



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

PAULO ALEXANDRE MONTEIRO DE SOUZA

**ELEMENTOS ESTRUTURAIS APLICADOS AOS ESTUDOS
HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAETÉ,
NORDESTE DO PARÁ**

**BELÉM, PA
MAIO, 2022**

PAULO ALEXANDRE MONTEIRO DE SOUZA

**ELEMENTOS ESTRUTURAIS APLICADOS AOS ESTUDOS
HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAETÉ,
NORDESTE DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão do Curso, apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu (IG/UFPa).

**BELÉM, PA
MAIO, 2022**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)
autor(a)

S719e Souza, Paulo Alexandre Monteiro de.
Elementos estruturais aplicados aos estudos
hidrogeológicos na bacia hidrográfica do Rio Caeté, nordeste
do Pará / Paulo Alexandre Monteiro de Souza. — 2022.
127 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de
Abreu
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências,
Faculdade de Geologia, Belém, 2022.

1. Geologia estrutural. 2. Hidrogeologia. 3. Neotectônica.
4. Águas subterrâneas. 5. Bacia do Rio Caeté. I. Título.

CDD 551.8098115

PAULO ALEXANDRE MONTEIRO DE SOUZA

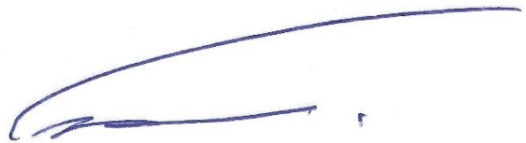
**ELEMENTOS ESTRUTURAIS APLICADOS AOS ESTUDOS HIDROGEOLÓGICOS
NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CAETÉ, NORDESTE DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão do Curso, apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Data da defesa: 26 / 05 / 2022

Conceito: EXCELENTE

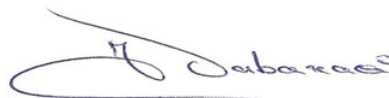
Banca Examinadora:



Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu –
Orientador
Doutor
Universidade Federal do Pará



Prof. Milton Antônio da Silva Matta
Membro
Doutor
Universidade Federal do Pará



Prof. Itabaraci Nazareno Cavalcante
Membro
Doutor
Universidade Federal do Ceará

Aos meus pais, Francisco e Nira, que sempre foram meu alicerce.

À vovó Alda (in memoriam), minha segunda mãe, que em sua despedida me abençoou para sempre. Eternas saudades.

AGRADECIMENTOS

A Deus por iluminar meus passos e por Ele ser a principal fonte de força e determinação que sempre recorri para superar todas as dificuldades impostas pela vida, inclusive aquelas encontradas durante o desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus pais, Francisco Paulo e Nira, por todo o amor e confiança que sempre depositaram em mim. E por todos os esforços que eles fizeram, desde cedo, para me proporcionar as melhores condições de educação.

Aos meus avós, Lazico e Aldinha, por todo cuidado, carinho e auxílio durante grande parte da minha vida.

À minha companheira, amiga e namorada, Amélia Santana (Nenis), por toda cobrança e incentivo para que eu concluísse esta monografia.

Ao meu orientador, Professor Dr. Francisco Matos, por toda a paciência, confiança, dedicação e ajuda na elaboração deste trabalho. A ele sou eternamente grato.

Aos colegas da geologia: Ismayla Carneiro, por me ajudar na escolha da hidrogeologia e da neotectônica como áreas para elaboração do meu TCC, Murilo Henrique, pela ajuda inicial com o *ArcGIS*, Jean Bizet, por todas as conversas e dicas hidrogeológicas, e Tatianny Soares (Vita), por todo companheirismo durante incansáveis aulas e exercícios de Cálculo I.

Aos meus queridos amigos de graduação, Daniel Telis, Plácido Oliveira, João Alberto, Gabriel Pontes e Willian Johnson (Geomolecote), por todos os momentos de apoio, de risos, de sustos e de aprendizados geológicos compartilhados.

A turma de geologia de 2015, pois de uma forma ou de outra, todos colaboraram para que se fosse possível alcançar este momento tão importante.

A Osmar Guedes por todas as ajudas envolvendo geoprocessamento, as quais foram fundamentais para a elaboração deste TCC.

A todo corpo docente da Faculdade de Geologia pelos inúmeros conhecimentos repassados ao longo da graduação.

Aos meus melhores amigos de infância e da vida, Rayane Catarina (Sacri), Breno Thomaz, Eduardo Sopa, Wallef Andrey, Gustavo Nunes, Marcos Medeiros, Leandro Nascimento, Wyllyams Lima, Nelson Gabriel, Maíra Martins e Cacio Carneiro, por toda a energia positiva transmitida ao longo da minha jornada dentro e fora da UFPA.

Tudo posso naquele que me fortalece.

Filipenses 4:13

RESUMO

O estudo conjunto dos aspectos hidrogeológicos e estruturais, resultantes da atuação de processos neotectônicos na bacia hidrográfica do Rio Caeté, permitiu estabelecer a compartimentação morfoestrutural da área em consideração, assim como a definição de zonas de recarga, sentidos de fluxo subterrâneo e interações entre as águas de diferentes aquíferos. A análise dos elementos de drenagem e relevo definiu que o quadro neotectônico da bacia do Caeté é caracterizado pela presença de falhas normais NW-SE interceptadas por falhas transcorrentes sinistras de direção NE-SW, além de falhas transtensivas sinistras NNW-SSE, falhas transcorrentes sinistras NNE-SSW, NW-SE, WNW-ESE e ENE-WSW e falhas transcorrentes dextrais NW-SE. Essas descontinuidades presentes de forma principal nos limites dos blocos morfoestruturais, configuram deslocamentos verticais que variam de 5 a 40 metros. As estruturas tratativas, falhas normais NW-SE e falhas transtensivas NNW-SSE, são zonas de recarga dos corpos hídricos mais profundos e atuam como vias de integração entre águas superficiais e subterrâneas, e de mistura entre águas de aquíferos de níveis crustais distintos, e podem funcionar como condutos para a percolação de contaminantes até grandes profundidades. O sentido do fluxo hidráulico subterrâneo raso é concordante com as direções de deflúvio da rede hidrográfica e rebaixamento dos blocos tectônicos. No que tange ao tratamento e geração de dados, o estudo valeu-se do *software ArcMap 10.5*, empregando-se anaglifos de imagens *GeoEye* e modelos digitais de elevação gerados na Missão Topográfica *Radar Shuttle* (SRTM), com resolução espacial de 90 metros, e pelo satélite *ALOS Palsar*, com resolução espacial de 30 metros. Os dados obtidos foram armazenados em um banco de informações em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com o agrupamento de 35 *layers* divididos em 5 categorias temáticas.

Palavras-chave: Geologia estrutural. Hidrogeologia. Neotectônica. Águas subterrâneas. Bacia do Rio Caeté. Sensoriamento remoto.

ABSTRACT

The joint study of the hydrogeological and structural aspects, resulting from the action of neotectonic processes in the Caeté River drainage basin, allowed to establish the morphostructural compartmentalization of the area under consideration, as well as the definition of recharge zones, underground flow directions and interactions between the waters from different aquifers. The analysis of the drainage and relief elements defined that the neotectonic framework of the Caeté basin is characterized by the presence of NW-SE normal faults intercepted by sinistral faults in the NE-SW direction, in addition to sinistral transtensive faults NNW-SSE, sinistral faults NNE-SSW, NW-SE, WNW-ESE and ENE-WSW and NW-SE dextral transcurrent faults. These discontinuities present mainly in the limits of the morphostructural blocks, configure vertical displacements that vary from 5 to 40 meters. The trative structures, NW-SE normal faults and NNW-SSE transtensive faults, are recharge zones for deepest water bodies and act as integration routes between surface and groundwater, and mixing between aquifer waters of different crustal levels, and can function as conduits for the percolation of contaminants to great depths. The direction of the shallow underground hydraulic flow is in agreement with the flow directions of the hydrographic network and the lowering of the tectonic blocks. Regarding the treatment and generation of data, the study used the ArcMap 10.5 software, using anaglyphs of GeoEye images and digital elevation models generated by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), with a spatial resolution of 90 meters, and by the ALOS Palsar satellite, with a spatial resolution of 30 meters. The data obtained were stored in an information database in Geographic Information System (GIS) environment, with the grouping of 35 layers divided into 5 thematic categories.

Key-words: Structural Geology. Hydrogeology. Neotectonics. Groundwater. Caeté River basin. Remote sensing.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.....	3
Figura 2. Representação esquemática da distribuição vertical da água em superfície e subsuperfície com a exibição das diversas zonas de umidade.....	12
Figura 3. Representação esquemática dos tipos de aquífero e outros elementos de um sistema aquífero.....	13
Figura 4. Elipsoides de tensão e de deformação.	14
Figura 5. Representação esquemática dos domínios rúptil e dúctil.	15
Figura 6. Modos de formação de fraturas quanto à forma de deslocamento diante do plano de ruptura.	16
Figura 7. Tipos de fratura.	17
Figura 8. Representação dos diversos tipos de fratura e suas orientações em relação aos esforços principais.	17
Figura 9. Maciço rochoso não deformado submetido ao cisalhamento puro.	18
Figura 10. Representação da deformação coaxial.	19
Figura 11. Fraturas de cisalhamento conjugadas, sua relação com os esforços e os tipos de falhas formadas.	19
Figura 12. Maciço rochoso não deformado submetido ao cisalhamento simples.....	20
Figura 13. A) Descontinuidades formadas segundo o modelo de Riedel B) Estruturas que podem ser produzidas por esforços em uma região sob cisalhamento simples.	21
Figura 14. Características de um sistema de juntas neotectônicas.	23
Figura 15. (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dasht e Bayaz no Irã. (b) Em detalhe a esquematização da invariabilidade do padrão das rupturas.	24
Figura 16. Padrão de fraturas ao longo de um segmento de uma falha direcional. ..	25
Figura 17. Principais características geométricas e de tipos de estruturas em sistemas transcorrentes.	26
Figura 18. Padrões geométricos de estruturas dentro de zonas transcorrentes planares.....	26
Figura 19. Visão em planta de blocos rotacionados por um binário dextral e as estruturas dominantes.....	27
Figura 20. Mecanismo de rotação de blocos em zona de cisalhamento dextral.	28

Figura 21. Abrangência temporal dos tipos de dados utilizados nos métodos de investigação neotectônica	29
Figura 22. Propriedades de drenagem (A - D) e formas anômalas com significado geológico (F).	32
Figura 23. Padrões básicos de drenagem. Padrão dendrítico (A), paralelo (B), treliça (C), retangular (D), radial (E), anelar (F), multibasinal (G) e contorcido (H).	33
Figura 24. Padrões modificados de drenagem: treliça de falha (A), treliça de junta (B), angulado (C), centrípeto (D), complexo (E), compostos (F), palimpséstico (G e H)..	34
Figura 25. Padrões modificados de drenagem: subdendrítico (A), pinado (B), anastomótico (C), distributário (D), subparalelo (E), colinear (F), treliça direcional (G) e treliça recurvado (H)	35
Figura 26. Unidades taxonômicas de classificação do relevo..	37
Figura 27. Representação esquemática das principais propriedades de relevo desenvolvidas em diferentes padrões de estrutura geológica e materiais diversos..	39
Figura 28. Provável evolução de uma escarpa de falha.....	40
Figura 29. Bloco diagrama das estruturas geomórficas associadas às falhas transcorrentes..	41
Figura 30. Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica.....	43
Figura 31. Mapa de variabilidade da precipitação média anual na microrregião Bragantina, Nordeste Paraense.	45
Figura 32. Domínios geomorfológicos propostos para o estado do Pará.....	46
Figura 33. Geomorfologia da zona costeira bragantina.....	47
Figura 34. Contexto tectônico simplificado da margem equatorial norte do Brasil.. ..	49
Figura 35. Coluna estratigráfica da Zona Bragantina, nordeste do Pará.....	50
Figura 36. Estruturas maiores do Terciário Superior no nordeste do Pará.	54
Figura 37. Estruturas maiores do Quaternário no nordeste do Pará.	55
Figura 38. Mapa de drenagem, com a identificação dos principais rios e igarapés presentes na área de estudo.....	56
Figura 39. Mapa das zonas homólogas de drenagem (ZHs).	57
Figura 40. Mapa de lineamentos de drenagem e ZHs da área de estudo (A). Rosácea dos lineamentos de drenagem da área de estudo (B), da ZH-I (C), ZH-II (D), ZH-III (E) e da ZH-IV (F).....	58

Figura 41. Mapa da Zona Homóloga I exibindo as anomalias de drenagem..	60
Figura 42. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga I.....	61
Figura 43. Mapa da Zona Homóloga II exibindo as anomalias de drenagem	62
Figura 44. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga II.....	63
Figura 45. Mapa da Zona Homóloga III exibindo as anomalias de drenagem.	64
Figura 46. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga III.....	65
Figura 47. Mapa da Zona Homóloga IV exibindo as anomalias de drenagem.	66
Figura 48. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga IV.	66
Figura 49. Mapa hipsométrico da bacia hidrográfica do Rio Caeté.	67
Figura 50. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do Rio Caeté e adjacências..	68
Figura 51. Mapa morfológico da bacia hidrográfica do Rio Caeté e adjacências.	70
Figura 52. Seções de relevo A-A' e B-B'.....	70
Figura 53. Seções de relevo C-C', D-D', E-E', F-F' e G-G'.....	71
Figura 54. Seções de relevo H-H' e I-I'.....	72
Figura 55. Ilhas com formatos aproximadamente romboédrico e lenticular, localizadas no baixo curso do Rio Caeté.	72
Figura 56. Mapa de alinhamentos de relevo da área de estudo.....	73
Figura 57. Mapa morfoestrutural da bacia hidrográfica do Rio Caeté..	77
Figura 58. Seções topográficas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7.....	78
Figura 59. Mapa da área de estudo mostrando a distribuição dos poços selecionados para correlação litoestratigráfica e a disposição das seções confeccionadas.....	81
Figura 60. Seção j-j' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	82
Figura 61. Seção k-k' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	83
Figura 62. Seção m-m' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	84
Figura 63. Seção n-n' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	85
Figura 64. Seção p-p' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	86
Figura 65. Seção q-q' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	87

Figura 66. Seção r-r' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	88
Figura 67. Seção x-x' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	89
Figura 68. Seção y-y' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços.....	90
Figura 69. Binário principal dextral E-W, no qual está contido o binário local N-S sinistral proposto para a bacia do Rio Caeté (A). Compatibilização, ao Modelo de Riedel, do conjunto de descontinuidades interpretadas (B)..	91
Figura 70. Modelo proposto para os mecanismos de recarga, fluxo hidráulico e interação dos aquíferos rasos, intermediários e profundos em um sistema hidrogeológico afetado por falhas normais.....	95
Figura 71. Mapa das zonas de recarga dos aquíferos na bacia do Rio Caeté	96
Figura 72. Mapa de bacias hidrogeológicas e sentido de fluxo das águas subterrâneas rasas.....	98

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Técnicas de aquisição de dados neotectônicos.	29
Tabela 2. Estruturas de dados matricial (raster) e vetorial	44
Tabela 3. Características climáticas da microrregião Bragantina.....	46

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALOS – *Advanced Land Observing Satellite*

Am – Tropical de monção

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INQUA – Comissão de Estudos Neotectônicos

LAIT – Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido

MDE – Modelo digital de elevação

PPRH – Programa de Mestrado Profissional em Recursos Hídricos

SIAGAS – Sistema de Informações de Águas Subterrâneas

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SRTM – Missão Topográfica *Radar Shuttle*

UFPA – Universidade Federal do Pará

UTM – Universal Transversa de Mercator

ZH – Zona homóloga

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
2. LOCALIZAÇÃO	3
3. OBJETIVOS	4
3.1 GERAL	4
3.2 ESPECÍFICOS	4
4. JUSTIFICATIVA	5
5. METODOLOGIA, TÉCNICAS E PROCEDIMENTOS UTILIZADOS	7
5.1 LEVANTAMENTO DOS DADOS BIBLIOGRÁFICOS.....	7
5.2 MAPA DE DRENAGEM.....	7
5.3 MAPAS DAS CARACTERÍSTICAS DO RELEVO	8
5.4 MAPAS DE LINEAMENTOS	8
5.5 MAPA MORFOESTRUTURAL.....	8
5.6 LEVANTAMENTO DO BANCO DE DADOS DO SIAGAS.....	9
5.7 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	9
5.8 BANCO DE DADOS SIG.....	10
6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	11
6.1 HIDROGEOLOGIA.....	11
6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	14
6.2.1 Deformação rúptil	15
6.2.1.1 Deformação coaxial rúptil.....	18
6.2.1.2 Deformação não coaxial rúptil	19
6.3 NEOTECTÔNICA.....	21
6.3.1 Características das estruturas neotectônicas	22
6.3.2 Tectônica transcorrente	25

6.4 A PESQUISA NEOTECTÔNICA E O MÉTODO LÓGICO SISTEMÁTICO NA ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DA DRENAGEM E RELEVO	28
6.4.1 Drenagem.....	30
6.4.2 Relevo.....	35
6.5 GEOPROCESSAMENTO – SIG	41
6.5.1 Estrutura de um SIG.....	42
7. ÁREA DE ESTUDO	45
7.1 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	45
7.1.1 Clima.....	45
7.1.2 Geomorfologia.....	46
7.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	48
7.2.1 Litoestratigrafia	49
7.2.1.1 Formação Pirabas	51
7.2.1.2 Formação Barreiras.....	51
7.2.1.3 Formação Pós-Parreiras	52
7.2.1.4 Sedimentos Modernos.....	52
7.2.2 Arranjo neotectônico	52
8. RESULTADOS.....	56
8.1 ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM.....	56
8.1.1 Zona Homóloga I (ZH-I).....	59
8.1.2 Zona Homóloga II (ZH-II).....	61
8.1.3 Zona Homóloga III (ZH-III).....	63
8.1.4 Zona Homóloga IV (ZH-IV)	65
8.2 ANÁLISE DO RELEVO	67
8.3 ANÁLISE INTEGRADA E DISCUSSÃO	73
9. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS.....	92
10. GEOPROCESSAMENTO	99
11. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	101
11.1 CONCLUSÕES	101
11.2 RECOMENDAÇÕES.....	102
REFERÊNCIAS.....	104

1. INTRODUÇÃO

A água é o recurso natural mais importante para a origem, manutenção e sustentação da vida no planeta. Além de constituir $\frac{3}{4}$ do corpo humano e atuar em inúmeros processos fisiológicos, a água tem papel fundamental no atendimento das necessidades da sociedade moderna, seja para a uso residencial, industrial, alimentício, agrícola, na produção de energia, etc. Por conseguinte, uma boa gestão dos recursos hídricos é de vital importância para evitar ou minimizar os problemas relacionados à seca, contaminação e/ou poluição dos mesmos.

Os aquíferos representam o segundo maior reservatório de água doce do mundo, sendo menores apenas que as geleiras. A demanda por água subterrânea tem aumentado em todo o mundo, uma vez que os recursos hídricos subsuperficiais apresentam baixo custo de obtenção e uma maior imunidade à contaminação, isto é, melhor qualidade natural se comparados a corpos superficiais (rios, lagos, etc.).

Em função desses condicionantes, os estudos no campo da geologia estrutural e da neotectônica ligados à hidrogeologia adquirem grande importância. Dessa maneira, estabelecer a compartimentação tectono-hidrogeológica dos sistemas aquíferos, identificar possíveis zonas de recarga dos mesmos e compreender a interação entre as águas dos aquíferos e as águas de recarga são informações importantes para uma gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos.

O trabalho ora apresentado se insere no Projeto de Pesquisa Gestão Sustentável e Planejamento Territorial do Nordeste do Pará: Águas Subterrâneas – NEPA o qual tem como objetivo compreender a relação espaço-tempo entre a geração de estruturas e a sedimentação presente nessa região, os processos cinemáticos que ocorreram ao longo desses eventos e como eles moldaram a geometria dos corpos geológicos ali situados. O projeto está sendo desenvolvido conjuntamente pela Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências, envolvendo o Programa de Mestrado Profissional em Recursos Hídricos – PPRH e o Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Matta (2002) realizou um dos primeiros trabalhos a admitir uma possível relação entre a neotectônica e o arcabouço geométrico de aquíferos na região nordeste do Pará. Segundo este autor, movimentos neotectônicos podem ser os

responsáveis pela lenticularização das camadas pertencentes aos sistemas aquíferos Pirabas-Barreiras em Belém e Ananindeua. Ainda de acordo com Matta (*op. cit.*), as zonas de recarga dos aquíferos devem estar associadas em grande parte às estruturas neotectônicas.

A influência da neotectônica no arranjo geométrico e na recarga de aquíferos foi corroborada por Costa (2004), o qual a partir da integração de dados estruturais e hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém estabeleceu a direção de estiramento da Bacia Pirabas-Barreiras e das falhas normais nela desenvolvidas, sendo estas consideradas superfícies de menor tensão e, portanto, de maior favorabilidade para a recarga de aquíferos.

Santos (2018) interpretou falhas de alto ângulo nos limites dos blocos estruturais como descontinuidades que conectam sistemas aquíferos de diferentes formações localizados em níveis crustais distintos. Conforme este autor, através destes condutos estruturais ocorre a mistura entre as águas de aquíferos rasos livres e as de aquíferos profundos semi-confinados, o que pode provocar a contaminação dos recursos hídricos profundos. Definiu então, em função dessas características, a insustentabilidade de se manter o entendimento da ocorrência de sistemas aquíferos isolados no nordeste do Pará, afirmando a interação entre todos eles.

2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo, bacia hidrográfica do Rio Caeté, está localizada no Estado do Pará, na mesorregião do Nordeste Paraense e engloba porções dos municípios de Bragança, Tracuateua, Augusto Corrêa, Capanema, Santa Luzia do Pará, Ourém e Bonito (Figura 1).

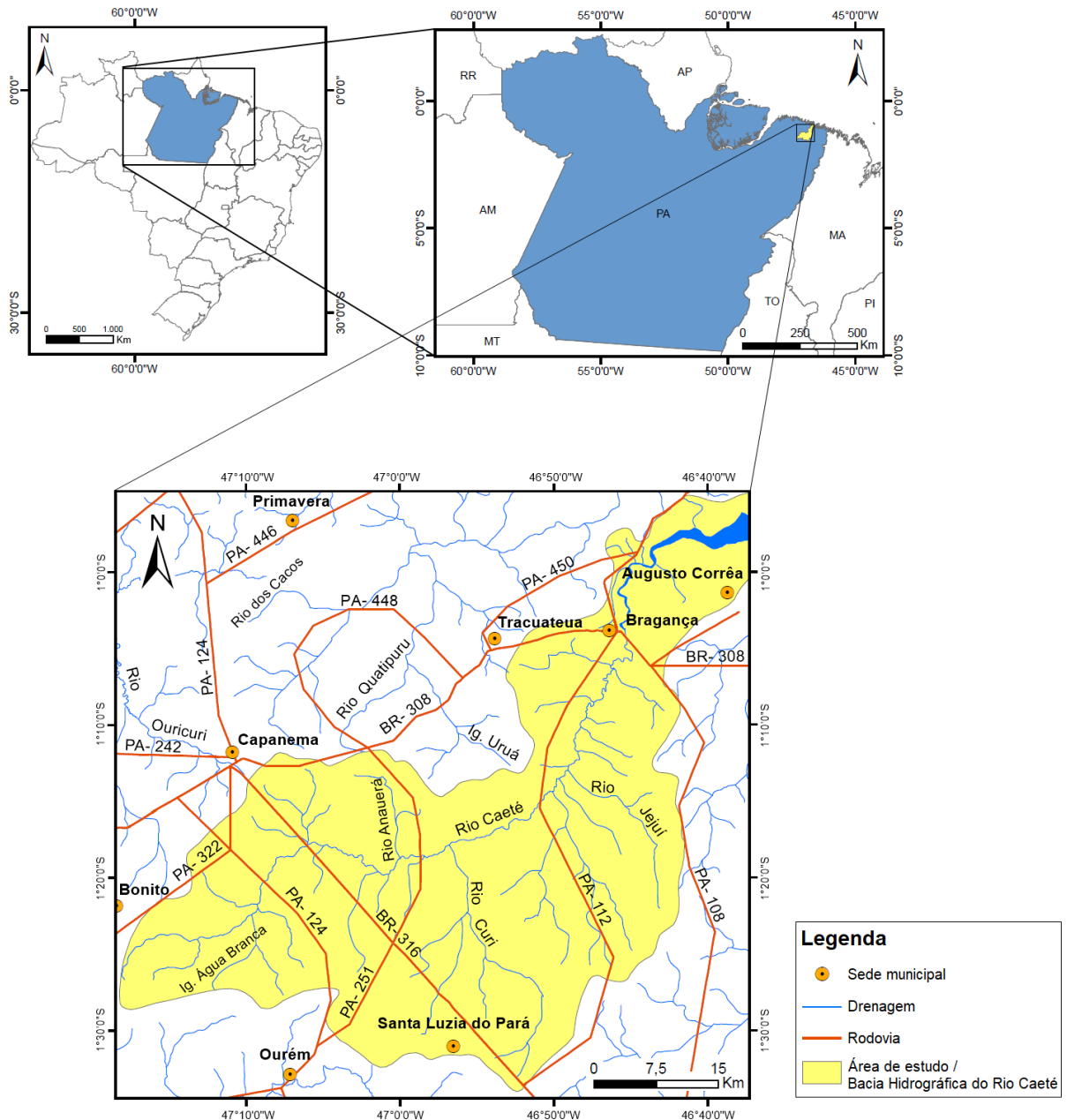


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Elaborado pelo autor.

3. OBJETIVOS

3.1 GERAL

Analisar a relação entre os parâmetros hidrogeológicos e elementos estruturais, principalmente aqueles ligados à neotectônica na bacia hidrográfica do Rio Caeté.

3.2 ESPECÍFICOS

- Configurar a rede de drenagem e os aspectos geomorfológicos da área de estudo para elaboração do mapa morfoestrutural;
- Determinar possíveis zonas de recarga, sentidos de fluxo hídrico subterrâneo raso e interação entre as águas dos aquíferos da região;
- Fornecer subsídios para auxiliar uma gestão sustentável dos recursos hídricos;
- Elaborar um banco de dados em um ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), agrupando todos os dados e informações obtidos no decorrer do trabalho.

4. JUSTIFICATIVA

Atualmente há uma crescente busca pelos recursos hídricos subterrâneos (alternativamente àqueles superficiais), uma vez que os aquíferos, via de regra, disponibilizam água com qualidades físicas e químicas melhores, são menos vulneráveis à poluição e evaporação, além de possibilitarem sistemas de captação de água menos custosos, dispensando tratamento em muitos casos. Em suma, a utilização das águas subterrâneas pode representar uma melhoria nas condições de vida da população, e, uma alternativa mais eficaz e econômica de obtenção desse bem.

Estudos sobre a qualidade da água e das condições do abastecimento público na bacia hidrográfica do Rio Caeté foram realizados por Gorayeb *et al.* (2010). Os resultados obtidos por esses estudos demonstraram que, em diversos setores da bacia do Caeté, os parâmetros físico-químicos encontram-se fora do padrão estabelecido pela legislação brasileira, em especial nos mananciais públicos, os quais abastecem as cidades de Bragança e Santa Luzia do Pará. Segundo Gorayeb *et al.* (*op. cit.*) a água dos igarapés, do Rio Caeté e de seus afluentes (rios Chumucuí, Curizinho e Cereja) apresentam baixa qualidade (pH de caráter ácido, coliformes, etc.), o que afeta a biodiversidade local e a saúde das populações consumidoras.

A área de interesse desse estudo abrange grande parte do município de Bragança. A cidade de Bragança é abastecida pela água captada no Rio Chumucuí, afluente da margem esquerda do Rio Caeté. De acordo com o trabalho realizado por Santos & Pereira (2015), a potabilidade da água que abastece a população da cidade de Bragança é insatisfatória. Os resultados das análises realizadas por esses dois autores mostraram, em parte das amostras, a presença de bactérias do grupo coliforme (indicador de contaminação fecal), pH de caráter ácido, presença de turbidez e baixo teor de oxigênio dissolvido no Rio Chumucuí.

Os trabalhos de Gorayeb *et al.* (2010) e Santos & Pereira (2015) deixam explícito a baixa qualidade das águas oriundas de corpos hídricos superficiais, em especial na bacia hidrográfica do Rio Caeté. Mesmo assim, a maior parte do fornecimento de água ainda se dá a partir da captação de águas superficiais. Por isso, o estudo dos sistemas hídricos de subsuperfície se torna cada vez mais

importante. Neste sentido, uma maior ênfase na obtenção de águas subterrâneas significa melhor qualidade da água a ser distribuída para a população.

A região nordeste do Pará, onde se localiza a área de estudo, tem seus aquíferos relacionados às formações Pirabas e Barreiras. De acordo com Matta (2002) o aumento da ocupação desordenada da região causa uma influência negativa sobre os recursos hídricos locais. Sendo assim, porções aflorantes da Formação Pirabas (como no município de Capanema), a atividade de mineração ali desenvolvida e o aumento do uso da terra (consequência do aumento populacional) trazem preocupações referentes à contaminação dos aquíferos, potencializando a vulnerabilidade dos mesmos.

De maneira geral, a região da bacia hidrográfica do Rio Caeté carece de trabalhos de pesquisa de cunho hidrogeológico. Neste sentido faltam estudos e informações que tratem, de forma integrada, os aspectos hidrogeológicos e estruturais da área. Estes aspectos são imprescindíveis para uma adequada definição de parâmetros importantes, tais como zonas de recarga, padrões de fluxo, interação entre as águas de diferentes aquíferos e a geometria destes.

Assim, é nesse panorama que esse trabalho se insere, na perspectiva de gerar dados morfoestruturais e integrá-los com informações hidrogeológicas, bem como realizar a interpretação conjunta dos mesmos. Dessa forma, espera-se contribuir para o avanço do conhecimento e disponibilizar ferramentas operacionais para múltiplos usos.

5. METODOLOGIA, TÉCNICAS E PROCEDIMENTOS UTILIZADOS

Os procedimentos e as técnicas usados na elaboração do presente trabalho são apresentados a seguir, elucidando o conjunto de etapas que foram cumpridas para se alcançar todos os objetivos declarados.

5.1 LEVANTAMENTO DOS DADOS BIBLIOGRÁFICOS

A pesquisa, a leitura e o entendimento de inúmeras publicações (livros, artigos, dissertações de mestrado, teses de doutorado, entre outros trabalhos) proporcionaram o domínio de informações importantes no que diz respeito às características fisiográficas, geológicas, hidrogeológicas e da neotectônica da região de trabalho e/ou de áreas adjacentes. Tal levantamento bibliográfico também buscou a obtenção de conhecimento acerca dos conceitos essenciais para o desenvolvimento da pesquisa, bem como das metodologias que foram utilizadas no decorrer da mesma.

5.2 MAPA DE DRENAGEM

O mapa de drenagem foi confeccionado a partir da integração dos dados de rede de drenagem em formato *shapefile* do Exército Brasileiro (em escala 1:100.000), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (em escala 1:250.000) e do Serviço Geológico do Brasil (em escala 1:1.000.000).

Os dados foram refinados no *software ArcMap* versão 10.5, com o uso das imagens de satélites (*GeoEye*) de alta resolução espacial, capturadas do aplicativo *Google Earth Pro*. Essas imagens foram convertidas em anaglifos, elaborados segundo o método proposto por Centeno & Silva Jr. (2015), por meio do aplicativo *software Zoner Photo Studio*, proporcionando uma visão tridimensional do terreno.

Os anaglifos foram georreferenciados no *software ArcMap 10.5*, com a utilização das imagens de alta resolução do *ArcGis Online* para relacionar os pontos de controle do terreno. No georreferenciamento, como referência, foram adotados o Datum SIRGAS 2000 e o sistema de coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator), Z23S.

5.3 MAPAS DAS CARACTERÍSTICAS DO RELEVO

Os mapas associados ao relevo (mapas hipsométrico, de declividade, morfológico e de alinhamentos de relevo) foram produzidos no *ArcMap 10.5*, a partir das imagens dos modelos digitais de elevação (MDE) gerados na Missão Topográfica *Radar Shuttle* (SRTM), com resolução espacial de 90 metros, e pelo satélite *ALOS Palsar*, com resolução espacial de 30 metros.

Para a confecção das seções de relevo, as imagens (MDE) do *ALOS Palsar* foram carregadas no próprio *ArcMap*, onde empregaram-se as ferramentas *Interpolate Line*, para traçar as seções, e *Profile Graph*, para gerar o gráfico das seções. Os detalhes das seções foram refinados no *software Inkscape* e as informações complementares foram adicionadas no *software PhotoScape*.

5.4 MAPAS DE LINEAMENTOS

Os mapas de lineamentos foram gerados a partir do mapa de drenagem (mapa de lineamentos de drenagem) e das imagens SRTM e *ALOS Palsar* (mapa de alinhamentos de relevo). A interpretação dos lineamentos foi realizada pela identificação de feições retilíneas, ou levemente curvilíneas, na rede de drenagem e no relevo (conforme proposto por Soares & Fiori, 1976).

As direções das feições lineares foram obtidas através do *software AzimuthFinder 1.1*, ferramenta integrada no *ArcToolbox*, componente do *ArcGis*. Além da determinação de azimutes, o *AzimuthFinder* atribui pesos distintos aos vários tamanhos dos lineamentos, o que reduz os erros estatísticos e traz maior confiabilidade ao seu método de funcionamento. Os dados das direções dos lineamentos, em formato *txt*, foram carregados no programa *Stereonet* para a geração das rosáceas.

5.5 MAPA MORFOESTRUTURAL

A confecção do mapa morfoestrutural foi realizada por meio da análise integrada entre os lineamentos de drenagem e as quebras de relevo mais expressivas, com o auxílio das imagens SRTM e *ALOS Palsar*. O modelo de compartimentação tectônica foi apoiado em seções topográficas produzidas a partir

dos modelos digitais de elevação, as quais colaboraram, mediante ao exame das feições do relevo, para a identificação e delimitação dos blocos estruturais.

5.6 LEVANTAMENTO DO BANCO DE DADOS DO SIAGAS

A análise do banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), pertencente ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), foi realizada para a obtenção de dados de poços cadastrados na área de estudo. As informações coletadas a partir dos arquivos de poços foram: i) as unidades geológicas ocorrentes (perfis litológicos) e ii) cota topográfica da boca do poço.

Os poços selecionados foram plotados em seções topográficas e seus perfis litológicos foram utilizados para correlações litoestratigráficas. O *datum* empregado na correlação foi selecionado a partir da cota dos poços, registrada no SIAGAS. Para os poços com cota inexata ou indisponível, a mesma foi inferida a partir da altitude do ponto de localização dos poços nas seções topográficas.

A plotagem dos poços nas seções e as correlações entre perfis litológicos foram realizadas no *software PhotoScape*.

As correlações litoestratigráficas entre os poços do SIAGAS ajudaram a corroborar o modelo de compartimentação do arcabouço estrutural e hidrogeológico proposto para a bacia hidrográfica do Rio Caeté.

5.7 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

As análises e as interpretações foram desenvolvidas de acordo com o método descrito por Soares & Fiori (1976), que conceitua os processos de fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação. Para a análise do relevo, foi também utilizada, a classificação taxonômica do relevo proposta por Ross (1992).

Com base na rede de drenagem foram definidas suas zonas homólogas, classificadas segundo as propriedades de padrão (conforme Howard, 1967), densidade, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e formas anômalas. A análise das feições de relevo foi baseada nas principais propriedades de textura e estrutura de relevo, como a densidade, quebras positivas, quebras negativas, assimetria, alinhamento e forma das encostas, além da tipificação das formas de relevo em colinas, morros, tabuleiros (formas de denudação) ou planícies (formas de agradação).

As anomalias e os lineamentos extraídos da rede de drenagem, juntamente com as observações geomorfológicas, permitiram o tratamento integrado do arcabouço geológico-estrutural, o qual sustentou a interpretação neotectônica da região de estudo.

A aplicação do Modelo de Riedel para o entendimento das estruturas neotectônicas, conforme a metodologia proposta por Costa (2004), possibilitou a compatibilização das orientações preferenciais dos lineamentos às direções de compressão (σ_1) e distensão (σ_3). Assim, as falhas interpretadas puderam ser tipificadas, de acordo com suas características, como fraturas de cisalhamento sintéticas ou antitéticas de Riedel, fraturas de cisalhamento secundárias ou fraturas extensionais.

A designação das fraturas extensionais (falhas normais) e transtensivas, com o apoio das correlações entre os perfis litológicos dos poços do SIAGAS, permitiu definir as principais zonas de recarga dos aquíferos. Em suma, os aspectos hidrogeológicos foram baseados, sobretudo, no conjunto de parâmetros neotectônicos propostos para a bacia do Rio Caeté.

5.8 BANCO DE DADOS SIG

A criação de um banco de dados em ambiente SIG foi realizada a partir da obtenção, da confecção e do armazenamento de inúmeros *layers* (informações sobre a rede de drenagem, localidades, poços, lineamentos, zonas de recarga, modelos digitais de elevação, etc.), principalmente, no *software ArcGIS (ArcCatalog 10.5 e ArcMap 10.5)*.

Vale destacar que, os *softwares ArcCatalog 10.5 e ArcMap 10.5* foram utilizados nos computadores do Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) da Faculdade de Geologia da UFPA, o qual possui licença para uso, e os demais programas e dados citados neste capítulo apresentam licença livre.

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1 HIDROGEOLOGIA

A palavra hidrogeologia foi criada pelo francês Jean-Baptiste de Lamarck, na obra intitulada *Hydrogéologie* em 1802 (Feitosa *et al.*, 2008). No entanto, Lamarck utilizou este termo para descrever o papel da água na morfologia da superfície terrestre. Em 1877, o inglês Joseph Lucas introduziu o conceito de hidrogeologia como o ramo da geologia responsável pelo estudo da água subterrânea (Feitosa *et al. op. cit.*).

A água subterrânea compreendida em espaços vazios no solo, nas rochas e nas fraturas que ocorrem nas rochas é dividida verticalmente em duas zonas horizontais: zona de saturação e zona de aeração (Seraphim, 2018). A zona de saturação, ou zona saturada, localiza-se abaixo da superfície freática (lençol freático) e nela a maioria dos espaços vazios são preenchidos por água. A zona de aeração, ou zona não saturada, está situada entre a superfície freática e superfície do terreno. Nesta zona os espaços vazios estão parcialmente preenchidos por gases e por água (Ferreira *et al.*, 2007; Feitosa *et al.*, 2008).

A zona de aeração divide-se em três partes, as quais são denominadas de baixo para cima: zonas capilar, intermediária e de água do solo (Feitosa *et al.*, 2008). Segundo estes autores, a zona capilar situa-se entre a superfície freática e o limite de ascensão capilar da água; a zona intermediária localiza-se entre o limite de ascensão capilar da água e o limite de alcance das raízes das plantas; e a zona de água do solo compreende a área entre os extremos radiculares da vegetação e a superfície do terreno (Figura 2).

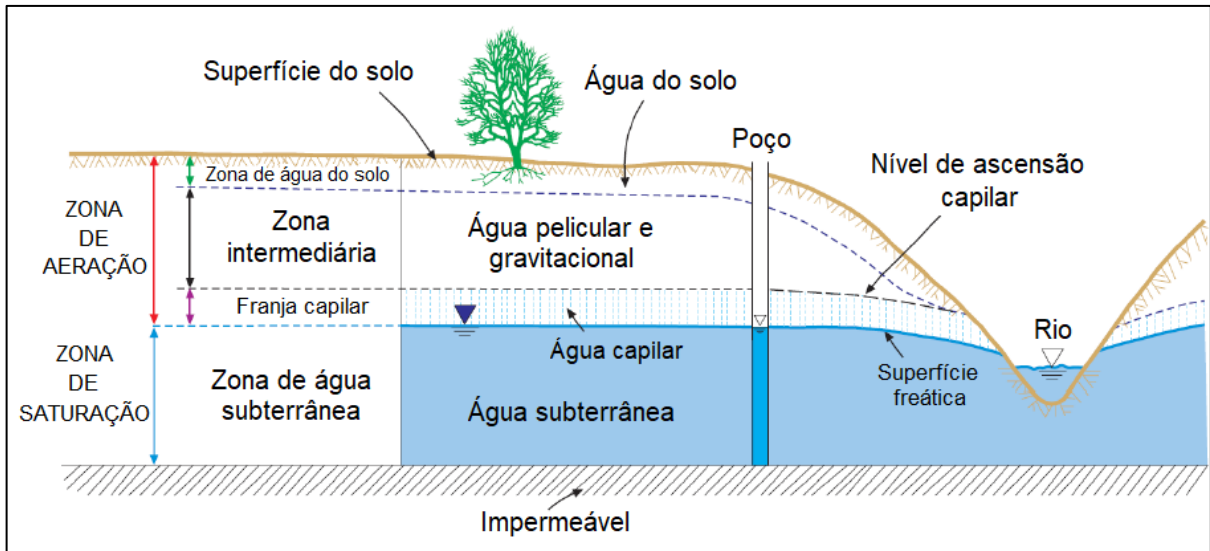


Figura 2. Representação esquemática da distribuição vertical da água em superfície e subsuperfície com a exibição das diversas zonas de umidade. Fonte: modificado de Bear & Verruijt¹ (1987 *apud* Feitosa *et al.* 2008).

Os recursos hídricos subterrâneos estão dispostos em formações geológicas denominadas de aquíferos, os quais são capazes de armazenar, permitir a movimentação e ceder água (Pinto-Coelho & Havens, 2015). Os aquíferos podem ser classificados de acordo com a pressão das águas nas suas superfícies limítrofes, como aquíferos confinados ou livres, e em função da permeabilidade de tais camadas limítrofes, como aquíferos drenantes ou não drenantes (Feitosa *et al.*, 2008).

Aquíferos confinados são aqueles onde a pressão da água em seu topo é maior que a pressão atmosférica. Quando as camadas limítrofes, superior e inferior, são impermeáveis denominam-se aquíferos confinados não drenantes. Por outro lado, quando há pelo menos uma camada limítrofe semipermeável, o aquífero é chamado de confinado drenante (Feitosa *et al. op. cit.*).

