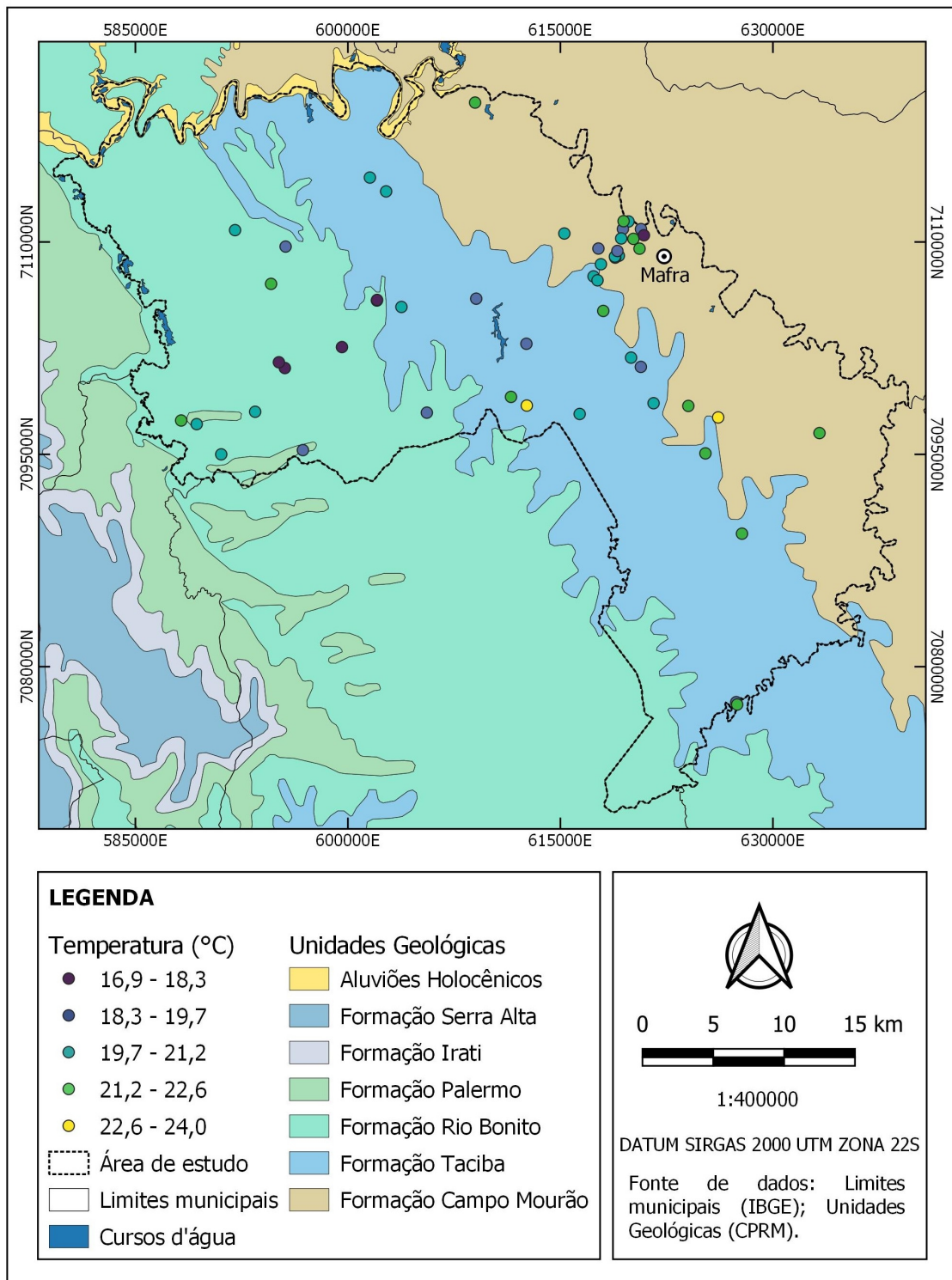
Figura 29: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de CE separados em 5 classes com intervalos iguais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Quanto à temperatura, os poços foram divididos em 5 classes com intervalo de 1,4°C entre eles, sem a identificação de valores anômalos (Figura 30). A maioria dos poços encontram-se principalmente nas 3 classes centrais, com apenas 5 poços com temperaturas mais baixas (16,9 a 18,3 °C) e 2 poços com maiores temperaturas (22,6 a 24,0°C). As classes de temperatura apresentam distribuição regular sobre a área de estudo e como ocorrido com o pH e a CE não é possível analisar a ocorrência de estruturação tectônica da área através da distribuição de classes desse parâmetro. Contudo, esse resultado já era esperado para a temperatura, pois esse parâmetro varia principalmente de acordo com a profundidade do poço e não tanto com a restrição de fluxo.

Figura 30: Distribuição dos poços na área de estudo com os valores de temperatura separados em 5 classes com intervalos iguais.

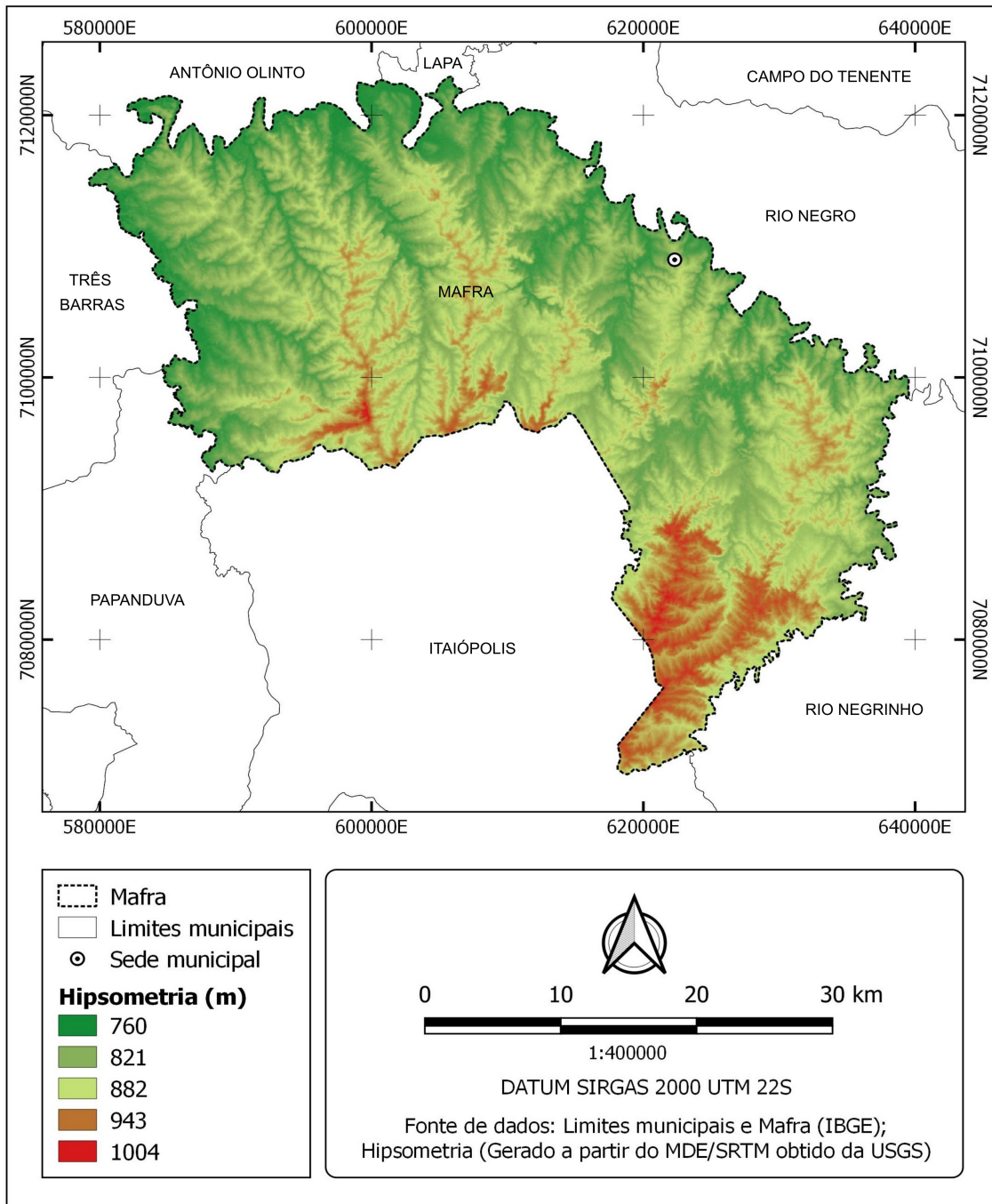


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2. HIPSOMETRIA

De acordo com o mapa hipsométrico gerado para o município de Mafra, os valores de altitude variaram de 760 a 1004 m (Figura 31). Foram geradas 5 classes com um intervalo de 61 metros entre cada uma. É possível observar que as maiores altitudes estão concentradas na porção sul de Mafra e seus arredores incluindo praticamente toda a área de divisa com o município de Itaiópolis e parte da divisa com o município de Rio Negrinho. Já na porção oeste, divisa com os municípios de Três Barras e Papanduva, assim como ao longo do rio Negro, na divisa com o estado do Paraná é onde encontram-se as menores altitudes. Tanto nas áreas mais elevadas ao sul como nas áreas mais baixas ao longo do rio Negro há uma transição de classes hipsométricas bem delimitadas por um alinhamento aproximadamente NW-SE conforme seguem para o centro da área.

Figura 31: Mapa hipsométrico do município de Mafra.



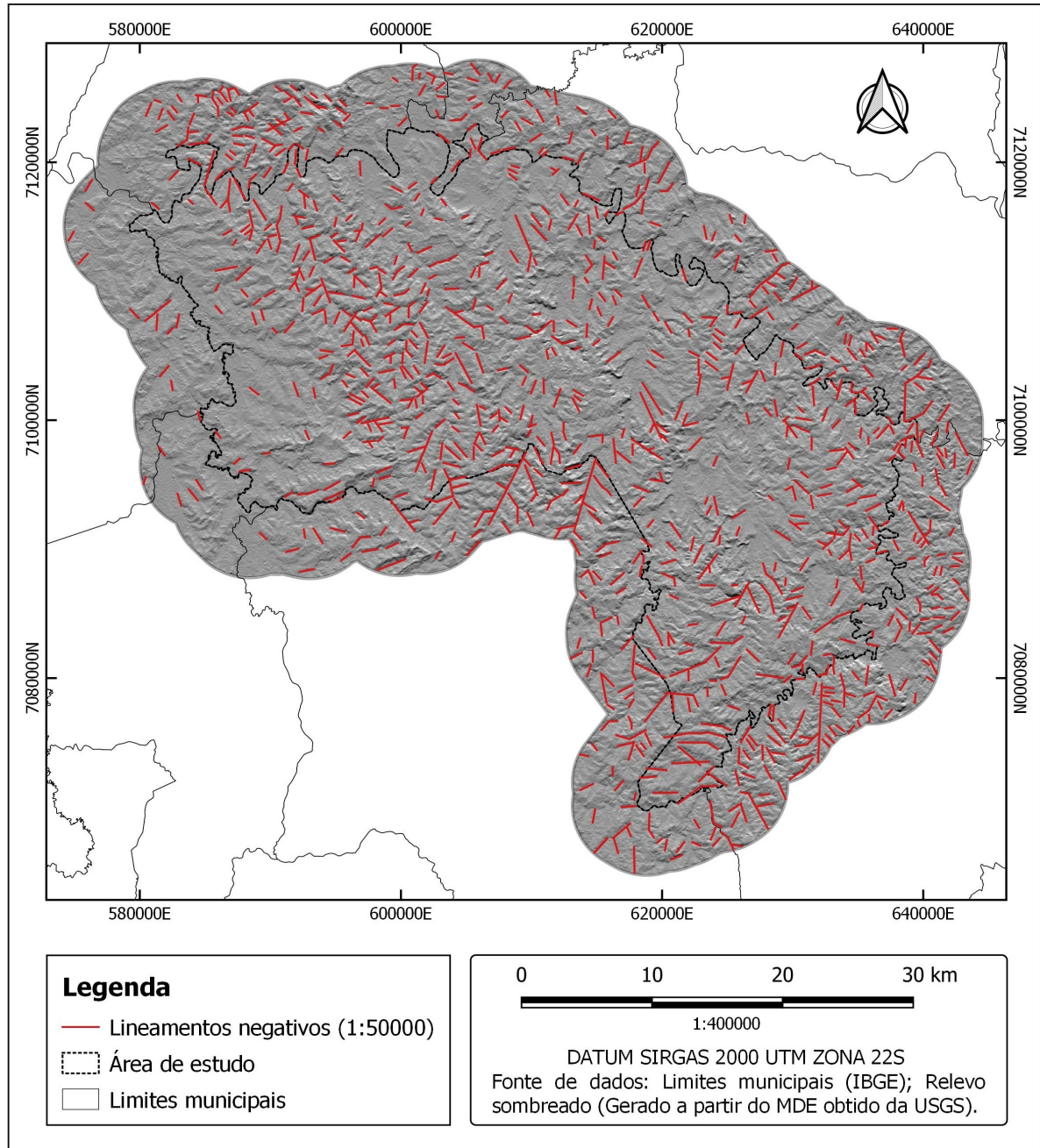
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Na área de estudo do presente trabalho, foram traçados estruturas lineares negativas a fim de verificar a existência de estruturas (falhas e fraturas) e suas direções predominantes. Os lineamentos foram traçados em quatro escalas diferentes, 1:500000, 1:250000, 1:100000 e 1:50000, para verificar a

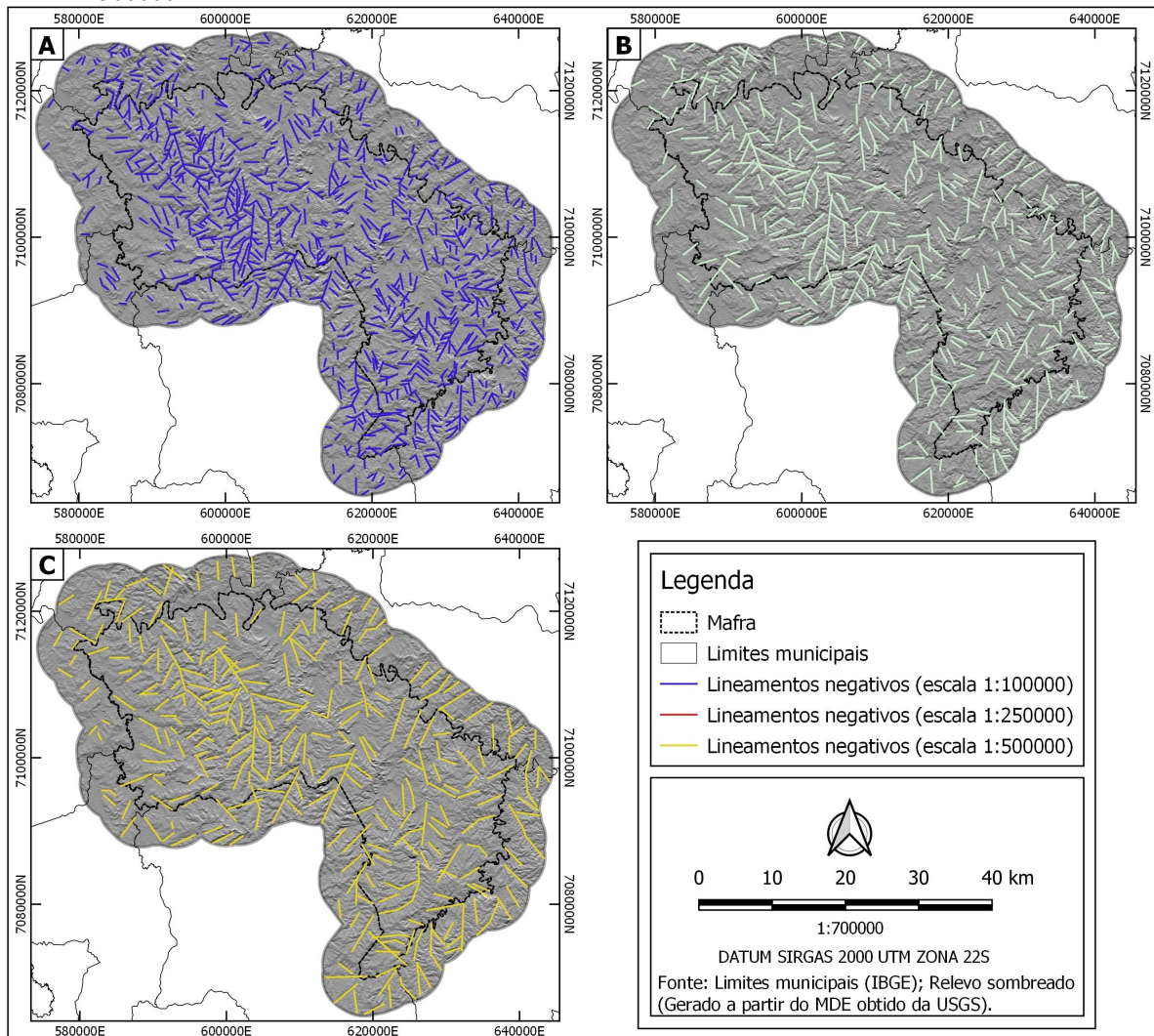
possível continuidade dessas estruturas e suas direções de ocorrência, conforme a diminuição da escala. A escala de 1:50000 foi usada como referência para análise (Figura 32), com as outras três escalas utilizadas de forma comparativa para observar a existência de continuidade das feições lineares em menores escalas (Figura 33).

Figura 32: Mapa de lineamentos negativos em escala 1:50000 para a área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 33: Mapas de lineamentos negativos da área de estudo. A) Escala 1:100000. B) Escala 1:250000. C) Escala 1:500000.



Fonte: Elaborado pelo autor.

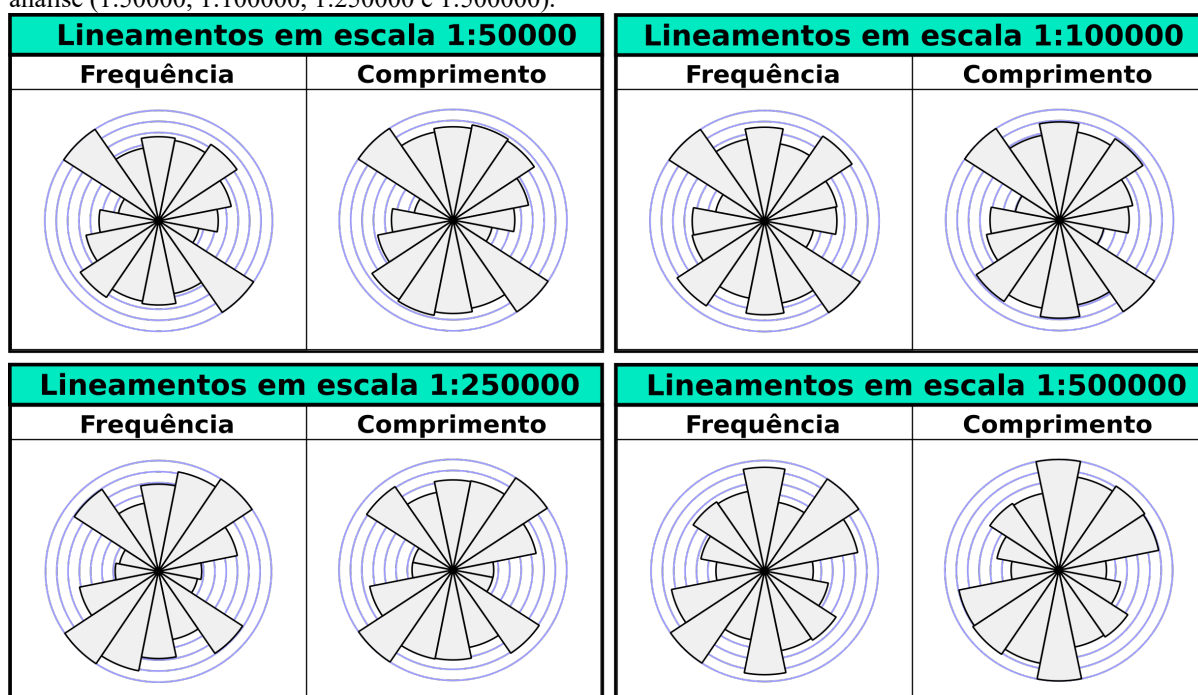
Em relação à frequência, os lineamentos em escala 1:50000 mostraram predominância da direção NW-SE, seguida por NE-SW e N-S, e apresentaram como direções menos frequentes WNW-ESE e E-W. Quanto aos lineamentos classificados por comprimento o destaque continua sendo a direção NW-SE, dessa vez seguida por ENE-SSW e por NE-SW com as direções WNW-ESE e E-W com menos destaque como ocorrido com os lineamentos por frequência (Figuras 32 e 34).

Quanto aos lineamentos negativos em escala 1:100000, a direção com maior frequência continua sendo NW-SE, seguida por NE-SE e N-S enquanto que as direções WNW-ESE e WSW-ENE são as que menos ocorrem na área. Quando classificados por comprimento, os lineamentos de direção NW-SE continuam se destacando, com as direções NE-SW e NNE-SSW na sequência, enquanto as direções WNW-ESE e WSW-ENE são as menos expressivas na área de estudo (Figuras 33A e 34).

Em relação aos lineamentos negativos traçados em escala 1:250000, a direção NE-SW apresentou-se como predominante seguida por NNE-SSW e NW-SE, enquanto as direções WNW-ESE e E-W foram as que menos ocorreram na área. Quando ponderados por comprimento, os lineamentos de direção NE-SW foram predominantes, seguidos pelos lineamentos de direção SE-NW, enquanto que novamente as direções WNW-ESE e E-W foram as menos relevantes (Figuras 33B e 34).

Quanto aos lineamentos negativos traçados em escala 1:500000 a direção de maior frequência é NE-SW seguido pelas direções N-S e ENE-WSW, já os lineamentos E-W e WNW-ESE são os de menor frequência na área de estudo. Quando ponderados pelo comprimento a predominância passa a ser dos lineamentos N-S, seguido igualmente pelas direções NE-SW e ENE-WSW, com as direções E-W e WNW-ESE como as menos expressivas, assim como ocorrido com a frequência (Figuras 33C e 34).

Figura 34: Diagrama de roseta ponderado por frequência e comprimento nas quatro escalas usadas para análise (1:50000, 1:100000, 1:250000 e 1:500000).



Fonte: Elaborado pelo autor.

As análises realizadas com os lineamentos negativos mostraram consistência na predominância de feições com direções NW-SE e NE-SW e subordinadamente NNE-SSW e N-S, nas escalas analisadas neste trabalho (1:50000, 1:100000, 1:250000 e 1:500000), de acordo com a Tabela 2 e os mapas de lineamentos. A predominância de lineamentos com essas direções condiz com o que foi apontado por Soares et al., (2007), que indica as direções NE e NW como as que apresentam maior

índice de concordância entre os lineamentos traçados por diversos autores na Bacia Sedimentar do Paraná.

