



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



LUANA PEREIRA LIMA

**PROCESSOS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS NA FAIXA DE
DOBRAMENTOS SERGIPANA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS**



Cidade Universitária Prof. José Aloísio de Campos
São Cristóvão – SE
2022



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**



LUANA PEREIRA LIMA

**PROCESSOS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS NA FAIXA DE DOBRAMENTOS
SERGIPANA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS**

Tese de Doutorado, submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia - PPGEO da Universidade Federal de Sergipe - UFS como requisito final para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Hélio Mário de Araújo

Cidade Universitária Prof. José Aloísio de Campos
São Cristóvão/SE
2022

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE

L732p Lima, Luana Pereira
Processos e feições geomorfológicas na faixa de dobramentos
sergipana no domínio Vaza-Barris / Luana Pereira Lima; orientador
Hélio Mário de Araújo. – São Cristóvão, SE, 2022.
209 f.: il.

Tese (doutorado em Geografia) – Universidade Federal de
Sergipe, 2022.

1. Geografia física. 2. Geologia – Sergipe. 3. Geomorfologia –
Sergipe. 4. Geografia ambiental. 5. Mudanças paisagísticas. I.
Araújo, Hélio Mário de, orient. II. Título.

CDU 911.2:551.4(813.7)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



**PROCESSOS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS NA FAIXA DE DOBRAMENTOS
SERGIPANA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS**

Tese de Doutorado submetida à apreciação da Banca Examinadora no dia 17 de fevereiro de 2022, constituída pelos professores doutores:

Prof. Dr. Hélio Mário de Araújo – PPGEO/UFS
(Orientador)

Prof. Dr. Ronaldo Missura
Examinador Titular Externo ao Programa - UFS

Prof.^a Dr.^a Renata Nunes Azambuja
Examinadora Titular Externa ao Programa - UFS

Prof. Dr. Luiz Henrique de Barros Lyra
Examinador Titular Externo a UFS – UPE/PE

Prof.^a Dr.^a Luana Santos Oliveira Mota
Examinadora Titular Externa a UFS – SEDUC/SE

Cidade Universitária Prof. José Aloísio de Campos
São Cristóvão/SE
2022

“Nada que está ao nosso redor é estático. Tudo o que percebemos em torno de nós é um mero flagrante, um momento fugidio. Este senso de que há uma dinâmica evolutiva no Todo natural em que vivemos nasceu de uma maneira nada fácil, porém irreversível. Somos em mudança. Nós e o nosso planeta. O Ser é um profundo Estar”.

(Rubens Alves)

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Lenilda e Heribaldo. É impossível descrever em palavras a importância de vocês em mais essa conquista. Obrigada pela paciência e por proporcionarem a minha educação. E à minha irmã, Larissa, por estar sempre presente e acreditar em mim. Amo vocês!

Ao meu orientador e professor Dr. Hélio Mário de Araújo pelo apoio, atenção, sugestões e orientações. Toda sua ajuda e incentivo foram de fundamental importância para esse trabalho e caminho acadêmico. Obrigada, professor.

As professoras Renata Nunes Azambuja e Lílian de Lins Wanderley, pelas contribuições na qualificação, foram importantes para nortear essa pesquisa.

Aos professores Ronaldo Missura, Luiz Henrique de Barros Lyra e Luana Santos Oliveira Mota por comporem a banca avaliadora desse trabalho.

A Heleno dos Santos Macedo pela companhia, incentivo e auxílio em todas as etapas. Suas contribuições nos campos, mapeamentos e discussões foram imprescindíveis. Obrigada por fazer parte da minha vida.

A todos os amigos e familiares, que participaram do meu crescimento pessoal e profissional e que contribuíram para a concretização de mais esta etapa.

Muito Obrigada!

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Localização da área de estudo.....	04
Figura 1.2 Método de hipótese de Grove Karl Gilbert.....	05
Figura 1.3 Operacionalização da pesquisa.....	07
Figura 1.4 Hierarquia de drenagem, segundo Horton (A) e Strahler (B).....	13
Figura 1.5 Densidade e frequência de drenagem A, baixa; B, média; C, alta.....	14
Figura 1.6 Classificação de maturidade da paisagem de acordo com as formas das curvas hipsométricas.....	16
Figura 1.7 Proposta de classificação hierárquica dos fatos geomorfológicos.....	18
Figura 2.1 Equilíbrio dinâmico nos diferentes panoramas topográficos.....	28
Figura 2.2 Ciclo erosivo de Davis.....	31
Figura 2.3 Rebaixamento das vertentes concebido por Davis.....	32
Figura 2.4 Evolução de um sistema fluvial concebido por Davis. A- Entalhamento do talvegue; B- Estabelecimento do perfil de equilíbrio	32
Figura 2.5 Modelo evolutivo das vertentes, segundo Penck.....	34
Figura 2.6 Diferença entre o recuo paralelo das vertentes (A) proposto por Penck e o rebaixamento de cima para baixo (B) proposto por Davis.....	35
Figura 2.7 Patamares de piemonte, segundo Penck.....	35
Figura 2.8 Retração lateral das vertentes, segundo King.....	36
Figura 2.9 Pediplano, segundo King: G – glaciais d’erosion (pedimento), I- inselbergue, B- bajada.....	37
Figura 2.10 Superfície de aplainamento duplo (doppelten einebnungsfläten), segundo Büdel.....	40
Figura 2.11 Denudação por etchplanação, erosão diferencial e intemperismo divergente.....	41
Figura 2.12 Superfícies de planação climática, segundo Millot.....	42
Figura 2.13 Evolução da morfogênese a partir das alternâncias climáticas.....	43
Figura 2.14 Influência do relevo no tipo e intensidade do intemperismo.....	46
Figura 3.1 Correlação do Nordeste do Brasil com a África Ocidental – configuração geológica final do Gondwana Ocidental.....	51
Figura 3.2 Faixa Sergipana: Domínios litotectônicos separados por zonas de cisalhamento. Principais inliers de embasamento: JPD-Domo Jirau do Ponciano; SD-Domo Simão Dias e ID- Domo Itabaiana.....	52
Figura 3.3 Evolução tectônica da Faixa Sergipana.....	54
Figura 3.4 Seção estrutural da Faixa Sergipana e domínios litotectônicos.....	55

Figura 3.5	Estratigrafia da porção centro-sul da Faixa Sergipana.....	55
Figura 3.6	Formações geológicas do Domínio Vaza-Barris.....	56
Figura 3.7	Coluna estratigráfica do Domínio Vaza-Barris, com litofácies e sistemas deposicionais.....	57
Figura 3.8	Sequência deposicional do Grupo Vaza-Barris.....	59
Figura 3.9	Estratificação cruzada em quartzitos da formação Itabaiana – Fratura em front da Serra de Itabaiana.....	60
Figura 3.10	Quartzitos da formação Itabaiana cortados pelo rio Vaza-Barris – Município de São Domingos, próximo a Pedra da Arara.....	61
Figuras 3.11	Filitos da formação Jacarecica – sopé da Serra de Itabaiana.....	61
Figura 3.12	Afloramento com intercalações da Formação Jacoca – Fazenda Capitão, município São Domingos.....	62
Figura 3.13	Afloramento do Anticlinório de Pinhão na Rodovia SE-179, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias.....	63
Figuras 3.14	Metapelitos da Formação Capitão-Palestina – Rodovia SE 179, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias.....	64
Figura 3.15	Dobras em metacalcários intercalados com metassiltitos da Fm. Olhos d'Água – Povoado Lages, município Poço Verde.....	65
Figura 3.16	Filitos da Formação Frei Paulo-Ribeirópolis – N ^a Sra. de Aparecida, Povoado Cruz das Graças.....	65
Figuras 3.17	A: Dobra reclinada – Rodovia Lagarto-Itabaiana; B: Dobra recumbente – Pedreira Rio das Pedras, município Itabaiana.....	66
Figuras 3.18	Serra residual de Itabaiana em relevo aplainado (indicado pelas setas) no Domo de Itabaiana.....	68
Figura 3.19	VCAN atuando sobre a região Nordeste.....	70
Figura 3.20	Massas de ar atuantes no estado de Sergipe.....	71
Figura 3.21	Perfil longitudinal da costa para o interior a partir de Aracaju, ilustrando a ascensão de nuvens úmidas por contraste barométrico.....	72
Figura 3.22	Isoietas e isóbaras estimadas nos estados de Sergipe e Alagoas.....	73
Figura 3.23	Tipos climáticos predominantes no Domínio Vaza-Barris/ SE.....	74
Figuras 3.24	(A, B, C e D) Pluviosidade média mensal (mm) – 1999/2020.....	80
Figuras 3.25	(A, B, C e D) Totais pluviométricos anuais (mm) – 1999/2020.....	81
Figuras 3.26	(A, B, C e D) Síntese do balanço hídrico – 1999/2020.....	84
Figura 3.27	Classes de solo do Domínio Vaza-Barris.....	88
Figura 3.28	Ocorrência de Cambissolos próximo a sede municipal de Pedra Mole.....	89
Figura 3.29	Ocorrência de Plintossolos próximo a sede municipal de Ribeirópolis. Em destaque, Horizonte Plíntico.....	90

Figura 3.30 Ocorrência de Argissolos no Povoado Lagoa do Carão, município de Santa Rosa de Lima.....	91
Figuras 3.31 Ocorrência de Neossolos Litólicos (A) em São Miguel do Aleixo e Neossolos Quartzarênicos (B) em Areia Branca, no sopé da Serra Comprida.....	92
Figura 3.32 Distribuição dos fitoclimas no Domínio Vaza-Barris.....	93
Figura 3.33 Perfil esquemático das fisionomias das formações da Estepe (Caatinga): A) Arbórea Densa; B) Arbórea Aberta; C) Parque.....	94
Figura 3.34 Estepe arbórea – Povoado Caraíba, município de Poço Verde.....	95
Figura 3.35 Perfil esquemático das fisionomias das formações da Floresta Estacional Semidecidual.....	96
Figura 3.36 Remanescente de Floresta Estacional Semidecidual – Fazenda Tororó, município de São Domingos.....	96
Figura 3.37 Área de tensão ecológica na Serra de Itabaiana. Savana (A) no terço inferior da vertente sudoeste /Floresta Ombrófila (B) no terço médio da vertente sudoeste.....	97
Figura 3.38 Área de contato Savana/Estepe na borda do Domo de Simão Dias, Rodovia 179, próximo a sede municipal.....	97
Figura 3.39 Perfil esquemático das fisionomias das formações Floresta Ombrófila (A) e Savana (B).....	98
Figura 3.40 Vegetação florestal secundária com remanescente da Floresta Ombrófila nas margens do Rio Vaza-Barris entre Pinhão e Simão Dias.....	98
Figura 4.1 Bacias Hidrográficas do Domínio Vaza-Barris.....	101
Figura 4.2 Hierarquia fluvial da área das bacias hidrográficas dos rios Real e Piauí inseridas no Domínio Vaza- Barris.....	104
Figura 4.3 Hierarquia fluvial da área da bacia hidrográfica do Rio Sergipe inserida no Domínio Vaza- Barris.....	105
Figura 4.4 Hierarquia fluvial da área da bacia hidrográfica do Rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza- Barris.....	106
Figura 4.5 Relevo mais dissecado em cabeceiras de drenagem – município de Poço Verde.....	109
Figura 4.6 Principais padrões de drenagem encontrados no Domínio Vaza-Barris.....	110
Figura 4.7 Trecho do Rio Vaza-Barris encaixado na estrutura.....	112
Figura 4.8 Vale encaixado do Rio Sergipe, município São Miguel do Aleixo.....	112
Figura 4.9 Perfil longitudinal de canal fluvial na área da bacia do rio Real.....	115
Figura 4.10 Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Piauí.....	115
Figura 4.11 Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Sergipe.....	116
Figura 4.12 Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Vaza-Barris.....	117