Aquíferos livres, freáticos ou não confinados são aqueles que têm como limite superior o lençol freático, isto é, todos os pontos encontram-se à pressão atmosférica (Feitosa *et al.*, 2008; Pinto-Coelho & Havens, 2015). De acordo com Feitosa *et al.* (2008), assim como os aquíferos confinados, os aquíferos livres podem ser classificados como drenantes (ou de base semipermeável) e não drenantes (ou de base impermeável). A Figura 3 mostra uma representação esquemática dos tipos de aquíferos, confinado e livre, e outros elementos de um sistema aquífero.

¹ BEAR, J.; VERRUIJT, A. 1987. *Modeling groundwater flow and pollution*. Dordrecht: D. Reidel. 414 p.

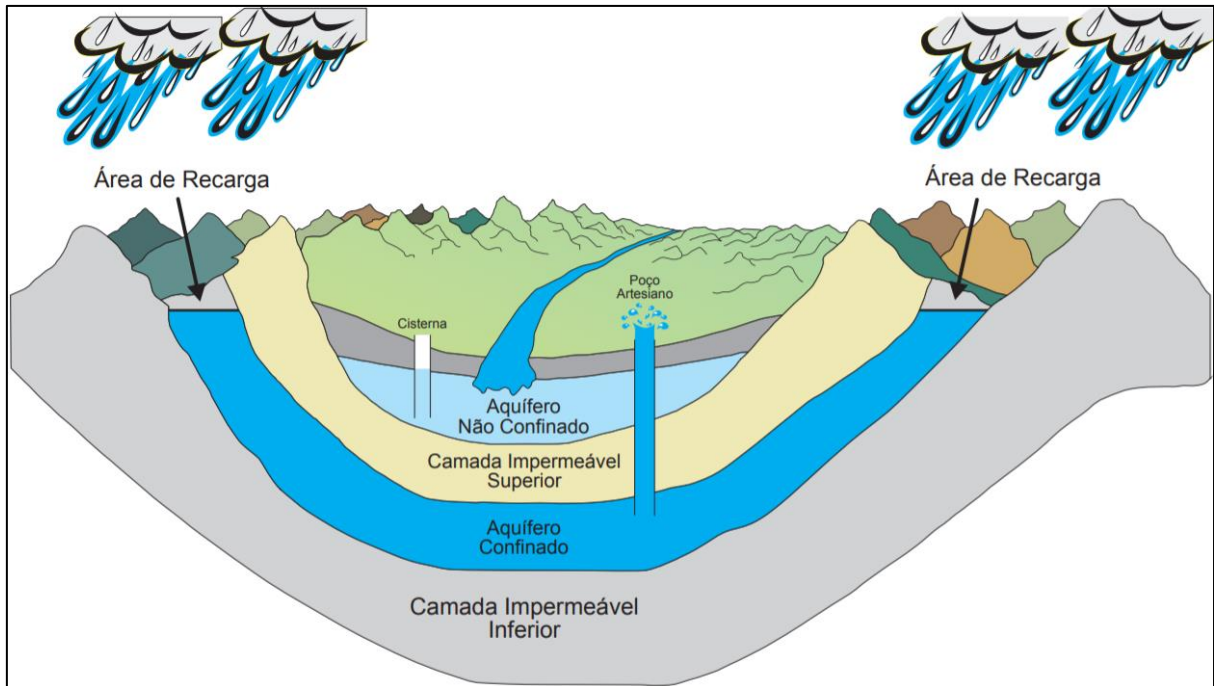


Figura 3. Representação esquemática dos tipos de aquífero, livre e confinado, e outros elementos de um sistema aquífero (área de recarga do aquífero confinado, poço freático – cisterna –, poço artesiano, etc.). Fonte: Pinto-Coelho & Havens (2015).

A recarga dos aquíferos livres dá-se de forma direta, através da infiltração da água pelas camadas superiores do solo, em áreas com disponibilidade hídrica proveniente da precipitação ou provinda de corpos hídricos superficiais (Seraphim, 2018). Enquanto a recarga dos aquíferos confinados se dá pela precipitação sobre as áreas onde as rochas desses aquíferos afloram (ver Figura 3), a partir das quais a água meteórica migra até às zonas confinadas mais profundas (Coleridge, 2006).

Os aquíferos também podem ser classificados de acordo com o modo como a água é armazenada e transportada, o que varia conforme a litologia da formação geológica. Aquíferos fissurais (cristalinos) são aqueles nos quais a água circula pelas fraturas das rochas relativamente impermeáveis, sendo um padrão na maioria dos casos de rochas ígneas e metamórficas (Ferreira *et al.*, 2007).

Aquíferos porosos caracterizam-se pelo armazenamento de água entre os grãos da rocha, sendo o caso de rochas sedimentares como os arenitos. Já os aquíferos cársticos são formados em rochas carbonáticas e constituem um tipo peculiar de aquífero fraturado, onde discontinuidades resultantes de movimentos tectônicos atuam como conduto de água e propiciam a dissolução de minerais carbonáticos, o que pode aumentar a condutividade hidráulica destes corpos (Ferreira *et al.*, 2007; Feitosa *et al.*, 2008).

6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

O conjunto de rochas de determinada região está sujeito a esforços (*stress*) que promovem transformações em sua forma, atitude, posição e/ou volume. Estas transformações ou deformações (*strain*) estão relacionadas principalmente aos movimentos tectônicos e resultam em estruturas geológicas como juntas, falhas e dobras (Hasui, 2012; Zeffass & Júnior, 2011).

Segundo Fossen (2012), a deformação é a transformação de uma geometria inicial em uma geometria final por meio de translação ou rotação de corpo rígido, deformação interna e/ou mudança de volume. A variação espacial finita causada pela deformação é descrita de modo completo pelo elipsoide de deformação, uma esfera de raio unitário sujeita à ação tensões $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, a qual se transforma num elipsoide de eixos $X > Y > Z$ (Figura 4), onde há o paralelismo de X com σ_3 , Y com σ_2 e Z com σ_1 (Fossen, 2012; Hasui, 2012).

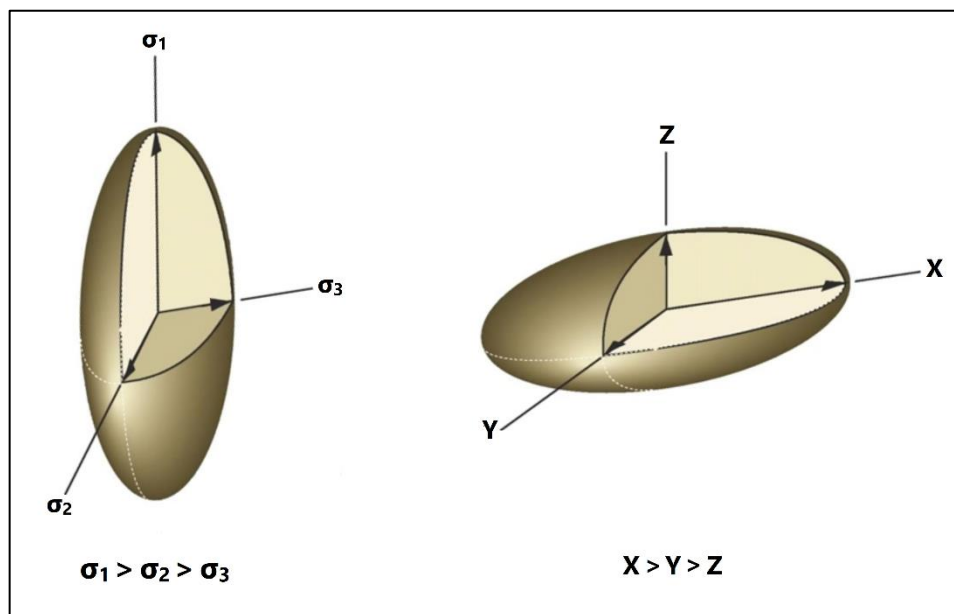


Figura 4. Elipsoides de tensão (à esquerda) e de deformação (à direita). $X // \sigma_3$, $Y // \sigma_2$ e $Z // \sigma_1$. Fonte: Adaptado de Fossen (2012).

A deformação depende de fatores que afetam a ductilidade ou a rigidez das rochas. Entre tais fatores está a tensão diferencial. De acordo com Hasui (2012), uma rocha submetida a esforços experimentais, primeiramente, a deformação elástica, a qual é proporcional à tensão aplicada e é reversível. Entretanto, tal rocha pode se fraturar ao atingir o limite de elasticidade ou, caso não frature, além desse limite, sobrevém a deformação plástica, que é irreversível.

Logo, a deformação pode ser classificada como rúptil, frível ou quebradiça e dúctil ou plástica, conforme a rocha se rompa e perca a continuidade ou mantenha a integridade (Hasui *op. cit.*). Na litosfera podem-se distinguir dois domínios (Sibson, 1977): o domínio rúptil, em níveis de 0 a 10-15 km de profundidade, e o domínio dúctil, em profundidades superiores a 10-15 km (Figura 5). A transição entre os dois ambientes supracitados (zona rúptil-plástica) ocorre em condições litosféricas com temperaturas entre 250-350°C, sendo a sua profundidade variável em diferentes regiões, uma vez que, depende do gradiente geotérmico e da composição mineralógica da crosta (Sibson, 1977; Fossen, 2012).

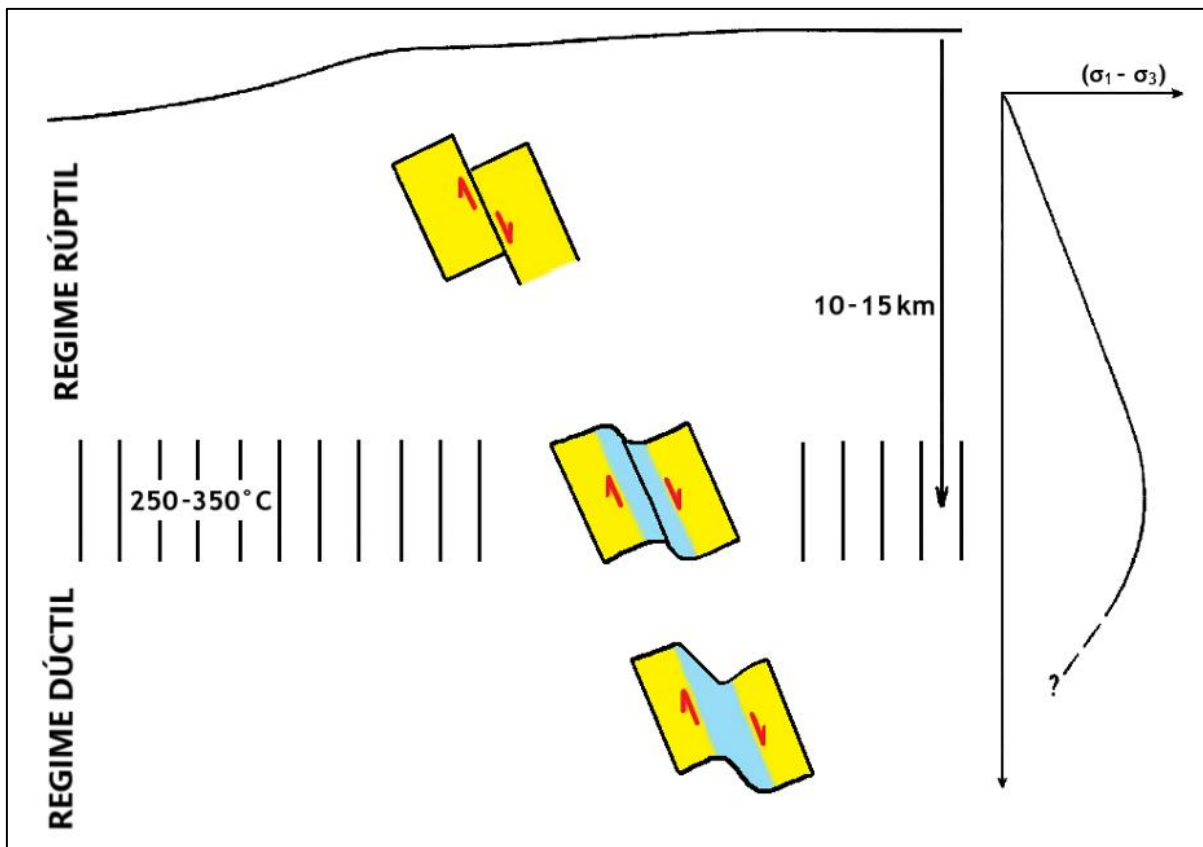


Figura 5. Representação esquemática dos domínios (regimes) rúptil e dúctil. A zona com indicação de temperaturas entre 250-350°C representa a zona rúptil-plástica. A curva à direita mostra a variação da tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) em função da profundidade. Fonte: Modificado de Sibson (1977).

6.2.1 Deformação rúptil

A deformação rúptil é característica de esforços atuantes nas rochas da crosta superior, onde a deformação por fraturamento ocorre quando a resistência da rocha à ruptura é excedida. Em suma, no regime rúptil as condições físicas promovem o deslizamento friccional ao longo de contatos de grãos, além da rotação e fratura (moagem) de grãos (Fossen, 2012).

As fraturas são descontinuidades planas ou subplanas nítidas, as quais representam descontinuidades mecânicas e deslocamentos físicos nos locais onde as rochas são rompidas (Fossen, *op. cit.*). Estas estruturas podem se formar por extensão, cisalhamento ou fechamento. As fraturas podem se desenvolver pelo deslocamento perpendicular ao plano de fraturamento (modo I), pelo deslizamento/cisalhamento perpendicular ao plano da fratura (modo II), pelo deslizamento/cisalhamento paralelo ao plano (modo III) e pela contração ou fechamento do plano de fratura – modo IV (Figura 6).

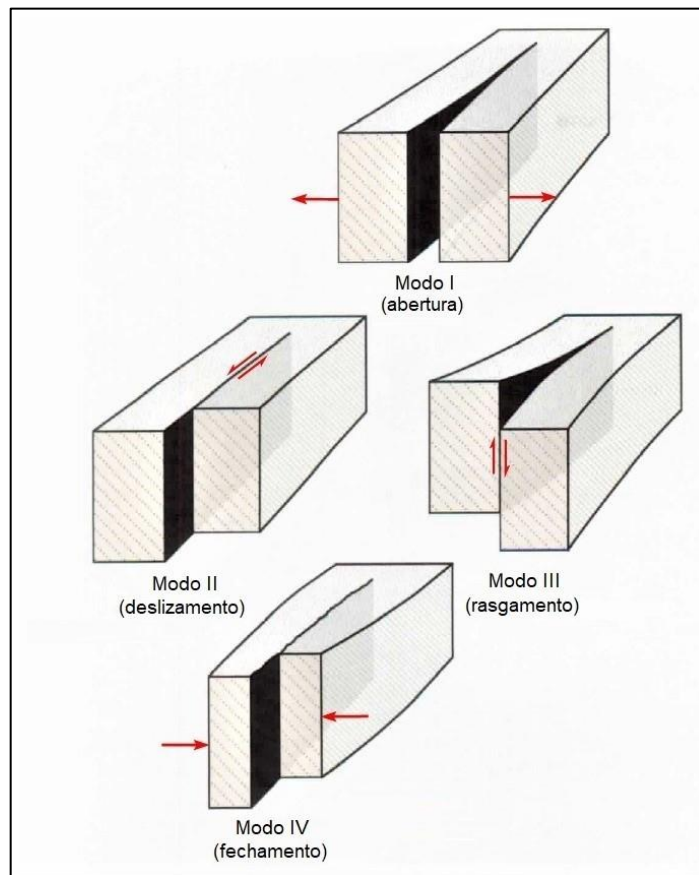


Figura 6. Modos de formação de fraturas quanto à forma de deslocamento diante do plano de ruptura. Modo I: fraturas de extensão, deslocamento perpendicular ao plano de fratura. Modo II e III: fraturas de cisalhamento, deslizamento perpendicular e paralelo ao plano da fratura. Modo VI: fraturas de fechamento (estilolitos), contração do plano de ruptura. Fonte: Modificado de Fossen (2012).

Deste modo, as fraturas podem ser divididas em fraturas de cisalhamento (falhas), quando há um movimento relativo paralelo ou perpendicular ao plano da fratura, e fraturas de extensão (juntas, fissuras e veios), quando há pouco ou nenhum deslocamento visível e extensão perpendicular às paredes (Fossen, 2012). As figuras 7 e 8 ilustram os tipos de fratura supracitados.

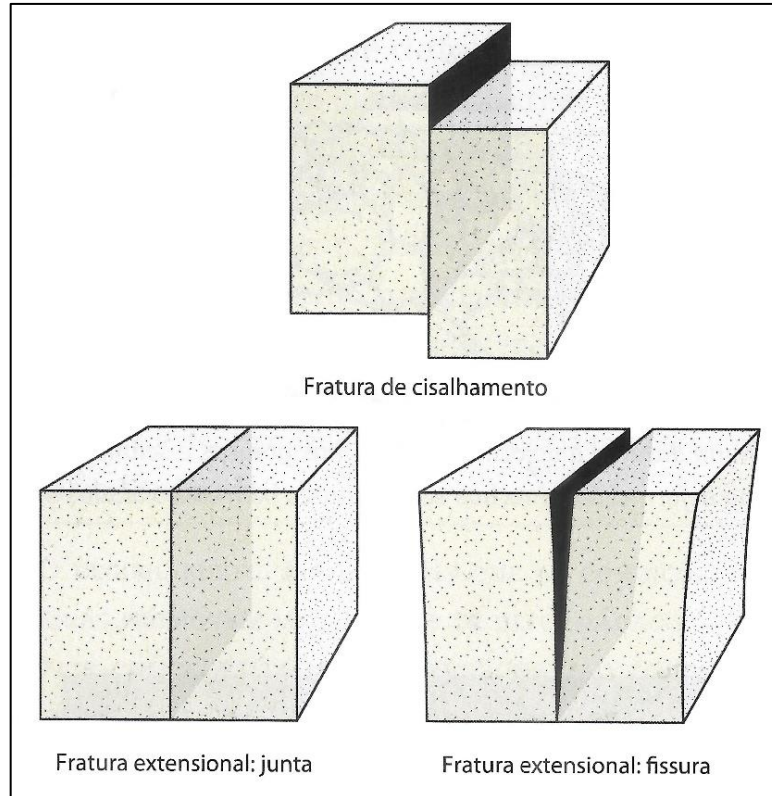


Figura 7. Tipos de fratura. Fratura de cisalhamento (falhas). Fraturas extensionais (juntas e fissuras).
Fonte: Fossen (2012).

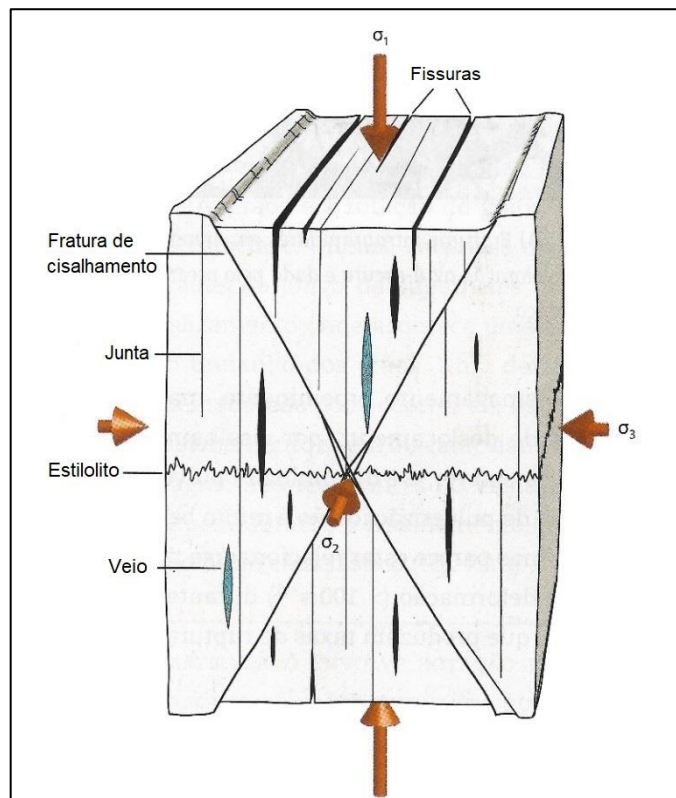


Figura 8. Representação dos diversos tipos de fratura e suas orientações em relação aos esforços principais. Fonte: Fossen (2012).

6.2.1.1 Deformação coaxial rúptil

A deformação coaxial, não rotacional ou cisalhamento puro é a deformação que envolve apenas translação e mudança de volume (Hasui, 2012). Trata-se de um processo no qual as linhas ao longo dos eixos principais de deformação mantêm a mesma orientação (Fossen, 2012). A Figura 9 esquematiza um maciço rochoso não deformado, o qual seguidamente foi submetido à deformação por cisalhamento puro.

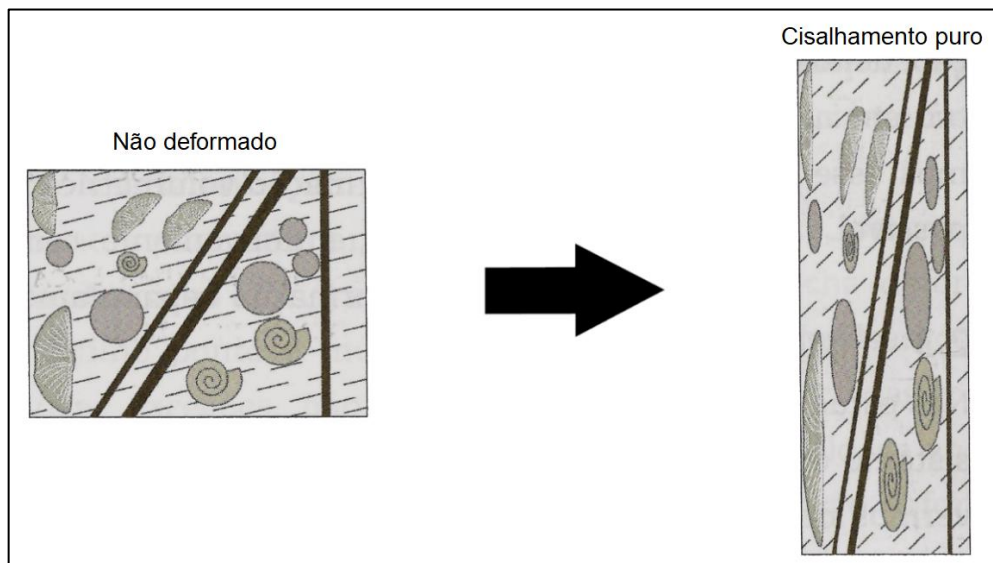


Figura 9. Maciço rochoso não deformado submetido ao cisalhamento puro, resultando na mudança de volume da rocha e alteração dos formatos dos fósseis. Fonte: Modificado de Fossen (2012).

Segundo Hasui (2012), as estruturas que podem se formar na deformação coaxial rúptil são: 1) fraturas de extensão perpendiculares a σ_3 ou X; e 2) fraturas de cisalhamento, as quais podem aparecer em pares conjugados simétricos à σ_1 , formando com ele um ângulo θ , e que têm como interseção o eixo σ_2 (Figura 10A). Nos pares conjugados, deslocamentos podem ocorrer com atrito dos blocos separados, originando falhas (figuras 10B e 11).

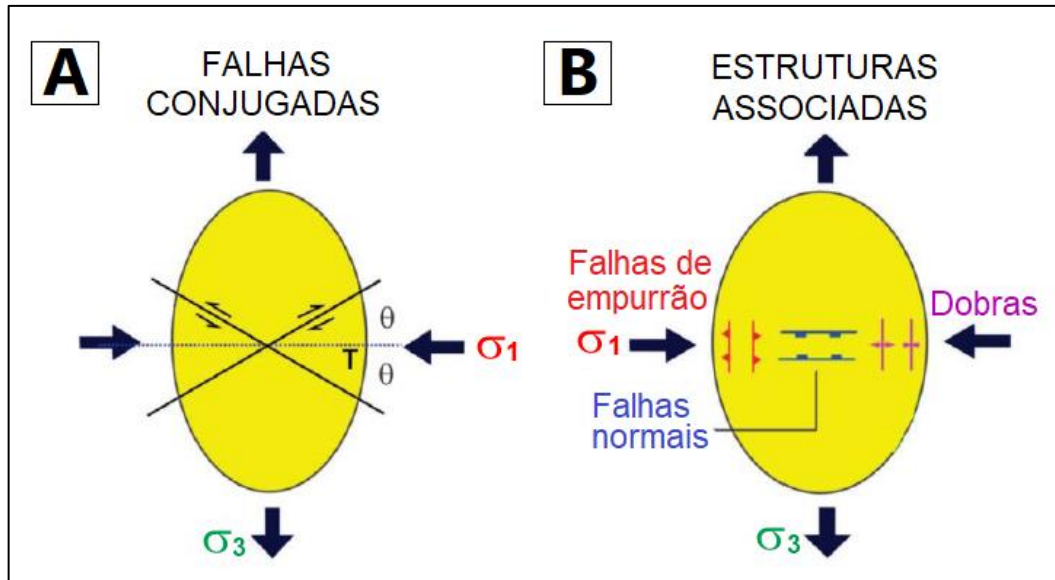


Figura 10. Representação da deformação coaxial. A) Fraturas de cisalhamento dispostas em par conjugado simétrico à σ_1 , formando com este um ângulo θ . B) Outras estruturas que podem ser formadas e suas respectivas orientações. Fonte: Modificado de Hasui (2012).

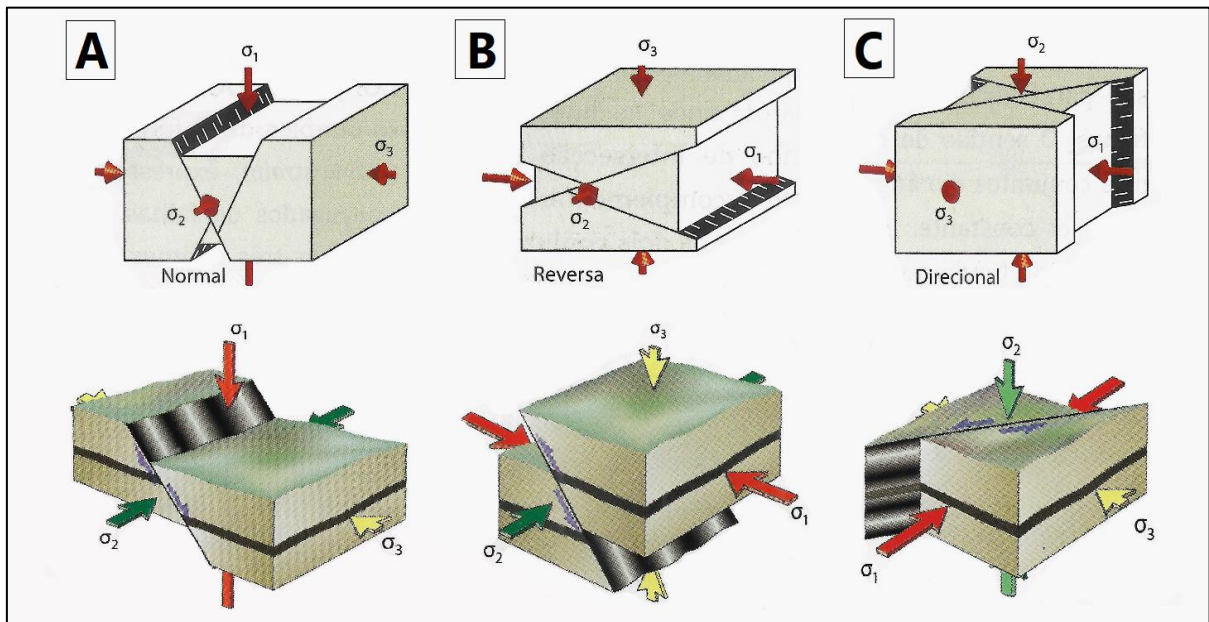


Figura 11. Fraturas de cisalhamento conjugadas, sua relação com os esforços e os tipos de falhas formadas. Nos pares conjugados, deslocamentos podem ocorrer com atrito dos blocos separados, originando falhas normais ou de gravidade (A), inversas ou reversas (B) e direcionais ou transcorrentes (C). Fonte: Adaptado de Fossen (2012).

6.2.1.2 Deformação não coaxial rúptil

A deformação não coaxial ou cisalhamento simples caracteriza-se pela rotação das linhas paralelas aos eixos principais de deformação, os quais apresentam orientação distinta em diferentes quantidades de deformação (Fossen,

2012). A Figura 12 ilustra um maciço rochoso não deformado, o qual posteriormente foi submetido à deformação por cisalhamento simples.

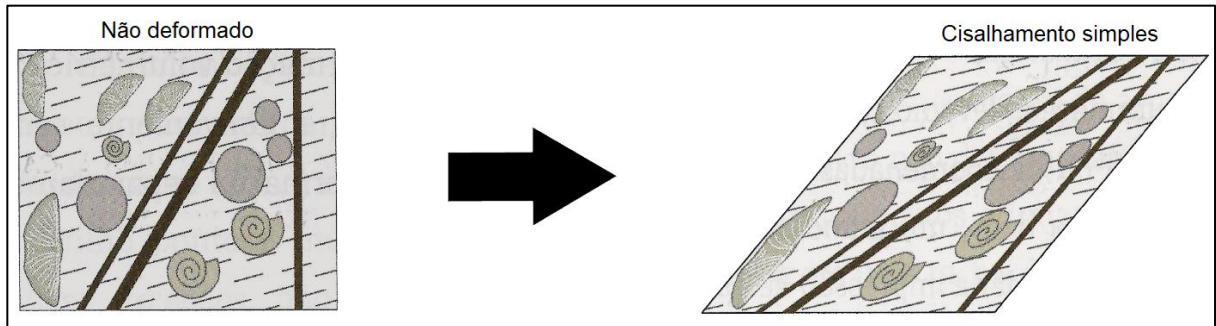


Figura 12. Maciço rochoso não deformado submetido ao cisalhamento simples, resultando na rotação dos fósseis (mudança de orientação). Fonte: Modificado de Fossen (2012).

As discontinuidades – juntas e falhas – são formadas pela deformação não coaxial rúptil segundo o modelo de Riedel (Hasui, 2012). As fraturas geradas são: 1) Fraturas T, extensionais e que indicam, inicialmente, a direção de estiramento, porém são facilmente rotacionadas com a continuidade da deformação; 2) fraturas de cisalhamento de Riedel (R ou sintética), obliquas à superfície principal de deslizamento e arranjadas *en echelon*; 3) fraturas de cisalhamento conjugadas de Riedel (R'), as quais são antitéticas aos cisalhamentos de Riedel; 4) as fraturas de cisalhamento sintéticas secundárias (P e X); e 5) as fraturas de cisalhamento Y ou D, as quais se formam paralelamente à faixa afetada (Fossen, 2012; Hasui, 2012).

A Figura 13 mostra as discontinuidades formadas segundo o modelo de Riedel e as feições – falhas normais, falhas inversas e dobras – que podem ser produzidas por esforços em uma região sob deformação não coaxial.

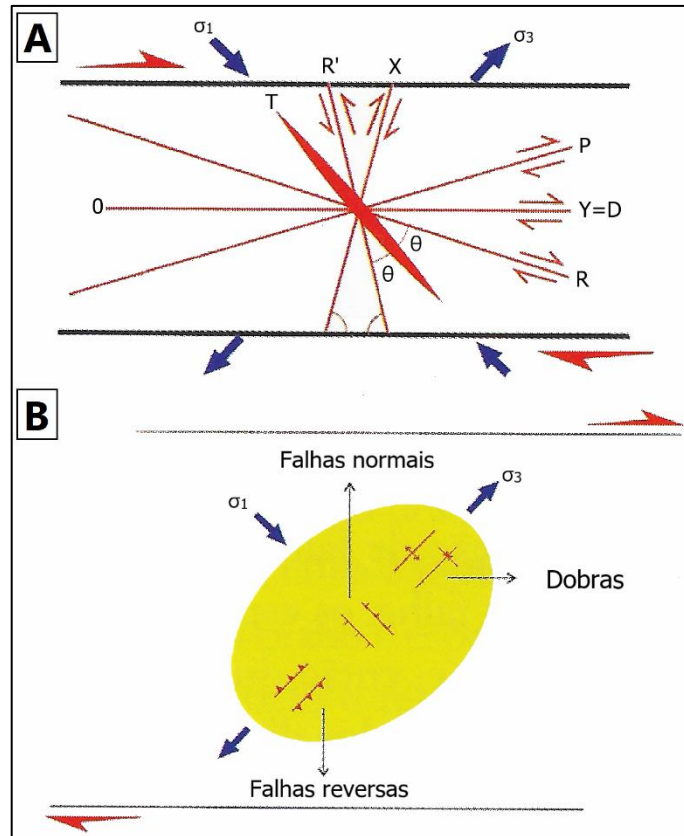


Figura 13. A) Descontinuidades formadas segundo o modelo de Riedel: fraturas extensionais (T), fraturas de cisalhamento de Riedel (R), fraturas de cisalhamento conjugadas de Riedel (R'), fraturas de cisalhamento sintéticas secundárias (P e X) e fraturas de cisalhamento Y ou D. B) Estruturas que podem ser produzidas por esforços em uma região sob cisalhamento simples. Fonte: Modificado de Hasui (2012).

Conforme Hasui (2012), com progresso da deformação, a rotação causa o adensamento dos planos das descontinuidades e impõe alterações nos ângulos das mesmas. Além disso, blocos separados por falhas, inicialmente com seção losangular, se tornam lenticulares/sigmoidais.

6.3 NEOTECTÔNICA

O termo neotectônica foi proposta pela primeira vez por Obruchev² (1948 *apud* Bezerra, 2000) para denotar processos geológicos ativos, os quais remetiam à deformação cenozoica ou quaternária. Entretanto, há uma crescente tendência a abandonar definições precisas do período abrangido pela neotectônica (Bezerra, 2000).

Neste sentido, a Comissão de Estudos Neotectônicos (INQUA) define neotectônica como qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de

² OBRUCHEV, V. A. 1948. Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki. *Izvetia Academia nauk SSSR, Ser. Geol.*, v. 5.

referência, compreendendo adicionalmente o entendimento de seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações para vários propósitos e suas futuras extrapolações, não existindo assim um marco temporal que indique o início da atuação neotectônica (Saadi³, 1991 *apud* Costa, 2004).

No Brasil, Hasui (1990) propõe neotectônica como todos os processos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico até a situação atual (remontando ao Permiano-Triássico) ou apenas os processos relacionados com a deriva do continente sul americano (aludindo aos meados do Terciário). Para este mesmo autor, a segunda alternativa deve ser privilegiada, uma vez que ela diz respeito à movimentação ainda vigente.

No que diz respeito à região amazônica, onde está inserida a área de estudo considerada neste trabalho, Costa *et al.* (1996) caracterizam a neotectônica como marcada por estruturas, sequências sedimentares, padrões de rede de drenagem e sistemas de relevo relacionados a dois principais episódios de deslocamento transcorrente: do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente.

Segundo Costa *et al.* (1996) o quadro neotectônico da região amazônica está inserido no contexto da rotação da Placa Sul-Americana para oeste, o que implantou um regime tectônico intraplaca sob atuação de um par conjugado dextral de direção E-W. Assim, a partir do Mioceno, passaram a operar no interior da placa componentes transpressivo NW-SE e transtensivo NE-SW.

A atividade neotectônica tem grande importância no interior da Placa Sul-Americana, pois influencia decisivamente no modelado da paisagem e apresenta potencial de desdobramentos em diversas frentes de aplicação de conhecimentos geológicos, como na definição de fluxo e acúmulo de água, na prospecção mineral e petrolífera, no planejamento/desenvolvimento de obras de engenharia e no planejamento da ocupação do meio físico (Costa *et al.*, 1996).

6.3.1 Características das estruturas neotectônicas

As estruturas neotectônicas mais estudadas são juntas e falhas, as quais geralmente correspondem às primeiras fases de deformação e, por serem restritas ao nível crustal superior, são mais passíveis à processos erosivos, sendo

³ SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre morfotectônica Minas Gerais: mapas morfotectônicos*. Tese (Admissão a cargo de professor Titular) IGC/UFMG, p. 300, 06.

normalmente “apagadas” depois de prolongados períodos de movimentação (Stewart & Hancock⁴, 1994 *apud* Costa, 2004).

Um sistema de juntas é considerado neotectônico se for o de idade mais recente em uma determinada área e precisa estar afetando rochas depositadas desde a implantação da fase neotectônica. Entretanto, juntas neotectônicas podem também se desenvolver em rochas mais antigas, embora o intervalo de tempo entre a acumulação da sequência e a implantação da deformação possa ser muito amplo para o estabelecimento de relações estratigráficas seguras (Stewart & Hancock⁴, 1994 *apud* Costa, 2004).

De acordo com Hancock & Engelder (1989), os sistemas de juntas neotectônicas são simples, geralmente consistem em conjuntos de fraturas verticais de extensão ou menos comumente de fraturas íngremes conjugadas, as quais se dispõem paralelamente, ou simetricamente em torno, às fraturas de extensão (Figura 14). As juntas neotectônicas raramente cortam camadas incompetentes e, além disso, não é comum a exposição de veios paralelos a estas discontinuidades, sugerindo que a pressão de fluido dificilmente alcança os altos valores necessários para seu desenvolvimento (Costa, 2004).

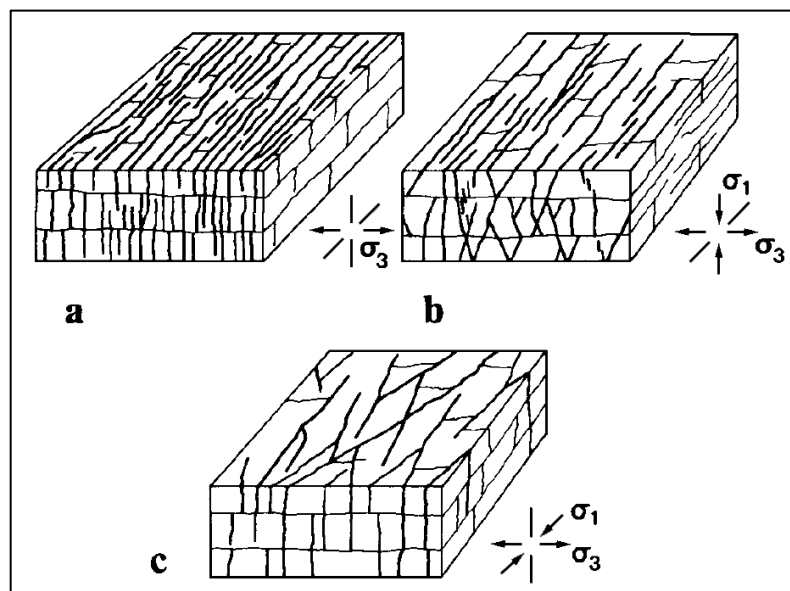


Figura 14. Características de um sistema de juntas neotectônicas. (a) Conjunto simples de juntas sistemáticas verticais de extensão. (b) Conjunto de juntas sistemáticas composto por fraturas verticais de extensão e paralelamente fraturas íngremes conjugadas. (c) Conjunto de juntas sistemáticas composto por fraturas verticais de extensão envolvidas por fraturas verticais conjugadas. Em todos os casos, juntas não sistemáticas (linhas mais finas) interconectam as juntas sistemáticas. σ_1 , tensão máxima principal; σ_3 , tensão mínima principal. Fonte: Hancock & Engelder (1989).

⁴ STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L (Ed). *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

As falhas neotectônicas apresentam geometria e arquitetura resultantes da propagação e acomodação dos movimentos de massa ao longo de diversos planos. A movimentação das falhas não ocorre em planos contínuos e discretos, mas em vários planos que constituem uma zona de falha, que apresenta um arranjo anastomosado e interconectado (Stewart & Hancock⁵, 1994 *apud* Costa, 2004). A Figura 15 mostra o caráter descontínuo da superfície de falha e a invariabilidade do padrão das rupturas.

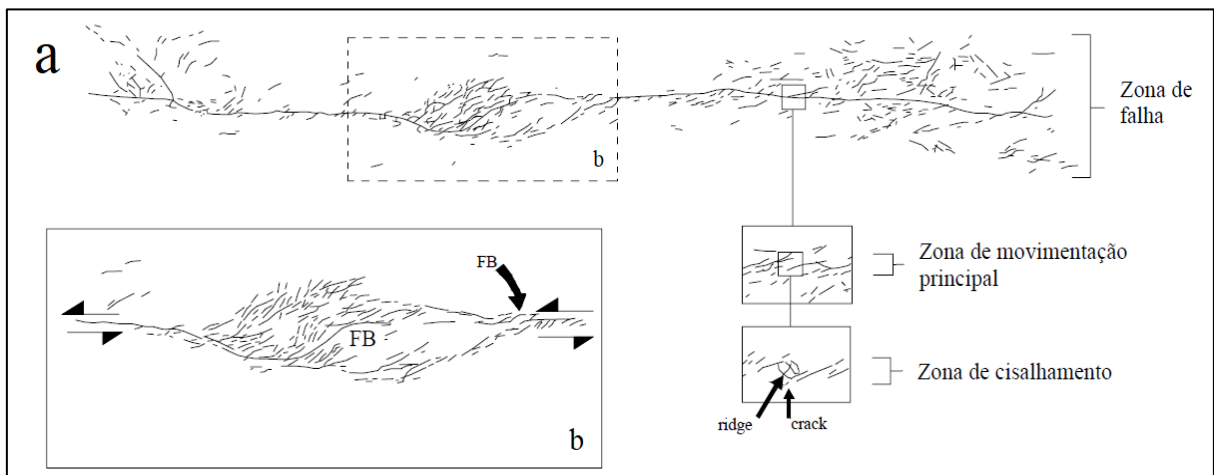


Figura 15. Em (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dasht e Bayaz no Irã, ressaltando o caráter descontínuo da superfície de falha. (b) Em detalhe a esquematização da invariabilidade do padrão das rupturas, com encurvamento (FB) ocorrendo ao longo das falhas. Fonte: Stewart & Hancock (1994 *apud* Costa 2004).