Tabela 2: Direções predominantes por frequência e comprimento nas escalas trabalhadas.

| Escala dos lineamentos | Direções predominantes por frequência | Direções predominantes por comprimento |
|------------------------|---------------------------------------|--|
| 1:50000 | NW-SE, NE-SW | NW-SE, NNE-SSW |
| 1:100000 | NW-SE, NE-SW | NW-SE, NE-SW |
| 1:250000 | NE-SW, NNE-SSW | NE-SW, NW-SE |
| 1:500000 | NE-SW, N-S | N-S, NE-SW |

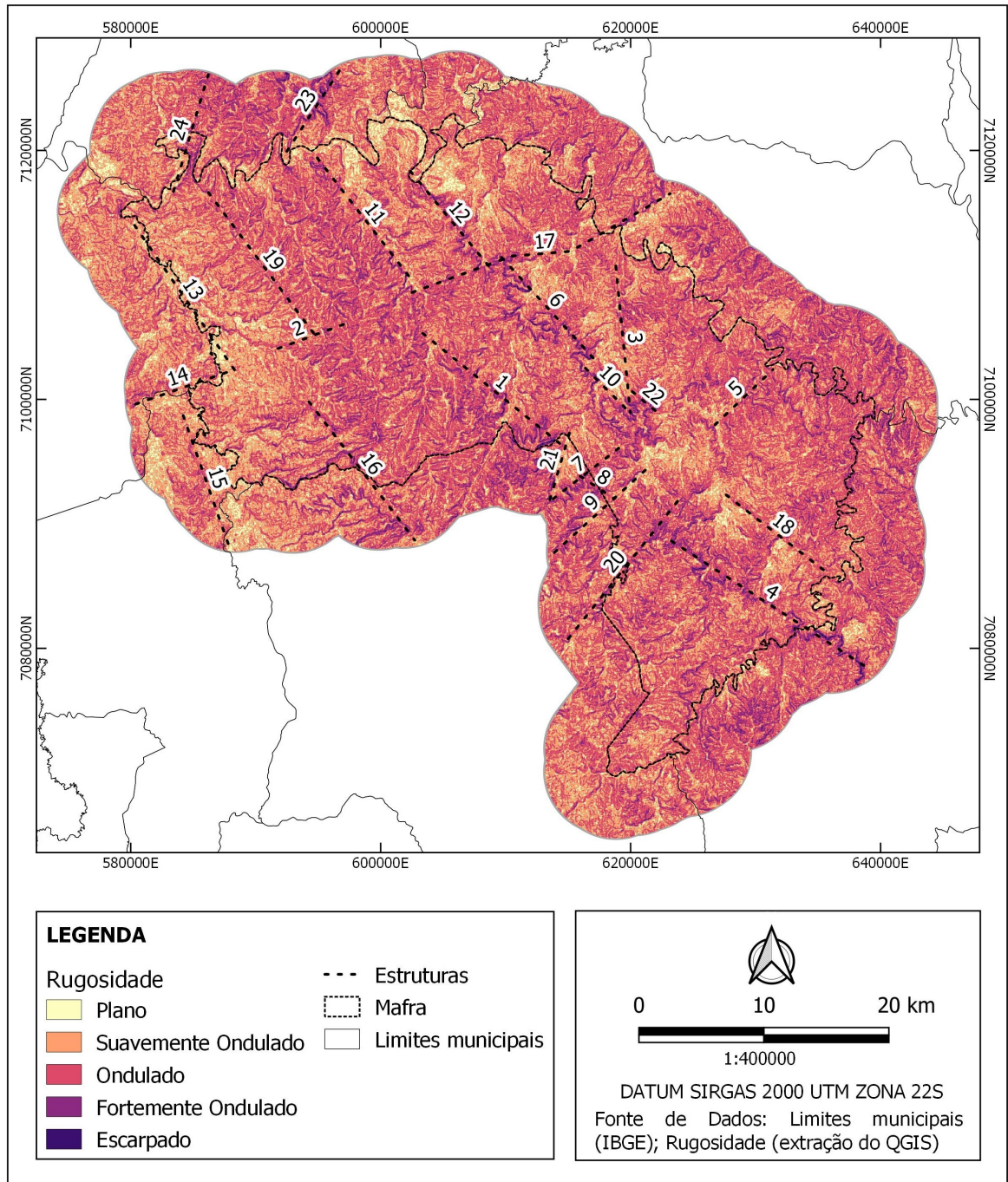
Fonte: Elaborado pelo autor.

Nas escalas 1:50000, 1:100000 e 1:250000, os lineamentos com direções NW-SE, NE-SW e NNE-SSW apresentaram predominância em relação à frequência e ao comprimento. Dessa forma, as escalas 1:100000 e 1:250000 serviram para confirmar a continuidade das estruturas lineares mapeadas na escala de referência usada neste trabalho (1:50000). Na menor escala analisada (1:500000), por sua vez, destacam-se direções de lineamentos N-S e NE-SW, condizente com as direções preferenciais das drenagens, com baixa ocorrência de direções NW-SE, diferente do ocorrido em maiores escalas. Isto ocorre devido às possíveis estruturas com direções NW-SE que possam compartimentar o relevo em blocos estarem afetadas pela erosão, causando um aspecto recortado no relevo, como pode ser observado nos relevos sombreados. Dessa forma, as estruturas acabam tendo sua continuidade afetada visualmente em escalas menores. Assim, torna-se mais fácil visualizar lineamentos negativos condizentes com as direções das drenagens e vales em escalas menores do que lineamentos que cortam estas feições.

4.4. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE (ICR) E PERFIS TOPOGRÁFICOS COMPLEMENTARES

A partir do mapa do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) do município de Mafra foram interpretadas 24 possíveis estruturas que compartimentam o relevo e blocos hidrogeológicos (Figura 35).

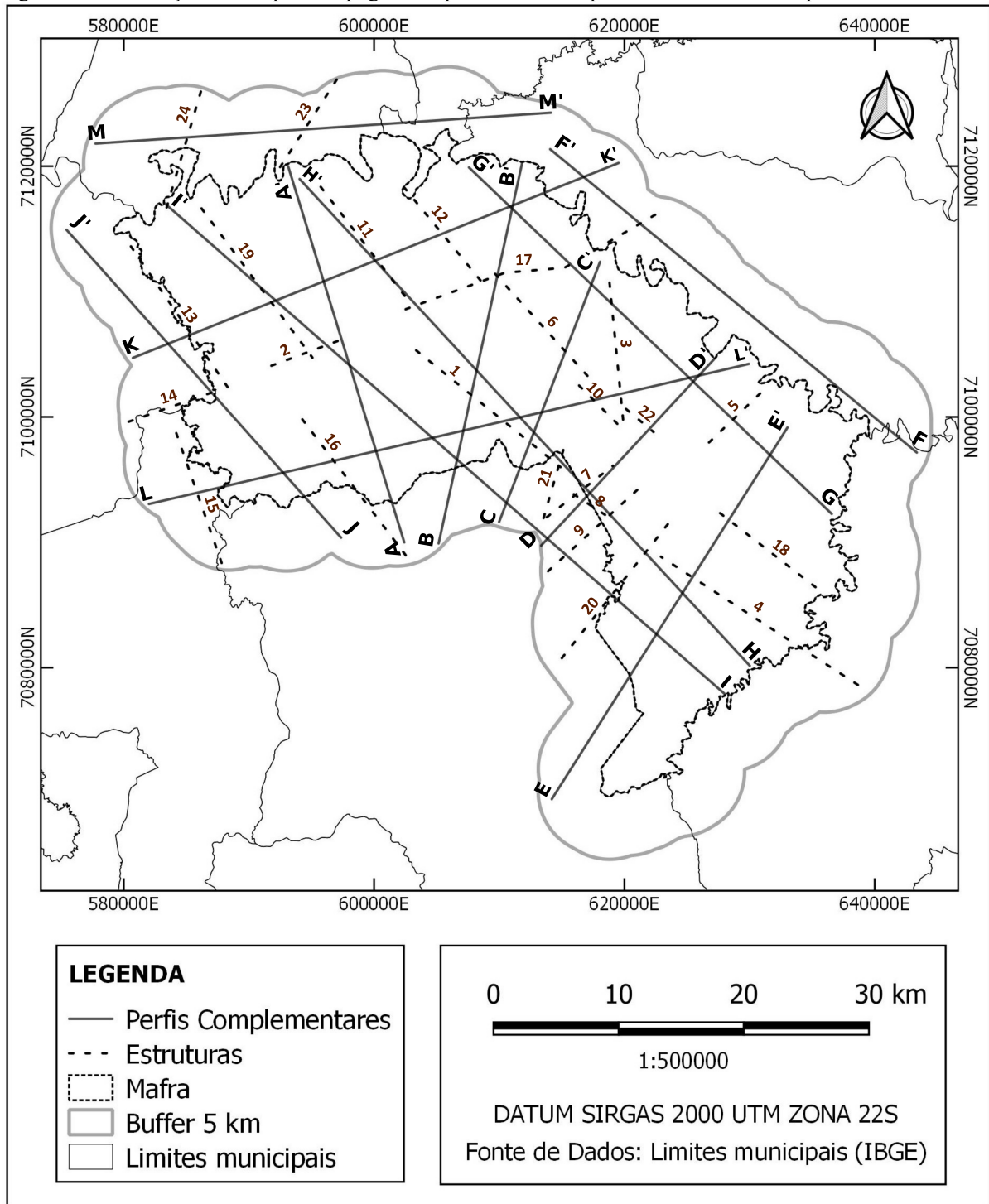
Figura 35: Mapa de rugosidade e possíveis estruturas identificadas a partir dele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a verificação da ocorrência de possíveis estruturas identificadas a partir do mapa de Índice de Concentração de Rugosidade foram definidos 13 perfis topográficos que cortassem pelo menos uma estrutura, conforme a Figura 36. Dessa forma, a partir dos perfis confeccionados foi possível confirmar ou refutar a ocorrência de tais estruturas associadas à compartimentação do relevo.

Figura 36: Localização dos 13 perfis topográficos para análise das possíveis estruturas compartimentadoras.

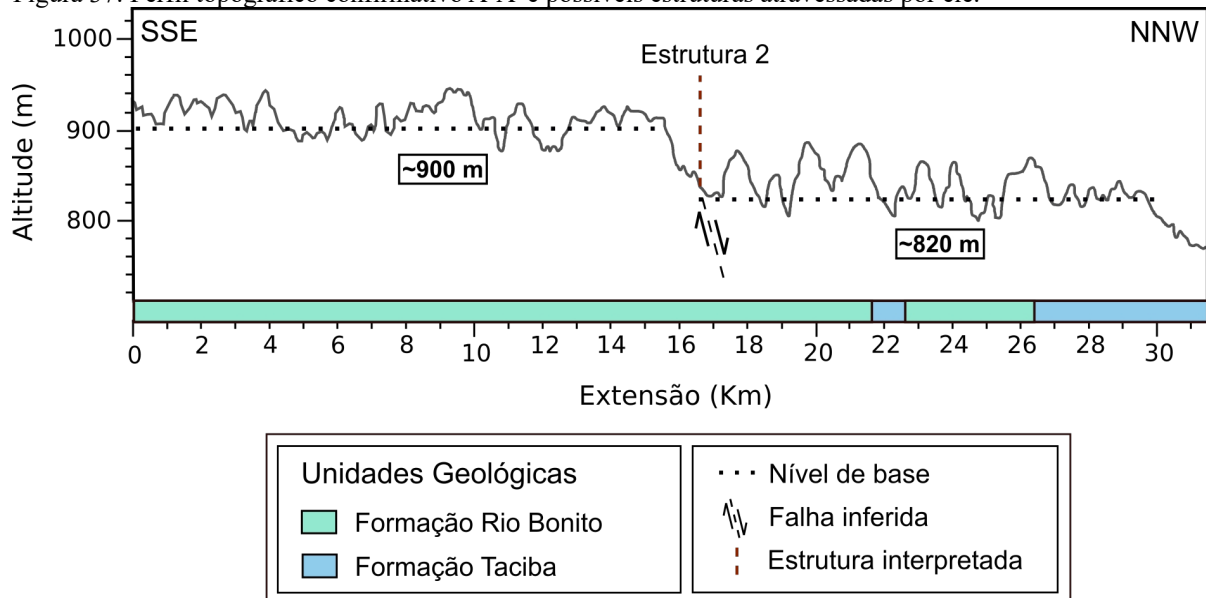


Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico A-A' que possui mais de 32 km de extensão e orientação SSE-NNW corta uma possível estrutura compartimentadora do relevo. A estrutura 2 localiza-se na transição entre os patamares estruturais de aproximadamente 900 m e 820 m (Figura 37). A área de transição entre os

patamares encontra-se sobre a Formação Rio Bonito e pode ser interpretada como uma possível falha normal com rejeito de aproximadamente 80 m, de acordo com a altitude de nível de base do patamar. Esta falha seria responsável por compartimentar o terreno e confirmar a existência da estrutura 2 identificada no mapa do ICR.

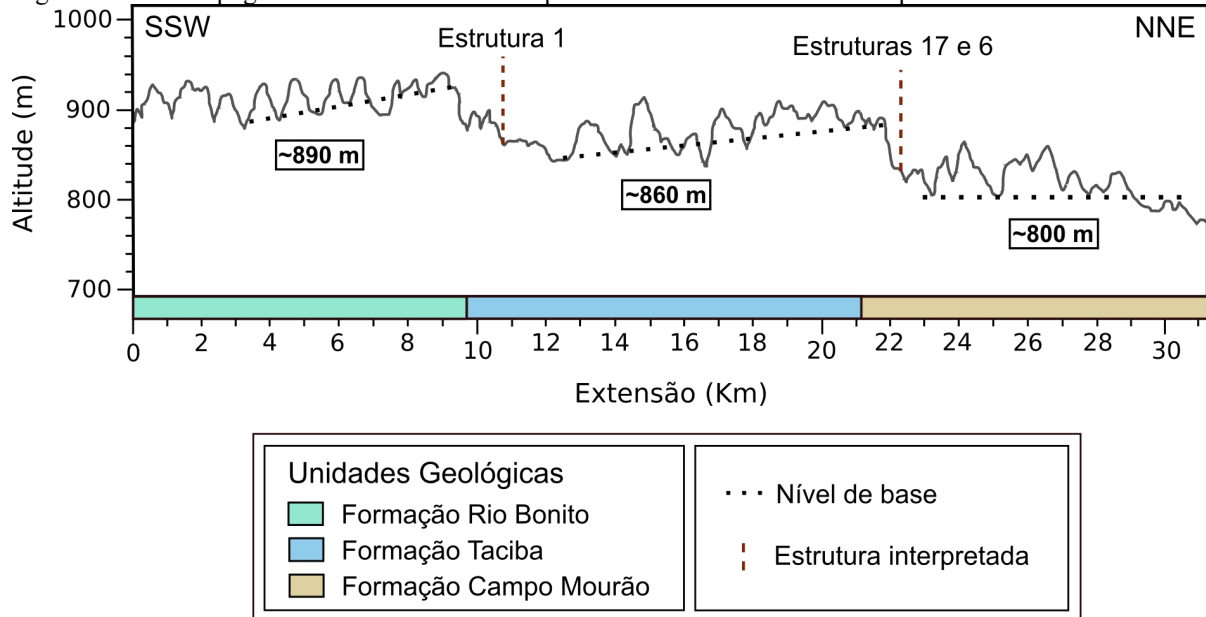
Figura 37: Perfil topográfico confirmativo A-A' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico B-B' localiza-se paralelo aos rios Butiá e São Lourenço, possui extensão de aproximadamente 31 km, orientação SSW-NNE e atravessa três possíveis estruturas compartimentadoras (Figura 38). A estrutura 1 situa-se na transição entre os patamares estruturais 890 m e 860 m enquanto que na passagem dos patamares 860 m e 800 m localiza-se o cruzamento das estruturas 6 e 17. As três estruturas são provavelmente correspondentes à área de transição entre *cuestas*, relevo típico de bordas de Bacias Sedimentares. O fato dos limites dos patamares encontrarem-se em regiões de passagem de formações geológicas e a inclinação na linha da altitude de nível de base dos patamares possuir aproximadamente 0,3° de caimento para SSW, reforçam a possibilidade de que a origem desses patamares esteja ligada à ocorrência de *cuestas*.

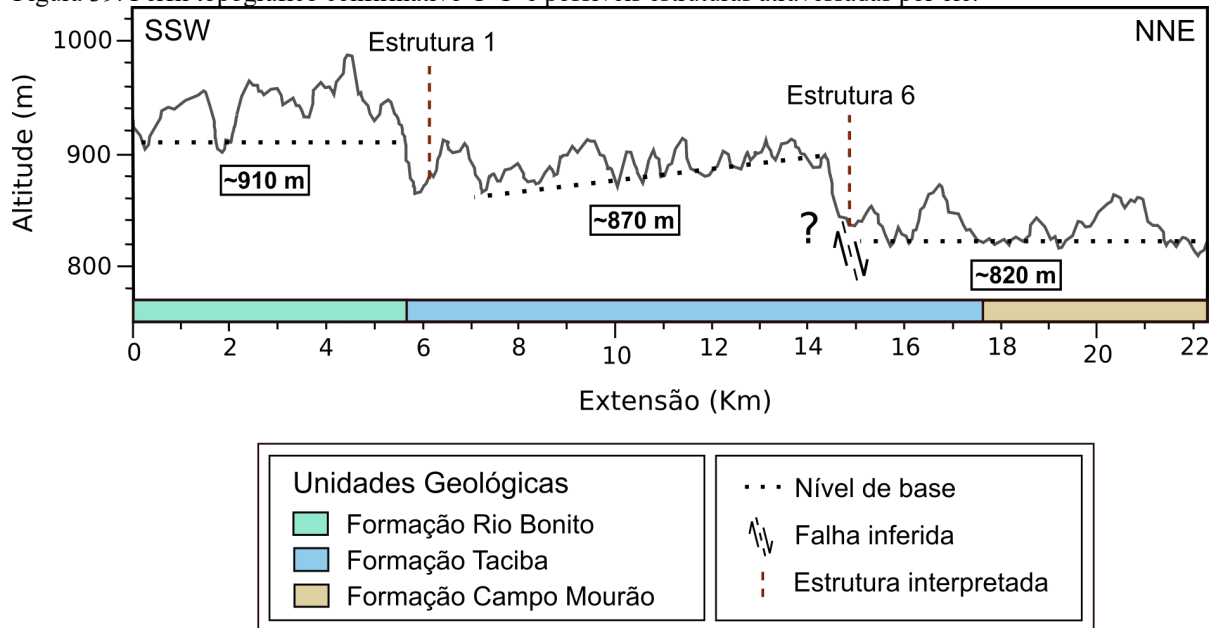
Figura 38: Perfil topográfico confirmativo B-B' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico C-C', com orientação SSW-NNE e extensão de 22 km atravessa duas possíveis estruturas compartimentadoras (Figura 39). No perfil, é possível observar que as estruturas 1 e 6 situam-se em áreas de transição de patamares estruturais. A estrutura 1 encontra-se na passagem do patamar 910 m para 870 m, enquanto que a estrutura 6 situa-se na passagem do patamar 870 m para 820 m. A passagem dos patamares onde se encontra a estrutura 1 localiza-se na área de transição entre as Formações Rio Bonito (Patamar ~910 m) e Taciba (Patamar ~870 m) e sugere que este desnível esteja associado a diferença de resistência entre as litologias dessas formações. A estrutura 6, por sua vez, encontra-se sobre a Formação Taciba a aproximadamente 3 km de distância da Formação Campo Mourão. Apesar da transição entre os patamares não se encontrar sobre a área de transição de formações, o patamar com cota de 870 m tem sua altitude de nível de base do patamar inclinado cerca de 0,3° para SSW, podendo ser esta uma feição associada ao relevo de *cuestas* ou originada pela ação de uma falha normal com rejeito de aproximadamente 50 m.

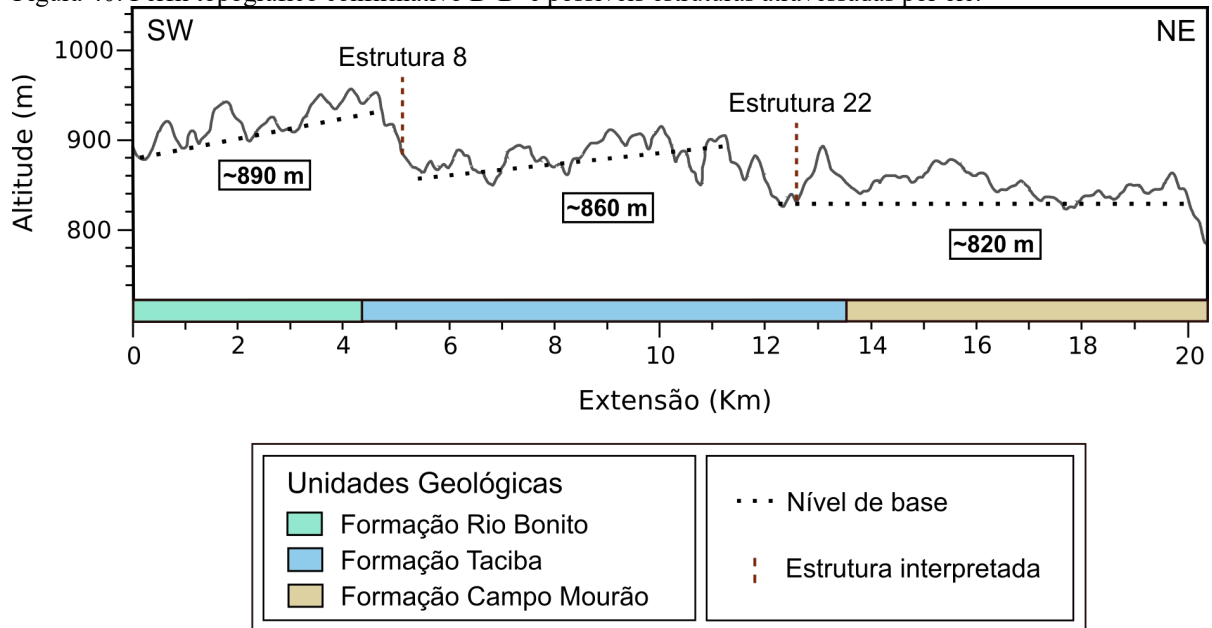
Figura 39: Perfil topográfico confirmativo C-C' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico D-D', que apresenta extensão superior a 20 km e orientação SW-NE, atravessa duas estruturas identificadas no mapa do ICR (Figura 40). A estrutura 8 encontra-se na passagem do patamar de cota 890 m para o patamar de cota 860 m, enquanto a estrutura 22 localiza-se entre os patamares com cotas de 860 m e 820 m. Ambas passagens de patamares situam-se a aproximadamente 1 km de distância das áreas em que ocorrem a transição de formações geológicas e apresentam suas linhas de altitude de nível de base dos patamares com inclinação média de 0,4° para SW. Essas características reforçam a possibilidade de que as estruturas identificadas no mapa do ICR estejam associadas as diferenças das litologias, originando um relevo de *cuestas*.