Figura 4.13 Rio Traíras encaixado em rochas quartzíticas – Poção da Ribeira, São Domingos.....	118
Figura 4.14 Declividade do Domínio Vaza-Barris.....	119
Figura 4.15 Vale encaixado do Rio Vaza-Barris entre os municípios de Pinhão e Simão Dias.....	120
Figura 4.16 Hipsometria do Domínio Vaza-Barris.....	121
Figura 4.17 Integral hipsométrica da área da Bacia do rio Real inserida no Domínio Vaza-Barris.....	122
Figura 4.18 Integral hipsométrica da área da Bacia do Rio Piauí inserida no Domínio Vaza-Barris.....	123
Figura 4.19 Integral hipsométrica da área da Bacia do rio Sergipe inserida no Domínio Vaza-Barris.....	124
Figura 4.20 Integral hipsométrica da área da Bacia do Rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza-Barris.....	124
Figura 4.21 Mapa de isobase da área da bacia do rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza-Barris.....	126
Figura 4.22 Mapa de isobase da área da bacia do rio Sergipe inserida no Domínio Vaza-Barris.....	127
Figura 4.23 Mapa de isobase da área da bacia do Rio Piauí inserida no Domínio Vaza-Barris.....	128
Figura 4.24 Mapa de isobase da área da bacia do Rio Real inserida no Domínio Vaza-Barris.....	129
Figura 4.25 Assimetria da área da bacia do Rio Vaza-Barris.....	132
Figura 4.26 Lineamentos estruturais no Domínio Vaza-Barris.....	133
Figura 4.27 Direções das drenagens de primeira, segunda, terceira e quarta ordem nas áreas das bacias hidrográficas dos Rios Sergipe e Vaza-Barris inseridas na área de estudo.....	134
Figura 5.1 Domo de Itabaiana.....	137
Figura 5.2 Exumação da etch surface no povoado Lajes, município de Poço Verde.....	140
Figura 5.3 Perfil topográfico (01) - Depósitos sedimentares em posição altimétrica elevada, sustentado por relevos residuais.....	141
Figura 5.4 Localização dos perfis topográficos.....	141
Figura 5.5 Modelados de relevo no Domínio Vaza-Barris.....	144
Figura 5.6 Compartimentação da paisagem geomorfológica do Domínio Vaza-Barris.....	145
Figura 5.7 Compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris.....	146
Figura 5.8 Perfil topográfico (02) transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE.....	148

Figura 5.9 Perfil topográfico (03) transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE.....	149
Figura 5.10 Rampas de colúvio em serras baixas próximo a sede municipal de Macambira. Em segundo plano, Serra da Miaba.....	151
Figura 5.11 Rampas de colúvio em cabaceiras de drenagem no sopé da Serra da Onça, município de Frei Paulo.....	151
Figura 5.12 Perfil topográfico (04) - Rampa de Colúvio em seu contexto morfológico.....	152
Figura 5.13 Perfil topográfico (05) - modelados de dissolução em seu contexto morfológico.....	153
Figura 5.14 Vista parcial do Polje Jaci no Povoado Saco do Camisa, município de Poço Verde.....	154
Figura 5.15 Vista parcial do Polje Jaci. Em destaque, seu contato acentuado com as cristas.....	154
Figura 5.16 Ressurgência no Assentamento Santa Maria Lages, município de Poço Verde.....	155
Figura 5.17 Cultivo de milho no Polje Jaci. Em segundo plano, crista cárstica. Povoado Saco do Camisa, município de Poço Verde.....	156
Figura 5.18 Paredão calcário à margem do Rio Vaza-Barris, entre os municípios de São Domingos e Lagarto, em relevo colinoso.....	156
Figuras 5.19 A: Tufas calcárias – vegetação fossilizada à margem do rio Vaza-Barris, entre os municípios de São Domingos e Lagarto. B: Depósitos de tufas calcárias em formação – Cachoeira do Saboeiro, município de Lagarto.....	157
Figura 5.20 Campo de Lapiás no Povoado Rajas, município de Pinhão, esculpido em relevo colinoso.....	158
Figura 5.21 Campo de Lapiás no Povoado Caraíbas, município de Poço Verde.....	158
Figura 5.22 Dolina de subsidência próximo a sede municipal de Pinhão.....	159
Figuras 5.23 A: Gruta do Flecheiro na Serra da Miaba, município de São Domingos. B: Toca da Raposa no Povoado Raposa, município de Simão Dias.....	160
Figuras 5.24 Vista panorâmica do interior do Domo de Itabaiana, em relevo aplanado. No centro, cidade de Macambira.....	162
Figura 5.25 Perfil topográfico (06) - modelados de aplanamento no Domo de Itabaiana.....	162
Figuras 5.26 Rampa em pedimento - Povoado Mangabeira, município de Itabaiana.....	163
Figuras 5.27 Vista panorâmica do interior do Domo de Simão Dias, em relevo aplanado. No centro, cidade de Simão Dias.....	163
Figura 5.28 Perfil topográfico (07) - modelados de aplanamento no Domo de Simão Dias.....	164
Figura 5.29 Superfície Dissecada em Colinas e Morros Baixos em Itaporanga d’Ajuda.....	166

Figura 5.30 Perfil topográfico (08) - Tabuleiros Dissecados e Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos.....	166
Figura 5.31 Superfície Dissecada em Colinas – Povoado Coité de Borges, município de Ribeirópolis.....	167
Figura 5.32 Perfil topográfico (09) - Superfícies Dissecadas em Colinas e de Patamares Dissecados.....	167
Figura 5.33 Perfil topográfico (10) - modelados de dissecação no Anticlinório de Pinhão.....	169
Figura 5.34 Serras Baixas e Patamares Dissecados no Povoado Areias, município de Frei Paulo.....	169
Figura 5.35 Serra Residual de Itabaiana.....	170
Figura 5.36 Abrigo Pilões, município de Ribeirópolis.....	171
Figura 5.37 Rio Vaza-Barris cortando paredão de calcário, entre os municípios de São Domingos e Lagarto.....	172
Figura 5.38 Vale encaixado do Rio Vaza-Barris, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias.....	172

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 Itaporanga d’Ajuda – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.....	76
Tabela 3.2 Itabaiana – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.....	77
Tabela 3.3 Pinhão – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.....	77
Tabela 3.4 Poço Verde – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.....	78
Tabela 4.1 Distribuição da hierarquia fluvial nas áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris.....	107
Tabela 4.2 Relação de bifurcação nas áreas das bacias hidrográficas do Domínio Vaza-Barris.....	108

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1. Direcionamento de leitura da Paisagem.....	07
Quadro 1.2. Classes de declividade e situação do relevo.....	11
Quadro 1.3. Tipos de modelados.....	20
Quadro 2.1. Temas e conceitos usados em estudos geomorfológicos.....	27
Quadro 3.1. Tipos de solos, vegetação, clima e litologia do Domínio Vaza-Barris.....	100
Quadro 4.1. Densidade de rios, densidade de drenagem e áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris.....	113
Quadro 4.2. Anomalias nas drenagens do Domínio Vaza-Barris.....	131
Quadro 5.1 Características dos modelados de dissolução.....	153
Quadro 5.2. Características dos modelados de aplanamento.....	161
Quadro 5.3. Características dos modelados de dissecação.....	165

ÍNDICE DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ASAS - Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul
- ASF - Alaska Satellite Facility
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- FPA - Frente Polar Atlântica
- GPS - sistema de posicionamento global
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INCRA - Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- MDE – Modelo Digital de Elevação
- MEAS - Massa Equatorial do Atlântico Sul
- MPA – Massa Polar Atlântica
- MTA – Massa Tropical Atlântica
- POA - Perturbações Ondulatórias dos ventos Alísios
- RADAM - Projeto Radar da Amazônia
- SEMARH – Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos
- SIBCS - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos
- SRTM - Shuttle Radar Topography Mission
- SUDENE - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
- VCAN - Vórtices Ciclônicos de Alto Nível
- ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

A leitura da paisagem na concepção geomorfológica, além de ser dinâmica, representa a interação entre os componentes físicos, bióticos e antrópicos. Ela é, portanto, uma herança de processos que atuaram ao longo do tempo, condicionando estruturalmente as incidências sobre as formas e, a partir das variações climáticas, intensificando e tipificando o desgaste e modelação. Diversas Teorias e abordagens geomorfológicas genéticas e evolutivas auxiliaram na interpretação da paisagem poligenética e morfologia atual do Domínio Vaza-Barris. A pesquisa visou analisar os processos evolutivos na dinâmica geomorfológica da paisagem do Domínio Vaza-Barris, levando-se em consideração a natureza interativa dos componentes ambientais no condicionamento da morfogênese, morfodinâmica e morfoescultura. Para cumprimento dos objetivos no decorrer da investigação, utilizou-se a Teoria Geral dos Sistemas como abordagem metodológica articulada com a proposta elaborada por Libout (1971), que define os quatro níveis da pesquisa geográfica e direciona as etapas em uma sequência compreensível para a apresentação dos resultados. Em termos gerais, a pesquisa consistiu na compilação dos dados existentes e na aquisição de novos dados, no tratamento e interpretação dos dados necessários a elucidação dos fatos, na sistematização dos resultados, e na síntese conclusiva. Os procedimentos metodológicos em fases distintas seguiram os níveis compilatório, correlativo, semântico e normativo. Os elementos físicos-naturais condicionantes do relevo acham-se expressos na paisagem do Domínio Vaza-Barris através da geologia, marcada por dobras e fraturas provenientes das zonas de cisalhamento; do clima, classificado em úmido litorâneo, subúmido de transição e semiárido; dos tipos de solos que vão de incipientes e a bem desenvolvidos; e da cobertura vegetal, que varia de ombrófilas a estacionais. Os índices morfométricos e morfoestruturais extraídos revelaram a intensidade da atuação da rede de drenagem em consonância com a estrutura, culminando na denudação e na diferenciação do relevo do Domínio Vaza-Barris. A análise dos condicionantes e dos índices, resultaram na compartimentação geomorfológica, sendo identificada a morfoestrutura Remanescente das Raízes de Dobramentos; a região geomorfológica Baixos Planaltos Marginais à Bacia Tucano-Jatobá; e a unidade geomorfológica Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris. Em quarta ordem de grandeza, foram identificados os modelados de acumulação (Rampas de Colúvio); dissolução (Colinas cársticas, Cristas Cársticas e Poljer); aplanamento (Superfícies Aplanadas suavemente onduladas, Superfícies Aplanadas parcialmente conservadas e Rampas em pedimentos); e dissecação (Serras Baixas, Serras Residuais, Superfícies Dissecadas em colinas e feições estruturais, Superfícies Dissecadas em metacalcários, Superfícies Dissecadas em colinas, Superfícies Dissecadas em colinas e morros baixos, Tabuleiros Dissecados e Vales Estruturais). Conclui-se, portanto, que a geomorfologia do Domínio Vaza-Barris evoluiu a partir de fases sucessivas e retomadas de erosão, associadas ao intemperismo e processos derivados de mudanças climáticas, controles estruturais e condicionamentos ambientais, resultando em unidades de relevo diversificadas ao longo de sua extensão.

Palavras-chave: Unidades de relevo; Morfoestrutura; Morfometria fluvial; Elementos físicos-naturais; Domínio Vaza-Barris; Sergipe.