Segundo Costa (2004), os traços de falhas ativas se caracterizam por mudanças de orientação (curvaturas ou *bends*) e de continuidade geométrica (interrupção por ramos segmentados, onde a falha principal se divide em dois ou mais traços). A segmentação da falha, mudança de padrão geométrico, e as variações nas taxas de movimentação são diretamente responsáveis pela partição da deformação neotectônica.

Os diversos tipos de curvaturas e segmentações geram elementos estruturais contrastantes. Em suma, pode-se ter estruturas dilatacionais ou compressivas, nas quais são formadas, respectivamente, brechas de implosão e de compressão, além de brechas de atrito onde há concentração de deformação ao longo de uma superfície contínua da falha (Figura 16).

⁵ STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L (Ed). *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

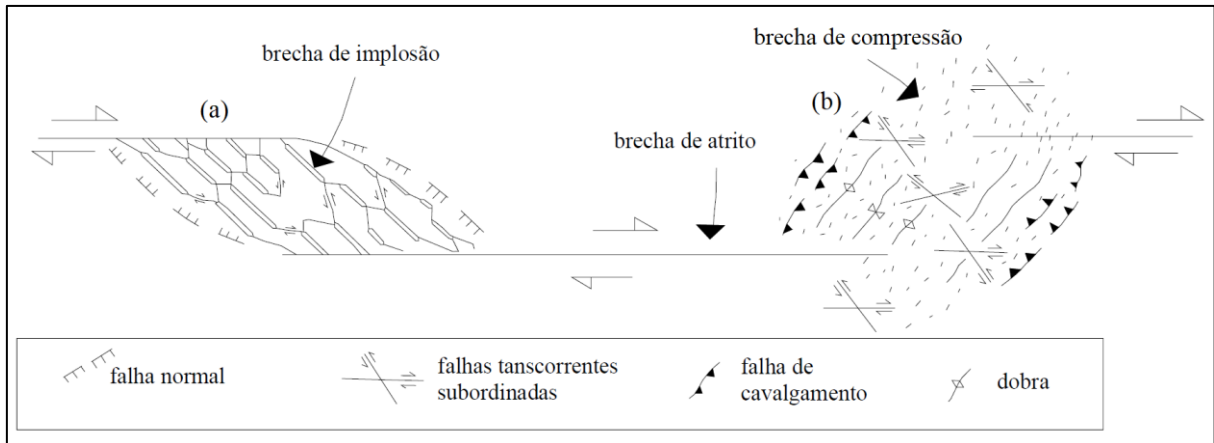


Figura 16. Padrão de fraturas ao longo de um segmento de uma falha direcional. (a) Estrutura dilatacional caracteriza-se por brechas de implosão, falhas normais e direcionais subsidiárias. (b) Estrutura compressional se caracteriza por brechas de compressão, cavalgamentos, dobras e falhas direcionais subordinadas. Ao longo do plano de falha principal, tem-se a formação de brechas de atrito. Fonte: Stewart & Hancock (1994 *apud* Costa 2004), modificado pelo autor.

Nos planos de falha podem ocorrer indicadores cinemáticos da movimentação, tais como estrias e lineação de estiramento. Além disso, outro ponto importante é a presença de farinha de falha, a qual pode ser útil na determinação da idade de movimentação da falha, através de métodos paleomagnéticos ou de ressonância elétrica (Costa, 2004).

6.3.2 Tectônica transcorrente

O entendimento do quadro neotectônico de uma área depende do contexto geológico inerente e das estruturas transcorrentes que nela existem (Costa, 2004). Estas estruturas – juntas e falhas – podem ser geradas tanto por cisalhamento puro quanto por cisalhamento simples e seguem os modelos apresentados nos itens 6.2.1.1 e 6.2.1.2 deste trabalho.

De acordo com Costa (*op. cit.*), os sistemas transcorrentes apresentam como característica principal uma geometria marcada pela presença de separações e curvaturas. Estas são determinantes para a formação de duplexes (Figura 17). A interação entre os segmentos de falha gera estruturas romboédricas, cuja geometria depende da cinemática envolvida e da sobreposição/espacamento entre as falhas (Christie-Blick & Biddle⁶, 1985 *apud* Costa, 2004). Outros padrões geométricos

⁶ CHISTIE-BLICK, N.; BIDDLE, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Ed). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogistas, p 1-34 (Special publication, 37), 1985.

podem ocorrer, tais como: *en echelon*, *replay*, anastomosado, em degraus, entre outros (Figura 18).

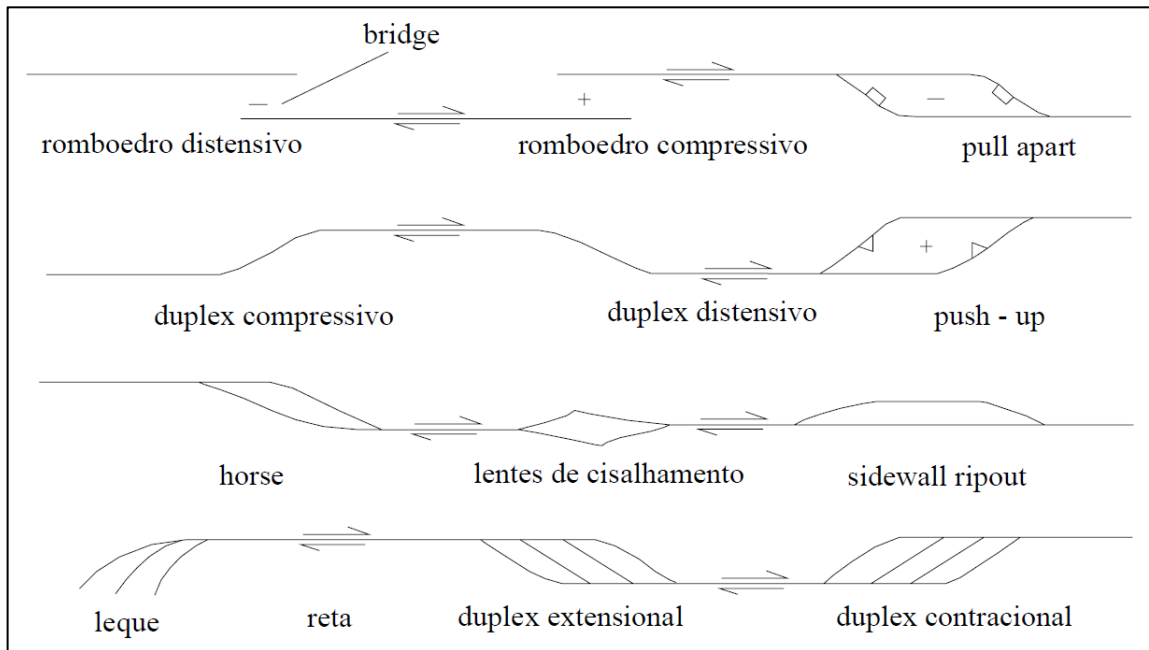


Figura 17. Principais características geométricas e de tipos de estruturas em sistemas transcorrentes. Fonte: Woodcock & Schubert (1994 *apud* Costa 2004).

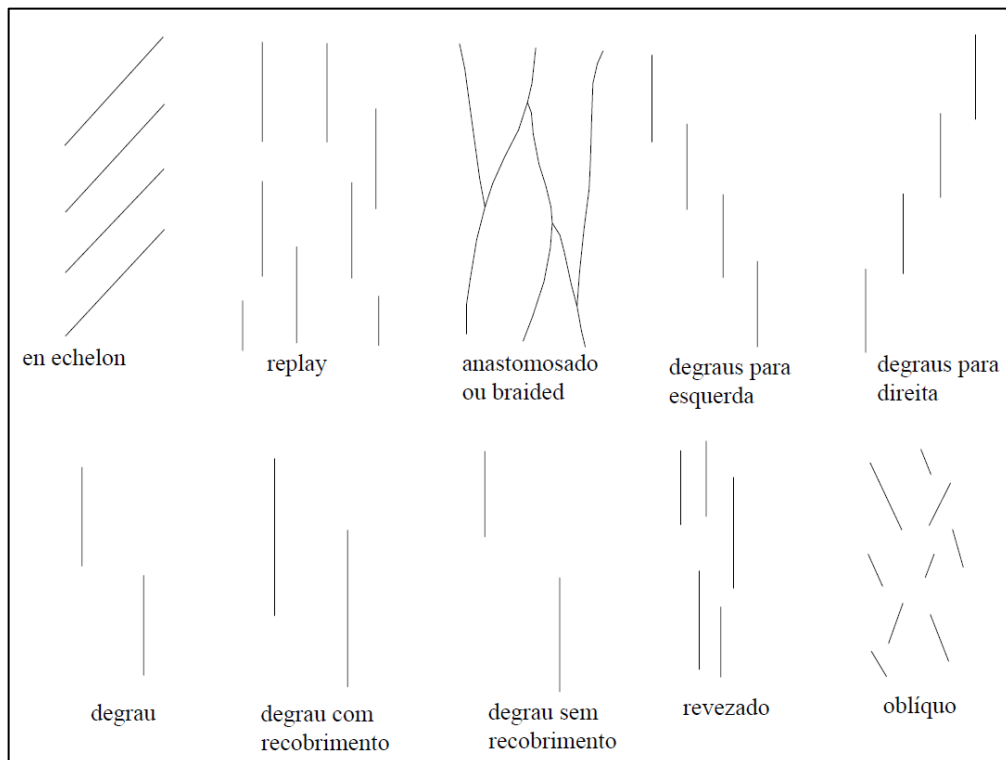


Figura 18. Padrões geométricos de estruturas dentro de zonas transcorrentes planares. Fonte: Woodcock & Schubert (1994 *apud* Costa 2004).

As transcorrências acomodam, por conta da deformação progressiva e heterogênea, muita rotação em torno de um eixo vertical, provocando uma deformação finita complexa, a qual é dependente da magnitude do deslocamento e do estágio de formação de cada feição envolvida (Hasui & Costa, 1991).

Segundo Woodcock & Schubert⁷ (1994 *apud* Costa, 2004), geralmente as rotações dos blocos obedecem à cinemática do binário do sistema em função do padrão estrutural dominante. Já as áreas de padrão estrutural diferente do dominante rotacionam em sentido oposto (Figura 19). O cisalhamento simples progressivo gera pequenos blocos crustais (Figura 20), os quais podem girar em torno de um eixo vertical dentro da zona transcorrente (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Em muitos casos, zonas transcorrentes podem ter registros de reativações em várias épocas, até mesmo com outros tipos de movimentação (Hasui & Costa, 1991).

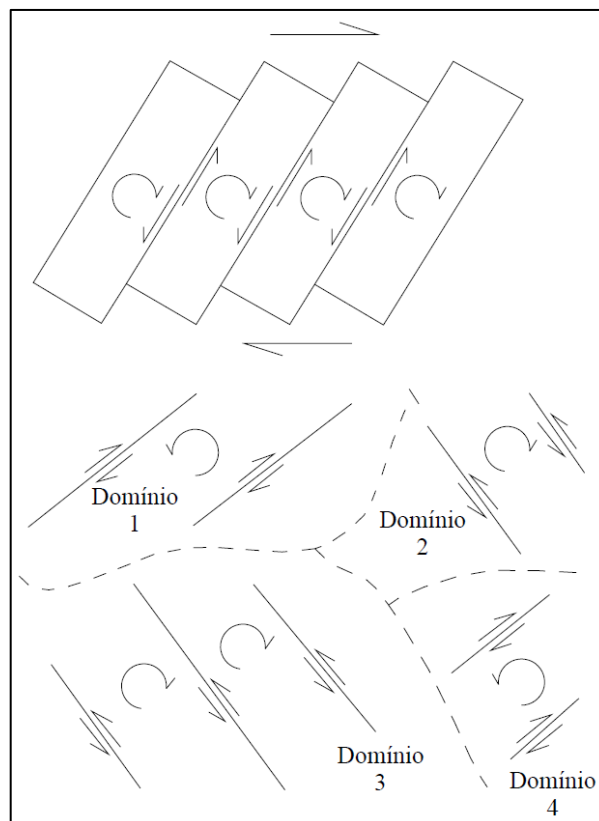


Figura 19. Visão em planta de blocos rotacionados por um binário dextral e as estruturas dominantes. O sentido de rotação não é o mesmo em todos os domínios, já que em áreas de padrão estrutural diferente do dominante, a rotação ocorre no sentido oposto (neste caso sinistral nos domínios 1 e 4). Fonte: Woodcock & Schubert (1994 *apud* Costa 2004).

⁷ WOODCOCK, N.H.; SCHUBERT, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. In: STEWART, I.S. & HANCOCK, P. L. *Neotectonics*. New York: Pergamon Press. p. 370-409, 1994.

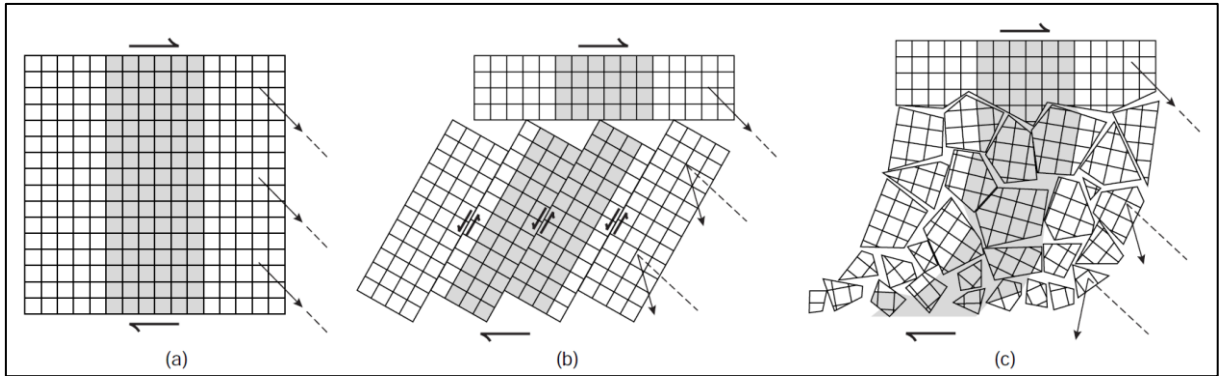


Figura 20. Mecanismo de rotação de blocos em uma zona de cisalhamento dextral. (a) Visão em planta de uma área submetida a cisalhamento simples dextral. (b) A área se divide em blocos delimitados por falhas com cinemática oposta à do binário dominante e rotaciona (c) A deformação progressiva origina blocos crustais menores, os quais podem girar em torno de um eixo vertical em diferentes proporções. Fonte: Van der Pluijm & Marshak (2004).

6.4 A PESQUISA NEOTECTÔNICA E O MÉTODO LÓGICO SISTEMÁTICO NA ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DA DRENAGEM E RELEVO

As principais características da pesquisa neotectônica são: o enfoque multidisciplinar, o possível desenvolvimento de modelos atualísticos de paleocorrelação, o fato de que as estruturas e tramas neotectônicas são o reflexo de processos profundos na parte superior da superfície terrestre, além da possibilidade de estudos de sítios arqueológicos e sua importância econômica, assim como de impacto social (Costa, 2004).

Deste modo, segundo Stewart & Hancock⁸ (1994 *apud* Bandeira, 2008), os estudos sobre as manifestações que levaram à estruturação neotectônica requerem o uso de métodos e de técnicas específicas (Tabela 1) para se alcançar bons resultados.

⁸ STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L (Ed). *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

Tabela 1. Técnicas de aquisição de dados neotectônicos.

	Local	Regional
Geodésicos	Controle da inclinação por triangulação, calibre da deformação, aferição de rastreamentos.	Sistema de posicionamento global, interferômetro de linhas de base muito longas, rastreamento a laser por satélite.
Sismológicos	Rede de microterremotos	Rede de dados sismológicos globais
Sensoriamento Remoto	Fotografias aéreas	Imageamento termal, de radar e digital
Geofísicos	Eletromagnetismo	Reflexão sísmica, anomalias de gravidade
Geoquímicos	Resistividade elétrica, descarga do radônio	Monitoramento hidrológico
Históricos	Relato de testemunhas oculares e/ ou evidências documentais	Mapas
Arqueológicos	Registro de estruturas feitas pelo homem	Catálogos de terremotos pré-históricos
Geomórficos	Relevo gerado por falhas	Índices morfométricos, padrões de drenagem
Geológicos	Trincheiras	Anomalias de páleo-stress

Fonte: Stewart & Hancock (1994 *apud* Bandeira 2008).

O método de investigação neotectônica que utiliza dados geomorfológicos caracteriza-se pela grande abrangência temporal, sendo possível a obtenção de dados na ordem de dias a milhões de anos (Figura 21). Por este motivo e por mostrar as relações entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas, ele é considerado o mais importante (Bandeira, 2008).

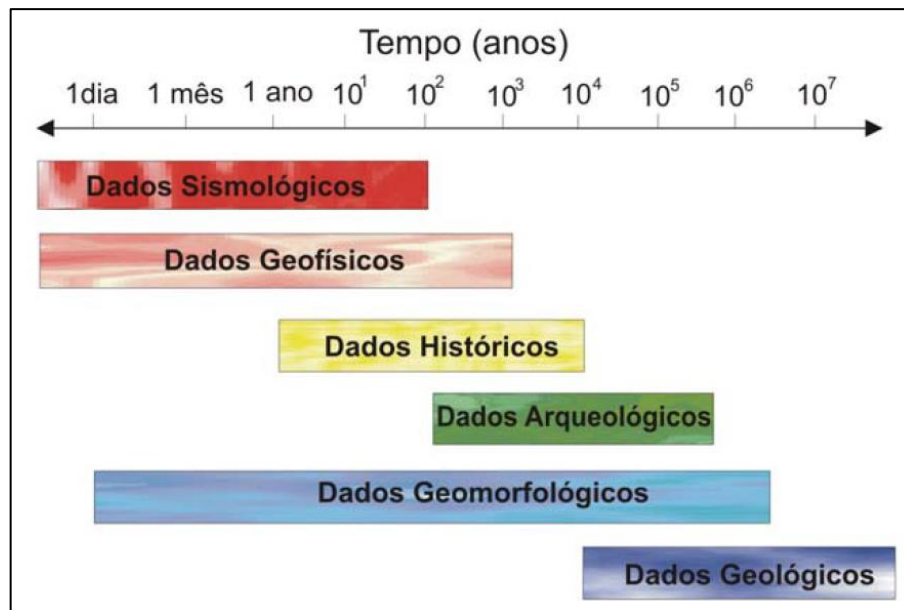


Figura 21. Abrangência temporal dos tipos de dados utilizados nos métodos de investigação neotectônica. Fonte: Stewart & Hancock (1994 *apud* Bandeira, 2008).

A modelagem do relevo e a evolução da rede de drenagem atuais estão intimamente relacionados à atividade neotectônica (Hasui, 1990). Em uma determinada área, a morfologia do relevo se desenvolve em função dos tipos de rochas e refletem uma possível estruturação existente (falhas, por exemplo). Os cursos de drenagem também são fortemente influenciados pelas litologias e apresentam a capacidade de se ajustarem à estruturação geológica. Por isso, anomalias de drenagem/deslocamentos dos cursos d'água são características importantes que demonstram a presença de fraturas e movimentação de falhas, isto é, a atuação da neotectônica (Costa, 2004).

Em suma, a análise dos aspectos geomórficos é indispensável para se obter conhecimento a respeito do arcabouço estrutural de uma região. As fotografias aéreas e as imagens de satélite são importantes ferramentas utilizadas para a obtenção de dados geomorfológicos e neotectônicos. Nesta perspectiva, Soares & Fiori (1976) sintetizaram um método de investigação baseado nos processos de fotoleitura, foto análise e fointerpretação. Tal metodologia caracteriza-se por procedimentos fotoanalíticos e fointerpretativos apresentados de forma sistemática, codificada e lógica, e tem como objetivo a obtenção de informações de caráter geocientífico.

6.4.1 Drenagem

A rede de drenagem traçada de forma sistemática e uniforme pode fornecer consideráveis informações quanto à estrutura geológica da área, isto é, variações no estilo estrutural e nas fácies litológicas (Soares & Fiori, 1976). Segundo estes autores, as propriedades mais importantes a serem analisadas são:

- 1- Densidade de textura de drenagem: corresponde à quantidade de elementos de drenagem em uma determinada área, podendo ser classificada como baixa, média ou alta. Uma alteração brusca na densidade de drenagem pode indicar mudanças litológicas ou controles estruturais.
- 2- Sinuosidade dos elementos texturais de drenagem: classificação visual em predominantemente curvos, predominantemente retilíneos ou curvos e retilíneos (mistos).
- 3- Angularidade: refere-se ao ângulo de confluência dos elementos de drenagem. Pode ser classificada como baixa (ângulos menores que 60°), média (ângulos maiores que 60° e menores que 120°) e alta (ângulos maiores que 120°).

4- Tropicia: é a propriedade dos elementos de drenagem se desenvolverem segundo uma direção preferencial. Pode ser classificada como unidirecional, bidirecional, tridirecional ou multidirecional.

5- Assimetria: caracteriza-se pela presença de elementos com quantidade, tamanho ou forma sistematicamente diferentes de um lado e de outro do elemento maior. A assimetria pode ser classificada como fraca (quando há apenas a diferença no tamanho dos elementos) e forte (quando há diferenças de tamanho e forma).

6- Lineamentos de drenagem: elementos de drenagem fortemente estruturados, retilíneos ou em arco. Os elementos retilíneos menores que 3,5 km são considerados traços de fratura, os quais correspondem a zonas de concentração de juntas. Os elementos retilíneos maiores que 3,5 km são considerados falhas.

Ainda de acordo com Soares & Fiori (1976), na rede de drenagem podem aparecer formas anômalas diferentes do arranjo geral dos elementos de drenagem. Essas anomalias devem ser consideradas e ter seu significado investigado, pois podem estar ligadas à atividade neotectônica.

As anomalias de drenagem podem ser exemplificadas por: formas em arco, cotovelos, meandros isolados, variação na largura de rios, feições em Z ou S (indicadoras de movimentação dextral e sinistral, respectivamente), depressões isoladas (lagoas e pântanos), afogamento ou alargamento de canais e mudanças bruscas de padrões de drenagem (Soares & Fiori, 1976; Bandeira, 2008; Costa, 2004; Andrades Filho & Rossetti, 2012).

As formas em arco ou cotovelos podem estar relacionadas à ocorrência de juntas ou falhas (IBGE, 2009; Soares & Fiori, *op. cit.*). As feições em Z ou S, os meandros isolados, a variação na largura de rios e as mudanças bruscas de padrões sugerem uma drenagem com controle tectônico (Bandeira, 2008; Andrades Filho & Rossetti, 2012).

A Figura 22 mostra as importantes propriedades de drenagem (densidade, sinuosidade, angularidade, etc.) e exemplos de formas anômalas com significado geológico, conforme Soares & Fiori (1976).



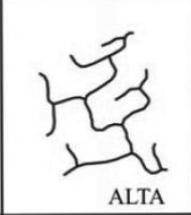

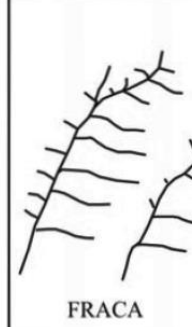

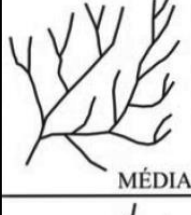
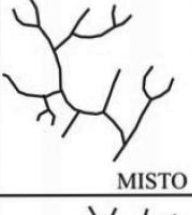
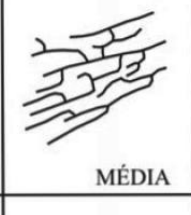
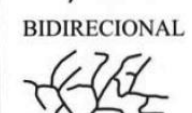
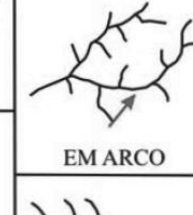


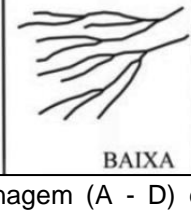

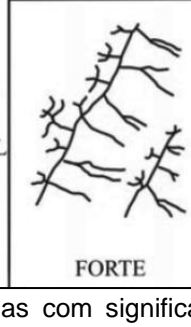
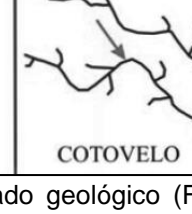
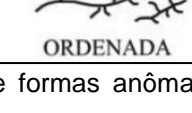
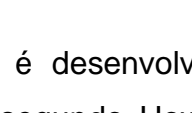
A- Densidade	B-Sinuosidade	C-Angularidade	D-Tropia	E-Assimetria	F-Formas Anômalas
 ALTA	 CURVO	 ALTA	 UNIDIRECIONAL	 FRACA	 MEANDROS ISOLADOS
 MÉDIA	 MISTO	 MÉDIA	 BIDIRECIONAL		 EM ARCO
 BAIXA	 RETILÍNEO	 BAIXA	 TRIDIRECIONAL	 FORTE	 COTOVELO
			 MULTIDIRECIONAL		
			 ORDENADA		

Figura 22. Propriedades de drenagem (A - D) e formas anômalas com significado geológico (F).
Fonte: Soares & Fiori (1976).

A análise da rede de drenagem é desenvolvida também levando-se em consideração os padrões de drenagem segundo Howard (1967). De acordo com este autor, quando as áreas são analisadas regionalmente, a rede de drenagem é definida por padrões básicos do tipo: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, multibasinal e contorcido (Figura 23).

O padrão dendrítico é o mais comum, assemelha-se a uma ramificação de árvore e está relacionado a áreas de baixa declividade, em rochas uniformemente erodidas, de composição homogênea, como rochas sedimentares ou cristalinas não fraturadas. O paralelo é caracterizado como sendo o tipo dendrítico alongado e indica inclinação moderada do terreno (Costa, 2004).

As drenagens em treliça correspondem a cursos d'água principais paralelos, dos quais os tributários normalmente são curtos formando ângulos quase retos ou retos com os mesmos. O tipo retangular geralmente se configura em áreas fraturadas em ângulo reto. O padrão radial desenvolve-se sobre áreas estruturadas como vulcões, domos salinos, erosões residuais e soergimento tectônico. O anelar é indicativo de estruturação em domos ou em bacias (Costa, *op. cit.*).

O padrão multibasinal está ligado a zonas de erosão e deposição glacial, eólica, cárstica, vulcânicas recentes e em locais de deslizamento. Drenagens com padrão contorcido se caracterizam pela ausência de orientação regional.

De acordo com Howard (1967), padrões modificados podem surgir a partir de variações nos padrões básicos. Os padrões modificados são do tipo: treliça de falha, treliça em juntas, angulado, centrípeto, complexo, compostos, palimpséstico, subdendrítico, pinado, anastomótico, distributário, subparalelo, colinear, treliça direcional e treliça recurvado (figuras 24 e 25).

A análise da rede de drenagem, conforme as propriedades propostas por Howard (1967) e Soares & Fiori (1976), possibilita a descrição e a definição de zonas homólogas de drenagem, além de caracterizar a interpretação (Soares & Fiori, *op. cit.*).

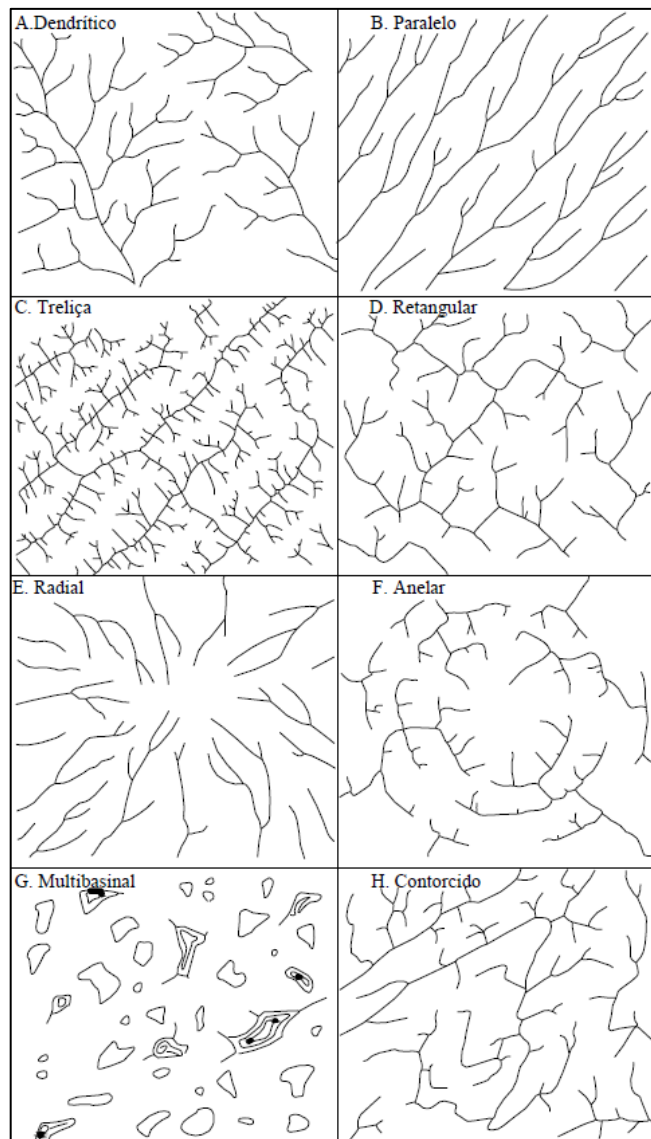


Figura 23. Padrões básicos de drenagem. Padrão dendrítico (A), paralelo (B), treliça (C), retangular (D), radial (E), anelar (F), multibasinal (G) e contorcido (H). Fonte: Howard (1967).

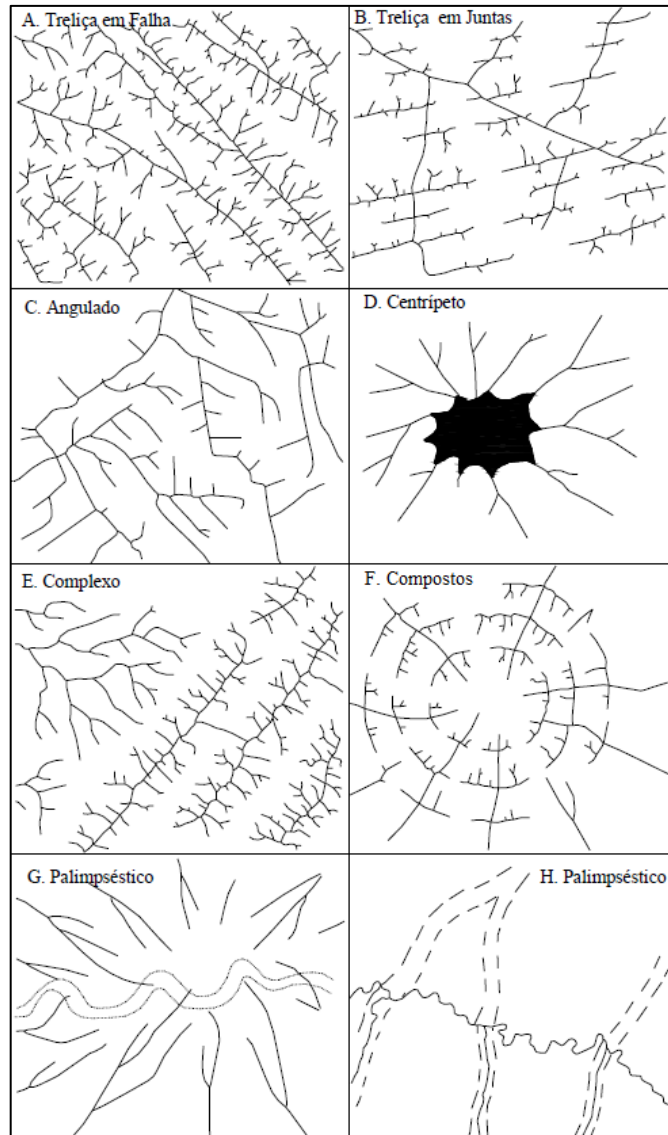


Figura 24. Padrões modificados de drenagem (variação dos padrões básicos): treiça de falha (A), treiça de junta (B), angulado (C), centrípeto (D), complexo (E), compostos (F), palimpséstico (G e H). Fonte: Howard (1967).

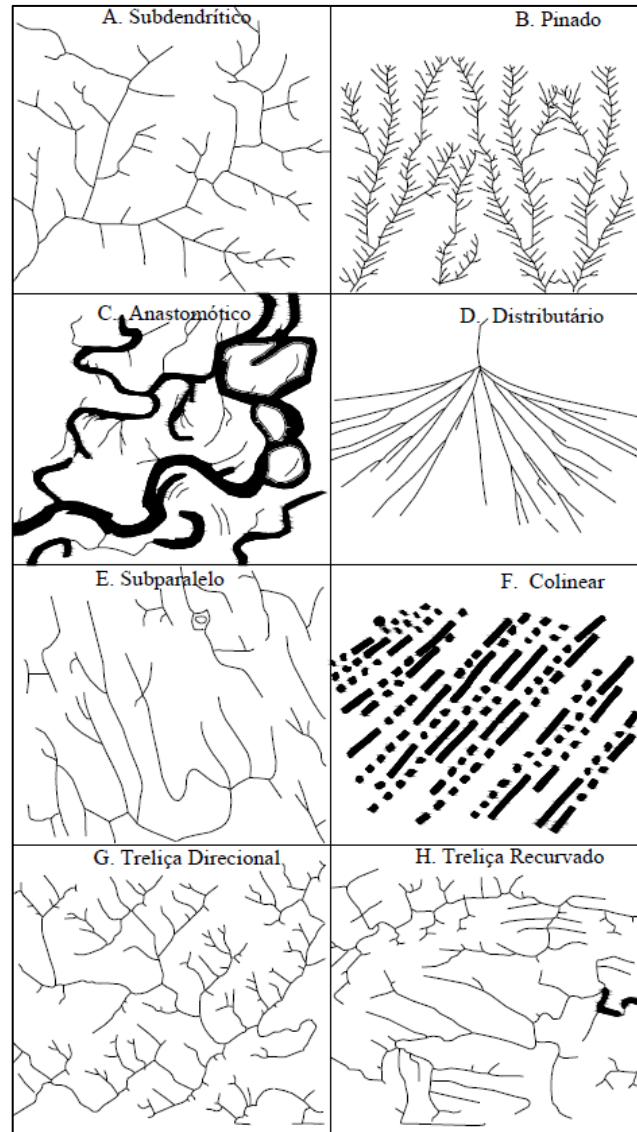


Figura 25. Padrões modificados de drenagem (variação dos padrões básicos): subdendrítico (A), pinado (B), anastomótico (C), distributário (D), subparalelo (E), colinear (F), treliça direcional (G) e treliça recurvado (H). Fonte: Howard (1967).

6.4.2 Relevo

Segundo Ross (1992) a superfície da Terra é constituída por formas de relevo de diversos tamanhos e táxons, de diferentes idades e processos genéticos distintos. Ainda de acordo com este autor, as formas de relevo são produtos das forças motoras dos processos endógenos e exógenos.

As forças motoras endógenas correspondem à dinâmica da crosta terrestre ligada principalmente à tectônica de placas (abalos sísmicos, falhamentos, dobramentos, subsidências, soerguimentos, vulcanismo, etc.). A ação exógena consiste nos processos de intemperismo, erosão e transporte ligados às condições climáticas atuais e do passado. Em suma, os processos exógenos atuam sob o

relevo de acordo com a resistência ao desgaste que a litologia e seu arranjo estrutural oferecem à erosão.

A classificação taxonômica do relevo proposta por Ross (*op. cit.*) consiste em seis táxons (Figura 26). As características destes táxons são descritas a seguir considerando-se também o trabalho de Santos *et al.* (2015).

O primeiro táxon caracteriza-se por ser o maior e equivale, por exemplo, à morfoestrutura de uma bacia sedimentar ou de um grande cinturão orogênico, a qual apresenta características estruturais que definem um determinado padrão de grandes formas do relevo.

O segundo táxon corresponde às unidades morfoesculturais (depressões, planaltos e chapadas) pertencentes à uma determinada morfoestrutura e posicionadas em diversos níveis topográficos.

As Unidades dos Padrões de Formas Semelhantes do Relevo caracterizam o terceiro táxon. Estes padrões de formas semelhantes são conjuntos de formas menores do relevo que apresentam distinções de aparência entre si. Tal diferença se dá em função da rugosidade topográfica ou índice de dissecação do relevo, do formato dos topos, vertentes e vales. No terceiro táxon, os processos morfoclimáticos atuais começam a ser mais facilmente percebidos.

O quarto táxon compreende as formas de relevo individualizadas dentro de cada Unidade de Padrão de Formas Semelhantes. As formas de relevo podem ser as de agradação, acumulação ou deposição (planícies lacustres, fluviais ou marinhas, terraços fluviais ou marinhos, etc.) ou de denudação ou erosão (colinas, morros, cristas, formas com topo plano, aguçados ou convexos). Estas feições apresentam semelhanças no formato, no tamanho e na idade.

As vertentes ou setores das vertentes pertencentes a cada uma das formas de relevo individualizadas designam o quinto táxon. Em suma, as vertentes de um morro apresentam características geométricas (retilínea, côncava ou convexa), genéticas e dinâmicas distintas. A diversidade geométrica dos topos (convexo, plano ou tabular) também é levado em consideração.

O sexto táxon caracteriza-se pelas formas menores, as quais são produzidas pelos processos erosivos ou de deposição atuais (ravinas, voçorocas, cicatrizes de deslizamentos, bancos de sedimentação, assoreamentos, entre outros). Formas

resultantes da ação antrópica são consideradas, por exemplo: aterros, cortes de estradas, desmonte de morros, etc.

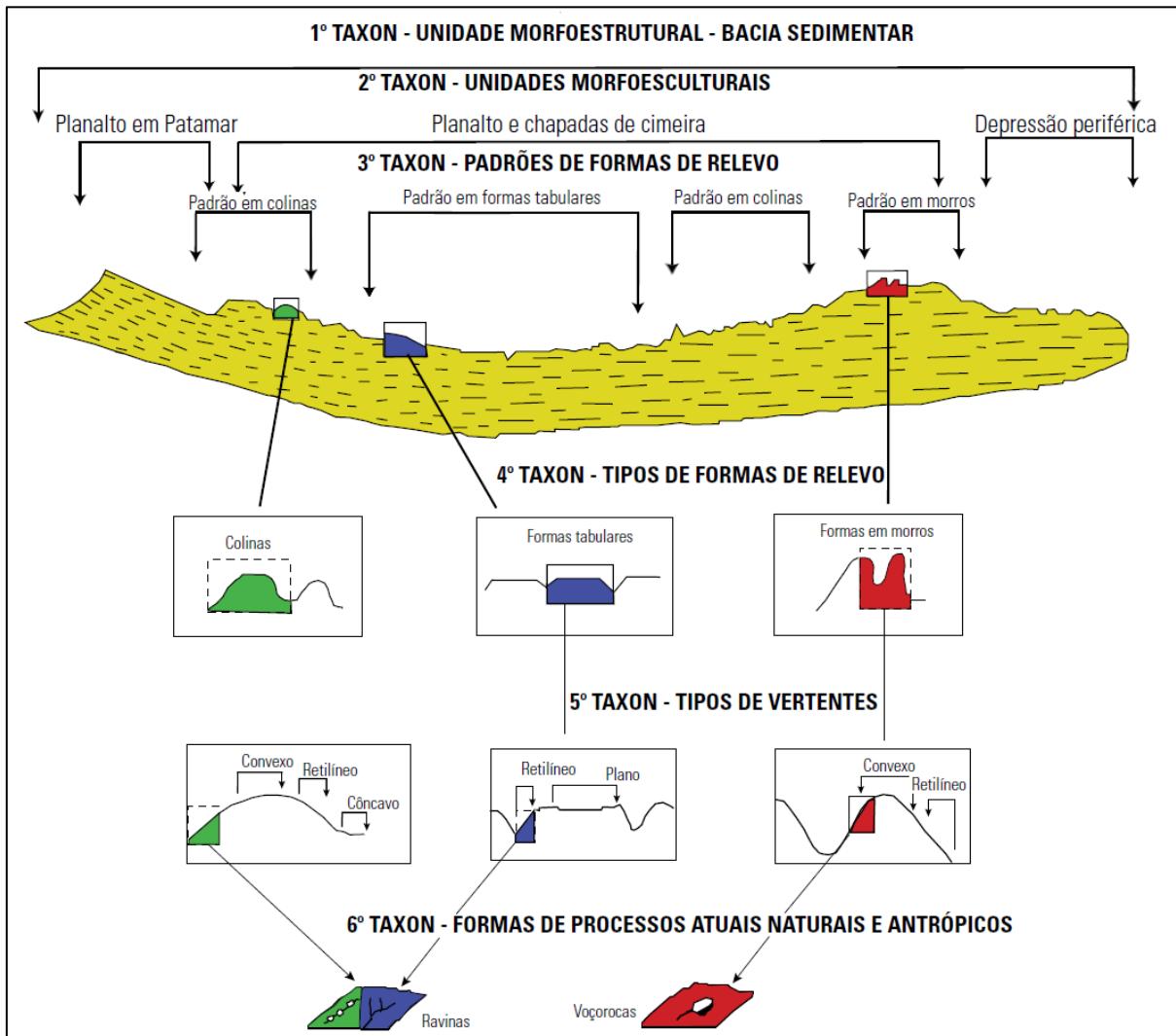


Figura 26. Unidades taxonômicas de classificação do relevo. Fonte: Santos *et al.* (2015), modificado de Ross (1992).

As formas de relevo podem ser analisadas segundo o método lógico e sistemático de Soares & Fiori (1976). De acordo com esses autores, as rupturas de declive são os elementos fundamentais na análise do relevo para a interpretação geológica. Além de definirem os elementos texturais do relevo, as rupturas de declive apresentam uma disposição regular constituinte da estruturação do relevo, considerada como quebras negativas ou positivas, lineações ou alinhamentos de relevo.