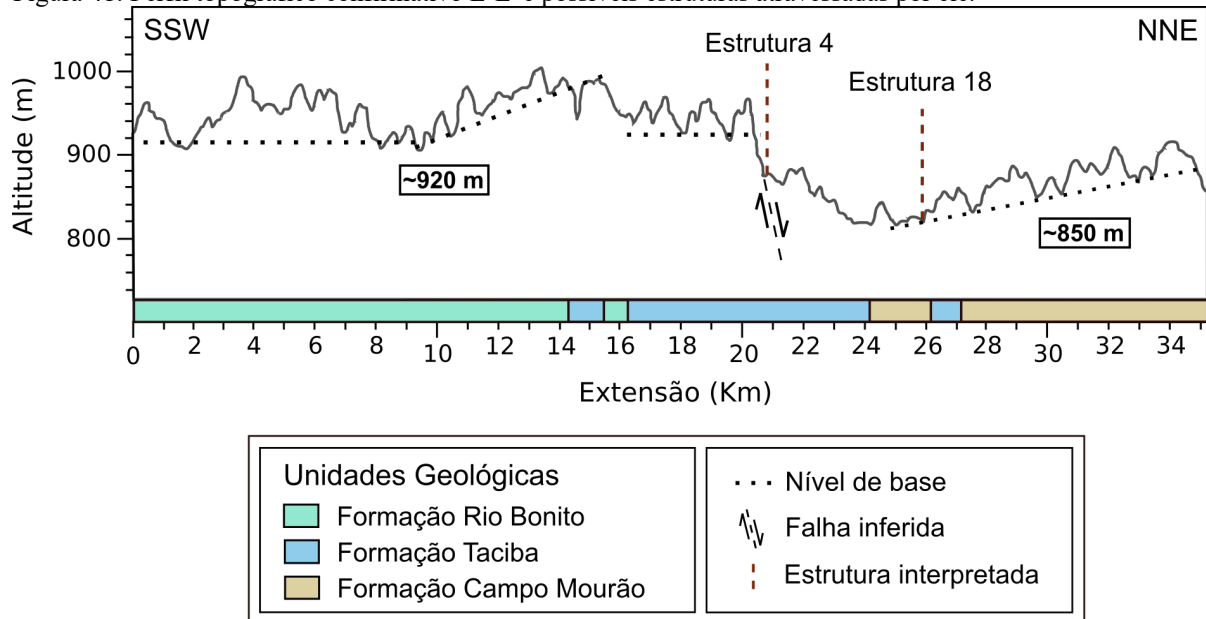
Figura 40: Perfil topográfico confirmativo D-D' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico E-E' apresenta orientação SSW-NNE e se estende por aproximadamente 35 km atravessando duas estruturas identificadas no mapa do ICR (Figura 41). A estrutura 4 localiza-se na passagem dos patamares estruturais 920 m e 850 m, enquanto que a estrutura 18 situa-se em um pequeno vale onde há um afluente do rio da Areia. De acordo com o perfil topográfico, é possível confirmar a existência da primeira estrutura como compartimentadora do relevo provavelmente originada por uma falha normal. A segunda estrutura, caso realmente exista, não causa a compartimentação do terreno, podendo ser relacionada a alguma feição, como uma fratura, que pode ter originado o vale. No perfil, são identificadas duas porções em que o nível de base apresenta inclinação média de 0,5° para SSW. Estas porções podem representar a continuidade do relevo de *cuesta* identificado nos perfis mais ao norte (B e D), principalmente nas proximidades do km 16 do perfil E-E', onde encontra-se a passagem da Formação Taciba para Rio Bonito.

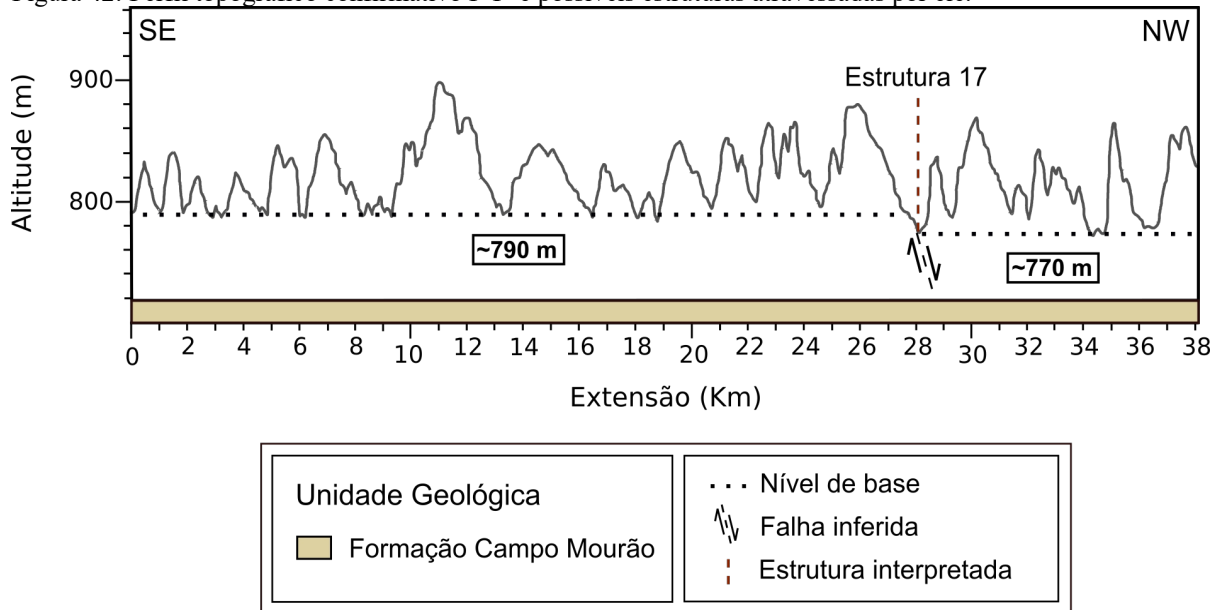
Figura 41: Perfil topográfico confirmativo E-E' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico F-F' com aproximadamente 38 km de extensão e orientação SE-NW localiza-se fora dos limites municipais de Mafra, porém dentro da área do *buffer* de 5 km e atravessa uma possível estrutura identificada no mapa do ICR (Figura 42). A estrutura 17 ocorre na passagem dos patamares estruturais 790 m e 770 m. Os dois patamares encontram-se sobre a Formação Campo Mourão e apresentam uma pequena diferença altimétrica de aproximadamente 20 m, identificada principalmente pela maior profundidade dos vales localizados ao norte da estrutura. A transição entre os patamares pode estar associada à ocorrência de uma falha normal, representada pela estrutura 17.

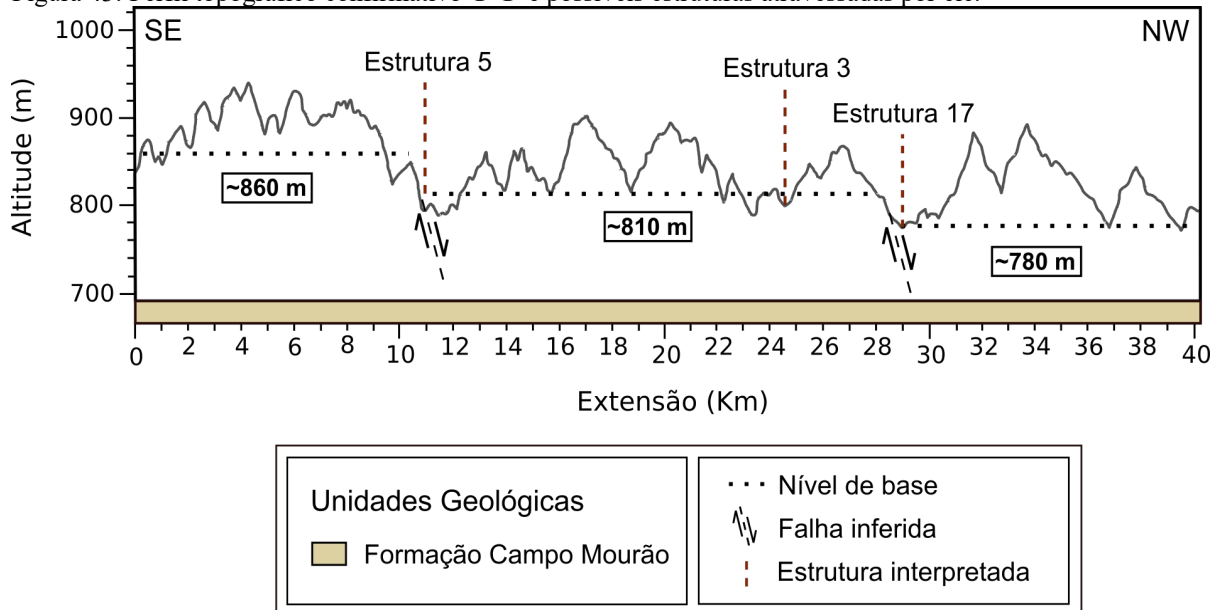
Figura 42: Perfil topográfico confirmativo F-F' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico G-G' possui extensão superior a 40 km com orientação SE-NW e atravessa 3 possíveis estruturas compartimentadoras (Figura 43). A estrutura 5 localiza-se na passagem dos patamares estruturais 860 m e 810 m, a estrutura 17 na passagem dos patamares 810 m e 780 m e a estrutura 3 localiza-se entre as duas outras no patamar central. De acordo com o perfil topográfico que ocorre todo sobre a Formação Campo Mourão, observa-se que as estruturas 5 e 17 marcam a transição dos patamares estruturais e podem ser resultado da ação de falhas normais com rejeitos de 50 e 30 metros, respectivamente. Contudo, a estrutura 3 não pode ser confirmada como uma feição causadora da compartimentação do terreno, uma vez que encontra-se sobre o patamar central.

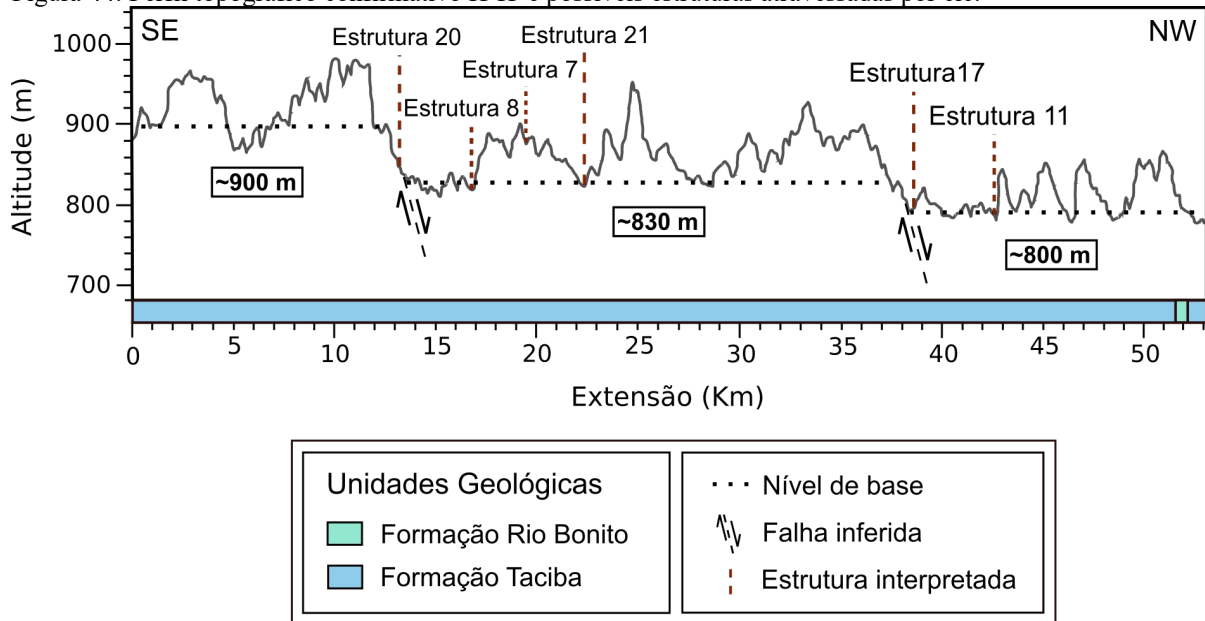
Figura 43: Perfil topográfico confirmativo G-G' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico H-H' com orientação SE-NW estende-se por aproximadamente 53 km e atravessa seis possíveis estruturas compartimentadoras identificadas no mapa do ICR (Figura 44). A estrutura 20 localiza-se entre a passagem do patamar 900 m para o patamar 830 m, enquanto que a estrutura 17 encontra-se na passagem dos patamares 830 m e 800 m. As estruturas 8, 7, 21 e 11 não estão localizadas na passagem de patamares e sim, geralmente em vales onde se encaixam algumas drenagens; essa situação ocorre com a estrutura 8 localizada no rio Negrinho, com a estrutura 21 situada no rio da Lança e com a estrutura 11, no rio Butiá. As estruturas 20 e 17 encontradas na transição de patamares podem estar associadas à ocorrência de falhas normais, enquanto as outras quatro possíveis estruturas não são responsáveis por compartimentar o terreno, sendo refutadas pelo perfil topográfico.

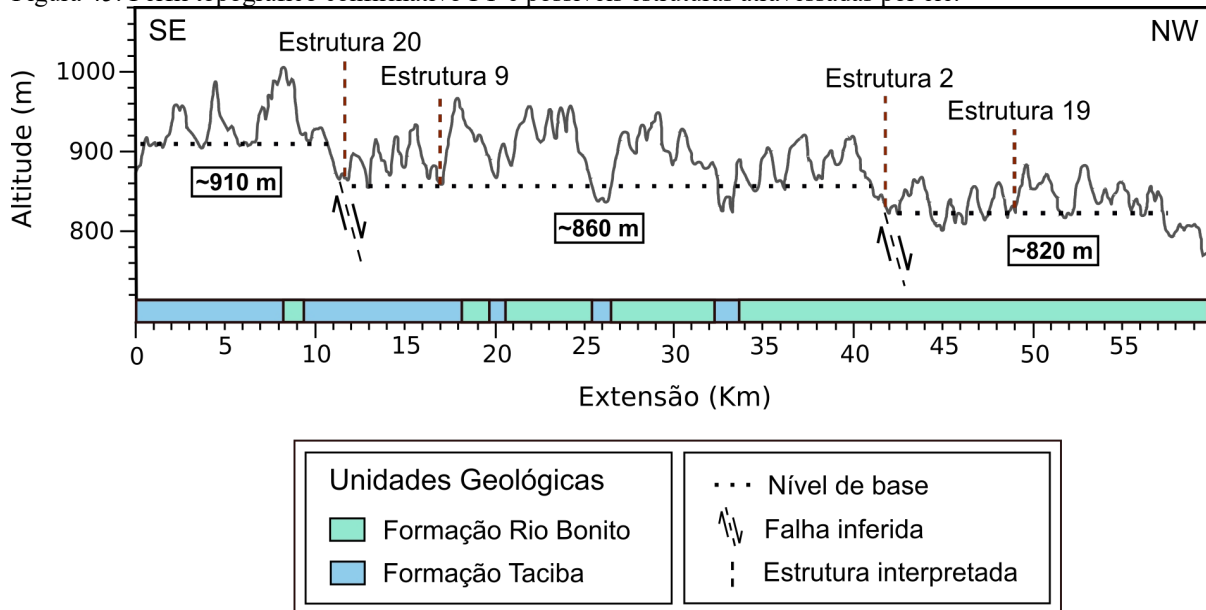
Figura 44: Perfil topográfico confirmativo H-H' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico I-I' com extensão de quase 60 km e orientação SE-NW corta quatro possíveis estruturas que compartimentam o terreno (Figura 45). A estrutura 20 localiza-se em uma área de transição dos patamares 910 m e 860 m e a estrutura 2 na passagem dos patamares 860 m e 820 m. Dessa forma, através desse perfil confirma-se a ocorrência de ambas feições compartimentando o terreno por meio da ação de prováveis falhas normais, como já observado em outros perfis. No bloco com cota média de 910 m, as rochas aflorantes pertencem a Formação Taciba (mais antiga), enquanto que no bloco ao lado com cota média de 860 m predominam rochas da Formação Rio Bonito (mais recente). O fato da formação mais antiga ocorrer no bloco com maior altitude e a formação mais recente ocorrer no bloco com menor altitude, reforça a possibilidade da ação de uma falha normal, a qual causaria a elevação do primeiro bloco e o abatimento do segundo. As estruturas 8 e 19, por sua vez, localizam-se dentro dos patamares 860 m e 820 m, respectivamente, sendo refutada a existência delas como estruturas compartimentadoras.

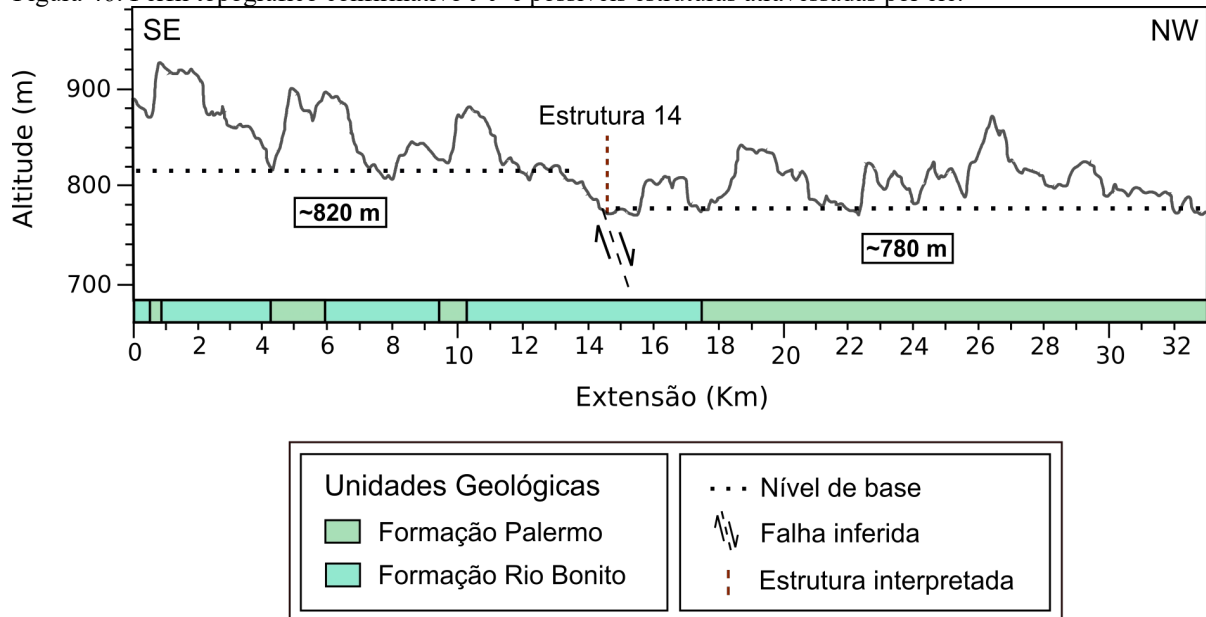
Figura 45: Perfil topográfico confirmativo I-I' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico J-J' se estende por aproximadamente 33 km, com orientação SE-NW e corta uma possível estrutura identificada no mapa de Índice de Concentração de Rugosidade (Figura 46). A estrutura 14 encontra-se entre os dois patamares identificados no perfil, um com cota de 820 m e outro com 780 m. A passagem entre os patamares é marcada por uma estrutura compartimentadora associada à ocorrência de uma provável falha normal, com um rejeito de aproximadamente 40 m. Esta falha seria responsável por causar o abatimento do bloco a NW onde afloram as rochas da Formação Palermo (mais recente), fazendo com que o bloco a SE onde afloram as rochas da Formação Rio Bonito (mais antiga) fique em uma altitude média maior.

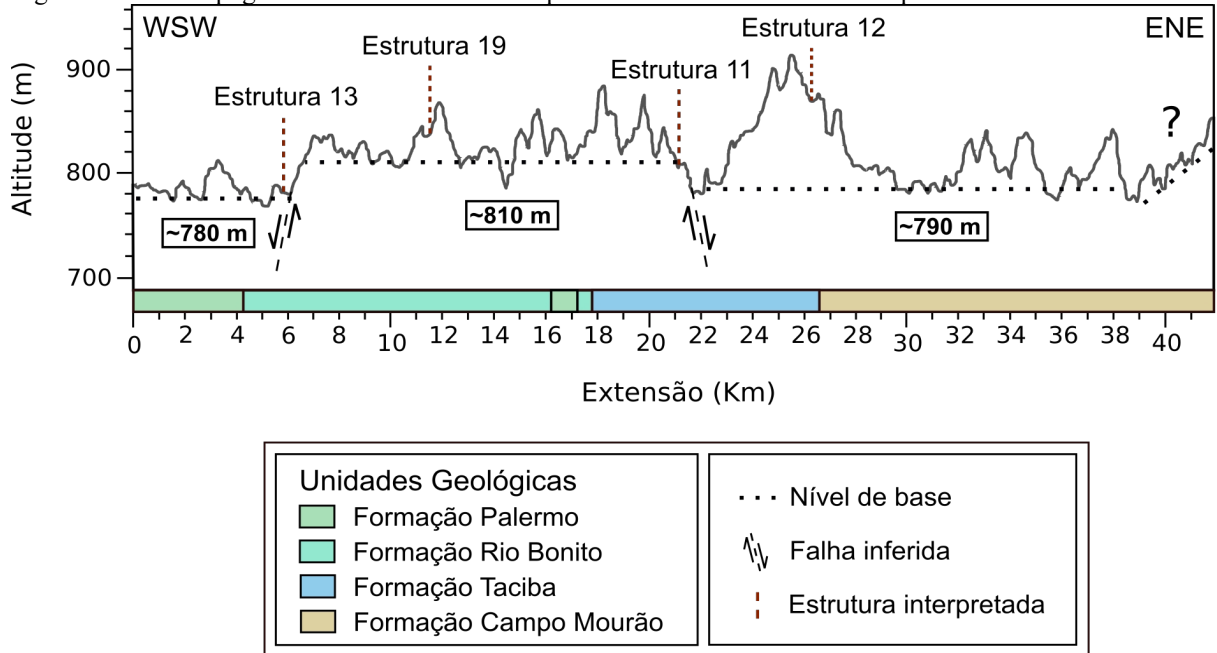
Figura 46: Perfil topográfico confirmativo J-J' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico K-K' com extensão superior a 41 km e orientação WSW-ENE atravessa quatro possíveis estruturas compartimentadoras (Figura 47). A estrutura 13 é encontrada em uma área de transição entre os patamares de cotas 810 m e 780 m e é demarcada sobre o rio São João, enquanto que a estrutura 11, localiza-se na passagem de patamares com 810 m e 790 m, aproximadamente sobre o rio Butiá. Ambas estruturas situadas na transição de patamares com diferentes elevações, podem estar associadas à ocorrência de falhas normais, sobretudo em relação aos dois primeiros blocos separados pela estrutura 13. No bloco com altitude média menor (~780 m) aflora a Formação Palermo, estratigraficamente mais nova que a Formação Rio Bonito que ocorre no bloco com altitude maior (~810 m). A ocorrência de rochas da formação mais recente em altitudes menores do que a formação mais antiga reforça a ação de falha normal no limite dos blocos, rebaixando o primeiro e elevando o segundo. As estruturas 19 e 12 encontram-se em áreas mais elevadas distantes das bordas dos patamares, sendo refutadas como estruturas compartimentadoras, diferentes das duas primeiras.