ABSTRACT

The reading of the landscape in the geomorphological conception, besides being dynamic, represents the interaction between the physical, biotic, and anthropic components. It is, therefore, an inheritance of processes that have acted over time, structurally conditioning the incidences on the forms and, from climatic variations, intensifying and typifying wear and modeling. Various genetic and evolutionary geomorphological theories and approaches have assisted in the interpretation of the polygenetic landscape and current morphology of the Vaza-Barris Domain. The research aimed to analyze the evolutionary processes in the geomorphological dynamics of the landscape of the Vaza-Barris Domain, taking into consideration the interactive nature of the environmental components in conditioning morphogenesis, morphodynamics, and morphosculture. To fulfill the objectives during the investigation, the General Systems Theory was used as a methodological approach articulated with the proposal elaborated by Libout (1971), which defines the four levels of geographic research and directs the steps in a comprehensible sequence for the presentation of the results. In general terms, the research consisted of the compilation of existing data and the acquisition of new data, the treatment and interpretation of the data necessary to elucidate the facts, the systematization of the results, and the conclusive synthesis. The methodological procedures in distinct phases followed the compilatory, correlative, semantic, and normative levels. The physical-natural elements that condition the relief are expressed in the landscape of the Vaza-Barris Domain through the geology, marked by folds and fractures from the shear zones; of the climate, classified as humid coastal, sub-humid transitional, and semi-arid; of the soil types that range from incipient to well developed; and of the vegetation cover, which varies from ombrophilous to seasonal. The extracted morphometric and morphostructural indexes revealed the intensity of the action of the drainage network in consonance with the structure, culminating in the denudation and differentiation of the relief of the Vaza-Barris Domain. The analysis of the conditioning factors and indices, resulted in the geomorphological compartmentalization, being identified the morphostructure Remnant of the Fold Roots; the Minor Plateaus adjacent geomorphological region to the Tucano-Jatobá Basin; and the Dissected Plateau Vaza-Barris geomorphological unit. In fourth order of magnitude, accumulation modeling (Colluvium Ramps) were identified; dissolution (Karst Hills, Karst Ridge and Poljer); flattening (gently undulating Flattened Surfaces, partially preserved Flattened Surfaces and Pedestrian Ramps); and dissection (Low Hills, Residual Hills, Dissected Surfaces on Hills and Structural Features, Dissected Surfaces on Metacalcary, Dissected Surfaces on Hills, Dissected Surfaces on Hills and Low Hills, Dissected Tablelands and Structural Valleys). Conclude, therefore, that the geomorphology of the Vaza-Barris Domain evolved from successive phases and resumption of erosion, associated to weathering and processes derived from climatic changes, structural controls and environmental conditioning, resulting in diversified relief units along its extension.

Keywords: Relief units; Morphostructure; River morphometry; Physical-natural elements; Vaza-Barris Domain; Sergipe.

SUMÁRIO

01. INTRODUÇÃO.....	01
1.1. Questões de Pesquisa.....	02
1.2. Hipótese.....	03
1.3. Objetivos.....	03
1.4. Área de estudo.....	04
1.5. Etapas e procedimentos metodológicos.....	05
1.5.1. Componentes e elementos da paisagem geomorfológica.....	07
1.5.1.1. Geologia.....	08
1.5.1.2. Clima.....	08
1.5.1.3. Mapeamentos.....	09
1.5.2. Análise morfométrica.....	12
1.5.2.1. Hierarquia Fluvial e índice de bifurcação.....	12
1.5.2.2. Densidade de drenagem e densidade de rios	13
1.5.2.3. Perfil longitudinal e gradiente dos canais.....	14
1.5.2.4. Curva e integral hipsométrica.....	15
1.5.2.5. Fator de Assimetria.....	16
1.5.3. Dinâmica evolutiva da paisagem geomorfológica	17
1.5.4. Compartimentação geomorfológica.....	18
02. ABORDAGEM SISTÊMICA, GENÉTICO-EVOLUTIVA E DINÂMICA DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA.....	21
2.1. Abordagem sistêmica da paisagem.....	21
2.2. Sistemas Dinâmicos como possibilidade de leitura da paisagem.....	23
2.3. A natureza sistêmica da geomorfologia.....	26
2.4. Abordagens genéticas e evolutivas do relevo.....	29
2.4.1. Modelos geomorfogenéticos.....	30

2.4.2. Condições e alternâncias climáticas na gênese e evolução do relevo.....	38
2.5. Intemperismo e relação solo-relevo.....	45
2.6. Análise morfométrica e morfoestrutural.....	48
03. CONTEXTO FISIAGRÁFICO DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS.....	50
3.1. Geologia regional e local.....	50
3.1.1. Unidades litoestratigráficas.....	57
3.1.2. Embasamento gnáissico-migmatítico.....	66
3.2. Controle litológico na formação do relevo.....	67
3.3. Sistemas atmosféricos e dinâmica pluviométrica.....	68
3.4. Cobertura pedológica.....	86
3.5. Formações vegetais.....	93
04. MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS.....	101
4.1. Hidrografia do Domínio Vaza-Barris.....	101
4.2. Caracterização morfométrica.....	103
4.2.1. Hierarquia fluvial.....	103
4.2.2. Relação de bifurcação.....	107
4.2.3. Padrões de drenagem.....	109
4.2.4. Densidade de drenagem e densidade de rios.....	113
4.2.5. Perfis longitudinais e gradiente.....	114
4.2.6. Declividade.....	118
4.2.7. Hipsometria.....	120
4.2.7.1. Curva e integral hipsométrica.....	122
4.2.8. Isobase.....	125
4.3. Caracterização morfoestrutural.....	130
4.3.1. Anomalias de drenagem.....	130
4.3.2. Assimetria da bacia de drenagem.....	132
4.3.3. Lineamentos estruturais e direção dos canais.....	133

05. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS.....	136
5.1. Evolução geomorfológica.....	136
5.1.1. Domos.....	136
5.1.2. Evolução regional do Domínio Vaza-Barris.....	137
5.1.3. Erosão diferencial e exumação de zonas de cisalhamento brasileiras.....	139
5.2. Compartimentação do relevo no Domínio Vaza-Barris.....	142
5.2.1. Modelados de Acumulação.....	150
5.2.2. Modelados de Dissolução.....	152
5.2.2.1. Carste Descoberto (Kd): Polje, Cristas e Colinas cársticas.....	153
5.2.3. Modelados de Aplanamento.....	160
5.2.4. Modelados de Dissecação.....	164
06. CONSIDERAÇÕES FINAIS	173
REFERÊNCIAS	177
ANEXO	188
Anexo A – Ficha para observações em campo	188

01. INTRODUÇÃO

O relevo apresenta uma grande diversidade de formas dinâmicas que se manifestam em escala temporal e espacial de modo diferenciado, por consequência das combinações e intervenções dos demais componentes da paisagem. As trocas de matéria e energia são responsáveis pela evolução e gênese dos modelados da superfície.

Para entender cada padrão de formas faz-se necessário compreender as influências de cada componente na gênese, e na dinâmica atual e pretérita dessas formas. Elas não acontecem por acaso, mas por uma série de fatores naturais que possibilitam o seu aparecimento e garantem sua funcionalidade e evolução contínua (ROSS, 2012).

A presente investigação apresenta uma interpretação da geomorfologia da Faixa de Dobramentos Sergipana, especificamente da área que abrange o Domínio Vaza-Barris.

A geomorfologia foi escolhida como elo entre os componentes da paisagem, resultado da atuação climática, litológica, estrutural, dinâmica hidrológica, cobertura vegetal e pedológica, que simultaneamente, influencia cada um desses componentes, pois o contexto fisiográfico do Domínio Vaza-Barris possibilitou compreender a atuação de cada elemento na área, permitindo uma leitura não isolada do relevo.

A paisagem geomorfológica consiste em uma herança de processos que atuaram ao longo do tempo geológico, condicionando estruturalmente as incidências sobre as formas, e a partir das variações climáticas intensificando e tipificando o desgaste e a modelação.

Para estudar a paisagem morfológica a partir de sua gênese deve-se considerar, sobretudo, o tempo sequencial e estabelecer os traços de sua história evolutiva e, para tanto, faz-se necessário ordenar os estágios evolutivos da paisagem que antecederam sua morfologia atual. Teorias e abordagens geomorfológicas, aliadas aos trabalhos investigativos *in loco*, auxiliam na interpretação das distintas formas de relevo.

Adotou-se aqui a Teoria dos Sistemas como norteadora, pela possibilidade de compreender a paisagem em suas correlações, tipificando a área investigada como um sistema dinâmico complexo em que, a resposta a um determinado distúrbio não seria necessariamente proporcional à sua intensidade, ou seja, qualquer mudança de fluxo e/ou matéria no sistema pode ocasionar um resultado diferente do esperado.

A geomorfologia de áreas intracontinentais é peculiar nos processos que levaram a sua evolução, marcada por variações paleoclimáticas, paleogeográficas e movimentações tectônicas que condicionam sua estrutura e litologia. A paisagem interiorana de grande parte do

Nordeste brasileiro se estende por depressões interplanálticas, entre formas residuais, onde atuaram os processos que induziram a pediplanação regional.

A partir dos aportes teóricos-conceituais e metodológicos, a pesquisa visou analisar os processos evolutivos na dinâmica geomorfológica da paisagem do Domínio Vaza-Barris, levando-se em consideração a natureza interativa dos componentes ambientais no condicionamento da morfogênese, morfodinâmica e morfoescultura.

No intuito de contemplar a proposta investigativa, estruturou-se a tese em cinco capítulos, como segue:

O primeiro capítulo apresenta o universo da pesquisa, contemplando a introdução; delimitação espacial; objetivos; questões norteadoras e procedimentos técnicos e operacionais.

O capítulo dois, aborda os princípios teóricos-metodológicos para estudos da geomorfologia com discussões sobre a abordagem sistêmica da paisagem, sistemas dinâmicos, natureza sistêmica da geomorfologia, abordagens genéticas e evolutivas do relevo, relação solo-relevo e análise morfométrica e morfoestrutural.

O terceiro capítulo traz uma caracterização do contexto fisiográfico (geologia, clima, hidrologia, cobertura vegetal e pedologia) permitindo a compreensão de como cada um desses elementos condicionam a geomorfologia do Domínio Vaza-Barris.

No quarto capítulo, através de índices morfométricos e morfoestruturais, são analisadas as interferências da rede hidrográfica e da estrutura na morfogênese e morfodinâmica do Domínio Vaza-Barris.

O capítulo cinco, apresenta a proposta de evolução e compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris.

1.1. Questões de Pesquisa

Na investigação científica, as etapas metodológicas são orientadas a partir de interesses, ideias e expectativas preconcebidas. São as hipóteses ou teorias que dirigem a interpretação da realidade. A hipótese é deduzida de teorias, buscando criar ou encontrar situações nas quais a essa hipótese possa ser verificada a partir da busca por explicações para o desenvolvimento da investigação expressa em questionamentos. Para essa pesquisa, foram elaboradas as seguintes questões:

a) A morfologia atual do Domínio Vaza-Barris resultou de processos denudacionais.

Como se deu a evolução geomorfológica da paisagem no referido domínio?