Segundo Soares & Fiori (1976), as principais propriedades de textura e estrutura do relevo são:

- 1- Densidade de textura de relevo: implica na quantidade de microfeições de relevo por unidade de área.
- 2- Quebra positiva: trata-se de uma feição saliente no relevo (cristas agudas ou suaves) originada pela disposição estruturada de rupturas de declive convexas para cima. As quebras positivas podem estar dispostas regularmente e, nesses casos, podem ser interpretadas como as direções das escarpas das linhas de falhas.
- 3- Quebra negativa: compreende formas rebaixadas de relevo desenvolvidas pela disposição estruturada de declividade com a convexidade para baixo. As quebras negativas podem representar linhas de juntas ou falhas, quando dispostas regularmente.
- 4- Assimetria do relevo: está relacionada à declividade dos taludes ou às propriedades de relevo diferentes em ambos os lados de uma quebra negativa ou positiva. Em suma, quanto maior for a diferença, maior a assimetria. Quanto à esta propriedade, o relevo pode ser classificado como fortemente, moderadamente ou fracamente assimétrico, bem como simétrico.
- 5- Lineações de relevo: caracteriza-se por pequenas feições lineares, fortemente estruturadas, retilíneas ou curvas, que se apresentam pouco salientes no relevo.
- 6- Alinhamentos de relevo: feições retilíneas ou levemente curvas, bastante salientes no relevo. Comumente, apresentam um conjunto de lineações paralelas e com cristas simétricas ou levemente assimétricas. Estas feições podem representar falhas e significar uma forte estruturação do relevo quando os elementos se apresentam muito alinhados.
- 7- Forma das encostas: trata-se da geometria dominante das encostas em uma área. As formas principais das encostas são a côncava, convexa, côncava-convexa e a côncava-retilínea-convexa.

A Figura 27 mostra a representação esquemática das principais propriedades de textura e estrutura do relevo descritas anteriormente.

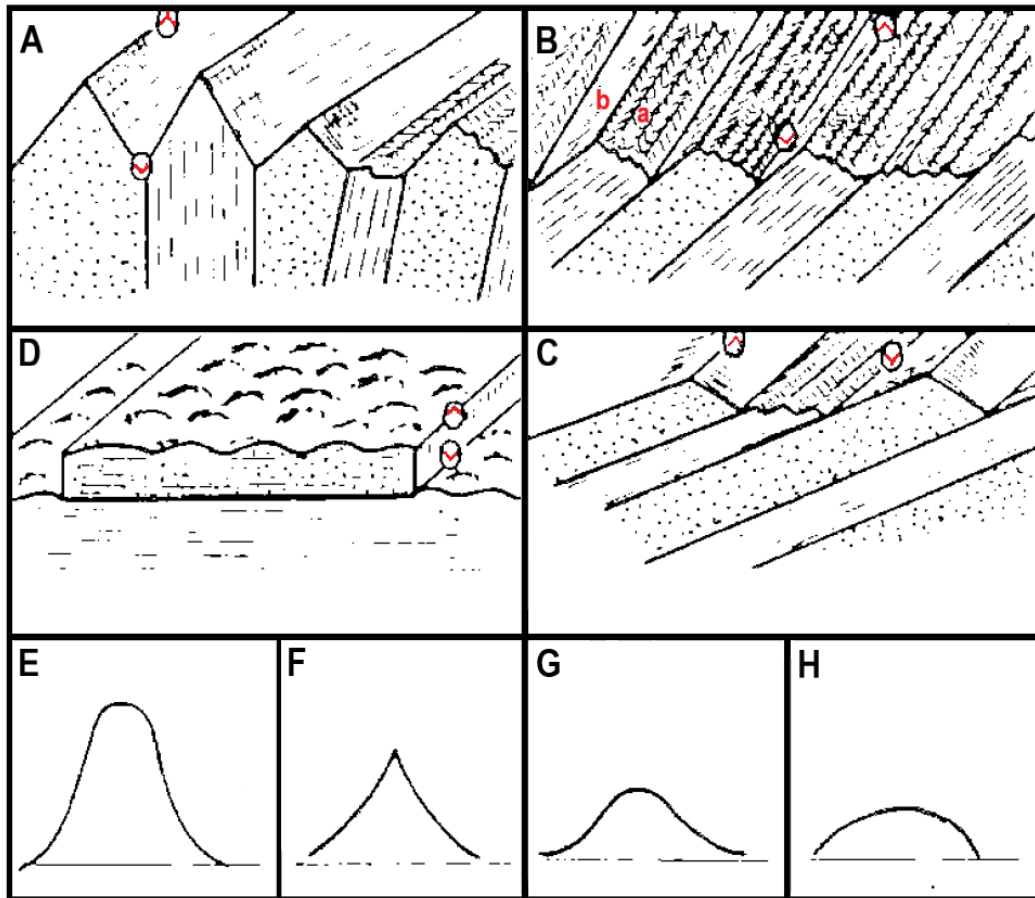


Figura 27. Representação esquemática das principais propriedades de relevo desenvolvidas em diferentes padrões de estrutura geológica e materiais diversos. Densidade de textura de relevo: alta (a) e baixa (b). Quebras positivas (Λ) e negativas (V). Assimetria do relevo: simétrico (A), fracamente assimétrico (B), moderadamente assimétrico (C), fortemente assimétrico (D). Tipo de encosta: côncavo-retilíneo-convexo (E), côncava (F), côncavo-convexo (G) e convexa (H). Fonte: modificado de Soares & Fiori (1976).

A evolução do relevo é controlada principalmente pelas estruturas geológicas. Em suma, as feições derivadas de paisagens tectônicas podem ser indicadoras de estilo, magnitude e taxa de movimento tectônico (Stewart & Hancock⁹, 1994 *apud* Palheta, 2008).

Segundo Palheta (2008), para análise das formas paisagísticas é necessário discriminar as paisagens tectônicas primárias, formadas diretamente de movimentação tectônica, das secundárias (elementos geomorfológicos deformados, modificados ou preservados por atividades tectônicas subsequentes).

As paisagens tectônicas primárias podem estar relacionadas aos vários tipos de falhas (normais, inversas e transcorrentes). Entretanto, são as falhas normais que produzem na paisagem, as feições topográficas mais evidentes da atuação

⁹ STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L (Ed). *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

neotectônica. Tratam-se de formas de relevo como escarpamentos íngremes retilíneos, côncavos e convexos que integram as escarpas de falhas ativas (Palheta *op. cit.*).

De acordo com Bandeira (2008), o controle geométrico das escarpas está diretamente ligado à evolução destas feições. Logo, as escarpas retas com declividade entre 40°-60°, pouco dissecadas, indicam movimentação recente, isto é, o estágio inicial (Figura 28). Já as escarpas com angularidade reduzida (por conta de processos erosivos) desenvolvem facetas triangulares e representam movimentação menos recente – estágio intermediário –. Em áreas com ação exclusiva de processos erosivos, estágio final, as escarpas apresentam-se soterradas por depósitos aluviais (Strahler¹⁰, 1971 *apud* Bandeira, 2008).

As principais feições de relevo associadas às falhas transcorrentes são descritas por Sylvester (1988). Este autor destaca os vales lineares encaixados no traço da falha, os deslocamentos de colinas e de canais, deflexões de canais em ângulo oblíquo, deslocamento de drenagem por falhas, drenagem obstruída, depressões localizadas (desenvolvimento de lagos), truncamento de cristas, escarpas paralelizadas e com deslocamentos verticais, entre outros (Figura 29).

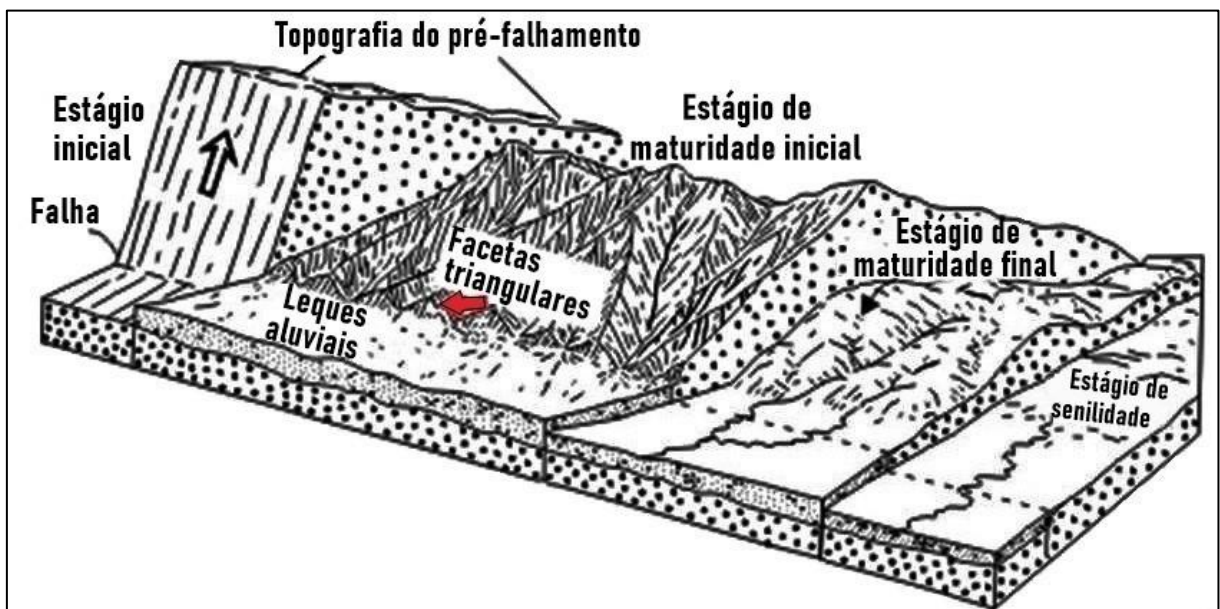


Figura 28. Provável evolução de uma escarpa de falha. Fonte: Strahler, (1971 *apud* Bandeira, 2008), modificado pelo autor.

¹⁰ STRAHLER, A. N. 1971. Statistical Analysis. In: Geomorphic Research. *Journ. Geol.*, Chicago: v. 3, 62, n. 1, p. 1-25.

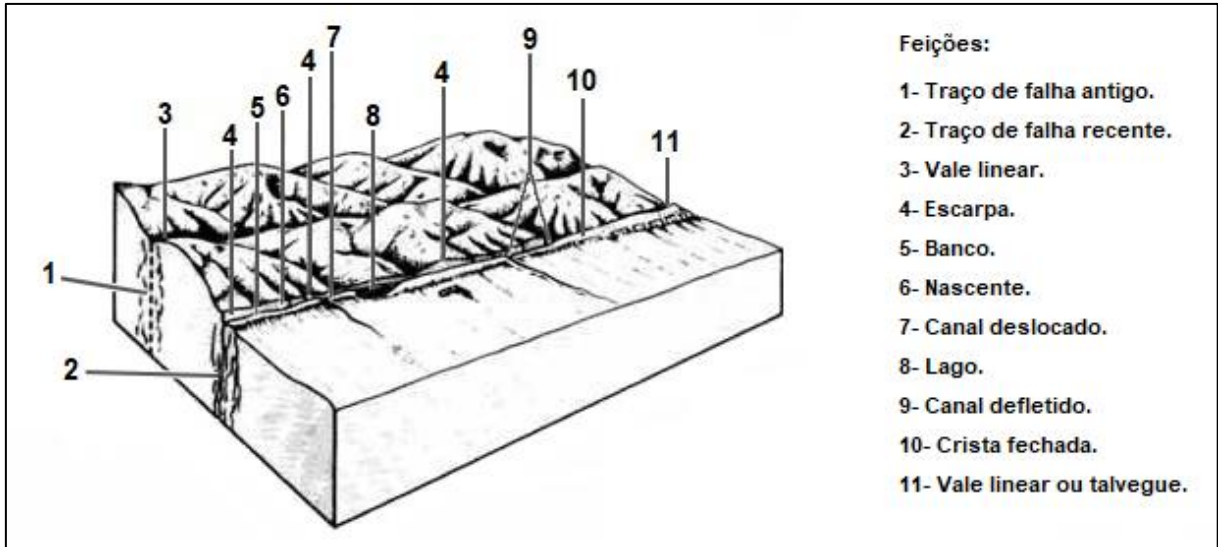


Figura 29. Bloco diagrama das estruturas geomórficas associadas às falhas transcorrentes. Fonte: Modificado de Sylvester (1988).

As paisagens tectônicas secundárias estão ligadas a movimentos verticais de falhas, evidenciados por superfícies de erosão, soerguimentos e subsidências em escala regional, e planícies aluviais, cujos os ambientes mais susceptíveis são os costeiros e fluviais (Stewart & Hancock¹¹, 1994 *apud* Palheta, 2008).

6.5 GEOPROCESSAMENTO – SIG

O geoprocessamento, como conceito, evolui com o crescimento da utilização de seus métodos e técnicas. Atualmente, ele pode ser definido como um conjunto de conceitos, métodos e técnicas que, atuando sobre bases de dados georreferenciados, por computação eletrônica, propicia a geração de análises e sínteses que consideram, conjugadamente, as propriedades intrínsecas e geotopológicas dos eventos e entidades identificados, criando informação relevante para apoio à decisão quanto aos recursos ambientais (Silva, 2009).

A tecnologia, denotada por geoprocessamento, influencia as áreas da Cartografia, Análise de Recursos Naturais, Transportes, Comunicações, Energia e Planejamento Urbano e Regional (Câmara & Medeiros, 1998). Sua principal ferramenta computacional é o Sistema de Informação Geográfica (SIG), o qual permite realizar análises complexas, ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados georreferenciados (Câmara & Medeiros *op. cit.*).

¹¹ STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L (Ed). *Continental Deformation*. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

Rosa (2011) define SIG como o conjunto de ferramentas computacionais, composta por equipamentos e programas que, por meio de técnicas, integra dados, pessoas e instituições, de forma a tornar possível a coleta, o armazenamento, o processamento, a análise, a modelagem, a simulação e a disponibilização de informações georreferenciadas, que possibilitam maior facilidade, segurança e agilidade nas atividades humanas, referentes ao monitoramento, planejamento e tomada de decisão, relativas ao espaço geográfico.

Segundo Câmara & Medeiros (1998) há pelo menos três grandes maneiras de utilizar um SIG: como ferramenta para produção de mapas, como suporte para análise espacial de fenômenos e/ou como um banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e recuperação de informação espacial. Estas três formas de utilização do SIG são antes convergentes que conflitantes e refletem a importância relativa do tratamento da informação geográfica dentro de uma instituição.

6.5.1 Estrutura de um SIG

De maneira geral, um SIG apresenta os seguintes componentes: a) interface com usuário; b) entrada e integração de dados; c) funções de processamento gráfico e de imagens; d) visualização e plotagem; e) armazenamento e recuperação de dados (organizados na forma de um banco de dados geográficos).

Conforme Câmara & Medeiros (1998), estes componentes se relacionam de forma hierárquica. No nível mais próximo ao usuário, a interface homem-máquina define como o sistema é operado e controlado. No nível intermediário, um SIG precisa ter mecanismos de processamento de dados espaciais (entrada, edição, análise, visualização e saída). No nível mais interno, um sistema de gerência de bancos de dados geográficos oferece armazenamento e recuperação dos dados espaciais e seus atributos.

A Figura 30 mostra o relacionamento dos principais componentes de um SIG.

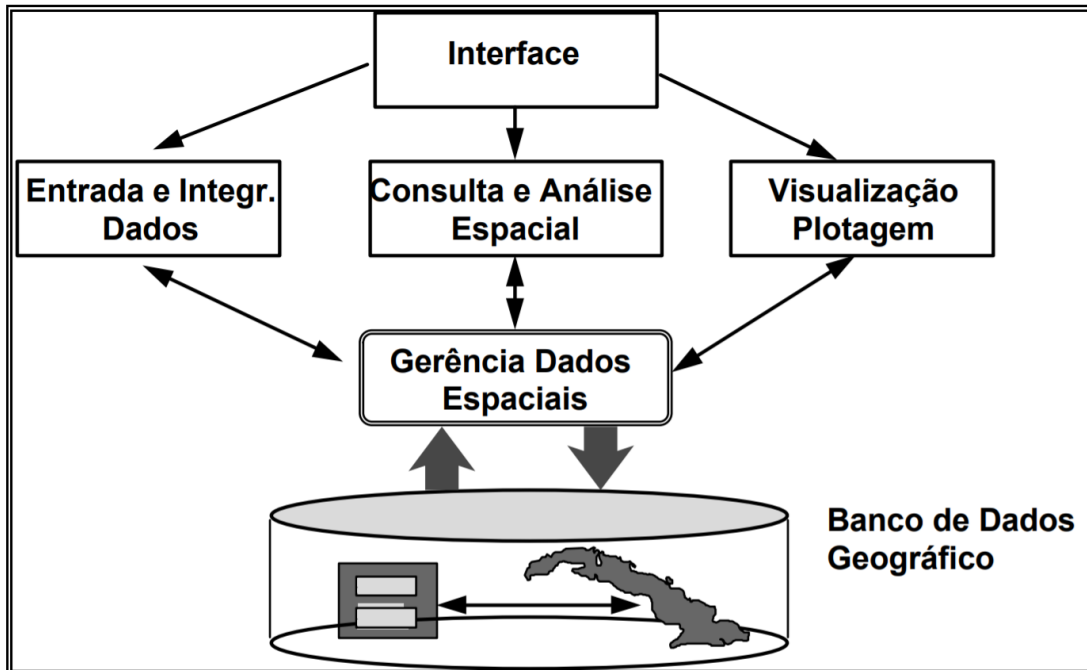


Figura 30. Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica. Fonte: Câmara & Medeiros (1998).

Fitz (2008) define a estrutura de um SIG como constituída por quatro componentes: 1) *hardware*, ou seja, a plataforma computacional utilizada; 2) *software*, isto é, os programas, módulos e sistemas vinculados; 3) dados, representados por informações ou conjunto de informações resultantes de uma investigação; e 4) *peopleware* – profissionais e/ou usuários envolvidos –.

Os dados que compõe um SIG são de dois tipos: dados alfanuméricos e dados espaciais. Os dados alfanuméricos correspondem àqueles constituídos por caracteres (números, letras ou sinais gráficos), os quais podem ser armazenados em tabelas que podem formar um banco de dados (Fitz, 2008).

Os dados espaciais são aqueles que podem ser representados espacialmente (de forma gráfica) e compreendem imagens, mapas temáticos ou planos de informações (Fitz *op. cit.*). Este tipo de dados apresenta estrutura vetorial ou matricial.

A estrutura vetorial é constituída por três formas gráficas primitivas (pontos, linhas e polígonos) e utiliza um sistema de coordenadas. Os pontos são representados por um par de coordenadas, já as linhas e os polígonos são representados por um conjunto de pares de coordenadas.

A estrutura matricial ou em grade (*raster*) caracteriza-se por sua representação na forma de uma matriz com n linhas e m colunas, $M(n, m)$. Nesta

matriz, cada célula (*pixel* ou elemento de imagem) apresenta um valor z, o qual pode indicar, por exemplo, uma cor ou tom de cinza a ele atribuído. Imagens de satélite, fotografias aéreas e mapas digitalizados são produtos do sensoriamento remoto que utilizam essa forma de armazenamento (Fitz, 2008).

A Tabela 2 promove uma comparação entre os dois tipos de estruturas de dados espaciais.

Tabela 2. Estruturas de dados matricial (raster) e vetorial.

Matricial (<i>raster</i>)	Vetorial
Traduzem imagens digitais matriciais geradas por sensoriamento remoto e processos de escanerização.	Traduzem imagens vetorizadas compostas por pontos, linhas e polígonos.
Execução de operações entre camadas ou <i>layers</i> de mesma área e atributos distintos é extremamente fácil e rápida.	Execução de operações entre camadas ou <i>layers</i> de mesma área e atributos distintos é bastante complexa e demorada.
Vínculo com atributos alfanuméricos é dificultado (<i>pixel a pixel</i>).	Vínculo com atributos alfanuméricos torna-se facilitado, já que se dá através do ponto, linha ou polígono registrado.
Resolução digital está vinculada diretamente à quantidade de pixels da imagem, podendo requerer processadores de grande capacidade e velocidade.	Resolução digital do mapa é limitada pela quantidade de vetores dispostos e de sua impressão, o que propicia grande detalhamento.
Fronteiras das imagens são descontínuas (efeito serrilhado).	Fronteiras das imagens são contínuas (feições regulares).
Cálculos de distâncias, áreas etc. vinculam-se ao desempenho do <i>hardware</i> .	Cálculos de distâncias, áreas etc. são, em geral, simplificados, tornando o processamento mais rápido.

Fonte: Modificado de Fitz (2008).

7. ÁREA DE ESTUDO

7.1 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

7.1.1 Clima

Andrade *et al.* (2017) utilizaram a classificação climática proposta por Wladimir Peter Köppen (1846-1940) para definir o clima da microrregião Bragantina, onde se localiza a área de estudo. Trata-se de um clima tropical de monção (Am) com uma breve estação seca.

A microrregião Bragantina caracteriza-se pelo excesso de umidade, com a precipitação média anual variando entre 1750-2500 mm e 2250-3000 mm. Os períodos chuvosos podem ocorrer de 8 a 12 meses e os intervalos de seca variam de 0 a 3 meses (Andrade *et al.*, 2017). A Figura 31 e a Tabela 3 mostram as características climáticas da microrregião Bragantina.

De acordo com os dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e da Estação Meteorológica de Tracuateua, a região Bragantina apresenta temperaturas máximas em torno de 33°C e mínimas aproximadas de 18°C, com uma média de 27°C (Pacheco *et al.*, 2011).

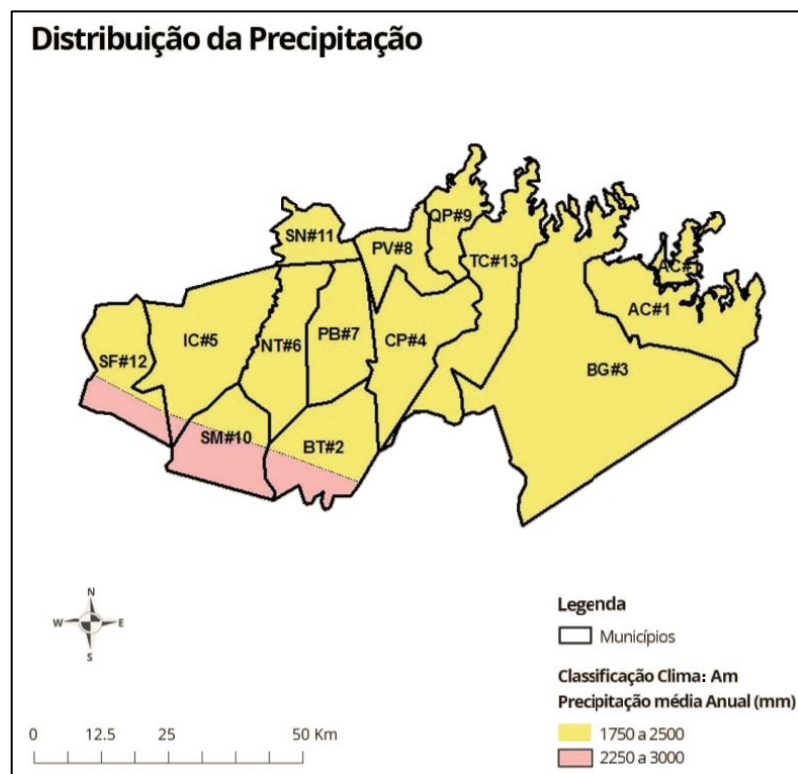


Figura 31. Mapa de variabilidade da precipitação média anual na microrregião Bragantina, Nordeste Paraense. Fonte: Modificado de Andrade *et al.* (2017).

Tabela 3. Características climáticas da microrregião Bragantina. CC: Classificação Climática (Köppen). NMC: Número de meses chuvosos. NMS: Número de meses secos.

Microrregião Bragantina						
Cor	Município	Código do Município	CC	Precipitação Anual (mm)	NMC	NMS
[Amarelo]	Augusto Correia	(AC#1)	Am	1750 – 2500	8	3
	Bragança	(BG#3)				
	Capanema	(CP#4)				
	Nova Timboteua	(NT#6)				
	Peixe Boi	(PB#7)				
	Primavera	(PV#8)				
	Quatipuru	(QP#9)				
	Santarém Novo	(SN#11)				
Tracateua	(TC#13)					
[Amarelo e Rosa]	Igarapé-Açu	(IC#5)		1750 – 2500	8	3
	Bonito	(BT#2)		2250 – 3000	9 - 12	0 - 2
	Santa Maria do Pará	(SM#10)				
	São Francisco do Pará	(SF#12)				

Fonte: Adaptado de Andrade *et al.* (2017).

7.1.2 Geomorfologia

Conforme a compartimentação geomorfológica proposta por Dantas & Teixeira (2013), a área de estudo compreende três domínios geomorfológicos: Planície Costeira do Nordeste do Pará, Tabuleiros da Zona Bragantina e Superfície do Rio Gurupi (Figura 32).

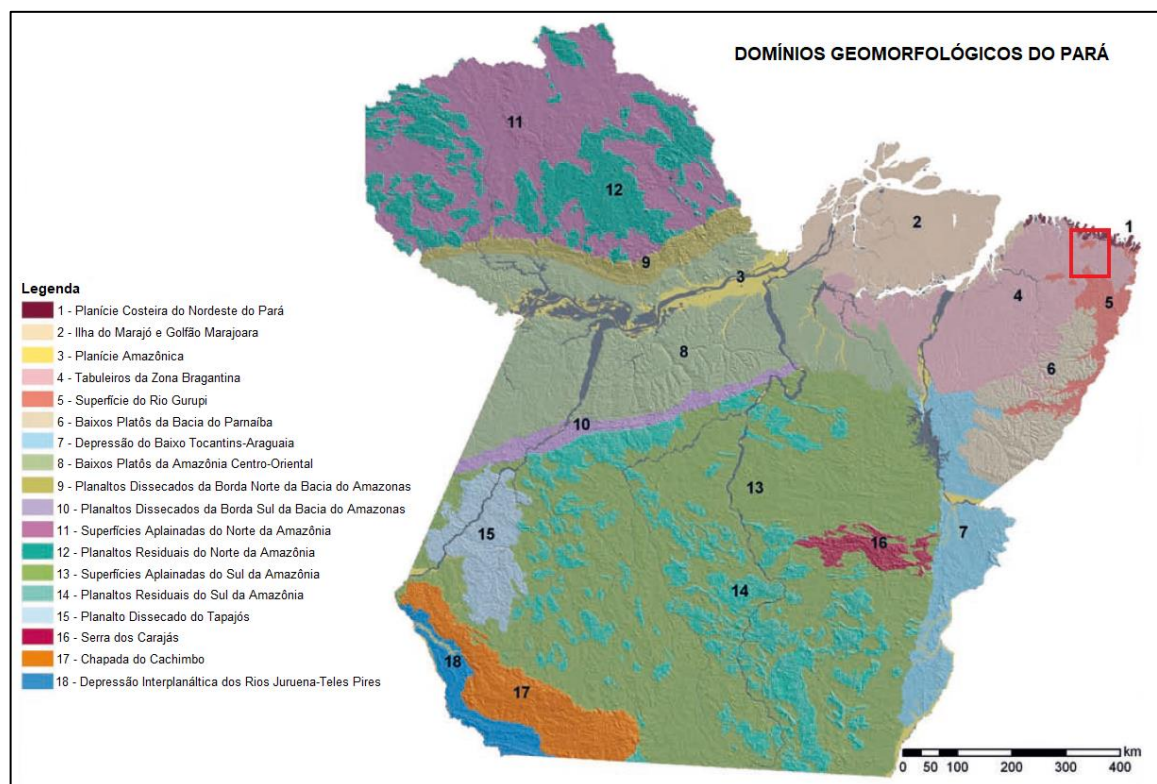


Figura 32. Domínios geomorfológicos propostos para o estado do Pará. O polígono em vermelho exhibe a localização aproximada da área de estudo. Fonte: Modificado de Dantas & Teixeira (2013).

A Planície Costeira do Nordeste do Pará está inserida entre a linha de costa e os tabuleiros costeiros, e caracteriza-se por reentrâncias que correspondem a baías fluviestuárias, configurando um litoral de falsas rias (Dantas & Teixeira, 2013; El-Robrini *et al.*, 2006). Este domínio compreende planícies fluviomarinhas (estuarinas, costeiras e aluviais) constituídas por sedimentos de idade quaternária.

Os Tabuleiros da Zona Bragantina (ou Planalto Rebaixado da Amazônia) correspondem a extensos tabuleiros, pouco dissecados, suavemente ondulados, de baixa altitude (em torno de 30 metros, não ultrapassando 45 metros nas maiores cotas) e que são sustentados pelos sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras e do Pós-Barreiras (Dantas & Teixeira, 2013; El-Robrini *et al.*, 2006).

O conjunto de tabuleiros da Zona Bragantina encontra-se sulcado por rios de caráter meandrante e de padrão predominantemente dendrítico, entre eles, o rio Caeté (Figura 33).

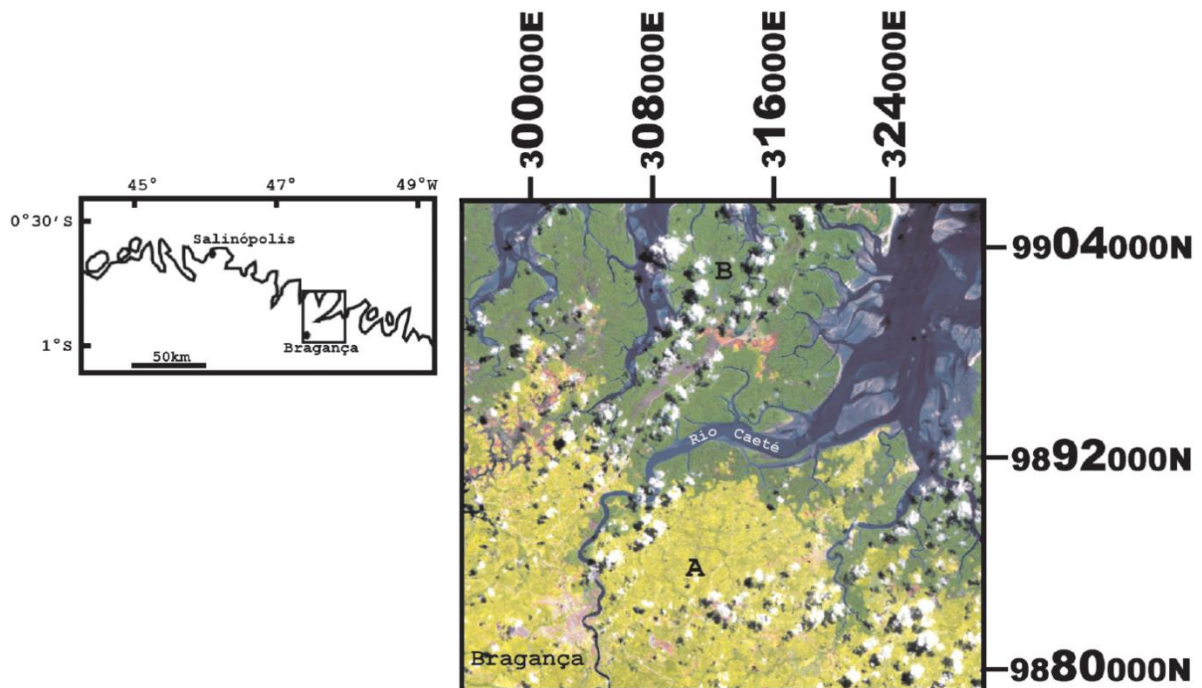


Figura 33. Geomorfologia da zona costeira bragantina. A) Tabuleiros da Zona Bragantina, os quais encontram-se sulcados pelo Rio Caeté (de caráter meandrante). B) Planície Costeira do Nordeste do Pará. Fonte: Modificado de Alves (2001).

A Superfície do Rio Gurupi consiste em um prolongamento, a oeste, do Cráton São Luís e é englobada pelos Tabuleiros da Zona Bragantina. Trata-se de superfícies de aplainamento, relevos colinosos e/ou morros de baixa altitude (30 a 100 metros) resultantes do arrasamento generalizado do substrato ígneo-metamórfico do Cráton São Luís (Dantas & Teixeira, 2013).

7.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida, predominantemente, no segmento oeste da Bacia Bragança-Viseu e na porção leste da Plataforma Bragantina (Figura 34).

A Bacia Bragança-Viseu está localizada no nordeste do Pará, sendo limitada ao sul pelo Cinturão Gurupi, a leste pelo Cráton São Luís, a norte pela Plataforma Ilha de Santana e a oeste pela Plataforma Bragantina (Vasquez *et al.*, 2008). Trata-se de um rifte assimétrico de direção NW-SE com eixo deposicional NNW-SSE, que tem gênese vinculada ao estiramento litosférico relacionado à abertura do Atlântico Equatorial, iniciada no Eocretáceo (Rossetti, 2006; Vasquez *et al.*, 2008). No mais, esta bacia encontra-se recoberta por depósitos cenozoicos pertencentes à Formação Barreiras.

A Plataforma Bragantina corresponde a uma área emersa do nordeste paraense, a qual se limita ao norte e ao oeste com a Plataforma do Pará e ao leste com a Bacia Bragança-Viseu. Segundo Vasquez *et al.* (2008), trata-se de uma extensa área que se manteve estável durante a evolução das bacias mesozoicas-cenozoicas. Esta plataforma compreende sequências cenozoicas que podem alcançar 400 metros de espessura e que tendem a se adelgaçar da linha de costa ao interior do continente (Rossetti & Góes, 2004).

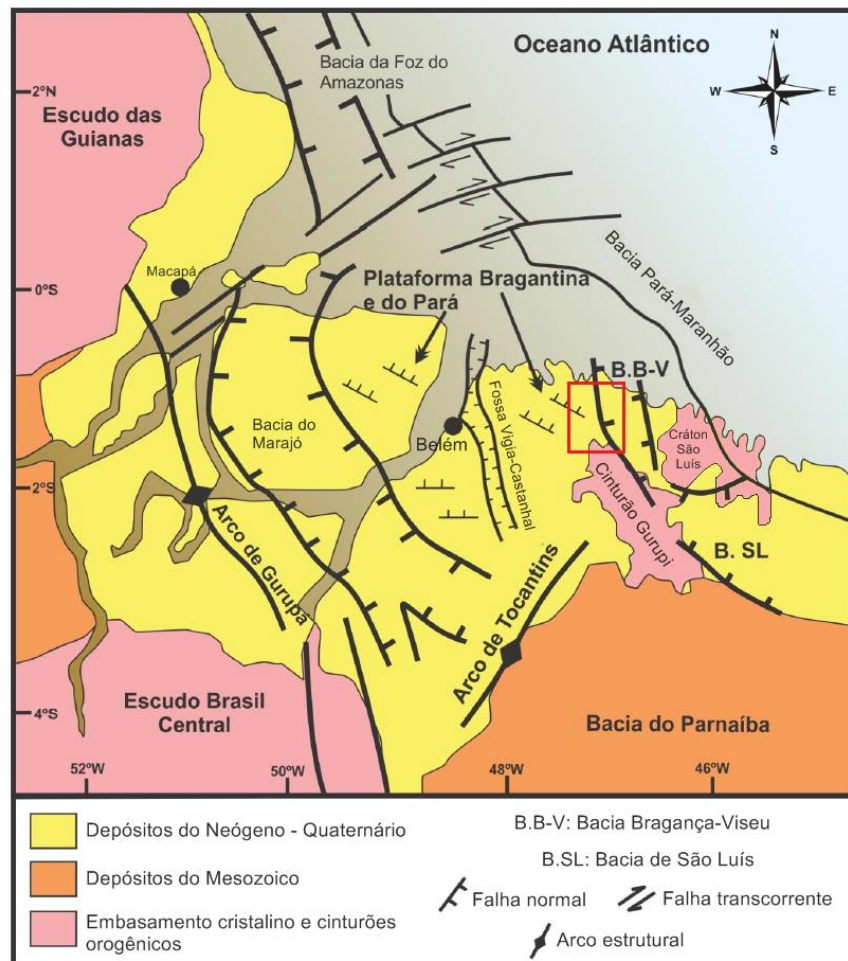


Figura 34. Contexto tectônico simplificado da margem equatorial norte do Brasil. O polígono em vermelho mostra a localização aproximada da área de estudo (inserida, predominantemente, no segmento oeste da Bacia Bragança-Viseu e na porção leste da Plataforma Bragantina, que são recobertas por depósitos neógenos-quaternários). Fonte: Modificado de Amorim (2016).

7.2.1 Litoestratigrafia

As unidades litoestratigráficas cenozoicas no nordeste do Pará, mais especificamente na Zona Bragantina, são representadas pelas formações Pirabas e Barreiras de idade oligo-miocênica e pela Formação Pós-Barreiras de idade quaternária (Rossetti *et al.*, 2001). Para esta região, são ainda descritos os Sedimentos Modernos holocênicos.

A Figura 35 mostra a disposição estratigráfica das formações Pirabas, Barreiras e Pós-Barreiras na Zona Bragantina, onde está inserida a área de estudo.

IDADE		SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	DESCRIÇÃO
HOLOCENO PLEISTOCENO		C	PÓS-BARREIRAS	Sedimentos arenosos, areno-argilosos ou argilo-arenosos de coloração variável (brancos, marrons, amarelos ou vermelhos)
MIOCENO	NEO	B	PALEOSSOLO LATERÍTICO	
	MESO		FORMAÇÃO BARREIRAS	Rochas siliciclásticas de cores variegadas: arenitos maciços ou bem estruturados, depósitos heterolíticos, argilitos e conglomerados
	EO		FORMAÇÃO BARREIRAS	
OLIGOCENO		A	FORMAÇÃO PIRABAS	Calcários fossilíferos de cor cinza, intercalados com folhelhos negros/verdes, margas e calcarenitos
PALEÓGENO			PALEOSSOLO LATERÍTICO-BAUXÍTICO	

Figura 35. Coluna estratigráfica da Zona Bragantina, nordeste do Estado do Pará. Fonte: Modificado de Rossetti *et al.* (2001) e Amorim (2016).

Segundo Rossetti (2006), os depósitos miocênicos no nordeste do Pará são representados pela Formação Pirabas e pela Formação Barreiras. Estas unidades apresentam, entre si, contato interdigitado e gradual (Góes *et al.*, 1990). E correspondem a uma sequência definida, na base e no topo, por discordâncias com caráter erosivo (Rossetti *op. cit.*).

As formações Pirabas e Barreiras são representadas por uma variedade de fácies carbonáticas a siliciclásticas formadas por episódios de variação do nível do mar de alta frequência superpostos a uma tendência geral transgressiva a mar alto em um complexo de paleovales encaixados ao longo de zonas de falhas e caracterizado por sistemas de vales estuarinos incisos (Rossetti & Santos Jr., 2004; Rossetti, 2004, 2006).

De acordo com Costa *et al.* (1996), a deposição destas sequências sedimentares foi controlada por falhas-mestras normais NW-SE com mergulho para NE. Ainda segundo estes autores, a deposição da Formação Pirabas está ligada à individualização de falhas normais que propiciaram a ingressão do mar em uma extensa área. A progressão do movimento ao longo das falhas normais propiciou a deposição da sequência siliciclástica da Formação Barreiras.

7.2.1.1 Formação Pirabas

A Formação Pirabas (Maury, 1925), foi referida inicialmente por Ferreira-Penna (1876), que registrou os calcários fossilíferos da ilha de Fortaleza, no litoral do Pará (Távora *et al.*, 2005). Maury (1925) propôs formalmente a denominação Formação Pirabas para os calcários, além de ser a primeira a data-los como do Mioceno Inferior e correlacionar sua paleofauna com as presentes nas unidades litoestratigráficas sincrônicas da região Caribeana (Távora *et al.*, 2010).

Na região nordeste do estado do Pará, a Formação Pirabas ocorre em superfície e subsuperfície nas zonas fisiográficas do Salgado e Bragantina (Távora *et al.*, 2005). Trata-se, litologicamente, de calcários fossilíferos de cor cinza e de composição variável (biohermitos, biocalciruditos, calcilitos, dolomicritos, bioclasitos e margas), os quais ocorrem intercalados com folhelhos negros/verdes e calcarenitos (Góes *et al.*, 1990; Távora *et al.*, 2005).

A idade da Formação Pirabas é definida como oligocênica/miocênica, baseada na presença de foraminíferos e do gastrópode *Orthaulax pugnax* (Rossetti, 2006). Com base nesses indivíduos também se caracterizaram os ambientes deposicionais como: marinho de plataforma interna, marinho recifal, marinho restrito de baixa energia, baía/laguna estuarina e mangue (Távora *et al.*, 2013).

7.2.1.2 Formação Barreiras

A Formação Barreiras corresponde a um conjunto de fácies siliciclásticas que se estendem ao longo do litoral brasileiro, desde o Amapá até o estado do Rio de Janeiro, recobrendo depósitos sedimentares de diversas bacias costeiras (Bezerra *et al.*, 2006). No nordeste do Pará, a Formação Barreiras encontra-se bem exposta em áreas da Plataforma Bragantina e da Bacia Bragança-Viseu (Rossetti, 2006).

O conjunto sedimentar da Formação Barreiras consiste em arenitos maciços ou bem estruturados, depósitos heterolíticos, argilitos e, menos comumente, conglomerados (Rossetti & Góes, 2004; Rossetti, 2006). Esta formação caracteriza-se por sua carência fossilífera, porém apresenta uma diversidade em icnofósseis, os quais se constituem em elementos auxiliares na caracterização paleoambiental (Rossetti, 2006).

Costa *et al.* (1993) relacionam a Formação Barreiras à ambiente de planície de maré, estuário e plataforma interna, com influência de oscilações no nível do mar

em um contexto regressivo. Rossetti *et al.* (2001) consideram, para esta formação, ambientes que variam de leques aluviais a marinho transicional dominado por maré, com características estuarinas.

Arai (2006), embasado na datação palinológica e em correlações estratigráficas, interpretou a Formação Barreiras como depósitos sedimentares formados, em grande parte, no intervalo Eomioceno-Mesomioceno. Outros autores como Hasui (1990), Rossetti *et al.* (2001) e Nunes (2011) também consideram a Formação Barreiras como de idade miocênica inferior/ miocênica média.