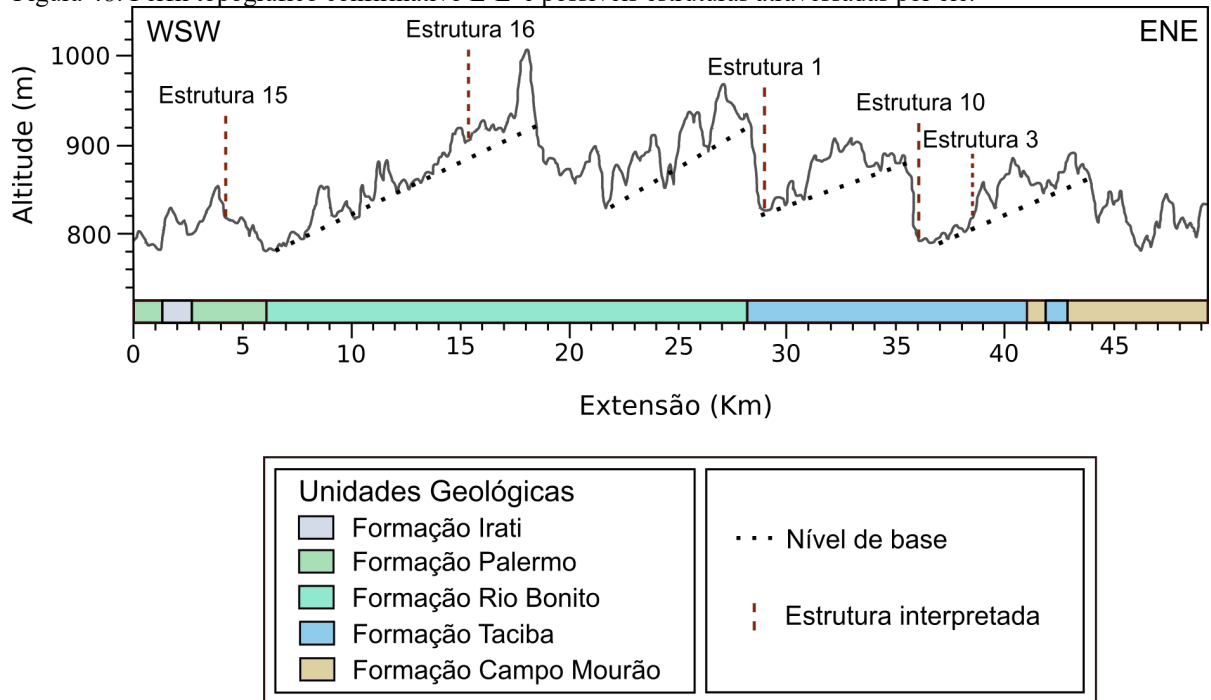
Figura 47: Perfil topográfico confirmativo K-K' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico L-L' com orientação WSW-ENE, possui quase 50 km de extensão e atravessa cinco possíveis estruturas compartimentadoras (Figura 48). As estruturas 3, 15 e 16 são marcadas geralmente por pequenos vales locais. As estruturas 10 e 1, por sua vez, localizam-se em áreas aparentemente na base de escarpas. Devido à ocorrência da linha de altitude média de base dos patamares estarem inclinadas em média $0,55^\circ$ para WSW e aproximadamente concordantes com a direção de mergulho das camadas, estas podem estar associadas a ocorrência de relevos de *cuestas*. A estrutura 1 localiza-se entre a passagem das Formações Taciba e Rio Bonito, e reforça a possibilidade de que esta estrutura seja originada pela diferença de resistência das litologias, e não por causa da ação da tectônica. Já a estrutura 10 localiza-se no centro da área aflorante da Formação Taciba, porém, também pode ser resultado da erosão diferencial devido à variedade de litologias que ocorre nessa unidade, como folhelhos, arenitos, argilitos, diamictitos e outros.

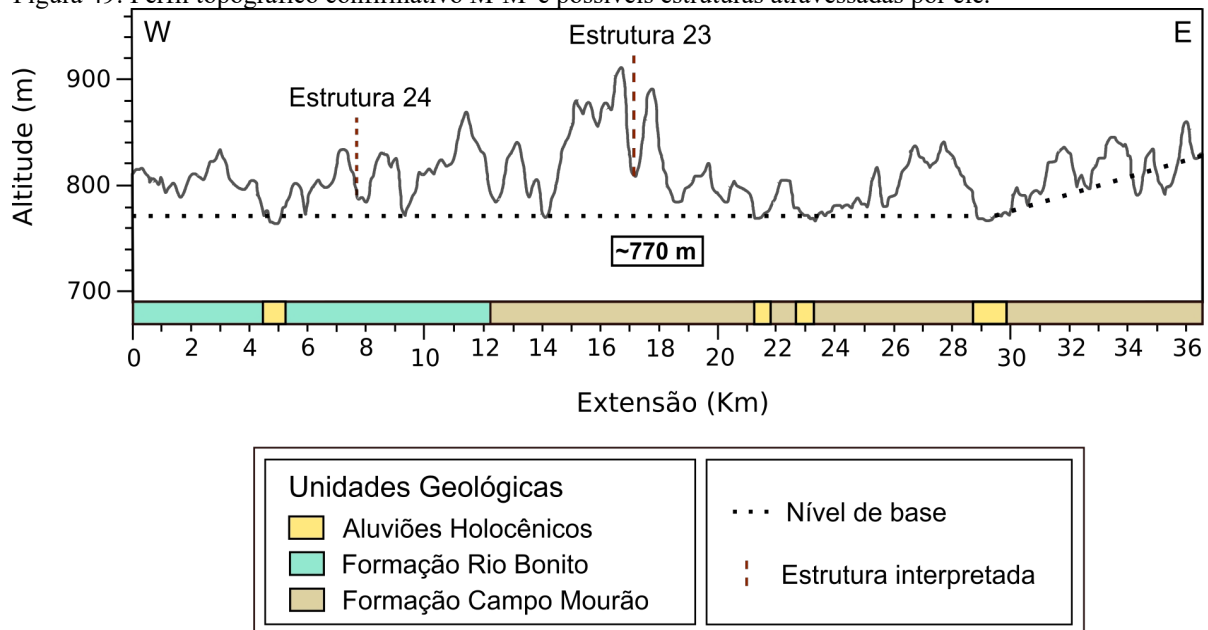
Figura 48: Perfil topográfico confirmativo L-L' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil topográfico M-M' com mais de 36 km de extensão e orientação W-E, localiza-se ao norte de Mafra, no estado paranaense, e atravessa duas possíveis estruturas identificadas no mapa do ICR (Figura 49). De acordo com o perfil topográfico, não há ocorrência de patamares com elevações diferentes na área analisada, permitindo refutar a existência das estruturas 23 e 24 como compartimentadoras do relevo. Isto não significa que as mesmas não correspondam a outras estruturas, tais como fraturas, justamente pelo fato de se encontrarem em vales. Porém, não são responsáveis pela geração de patamares com cotas distintas. Ao leste do perfil, é identificado uma área onde ocorre a inclinação do nível de base em cerca de $0,4^\circ$, podendo esta ser parte do reverso de uma *cuesta*.

Figura 49: Perfil topográfico confirmativo M-M' e possíveis estruturas atravessadas por ele.



Fonte: Elaborado pelo autor.

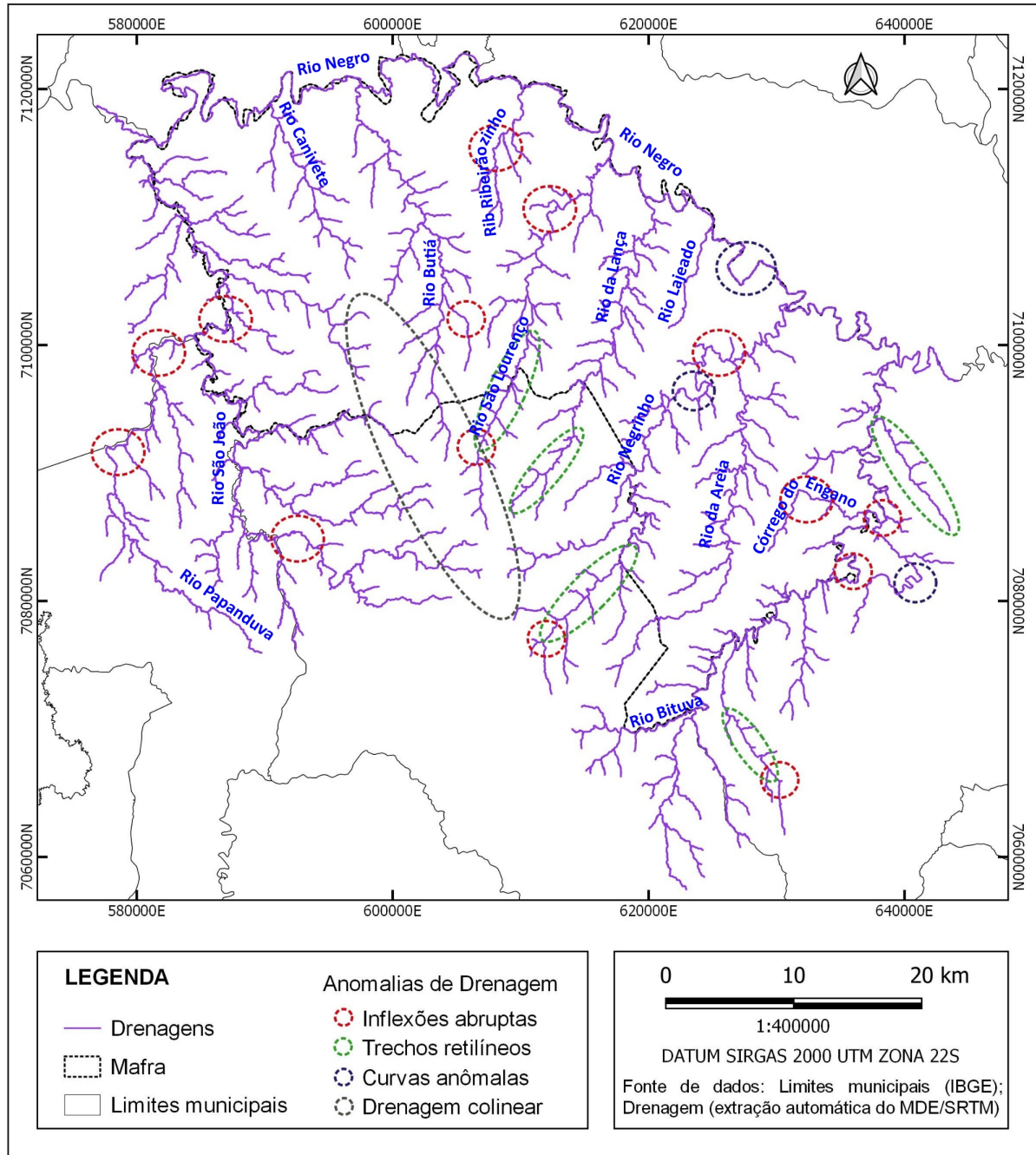
De forma geral, os perfis topográficos permitiram confirmar a existência das estruturas compartimentadoras 2, 4, 5, 11, 13, 14, 17 e 20. Por outro lado, as estruturas 1, 6, 8, 10 e 22 indicaram evidências de um controle litológico, por encontrarem-se em áreas de transição entre formações geológicas. Estas estruturas marcam a passagem de patamares que apresentam inclinação média de $0,4^\circ$ em seus níveis de base. As características apresentadas indicam a possibilidade de que as estruturas correspondam à frente de *cuestas*, aproximadamente na região do *front*. O restante das estruturas interpretadas no mapa do ICR, não foram confirmadas como compartimentadoras do relevo.

Para a realização das interpretações foram aplicados exageros verticais nos perfis. Dessa forma, nos perfis em que foram identificados inclinação na altitude média de nível de base, foram calculados os valores dessas inclinações, uma vez que o mergulho dos níveis de base parecem ser maiores do que realmente são, devido ao exagero aplicado. Os perfis com direções aproximadamente perpendiculares à direção de mergulho das camadas e que apresentavam alinhamento na inclinação dos vales não foram interpretados como possíveis *cuestas*. As *cuestas* possuem seu reverso inclinado de acordo com a direção de mergulho das camadas, não tendo, dessa forma como considerar que as feições perpendiculares fossem a inclinação do reverso nestes casos.

4.5. ANOMALIAS DE DRENAGEM

A partir da extração automática de drenagem realizada para o município de Mafra, foram mapeadas em escala 1:250000 algumas anomalias nos principais cursos d'água e seus afluentes de acordo com o que foi proposto pela literatura. Dentre as anomalias, foram encontradas curvas anômalas, trechos retilíneos, inflexões abruptas e drenagens colineares (Figura 50).

Figura 50: Anomalias identificadas nas principais drenagens e em seus afluentes no município de Mafra-SC.

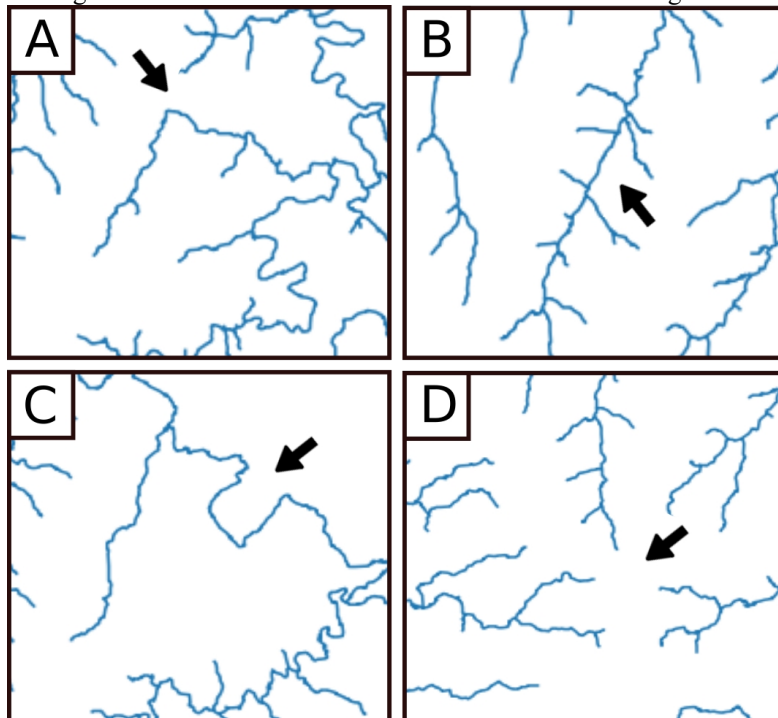


Fonte: Elaborado pelo autor.

A anomalia com o maior número de ocorrências nas drenagens analisadas foi a inflexão abrupta. Foram consideradas anomalias as inflexões que apresentaram 90° (cotovelos de drenagem) ou ângulos próximos, causando o desvio na direção do curso da drenagem. No rio da Lança foram identificadas pequenas inflexões locais, as quais não causaram o desvio geral do curso que seguiu na direção NNE até desaguar no rio Negro. O rio da Areia não apresentou inflexões abruptas que causassem desvios em seu curso. Comumente são encontradas inflexões de aproximadamente 130° causando um desvio na direção N para NE ou NW conforme visto nos rios Butiá, São Lourenço, Negrinho, Bituva e seus afluentes e no ribeirão Ribeirãozinho, localizado entre os dois primeiros rios. Os cotovelos de drenagem com ângulo de 90° foram identificados nos rios Papanduva, São João e no Córrego do Engano (Figura 51A).

Os trechos retilíneos foram identificados nos rios Negrinho, São Lourenço e nos afluentes do rio Bituva e apresentam seus cursos com direções NW, N, NE e NNE (Figura 51B). Os trechos considerados anômalos apresentaram curvas ou formas fora do padrão de drenagem e foram identificados nos rios Negrinho, Negro e em um afluente no rio Bituva (Figura 51C). Em relação às drenagens colineares, as mesmas foram registradas com o rio São João e seus afluentes do lado esquerdo do divisor de bacias e os rios Negrinho, da Lança, São Lourenço, Bituva e seus afluentes do lado direito (Figura 51D).

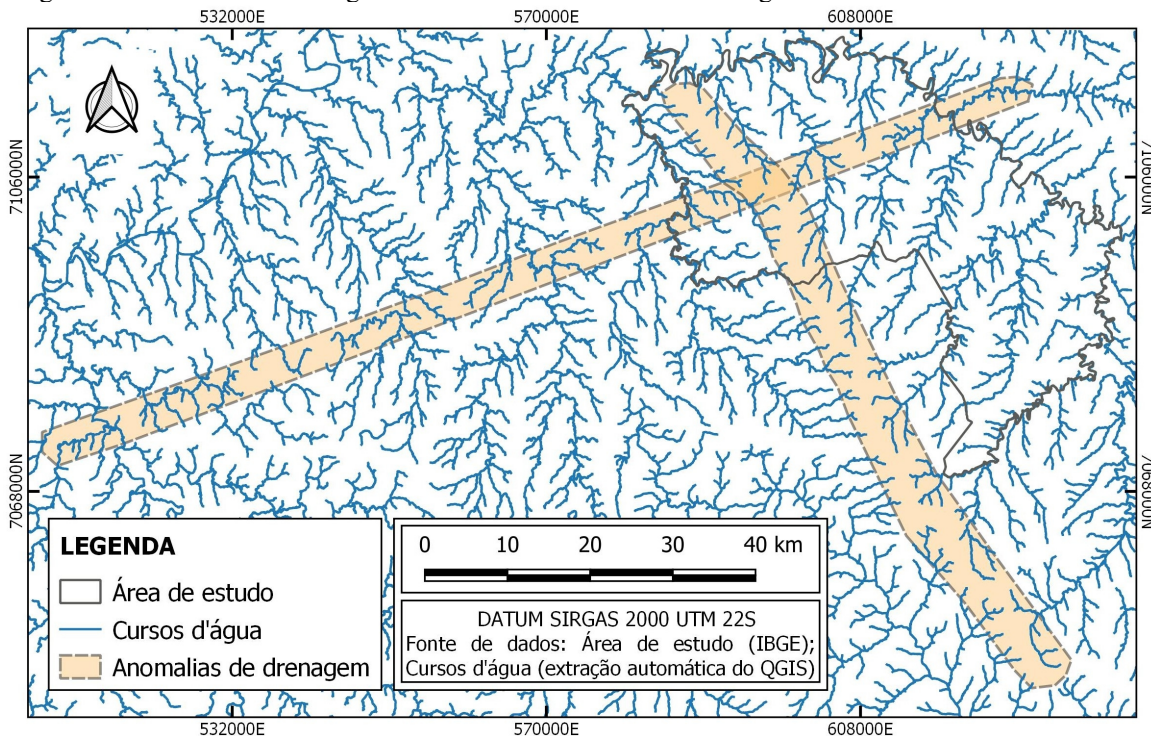
Figura 51: Anomalias de drenagem identificadas na área de estudo. A) Inflexão abrupta (cotovelo de drenagem) no córrego do Engano. B) Trecho retilíneo no rio São Lourenço. C) Curva anômala no rio Negro. D) Drenagens colineares nos afluentes dos rios São João e rio Negrinho.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além das anomalias de drenagem, identificou-se duas faixas que apresentaram anomalias de drenagem a nível regional (Figura 52). Na faixa destacada com orientação ENE-WSW encontra-se uma série de anomalias em diferentes drenagens que apresentam um alinhamento na mesma direção. Dentre as anomalias mapeadas destacam-se principalmente a ocorrência de inflexões abruptas, originando cotovelos de drenagem com ângulos de até aproximadamente 90°. Destaca-se que a ocorrência de cotovelos de drenagem geralmente está associada à falhas normais. A presença de diversas inflexões de drenagem alinhadas sugere a existência de uma possível estrutura de grande porte com direção ENE-WSW que se estende para além dos limites da área de estudo. Outro fato a ser levado em consideração é que esta possível estrutura não parece ter sido causada pela diferença de resistência entre litologias, uma vez que a mesma apresenta orientação perpendicular à disposição das formações geológicas ocorridas na área. Na faixa com orientação NNW-SSE, por sua vez, as estruturas identificadas ao longo da área destacada tratam-se de uma série de drenagens colineares, que são causadas pela ruptura de uma ou mais drenagens devido à elevação do terreno, apresentando rios que nascem alinhados porém, em lados opostos do divisor de água. Esse divisor de águas na área de estudo trata-se de um lineamento positivo representado por uma crista de relevo bem expressiva que é responsável por separar diversos cursos d'água que anteriormente eram provavelmente contínuos.

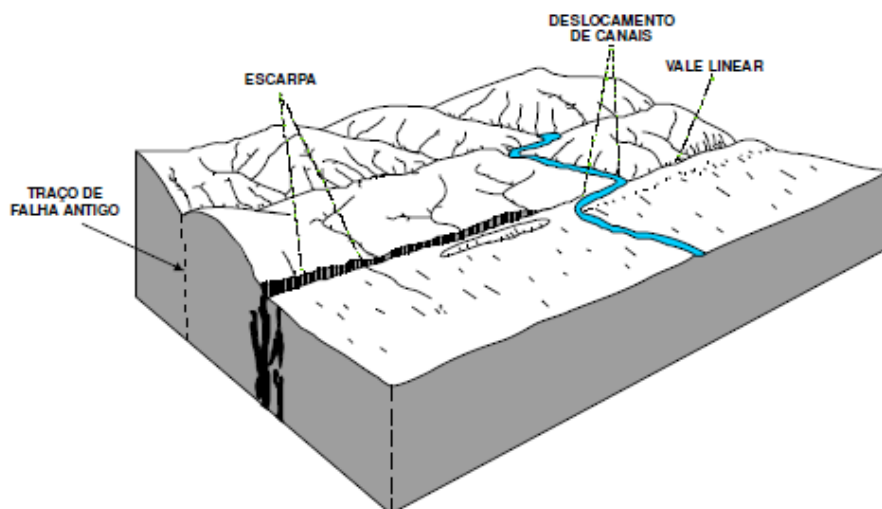
Figura 52: Anomalias de drenagem identificadas com continuidade regional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em relação às anomalias de drenagem identificadas na região destacam-se as inflexões abruptas que podem chegar a apresentar ângulo de até 90° gerando as feições conhecidas como cotovelos de drenagem. Estas feições são típicas de controle tectônico, geralmente associadas às falhas normais como indicado por Howard (1967) e Schum; Domont; Holbrook (2000). Dessa forma, ao passar por uma falha geológica a drenagem tende a desviar seu curso e seguir de acordo com a direção da estrutura provocando uma inflexão abrupta (Figura 53). Na área de estudo, destaca-se a sequência de inflexões que ocorrem nos rios São Lourenço, Butiá, São João e Papanduva e se estendem para outras drenagens formando um alinhamento ENE-WSW dessas feições. A ocorrência dessa série de anomalias alinhadas sugere a existência de uma possível estrutura de grande porte responsável por desviar o curso dessas drenagens. A possibilidade de que essa estrutura seja uma falha normal é reforçada pelos perfis complementares do mapa de Índice de Concentração de Rugosidade que indicam a passagem de patamares com diferentes cotas na área em que se encontra o alinhamento dessas anomalias.

Figura 53: Feições de relevo associadas à movimentação tectônica.



Fonte: RODAN (2007), adaptado de Summerfield (1993).

Outra possível anomalia que merece destaque é o longo trecho retilíneo que abriga o rio Negro. Apesar de não ter sido marcado como uma estrutura no mapa do ICR que possa compartimentar o relevo, é possível notar que o rio Negro apresenta uma mudança abrupta ao chegar próximo de Mafra, passando a correr na direção noroeste, ao contrário do que ocorria anteriormente quando percorria na direção sudoeste. Na área da divisa entre Mafra e o município de Rio Negro, o rio que recebe o mesmo nome do município paranaense encontra-se disposto em um alinhamento no sentido SE-NW, correndo sobre as rochas pertencentes à Formação Taciba. Esse comportamento da drenagem sugere que a

mesma possa estar encaixada em uma estrutura SE-NW, seja ela uma falha ou fratura, causando uma certa retiliniedade após a mudança na direção do rio que continua a percorrer seu curso dentro da mesma formação. As características aqui apresentadas condizem com o que foi apontado pelo Plano Municipal de Saneamento Básico de Mafra, o qual indica que o rio Negro está associado a uma geomorfologia subsequente controlada pelo sistema de fraturas e falhas, apresentando um padrão retangular e adaptado, responsável por causar a inflexão abrupta do rio, que assume um aspecto de “zig zag” ou ainda cotovelos formando boqueirão, “*water-gap*” e *canyons* (MAFRA, 2010). O padrão retangular e adaptado pode ser observado facilmente na Figura 50, com destaque para a anomalia identificada.