- b) A geologia exerce importante papel na morfogênese das unidades de relevo. Sendo assim, de que forma os fatores estruturais contribuíram para a gênese e modelado do Domínio Vaza-Barris?
- c) A morfoestrutura e morfoescultura da paisagem contribuem para a complexidade da distribuição das classes de solo. De que forma essa distribuição está relacionada a evolução das unidades de relevo?
- d) As análises morfométricas favorecem o entendimento do relevo a partir da drenagem. Quais índices morfométricos possibilitam a interpretação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris? Como os resultados dos parâmetros aplicados contribuem para a leitura do papel da drenagem na morfologia da área de estudo?
- e) Nos modelados de acumulação, aplanamento, dissecação e dissolução distingue-se diferentes formas de relevo. Como se apresentam essas formas e de que maneira podem ser classificadas e compartimentadas?

1.2. Hipótese

A evolução geomorfológica do Domínio Vaza-Barris passou por fases sucessivas e retomadas de erosão, associadas ao intemperismo e processos derivados de mudanças climáticas, controles estruturais e condicionamentos ambientais, resultando em unidades de relevo diversificadas ao longo de sua extensão.

1.3. Objetivos

Objetivo Geral

Analisar os processos evolutivos na dinâmica geomorfológica da paisagem do Domínio Vaza-Barris, levando-se em consideração a natureza interativa dos componentes ambientais no condicionamento da morfogênese, morfodinâmica e morfoescultura

Objetivos Específicos

- a) Analisar a evolução geomorfológica do Domínio Vaza-Barris;
- b) Verificar o papel da estrutura na evolução morfológica do Domínio Vaza-Barris;
- c) Analisar as formas de relevo, relacionando-as com a estrutura e as condições climáticas;

- d) Estabelecer a relação solo-relevo na dinâmica evolutiva da paisagem morfológica do Domínio Vaza-Barris;
- e) Compreender o papel da drenagem na morfologia do Domínio Vaza-Barris a partir da aplicação e interpretação de parâmetros morfométricos.
- f) Compartimentar as unidades de relevo predominantes na área do Domínio Vaza-barris.

1.4. Área de estudo

A área da pesquisa abrange a paisagem geomorfológica inserida na Faixa de Dobramentos Sergipana do Domínio Vaza-Barris (figura 1.1). Esse domínio está localizado nos Estados de Sergipe e Bahia, com maior extensão no primeiro.

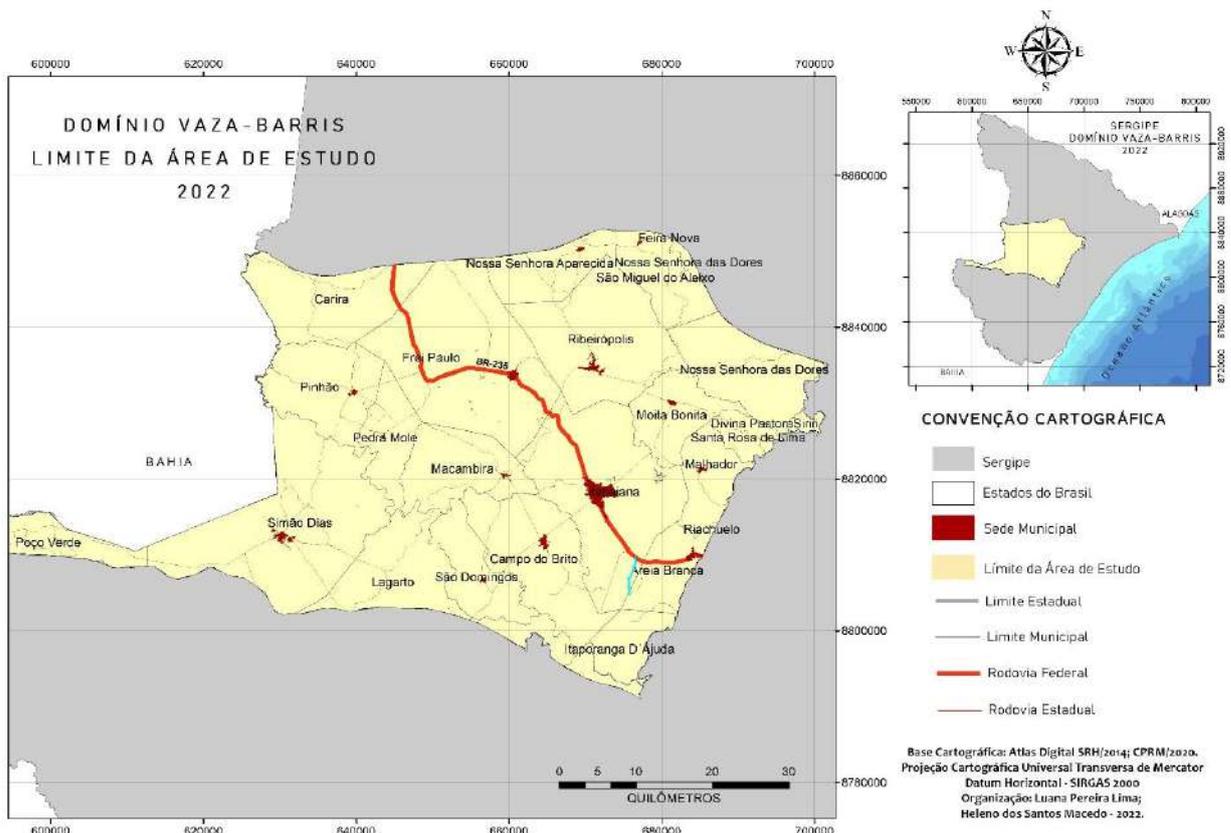


Figura 1.1. Localização da área de estudo.

A geomorfologia intracontinental em Sergipe, limita-se a retaguarda dos tabuleiros costeiros, e se eleva gradativamente, de leste a oeste, sob o predomínio do clima semiárido e subúmido de transição, que interferem nos processos de alteração das rochas, na esculturação do relevo, na vegetação e na formação do solo (FRANÇA e CRUZ, 2007).

O Domínio Vaza-Barris, inserido na Faixa de Dobramentos Sergipana, localiza-se na parte central do Estado de Sergipe, prolongando-se para oeste, além do limite estadual, e para

leste, até a Bacia Sedimentar de Sergipe. Limita-se por falhas que sofreram várias reativações desde a sua formação. Está constituído de metassedimentos de baixo grau metamórfico em estruturas de dobramentos antiformais e sinformais de grande porte. Divide-se em dois grupos: Miaba e Vaza-Barris, subdivididos em formações e com ambientes de gênese distintos (SANTOS *et. al.* 1998).

Os terrenos do Embasamento Gnáissico com a presença de rochas gnaisses, migmatitos e granitoides integram o Complexo Gnáissico-Migmatítico do qual fazem parte os Domos de Itabaiana e Simão Dias, situados no contexto geológico da Faixa de Dobramento Sergipana. Possuem núcleo constituído de gnaiss, rocha de baixa resistência, que bordejam rocha metassedimentar (quartzito), de maior resistência que, por erosão da parte central dos domos, formam escarpas topográficas mais elevadas em torno da superfície aplanada. Os domos apresentam morfologia atual típica de um relevo dissecado sob condições climáticas pretéritas e atuais (ARAÚJO e MENDONÇA, 2003; FRANÇA e CRUZ, 2007).

1.5. Etapas e procedimentos metodológicos

As pesquisas no campo da geomorfologia tinham como norte de interpretação a síntese, com fundamental desempenho das percepções. Com os trabalhos do norte-americano Charles Peirce a geomorfologia adotou um método em que se destaca a reverência aos trabalhos de campo; o esforço contínuo para discernir o fenômeno observado; a proposição de hipóteses e a predisposição para abandoná-las quando refutadas pela realidade (VITTE, 2014).

Ao se deparar com a realidade de estudo, o investigador procura descobrir a origem dos fatos e então conjectura, constrói uma hipótese (figura 1.2). A partir daí testa a hipótese, encontrando suas aplicações nos fatos observados. O confronto entre os dados factuais da evolução dos quadros da natureza, estudos anteriores e a realidade de estudo a partir de experiência empírica realizada em campo no reconhecimento das feições paisagísticas, podem induzir o pesquisador na sugestão de novas hipóteses e também na aceitação de outras hipóteses, fortalecendo e refutando nuances de certos paradigmas (VITTE, 2014; SILVA, 2009).

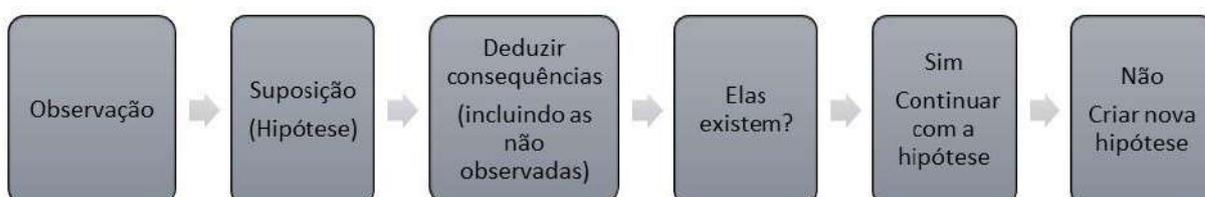


Figura 1.2. Método de hipótese de Grove Karl Gilbert. Fonte: Adaptado de Vitte, 2014

A metodologia é o delineamento da pesquisa, é um subproduto da teoria, norteadora da investigação. Com a finalidade de sistematizar e estabelecer uma estruturação, adotou-se a proposta metodológica elaborada por Libault (1971) que define os quatro níveis da pesquisa geográfica e direciona as etapas em uma sequência compreensível para a apresentação dos resultados. De modo geral, essa pesquisa consistiu na compilação dos dados existentes e na aquisição de novos dados; no tratamento e interpretação dos dados necessários a elucidação dos fatos; na sistematização dos resultados; e na síntese conclusiva. Os procedimentos metodológicos em fases distintas seguiram os níveis:

a) Nível Compilatório – Levantamento e seleção dos dados. Etapa em que se realizou as pesquisas bibliográficas, levantamento cartográfico disponível para a área de estudo e seleção das informações coletadas através das leituras bibliográficas, trabalhos de campo, Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento. Esta etapa perpassou por todos os outros níveis da pesquisa, pela necessidade de adquirir informações no andamento da investigação.

b) Nível Correlativo – Ordenamento e tabulação dos dados. Nessa etapa fez-se a correlação entre as informações coletadas e a realidade dos componentes da paisagem identificados no decorrer da pesquisa. Os dados foram ordenados por tema, escala espacial, temporal e observações efetuadas em campo.

c) Nível Semântico – Análise e interpretação dos dados. As informações selecionadas e correlacionadas foram interpretadas e assumiram um caráter significativo, chegando aos resultados. Momento de compreender o funcionamento dos condicionantes ambientais que caracterizam e compõem a paisagem do Domínio Vaza-Barris.

d) Nível Normativo – Síntese dos dados coletados, selecionados, correlacionados e interpretados durante a pesquisa, na forma de tabelas, gráficos e mapas, de modo que facilitou a compreensão e visualização dos resultados e conclusões.

Para a compreensão da geomorfologia do Domínio Vaza-Barris adotou-se a Teoria Geral dos Sistemas como abordagem norteadora da investigação, para associar os componentes físicos da paisagem, na perspectiva de compreender a evolução geomorfológica e a sua compartimentação. As abordagens propostas por Ab' Saber (1969) também direcionaram a leitura da paisagem (quadro 1.1).

Na figura 1.3 estão apresentadas as etapas da operacionalização da pesquisa, intercalando os trabalhos em gabinete e em campo, de acordo com o procedimento metodológico de Libault (1971): Seleção, Correlação, Análise e Síntese.