7.2.1.3 Formação Pós-Parreiras

Os depósitos da Formação Pós-Barreiras ocorrem em discordância erosiva sobre as rochas da Formação Barreiras (Rossetti *et al.*, 2001). Estes depósitos consistem em sedimentos arenosos, areno-argilosos ou argilo-arenosos, de coloração variável (brancos, marrons, amarelos ou vermelhos), constituídos principalmente por grãos de quartzo, os quais podem estar associados à clastos de lateritas ferruginosas e fragmentos de carvão (Tatumi *et al.*, 2008).

Rossetti *et al.* (2001) relacionam o conjunto sedimentar da Formação Pós-Barreiras à ambientes eólicos, cordões litorâneos, planície de maré, canal de maré e mangue. Tatumi *et al.* (2008) atribuem idade pleistocênica-holocênica para esta formação.

7.2.1.4 Sedimentos Modernos

Os Sedimentos Modernos são resultantes principalmente da erosão das formações Barreiras e Pós-Barreiras, e constituem depósitos aluvionares situados nos vales dos rios e igarapés. São formados por grãos de tamanho areia fina a média, silte e argila, os quais ocorrem intercalados (Silva, 2016). Estes sedimentos podem conter matéria orgânica e, em geral, apresentam cor marrom ou cinza com manchas avermelhadas e amareladas (Silva *op. cit.*).

7.2.2 Arranjo neotectônico

Costa *et al.* (1996) é a referência principal sobre os aspectos neotectônicos de toda Região Amazônica e dela foram retiradas as informações a seguir.

A região nordeste do Pará apresenta dados estruturais que podem ser relacionados a movimentos transcorrentes do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) e do Quaternário. O quadro estrutural miocênico-pleiocênico é dividido em dois compartimentos com regimes distintos: a) compartimento transpressivo e b) compartimento transtensivo.

O compartimento transpressivo corresponde à região entre os municípios de Marabá e Paragominas (PA) e se estende até o oeste do estado do Maranhão. Tal compartimento limita-se a norte e a sul por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção E-W. E caracteriza-se internamente pela presença de dobras métricas a quilométricas com eixos orientados segundo NE-SW.

A zona de cisalhamento norte apresenta 560 km de comprimento entre os vales dos rios Mearim e Tocantins, sendo a responsável pelas feições em cotovelo nas drenagens de terceira ordem e pelo forte controle na orientação das drenagens de primeira e segunda ordem. Além disso, inclui, ao longo de sua extensão, feições transpressivas e transtensivas.

A zona de cisalhamento sul tem extensão aproximada de 350 km passando por Marabá e Imperatriz. Esta zona impõe anomalias em cotovelo no baixo curso dos rios Araguaia e Tocantins e controla o baixo curso do Rio Itacaiúnas.

O compartimento transtensivo engloba a ilha do Marajó e o extremo nordeste do Estado do Pará, entre o município de IPIXUNA e o litoral. Trata-se, nesse caso, da bacia que acomodou os sedimentos das formações Pirabas e Barreiras. Em resumo, este compartimento particulariza-se pela ocorrência de falhas mestras normais com perfis lítricos e planares, as quais são orientadas na direção NW-SE com mergulhos para NE. Estas falhas foram reativadas no Quaternário e mantiveram seus aspectos distensivos.

Baseado na síntese do arcabouço neotectônico proposto por Costa *et al.* (1996), a área de estudo deste trabalho está inserida em uma zona de falhas transcorrentes orientadas segundo NE-SW e que segmentam o compartimento transtensivo. Essas falhas transcorrentes NE-SW estão relacionadas à evolução do compartimento transtensivo, tendo papel importante no desenvolvimento desta bacia.

A Figura 36 mostra as estruturas miocênicas-pleiocênicas e a localização aproximada da área estudo (polígono em vermelho).

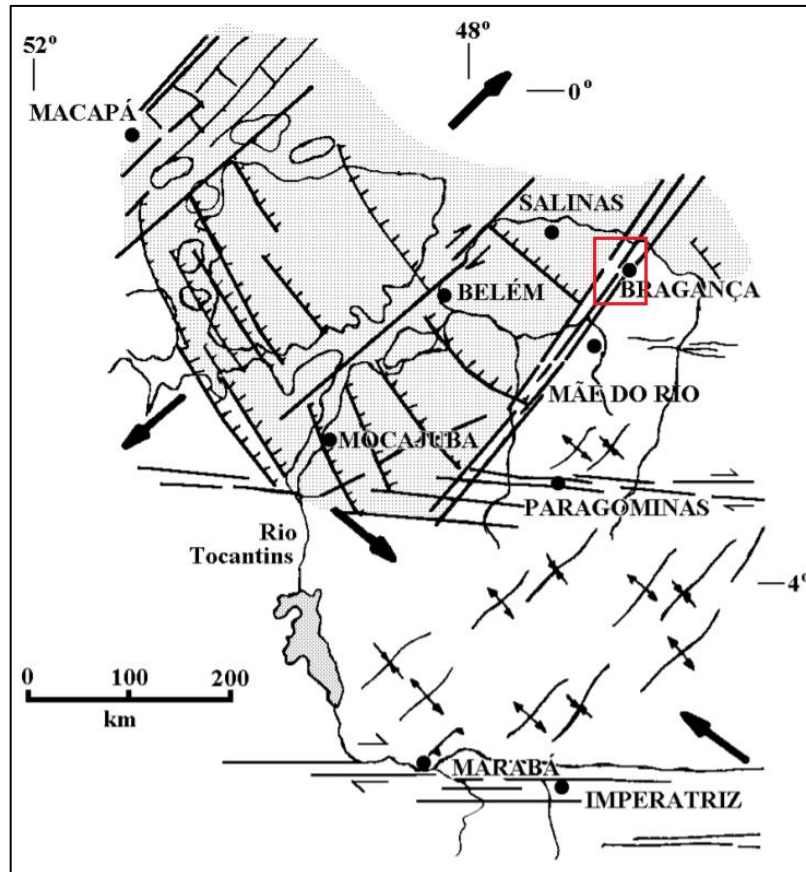


Figura 36. Estruturas maiores do Terciário Superior no nordeste do Pará. A área em cinza corresponde à sequência Pirabas-Barreiras. As setas pretas divergentes mostram a orientação do componente distensivo (σ_3) e as convergentes mostram a orientação do componente compressivo (σ_1). O polígono em vermelho exibe a localização aproximada da área de estudo. Fonte: Modificado de Costa *et al.* (1996).

O quadro estrutural do Quaternário é caracterizado por falhas transcorrentes dextrais E-W interligadas por falhas normais orientadas N-S, NW-SE e NNW-SSE (Figura 37). Essas estruturas definiram compartimentos romboédricos transtensivos (bacias de afastamento), originaram áreas transtensivas e transpressivas alternadas e afetaram sequências sedimentares como as formações Pirabas e a Barreiras.

Em suma, os deslocamentos verticais ao longo das falhas de gravidade foram responsáveis: a) pelas exposições isoladas da Formação Pirabas em meio aos sedimentos siliciclásticos da Formação Barreiras; b) pela deposição de grande parte das sequências quaternárias (Formação Pós-Barreiras); c) pelo basculamento da Ilha do Marajó; d) pelo controle da dissecação do relevo colinoso; e e) pelas anomalias na rede de drenagem, como arcos, cotovelos, segmentos retos e meandranes, etc.

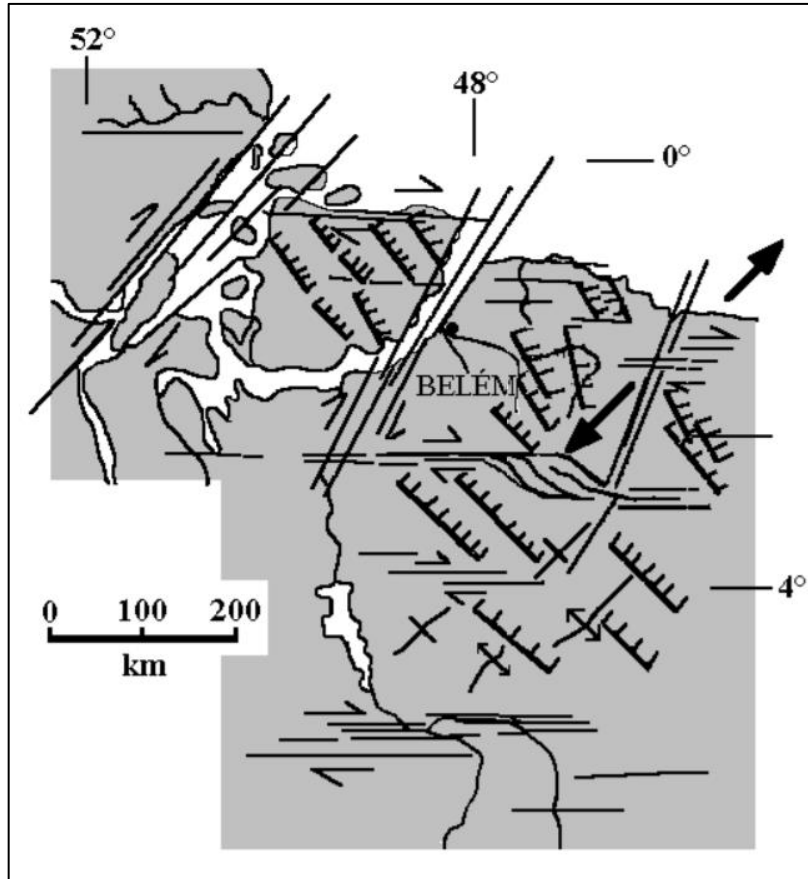


Figura 37. Estruturas maiores do Quaternário no nordeste do Pará. Setas pretas divergentes mostram a orientação do componente distensivo (σ_3). Fonte: Costa *et al.* (1996).

cotovelos, formas em Z ou S, meandros isolados e o alargamento do curso de drenagem.

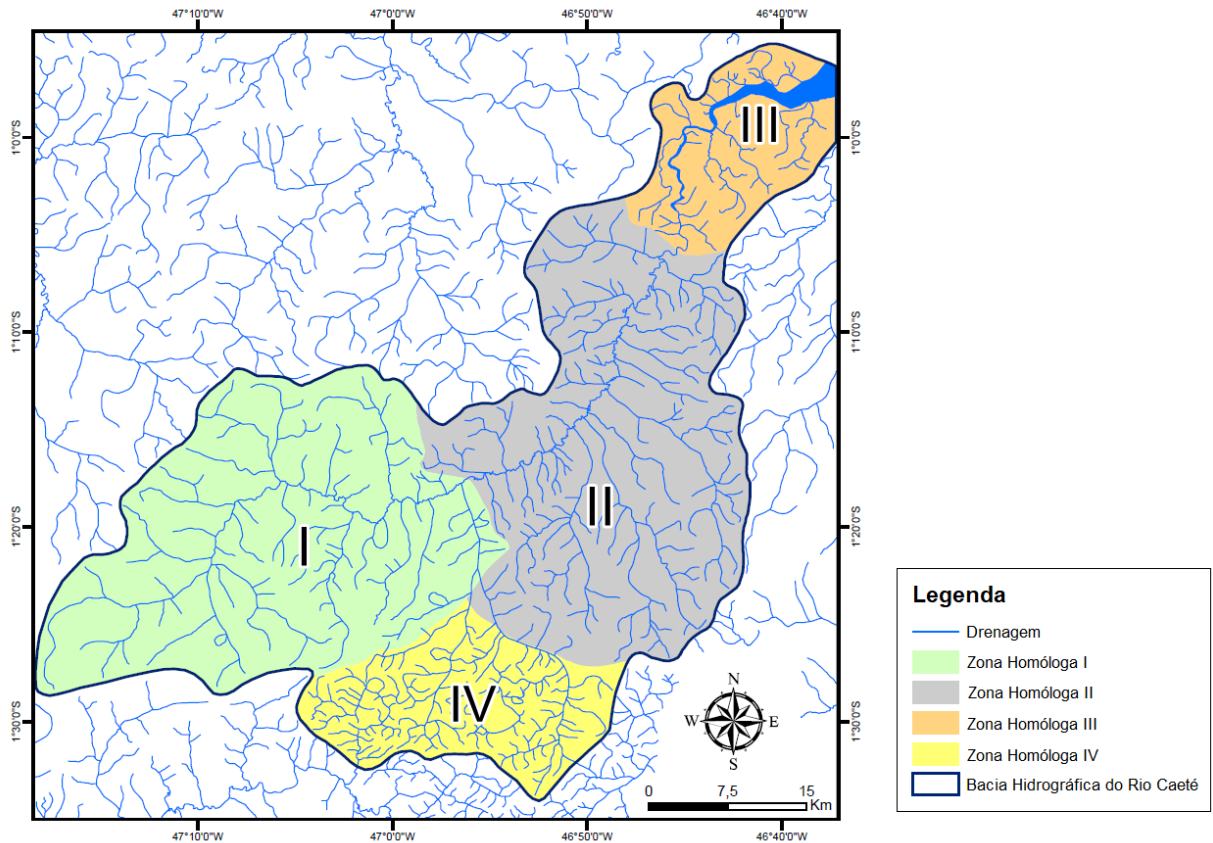


Figura 39. Mapa das zonas homólogas de drenagem (ZHs). Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise dos lineamentos de drenagem da área de estudo determinou que, de forma geral, essas estruturas se dispõem preferivelmente nas direções N50°-60°E, N50°-60°W, N20°-30°E, N60°-70°E e N60°-70°W, com o predomínio de feições de direção NE-SW (Figura 40A e B).

Nas zonas homólogas I, III e IV, os lineamentos de drenagem se apresentam orientados preferencialmente NE-SW (Figura 40A, C, E e F). Na zona homóloga II, prevalecem lineamentos com orientação NW-SE (Figura 40A e D).

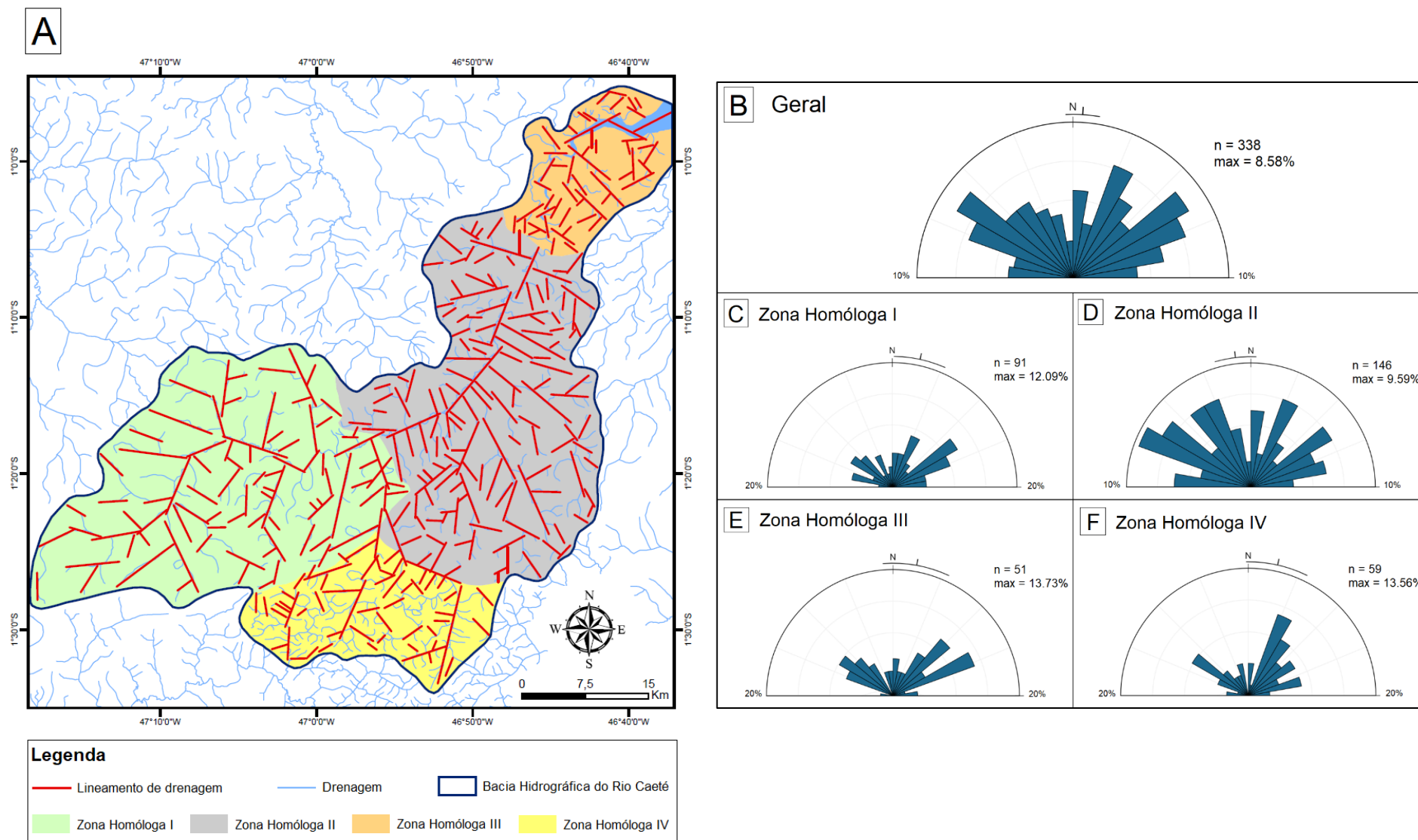


Figura 40. Mapa de lineamentos de drenagem e ZHs da área de estudo (A). Rosáceas dos lineamentos de drenagem da área de estudo (B), da ZH-I (C), ZH-II (D), ZH-III (E) e da ZH-IV (F). Fonte: Elaborado pelo autor.

8.1.1 Zona Homóloga I (ZH-I)

A Zona Homóloga I abrange parte do centro e o sudoeste da bacia hidrográfica do Rio Caeté. Engloba os rios Grande, Aripé, Anauerá, Pranchão, Carrapatinho e Caetezinho, além de compreender os igarapés Água Branca, Ananindeua, Maçaranduba e Ipiranga.

A rede de drenagem dessa zona se caracteriza pelo padrão subdendrítico, com feições anastomóticas ocorrendo de maneira localizada. Além disso, apresenta densidade média, sinuosidade mista, angularidade média, tropia multidirecional e assimetria fraca.

Nela foram identificadas formas anômalas, como meandros isolados, feições em Z (dextral) ou S (sinistral), arcos e cotovelos (Figura 41). Os meandros isolados ocorrem no Rio Caeté, no Igarapé Maçaranduba e em outros cursos de drenagem. Exemplos de feições em Z ou em S podem ser observados nos rios Grande e Caeté, respectivamente. As feições em Z estão orientadas NE-SW. As formas em S estão dispostas nas direções NE-SW e NW-SE.

Os arcos são anomalias que se destacam nos rios Caeté, Aripé, Pranchão e Caetezinho. A porção centro-sudoeste do Rio Caeté, onde está localizada a ZH-I, caracteriza-se pelas mudanças de direção desse rio, o qual apresenta um arqueamento para NW. Em suma, o Rio Caeté muda de orientação NE-SW para NW-SE e daí, novamente, para NE-SW.

Os lineamentos de drenagem da ZH-I se dispõem preferencialmente na direção N50°-60°E. Outras duas direções são consideráveis: N60°-70°E e N20°-30°E (Figura 42).

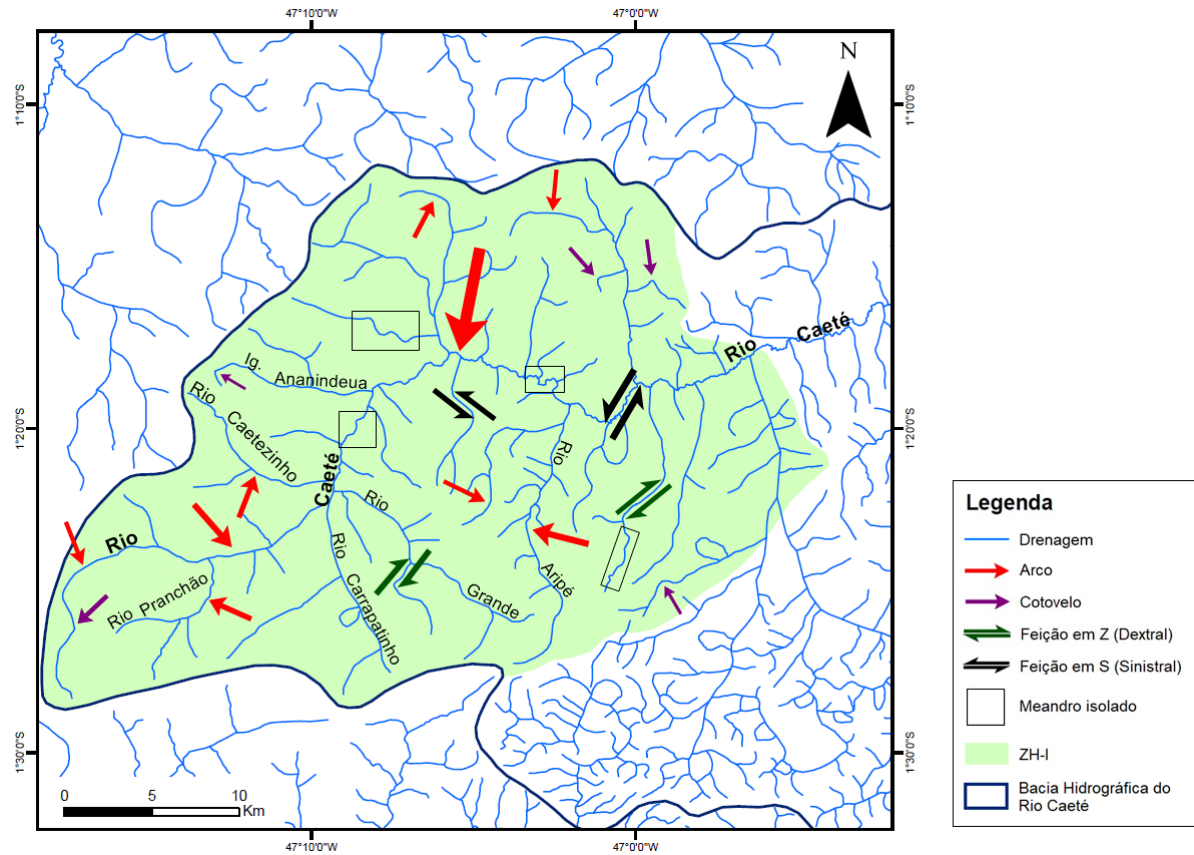


Figura 41. Mapa da Zona Homóloga I exibindo as anomalias de drenagem. Formas anômalas apresentadas: arcos (setas vermelhas), cotovelos (setas lilás), feições em Z (setas verdes), feições em S (setas pretas) e meandros isolados (polígonos com a borda preta). Fonte: Elaborado pelo autor.

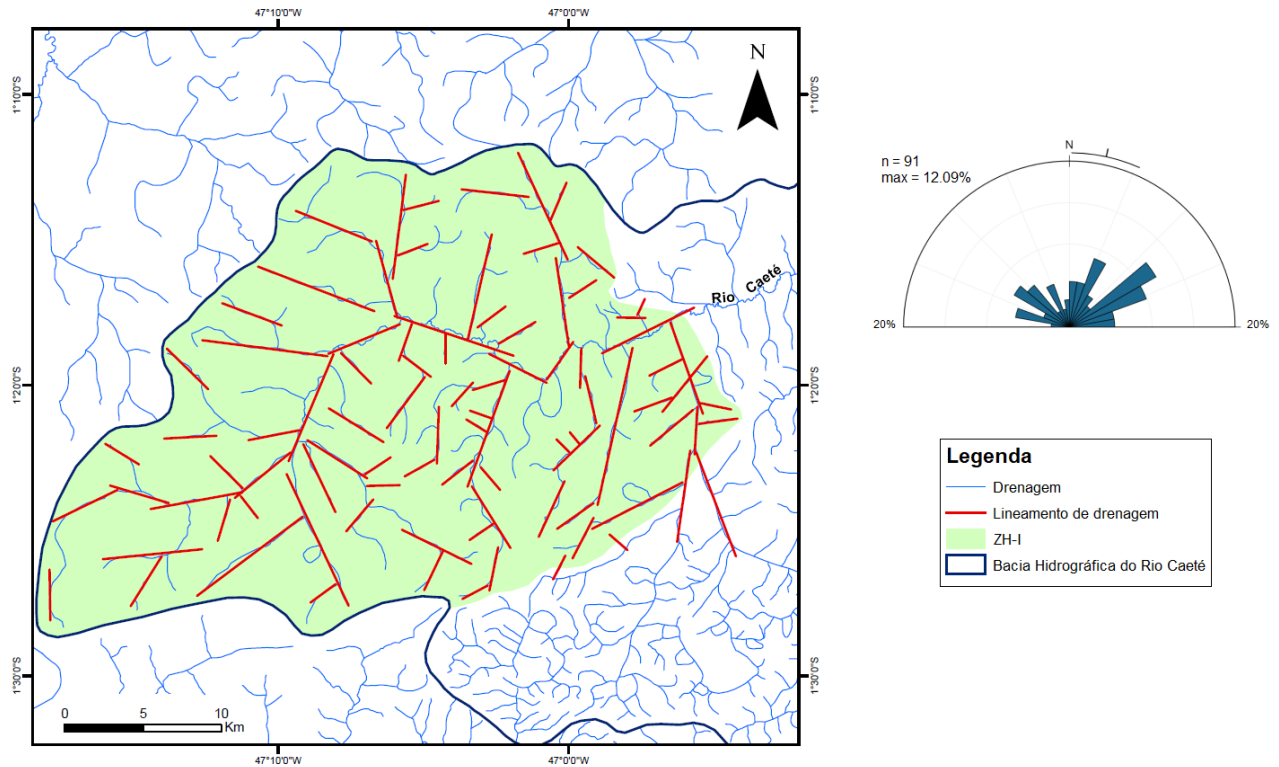


Figura 42. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga I. Ao lado, a rosácea dos lineamentos interpretados. Fonte: Elaborado pelo autor.

8.1.2 Zona Homóloga II (ZH-II)

A Zona Homóloga II compreende parte do centro e do sudeste da bacia hidrográfica do Rio Caeté. Essa ZH engloba os rios Arapapuçu, Chumucuí, Arojivou, Cutitinga, de Chaú, Andirá, Jejuí, Jenipau-Açu e Jenipau-Mirim, além dos igarapés Cajueiro e Braço Grande.

A rede de drenagem se caracteriza por um padrão variando de paralelo a subdendrítico, com densidade média, sinuosidade mista, angularidade média, tropia multidirecional e assimetria forte. As mudanças bruscas do padrão paralelo para o subdendrítico correspondem a anomalias de drenagem. Além disso, foram identificadas outras formas anômalas, como meandros isolados, feições em S (sinistral) ou em Z (dextral), arcos e cotovelos (Figura 43).

Os meandros isolados ocorrem ao longo do Rio Caeté, no Rio de Chaú, no Rio Jenipau-Açu e em outros cursos de drenagem. As feições em S são dominantes em relação às formas em Z e podem ser observadas nos rios Jenipau-Açu e Chumucuí, por exemplo. Os arcos mais expressivos correspondem ao Rio Jenipau-Mirim, ao Rio Jejuí e aos igarapés Cajueiro e Braço Grande.

No que se refere às orientações, as feições em S estão dispostas segundo NNE-SSW, WNW-ESE e NW-SE, já as formas em Z ocorrem dispostas nas direções NNW-SSE e NNE-SSW.

Os lineamentos de drenagem da ZH-II apresentam orientação preferencial $N60^{\circ}-70^{\circ}W$. Outras cinco direções são consideráveis: $N50^{\circ}-60^{\circ}W$, $N20^{\circ}-30^{\circ}W$, $N30^{\circ}-40^{\circ}W$, $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ e $N50^{\circ}-60^{\circ}E$ (Figura 44).

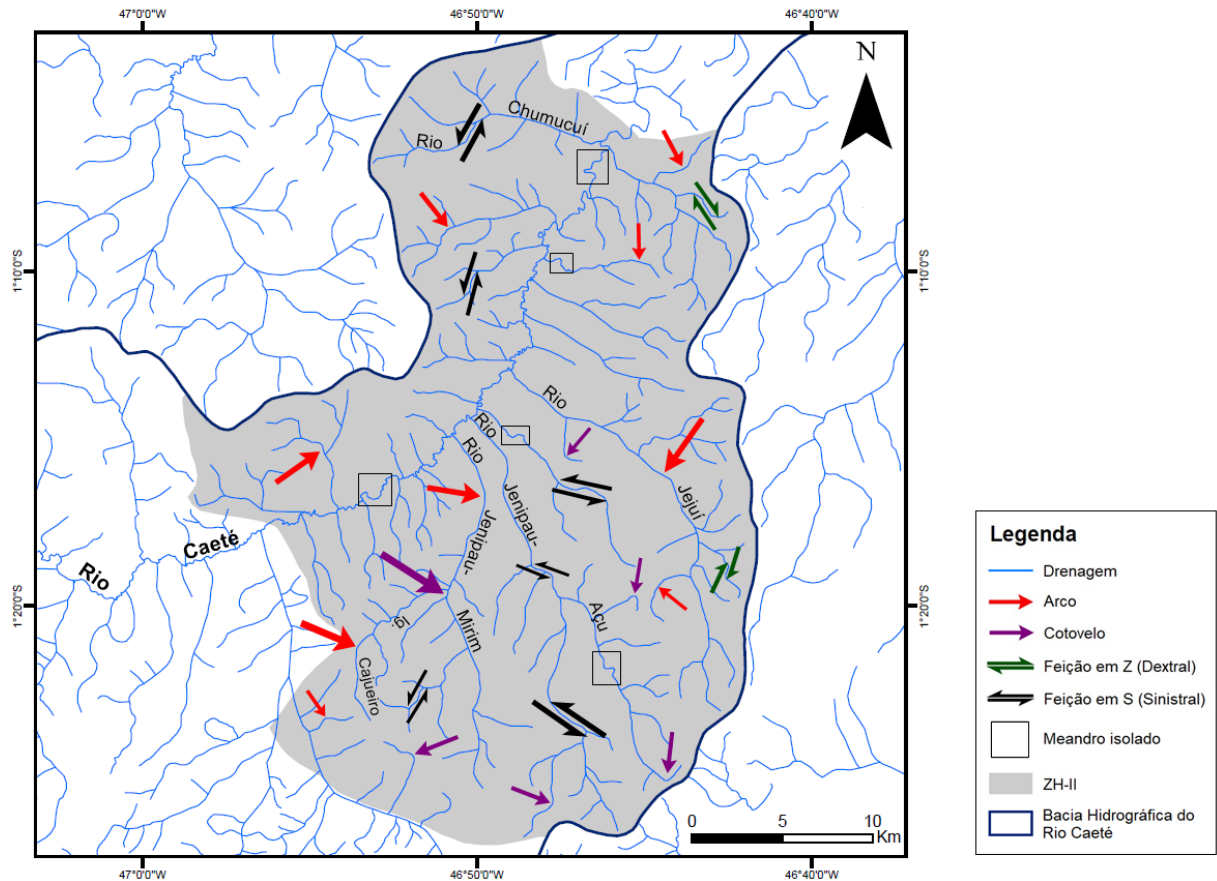


Figura 43. Mapa da Zona Homóloga II exibindo as anomalias de drenagem. Formas anômalas apresentadas: arcos (setas vermelhas), cotovelos (setas lilás), feições em Z (setas verdes), feições em S (setas pretas) e meandros isolados (polígonos com a borda preta). Fonte: Elaborado pelo autor.

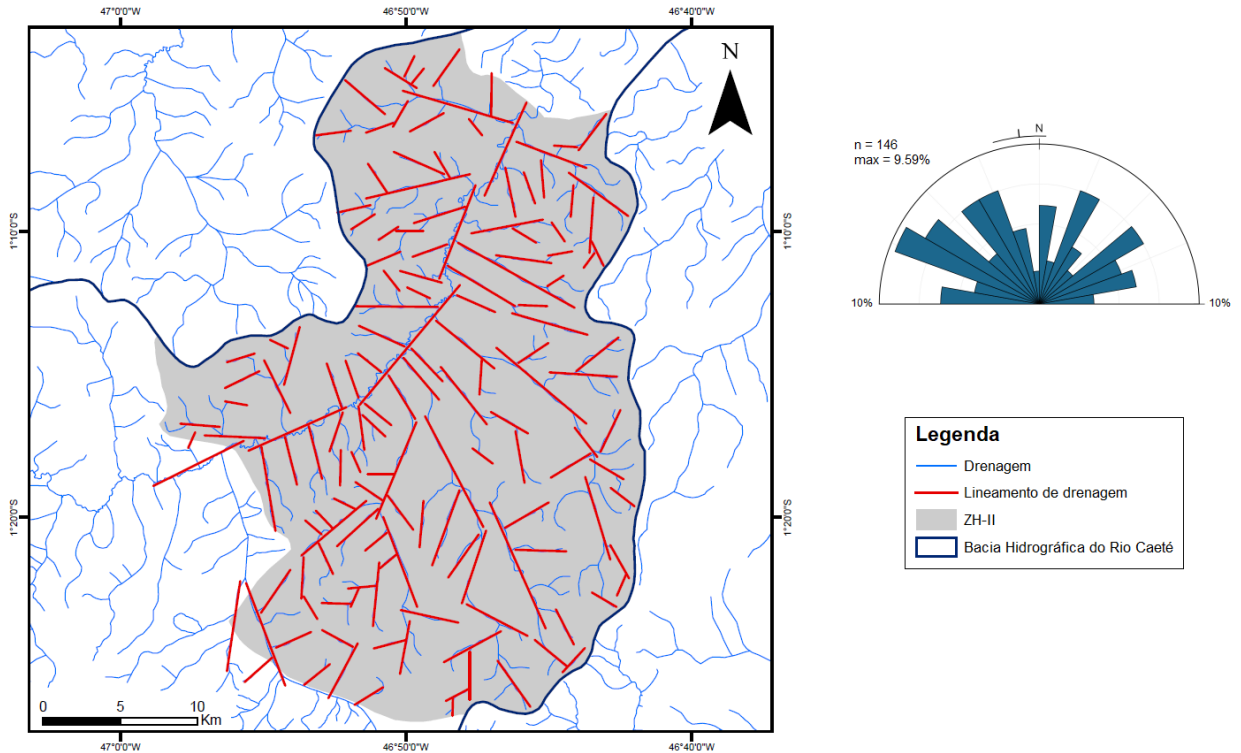


Figura 44. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga II. Ao lado, a rosácea dos lineamentos interpretados. Fonte: Elaborado pelo autor.

8.1.3 Zona Homóloga III (ZH-III)

Está localizada na porção nordeste da área de estudo, compreendendo o baixo curso do Rio Caeté, o Rio Arapapuçu e outros cursos d'água.

A rede de drenagem se caracteriza pelo padrão subdendrítico, densidade baixa, sinuosidade mista, angularidade média, tropia multidirecional e assimetria forte. Além disso, apresenta anomalias, como o alargamento do canal do Rio Caeté, formas em arcos, cotovelos, feições em Z (dextral) ou S (sinistral) e meandros isolados (Figura 45).

O caráter meandrante do Rio Caeté possibilitou que, ao longo do seu curso, fossem identificados meandros isolados, cotovelos e uma feição em S. Os cotovelos estão relacionados às mudanças de orientação do Rio Caeté, como as de WNW-ESE para NNE-SSW e de NW-SE para NE-SW. A feição em S resulta do curvamento do Caeté para ESE, depois para NW e, por fim, para NE.

No que concerne às disposições das formas em S e das em Z, as primeiras ocorrem segundo NNE-SSW, NE-SW e NW-SE, já as segundas se orientam conforme NW-SE e NNE-SSW.

Os lineamentos de drenagem se dispõem preferivelmente nas direções N60°-70°E e N40°-50°E (Figura 46).

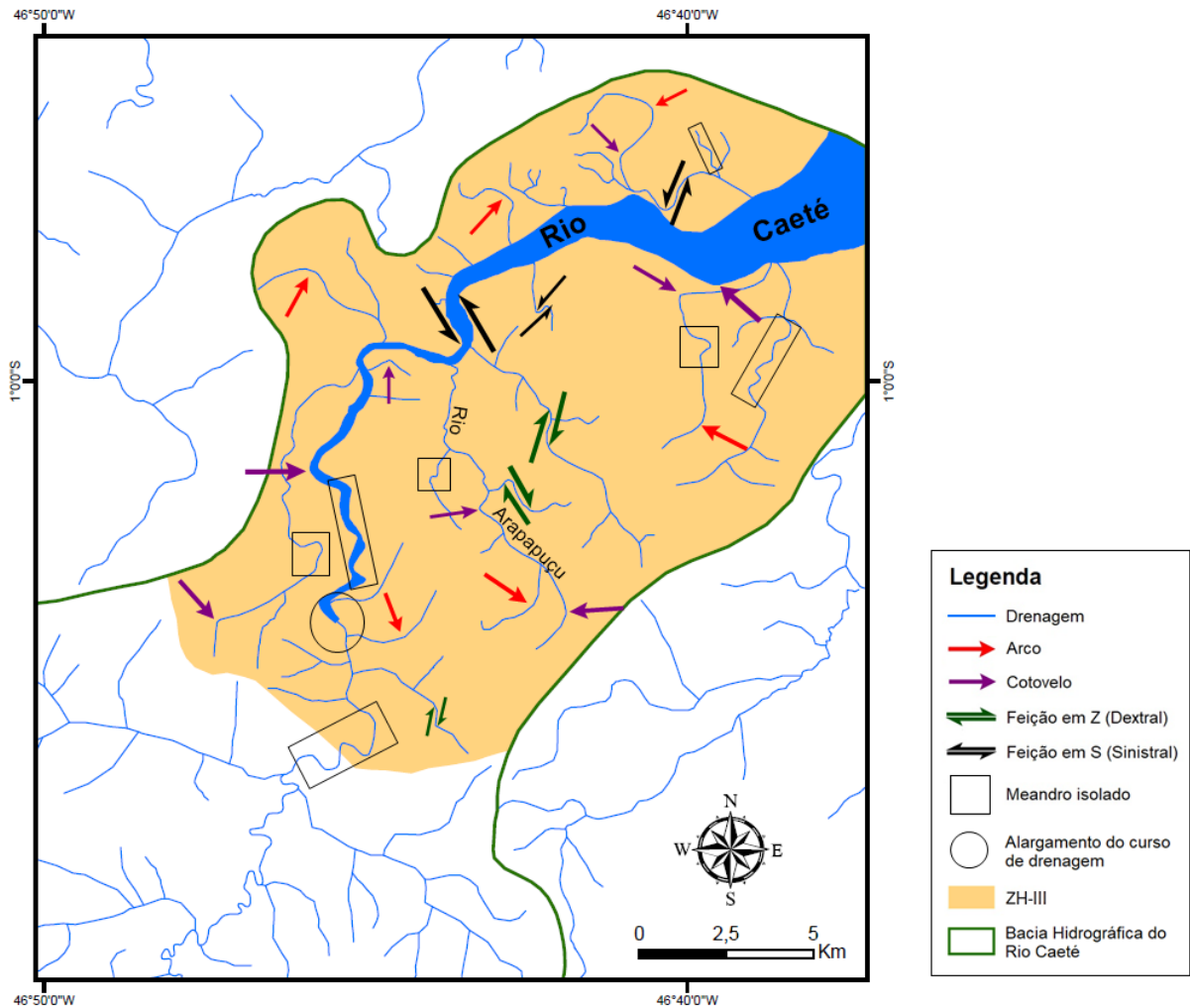


Figura 45. Mapa da Zona Homóloga III exibindo as anomalias de drenagem. Formas anômalas apresentadas: arcos (setas vermelhas), cotovelos (setas lilás), feições em Z (setas verdes), feições em S (setas pretas), meandros isolados (polígonos com a borda preta) e o alargamento do curso de drenagem (círculo com a borda preta). Fonte: Elaborado pelo autor.

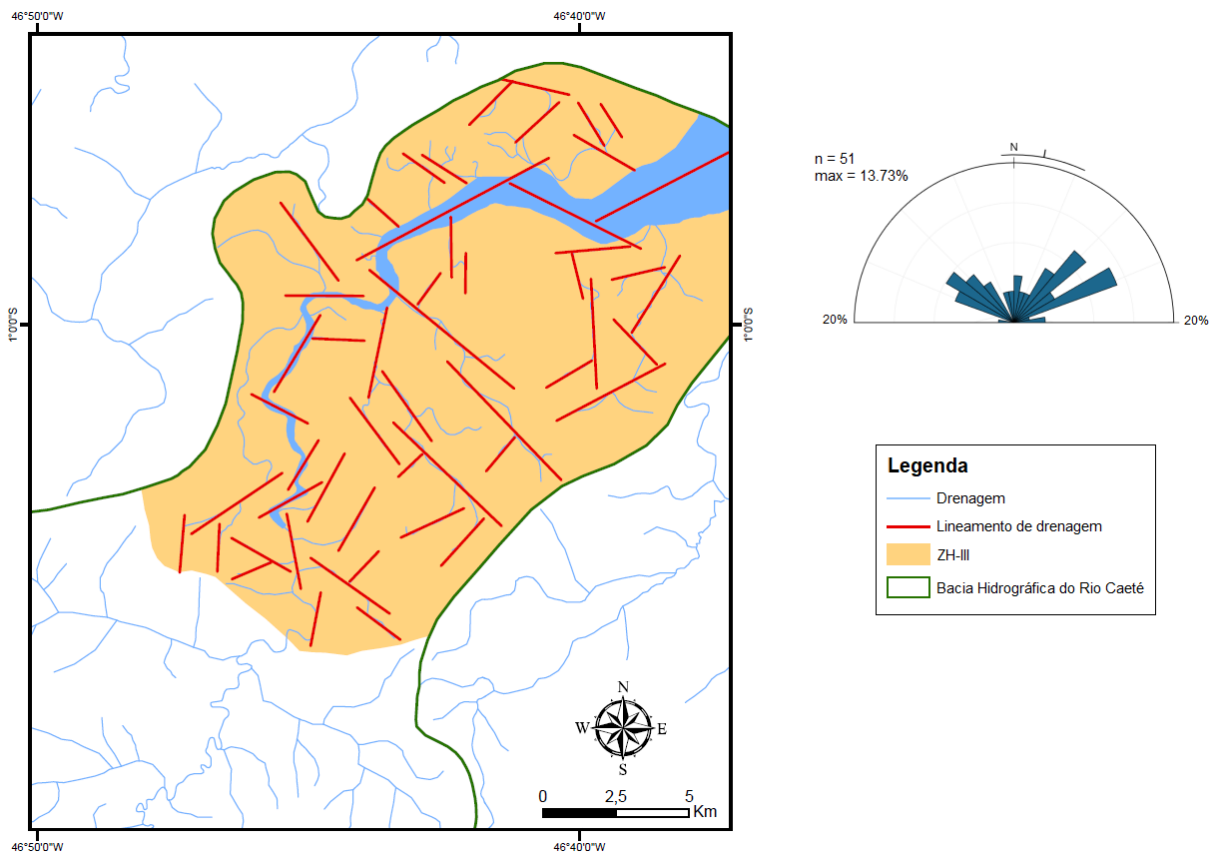


Figura 46. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga III. Ao lado, a rosácea dos lineamentos interpretados. Fonte: Elaborado pelo autor.