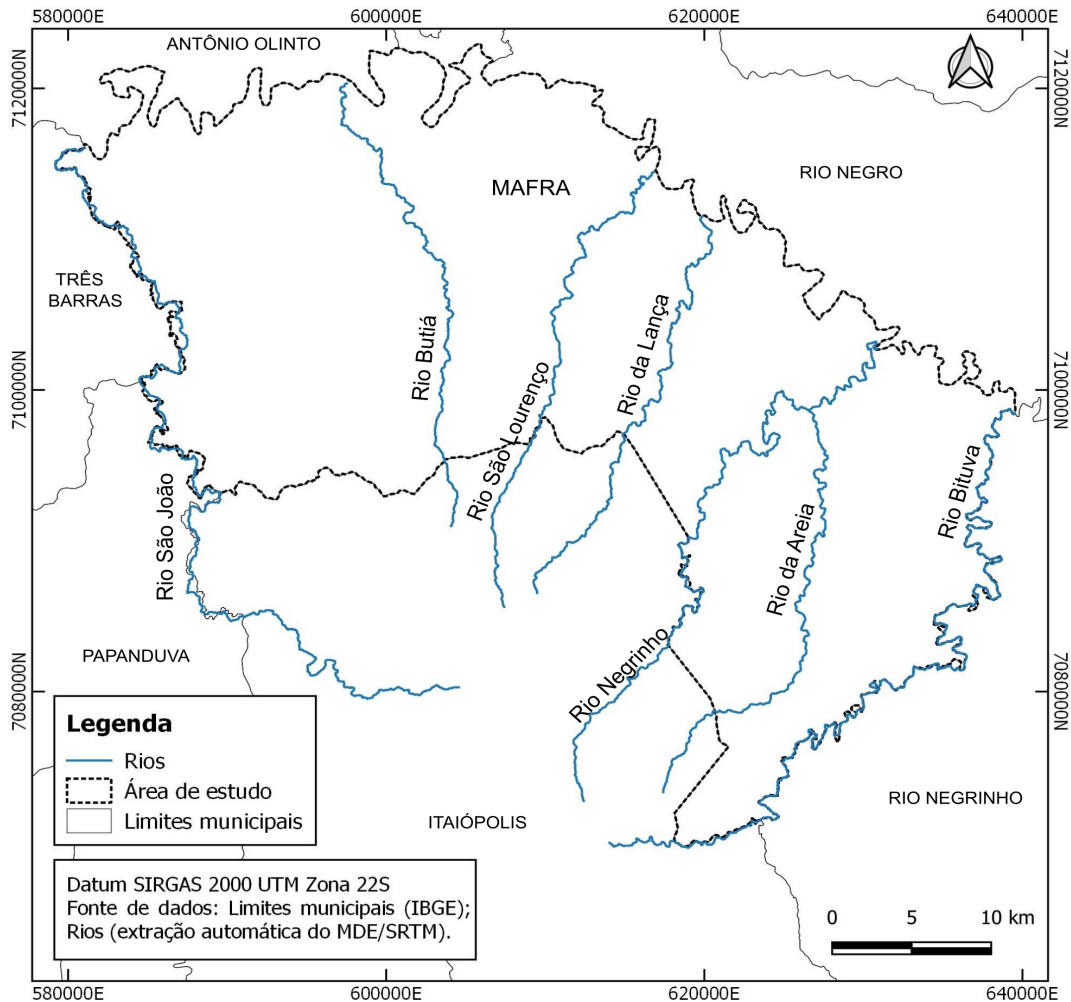
O alinhamento das cabeceiras dos rios Negrinho, Bituva e São Lourenço, associados aos índices de gradiente (RDE) que indicam anomalias de primeira ordem no primeiro trecho de cada uma dessas drenagens, sugerem a ação da tectônica. Conforme a Figura 50, nota-se a ocorrência de inflexões abruptas no início destes rios que se apresentam alinhados e mostram continuidade em outras drenagens ao sul do município. A cabeceira dessas drenagens possivelmente está encaixada em um espelho de falha, o qual, nesse caso, seria responsável pela geração das anomalias de primeira ordem nos índices de gradiente (RDE), alinhamento e inflexões das cabeceiras e ainda pela sequência de drenagens colineares, originadas a partir da ocorrência da falha que causou a elevação responsável por separar as drenagens. Do lado esquerdo dessa elevação não são identificadas inflexões próximas às cabeceiras das drenagens com a mesma frequência e com o mesmo alinhamento que é encontrado nas drenagens do lado direito. Da mesma forma, os rios com a cabeceira mais distante desta elevação regional não apresentam anomalias de primeira ordem no índice de gradiente (RDE) ao longo do primeiro trecho analisado, conforme observado nos rios da Lança e da Areia.

4.6. PERFIS LONGITUDINAIS DE DRENAGEM E ÍNDICES DE GRADIENTE (RDE)

Foram analisados os perfis longitudinais de drenagem para os rios São João, Butiá, São Lourenço, da Lança, Negrinho, da Areia e Bituva, a fim de verificar a possível influência de um controle estrutural superimposto aos cursos d’água (Figura 54). Os perfis de drenagem foram sobrepostos às suas respectivas linhas de melhor ajuste e aos índices de gradiente (RDE) e analisados em conjunto com dados geológicos obtidos a partir do mapa geológico do estado de Santa Catarina em escala 1:500.000. Dessa forma, foi possível a identificação de *knickpoints* nos perfis de drenagens e de anomalias, obtidas com o cálculo do RDE e interpretadas a partir da análise conjunta dos dados supracitados. Ao longo de todos os perfis foram gerados picos inesperados que representam o deslocamento da drenagem em relação ao seu nível de base, sendo estes, resultado da extração

automática de drenagem e do tamanho dos *pixels*. A possível interferência desses picos nos RDE trechos foi levada em consideração nas análises.

Figura 54: Mapa com a localização dos rios usados para análise do perfil longitudinal e cálculo do índice de gradiente (RDE) no município de Mafra-SC.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.1. Rio Butiá

O rio Butiá nasce em Itaiópolis-SC, município vizinho a Mafra, e percorre cerca de 42,5 km até desaguar no rio Negro que se localiza na divisa entre os estados de Santa Catarina e Paraná. De acordo com o índice de gradiente (RDE) calculado para segmentos de 4 km, ao longo da drenagem foram identificados 6 trechos anômalos dentre os 11 trechos gerados para toda extensão desse curso fluvial (Tabela 3). Estes 6 trechos foram identificados principalmente no alto e médio curso do rio e apresentaram índices entre 3,65 a 8,77, valores estes que os classificam como anomalias de 2ª ordem.

Os trechos referentes aos segmentos 8-12 e 12-16 km localizam-se na transição das Formações Rio Bonito e Campo Mourão, sendo assim, é provável que a anomalia identificada nestes trechos seja oriunda da diferença de resistência entre as rochas dessas formações. Os segmentos 16-20 km e 20-24 km estão localizados na passagem do médio para o baixo curso, marcada por uma queda acentuada com cerca de 20 m no perfil longitudinal de drenagem onde é identificada a ocorrência de um *knickpoint* (Figura 55). O trecho 32-36 km inicia-se na elevação de um pico de drenagem, o qual acaba por influenciar nos valores que originaram a anomalia, portanto, não é confiável tratá-lo como um trecho anômalo.

Ao longo do perfil longitudinal foi identificado um trecho soerguido e um trecho abatido. O primeiro é demarcado pelo segmento do perfil que encontra-se acima da linha de melhor ajuste enquanto que o segundo é representado pelo segmento que situa-se abaixo dela. A transição entre as duas porções é marcada pela ocorrência do *knickpoint* que causa a mudança na inclinação média dos trechos da drenagem. Esta feição pode ter sido originada por uma falha normal, ao considerar que a mesma encontra-se sobre a Formação Taciba e não está associada a ocorrência de nenhum afluente próximo. Nesse caso, a falha normal seria responsável pelo abatimento do bloco a jusante da feição gerando um rejeito de aproximadamente 20 m.

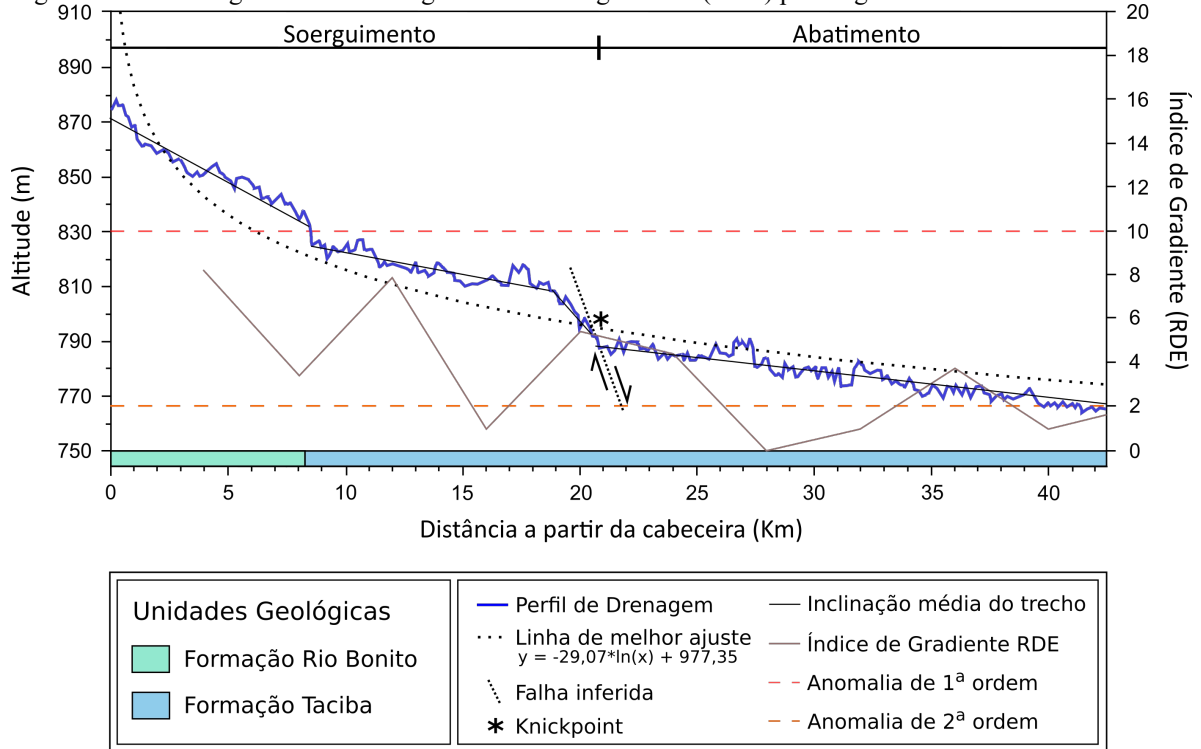
Tabela 3: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Butiá.

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença de cotas (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 874 | 850 | 24 | 254,88 | 8,77 | 2ª ordem |
| 4-8 | 850 | 840 | 10 | 106,20 | 3,65 | 2ª ordem |
| 8-12 | 840 | 817 | 23 | 244,26 | 8,40 | 2ª ordem |
| 12-16 | 817 | 814 | 3 | 31,86 | 1,10 | Equilíbrio |
| 16-20 | 814 | 798 | 16 | 169,92 | 5,84 | 2ª ordem |
| 20-24 | 798 | 785 | 13 | 138,06 | 4,75 | 2ª ordem |
| 24-28 | 785 | 785 | 0 | 0,00 | 0,00 | Equilíbrio |
| 28-32 | 785 | 782 | 3 | 1,10 | 1,10 | Equilíbrio |
| 32-36 | 782 | 771 | 11 | 4,02 | 4,02 | 2ª ordem |
| 36-40 | 771 | 768 | 3 | 1,10 | 1,10 | Equilíbrio |
| 40-42,5 | 768 | 765 | 3 | 1,75 | 1,75 | Equilíbrio |

RDE_{total} = 29,0742

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 55: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Butiá.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.2. Rio São Lourenço

O rio São Lourenço nasce no município de Itaiópolis e deságua, após percorrer cerca de 43 km, no rio Negro. Foram calculados índices de gradiente (RDE) para 11 trechos do rio, dos quais 7 apresentaram anomalias de 1ª ou 2ª ordem (Tabela 4).

Apesar do alto número de anomalias, o segmento 32-36 km sofreu interferência dos picos gerados nos perfis e, por isso, não foi considerado como uma anomalia. Os segmentos 4-8, 12-16 e 40-43 km tiveram valores de RDE iguais ou muito próximos de 2, com uma diferença altimétrica baixa entre a cota inicial e final. Dessa forma, apenas 1 m a menos na diferença altimétrica seria o suficiente para que esses trechos não fossem considerados anômalos. Levando em consideração a ocorrência frequente dos picos nos perfis e a precisão de uma cota retirada de um MDE, esses trechos podem não ser realmente anômalos, como indicado pelo cálculo do índice de gradiente (RDE).

Os trechos 8-12 e 28-32 km encontram-se em zonas de transição entre formações geológicas, marcando a passagem da Formação Rio Bonito para a Formação Taciba, e da Formação Taciba para a Campo Mourão, assim, é provável que estas anomalias sejam resultados da diferença de resistência

entre litotipos dessas formações (Figura 56). Já os segmentos 0-4 e 24-28 km apresentaram anomalias de 1ª ordem, com destaque para o segundo trecho por apresentar uma ruptura abrupta superior a 30 m no perfil longitudinal do rio São Lourenço, dando origem a um *knickpoint* que marca a passagem de uma anomalia positiva para uma anomalia negativa do perfil da drenagem em relação a sua linha de melhor ajuste. Destaca-se que esta ruptura no perfil ocorre na área em que se encontra a Usina Hidrelétrica São Lourenço. A Usina instalou-se em um local que provavelmente já possuía uma queda no perfil, porém após sua instalação, este desnível deve ter sido intensificado, além de gerar a feição retilínea vista no perfil longitudinal que corresponde a área do reservatório.

No rio São Lourenço foi identificado uma porção soerguida e uma porção abatida em relação à linha de melhor ajuste e à inclinação média do trecho. A divisão entre esses dois trechos é marcada pela ocorrência de um *knickpoint* que pode estar associado à ação de uma falha normal ou à confluência de afluentes. Entretanto, como mencionado anteriormente, a queda abrupta vista no perfil provavelmente foi agravada pela instalação da Usina.

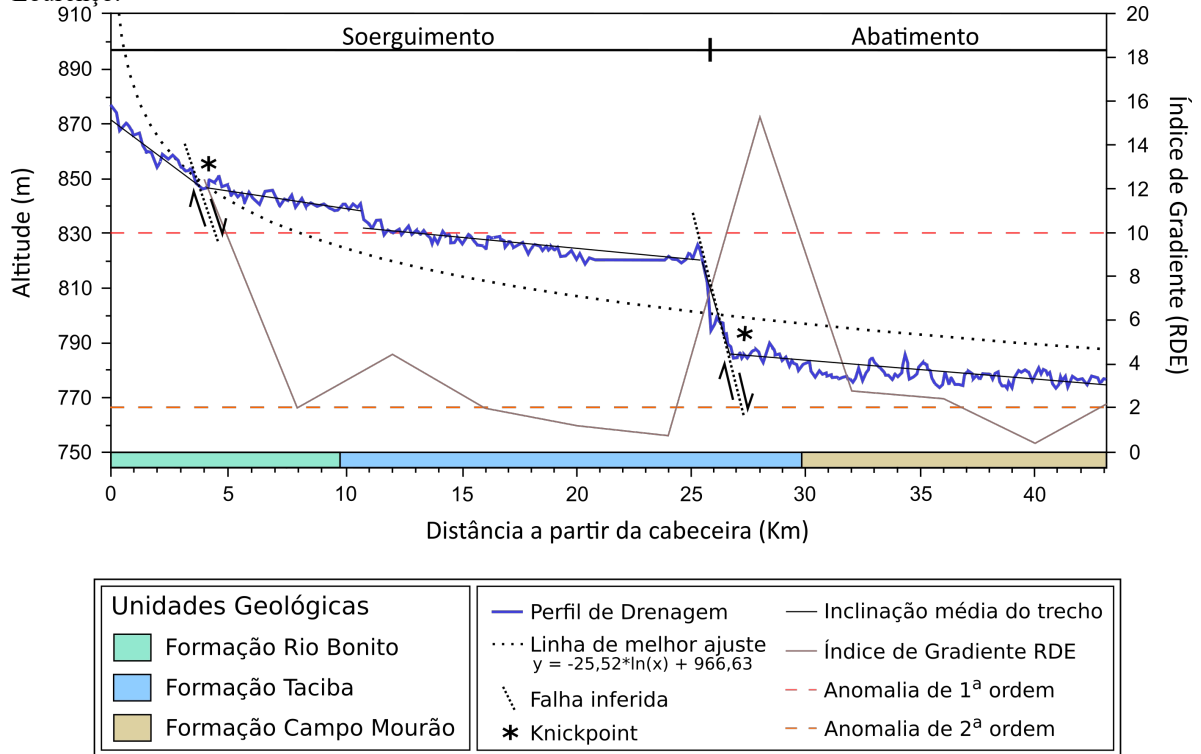
Tabela 4: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São Lourenço.

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 877 | 846 | 31 | 333,32 | 12,41 | 1ª ordem |
| 4-8 | 846 | 841 | 5 | 53,76 | 2,00 | 2ª ordem |
| 8-12 | 841 | 830 | 11 | 118,27 | 4,40 | 2ª ordem |
| 12-16 | 830 | 825 | 5 | 53,76 | 2,00 | 2ª ordem |
| 16-20 | 825 | 822 | 3 | 32,26 | 1,20 | Equilíbrio |
| 20-24 | 822 | 820 | 2 | 21,50 | 0,80 | Equilíbrio |
| 24-28 | 820 | 782 | 38 | 408,58 | 15,22 | 1ª ordem |
| 28-32 | 782 | 775 | 7 | 75,27 | 2,80 | 2ª ordem |
| 32-36 | 775 | 781 | 6 | 64,51 | 2,40 | 2ª ordem |
| 36-40 | 781 | 780 | 1 | 10,75 | 0,40 | Equilíbrio |
| 40-43 | 780 | 776 | 4 | 57,35 | 2,14 | 2ª ordem |

RDE_{total} = 26,8516

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 56: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São Lourenço.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.3. Rio da Lança

O rio da Lança nasce no município de Itaiópolis e percorre cerca de 40,2 km até desaguar no rio Negro, divisa de Mafra com o estado do Paraná. Em sua extensão total, foram calculados índices de gradiente (RDE) para 10 trechos, dos quais 6 deles apresentaram anomalias de 2ª ordem e outros 4 foram considerados em equilíbrio (Tabela 5).

A passagem entre os segmentos 4-8 e 8-12 km situa-se aproximadamente em uma zona de transição entre as Formações Rio Bonito e Taciba. Portanto, ambos segmentos podem ter apresentado anomalias de 2ª ordem devido à resistência desigual entre as litologias dessas formações, o que explica o desnível abrupto de aproximadamente 30 m que configurou a ocorrência de um *knickpoint*, como pode ser observado no perfil longitudinal do rio (Figura 57). O segmento 32-36 também abrange uma área de transição entre formações geológicas, que corresponde a passagem da Formação Taciba para Campo Mourão e apresenta anomalia de 2ª ordem. Já em relação aos segmentos 16-20 e 20-24 km, ambos apresentaram o mesmo valor de índice de gradiente (RDE), sendo classificados como

anomalias de 2ª ordem. Na passagem desses dois trechos ocorre uma queda abrupta no perfil de drenagem que marca a ocorrência de outro *knickpoint*, responsável por delimitar a passagem de uma anomalia positiva para uma anomalia negativa próxima ao equilíbrio com a linha de melhor ajuste.

Ao longo do perfil longitudinal do rio da Lança foram delimitados três trechos, sendo um soerguido, um em transição e outro abatido. Esses trechos foram marcados pela ocorrência de *knickpoints* que separam porções do perfil de drenagem que ocorrem acima e abaixo da linha de melhor ajuste, indicando áreas soerguidas e rebaixadas em relação ao que era esperado segundo o perfil teórico do rio. A área considerada em transição corresponde ao trecho do perfil que encontra-se entre a porção soerguida e abatida, próximo ao equilíbrio com a linha de melhor ajuste do rio.

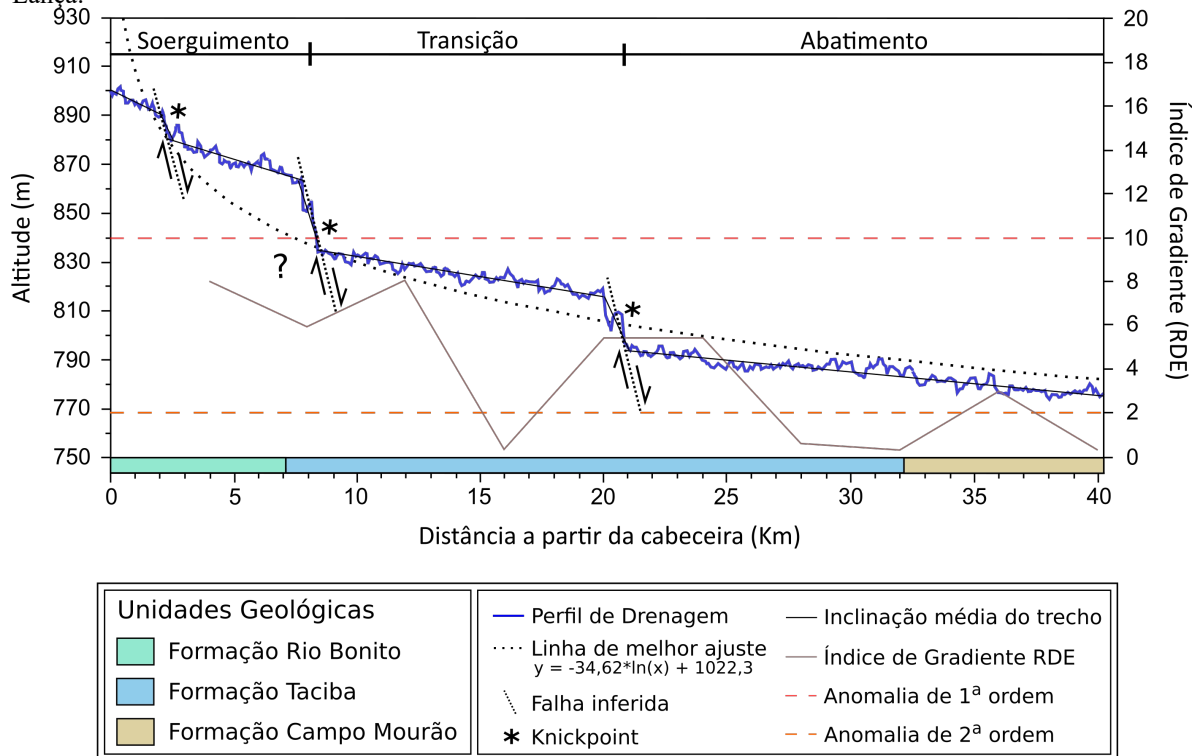
Tabela 5: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Lança.

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 901 | 874 | 27 | 271,4 | 8,02 | 2ª ordem |
| 4-8 | 874 | 854 | 20 | 201,04 | 5,94 | 2ª ordem |
| 8-12 | 854 | 827 | 27 | 271,4 | 8,02 | 2ª ordem |
| 12-16 | 827 | 826 | 1 | 10,05 | 0,30 | Equilíbrio |
| 16-20 | 826 | 808 | 18 | 180,93 | 5,35 | 2ª ordem |
| 20-24 | 808 | 790 | 18 | 180,93 | 5,35 | 2ª ordem |
| 24-28 | 790 | 788 | 2 | 20,1 | 0,59 | Equilíbrio |
| 28-32 | 788 | 787 | 1 | 10,05 | 0,30 | Equilíbrio |
| 32-36 | 787 | 777 | 10 | 100,52 | 2,97 | 2ª ordem |
| 36-40,2 | 777 | 776 | 1 | 10,05 | 0,30 | Equilíbrio |

RDEtotal = 33,8382

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 57: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Lança.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.4. Rio Negrinho

O rio Negrinho nasce no município de Itaiópolis e, como ocorre com a maioria dos outros rios, deságua no rio Negro após percorrer cerca de 68 km. Foi calculado o índice de gradiente (RDE) em 17 trechos, resultando em 10 segmentos em equilíbrio e 7 anômalos, dos quais 4 destes de 2ª ordem e 3 de 1ª ordem (Tabela 6).