Quadro 1.1. Direcionamento de leitura da Paisagem

ANÁLISE DA PAISAGEM GEOMORFOLOGIA	
Compartimentação	Caracterização e descrição do modelado e do relevo identificado nos diversos compartimentos geomorfológicos. Nesse momento a pesquisa é voltada para a localização, dimensionamento e explicação dos principais aspectos das unidades de relevo encontradas numa dada região ou localidade.
Estruturação Superficial	Obtenção de informações sobre a estrutura superficial da paisagem. Nesse momento são considerados os seguintes aspectos: processos paleoclimáticos e morfoclimáticos do Quaternário, as paleoformas do relevo, as diversas feições geomórficas que levam a visualização de uma dinâmica recente da paisagem geomorfológica.
Fisiologia	Estudos dos processos morfoclimáticos e pedogenéticos atuais. Nesse momento é necessária análise das condições e variabilidades climáticas ambientais; e de formação e distribuição espacial dos solos.

Fonte: Ab' Saber, 1969. Organização: Luana Pereira Lima, 2019.

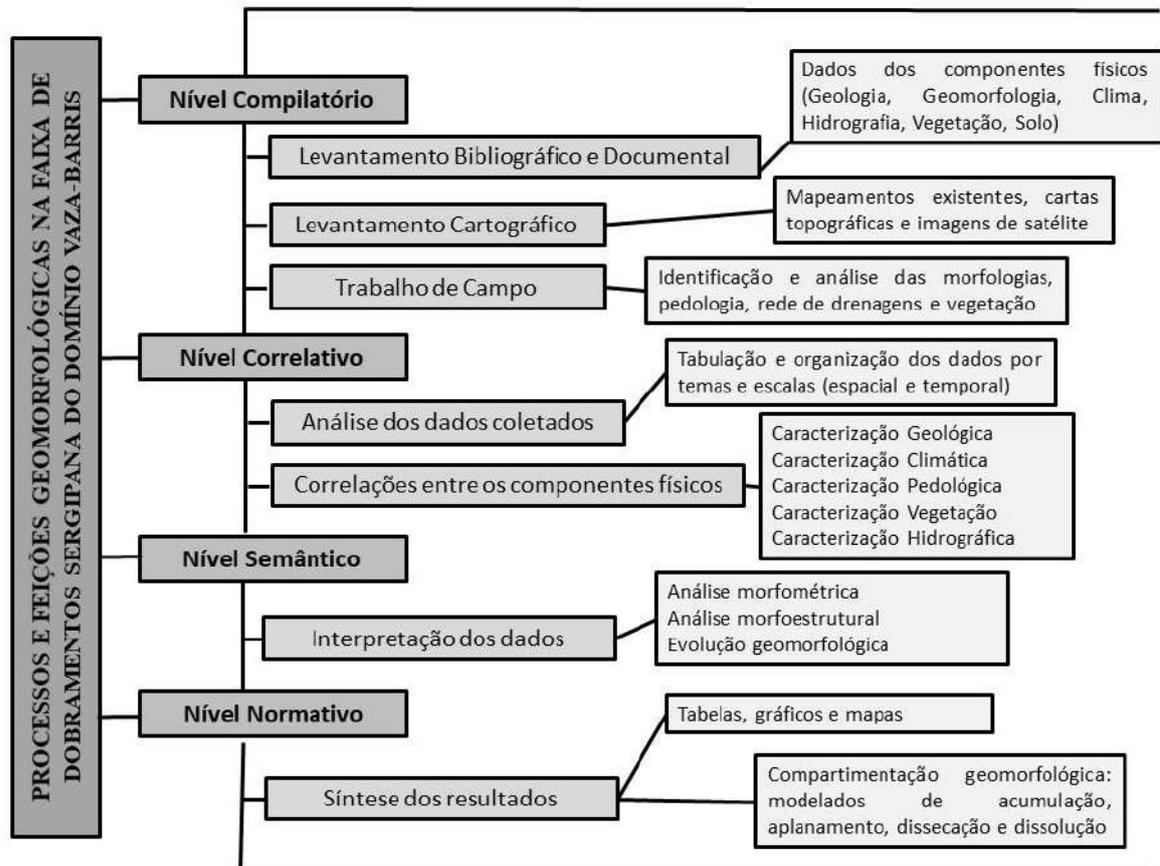


Figura 1.3. Operacionalização da pesquisa

1.5.1. Componentes e elementos da paisagem geomorfológica

As leituras sobre os conceitos bases da geomorfologia, sua relação com a categoria paisagem e a teoria dos sistemas; a dinâmica evolutiva do relevo, destacando o papel do

intemperismo; as análises morfométricas e morfoestruturais deram suporte para a construção da fundamentação teórica.

A organização de uma base de dados sobre os componentes físicos-naturais da paisagem deu-se a partir da aquisição de dados secundários e coleta de dados primários em campo.

A revisão bibliográfica e a análise dos dados cartográficos deram suporte a delimitação dos roteiros de campo, com obtenção dos dados primários a partir de descrições dos aspectos físicos da paisagem (geologia, geomorfologia, pedologia, hidrografia, vegetação); croquis, registros fotográficos e de localização. Para as observações em campo utilizou-se ficha de campo adaptado de Casseti (2005), Santos *et. al* (2013) e Lisle, Brabham e Barnes (2014) (Anexo A); caderneta de campo; GPS; Bússola; Máquina fotográfica e Escala.

De acordo com Jatobá e Lins (2008, p. 209-210) o trabalho de campo é um momento valioso da pesquisa geomorfológica, e algumas tarefas são necessárias, como: desenho de um esboço da paisagem geomorfológica observada, aliado a fotografias, nos quais devem conter informações que permitam a interpretação do modelado e do relevo; descrição do modelado das áreas percorridas; exame e descrição dos níveis de superfícies de aplanamentos (pediplanos e/ou pedimentos); descrição das rochas, formações superficiais e vegetação da área investigada; identificação do intemperismo dominante na área; e reconhecimento dos vales, sua orientação e possíveis relações com a estrutura geológica (fraturas, falhas).

Seguindo tais direcionamentos, entre 2019 e 2021 realizou-se sete atividades de campo, percorrendo os municípios que fazem parte do Domínio Vaza-Barris.

1.5.1.1. Geologia

Os dados secundários de geologia foram obtidos a partir do mapa Geológico do estado de Sergipe – CPRM; do programa Geologia do Brasil: levantamento da Geodiversidade; do mapa e descrições de geologia – RADAM BRASIL; Atlas da Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe. A partir desses dados organizou-se o mapa de Formações Geológicas.

Para a descrição da geologia do Domínio Vaza-Barris, além dos dados secundários adotou-se as informações obtidas nos trabalhos de campo, em que foram observados: constituição litológica, resistência, posição estratigráfica e altimétrica em relação a outras sequências rochosas; localização.

1.5.1.2. Clima

Organizou-se o mapa dos tipos climáticos para o Domínio Vaza-Barris a partir dos dados disponíveis no Atlas da Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe. Para a análise da

pluviosidade e balanço hídrico utilizou-se os dados adquiridos no Programa de Monitoramento Climático em Tempo Real da Região Nordeste – Proclima (INPE/CPTEC/SUDENE).

Os dados estão disponíveis em médias diárias, sendo necessária a tabulação fazendo a soma das médias diárias para obtenção dos totais mensais, e posterior extração das médias anuais e mensais do período de 1999 a 2020. Para a síntese do balanço hídrico, os dados de excessos e déficits também foram disponibilizados em médias diárias. A tabulação dos dados seguiu o mesmo padrão e período dos dados pluviométricos, com posterior confecção dos gráficos.

Os dados pluviométricos e de síntese do balanço hídrico foram disponibilizados por município. Devido a quantidade de municípios abrangidos pelo Domínio Vaza-Barris, optou-se por definir um para representar cada faixa climática. Para o clima úmido litorâneo selecionou-se o município de Itaporanga d’Ajuda no extremo sudeste do domínio; para o subúmido de transição, os municípios de Itabaiana e Pinhão, o primeiro localizado próximo ao limite com a faixa de clima úmido litorâneo e o segundo posicionado no lado oposto, na divisa com a Bahia; para o semiárido, o município de Poço Verde no extremo sudoeste do Domínio Vaza-Barris.

1.5.1.3. Mapeamentos

Para construção dos mapas temáticos, perfis topográficos integrados, morfometria dos canais fluviais, Modelo Digital de Terreno, declividade, mapa de isobase, lineamento e compartimentação geomorfológica, utilizou-se os seguintes softwares: *ArcGis 10.3.1 ESRI®*, *Global Mapper 23 da Blue Marble Geographics®* e *Qgis 3.22* para elaboração das rosetas. Para extração de lineamentos fez-se uso do software *Geomatic Buffet*. Além dos softwares, utilizou-se GPS, Microsoft Excel, para tabulação dos dados e Corel Draw 19 para finalização do designer de mapas e perfis topográficos.

Na elaboração dos cartogramas de hipsometria, curvas de nível, relevo sombreado, declividade e lineamentos utilizou-se Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS PALSAR resolução de 12,5 metros (doze metros e meio) disponibilizados pela ASF (*Alaska Satellite Facility*). Além de imagens *Aster GDEM v2 Worldwide Elevations Data*, Imagens do *Google Earth* (2021) *SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)*.

Para cobrir a área total fez-se a construção de um mosaico a partir de duas imagens *Raster com ALPSRS212743850-L1.0 e P_22988_FBD_F6970_RT1*. Esse mosaico foi criado no software *Arcgis 10.3.1* através da ferramenta *Arctoolbox > Data management tool > Raster > Raster Dataset > Mosaic to New Raster*. A sua elaboração possibilitou a preparação de outros cartogramas necessários na espacialização das informações.

Organizou-se o mapa de localização a partir da base de dados da Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SRH (2014), com Datum Horizontal SIRGAS 2000 e Projeção Cartográfica Universal Transversa de Mercator, em escala de 1:294 000.

O mapa de Geologia extraiu-se de vetores adquiridos na base de dados disponibilizada no sistema de geociências (GEOSGB) do Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Fez-se ajustes segundo trabalhos feitos na área por Uhlein et. al. (2011) atualizando a classificação das Formações Geológicas presentes no Domínio Vaza-Barris.

No cartograma de pedologia usou-se a base de dados da EMBRAPA (2021) e o Manual Técnico de Pedologia (2015). Os mapas de Formações geológicas e pedologia foram construídos em escalas de 1:281.000.

Na elaboração do cartograma de bacias hidrográficas utilizou-se a base cartográfica da SRH (2014). Além dessa base cartográfica adicionou-se a rede de drenagem, extraída de forma automática do Modelo Digital de Elevação ALOS PALSAR.

Para a construção da carta de ordenamento da drenagem das bacias hidrográficas inseridas na área, utilizou-se as imagens *Raster* obtidas pelo ALOS PALSAR e o software ArcGis 10.3.1. Através das ferramentas do ArcToolbox, seguiu-se a rotina: *Raster de elevação > Arc Tool box > Spatial Analyst Tools > Hydrology > fill*. Esta rotina melhora a definição dos canais presentes no *Raster* utilizado para a elaboração do cartograma de ordenamento. Após inserir o layer fill, a próxima etapa consistiu em criar um *Raster* que deu ênfase a direção dos fluxos da bacia. Para tanto, fez-se necessário a seguinte rotina: Arc Toolbox > *Spatial Analyst Tools > Hydrology > Flow Direction*.