8.1.4 Zona Homóloga IV (ZH-IV)

Situada na porção sul da área de estudo, apresenta rede de drenagem com padrão anastomótico, densidade alta, sinuosidade mista, angularidade média, tropia multidirecional e assimetria forte. De maneira localizada, ocorre a inclusão dos padrões paralelo e radial no padrão anastomótico, configurando uma anomalia de drenagem.

Além disso, foram identificadas outras anomalias, como feições em S (dispostas segundo NW-SE e NNW-SSE), meandros isolados, cotovelos e arcos (Figura 47). O arqueamento do Rio Curi, curva para SSW, é a anomalia mais proeminente da ZH-IV.

Os lineamentos de drenagem da ZH-IV apresentam orientação preferencial N20°-30°E. Outras duas direções são consideráveis: N30°-40°E e N50°-60°W (Figura 48).

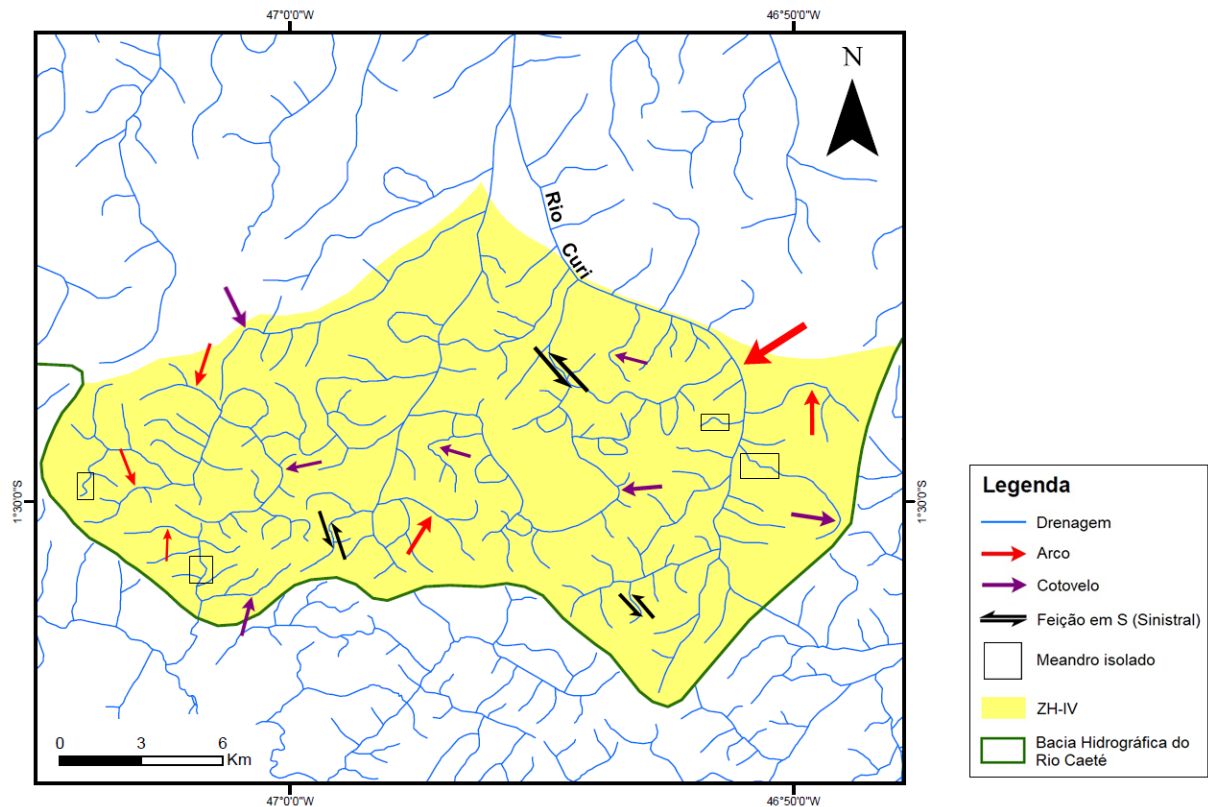


Figura 47. Mapa da Zona Homóloga IV exibindo as anomalias de drenagem. Formas anômalas apresentadas: arcos (setas vermelhas), cotovelos (setas lilás), feições em S (setas pretas) e meandros isolados (polígonos com a borda preta). Fonte: Elaborado pelo autor.

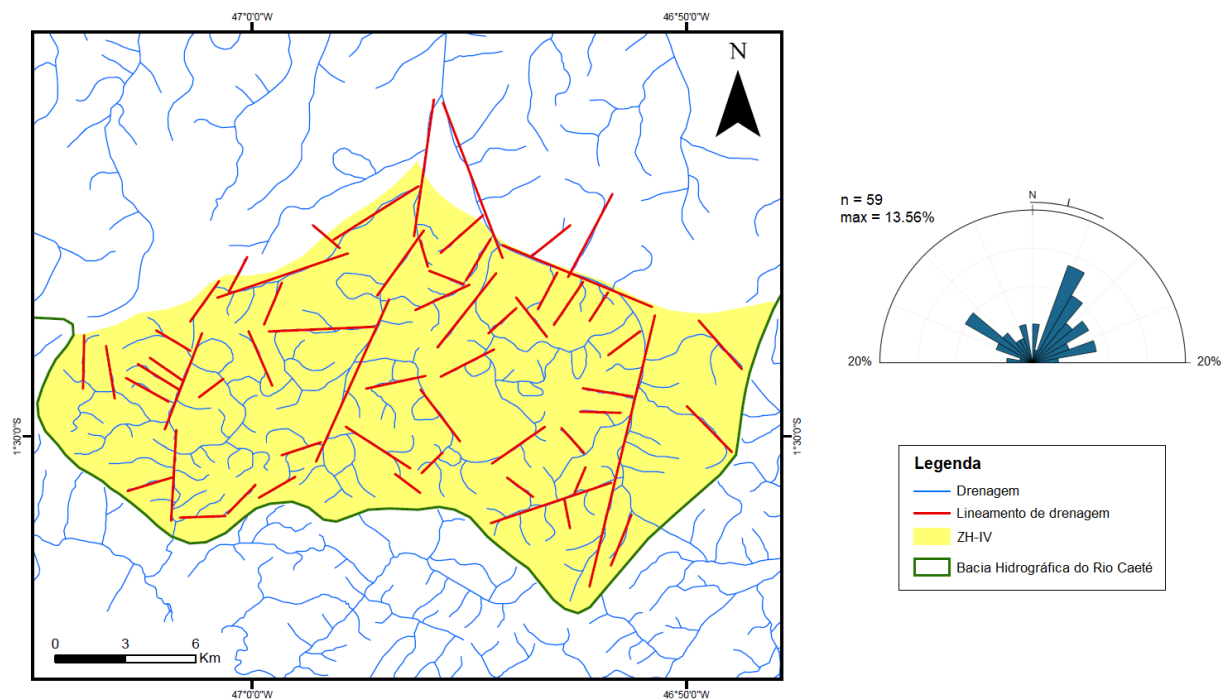


Figura 48. Mapa de lineamentos de drenagem da Zona Homóloga IV. Ao lado, a rosácea dos lineamentos interpretados. Fonte: Elaborado pelo autor.

8.2 ANÁLISE DO RELEVO

O relevo da área de estudo caracteriza-se por altitudes que variam de 0 a 104 metros (Figura 49) e declividades baixas a médias, entre 0 a 15° (Figura 50). Além disso, compreende três domínios geomorfológicos: a Planície Costeira do Nordeste do Pará, os Tabuleiros da Zona Bragantina e a Superfície do Rio Gurupi.

De acordo com Dantas & Teixeira (2013) e El-Robrini *et al.* (2006), a Planície Costeira do Nordeste do Pará corresponde a áreas com altitudes inferiores a 30 metros e é dominada por planícies fluviomarinhas (costeiras e aluviais). Os Tabuleiros da Zona Bragantina consistem em extensos tabuleiros, suavemente ondulados, com altitudes próximas a 30 metros (podendo chegar a 45 metros). A Superfície do Rio Gurupi é constituída por terrenos aplainados, colinas e morros com altitudes variando entre 30 e 100 metros.

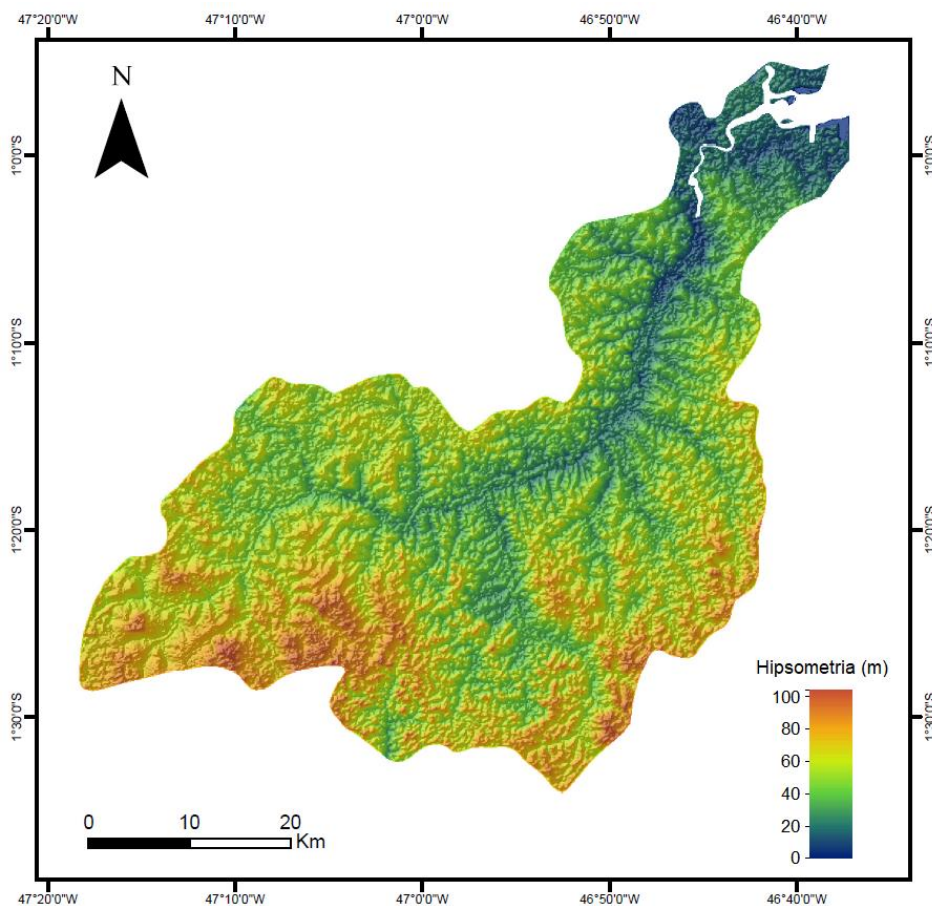


Figura 49. Mapa hipsométrico da bacia hidrográfica do Rio Caeté. Fonte: Elaborado pelo autor.

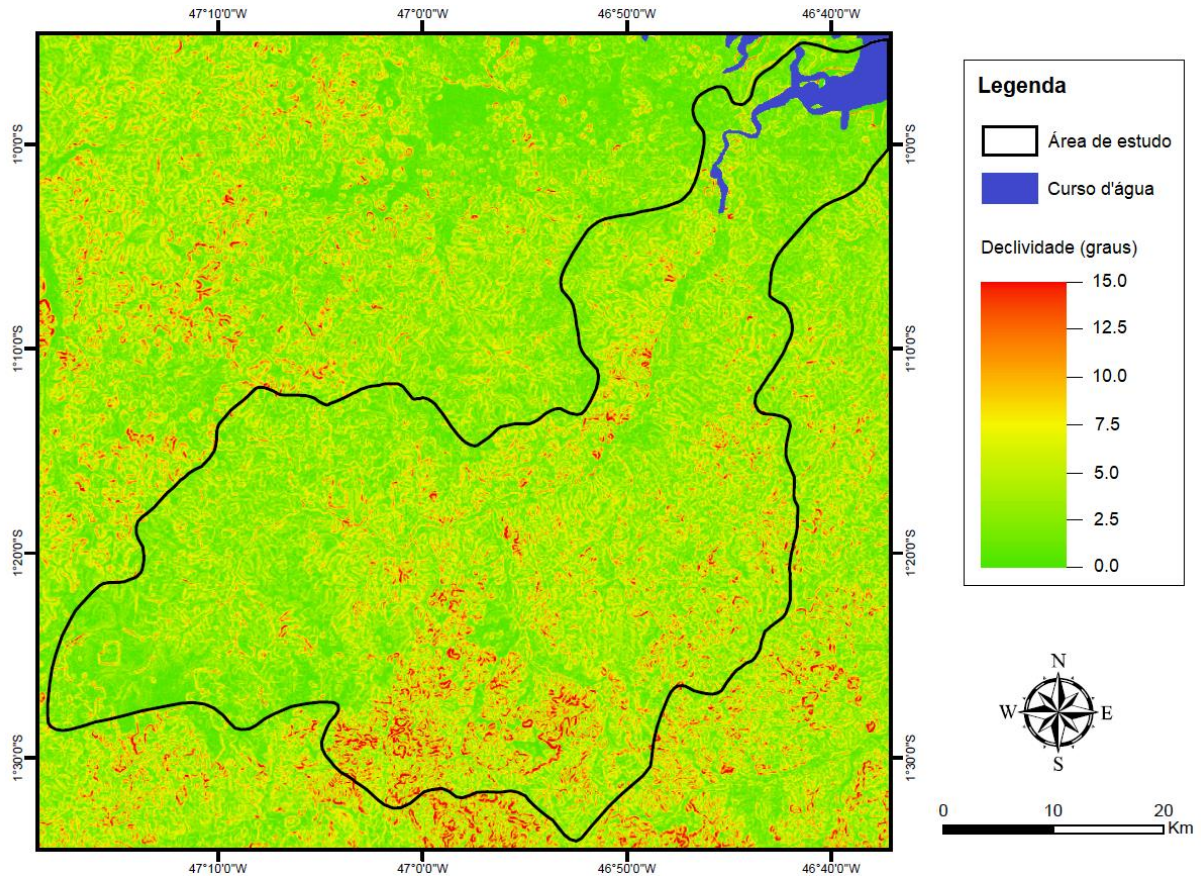


Figura 50. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do Rio Caeté e adjacências. Fonte: Elaborado pelo autor.

Conforme a classificação taxonômica do relevo proposta por Ross (1992), as planícies costeiras e aluviais são consideradas como formas de relevo de agradação, isto é, resultantes de processos deposicionais. Por outro lado, os tabuleiros, colinas e morros são classificados como formas de denudação, ou seja, resultantes do desgaste erosivo (figuras 51 e 52, Seção A-A').

As formas de agradação ocorrem na porção nordeste, zona litorânea, da área de estudo (planície costeira) e ao longo das margens do Rio Caeté e de seus afluentes (planícies aluviais), os quais sulcam regiões de maior altitude (figuras 51 e 52, Seção B-B'). Essas formas de relevo correspondem a áreas aplainadas, levemente acidentadas, com altitude máxima de 30 metros e declividade variando de 0° a 6°.

O relevo de agradação, com base na metodologia proposta por Soares & Fiori (1976), caracteriza-se por ser simétrico e apresentar textura de alta densidade. Além disso, as quebras de relevo são suaves e se dispõem, preferencialmente, na direção

NE-SW e, secundariamente, na direção NW-SE. Em suma, essas quebras seguem a direção principal dos cursos de drenagem, bem como as inflexões destes.

As formas de denudação são as predominantes na área de estudo. Elas abrangem toda a bacia hidrográfica do Rio Caeté, com exceção do extremo nordeste onde prevalecem terrenos de agradação (Figura 51). Os modelados de denudação consistem em tabuleiros, colinas e morros que apresentam, majoritariamente, altitudes entre 30 a 80 metros (figuras 53, Seção D-D', e 54, seções H-H' e I-I'). Nas regiões sudoeste e sudeste da área de estudo, as colinas e os morros ocupam as maiores cotas identificadas, podendo alcançar entre 90 a 104 metros de altitude (Figura 53, seções E-E' e F-F'). No mais, os tabuleiros caracterizam-se por serem formas extensas, pouco dissecadas, com topos planos ou levemente ondulados e vertentes retilíneas ou côncavo-retilíneo-convexas. As colinas apresentam topo convexo/ondulado ou aplainado e vertentes côncavo-retilíneo-convexas, côncavas ou côncavo-convexas. E os morros são designados como feições de topo agudo, convexo ou levemente plano e com vertentes retilíneas, côncavo-retilíneo-convexas ou côncavo-convexas.

O relevo de denudação caracteriza-se por ser simétrico a fracamente assimétrico, por apresentar textura de alta densidade e por exibir quebras positivas e negativas mais expressivas. Essas quebras encontram-se alinhadas, principalmente, na direção NE-SW e, subordinadamente, na direção NW-SE.

Além disso, o relevo supracitado se encontra sulcado por rios e outros cursos de drenagem, isto é, por terrenos de menor altitude (planícies aluviais), o que propicia a observação de escarpas e desníveis. As escarpas identificadas apresentam estágios variados de maturidade e formam desníveis de 20 a 40 metros (figuras 52, Seção A-A', e 53, seções C-C', D-D' e G-G'). A inclinação das encostas é variável, sendo predominantemente: baixa (0° a 5°) no sudoeste, e, média ($7,5^{\circ}$ a 15°) no centro, no sul e no sudeste da área de estudo (ver Figura 50).

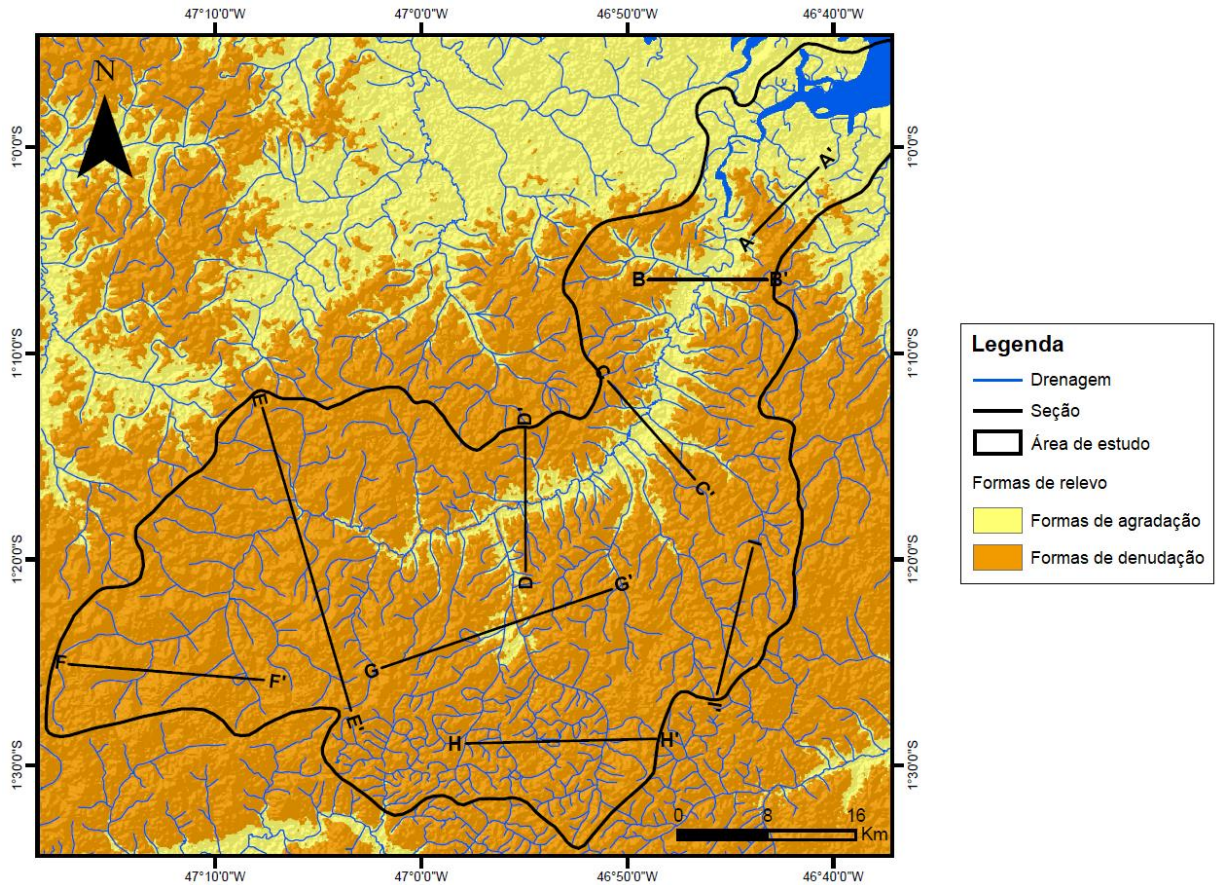


Figura 51. Mapa morfológico da bacia hidrográfica do Rio Caeté e adjacências. O mapa mostra as formas de relevo conforme a classificação taxonômica proposta por Ross (1992) e a localização das seções de relevo traçadas. Fonte: Elaborado pelo autor.

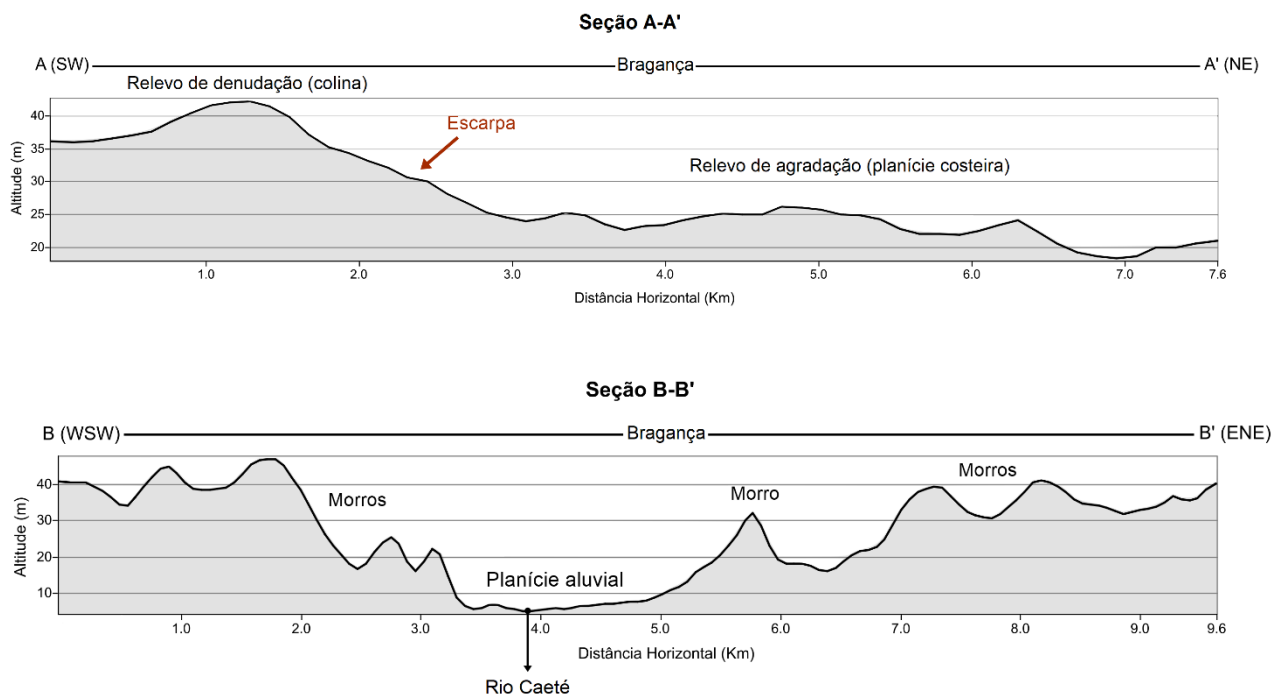


Figura 52. Seções de relevo A-A' e B-B'. Fonte: Elaborado pelo autor.

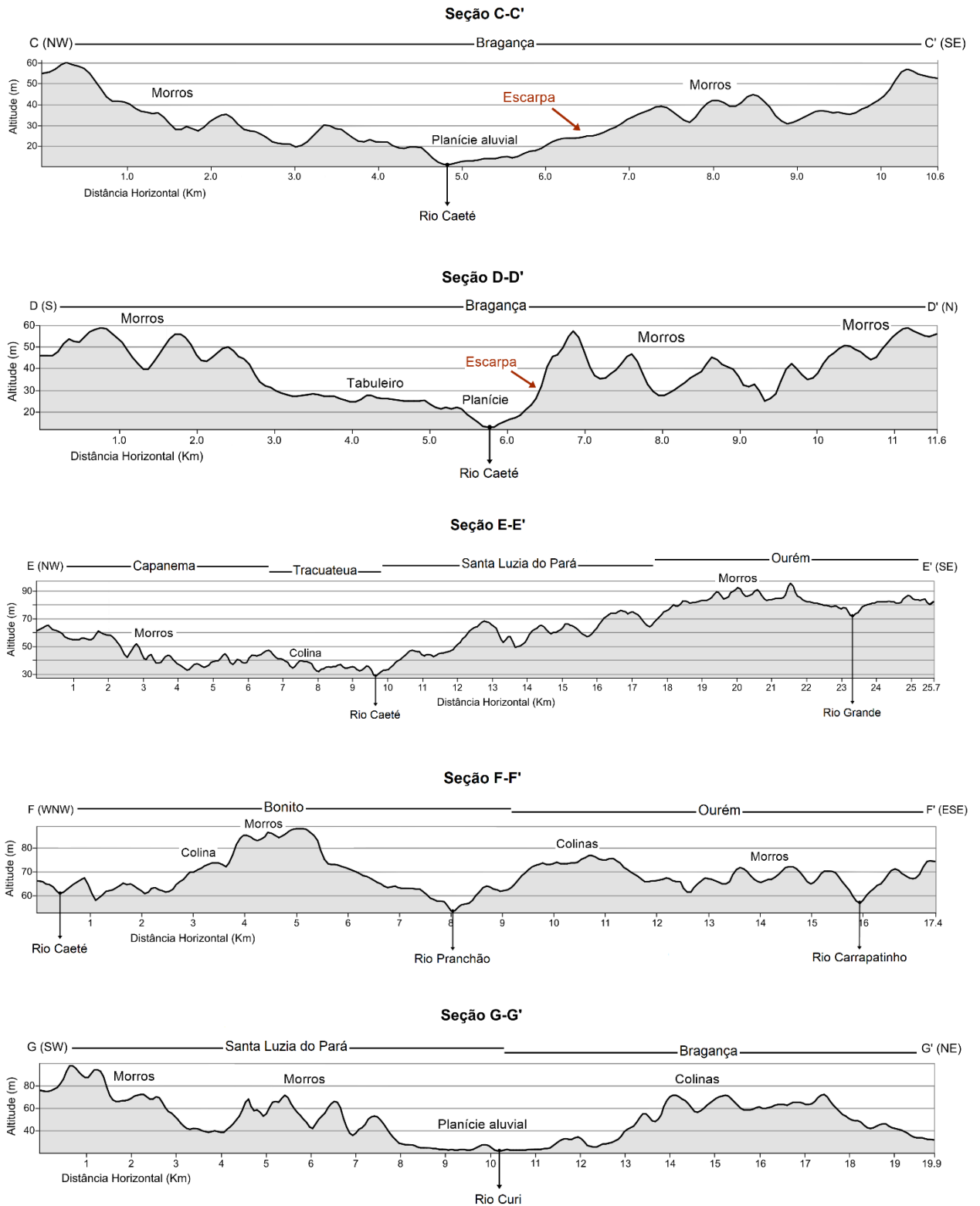


Figura 53. Seções de relevo C-C', D-D', E-E', F-F' e G-G'. Fonte: Elaborado pelo autor.

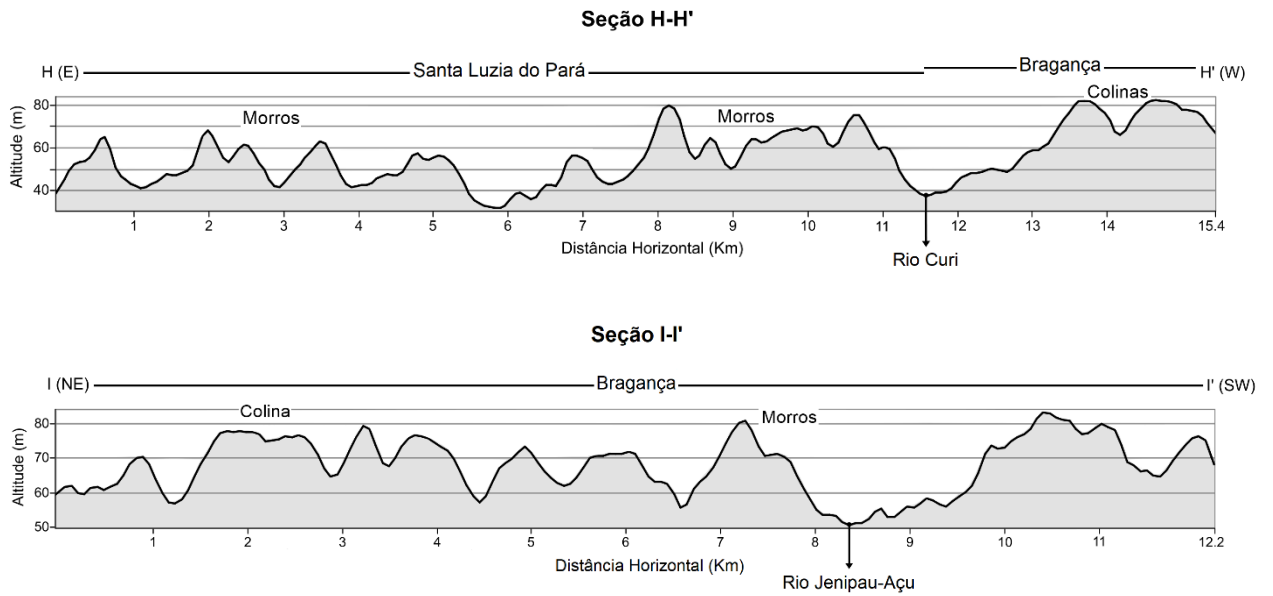


Figura 54. Seções de relevo H-H' e I-I'. Fonte: Elaborado pelo autor.

No baixo curso do Rio Caeté, próximo à sua desembocadura no Oceano Atlântico, foram verificadas ilhas com formatos aproximadamente romboédrico e lenticular (Figura 55). Essas feições se encontram orientadas na direção NE-SW.



Figura 55. Ilhas com formatos aproximadamente romboédrico (à esquerda) e lenticular (à direita), localizadas no baixo curso do Rio Caeté. Fonte: Modificado de Google Earth.

A análise de feições geomorfológicas, como topos alinhados/orientados de colinas e morros, permitiu a identificação dos alinhamentos de relevo. Essas estruturas se dispõem, de maneira preferencial, nas direções N40°-50°E, N30°-40°E e N50°-60°E, respectivamente (Figura 56).

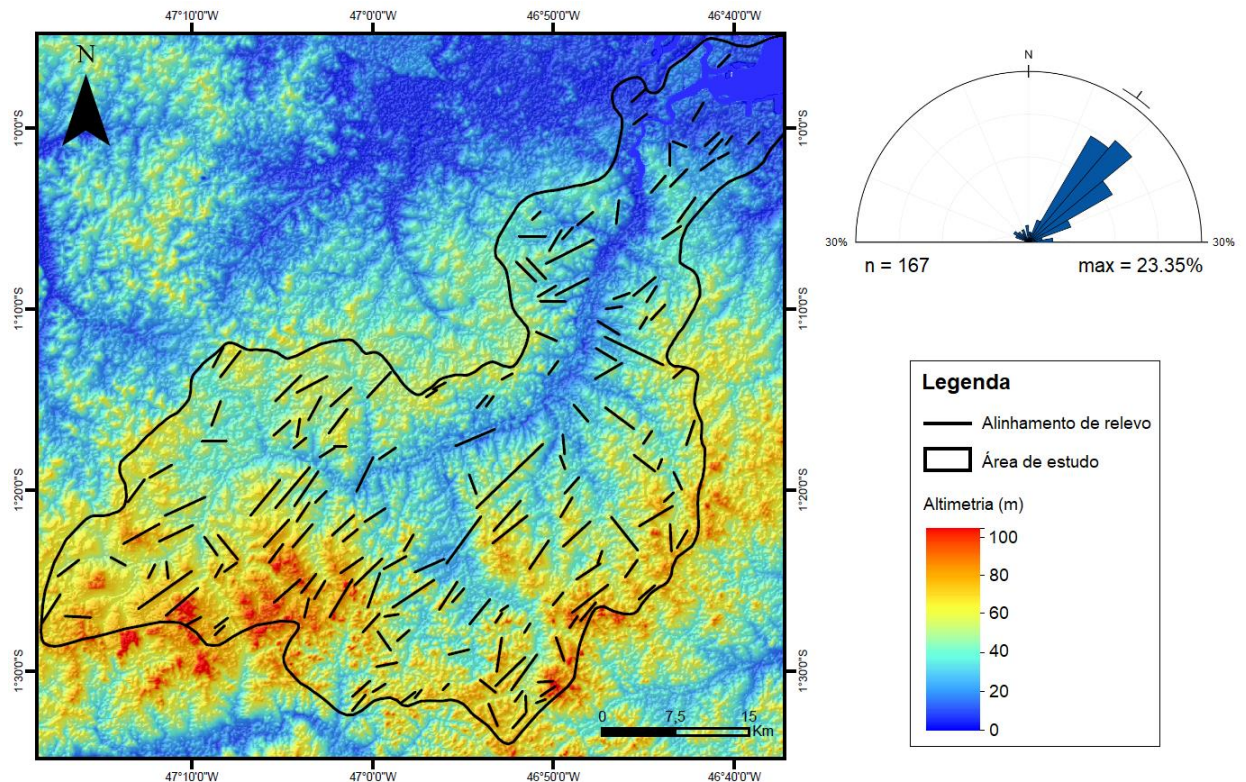


Figura 56. Mapa de alinhamentos de relevo da área de estudo. Ao lado, a rosácea dos alinhamentos interpretados. Fonte: Elaborado pelo autor.

8.3 ANÁLISE INTEGRADA E DISCUSSÃO

A análise integrada dos elementos de drenagem e relevo evidencia que a área de estudo expressa resultados de uma atuação tectônica, a qual pode ser relacionada a um regime neotectônico. O estudo dessas feições a partir do método lógico e sistemático de Soares & Fiori (1976) comprovou a existência de controles estruturais na região.

A metodologia de Soares & Fiori (1976) foi utilizada de maneira similar nos trabalhos de Costa (2004), Palheta (2008), Bandeira (2008), Carmona (2013), Silva (2016), Centeno (2016), Santos (2018), Nascimento (2018) e Miranda (2018). Esses autores desenvolveram seus estudos, sobre a atividade neotectônica, em áreas localizadas no nordeste do Pará (Belém, Mosqueiro, Castanhal, Salinópolis, Capanema, Abaetetuba, entre outros municípios).

As evidências de um regime neotectônico foram mais expressivas na rede de drenagem. Os cursos d'água apresentam um número significativo de estruturas que indicam tectonismo, tais como: formas em Z e S, cotovelos, arcos, meandros isolados, feições anastomóticas e canais alargados abruptamente. Além disso, as diferenças de tamanho e forma entre afluentes de margens opostas (assimetria), as mudanças bruscas do padrão de drenagem paralelo para o subdendrítico (ZH-II) e a inserção dos padrões paralelo e radial no padrão anastomótico (ZH-IV) correspondem a anomalias também típicas de regiões influenciadas por atividade tectônica.

Os padrões de drenagem subdendrítico e paralelo são representativos de áreas sob controle estrutural (Lima, 2006). O padrão anastomótico é característico de regiões inclinadas, portanto, ocorre preferencialmente na porção sul da área de estudo, onde o substrato apresenta declividade moderada (ver Figura 50).

No mais, é comum a retilinearidade dos cursos de drenagem, o que possibilitou a interpretação de lineamentos (falhas ou zonas de concentração de juntas). Os lineamentos de drenagem ocorrem orientados preferencialmente nas direções NE-SW e NW-SE.

As feições de relevo, formadas por rochas pouco resistentes à erosão e sedimentos inconsolidados, são fortemente afetadas pelas condições regionais de elevada pluviosidade e pela alta densidade de rios, que tendem a uniformizar/aplainar o relevo. Em suma, a atuação dos processos exógenos dificulta a preservação de estruturas ligadas a atividades tectônicas. Por este motivo, na área de estudo, os elementos de relevo expressam o regime neotectônico em menor intensidade do que os elementos de drenagem.

Entretanto, apesar das condições supracitadas, na análise do relevo foi possível identificar escarpas, desníveis, formas de relevo alinhadas/orientadas e feições com geometrias romboédrica e lenticular. As escarpas, orientadas preferencialmente segundo NW-SE, NNW-SSE e NE-SW, apresentam estágios variados de maturidade e podem designar falhas normais ou transcorrentes (geralmente transtensivas). Os desníveis podem estar associados ao rebaixamento ou basculamento de blocos através das falhas suprarreferidas.

O alinhamento das formas relevo é resultado de esforços de natureza tectônica sobre determinada região e pode indicar a ocorrência de falhas normais ou

transcorrentes. No caso da área de estudo, os alinhamentos de relevo apresentam orientação preferencial NE-SW e correspondem a falhas transcorrentes dispostas nessa direção.

As feições com geometrias romboédrica e lenticular apresentam suas origens associadas a um regime de deformação não coaxial rúptil. As ilhas localizadas no extremo nordeste da área de estudo, próximas a desembocadura do Rio Caeté, exemplificam essas feições e se caracterizam pela orientação NE-SW (ver figura 55).

O Rio Caeté, em sua totalidade, apresenta uma grande inflexão para a direita, na direção aproximada E-W (ver o Rio Caeté nas figuras 38, 39 e 49). Esse desvio provavelmente está relacionado à ocorrência de falhas direcionais com orientação próxima à E-W, as quais podem estar ligadas às zonas transcorrentes E-W definidas por Costa *et al.* (1996) para o quadro estrutural quaternário do Nordeste Paraense.

Os cursos de drenagem em forma de Z ou S são outras estruturas ligadas à deformação não coaxial rúptil. Na região de estudo há o predomínio das formas indicadoras de movimentação sinistral, em S. Em menor proporção, ocorrem feições em Z, indicativas de movimentação dextral. A ocorrência de indicadores de movimentação dextral em um regime de cisalhamento sinistral é comum, uma vez que a deformação em uma área tende a apresentar caráter heterogêneo, por conta da diversidade litológica e de estruturas. Além disso, de acordo com o Modelo de Riedel, é possível o desenvolvimento de fraturas com cinemática contrária à do movimento principal (fraturas antitéticas).

As anomalias em arco e cotovelo estão relacionadas, normalmente, a sistemas de falhas transcorrentes (IBGE, 2009). E, conforme definido por Costa *et al.* (1996), no nordeste do Pará, os cotovelos, os arcos e os meandros isolados podem estar associados, também, a deslocamentos verticais ao longo de falhas gravidade.

A existência de drenagens com afluentes e/ou terraços assimétricos pode ser indicativa de basculamentos de blocos (Lima, 2006). Ao longo do Rio Caeté, é comum a observação de afluentes e terraços assimétricos (ver Figura 51 e a Seção C-C' na Figura 53). Os rios Jejuí, Jenipau-Açu, Jenipau-Mirim e Curi também apresentam essas características.

A análise integrada das feições drenagem e relevo torna evidente que a região de estudo está submetida a um regime de deformação rúptil não coaxial. As estruturas oriundas desse regime deformacional são responsáveis pela configuração dos padrões de drenagem, pela retilinearidade de canais, pela ocorrência de anomalias nos cursos d'água e por determinados aspectos do relevo (feições alinhadas e escarpas, por exemplo).

Dessa forma, o controle estrutural aqui discutido, também apresenta papel fundamental no arranjo dos blocos tectônicos da área, os quais foram delimitados pelos lineamentos de drenagem e pelas quebras de relevo mais expressivos.

A identificação e demarcação dos blocos tectônicos foram realizadas com o auxílio de seções topográficas. Essas seções corroboraram a presença de falhas nos limites dos blocos e, portanto, estabeleceram a relação entre eles (blocos altos e blocos baixos, por exemplo). A configuração morfoestrutural da área de estudo e as seções topográficas supracitadas podem ser observadas nas figuras 57 e 58, respectivamente.