Os segmentos 0-4, 20-24 e 28-32 km resultaram em trechos anômalos de 1ª ordem, com destaque principalmente para os dois últimos onde foi identificada a ocorrência de *knickpoints*, marcados pela queda abrupta no perfil longitudinal de drenagem de aproximadamente 20 m cada. Ambas feições apresentam rupturas abruptas e localizam-se distantes de áreas onde ocorre a transição de formações geológicas, o que sugere a possibilidade de estarem associadas à ação da tectônica, causadas por falhas normais. O segmento 28-32 km além de ter um *knickpoint* também marca a passagem de uma anomalia positiva onde o perfil encontrava-se acima de sua linha de melhor ajuste para uma anomalia negativa a partir de onde ele passa a estar abaixo de sua linha de melhor ajuste, porém quase em equilíbrio (Figura 58). Os trechos 12-16 e 40-44 km estão localizados sobre a passagem das Formações Rio Bonito para Taciba e Taciba para Campo Mourão, respectivamente, e

apresentam índice de gradiente (RDE) com valores de anomalias de 2ª ordem. Estes trechos apresentaram valores anômalos provavelmente por estarem sobre áreas de transição entre formações geológicas, onde é possível que ocorra diferença de resistência entre litologias dessas formações.

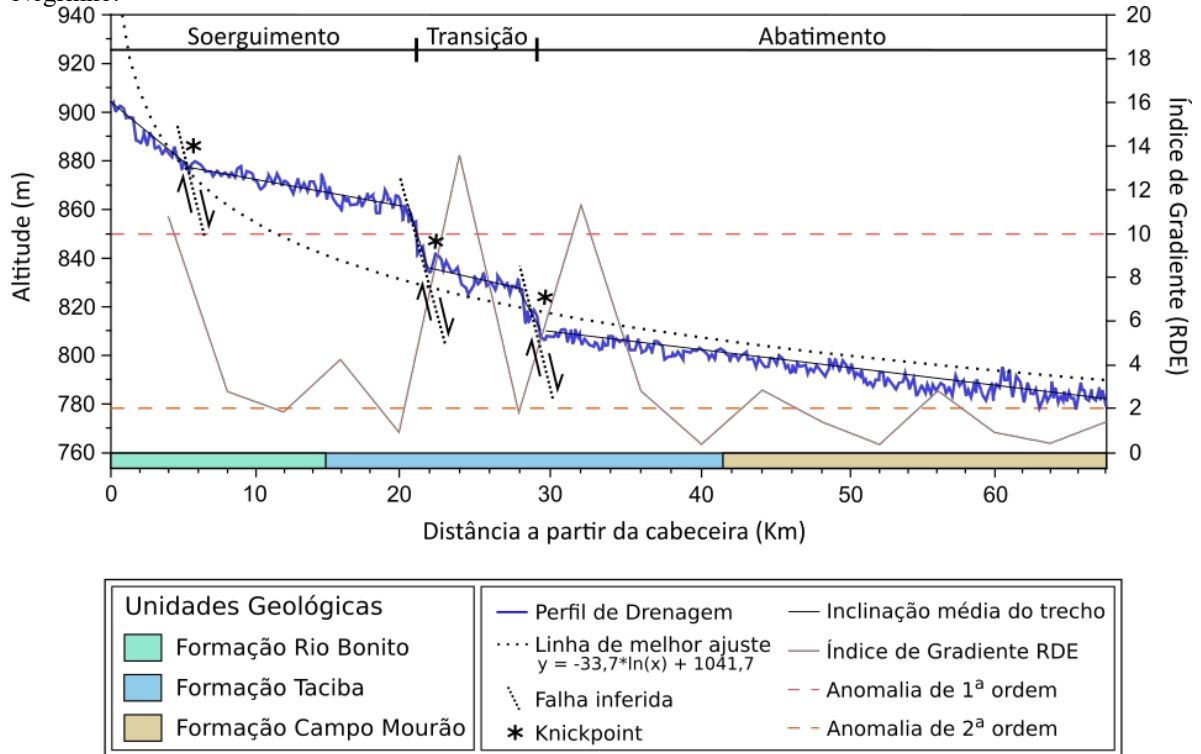
No perfil do rio foram identificados três trechos distintos, sendo o primeiro soerguido, o segundo em transição e o terceiro abatido. A passagem entre esses trechos é marcada pela ocorrência de duas rupturas registradas no perfil longitudinal. O trecho em transição encontra-se próximo da linha de melhor ajuste, entre dois *knickpoints*, e registra o maior valor de anomalia calculado no índice de gradiente (RDE) para o rio Negrinho.

Tabela 6: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Negrinho.

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 904 | 881 | 23 | 317,56 | 10,81 | 1ª ordem |
| 4-8 | 881 | 875 | 6 | 82,84 | 2,82 | 2ª ordem |
| 8-12 | 875 | 871 | 4 | 55,23 | 1,88 | Equilíbrio |
| 12-16 | 871 | 862 | 9 | 124,26 | 4,23 | 2ª ordem |
| 16-20 | 862 | 864 | 2 | 27,61 | 0,94 | Equilíbrio |
| 20-24 | 864 | 835 | 29 | 400,41 | 13,63 | 1ª ordem |
| 24-28 | 835 | 831 | 4 | 55,23 | 1,88 | Equilíbrio |
| 28-32 | 831 | 807 | 24 | 331,37 | 11,28 | 1ª ordem |
| 32-36 | 807 | 801 | 6 | 82,84 | 2,82 | 2ª ordem |
| 36-40 | 801 | 802 | 1 | 13,81 | 0,47 | Equilíbrio |
| 40-44 | 802 | 796 | 6 | 82,84 | 2,82 | 2ª ordem |
| 44-48 | 796 | 793 | 3 | 41,42 | 1,41 | Equilíbrio |
| 48-52 | 793 | 792 | 1 | 13,81 | 0,47 | Equilíbrio |
| 52-56 | 792 | 786 | 6 | 82,84 | 2,82 | 2ª ordem |
| 56-60 | 786 | 784 | 2 | 27,61 | 0,94 | Equilíbrio |
| 60-64 | 784 | 783 | 1 | 13,81 | 0,47 | Equilíbrio |
| 64-68 | 783 | 780 | 3 | 41,42 | 1,41 | Equilíbrio |
| RDE _{total} = 29,3854 | | | | | | |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 58: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Negrinho.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.5. Rio da Areia

O rio da Areia nasce em Itaiópolis e percorre cerca de 41,24 km até desaguar no rio Negrinho no município de Mafra. Ao longo de sua extensão foram calculados índices de gradiente (RDE) para 11 trechos, com 6 destes resultando em anomalias de 2ª ordem, 1 com anomalia de 1ª ordem e outros 4 em equilíbrio (Tabela 7).

O trecho 16-20 km foi o único classificado como anomalia de 1ª ordem, principalmente em razão de apresentar um desnível de aproximadamente 30 m no perfil longitudinal, marcado pela ocorrência de um *knickpoint* (Figura 59). Neste ponto, o rio passa de uma anomalia positiva por estar acima da linha de melhor ajuste para uma anomalia negativa, porém, próximo de estar em equilíbrio. Esta feição encontra-se aproximadamente no centro da Formação Taciba e provavelmente é resultado da ação de uma falha normal. No perfil longitudinal do rio da Areia é identificado outro possível *knickpoint* menos expressivo que o anterior, no trecho 12-16 km classificado como anomalia de 2ª ordem. Destaca-se que apesar do segmento 12-16 km abranger a área de passagem da Formação Rio

Bonito para a Formação Taciba, a ruptura identificada neste trecho encontra-se cerca de 3 km a partir dessa transição.

De acordo com a inclinação média dos trechos e com a linha de melhor ajuste, foram demarcadas três porções distintas no perfil do rio da Areia, uma soerguida, uma abatida e uma em transição entre as duas anteriores. Os dois *knickpoints* identificados no perfil delimitam a zona de transição e localizam-se dentro da Formação Taciba, enquanto os trechos soerguido e abatido são demarcados pelas porções em que o perfil encontra-se respectivamente acima e abaixo da linha de melhor ajuste do rio da Areia.

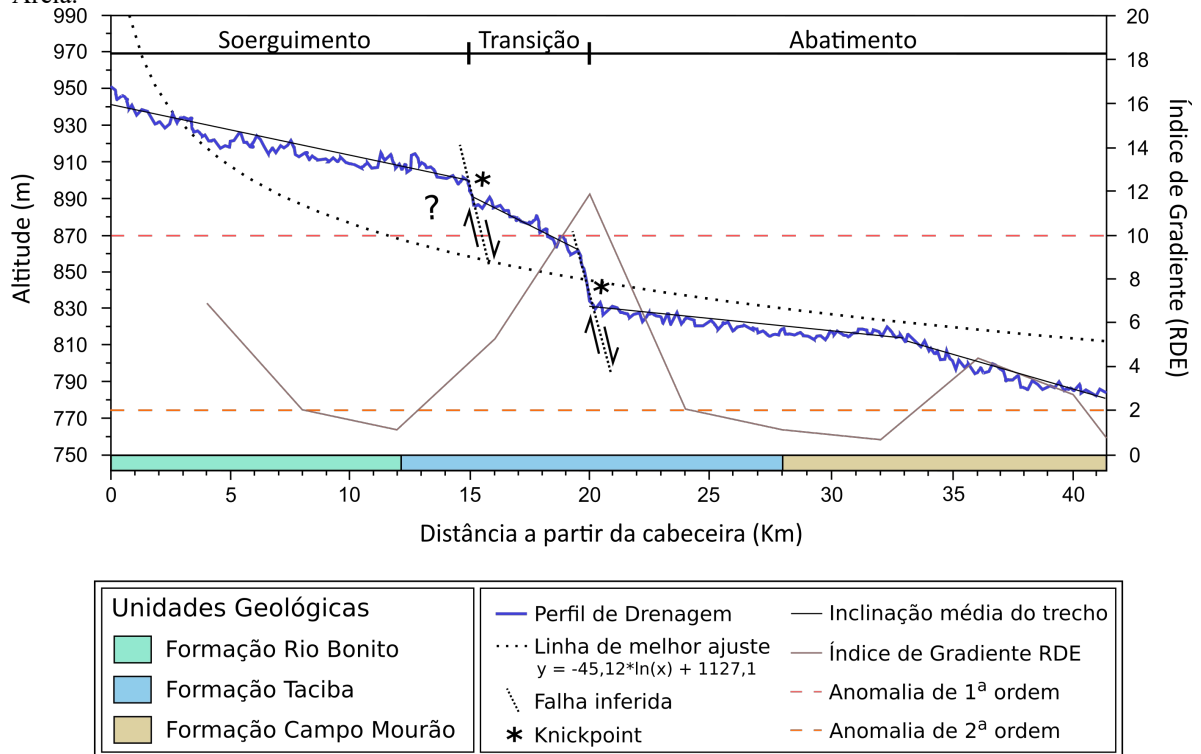
Tabela 7: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Areia.

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 952 | 922 | 30 | 309,33 | 6,85 | 2ª ordem |
| 4-8 | 922 | 913 | 9 | 92,8 | 2,05 | 2ª ordem |
| 8-12 | 913 | 908 | 5 | 51,55 | 1,14 | Equilíbrio |
| 12-16 | 908 | 885 | 23 | 237,15 | 5,25 | 2ª ordem |
| 16-20 | 885 | 833 | 52 | 536,17 | 11,87 | 1ª ordem |
| 20-24 | 833 | 824 | 9 | 92,8 | 2,05 | 2ª ordem |
| 24-28 | 824 | 819 | 5 | 51,55 | 1,14 | Equilíbrio |
| 28-32 | 819 | 816 | 3 | 30,93 | 0,68 | Equilíbrio |
| 32-36 | 816 | 797 | 19 | 195,91 | 4,34 | 2ª ordem |
| 36-40 | 797 | 785 | 12 | 123,73 | 2,74 | 2ª ordem |
| 40-41,23 | 785 | 784 | 1 | 33,26 | 0,74 | Equilíbrio |

RDE_{total} = 45,1674

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 59: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio da Areia.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.6. Rio Bituva

O rio Bituva com 88,6 km de extensão nasce no município de Itaiópolis e percorre toda a divisa entre os municípios de Mafra e Rio Negrinho até desaguar no rio Negro, entre os estados de Santa Catarina e Paraná. Foram calculados índices de gradiente (RDE) em 22 trechos, dos quais 11 apresentaram anomalia de 2ª ordem, 3 apresentaram anomalia de 1ª ordem e outros 8 estavam em equilíbrio (Tabela 8).

Três segmentos (20-24, 44-48 e 80-84 km) tiveram interferência dos picos gerados no perfil de drenagem e por isso não foram considerados como trechos anômalos. Além destes, os trechos 32-36 e 64-68 km apesar de terem índice de gradiente (RDE) com valor de anomalia de 2ª ordem, apresentaram valores próximos de 2, mínimo para ser considerado uma anomalia de 2ª ordem, e uma diferença de apenas 3 m entre a cota inicial e final. Dessa forma, apenas um metro a menos já seria o suficiente para não considerá-los trechos anômalos. Considerando a ocorrência frequente dos picos nos perfis e a precisão de uma cota retirada de um MDE, esses trechos podem não ser realmente anômalos como indica o índice de gradiente (RDE). Os segmentos 16-20 e 52-56 km encontram-se na passagem das Formações Rio Bonito para Taciba e da Formação Taciba para Campo Mourão,

respectivamente, e apresentam índices de gradiente com valores de anomalia de 2ª ordem causados provavelmente pela diferença de resistência entre as rochas destas formações.

As anomalias de 1ª ordem foram identificadas nos trechos 0-4, 40-44 e 84-88,6 km. Destaca-se principalmente o trecho central por apresentar também a ocorrência de um *knickpoint*, visualizado por uma queda abrupta no perfil de aproximadamente 40 m. Esse *knickpoint* marca a passagem de um setor com anomalia positiva, justamente por ter o perfil longitudinal acima da linha de melhor ajuste para um setor negativo, a partir de onde o perfil passa a estar abaixo da linha de melhor ajuste gerada para o rio Bituva (Figura 60).

Ao longo do perfil foram delimitados dois trechos, sendo um soerguido e outro abatido. Esses trechos foram marcados pela ocorrência de um *knickpoint* que separa as porções do perfil de drenagem que ocorrem acima e abaixo da linha de melhor ajuste, indicando áreas soerguidas e rebaixadas em relação ao que era esperado segundo o perfil teórico do rio. Esta feição encontra-se na Formação Taciba e provavelmente é resultado de uma falha normal, responsável por gerar um rejeito superior a 40 m.

Tabela 8: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Bituva.

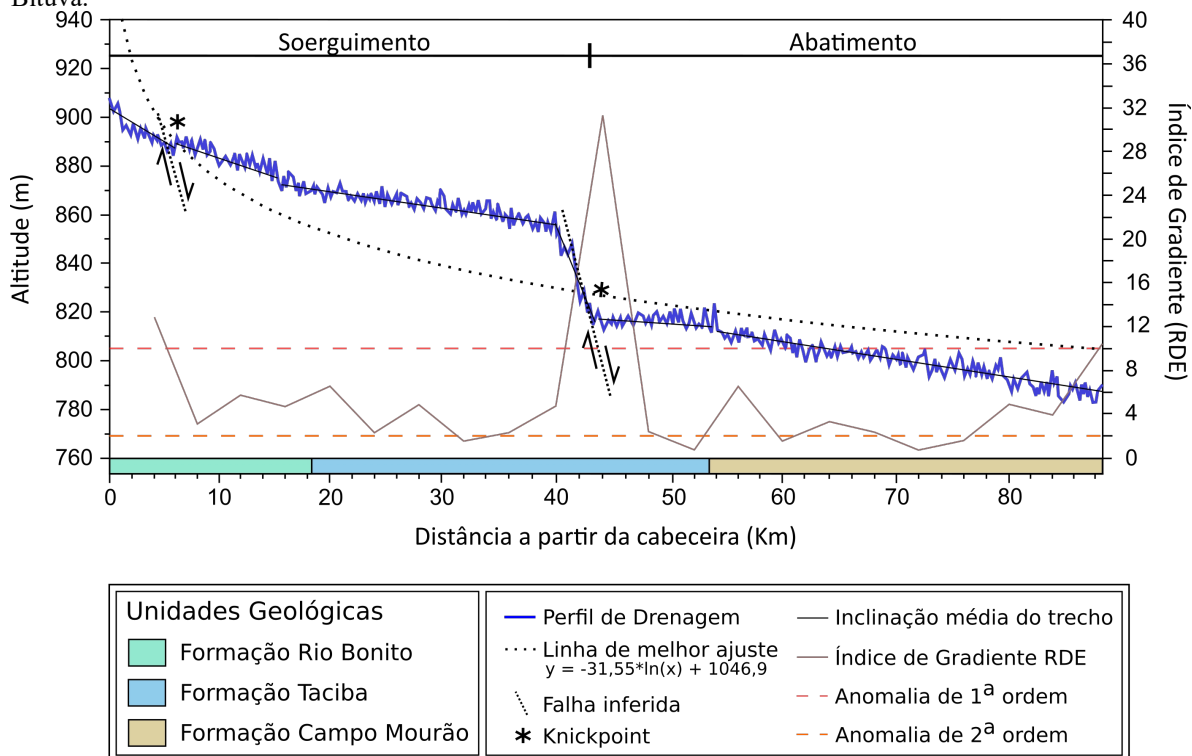
| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 908 | 892 | 16 | 354,42 | 12,82 | 1ª ordem |
| 4-8 | 892 | 888 | 4 | 88,60 | 3,20 | 2ª ordem |
| 8-12 | 888 | 881 | 7 | 155,06 | 5,61 | 2ª ordem |
| 12-16 | 881 | 875 | 6 | 132,91 | 4,81 | 2ª ordem |
| 16-20 | 875 | 867 | 8 | 177,21 | 6,41 | 2ª ordem |
| 20-24 | 867 | 870 | 3 | 66,45 | 2,40 | 2ª ordem |
| 24-28 | 870 | 864 | 6 | 132,91 | 4,81 | 2ª ordem |
| 28-32 | 864 | 862 | 2 | 44,30 | 1,60 | Equilíbrio |
| 32-36 | 862 | 859 | 3 | 66,45 | 2,40 | 2ª ordem |
| 36-40 | 859 | 853 | 6 | 132,91 | 4,81 | 2ª ordem |
| 40-44 | 853 | 814 | 39 | 863,90 | 31,24 | 1ª ordem |
| 44-48 | 814 | 817 | 3 | 66,45 | 2,40 | 2ª ordem |
| 48-52 | 817 | 818 | 1 | 22,15 | 0,80 | Equilíbrio |
| 52-56 | 818 | 810 | 8 | 177,21 | 6,41 | 2ª ordem |
| 56-60 | 810 | 808 | 2 | 44,30 | 1,60 | Equilíbrio |
| 60-64 | 808 | 804 | 4 | 88,60 | 3,20 | 2ª ordem |
| 64-68 | 804 | 801 | 3 | 66,45 | 2,40 | 2ª ordem |
| 68-72 | 801 | 800 | 1 | 22,15 | 0,80 | Equilíbrio |
| 72-76 | 800 | 798 | 2 | 44,30 | 1,60 | Equilíbrio |
| 76-80 | 798 | 792 | 6 | 132,91 | 4,81 | 2ª ordem |
| 80-84 | 792 | 797 | 5 | 110,76 | 4,01 | 2ª ordem |

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|----------|
| 84-88,6 | 797 | 784 | 13 | 287,97 | 10,41 | 1ª ordem |

RDE_{total} = 27,6527

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 60: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio Bituva.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6.7. Rio São João

O rio São João nasce no município de Itaiópolis e percorre toda a divisa entre os municípios de Mafra e Papanduva e de Mafra com Três Barras até desaguar no rio Negro. Dentre os rios analisados é o que possui maior extensão, com aproximadamente 89,4 km. Foram calculados índices de gradiente (RDE) em 23 trechos, dos quais 10 apresentaram anomalia de 2ª ordem, 2 apresentaram anomalia de 1ª ordem e outros 11 estavam em equilíbrio (Tabela 9).

Apesar do número elevado de anomalias, vários segmentos sofreram interferência dos picos gerados nos perfis (12-16, 28-32, 36-40, 48-52, 68-72, 72-76, 84-88 e 88,89,4 km), e por isso não foram interpretados como anomalias. Já os segmentos 8-12, 44-48 e 64-68 km tiveram índices muito próximos de 2 com uma diferença altimétrica baixa entre a cota inicial e final, dessa forma, com

apenas 2 m a menos na diferença altimétrica esses trechos já não seriam mais considerados anômalos. Devido à ocorrência frequente dos picos nos perfis e a precisão da cota retirada de um MDE, esses trechos podem não ser realmente anômalos, como indicado pelo cálculo do índice de gradiente (RDE).

Destaca-se que os dois primeiros trechos (0-4 e 4-8 km) apresentaram elevados índices de gradiente (RDE) classificados como anomalia de 1ª ordem (Figura 61). No segundo segmento de drenagem foi identificado a ocorrência de um *knickpoint*, que provavelmente está associado ao elevado gradiente de energia gerado pela declividade muito acentuada dos primeiros quilômetros do rio. Outro *knickpoint* foi identificado no trecho 16-20 km próximo da transição entre as Formações Rio Bonito e Palermo. Esta feição deve estar associada à ocorrência de uma falha, uma vez que a Formação Rio Bonito mais antiga ocorre a montante da ruptura em maiores altitudes, enquanto a Formação Palermo que é mais recente aflora em altitudes menores a jusante da ruptura.

De maneira geral, no rio São João foram identificados dois trechos, um soerguido e outro em equilíbrio. A transição entre esses trechos é delimitada pelo segundo *knickpoint* identificado no perfil longitudinal. A parte da drenagem que marca a divisa entre os municípios de Mafra e Três Barras se encontra em equilíbrio com a linha de melhor ajuste e passa sobre as estruturas compartimentadoras 13 e 14, interpretadas como possíveis falhas normais. Dessa forma, nas porções em que o rio São João corre sobre estas estruturas, ele encontra-se em equilíbrio por estar provavelmente encaixado no espelho das falhas representadas pelas duas estruturas. A jusante do segundo *knickpoint*, a drenagem segue em um alinhamento aproximadamente NNW até chegar na estrutura 14, com um desvio no caminho. Este desvio pode ter sido causado por uma estrutura de soerguimento forçada, como um *sill*, que não foi confirmada pelo mapa geológico.

Tabela 9: Variáveis usadas no cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São João.