Com a layer *Flow Direction* na área da pesquisa, o próximo passo consistiu em: Arc Toolbox > *Spatial Analyst Tools > Hydrology > Flow Accumulation*. O arquivo *Flow Accumulation* cria uma nova imagem *Raster* com mais detalhes das estruturas dos canais principais, seus afluentes e subafluentes. Após o *Flow Accumulation* houve a necessidade de um arquivo contendo o algoritmo que extraísse o maior número de detalhes dos canais definidos na rotina anterior. Para isso seleciona-se Arc Toolbox > *Spatial Analyst Tools > Conditional > Con*. Na guia *Con*, houve a inserção do arquivo obtido anteriormente para colocá-lo a seguinte expressão: “VALUE” > 1000. Com a execução desse arquivo, extraiu-se a drenagem total, começando o processo de separação das ordens dos canais.

A rotina para a ordenação dos canais, seguiu o Arc Toolbox > *Spatial Analyst Tools > Hydrology > Stream*. Insere o *Raster* obtido na rotina anterior, posteriormente o arquivo *Flow Direction*, a pasta de saída do arquivo, e por último o método de saída do ordenamento dos canais. Adotou-se o método de Strahler (1952). Feito o *Raster* com as ordens dos canais,

transformou-se o arquivo *Raster* em *vetor*, através do procedimento: *Arc Toolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology > Stream to feature*.

Para a elaboração dos mapas de hipsometria e sombreamento (1) e declividade (2) utilizou-se um MDE obtido através de imagens do ALOS PALSAR. Seguindo as rotinas:

(1) *Arctoolbox > Spatial Analyst Tools > Surface > Hillshade*

(2) *Arctoolbox > Spatial Analyst Tools > Surface > Slope*

O mapa hipsométrico, usado como subsídio à interpretação geomorfológica foi construído com 5 intervalos para melhor visualizar as diferenças altimétricas.

As classes de declividade usadas seguiram a proposta de Lepsch (1983) apud INCRA (2006) (quadro 1.2), associando cada intervalo a uma situação do relevo.

Quadro 1.2. Classes de declividade e situação do relevo

Intervalo (°)	Situação do relevo
0 - 2	Plano
2 - 3	Suave ondulado
3 - 5	Moderadamente ondulado
5 - 8	Ondulado
8 - 24	Forte ondulado
24 - 45	Montanhoso
> 45	Escarpado

Fonte: adaptado de INCRA, 2006.

A construção das rosetas demandou a extração dos lineamentos presentes no Domínio Vaza-Barris. Para a extração utilizou-se imagem do *Aster GDEM v2 Worldwide Elevations Data*. no software Geomatic. Foram extraídos lineamentos com azimutes de 0° - 180°; 45°; 90° e 315°. Após a extração dos lineamentos, utilizou-se o software QGis 3.22, menu *vetor*, opção *Line Directon Histogram*.

O mapeamento de isobases do Domínio Vaza-Barris realizou-se através da espacialização das confluências de 2ª e 3ª ordens identificadas em meio digital com a ajuda do ArcGis 10.3.1.

Primeiro, marcou-se todas as confluências de segunda e terceira ordens conforme a hierarquização fluvial de Strahler (1952). Começando sempre de montante em direção a jusante da bacia. Após marcadas todas as confluências, estes pontos foram convertidos em arquivo *shapefile*. Procedeu-se à classificação de cada confluência conforme a cota altimétrica com base na leitura da curva de nível mais próxima ao ponto de confluência.

Feita a espacialização das confluências de 2ª e 3ª ordens realizou-se a interpolação das cotas altimétricas de todas as confluências por meio do método de estatística espacial

Regularized Spline switch Tension-RST. Spline é uma curva definida matematicamente por dois ou mais pontos de controle. Esse interpolador foi escolhido por não gerar pontos muito distantes dos pontos de controle. As isolinhas foram traçadas a partir das confluências de segunda e terceira ordem, antes da interpolação da superfície ao nível de base a partir da elevação dos pontos de interseção.

Para a construção do mapa de compartimentação geomorfológica buscou-se apoio na metodologia de mapeamento e taxonomia proposta pelo Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009), associada a compartimentação hierárquica do Projeto RADAM (BRASIL, 1983).

Na elaboração do mapa geomorfológico utilizou-se do cartograma de curva de nível com intervalo de 10 metros e MDE ALOS PALSAR, de resolução espacial de 12,5 m, disponibilizado pela ASF (Alaska Satellite Facility). As informações foram verificadas e complementadas com os trabalhos de campo.

No produto cartográfico final de escala 1:100.000, identificou-se os modelados de acumulação; dissolução; aplanamento e dissecação. Além disso, empregou-se uma simbologia convencional para as feições em quinta ordem de grandeza, que por sua dimensão espacial foram representadas cartograficamente por símbolos lineares ou pontuais (IBGE, 2009).

1.5.2. Análise morfométrica

Para a análise morfométrica da área do Domínio Vaza-Barris utilizou-se os seguintes parâmetros: hierarquia fluvial, relação de bifurcação, padrões de drenagem, densidade de drenagem, densidade de rios, perfis longitudinais, gradiente altimétrico, declividade, hipsometria, curva e integral hipsométrica e isobase.

Esses parâmetros foram escolhidos dado a necessidade de entender como a rede de drenagem influenciou na morfologia e como foi influenciada pela estrutura. Esses parâmetros tem respostas direcionadas para a análise preterida. Não foram considerados os demais parâmetros lineares e areias para as bacias hidrográficas por não ser objeto específico dessa investigação.

1.5.2.1 Hierarquia Fluvial e índice de bifurcação

Os cursos de água (ou a área drenada que lhes pertencem) podem ser classificados a partir de uma hierarquia ordenada de seus respectivos trechos. Os critérios de ordenação dos cursos de água foram, inicialmente, propostos por Horton (1945) e modificados por Strahler

(1952) e, a ordem desses cursos representa o grau de ramificação do sistema de drenagem da bacia (figura 1.4) (CHRISTOFOLETTI, 1980; FLORENZANO, 2008).

Para definir a hierarquia das áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris utilizou-se a proposta de Strahler.

A relação de bifurcação, corresponde a razão entre os números de canais de uma ordem e os números da próxima ordem mais elevada. Atendendo o sistema de ordenação de Strahler, verificou-se que o resultado nunca pode ser inferior a 2. (CHRISTOFOLETTI, 1980).

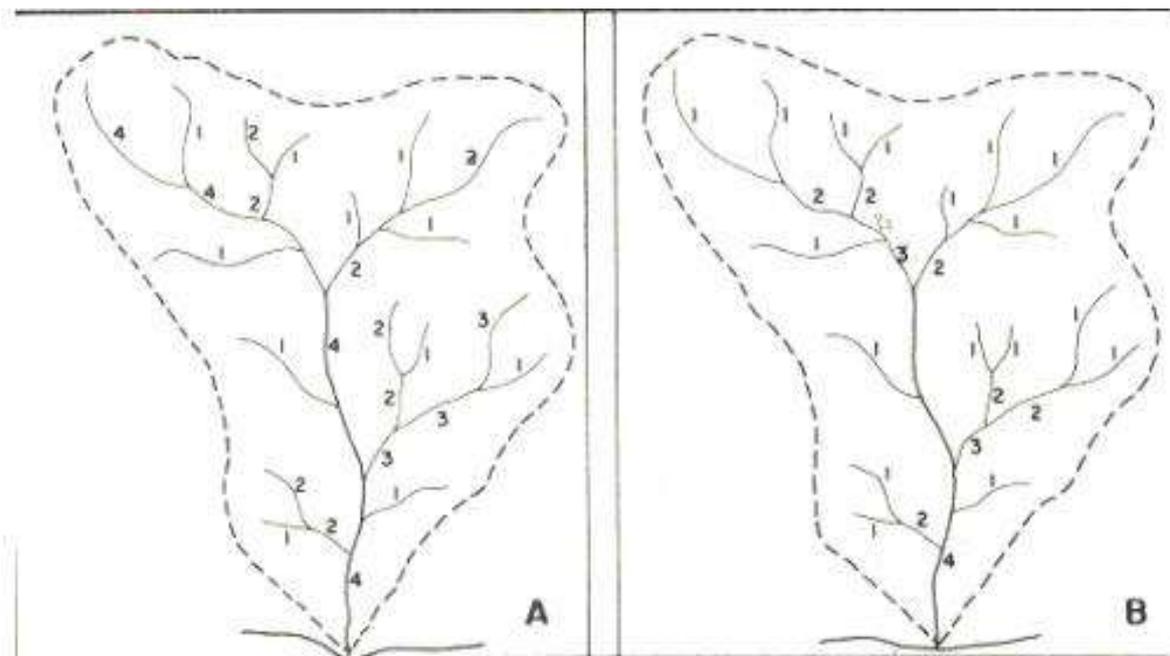


Figura 1.4. Hierarquia de drenagem, segundo Horton (A) e Strahler (B). Fonte: Souza, 2015

A expressão utilizada para o cálculo representa-se como:

$$R_b = N_u / N_{u+1}$$

Onde N_u corresponde ao número de segmentos de determinada ordem e N_{u+1} ao número de segmentos da ordem imediatamente superior.

1.5.2.2 Densidade de drenagem e densidade de rios

A Densidade de Drenagem correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área. Geralmente, expressa-se em km/km². Informa o comprimento de canal fluvial disponível para drenar cada unidade da área (MACHADO e TORRES, 2012). Pode ser calculada pela seguinte equação:

$$Dd = L_t / A$$

Onde: D_d = Densidade de drenagem; L_t = Comprimento total de canais de drenagem; A = Área total.

Densidade ou frequência de rios relaciona a quantidade de canais existente em uma área. Se estabelece pela relação entre o número total de canais ou rios e a área em que se inserem, sendo representada pela seguinte equação (CHRISTOFOLETTI, 1980):

$$D_r = N/A$$

Onde: D_r = Densidade de rios; N = Número total de canais na área considerada; A = Área considerada.

Os parâmetros relacionados a densidade de drenagem e densidade de rios, influenciam na amplitude interfluvial e na dissecação do relevo. A figura 1.5 apresenta os intervalos de alta média e baixa D_d e D_r e sua representação.

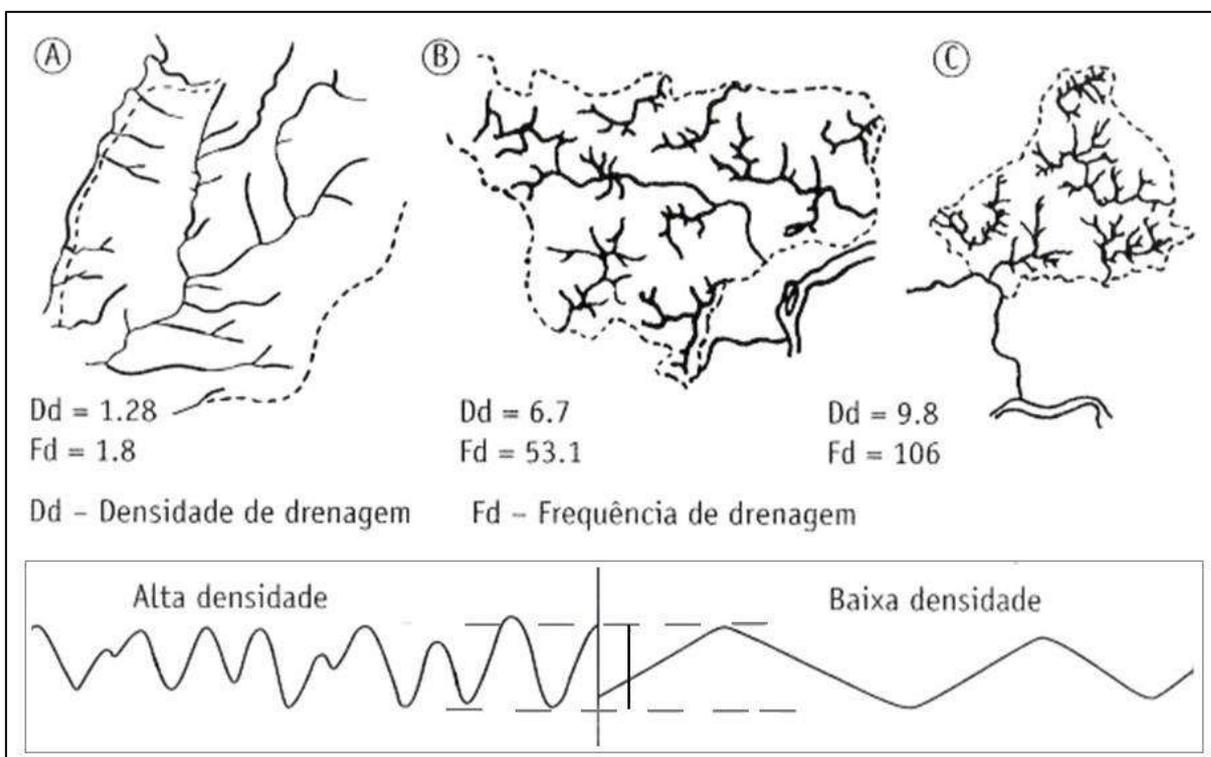


Figura 1.5. Densidade e frequência de drenagem A, baixa; B, média; C, alta. Fonte: Florenzano, 2008.