Os blocos se caracterizam, majoritariamente, pela geometria trapezoidal (formas retangulares e geometrias não específicas ocorrem de maneira subordinada) e apresentam dimensões diversificadas, com as arestas menores variando de 1,5 a 7 Km e as arestas maiores variando de 3,2 a 22 Km. Nas porções nordeste, sudeste e oeste da área de estudo, os eixos principais dos blocos estão orientados segundo NW-SE. Nas porções sul, sudoeste e no centro, a orientação dos eixos principais é, predominantemente, NE-SW.

O vetor de decaimento da topografia é predominantemente para NNE, uma vez que o relevo tende a apresentar menores cotas em direção a áreas costeiras. A altitude dos blocos mais altos é de aproximadamente 90 metros, enquanto que os mais baixos ocorrem em cotas próximas a 20 metros. Os desníveis entre os blocos variam de 5 a 20 metros, podendo alcançar 35 metros em alguns casos (ver seções na Figura 58).

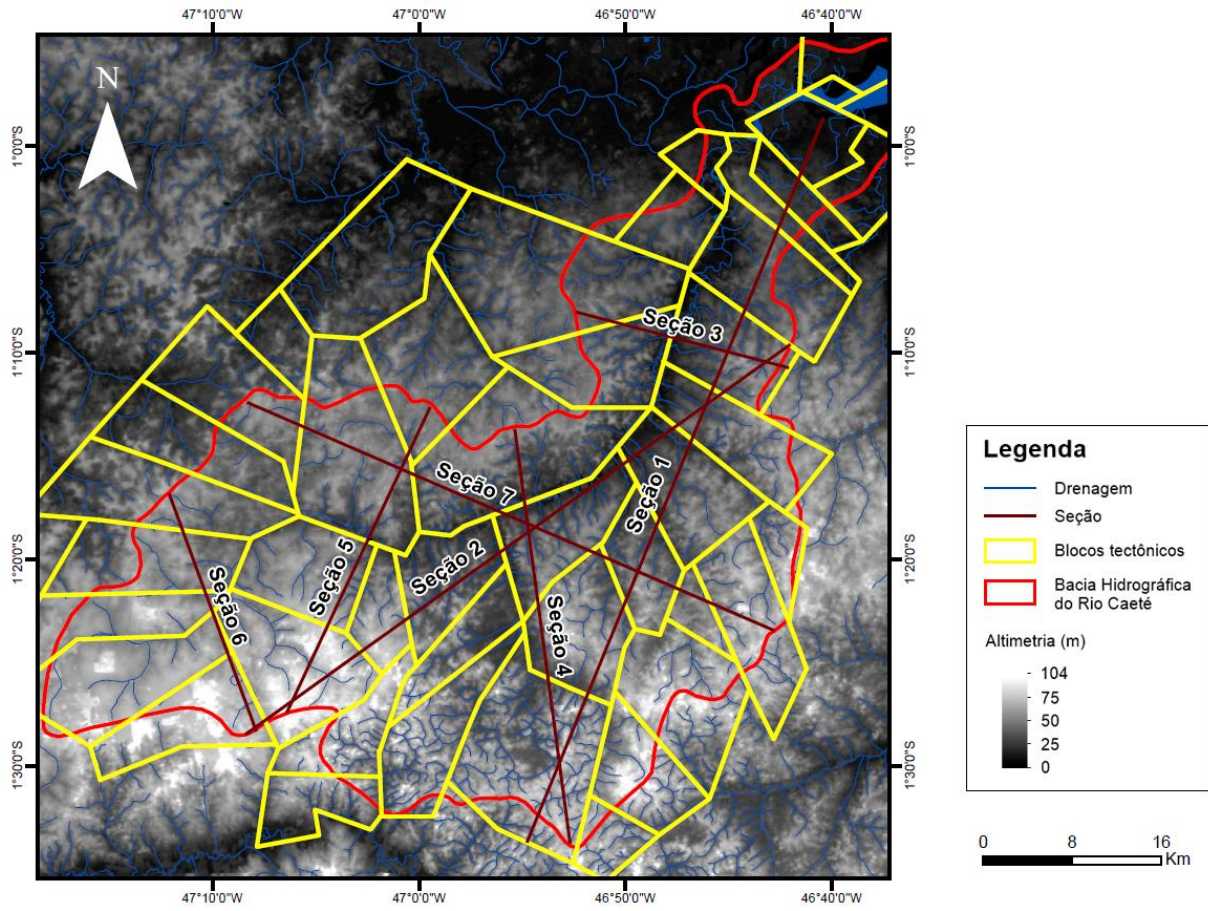


Figura 57. Mapa morfoestrutural da bacia hidrográfica do Rio Caeté. Fonte: Elaborado pelo autor.

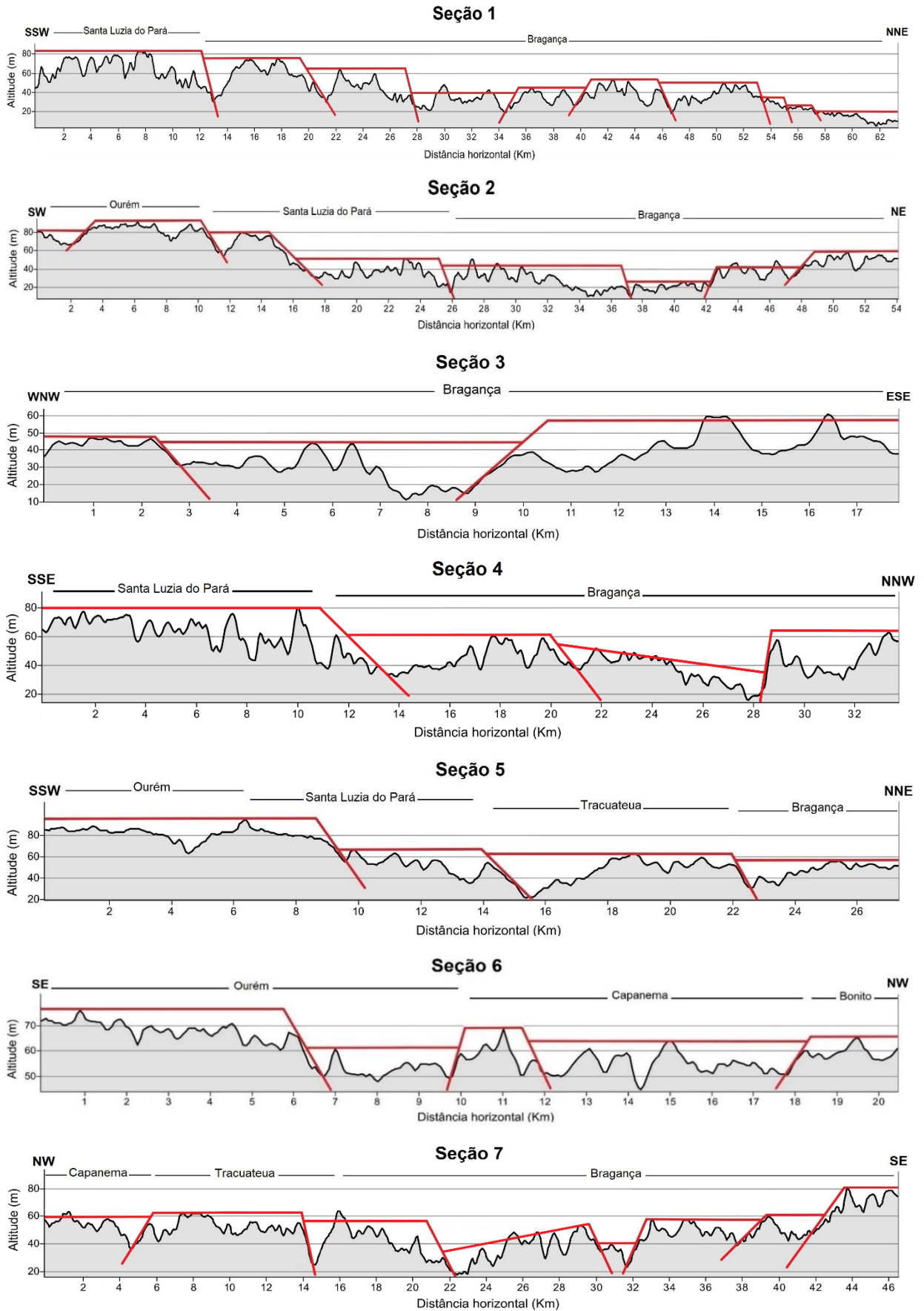


Figura 58. Seções topográficas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7. As seções exibem a disposição dos blocos tectônicos, evidenciando a presença de falhas nos limites entre eles. Fonte: Elaborado pelo autor.

Ademais, com o intuito de reforçar as evidências de movimentação entre os blocos e atribuir maior credibilidade ao modelo de compartimentação tectônica proposto para a bacia hidrográfica do Rio Caeté, foram selecionados, para correlação litoestratigráfica, 32 poços tubulares de abastecimento de água da região (Figura 59).

Os poços supracitados estão cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) da CPRM, sendo possível a visualização de seus dados litológicos, cota topográfica e profundidade. Os perfis litológicos dos poços foram utilizados para as correlações litoestratigráficas, com o objetivo de verificar deslocamentos verticais dos contatos litológicos ao longo dos blocos tectônicos. O *datum* empregado na correlação dos perfis litológicos foi selecionado a partir dos dados de cota topográfica dos poços. Para os poços com cota inexata ou sem informação disponível, a cota foi inferida a partir dos dados de altitude disponíveis em seções topográficas, nas quais os poços foram plotados.

Os perfis litológicos (poços) foram dispostos em seções topográficas de acordo com as diretrizes descritas anteriormente e, ao serem realizadas as correlações litoestratigráficas, evidenciaram desníveis entre as camadas correlacionáveis, isto é, a ocorrência de falhas com rejeitos verticais (figuras 60 a 68).

Ao longo das seções, os desníveis entre unidades litológicas correlacionáveis, situadas em blocos diferentes, variaram de 5 a 40 metros. Essa informação corroborou o deslocamento dos blocos tectônicos através de falhas de naturezas distintas (normais ou transcorrentes).

Em suma, o quadro neotectônico da área se caracteriza, principalmente, por falhas normais segundo NW-SE interceptadas por falhas transcorrentes sinistrais de direção NE-SW.

As falhas normais são evidenciadas pelas escarpas de orientação NW-SE, as quais ocorrem nas margens dos vales de rios como o Curi, Jenipau-Açu, Jejuí, Andirá, Arojivou, Anauerá e Chumucuí. As falhas transcorrentes sinistrais são comprovadas pelas formas em S, que se dispõem, majoritariamente, na direção NE-SW. Os alinhamentos de relevo e a orientação das ilhas presentes no Rio Caeté são, conforme já apresentado neste trabalho, outras evidências de falhamentos transcorrentes segundo NE-SW.

Vale ressaltar que as feições em S (ou em Z) apresentam também orientação NW-SE, o que indica a existência de falhas transcorrentes nessa direção. Além disso, verificam-se falhas transcorrentes sinistras segundo NNE-SSW, WNW-ESE e ENE-WSW, e falhas transtensivas sinistras NNW-SSE.

Dessa maneira, a fim de compatibilizar e explicar o conjunto de falhas da área de estudo, foi empregado o Modelo de Riedel com um binário sinistral N-S. Este binário local está contido no binário principal dextral E-W, o qual foi determinado por Costa *et al.* (1996) para a configuração neotectônica regional do Nordeste Paraense (Figura 69A). A existência de uma área com domínio cinemático distinto do binário predominante (E-W dextral) está ligada à heterogeneidade da deformação e dos padrões estruturais, isto é, à complexidade do sistema transcorrente, onde ocorreu a decomposição do esforço primário E-W para a componente N-S.

De acordo com o Modelo de Riedel proposto para a área de trabalho (Figura 69B), as estruturas com direção N20°-40°W e N60°-70°W correspondem às fraturas de cisalhamento sintéticas de Riedel (R) e antitéticas de Riedel (R'), respectivamente. As falhas transcorrentes dispostas segundo N20°-50°E e N50°-70°E, nas quais se instalou o Rio Caeté, equivalem às fraturas de cisalhamento sintéticas secundárias P e X, na devida ordem. As fraturas extensionais (T) ocorrem na direção N50°-60°W, paralelamente à componente compressiva (σ_1), e designam as falhas normais. A componente distensiva (σ_3) está orientada segundo N40°-50°E.

O quadro neotectônico proposto para a bacia hidrográfica do Rio Caeté é similar ao apresentado por Costa *et al.* (1991) para a Região do Salgado, a qual está localizada a noroeste da área de estudo. Costa *et al.* (op. cit.) identificaram falhas normais orientadas segundo NW-SE e falhas transcorrentes de direções NE-SW, NNE-SSW e WNW-ESE.

O conjunto de estruturas definido para a área de estudo está também de acordo com o trabalho de Costa *et al.* (1996). Segundo esses autores, a região bragantina está inserida em uma zona de falhas transcorrentes NE-SW, as quais segmentam falhas normais de direção NW-SE e NNW-SSE. Além disso, Costa *et al.* (1996) estabeleceram, para o nordeste do Pará, o eixo compressivo (σ_1) orientado segundo NW-SE e o eixo distensivo (σ_3) com orientação NE-SW.

Miranda (2018) abordou a influência neotectônica em uma área adjacente à bacia hidrográfica do Rio Caeté, mais especificamente a oeste. Essa autora definiu,

para tal região, um quadro neotectônico caracterizado pela ocorrência de falhas normais NW-SE (σ_1 orientado NW-SE) e falhas transcorrentes NE-SW (σ_3 segundo NE-SW).

Assim como neste presente trabalho, um regime de cisalhamento sinistral foi caracterizado por Costa (2004) na Região Metropolitana de Belém, por Palheta (2008) na ilha de Mosqueiro e por Nascimento (2018) no município de Abaetetuba. Esses autores determinaram falhas sinistras segundo NE-SW, NW-SE e NNE-SSW, respectivamente.

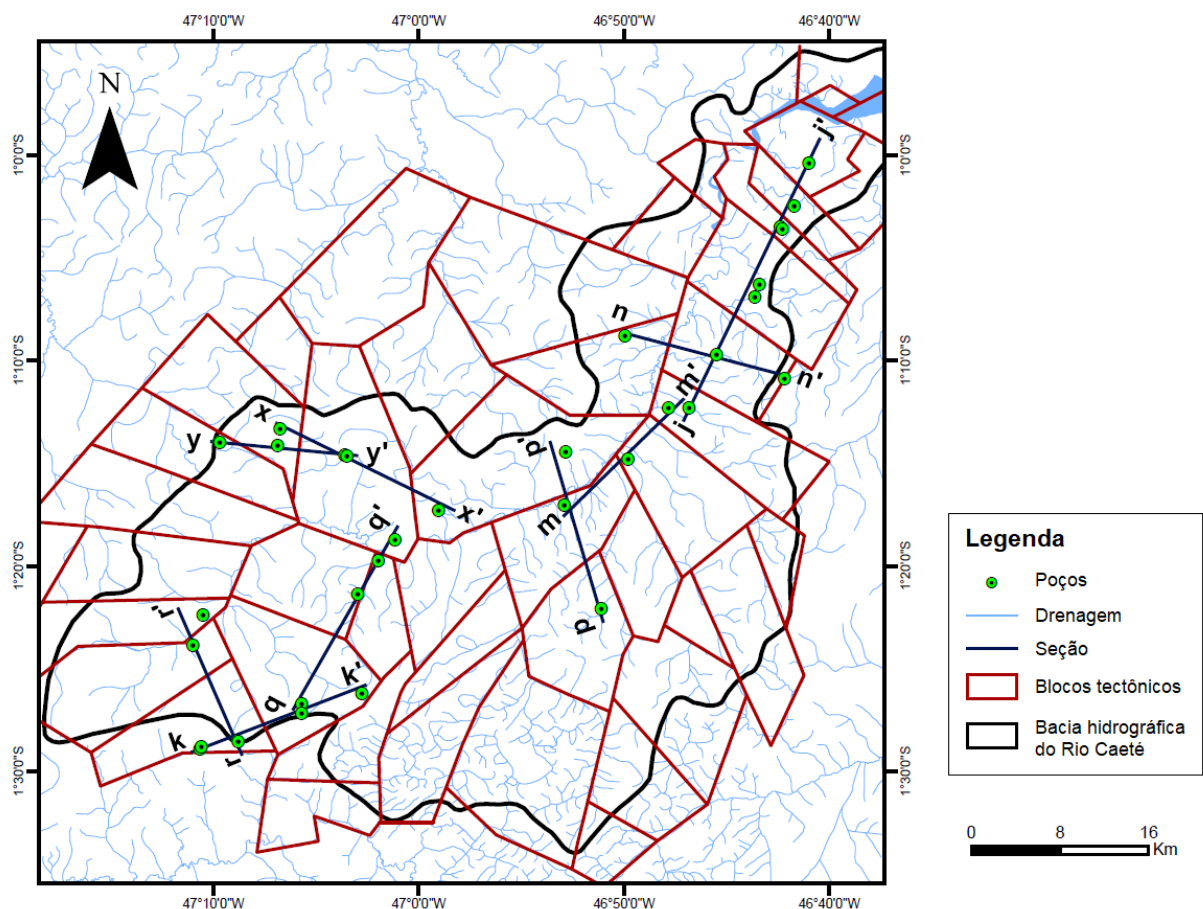


Figura 59. Mapa da área de estudo mostrando a distribuição dos poços selecionados para correlação litoestratigráfica e a disposição das seções confeccionadas. Fonte: Elaborado pelo autor.

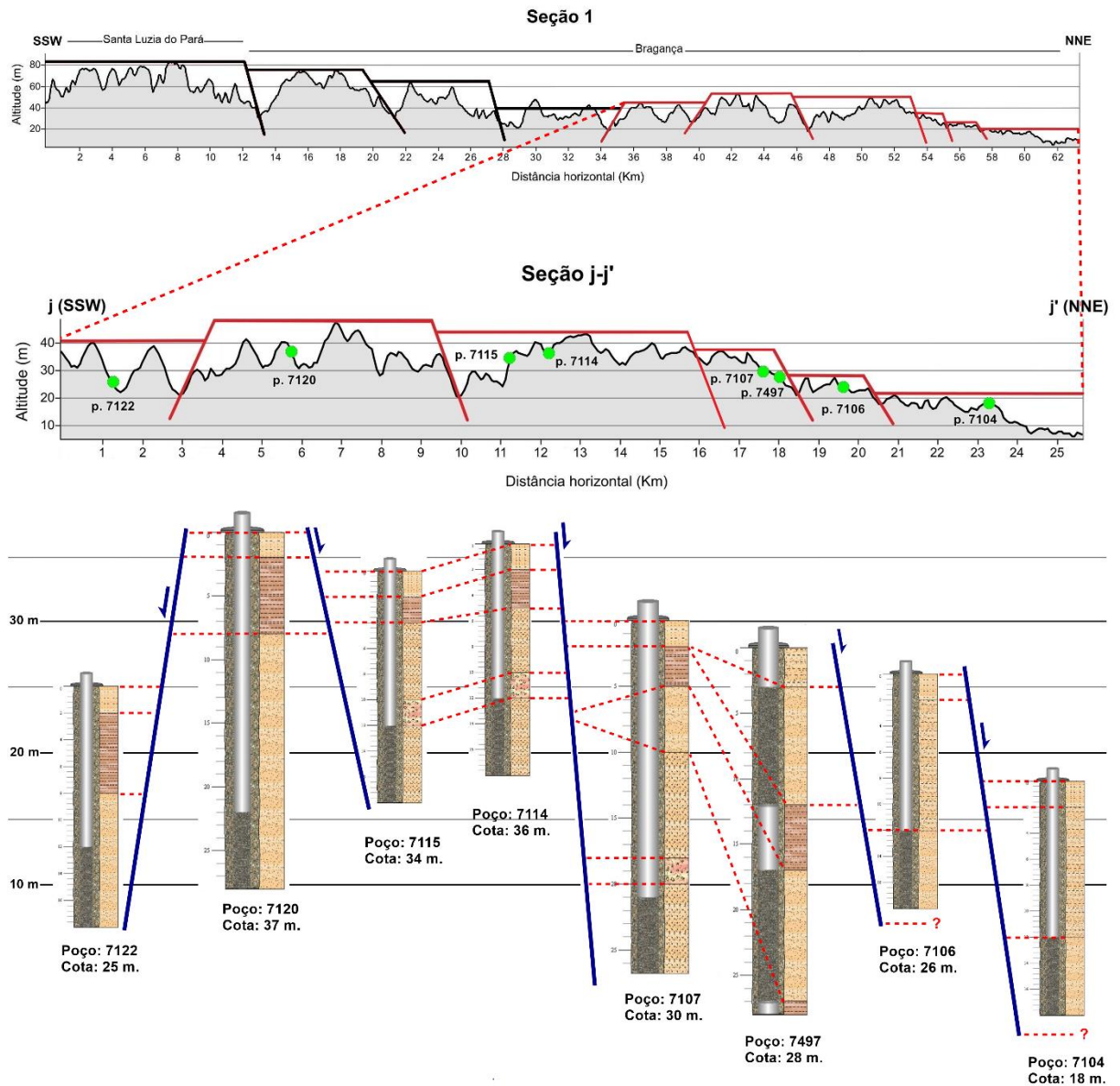


Figura 60. Seção j-j' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas à Formação Barreiras. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

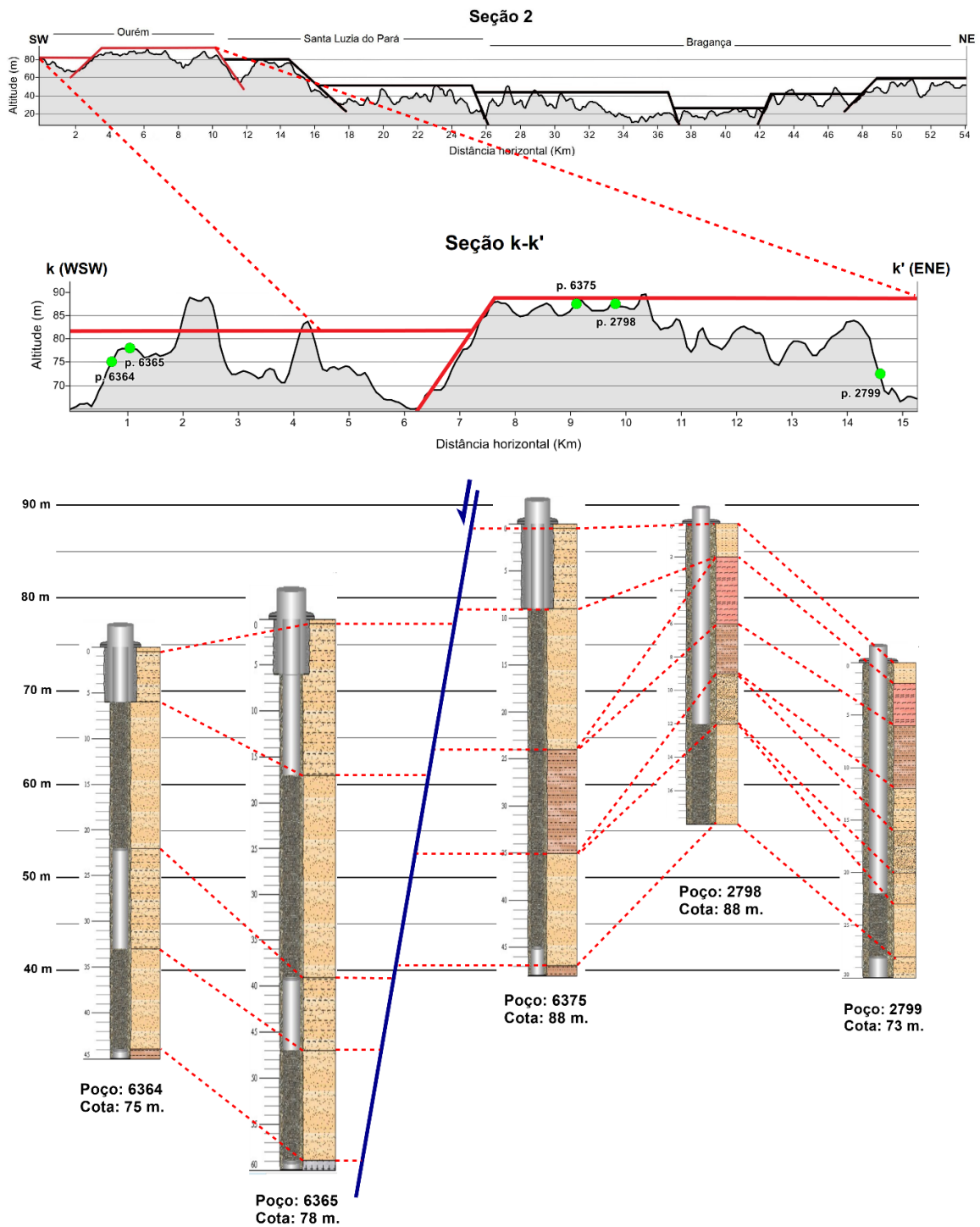


Figura 61. Seção k-k' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas à Formações Barreiras. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

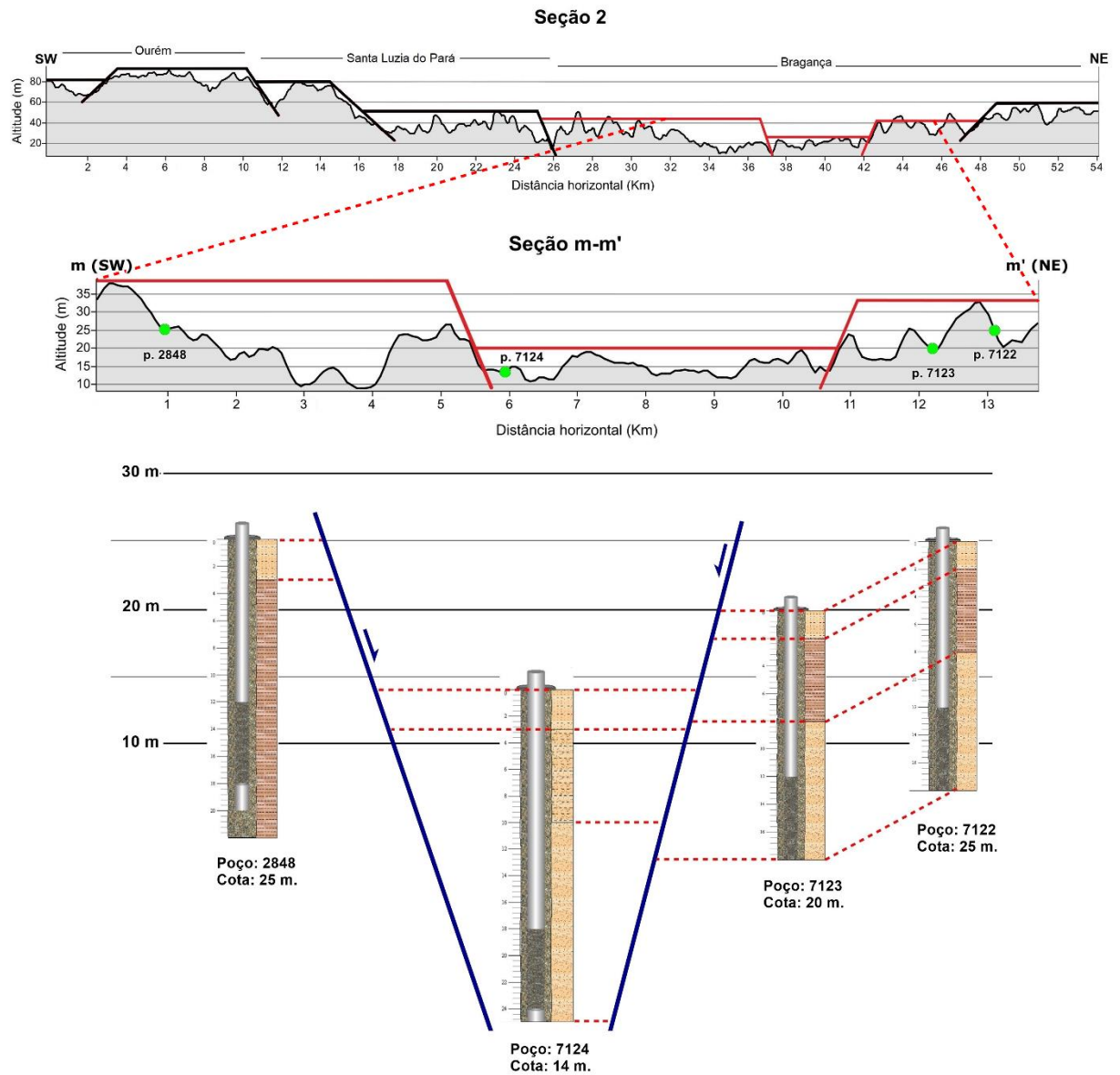


Figura 62. Seção m-m' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas à Formação Barreiras. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

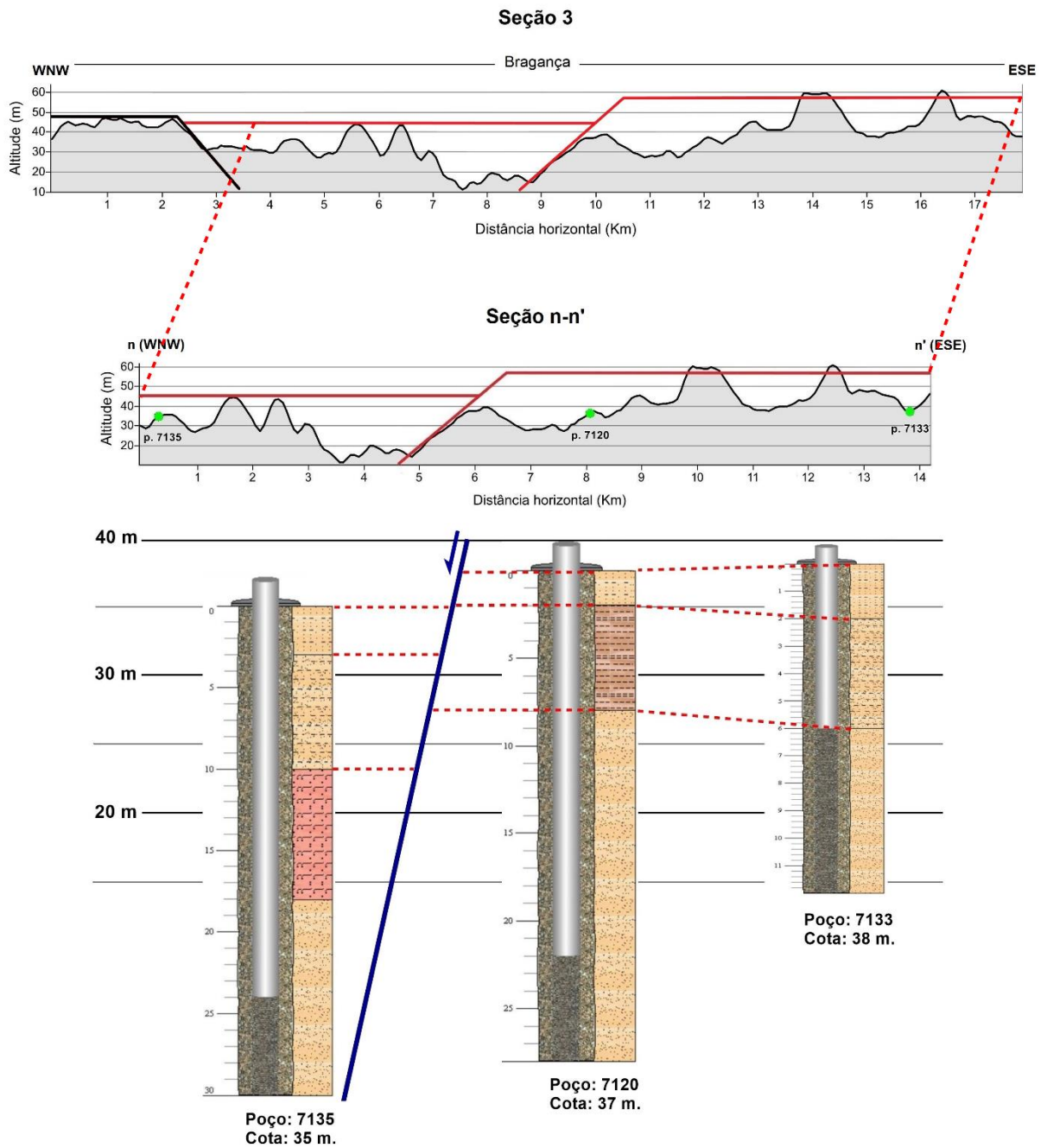


Figura 63. Seção n-n' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas à Formação Barreiras. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

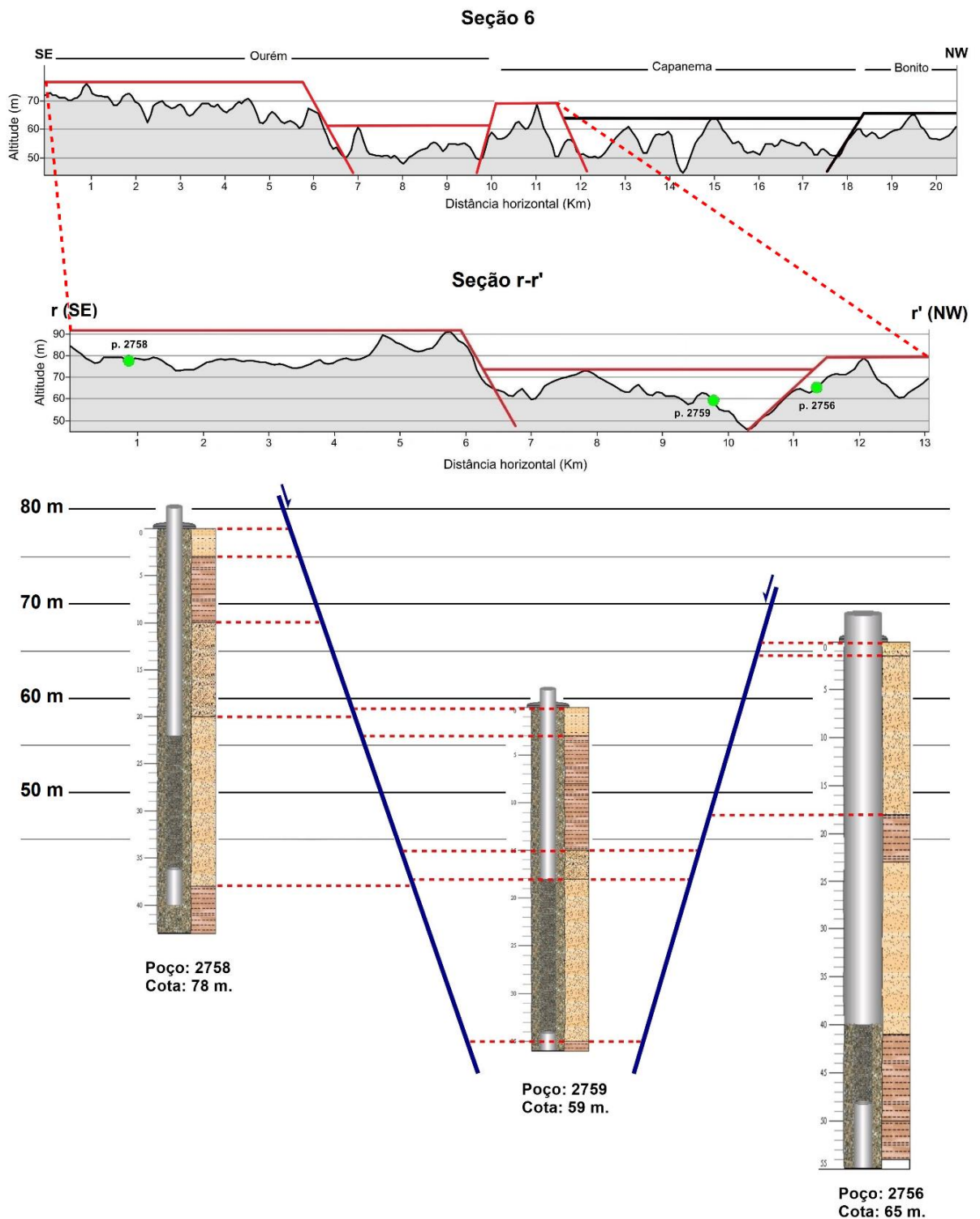


Figura 66. Seção r-r' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas à Formação Barreiras. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

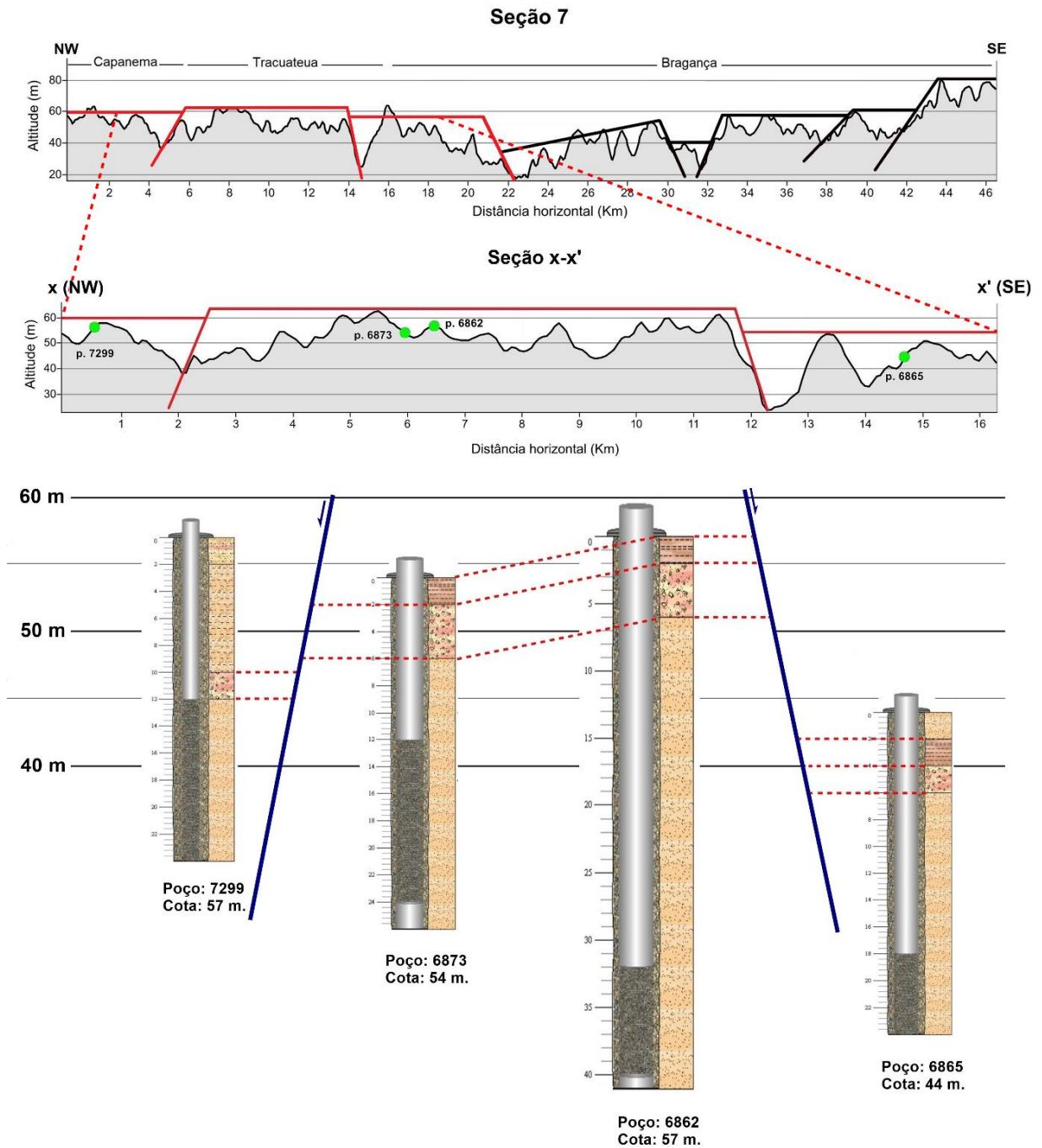


Figura 67. Seção x-x' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas às formações Barreiras e Pirabas. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

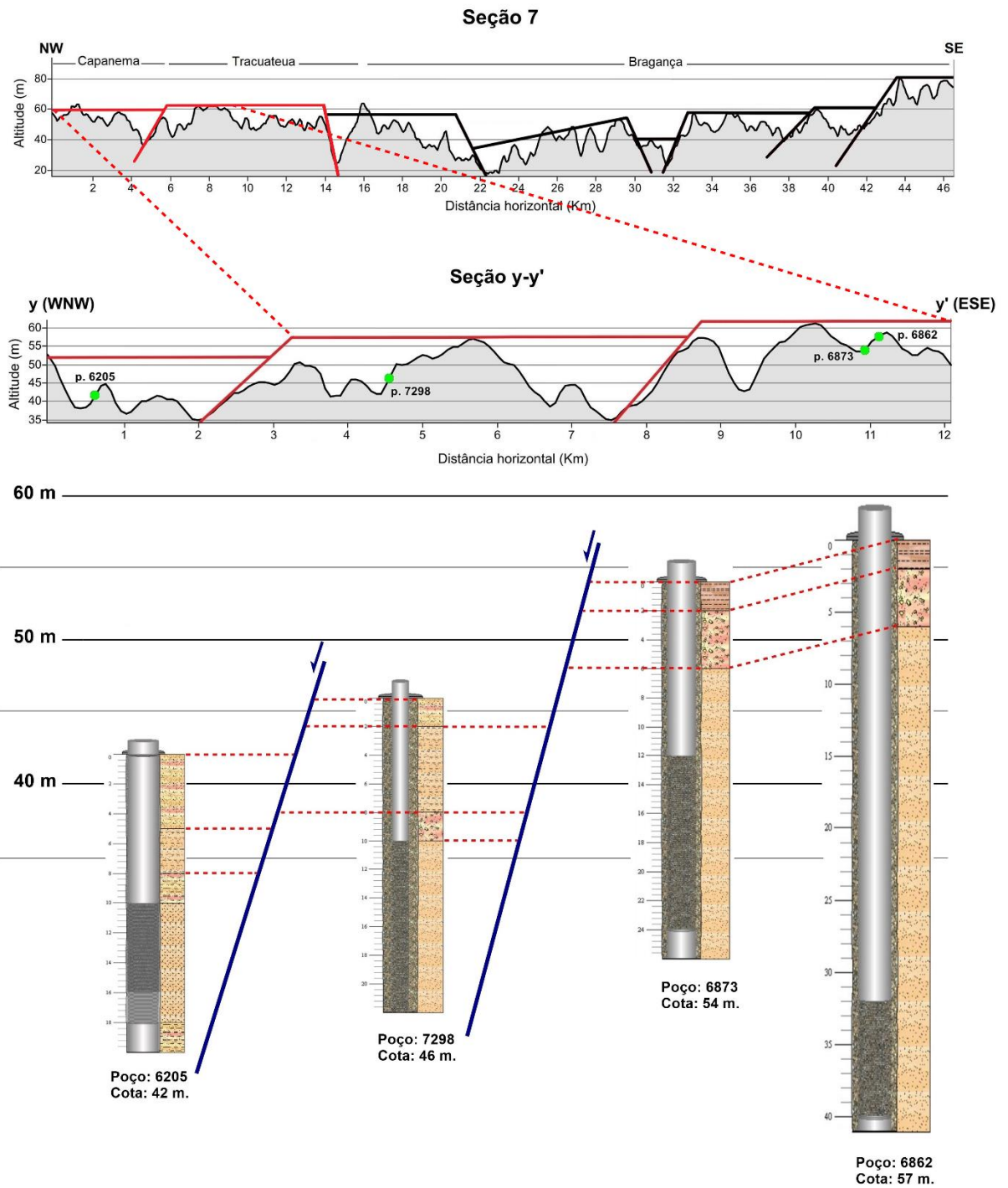


Figura 68. Seção y-y' com poços plotados e, abaixo, a correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços. As camadas sedimentares são associadas às formações Barreiras e Pirabas. Os poços estão cadastrados no SIAGAS com o prefixo "150000". Fonte: Elaborado pelo autor.