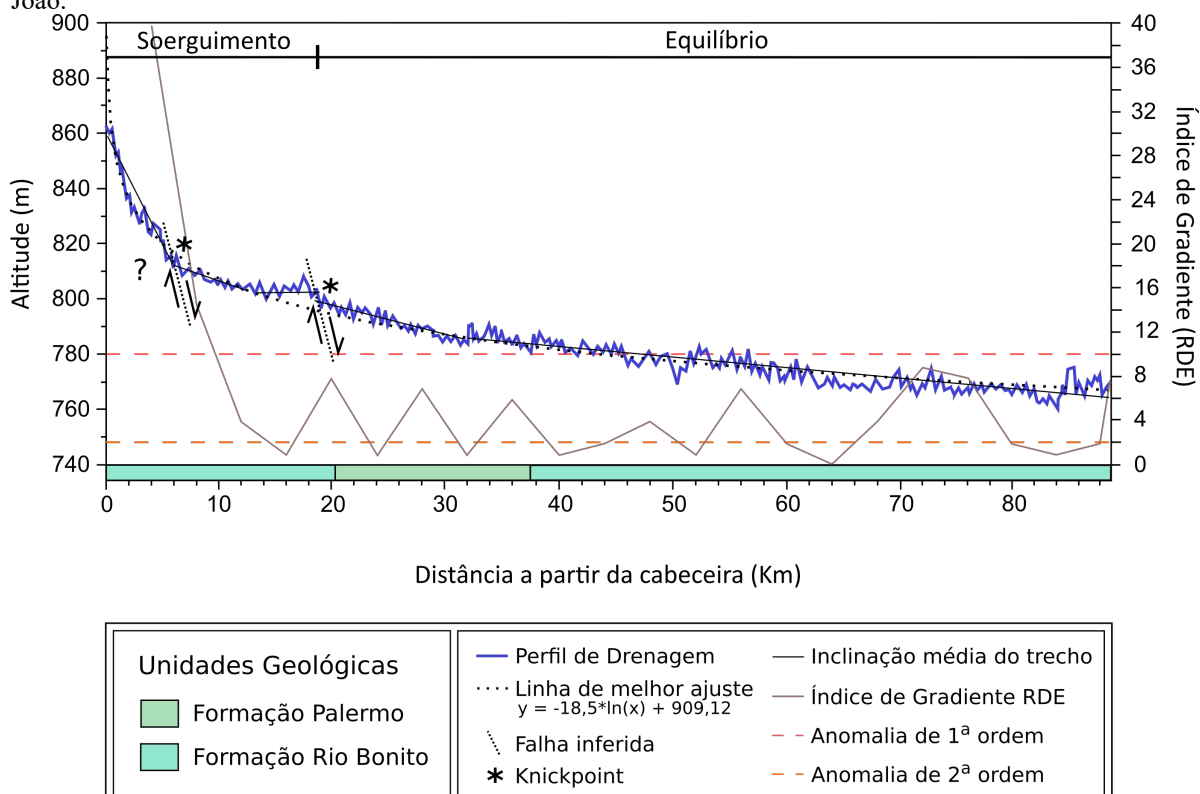
| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 0-4 | 864 | 823 | 41 | 916,51 | 39,6 | 1ª ordem |
| 4-8 | 823 | 808 | 15 | 335,34 | 14,49 | 1ª ordem |
| 8-12 | 808 | 804 | 4 | 89,43 | 3,86 | 2ª ordem |
| 12-16 | 804 | 805 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 16-20 | 805 | 797 | 8 | 178,85 | 7,73 | 2ª ordem |
| 20-24 | 797 | 796 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 24-28 | 796 | 789 | 7 | 156,49 | 6,76 | 2ª ordem |
| 28-32 | 789 | 790 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 32-36 | 790 | 784 | 6 | 134,14 | 5,8 | 2ª ordem |
| 36-40 | 784 | 785 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 40-44 | 785 | 783 | 2 | 44,71 | 1,93 | Equilíbrio |
| 44-48 | 783 | 779 | 4 | 89,43 | 3,86 | 2ª ordem |

| Distância do trecho (km) | Cota inicial (m) | Cota final (m) | Diferença altimétrica (m) | RDE _{trecho} | Índice de Gradiente RDE | Anomalia |
|--------------------------|------------------|----------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|------------|
| 48-52 | 779 | 780 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 52-56 | 780 | 773 | 7 | 156,49 | 6,76 | 2ª ordem |
| 56-60 | 783 | 771 | 2 | 44,71 | 1,93 | Equilíbrio |
| 60-64 | 779 | 771 | 0 | 0 | 0 | Equilíbrio |
| 64-68 | 780 | 767 | 4 | 89,43 | 3,86 | 2ª ordem |
| 68-72 | 767 | 776 | 9 | 201,21 | 8,69 | 2ª ordem |
| 72-76 | 776 | 768 | 8 | 178,85 | 7,73 | 2ª ordem |
| 76-80 | 768 | 766 | 2 | 44,71 | 1,93 | Equilíbrio |
| 80-84 | 766 | 765 | 1 | 22,36 | 0,97 | Equilíbrio |
| 84-88 | 765 | 767 | 2 | 44,71 | 1,93 | Equilíbrio |
| 88-89,4 | 767 | 760 | 6 | 134,14 | 5,8 | 2ª ordem |

RDE_{total} = 23,1451

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 61: Perfil longitudinal de drenagem e índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km do rio São João.



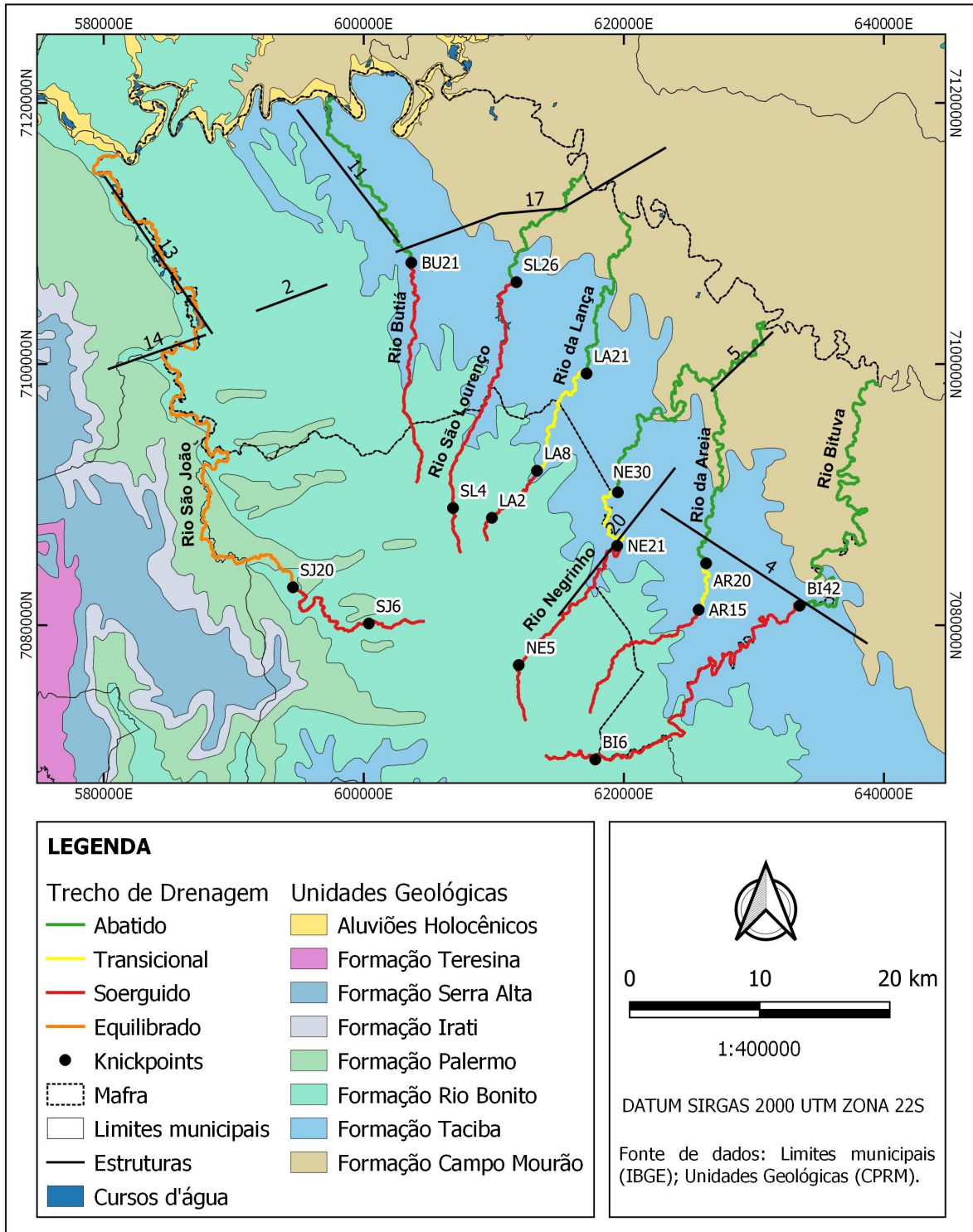
Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao analisar os resultados obtidos com os perfis longitudinais de drenagem em conjunto com o cálculo do índice de gradiente (RDE) para segmentos de 4 km de extensão e os dados litológicos do

mapa geológico do estado, verificou-se que em todas as drenagens foram encontrados *knickpoints* e trechos com anomalias de 1ª e/ou 2ª ordem. Parte dessas anomalias estavam localizadas em zonas de transição entre formações geológicas ou próximas delas, reforçando a possibilidade de que estas sejam causadas pela diferença de resistência de rochas. Apesar de muitas anomalias terem sido identificadas em áreas que não correspondem a transição entre formações, ainda ocorre a possibilidade de que a causa de outras tantas seja a diferença de resistência entre litotipos distintos, nestes casos pertencentes a mesma formação. Deve ser ressaltado que ocorre uma diversidade grande de litologias principalmente nas Formações Taciba e Campo Mourão, levando em consideração principalmente os estudos feitos na região, onde são descritos siltitos, arenitos, ritmitos, diamictitos e folhelhos. Nestes casos a escassez de informações sobre as litologias aflorantes restringe a interpretação de anomalias causadas pela diferença de resistências de rochas distintas principalmente em áreas onde ocorre mudança entre formações geológicas.

De acordo com a Figura 62, os *knickpoints* identificados nas drenagens da área de estudo ocorrem nas Formações Taciba e Rio Bonito. O *knickpoint* BU21 encontra-se próximo da inflexão do rio Butiá e da estrutura compartimentadora 17, identificada no mapa do ICR e confirmada pelos perfis topográficos complementares G-G', H-H' e K-K'. Devido a sua localização próxima de uma estrutura compartimentadora e na faixa de ocorrência de uma série de cotovelos de drenagem (ver item 4.4), é provável que esta feição tenha sido originada pela ação de falhas normais, causando o abatimento do trecho ao norte da feição. O *knickpoint* LA8 é o único que ocorre muito próximo da zona de transição entre as Formações Rio Bonito e Taciba. Dessa forma, é provável que este tenha sido gerado pela resistência desigual das rochas dessas formações, que fez com que o litotipo menos resistente fosse mais erodido pela ação da água provocando um desnível no perfil longitudinal do rio da Areia.

Figura 62: Mapa compilado com dados geológicos, situação dos trechos de drenagem, distribuição dos *knickpoints* e estruturas compartimentadoras confirmadas pelos perfis topográficos na área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Já os *knickpoints* NE30 e AR20, por sua vez, estão situados em trechos de drenagem com índices de gradiente (RDE) que indicam anomalias de 1ª ordem e encontram-se alinhados na direção NW-SE, sendo cortados por uma falha interpretada por métodos geofísicos de acordo com os dados da CPRM (2014). Assim, é provável que a ocorrência dessas rupturas estejam associadas ao deslocamento dessa falha, responsável por causar o abatimento do bloco a jusante das feições. O *knickpoint* BI42 encontra-se sobre a estrutura compartimentadora 4, responsável pela compartimentação do terreno em dois patamares com cotas altimétricas distintas. O mesmo ocorre com o NE21 que localiza-se junto à estrutura compartimentadora 20, confirmada pelos perfis topográficos complementares H-H' e I-I'. Ambas feições devem ter suas origens associadas a estas estruturas, que causaram o abatimento do trecho de drenagem a jusante delas.

Os *knickpoints* SL26 e LA21 encontram-se recuados em relação às possíveis estruturas compartimentadoras 6 e 10, respectivamente, que foram refutadas por meio dos perfis topográficos B-B', C-C' e L-L'. Assim, estes dois desníveis podem ser resultado da erosão remontante dos cursos fluviais dos rios da Areia e São Lourenço, fazendo com que houvesse a migração dos *knickpoints* a montante das bordas dos patamares, interpretados como a *front* da *cuesta*. Ressalta-se que o SL26, assim como o BI6, recebe a descarga direta de um afluente, podendo ser esta a causa da feição identificada de acordo com Guedes et al. (2006), que apontam a confluência de tributários como uma das possíveis causas de anomalias em drenagens.

Os *knickpoints* NE5, SL4 e BI6 encontram-se próximos da cabeceira dos rios Negrinho, São Lourenço e Bituva, respectivamente. Como analisado no item 4.5, estas feições sugerem a existência de uma falha, justamente por encontrarem-se aproximadamente alinhadas dentro de uma das faixas de anomalias regionais, que foram identificadas e associadas aos elevados valores de índices de gradiente (RDE), os quais indicam anomalias de 1ª ordem para esses trechos. Esta grande estrutura influencia na conformação dos trechos próximos às cabeceiras dessas drenagens, assim como em outras mais ao sul da área de estudo que também encontram-se alinhadas, indicando a possibilidade de estarem encaixadas em um espelho de falha. O *knickpoint* BI6, que se localiza um pouco menos alinhado em relação às outras duas feições e às cabeceiras das outras drenagens, recebe a descarga direta de um afluente, e assim como ocorre com o SL26, pode ter sua origem associada à confluência desse tributário.

O *knickpoint* SJ20 apesar de encontrar-se aproximadamente na área de transição entre as Formações Rio Bonito e Palermo, sugere a influência da tectônica em sua formação. No trecho a montante do rio afloram as rochas da Formação Rio Bonito (mais antiga) e a jusante afloram as rochas da Formação Palermo (mais recente). A ocorrência da formação estratigraficamente mais antiga acima

da formação mais recente sugere a ação de uma falha normal, responsável pelo abatimento do trecho a jusante da feição.

O outro *knickpoint* identificado no rio São João, SJ6, localiza-se em um trecho com elevado índice de gradiente (RDE), classificado como anomalia de 1ª ordem. Esta feição foi identificada principalmente pela mudança na inclinação média do curso e tem sua origem associada a elevada inclinação do terreno onde encontra-se a drenagem, gerando conseqüentemente um alto gradiente de energia no fluxo do rio. Por fim, os *knickpoints* AR15 e LA2 foram interpretados nos perfis de drenagem como originados possivelmente pela ação de falhas normais. Entretanto, não apresentam associação com nenhuma estrutura compartimentadora, assim como não encontram-se em área de transição entre formações geológicas ou de confluência de tributário. Dessa forma, torna-se um pouco incerto interpretar a possível causa de suas origens.

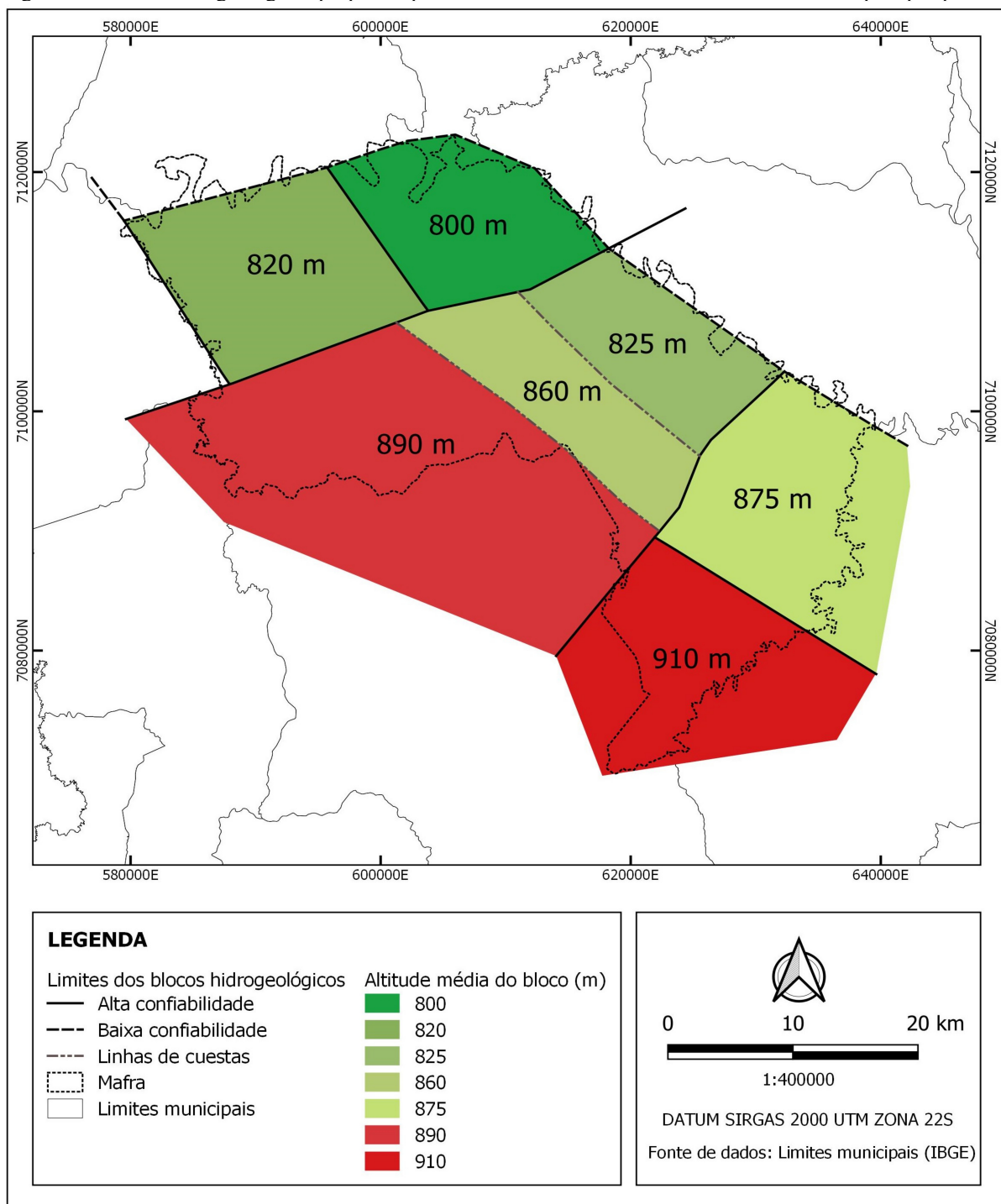
De modo geral, ao analisar os perfis longitudinais de drenagem é possível perceber que em áreas de transição entre formações geológicas, os perfis costumam apresentar uma mudança sutil em seu curso e na inclinação do trecho médio, diferente do que é verificado na maioria dos *knickpoints* que apresentam um desnível abrupto. Essa alteração gradual no perfil pode ser observada principalmente nos rios Butiá, São Lourenço, Bituva e São João.

Ressalta-se que para a confirmação ou refutação das hipóteses sobre as causas dos *knickpoints*, é necessário a verificação dessas feições em campo. Somado a isso, faz-se necessário também a coleta de dados, tanto estruturais como estratigráficos, que permitam dar maior confiabilidade aos resultados.

4.7. BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS

A partir dos dados apresentados neste trabalho sugere-se a ocorrência de 5 possíveis blocos hidrogeológicos compartimentando a área de estudo (Figura 63). O nível de confiabilidade das estruturas compartimentadoras varia de acordo com a consistência dos resultados obtidos neste trabalho. Além da delimitação dos blocos foram estimadas as altitudes médias de nível de base em relação principalmente aos perfis topográficos complementares.

Figura 63: Blocos hidrogeológicos propostos para a área de estudo conforme resultados obtidos pela pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em relação aos blocos hidrogeológicos propostos para o município de Mafra, destaca-se que as estruturas observadas a partir dos perfis longitudinais de drenagens e também verificadas com o auxílio dos perfis topográficos a partir do ICR, assim como os lineamentos, o mapa hipsométrico e as

anomalias identificadas nas drenagens contribuíram para evidenciar a importância principalmente das direções NE-SW e NW-SE, tendências concordantes com as encontradas por Zalán et al. (1990) e Soares et al., (2007), no controle lito-estrutural imposto nas rochas das Formações Campo Mourão, Taciba e Rio Bonito. Como já comentado, as estruturas NW-SE, responsáveis por separar os três patamares contidos no bloco hidrogeológico central são aproximadamente concordantes com a área de transição entre as formações geológicas mapeadas na área de estudo.

Associado a isso, em alguns perfis topográficos que atravessam perpendicularmente esses patamares é possível observar a ocorrência de feições que indicam a ocorrência de um relevo de *cuestas*. O mergulho dos níveis de base dos vales aproximadamente paralelos à direção de mergulhos das camadas é um dos fatores que reforçam a ocorrência dessa forma de relevo na área de estudo. Estas feições são identificadas principalmente no limite dos patamares centrais, sobretudo entre os patamares com cotas de 825 m, 860 m e 890 m, que ocorrem associados à área de transição das Formações Campo Mourão para Taciba e Taciba para Rio Bonito. Dessa forma, a ação da tectônica na transição entre esses patamares pode não ser tão confiável como ocorre com o restante das estruturas interpretadas, considerando que o fator determinante para o desenvolvimento deles seja a diferença entre a resistência das rochas.

Para a confirmação de tais estruturas seria necessário dados adicionais de campo, tanto estruturais como estratigráficos. Contudo, devido a grande extensão territorial da área de estudo a coleta desses dados torna-se pouco viável, sendo necessário e eficaz aplicar métodos relacionados ao Sistema de Informações Geográficas (SIG) para a realização de tal pesquisa, conforme os resultados que aqui foram apresentados.

5. CONCLUSÕES

A análise realizada com os lineamentos negativos nas quatro escalas utilizadas neste estudo (1:50000, 1:100000, 1:250000 e 1:500000) evidenciam o predomínio de feições lineares com direções NE-SW e NW-SE e também ENE-WSW e N-S, tanto em relação à frequência quanto para comprimentos. Conforme ocorre com os lineamentos, as estruturas identificadas a partir do mapa do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) apresentaram direções predominantes ENE-WSW e subordinadamente NE-SW e NW-SE. Mesmo as estruturas interpretadas no mapa do ICR que não foram confirmadas como compartimentadoras de relevo, geralmente estão associadas a vales mais dissecados nos perfis topográficos e também seguem o *trend* principal NW-SE.

Em relação aos parâmetros físico-químicos, foi identificado um poço com valor anômalo de pH (9,13), vinculado a uma soleira do Grupo Serra Geral e outro, com condutividade elétrica de 2210 $\mu\text{S}/\text{cm}$, provavelmente reflexo das atividades industriais presentes em seu entorno e a prováveis problemas de selo sanitário. Os demais poços apresentam valores de pH que variaram de 5,40 a 8,90, de CE variando entre 120 a 622 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e de temperatura entre 16,90 e 24,00°C. De maneira geral, os valores dos três parâmetros distribuíram-se regularmente pela área de estudo, de forma que não foi possível verificar a existência de compartimentações no terreno por meio da distribuição dos valores dos parâmetros físico-químicos.

De acordo com as análises realizadas, a dissecação geomorfológica é um dos fatores responsáveis por mascarar o mapeamento de feições lineares com direção NW-SE em escala 1:500000, ao contrário do ocorrido com as escalas maiores. A dissecação afeta o mapeamento de feições com esta direção de modo que gera um aspecto recortado nas bordas dos patamares, causado principalmente pelo recuo dos *knickpoints*, dificultando a identificação da continuidade de lineamentos mapeados em escalas maiores. As drenagens tendem a buscar o equilíbrio em seu perfil longitudinal, e dessa forma, ao ocorrer uma perturbação em seu perfil que cause um desajuste, como uma ruptura gerada por uma falha, a drenagem tenderá a buscar o equilíbrio, que no caso da área de estudo trata-se da migração dos *knickpoints* para montante, as quais se aproveitam da diferença de resistência das litologias das formações geológicas nas bordas dos patamares geomorfológicos.