1.5.2.3 Perfil longitudinal e gradiente dos canais

Devido a extensão da área do Domínio Vaza-Barris e quantidade de canais, foram escolhidos 10 rios, principais na área de cada bacia hidrográfica, para representação gráfica da declividade desses canais ao longo de sua extensão.

Associado ao perfil longitudinal, o gradiente dos canais representa a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o término com o comprimento do respectivo segmento fluvial (MACHADO e TORRES, 2012).

$$G = h_{\max} - h_{\min} / C$$

Onde: G = Gradiente altimétrico; h_{max} = ponto de maior elevação do canal; h_{min} = ponto de menor elevação do canal; C = comprimento do canal ou trecho considerado.

1.5.2.4 Curva e integral hipsométrica

A curva hipsométrica tem a finalidade de exprimir a maneira pela qual o volume rochoso situado abaixo da superfície topográfica está distribuído desde a base até o topo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A construção da curva hipsométrica ocorreu a partir da constituição de um gráfico plotando a área relativa (a/A) contra a elevação relativa (h/H), onde 'A' é a área total da bacia e 'a' é a área dentro da bacia acima de uma dada linha de elevação 'h' (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

O cálculo da integral hipsométrica pode ser feito através da fórmula: $H_i = (H_{\text{média}} - H_{\text{min}}) / (H_{\text{max}} - H_{\text{min}})$, onde H_{média} representa a altitude média da bacia, e H_{min} e H_{max} a menor e a maior altitude, respectivamente. Valores elevados (maiores que 0,5 / 50%) em geral apresentam curvas convexas e/ou com concavidade para cima; valores intermediários (entre 0,4 e 0,5 / 40% e 50%) tendem a ser mais côncavo-convexos ou retilíneos; valores menores que 0,4 / 40% tendem a ter formas côncavas (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

Uma integral de 60% indica que a erosão removeu 40% do volume de massa (SCHUMM, 1956). Quando se atinge a maturidade, as curvas tendem a estabilizar entre integrais de 40 e 60%, que marcam o ponto inicial do estágio de equilíbrio de desenvolvimento (STRAHLER, 1952). Valores elevados de integrais (entre 100 e 60%) indicam topografia relativamente jovem sob controle tectônico mais recente, enquanto valores de integrais baixos (< 40%) remetem a avançado e longo processo de denudação ou paisagens mais antigas, raramente sob influência de deformação recente (figura 1.6) (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

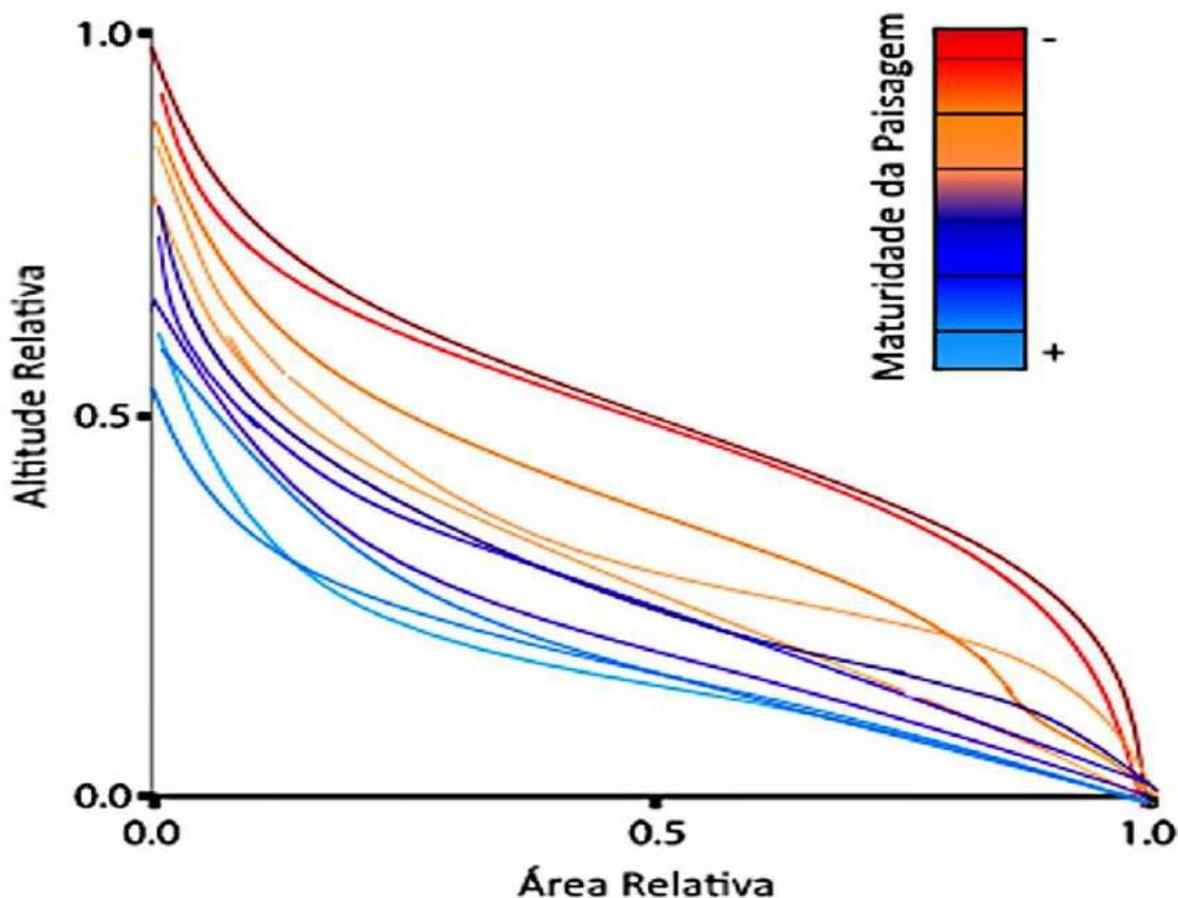


Figura 1.6. Classificação de maturidade da paisagem de acordo com as formas das curvas hipsométricas. Fonte: Vargas e Sordi, 2016.

Curvas convexas com integrais elevadas revelam estágio de desequilíbrio jovem, ao passo que curvas côncavas indicam bacias mais maduras. Portanto, a forma da curva hipsométrica e o valor da integral hipsométrica podem fornecer dados valiosos sobre o estágio erosional da área (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

1.5.2.5 Fator de Assimetria

Bacias hidrográficas sob basculamento apresentam forte distinção na extensão dos tributários de um lado e do outro do eixo do rio principal, em função da mudança lateral do canal rumo à porção mais abatida (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

Valores de assimetria da bacia de drenagem (AF) iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica; valores acima de 50 indicam um provável basculamento da margem direita do canal, enquanto valores abaixo de 50 são indicativos de um provável basculamento da margem esquerda. O fator de assimetria calcula-se a partir da seguinte equação (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019):

$$AF = 100 \cdot A_r / A_t$$

Onde: Ar corresponde a área da margem direita do curso d'água principal (olhando para jusante) e At a área total da bacia.

1.5.3. Dinâmica evolutiva da paisagem geomorfológica

As pesquisas e leituras geomorfológicas desenvolvidas na região de inserção do Domínio Vaza-Barris, aliadas aos trabalhos de campo e as teorias de evolução do relevo, possibilitaram a interpretação geomorfológica da paisagem.

Os materiais inconsolidados e os solos que recobrem as formações superficiais, modificados por intemperismo das rochas ou de material transportado, atuam como testemunhos de processos na superfície terrestre, atuais e passados. Fornecem elementos para a compreensão das ações morfogenéticas, com ligações entre os compartimentos de relevo e cobertura pedológica. Compreender a conexão entre a morfogênese do relevo e do solo permitiu o entendimento da paisagem a partir de uma leitura anatômica, com destaque para as estruturas e distribuição, e comportamental, com destaque para a dinâmica e processos correlatos. De acordo com Tricart e Killian (1982) a interseção de dados do substrato geológico, de relevo e solo resulta em síntese das dinâmicas que modelam a paisagem (VILLELA, 2011).

Segundo Valadão (2009, p. 79), a integração de dados para a leitura da morfogênese da paisagem segue alguns procedimentos aqui considerados:

- a) Interpretação de imagens de satélite para reconhecimento e mapeamento dos remanescentes de superfícies de aplanamento ainda presentes na área do Domínio Vaza-Barris;
- b) Trabalho de campo, com a finalidade de descrever as formações superficiais que revestem os remanescentes das superfícies de aplanamento, a partir de suas exposições em cortes de estradas e rebordos escarpados de serras;
- c) Elaboração de seções topográficas regionais a partir de bases altimétrica disponível em mapas topográficos;
- d) Reconstrução morfo-altimétrica dos setores das superfícies de aplanamentos atualmente já arrasados pela denudação;
- e) Avaliação das deformações tectônicas segundo sua magnitude e espacialidade;
- f) Análise da organização da rede hidrográfica visando determinar qualitativa e quantitativamente sua funcionalidade e dinâmica;
- g) Integração e compatibilização de dados de natureza diversa, tendo em vista a grande diversidade e complexidade dos parâmetros que condicionam a geomorfologia.

1.5.4. Compartimentação geomorfológica

O mapeamento e compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris seguiu o mapeamento do projeto RADAM BRASIL (1983) e o Manual Técnico de Geomorfologia do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2009). A proposta de mapeamento do manual tem como princípio ordenar os fatos geomorfológicos de acordo com uma classificação espacial e temporal, distinguindo os modelados por agrupamentos hierárquicos.

Para a pesquisa, a compartimentação partiu das Unidades Geomorfológicas com seus modelados e formas. A distinção das unidades geomorfológicas requereu a análise de diversos elementos que compõem a paisagem e a condicionam, como a drenagem e as formações superficiais. Tal análise, no entanto, necessitou da interpretação dos fatos geomorfológicos desde a sua maior classificação hierárquica ou grandeza. Em ordem decrescente, os fatos geomorfológicos foram agrupados em Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevo (figura 1.7).