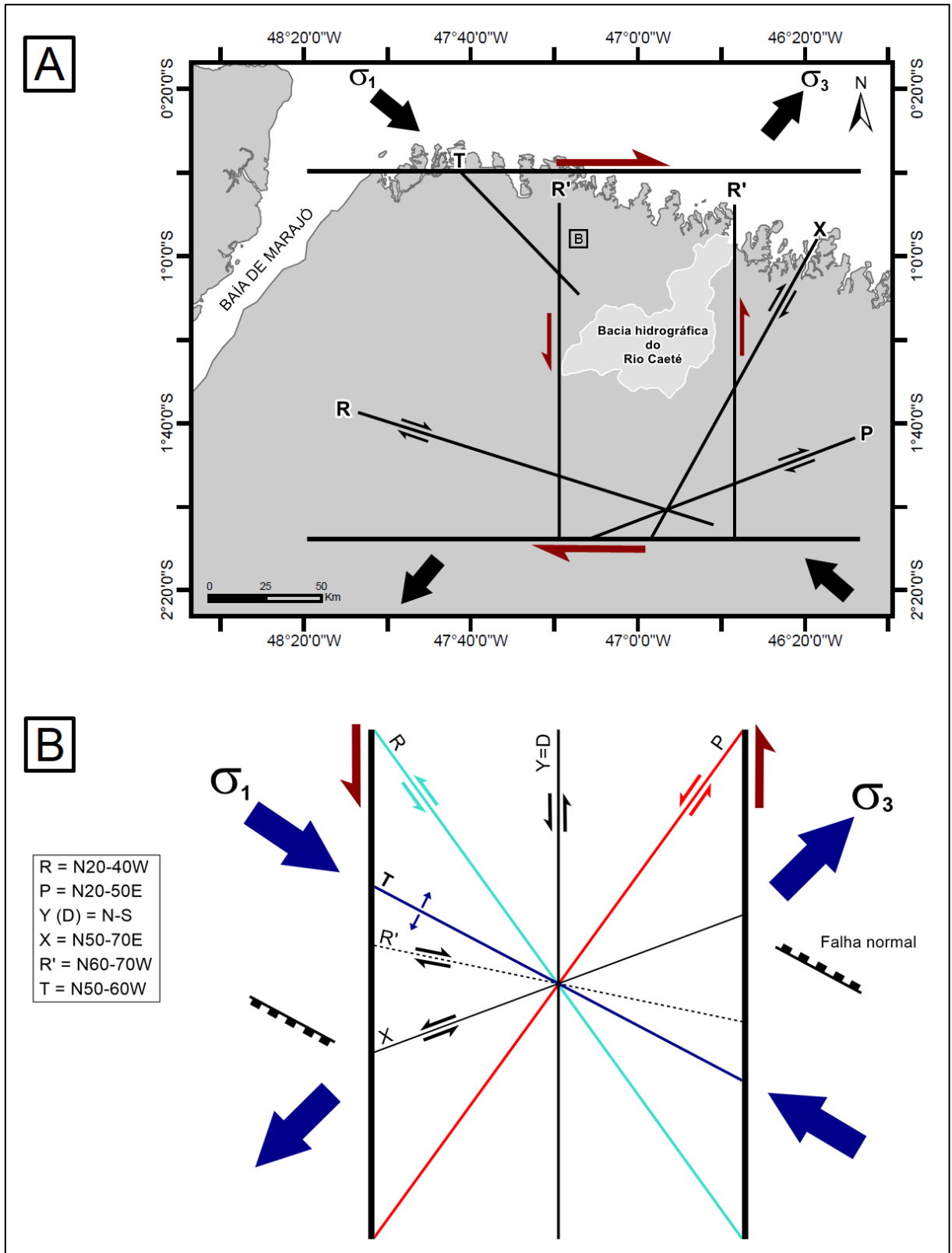


Figura 69. Binário principal dextral E-W, regional, no qual está contido o binário local N-S sinistral proposto para a bacia hidrográfica do Rio Caeté (A). Compatibilização, ao Modelo de Riedel, do conjunto de descontinuidades interpretadas na bacia do Caeté (B). Fonte: Elaborado pelo autor.

9. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS

Na bacia do Rio Caeté, os sistemas hidrogeológicos estão relacionados aos Sedimentos Modernos, aos sedimentos Pós-Barreiras e aos litotipos das formações Barreiras e Pirabas.

Os Sedimentos Modernos e Pós-Barreiras constituem aquíferos livres, situados próximo à superfície. Os aquíferos associados às formações Barreiras e Pirabas podem ser livres, quando superficiais/aflorantes, ou semi-confinados, quando ocorrentes em zonas de maior profundidade. É de se destacar que, os aquíferos semi-confinados Pirabas correspondem aos corpos hídricos mais profundos da região.

Portanto, a recarga dos aquíferos presentes na área de estudo compreende as seguintes situações:

- a) Os aquíferos livres são recarregados por meio da infiltração direta das águas superficiais no solo;
- b) Os aquíferos intermediários e profundos Barreiras e Pirabas podem ser recarregados pela infiltração das águas meteóricas a partir das áreas, normalmente distais, onde essas formações geológicas afloram (no município de Capanema, por exemplo).
- c) Os aquíferos semi-confinados Pirabas e Barreiras são recarregados pelo escoamento das águas meteóricas através de juntas e/ou falhas que interceptam as camadas sedimentares em diversas profundidades (Figura 70). Nesse caso, as tensões entre as camadas mais inferiores estão equilibradas e, por isso, não há confinamento total dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas.

Entretanto, o modelo clássico utilizado para explicar a recarga de aquíferos confinados e semi-confinados, o qual consiste na infiltração das águas superficiais a partir de áreas distantes onde afloram as rochas da camada aquífera e posterior migração dessas águas por fluxos predominantemente horizontais até às zonas confinadas mais profundas, é pouco viável para os sistemas hidrogeológicos da bacia do Rio Caeté. Isso se deve ao fato de a atividade neotectônica provocar alterações no arranjo espacial dos estratos sedimentares, os quais são deslocados, por falhamentos, para diferentes níveis crustais e deixam de ser lateralmente

contínuos, interrompendo parcial ou totalmente o fluxo horizontal (Centeno, 2016; Miranda, 2018).

Na área de estudo, as falhas normais são as principais responsáveis por deslocamentos verticais que variam de 10 a 40 metros, posicionando no mesmo patamar horizontal, estratos com distintas condições de porosidade e permeabilidade. Nas seções de poços (figuras 60 a 68) é possível verificar que camadas de arenito foram colocadas, por falhamento, em contato lateralmente brusco com camadas de argilitos, o que deve dificultar o movimento direto entre as camadas deslocadas e podem mesmo, no limite, impedir o fluxo subterrâneo na sua componente horizontal.

Além do deslocamento vertical dos estratos, rebaixados ao longo das falhas normais, o ângulo de mergulho das camadas pode ser alterado no caso de basculamento do bloco tectônico, o que também afeta a continuidade lateral dos estratos rochosos e, portanto, o fluxo horizontal. Nas seções 4 e 7, Figura 58, podem ser observados casos de blocos basculados e na Figura 70 é exemplificado a alteração do gradiente de mergulho em camadas basculadas.

Por outro lado, as falhas normais representam zonas de menor pressão e, por isso, correspondem a superfícies facilitadoras do fluxo vertical de fluídos em direção a níveis crustais de maior profundidade. A característica trativa das falhas normais, assim como a de falhas transtensivas e a de juntas extensionais, sugere que essas estruturas sejam locais de recarga de aquíferos intermediários e profundos.

Assim, na bacia hidrográfica do Rio Caeté, considerando-se o quadro neotectônico proposto no item 8.3 deste trabalho, as zonas de recarga dos aquíferos estão relacionadas a falhas normais de direção NW-SE e transtensivas segundo NNW-SSE (Figura 71).

As principais zonas de recarga estão localizadas ao longo dos rios Grande, Caetezinho, Carrapatinho, Anuerá, Curi, Jenipau-Açu, Jenipau-Mirim, Jejuí, Andirá, Arojivou, Chumucuí e Arapapuçu. Outros cursos d'água, como o segmento NW-SE do Rio Caeté e o Igarapé Maçaranduba, também representam importantes áreas de recarga.

Os locais supracitados, onde ocorre o abastecimento hídrico dos aquíferos Barreiras e Pirabas, devem ser preservados, pois, as falhas podem servir como dutos para que contaminantes percolem até grandes profundidades, promovendo

alterações na composição físico-química e/ou biológica das águas em diversos aquíferos. Além disso, através das descontinuidades ocorre a mistura entre as águas de aquíferos rasos livres e as de aquíferos profundos semi-confinados, o que pode acarretar a contaminação dos recursos hídricos profundos (Santos, 2018). Portanto, se deve evitar, nas proximidades das zonas de recarga, a instalação de indústrias e ocupações urbanas, as quais favorecem a inadequada destinação de resíduos sólidos e líquidos, bem como fomentam a impermeabilização do solo e a retirada da cobertura vegetal que o protege.

Vale ressaltar que, a contaminação de aquíferos profundos semi-confinados, a partir da mistura com águas de aquíferos superficiais livres, não está necessariamente ligada à ação antrópica. Em suma, essa contaminação pode ocorrer também, devido à diferença de composição química, entre as águas de aquíferos rasos e profundos, oriunda de fatores meramente geológicos (Santos, *op. cit.*). Nessa perspectiva, o quimismo das águas envolvidas na mistura é reflexo, simples e unicamente, da assembleia mineralógica das rochas constituintes dos aquíferos. Assim, dado que corpos hídricos subterrâneos podem ser litologicamente distintos, eles apresentam águas com composições químicas naturalmente diferentes. Essas águas ocasionam, ao se misturarem, a contaminação entre os aquíferos interconectados pelas descontinuidades.

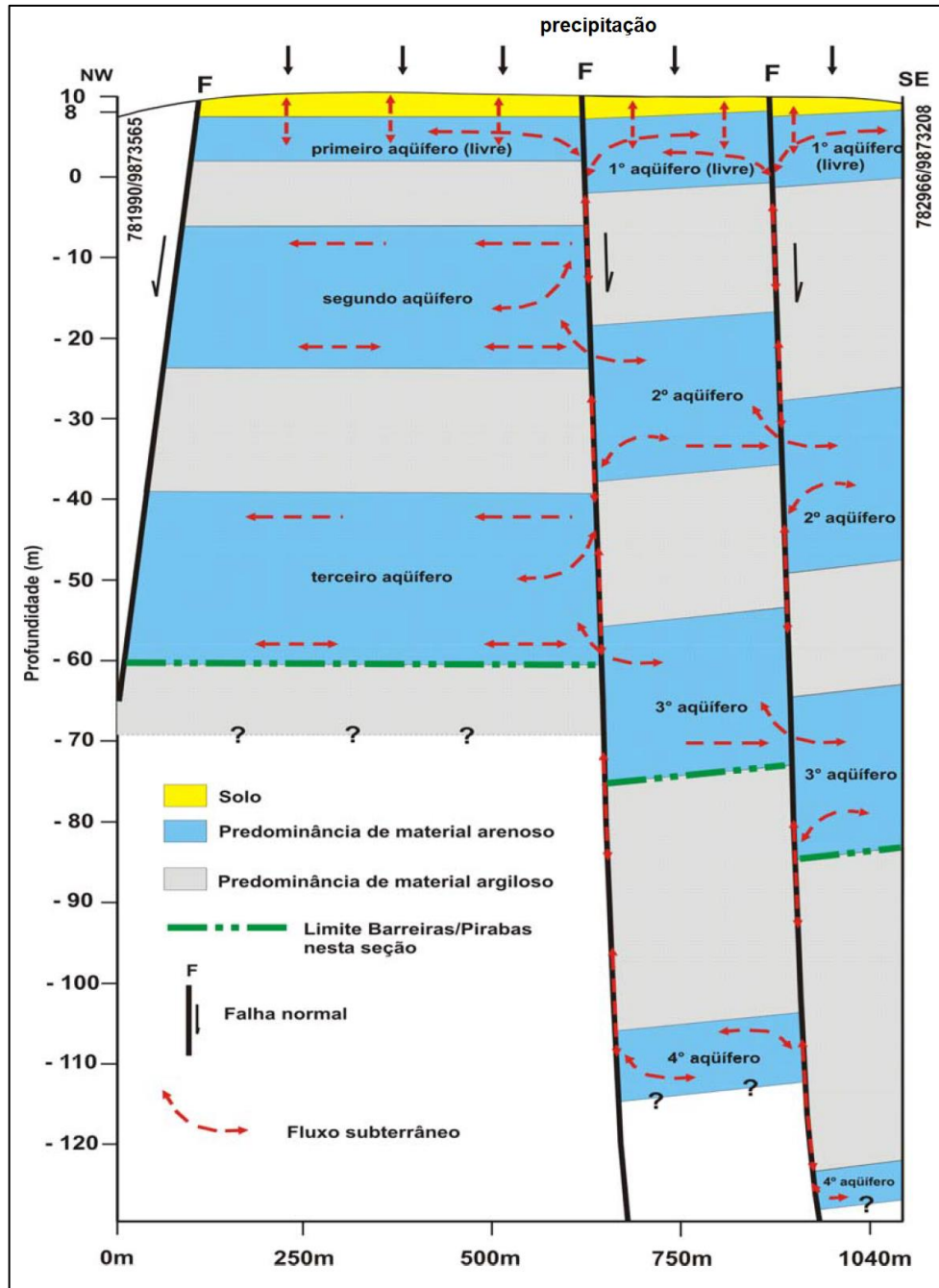


Figura 70. Modelo proposto para os mecanismos de recarga, fluxo hidráulico e interação dos aquíferos rasos, intermediários e profundos em um sistema hidrogeológico afetado por falhas normais. A recarga dos aquíferos rasos livres ocorre por meio da infiltração direta das águas superficiais no solo. A recarga dos aquíferos intermediários e profundos semi-confinados ocorre pelo escoamento hídrico através das falhas trativas. Fonte: Palheta (2008).

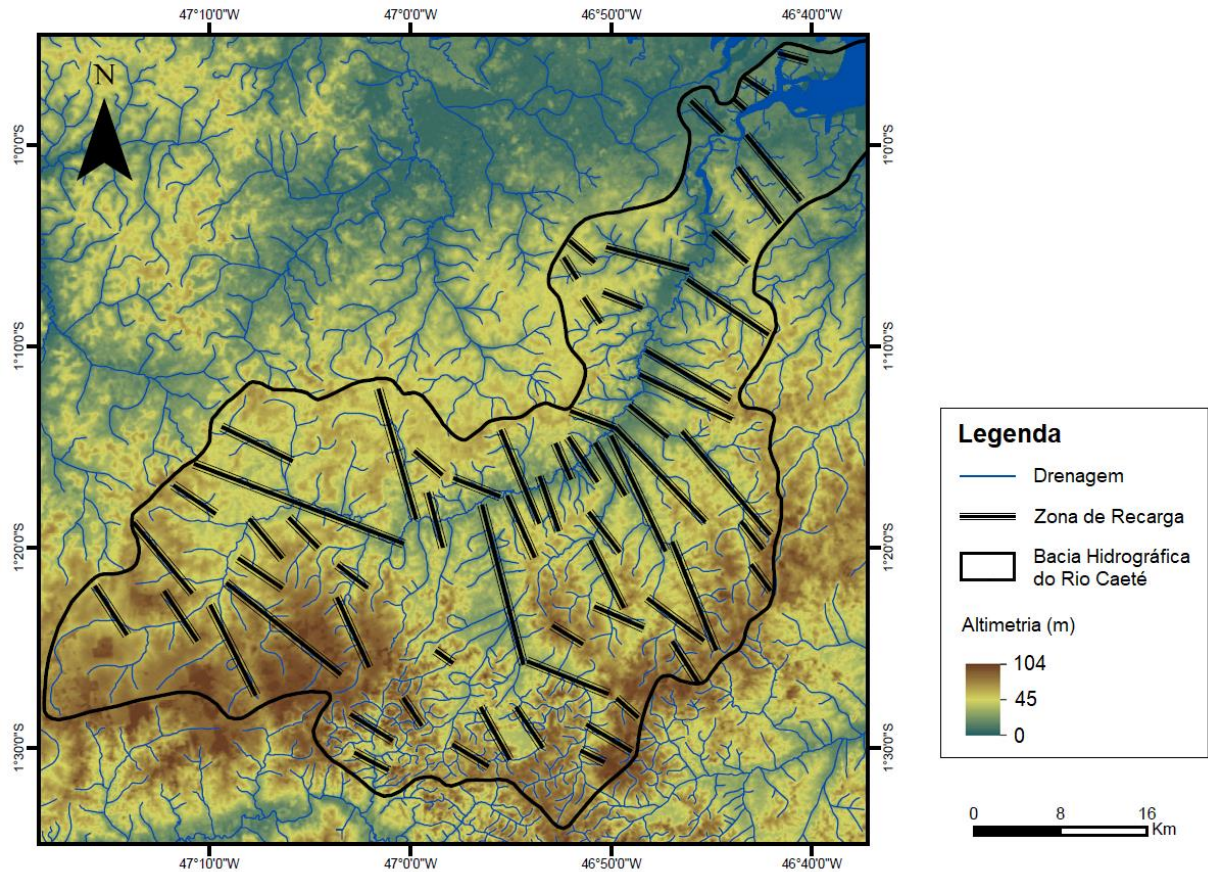


Figura 71. Mapa das zonas de recarga dos aquíferos na bacia do Rio Caeté, localizadas ao longo do traçado de falhas normais NW-SE e falhas transtensivas NNW-SSE. Fonte: Elaborado pelo autor.

No que se refere aos padrões de fluxo hídrico subterrâneo, Centeno (2016) explica que estes são modificados pela atividade neotectônica. Em síntese, o deslocamento vertical dos estratos através das falhas, a alteração do gradiente de mergulho em camadas basculadas e a exposição de rochas porosas ocasionam diferentes valores de pressão em uma mesma camada, o que torna os fluxos bem mais complexos (podem ocorrer movimentos lateralizados, descendentes ou ascendentes, mesmo em curtas distâncias, como mostrado na Figura 70), alterando os padrões (Centeno, *op. cit.*).

Ainda assim, mesmo diante da atuação neotectônica e do consequente aumento da complexidade dos fluxos, é possível a identificação de alguns padrões de escoamento hidráulico subterrâneo. Araújo *et al.* (2016) definiram, a partir dos métodos potenciométrico e gravimétrico, os sentidos preferencias dos fluxos das águas subterrâneas rasas (relacionadas aos aquíferos livres Barreiras) nas bacias hidrogeológicas do nordeste do Pará. Segundo os autores acima referidos, na bacia do Rio Caeté, o sentido do fluxo hídrico subterrâneo raso é concordante com a

direção do deflúvio da rede hidrográfica. Ou seja, o escoamento dessas águas subterrâneas está orientado conforme a direção do declive do terreno.

No mapa de bacias hidrogeológicas e sentido de fluxo das águas subterrâneas rasas (Figura 72), elaborado por Araújo *et al.* (*op. cit.*), a bacia do Rio Caeté está localizada na porção sudeste. Nessa bacia foram cartografados os seguintes sentidos de fluxo: de SE para NW (na região dos rios Grande e Carrapatinho, sudoeste da bacia), de WNW para ESE, de SW para NE, de SSW para NNE (estes três no médio curso do Rio Caeté) e de S para N (no baixo curso do Caeté). Ademais, é possível observar uma área (círculo com a letra B) onde o sentido do fluxo hidráulico subterrâneo raso não acompanha o gradiente topográfico da superfície do terreno, isto é, se apresenta contrário à direção do escoamento das águas superficiais. De acordo com os elaboradores do mapa, as possíveis causas para essa discordância estão relacionadas a condicionantes estruturais neotectônicas, variações litológicas ou à presença de rochas cársticas próximo à superfície.

É de referir que o sentido do fluxo hídrico subterrâneo raso apresenta concordância com a direção de rebaixamento dos blocos tectônicos. Nas seções 1 e 2 (Figura 58), por exemplo, o caimento dos blocos ocorre de SSW para NNE e de SW para NE, respectivamente, sendo coincidente com o sentido preferencial de fluxo definido por Araújo *et al.* (2016) para aquelas determinadas regiões. Portanto, os padrões de fluxo raso, reconhecidos pelos autores supracitados, devem ser considerados não somente para os aquíferos livres Barreiras, mas também para os aquíferos livres associados aos Sedimentos Recentes, à Formação Pós-Barreiras ou à Formação Pirabas, pois estes corpos hídricos podem estar, igualmente àqueles, presentes em um conjunto de blocos submetidos a rebaixamentos ou basculamentos.

No que tange ao fluxo hidráulico subterrâneo profundo, não foi possível realizar um estudo para a compreensão de seus sentidos preferenciais. Isso, porque os poços tubulares disponíveis para exame são pouco profundos (apresentam, em geral, profundidades inferiores a 60 metros), inviabilizando a obtenção de informações suficientes a respeito, principalmente, dos aquíferos semi-confinados Pirabas. Além disso, a própria literatura carece de trabalhos de pesquisa que tratem

10. GEOPROCESSAMENTO

As atividades relacionadas ao geoprocessamento foram realizadas com a utilização do *software ArcGIS*, especificamente com o emprego dos seus componentes: *ArcCatalog*, *ArcMap* e *ArcToolbox*.

No desenvolver do presente trabalho foram produzidos 35 *layers* (dados *raster* e vetoriais) estruturados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG) e associados a um banco de dados. Esses *layers* foram divididos nos grupos temáticos apresentados a seguir:

- I. *Layers* do grupo temático localização
 1. Estados do Brasil
 2. Estado do Pará
 3. Área de estudo/Bacia hidrográfica do Rio Caeté
 4. Rodovias federais e estaduais
 5. Sedes municipais
 6. Drenagem unifilar CPRM 1:1.000.000
 7. Rio Caeté bifilar
 8. Porção oriental da microrregião Bragantina
- II. *Layers* do grupo temático modelo digital de elevação
 1. Recorte da imagem do Radar SRTM (carta SA-23-V-A) resolução 90 m
 2. Recorte da imagem do Radar SRTM (carta SA-23-V-C) resolução 90 m
 3. Recorte da imagem S001W047 do Radar *ALOS Palsar* resolução 30 m
 4. Recorte da imagem S002W047 do Radar *ALOS Palsar* resolução 30 m
 5. Recorte da imagem S002W048 do Radar *ALOS Palsar* resolução 30 m
 6. MDE SRTM 90 m recorte Bacia hidrográfica do Rio Caeté hipsometria
 7. MDE SRTM 90 m recorte Bacia do Rio Caeté hipsometria sombreado
- III. *Layers* do grupo temático análise da drenagem
 1. Rede de drenagem da área de estudo
 2. Zona Homóloga I
 3. Zona Homóloga II
 4. Zona Homóloga III
 5. Zona Homóloga IV
 6. Indicadores cinemáticos
 7. Indicadores de anomalias

- IV. *Layers* do grupo temático análise de lineamentos
 - 1. Lineamentos de drenagem da área de estudo
 - 2. Recorte lineamentos de drenagem da Zona Homóloga I
 - 3. Recorte lineamentos de drenagem da Zona Homóloga II
 - 4. Recorte lineamentos de drenagem da Zona Homóloga III
 - 5. Recorte lineamentos de drenagem da Zona Homóloga IV
 - 6. Lineamentos de relevo
- V. *Layers* do grupo temático geomorfologia, geologia e hidrogeologia
 - 1. Blocos tectônicos
 - 2. Poços tubulares
 - 3. Seções de relevo (A à I)
 - 4. Seções topográficas com blocos tectônicos (1 a 7)
 - 5. Seções com poços (j, k, m, n, p, q, r, x e y)
 - 6. Zonas de recarga
 - 7. Massas d'água

11. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho pretendeu compreender a relação entre o funcionamento dos sistemas aquíferos e os elementos estruturais (neotectônicos) na bacia hidrográfica do Rio Caeté. Isso, porque há um crescente interesse pelo uso dos recursos hídricos subterrâneos, alternativamente àqueles superficiais, e é de grande importância o entendimento tectono-estrutural para definição de parâmetros hidrogeológicos, como zonas de recarga, padrões de fluxo, interação hidráulica entre aquíferos, entre outros.

11.1 CONCLUSÕES

A análise integrada dos aspectos de relevo e drenagem possibilitou a definição do quadro neotectônico da bacia do Rio Caeté, o qual consiste em falhas normais NW-SE interceptadas por falhas transcorrentes sinistrais de direção NE-SW, além de falhas transtensivas sinistrais NNW-SSE, falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW, NW-SE, WNW-ESE e ENE-WSW e falhas transcorrentes dextrais NW-SE.

O prolongamento dos lineamentos de drenagem e das quebras de relevo mais expressivos permitiu delimitar polígonos, os quais configuram blocos tectônicos em uma visão bidimensional. Com o auxílio de seções topográficas foram identificadas descontinuidades, falhas, nos limites dos blocos. A integração desses parâmetros propiciou a elaboração do mapa morfoestrutural.

A correlação litoestratigráfica entre os perfis litológicos dos poços disponíveis no SIAGAS evidenciou desníveis entre camadas correlacionáveis situadas em blocos distintos. Esses desníveis variam de 5 a 40 metros e corroboram o deslocamento dos blocos tectônicos através de falhas normais e transcorrentes.

O binário local sinistral N-S, o qual compatibiliza as feições estruturais que ocorrem na área de estudo, está contido no binário principal regional dextral E-W, determinado por Costa *et al.* (1996) para a configuração neotectônica regional do Nordeste Paraense e que está relacionado à rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

As descontinuidades identificadas na área de estudo foram compatibilizadas ao Modelo de Riedel com um binário sinistral N-S, onde as componentes compressiva (σ_1) e distensiva (σ_3) estão posicionadas respectivamente nas direções NW-SE e NE-SW.

A partir da compatibilização do quadro estrutural ao Modelo de Riedel, foram identificadas estruturas trativas, falhas normais NW-SE e falhas transtensivas NNW-SSE, as quais correspondem às zonas de recarga dos aquíferos intermediários e profundos.

As áreas de recarga são fundamentalmente aquelas onde ocorrem as falhas trativas, as quais promovem a integração entre águas superficiais e subterrâneas e a mistura entre águas de aquíferos de profundidades diferentes. São também estruturas facilitadoras da percolação de contaminantes até níveis profundos. Assim, os sistemas aquíferos da região não devem ser entendidos como conjuntos isolados e independentes entre si, pois os inúmeros corpos hídricos subterrâneos, rasos e profundos, estão interconectados por meio de falhas que propiciam a interação hidráulica entre eles.

O sentido do fluxo subterrâneo raso é concordante com a direção de escoamento da rede hidrográfica e, na bacia hidrográfica do Rio Caeté, segue a direção de rebaixamento dos blocos morfoestruturais.

A elaboração de um banco de dados em ambiente SIG foi importante para a reunião das diversas informações (*layers*) obtidas durante o trabalho em uma única plataforma, proporcionando facilidade e dinamismo quando da necessidade de se obter resultados através de combinações entre vários *layers*.

A criação da base de dados em ambiente SIG disponibiliza materiais úteis para futuros trabalhos a serem desenvolvidos na bacia do Caeté.

O presente trabalho contribuiu para o avanço do conhecimento geomorfológico, tectono-estrutural e hidrogeológico sobre a bacia hidrográfica do Rio Caeté. Além disso, para auxiliar uma gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos dessa região, forneceu informações sobre as áreas de recarga, sentidos de fluxo subterrâneo raso e a respeito da interação entre as águas de aquíferos de diferentes sistemas hidrogeológicos.

11.2 RECOMENDAÇÕES

- ✓ Sugere-se a proteção das zonas de recarga, pois a preservação dessas áreas é de fundamental importância para a manutenção da qualidade da água dos sistemas aquíferos, evitando, assim, sérios problemas socioambientais.

Para futuros trabalhos na bacia hidrográfica do Rio Caeté, recomenda-se:

- ✓ A realização de atividades de campo para ratificar a ocorrência das estruturas neotectônicas (falhas) fotointerpretadas neste trabalho;
- ✓ A aplicação de métodos geofísicos para corroborar as zonas de descontinuidades, determinar a extensão e profundidade das falhas e para elucidar a geometria dos estratos sedimentares (e como estes são afetados pelos falhamentos);
- ✓ O aprimoramento do banco de dados do SIAGAS, por parte dos responsáveis, em razão da grande quantidade de poços que não apresentam dados geológicos, de cota, hidrogeológicos e/ou químicos. Essa melhoria pode possibilitar uma correlação litoestratigráfica mais precisa e abrangente, além de favorecer outros tipos de estudo, como os recomendados a seguir;
- ✓ O estudo mais detalhado dos padrões de fluxo hídrico subterrâneo raso e profundo e a análise físico-química das águas dos sistemas aquíferos.

REFERÊNCIAS

- ALVES, M. A. M. S. 2001. *Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua - NE do Pará*. Dissertação (Mestrado em Ciências na área de Geologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- AMORIM, K. B. 2016. *Paleoambiente, paleogeografia e isótopos de carbono e oxigênio de depósitos carbonáticos miocenos da Plataforma Bragantina, nordeste do estado do Pará, Brasil*. Tese (Doutorado em Ciências na área de Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- ANDRADE, V. M. S.; CORDEIRO, I. M. C. C.; SCHWARTZ, G.; RANGEL-VASCONCELOS, L. G. T.; OLIVEIRA, F. A. 2017. Considerações sobre clima e aspectos edafoclimáticos da mesorregião Nordeste Paraense. In: CORDEIRO, I. M. C. C.; SCHWARTZ, G.; RANGEL-VASCONCELOS, L. G. T.; OLIVEIRA, F. A. *Nordeste Paraense: panorama geral e uso sustentável das florestas secundárias*. Belém: EDUFRA, p. 59-96, 2017.
- ANDRADES FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. 2012. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da Bacia Paraíba (PB). *Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 1, p. 13-29.
- ARAI, M. 2006. A Grande Evolução Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6.
- ARAÚJO, P. P.; FREDDO, V. J. F.; FERREIRA, H. S.; ABREU, F. A. M. 2016. Cartografia de Bacias Hidrogeológicas usando os Métodos Potenciométrico e Gravimétrico – Nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 19., 2016, Campinas.
- BANDEIRA, I. C. N. 2008. *Neotectônica e estruturação dos sistemas hidrogeológicos da região de Castanhal/PA*. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

BEZERRA, F. H. R. 2000. Neotectonic movements in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 562-564.

BEZERRA, F. H. R.; MELLO, C. L.; SUGUIO, K. 2006. A Formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões. *Geologia USP - Série Científica*, v. 6, n. 2, p. III-VI.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. 1998. Introdução ao Geoprocessamento. In: CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. (Org). *Geoprocessamento para projetos ambientais*. 2. Ed. São José dos Campos: INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, p. 1-14, 1998.

CARMONA, K. M. 2013. *Hidrogeoquímica e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Tauá, Nordeste do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 112 p.

CENTENO, V. V. 2016. *Neotectônica aplicada a estruturação do arcabouço hidrogeológico da região de Salinópolis – Nordeste do Pará – Brasil*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 97 p.

CENTENO, V. V.; SILVA JR., O. G. 2015. Utilização dos softwares Google Earth Pro e Zoner Photo Studio para a obtenção de imagens 3D. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTIFICA DOS GRUPOS PET, 11., 2015, Belém, PA. *Anais...* Belém, PA: PET Farmácia UFPA, 2015.

COLERIDGE, S. T. 2006. O Ciclo Hidrogeológico e a Água Subterrânea. In: PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. *Para Entender a Terra*. Tradução de Understanding Earth. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, p. 313-338, 2006.

COSTA, F. R. 2004. *Influência da neotectônica sobre os arranjos geométricos dos aquíferos na região metropolitana de Belém*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; JUNIOR, C.R.P.F.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica da

região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, v.4, n. 2, p. 23-44.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JUNIOR., P.S.; COSTA, M.L. 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências (São Paulo)*, Campinas, v. 12, n. 2, p. 373-396.

COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H. L. S.; PINHEIRO, R. V. L. 1991. Aspectos da tectônica cenozóica na região do salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. *Anais...* Belém: SBG-NO, 1991. p. 156-165.

DANTAS, M. E.; TEIXEIRA, S. G. 2013. Origem das Paisagens. In: JOÃO, X. F. J.; TEIXEIRA, S. G.; FONSECA, D. D. F. *Geodiversidade do Estado do Pará*. Programa Geologia do Brasil – Levantamento da Geodiversidade. Belém: CPRM, p. 23-52, 2013.

EL-ROBRINI, M.; SILVA, M. M. A.; FILHO, P. W. M. S.; EL-ROBRINI, M. H. S.; JUNIOR, O. G. S.; FRANÇA, C. F. 2006. Pará. In: MUEHE, D. *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília: MMA, p. 41-86, 2006.

FEITOSA, F. A. C.; FILHO, J. M.; FEITOSA, E. C.; DEMITRIO, J. G. A. 2008. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

FERREIRA, A. N. P.; LIMA, C. F.; CARDOSO, F. B. F.; KETTELHUT, J. T. 2007. *Águas subterrâneas: um recurso a ser conhecido e protegido*. Brasília, Ministério do Meio Ambiente. 40 p.

FITZ, P. R. 2008. *Geoprocessamento sem complicação*. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FOSSEN, H. 2012. *Geologia Estrutural*. Tradução de Structural Geology. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F.; NOGUEIRA, A. C. R.; TOLEDO, P. M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 2, n. 1, p. 3-15.

GORAYEB, A.; LOMBARDO, M. A.; PEREIRA, L. C. C. 2010. Qualidade da água e abastecimento na Amazônia: o exemplo da bacia hidrográfica do rio Caeté. *Revista de Geografia da UFC*, Fortaleza, ano 09, n. 18, p. 135-157.

HANCOCK, P. L.; ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, n. 10, p. 1197-1208.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., 1990, Belo Horizonte. *Anais... SBG: Núcleo de Minas Gerais*, 1990. p. 1-31 (Boletim, 11).

HASUI, Y. 2012. Regimes tectônicos. In: Yociteru Hasui; Celso Dal Ré Carneiro; Fernando Flávio Marques de Almeida, Andrea Bartorelli. (Org.). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Editora Beca, v. 1, p. 47-84, 2012.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1991. *Zonas de Cisalhamento*. Belém: Ed. Universitária. UFPA, p. 144.

HOWARD, A. D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*, v. 51, n.11, p. 2246 -2259.

IBGE. *Manual Técnico de Geomorfologia*. 2. ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2009.

LIMA, M. I. C. 2006. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. Belém, Pará, UFPA, p. 222. (Apostila)

MATTA, M. A. S. 2002. *Fundamentos Hidrogeológicos para a Gestão Integrada dos Recursos Hídricos da Região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil*. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

MAURY, C.J. 1925. Fósseis Terciários do Brasil com Descrição de Novas Formas Cretáceas. Rio de Janeiro, SGMB, p. 665. (Monografia 4).

MIRANDA, D. C. L. 2018. *A influência neotectônica na estruturação dos aquíferos Barreiras e Pirabas em área pertencente às folhas Capanema e Castanhal –*

nordeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 97 p.

NASCIMENTO, J. C. S. 2018. *Modelo geométrico e cinemático dos aquíferos do município de Abaetetuba com vista aos aspectos hidrogeológicos*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 105 p.

NUNES, F. B. 2011. Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo. Fabio Carvalho Nunes e Enio Fraga da Silva. – Dados eletrônicos. – Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 31 p. – (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento / Embrapa Solos, ISSN 1678-0892; 194).

PACHECO, J. J.; PALHETA, M. V. O.; JÚNIOR, R. N. F. C.; COSTA, S. V.; TOSTES, W. S. 2011. Bragança. *Estatística Municipal*. Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará – IDESP.

PALHETA, E. S. M. 2008. *Estudo da compartimentação e arcabouço neotectônico da ilha de Mosqueiro-Pará empregado no conhecimento hídrico subterrâneo*. Tese (Doutorado em Ciências na Área de Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

PENNA, D. S. 1876. Breve notícia sobre os sambaquis do Pará. Arquivos do Museu Nacional, v. 1, p. 85-99.

PINTO-COELHO, R. M.; HAVENS, K. 2015. *Crise nas águas: educação, ciência e governança, juntas, evitando conflitos gerados por escassez e perda da qualidade das águas*. Belo Horizonte: Recóleo Editora, 2015.

ROSA, R. 2011. O uso de tecnologias de informação geográfica no Brasil. *Revista Geográfica de América Central*, Heredia, v. 2, p. 1-17.

ROSS, J. S. 1992. Registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia*, IG-USP, v. 6, p. 17-29.

ROSSETTI, D. F. 2006. Evolução Sedimentar Miocênica no Norte do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 6, n. 2, p. 7-18.

ROSSETTI, D. F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, v. 169, n. 3-4, p. 151-174.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. 2004. Geologia. In: ROSSETTI, D. F.; GOÉS, A. M. (Eds.) *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 13-52.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; SOUZA, L. S. B. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 19, n. 2, p. 113-130.

ROSSETTI, D. F.; SANTOS JR., A. E. A. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 17, n. 4, p. 267-284.

SANTOS, J. B. P. M. R. 2018. *Aspectos hidrogeológicos da Sub-bacia Cameté e Plataforma Pará-Maranhão, nordeste do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 100 p.

SANTOS, M. S.; FREITAS, G. M. A.; FURRIER, M. 2015. Mapeamento geomorfológico da área correspondente às folhas Alhandra e Pitimbu 1:25.000 - estados da Paraíba e Pernambuco (Nordeste do Brasil). *Revista Colombiana de Geografía*, Bogotá, v. 24, n. 1, p. 87-99.

SANTOS, R. A. M; PEREIRA, L. C. C. 2015. Qualidade de água para consumo humano no município de Bragança – PA, Amazônia Costeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GESTÃO AMBIENTAL, 6., 2015, Porto Alegre. Disponível em: <<http://www.ibeas.org.br/congresso/Trabalhos2015/VIII-034.pdf>>. Acesso em: 22 nov. 2020.

SERAPHIM, A. P. A. C. C. 2018. *Relações entre as áreas de recarga dos aquíferos e áreas destinadas a urbanização: estudo dos padrões de ocupação do solo da unidade hidrográfica do Paranoá – DF*. Dissertação (Mestrado em Arquitetura e Urbanismo) — Faculdade de Arquitetura e Urbanismo (FAU), Universidade de Brasília, Brasília.

- SIBSON, R. H. 1977. Fault rock and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, Londres, v. 133, n. 3, p. 191-213.
- SILVA, J. X. da. 2009. O que é Geoprocessamento?. *Revista do Crea-RJ*, Rio de Janeiro, v. 79, p. 42-44.
- SILVA, L. S. 2016. *Contribuição ao conhecimento das formações Barreiras e Pirabas utilizando-se ferramentas da análise estrutural com vistas à aplicação em hidrogeologia*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.16, n.32, p.71-104.
- SYLVESTER, A. G. 1988. Strik-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*, Santa Barbara-Califórnia, v. 100, p. 1666-1703.
- TATUMI, S. H.; SILVA, L. P., PIRES, E. L. ROSSETTI, D. F., GÓES, A. M. MUNITA, C. S. 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38. n. 3, p. 514-524.
- TÁVORA, V. A.; PONTES, K. G. A.; MESQUITA, N. 2005. Sistemática e tafonomia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v. 63, n.3 p. 459-470.
- TÁVORA, V. A.; NOGUEIRA NETO, I. L. A.; MACIEL, L. M. 2013. Geologia e paleontologia do biohermito da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Geologia USP. Série Científica*, Brasil, v. 13, n. 3, p. 23-40.
- TÁVORA, V. A.; SANTOS, A. A. R.; NOGUEIRA NETO, I. L. A. 2010. Eventos biológicos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Revista Brasileira de Geociências*. 40(2): 256-264.
- VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. 2004. *Earth Structure – an introduction to structural geology and tectonics*. 2. ed. Nova Iorque – Londres, W W Norton & Company.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; KLEIN, E. L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Org). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG*: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 39-112, 2008.

ZERFASS, H.; JÚNIOR, F. C. 2011. Geologia Estrutural em ambiente rúptil: fundamentos físicos, mecânica de fraturas e sistemas de falhas naturais. *Terrae Didática*, Campinas, v. 7, n. 2, p. 75-85.