Foram identificadas anomalias de drenagem como trechos retilíneos, curvas anômalas, drenagens colineares e inflexões abruptas em todos os principais rios da área de estudo e em alguns de seus afluentes. Estas anomalias de drenagem mostraram franca correlação com as estruturas interpretadas no mapa do Índice de Concentração de Rugosidade (Figura 33) e confirmadas pelos perfis topográficos interpretados (F-F', G-G', H-H', I-I', J-J', K-K').

De modo geral, tanto os perfis de drenagem quanto os perfis topográficos, apontam constantemente para a ocorrência de um controle estrutural na área de estudo exercido pela ação de

falhas normais, as quais seriam responsáveis pela diferença nas altitudes dos patamares. Apesar de ocorrer um controle estrutural gerado por falhas normais, vale destacar que as estruturas NW-SE, associadas às bordas dos três patamares centrais são aproximadamente concordantes com a área de transição entre as formações geológicas que ocorrem na região. Dessa forma, a transição entre esses patamares parece não estar associada à tectônica, mas sim a diferença entre a resistência de rochas das Formações Campo Mourão, Taciba e Rio Bonito. Nestes patamares é possível identificar a inclinação do nível de base em direção a oeste, concordante com a direção de mergulho das camadas, que evidenciam a influência das litologias nessas áreas, responsáveis por gerar feições morfológicas de um relevo de *cuesta*, típico de bordas de bacias sedimentares

Apesar da necessidade de verificação dessas feições em campo com a coleta de dados adicionais que permitam confirmar os resultados aqui propostos, é possível perceber a importância das direções NW-SE e NE-SW na estruturação do relevo local. Seja por meio do desenvolvimento das drenagens, da conformação dos vales e cristas, da disposição das formações geológicas e da ocorrência de estruturas, estas direções são as que apresentam maior influência na área de estudo e indicam a existência de um controle lito-estrutural, que condiciona blocos hidrogeológicos no município de Mafra.

Por fim, através dos resultados propiciados pelas análises em drenagens, do índice de concentração de rugosidade, do mapa hipsométrico, da interpretação de perfis topográficos e estruturas lineares, foi possível o reconhecimento e a delimitação de 5 blocos hidrogeológicos em que o município de Mafra encontra-se inserido.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em alguns poços visitados em campo, não foi possível realizar a medição dos parâmetros físico-químicos devido os mesmos encontrarem-se lacrados por apresentarem elevados teores de ferro na água. Em análises realizadas em lâminas petrográficas que acabaram por não serem usadas neste trabalho, foi constatado a ocorrência comum e, em alguns casos, abundante de cimento de ferro, o que dá suporte aos registros de poços com teores elevados de ferro na água, os quais necessitam de tratamento para consumo, como também é relatado por Machado (2014). A ocorrência de teores elevados desse elemento verificada durante a coleta de dados de campo, acarreta em uma coloração amarelada da água, como relatado pelos proprietários. Dessa forma, sugere-se um estudo futuro que busque analisar os fatores que influenciam na ocorrência de ferro, uma vez que seria de suma importância entender de que forma ocorre a distribuição e o que a controla, para que menos poços que futuramente seriam lacrados fossem perfurados.

Destaca-se também a escassa disponibilidade de dados e a dificuldade em consegui-los, como os que estão disponíveis no SIAGAS. As informações acerca dos poços perfurados no município não foram fornecidas pelas empresas perfuradoras contatadas. Infelizmente, a falta dessas informações muitas vezes impossibilita a realização de estudos que possam agregar no conhecimento ou aprofundamento do que se sabe do aquífero, prejudicando a todos que pudessem usufruir dessas informações no futuro. A disponibilidade de dados por parte de empresas perfuradoras é indispensável para que pesquisas relacionadas às águas subterrâneas possam ser realizadas. Entretanto, vale também destacar a disponibilidade e prontidão dos moradores e participantes de associações de comunidades que permitiram acesso aos poços e contribuíram para a realização desta pesquisa.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. DA C. Projeto A borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica, relatório final. 1986.

ALMEIDA, F. F. M. D. Relevo de “cuestas” na bacia sedimentar do Rio Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 0, n. 3, p. 21–33, 1949.

ALVES, F. C. **Análise morfoestrutural das bacias dos rios Paraíba e Mamanguape (PB), com base em MDE-SRTM e imagem PALSAR/ALOS-1.**

AMARAL, L. C. **Blocos hidrogeológicos do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral em Santa Catarina.** Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia—Florianópolis, SC: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas., 2018.

ANDRADES FILHO, C. DE O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD.** Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto—São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010.

ARAB, P. B.; PERINOTTO, J. A. DE J.; ASSINE, M. L. GRUPO ITARARÉ (P - C DA BACIA DO PARANÁ) NAS REGIÕES DE LIMEIRA E PIRACICABA - SP: CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DAS LITOFÁCIES. **Geociências (São Paulo)**, v. 28, n. 4, p. 501–521, 1 jan. 2009.

ARAÚJO, C. C. DE; YAMAMOTO, J. K.; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 24, n. 1–2, p. 25–41, 1 dez. 2003.

ATHAYDE, G. B.; HORACIO PEREIRA, J.; NAKANDAKARE, K. C.; GUARDA, M. C.; RAZERA FILHO, A.; AMÂNCIO DE SOUZA, A.; VALASKI, Z. **Diretrizes da Senepar na prospecção e monitoramento de Aquíferos no estado do Paraná.** In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E XVII ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS. Maranhão: 2010

CAMPOS, H. C. N. S. Águas subterrâneas na Bacia do Paraná. **Geosul**, v. 19, n. 37, p. 47–65, 1 jan. 2004.

CANUTO, J. R. **Origem dos diamictitos e de rochas associadas do subgrupo Itararé, no Sul do Estado do Paraná e Norte do Estado de Santa Catarina.** text—[s.l.] Universidade de São Paulo, 15 out. 1985.

CANUTO, J. R.; SANTOS, P. R. D.; ROCHA-CAMPOS, A. C. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DO SUBGRUPO ITARARÉ (NEOPALEOZÓICO) NO LESTE DA BACIA DO PARANÁ, NAS REGIÕES SUL DO PARANÁ E NORTE DE SANTA CATARINA. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 107–116, 2001.

CARDOSO, F.; ROBERTO DE OLIVEIRA, F.; VARELLA NETO, P. L.; PAZ, R. N. Mapa dos domínios hidrogeológicos de Santa Catarina: Uma ferramenta para gestão das águas subterrâneas do estado. v. 0, 1 jan. 2007.

CHORLEY, R. Horton, R.E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56, 2 75-3 70. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 19, n. 4, p. 533–554, 1 dez. 1995.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. [s.l: s.n.]. Disponível em: <<http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=FCL.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=004131>>. Acesso em: 5 dez. 2016.

CLEARY, R. W. **Águas Subterrâneas**. Tampa: Marques-Saraiva, 2007. v. 1.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2014. Escala 1:500.000.

CROSBY, B.; WHIPPLE, K. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, p. 16–38, 1 dez. 2006.

DESCOVI FILHO, L. L. V. **Geomorfoestruturas e compartimentação tectônica do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral no Estado de Santa Catarina, Brasil**. Tese (Doutorado) —Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2015.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43–56, 1 out. 2004.

EZAKI, S. ODA, G. H.; IRITANI, M. A.; VEIGA, C.; STRADIOTO, M. R. Hidroquímica dos aquíferos Tubarão e Cristalino na região de Indaiatuba-Rafard, Estado de São Paulo. **Pesquisas em Geociências**, v. 41, n. 1, p. 65–79, 27 abr. 2014.

FEITOSA, E. C.; MANOEL FILHO, J. (EDS.). **Águas Subterrâneas: conceitos e aplicações**. 1. ed. Fortaleza: CPRM - LABHID/UFPE, 1997.

FEITOSA, F. A. C. et al. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3 edição, Revisada e Ampliada ed. Rio de Janeiro: CPRM : LABHID, 2008.

FILHO, V. O.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC - Seção Geológica Clássica do Continente Gondwana no Brasil. In: **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília - DF: CPRM, 2009. p. 515.

FIRMINO, I.; SOUZA FILHO, E. ANÁLISE DE PADRÕES E DE ANOMALIAS DE DRENAGEM DA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO TIBAGI (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, 31 mar. 2017.

FITTS, C. R. **Águas Subterrâneas**. 2. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015.

FLORES, D. M.; OLIVEIRA, D. DE. Aplicação do índice de concentração de rugosidade (ICR) para análise de bacias hidrográficas e para traçado de lineamentos estruturais. v. 20, n. 3, p. 125–139, 29 dez. 2016.

FONSECA, B.; AUGUSTIN, R. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE BACIAS DE DRENAGEM E SUA RELAÇÃO COM A ESTRUTURA GEOLÓGICA NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL-MG / Morphometric analysis of drainage basin and its relationship with the geological structure, Serra do Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, 18 ago. 2014.

FORNACIARI, F. A. **Resposta da rede de drenagem à movimentação tectônica na Bacia do Rio São José (ES)**. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geografia—Vitória, ES: Universidade Federal do Espírito Santo, 2009.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. ESTRATIGRAFIA, AMBIENTE DEPOSICIONAL E ANÁLISE DE RESERVATÓRIO DO GRUPO ITARARÉ (PERMOCARBONÍFERO), BACIA DO PARANA (PARTE 1). v. 2, n. 2/4, p. 147–191, dez. 1988.

FRANTZ, L. C. AVALIAÇÃO DO ÍNDICE DE VULNERABILIDADE DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NO PERÍMETRO URBANO DA CIDADE DE SANTA ANA DO LIVRAMENTO RS. p. 87, 1 jul. 2005.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. [s.l.] Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1979.

FUJITA, R. H.; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; LUIZ DOS SANTOS, M.; ETCHEBEHERE, M. L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597–603, 1 dez. 2011.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. R. ANÁLISE DE PERFIS LONGITUDINAIS DE DRENAGENS DA BACIA DO RIO SANTO ANASTÁCIO (SP) PARA DETECÇÃO DE POSSÍVEIS DEFORMAÇÕES NEOTECTÔNICAS. **Revista Geociências - UNG-Ser**, v. 5, n. 1, p. 75–102, 2006.

HACK, J.T. (1973) Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. **Journal Research of United States Geological Survey**, 1, 421-429.

HOWARD, A. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. **AAPG Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1967.

IBGE, (ED.). **Manual técnico de geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

JATOBÁ, L.; LINS, R. C. **Introdução à Geomorfologia**. 5. ed. Recife, PE: Bagaço, 2008.

KIANG, C. H.; TEIXEIRA, A. J.; VIDAL, A. C. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS DAS REGIÕES DOS MUNICÍPIOS DE MOGI MIRIM, MOGI GUAÇU E ITAPIRA NO ESTADO DE SÃO PAULO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, p. 63–73, 2003.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**, 2002.

MACHADO, J. L. F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. Tese (Doutorado)—Porto Alegre: Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2005.

MACHADO, J. L. F. **Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2013.

MAFRA, 2010. **Elaboração do Plano de Saneamento Básico do município de Mafra**. Sanetal Engenharia e Consultoria. Disponível em: http://antigo.mafra.sc.gov.br/arquivosdb/basico1/0.646216001346264889_relatorio_final_plano_municipal_de_saneamento.pdf. Acesso em: 29/01/2021.

MEDEIROS, R. A. & THOMAZ, F. A. **Fácies e Ambientes Depositionais da Formação Rio Bonito**. In: Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, SE. Anais..., SGB, vol. 3, p. 3-12, 1973.

MENDES, T. et al. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, 1 dez. 2006.

MILANI, E.; MELO, J. H. G.; ALVES DE SOUZA, P.; FERNANDES, L. A. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobras**, v. 15, p. 265–287, 1 jan. 2007.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequências e hierarquia estratigráfica da bacia do Paraná (Ordoviciano ao Cretáceo), sul do Brasil. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 29, n. 0, p. 125–173, 1 jan. 1998.

MORELATTO, R. **Bacia do Paraná – Sumário Geológico e Setores em Oferta**, Rodada Brasil, 15, ANP, p. 18, 2017.

NANNI, A. S. **O Flúor em águas do Sistema Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico**. Tese (Doutorado)—Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

NEVES, M. A.; MORALES, N.; PEREIRA, S. Y.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Análise das informações disponíveis sobre poços tubulares profundos e seu uso no diagnóstico da variação temporal do nível d'água e da produtividade dos aquíferos da bacia do rio Jundiá (SP). In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13, 2004, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: Associação Brasileira de Água Subterrânea, 2004, CD-ROOM.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. p. 8, 1976.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1978.

PORTELA FILHO, C. V. et al. Compartimentação magnética-estrutural do Sistema Aquífero Serra Geral e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 369–381, 2005.

REDE GUARANI/SERRA GERAL. **Blocos hidrogeológicos, vulnerabilidade natural e risco à contaminação do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral em Santa Catarina**. Florianópolis, SC: UFSC, 2020. Disponível em: <<https://hidrogeologia.ufsc.br/publicacoes/saigsg/>>. Acesso em: 8 mar. 2020.

REIS, E. A.; REIS, I. A. **Análise Descritiva de Dados**, 2002. Disponível em: <<http://www.est.ufmg.br/portal/arquivos/rts/rte0202.pdf>>

ROCHA, G. et al. MAPA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 0, 1 jul. 2006.

SAAD, A. R. **Estratigrafia do subgrupo Itararé no centro e sul do estado de São Paulo**. Tese (Doutorado)—[s.l.] Universidade de São Paulo, 19 jul. 1977.

SALAMUNI, R.; FILHO, P. L. M.; SOBANSKI, A. CONSIDERAÇÕES SOBRE TURBIDITOS DA FORMAÇÃO ITARARÉ (CARBONÍFERO SUPERIOR), RIO NEGRO - PR. e MAFRA - SC. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 15, n. 1, p. 5–31, 1966.

SAMPAIO, T. V.; AUGUSTIN, R. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DA RUGOSIDADE: UMA NOVA PROPOSTA METODOLÓGICA PARA O MAPEAMENTO E QUANTIFICAÇÃO DA DISSECAÇÃO DO RELEVO COMO SUBSÍDIO A CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA / Roughness concentration index: a new methodology for quantification and mapping of. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, 23 abr. 2014.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem - uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente - ES**. Tese (Doutorado)—Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), 2008.

SANTOS, A. C. Noções de Hidroquímica. In: **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 3 ed, revisada e ampliada ed. Rio de Janeiro: CPRM : LABHID, 2008. p. 812.

SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S. M. DE A. Proposta de alinhamentos estruturais para um esboço geotectônico de Santa Catarina. **Geosul**, v. 4, n. 8, p. 78–91, 1 jan. 1989.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná**. Anais do XXVII Congresso. **Anais...** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. (2000). *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University. 290 p.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335–367, 1 mar. 1983.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; BETTÚ, D. F.; HOLZ, M. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ: A QUESTÃO DOS LINEAMENTOS E SUA INFLUÊNCIA NA DISTRIBUIÇÃO DO SISTEMA AQUIFERO GUARANI. **Geociências (São Paulo)**, v. 26, n. 4, p. 297–311, 2007.

SORDI, M. V. DE. **Rearranjo fluvial como mecanismo de evolução do relevo em escarpas de margem passiva: Serra Geral Catarinense, sul do Brasil**. Tese (Doutorado)—Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), 3 abr. 2018.

SOUZA, A. DE O.; FILHO, A. P. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no quaternário. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 20, n. 3, p. 636–656, 7 dez. 2016.

SUSS, J.; VESELY, F.; CATHARINA, A. S.; ASSINE, M. O GRUPO ITARARÉ (NEOCARBONÍFERO-EOPERMIANO) ENTRE PORTO AMAZONAS (PR) E MAFRA (SC): SEDIMENTAÇÃO GRAVITACIONAL EM CONTEXTO MARINHO DELTAICO COM INFLUÊNCIA GLACIAL. **Geociências**, v. 33, p. 701, 1 dez. 2014.

TAVARES, B. S. **QUALIDADE DE ÁGUA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO UNA - PERNAMBUCO**. Tese (Doutorado)—Recife, PE: Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2014.

UNESC; NUPEA. **Plano de Gestão e Gerenciamento da Bacia do Rio Araranguá - Zoneamento da Disponibilidade e da Qualidade Hídrica**. Criciúma: SDM/SDA, 1997.

VIDAL, A. C.; ROSTIROLLA, S. P.; KIANG, C. H. ANÁLISE DE FAVORABILIDADE PARA A EXPLORAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NA REGIÃO DO MÉDIO TIETÊ, ESTADO DE SÃO PAULO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 475–481, 2005.

WEINSCHÜTZ, L. C.; CASTRO, J. C. DE. Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Mafra (intervalo médio) na região de Rio Negro/PR - Mafra/SC, borda leste da bacia do Paraná. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 57, n. 3, p. 151–156, set. 2004.

WEINSCHÜTZ, L. C. [UNESP. **Estratigrafia de seqüências do Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) na região de Rio Negro (PR) - Mafra (SC)**]. Tese (Doutorado)—Rio Claro - SP: Universidade Estadual Paulista - UNESP, 30 nov. 2006.

WISE, D. U.; FUNICIELLO, R.; PAROTTO, M.; SALVINI, F. Topographic lineament swarms: Clues to their origin from domain analysis of Italy. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, n. 7, p. 952–967, 7 jan. 1985.

ZALÁN, P. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 1, p. 441–477, 1 jan. 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. C.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). **Interior Cratonic Basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708. 1990.

**APÊNDICE A – INFORMAÇÕES BÁSICAS DOS POÇOS VISITADOS EM CAMPO E
CADASTRADOS NO SIAGAS NO MUNICÍPIO DE MAFRA-SC.**

| Código do poço | Fonte dos dados | UTMN | UTME | pH | Condutividade Elétrica (µS/cm) | Temperatura (°C) |
|----------------|-----------------|---------|--------|------|--------------------------------|------------------|
| 4300018359 | SIAGAS | 7110911 | 620681 | 6,40 | 331,00 | 19,00 |
| 4300018360 | SIAGAS | 7109528 | 620581 | 6,90 | 207,00 | 22,00 |
| 4300018362 | SIAGAS | 7110599 | 615274 | 7,00 | 120,00 | 21,00 |
| 4300018364 | SIAGAS | 7107040 | 594573 | 7,90 | 250,00 | 22,00 |
| 4300018365 | SIAGAS | 7109721 | 592828 | 7,30 | 208,00 | - |
| 4300018366 | SIAGAS | 7109675 | 595600 | 6,60 | 179,00 | 19,00 |
| 4300018367 | SIAGAS | 7105409 | 603775 | 7,10 | 217,00 | 21,00 |
| 4300018368 | Coleta em campo | 7097943 | 605569 | 7,60 | 250,00 | 19,00 |
| 4300018369 | SIAGAS | 7102575 | 599577 | 6,60 | 142,00 | 18,00 |
| 4300018370 | SIAGAS | 7094997 | 591054 | 6,90 | 273,00 | 20,00 |
| 4300018371 | SIAGAS | 7095296 | 596819 | 7,10 | 227,00 | 19,00 |
| 4300018372 | Coleta em campo | 7105863 | 602044 | 7,40 | 275,00 | 22,10 |
| 4300018373 | SIAGAS | 7105905 | 602057 | 7,00 | 575,00 | 17,00 |
| 4300018374 | SIAGAS | 7101903 | 595547 | 8,90 | 622,00 | 18,00 |
| 4300018375 | SIAGAS | 7101503 | 595125 | 8,60 | 420,00 | 18,00 |
| 4300018379 | Coleta em campo | 7101829 | 619984 | 7,70 | 225,00 | 20,50 |
| 4300018380 | Coleta em campo | 7105129 | 618021 | 7,60 | 2.210,00 | 21,70 |
| 4300018382 | SIAGAS | 7109027 | 619121 | 7,50 | 327,00 | 20,00 |
| 4300018383 | SIAGAS | 7108894 | 618861 | 5,80 | 261,00 | 20,00 |
| 4300018384 | SIAGAS | 7101176 | 620675 | 7,30 | 438,00 | 19,00 |
| 4300018385 | SIAGAS | 7111450 | 619801 | 6,50 | 301,00 | 21,00 |
| 4300018386 | SIAGAS | 7110915 | 619407 | 6,50 | 252,00 | 19,00 |
| 4300018387 | SIAGAS | 7110249 | 619288 | 5,40 | 139,00 | 20,00 |
| 4300018388 | SIAGAS | 7108975 | 618846 | 6,20 | 212,00 | 21,00 |
| 4300018389 | SIAGAS | 7109365 | 619018 | 7,00 | 231,00 | 19,00 |
| 4300018391 | SIAGAS | 7107568 | 617334 | 7,60 | 194,00 | 21,00 |
| 4300018392 | SIAGAS | 7098006 | 593450 | 7,80 | 333,00 | 20,00 |
| 4300018393 | SIAGAS | 7107291 | 617616 | 7,50 | 230,00 | 21,00 |
| 4300018394 | Coleta em campo | 7077494 | 627409 | 7,80 | 290,00 | 19,40 |
| 4300018395 | Coleta em campo | 7077325 | 627474 | 7,90 | 295,00 | 21,20 |
| 4300018396 | SIAGAS | 7111470 | 619456 | 7,60 | 278,00 | 22,00 |
| 4300019881 | SIAGAS | 7102809 | 612596 | 7,00 | 200,00 | 19,00 |
| 4300019882 | Coleta em campo | 7099056 | 611509 | 7,90 | 305,00 | 21,40 |
| 4300019883 | SIAGAS | 7098443 | 612624 | 7,30 | 398,00 | 24,00 |
| 4300019884 | SIAGAS | 7105995 | 609053 | 7,80 | 340,00 | 18,50 |
| 4300019886 | Coleta em campo | 7110836 | 592031 | 9,13 | 362,00 | 21,10 |

| Código do poço | Fonte dos dados | UTMN | UTME | pH | Condutividade Elétrica (µS/cm) | Temperatura (°C) |
|----------------|-----------------|---------|--------|------|--------------------------------|------------------|
| 4300019887 | Coleta em campo | 7119847 | 608974 | 7,80 | 227,00 | 22,00 |
| 4300019889 | SIAGAS | 7097132 | 589324 | 7,50 | 320,00 | 20,00 |
| 4300019890 | SIAGAS | 7097387 | 588226 | 7,00 | 232,00 | 22,00 |
| 4300019891 | SIAGAS | 7098418 | 624026 | 7,40 | 250,00 | 21,50 |
| 4300019892 | SIAGAS | 7095066 | 625232 | 7,00 | 265,00 | 22,00 |
| 4300019893 | Coleta em campo | 7096500 | 633283 | 7,80 | 284,00 | 21,30 |
| 4300019894 | SIAGAS | 7114550 | 601549 | 6,80 | 201,00 | 21,00 |
| 4300019895 | SIAGAS | 7112573 | 602694 | 6,20 | 300,00 | 20,50 |
| 4300019897 | Coleta em campo | 7089394 | 627813 | 8,00 | 325,00 | 22,00 |
| 4300019898 | SIAGAS | 7110220 | 620148 | 7,30 | 462,00 | 21,50 |
| 4300019900 | SIAGAS | 7109536 | 617678 | 6,90 | 182,00 | 19,00 |
| 4300019901 | Coleta em campo | 7108427 | 617856 | 7,40 | 250,00 | 19,80 |
| 4300019902 | SIAGAS | 7097606 | 626133 | 7,80 | 280,00 | 23,00 |
| 4300019903 | SIAGAS | 7097850 | 616356 | 7,30 | 237,00 | 20,50 |
| 4300026848 | Coleta em campo | 7098610 | 621572 | 7,80 | 267,00 | 21,10 |
| 4300027071 | SIAGAS | 7110474 | 620890 | 7,00 | 310,00 | 16,90 |
| 4300027077 | SIAGAS | 7108262 | 616990 | 7,42 | 242,00 | - |