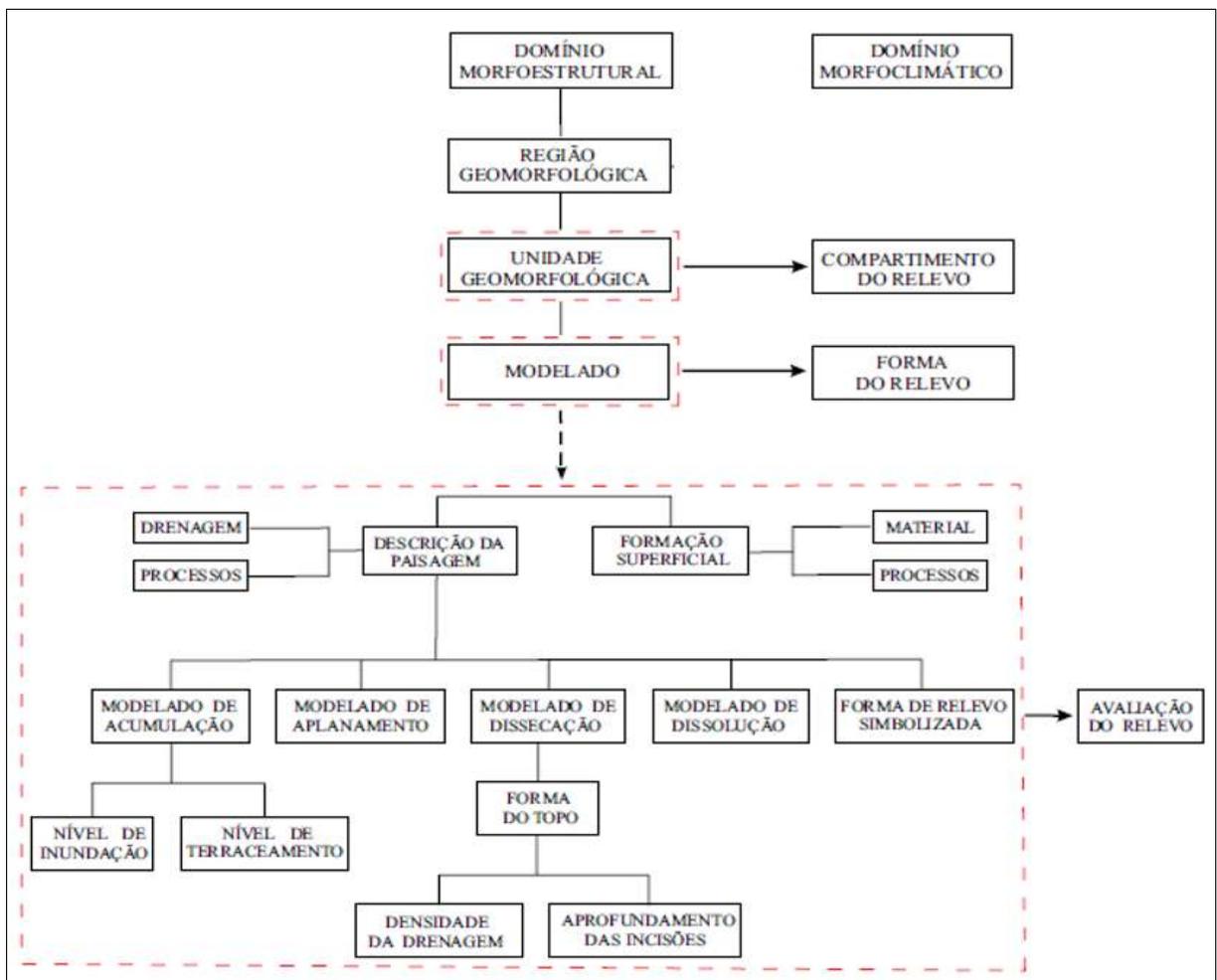


Figura 1.7. Proposta de classificação hierárquica dos fatos geomorfológicos. Fonte: IBGE, 2009.

Os **Domínios Morfoestruturais** são as maiores grandezas na compartimentação do relevo. Ocorrem em escala regional sendo organizados segundo a geologia, assinalado pela natureza das rochas e pela tectônica. “Esses fatores, sob efeitos climáticos variáveis ao longo do tempo geológico, geraram amplos conjuntos de relevos com características próprias, cujas feições embora diversas, guardam, entre si, as relações comuns com a estrutura geológica a partir da qual se formaram” (IBGE, 2009). A do Domínio Vaza-Barris está inserida no Domínio Morfoestrutural Remanescentes das Raízes de Dobramentos (BRASIL, 1983).

As **Regiões Geomorfológicas** representam “compartimentos inseridos nos conjuntos litomorfoestruturais que, sob a ação dos fatores climáticos pretéritos e atuais, lhes conferem características genéticas comuns, agrupando feições semelhantes, associadas às formações superficiais e às fitofisionomias” (IBGE, 2009). O Domínio Vaza-Barris está inserido na região geomorfológica dos Baixos Planaltos Marginais à Bacia Tucano-Jatobá (BRASIL, 1983).

As **Unidades Geomorfológicas** são definidas como um acondicionamento de formas altimétrica e fisionomia semelhantes em seus diversos tipos de modelados. A geomorfogênese e a semelhança de formas podem ser explicadas por fatores paleoclimáticos e por condicionantes litológicos e estruturais. Cada unidade geomorfológica evidencia seus processos de origem, as formações superficiais e os tipos de modelados (IBGE, 2009). A área investigada está inserida na unidade de relevo Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris (BRASIL, 1983).

Os **Modelados** abrangem um padrão de formas de relevo que apresentam definição geométrica similar em função de uma gênese comum e dos processos morfogenéticos atuantes. São divididos em quatro tipos: acumulação, aplanamento, dissolução e dissecação (quadro 1.3). Foram identificados, no Domínio Vaza-Barris, os quatro tipos de modelados.

As **Formas de Relevo** abrangem feições que correspondem a quinta ordem de grandeza. São produzidas pelos processos erosivos, estruturais, de dissolução ou deposicionais, que por sua dimensão espacial foram representadas cartograficamente por símbolos lineares ou pontuais (IBGE, 2009).

Quadro 1.3. Tipos de modelados

Modelados de Acumulação	São diferenciados, em função de sua gênese, em fluviais, lacustres, marinhos, lagunares, eólicos e de gêneses mistas, resultantes da conjugação ou atuação simultânea de processos diversos.
Modelados de Aplanamento	São identificados pela definição de sua gênese e funcionalidade, combinadas ao seu estado atual de conservação ou degradação impostas por episódios erosivos posteriores à sua elaboração.
Modelados de Dissolução	Elaborados em rochas carbonáticas, podem ser classificados de acordo com sua evolução, identificados de acordo com o seu aspecto em superfície ou em subsuperfície.
Modelados de Dissecação	<p>São os que ocorrem de forma mais generalizada na paisagem brasileira, sendo caracterizados como dissecados homogêneos, dissecados estruturais e dissecados em ravinas. Os dois primeiros são definidos pela forma dos topos e pelo aprofundamento e densidade da drenagem. As feições de topo do relevo são classificadas em: convexas (c), tabulares (t) e aguçadas (a).</p> <p>No estudo dos relevos dissecados constatou-se que, além das formas dos topos, dados morfométricos da densidade e do aprofundamento da drenagem, outro elemento essencial é a declividade, largamente utilizada na identificação e caracterização das unidades geomorfológicas.</p>

Fonte: IBGE, 2009. Organização: Luana Pereira Lima, 2019.

02. ABORDAGEM SISTÊMICA, GENÉTICO-EVOLUTIVA E DINÂMICA DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA

2.1. Abordagem sistêmica da paisagem

A abordagem sistêmica busca o caminho da integração como possibilidade aos estudos ambientais. As análises, nessa perspectiva, rompem a visão disjuntiva dos fatores naturais e ressaltam a correlação entre eles, como reflete Camargo (2008, p. 30): “se pensarmos o meio natural como conjunto formado por elementos que podem ser vistos isoladamente, não perceberemos as reais possibilidades existentes na natureza. Um elemento isolado apenas participa e não integra”.

Os estudos sobre a concepção de paisagem a conceituam, geralmente, como a realidade visível e a forma espacial do presente que testemunha formas passadas. Cada pessoa a vê sob a ótica do campo teórico de interesse. Nesse sentido, a paisagem enquanto categoria norteadora dos estudos geográficos é compreendida através de várias definições, conforme o tratamento metodológico ao qual esteja vinculada (MARTINELLI e PEDROTTI, 2001).

Humboldt destacou-se como um dos antecessores no desenvolvimento de uma noção de paisagem, e o fez em duas perspectivas: estética e fisionômica. Na primeira, a paisagem representa o conjunto das formas exprimidas por meio da imagem, a junção do universal e do particular. “Ao tempo que coloca as características de uma determinada região, a paisagem recobra a extensão que não pode ser captada, ela evoca a continuidade; ela, ao tempo que exprime a comunhão universal na forma, lança a perspectiva do que ali não se apresenta” (VITTE e SILVEIRA, 2010, p. 189).

Na perspectiva fisionômica, a paisagem é a forma unificadora de uma natureza compreendida como todo. A partir das relações, a paisagem explica a conexão existente entre os elementos da natureza. Humboldt traz o conceito de paisagem numa ótica integradora. Ele apresenta a descrição e morfologia da superfície terrestre, destacando as relações entre os elementos físicos, a fisionomia e funcionalidade da natureza (SILVEIRA e VITTE, 2009).

Há uma perspectiva naturalista de ler a paisagem, considerando, prioritariamente, a morfologia e sua diferenciação da paisagem cultural. Outra perspectiva faz a leitura da paisagem na totalidade, um organismo formado pela combinação dos componentes naturais e as ações humanas sobre eles. Sendo assim, um complexo geográfico, que demanda uma análise desprendida do concreto, tendo em vista que não exterioriza todos os seus elementos (CHRISTOFOLETTI, 1999; NAME, 2010).

Toda paisagem, dotada de fisionomia se encontra em uma relação funcional, resultando na interação de seus componentes. Elas refletem transformações temporais em ritmos diversos e conservam testemunhos de tempos passados. A paisagem deu a ciência geográfica seu objeto próprio, que através dos seus diversos elementos a relaciona com as ciências naturais, sociais e econômicas. A paisagem, considerada uma unidade orgânica, se estabelece em ritmos temporais e espaciais distintos, de acordo com seus numerosos fatores (TROLL, 1997).

A abordagem sistêmica da paisagem sugere combinações dos elementos físicos, biológicos e sociais, em um conjunto geográfico indissociável, uma *interface* entre o natural e o social. Essa concepção surge com a Teoria Geral dos Sistemas e ganha uma maior atenção na década de 1960 com Bertrand, onde no cenário acadêmico a ideia de paisagem abre caminho para uma geografia comprometida com a busca do todo concreto deixando de lado a abordagem tradicional separatista.

Para analisar as paisagens faz-se necessário situá-las em escalas têmporo-espaciais a partir da realidade de interesse, onde os fenômenos acontecem não apenas sucessivamente, mas simultânea, resultando em temporalidades diferentes em um mesmo espaço. Os estudos sistêmicos se constituem como uma construção teórica apropriada para analisar as paisagens, visto que, agregam um conjunto de fatores distintos: história geológica e geomorfológica, dinâmica climática, biológica e a ação humana em sua evolução histórica (MARTINELLI e PEDROTTI, 2001).

A paisagem em uma perspectiva sistêmica implica, segundo Bertrand (2009), a delimitação para aproximação com a realidade geográfica; a fragmentação para ressaltar as combinações, as relações e as convergências; e a taxonomia para situar a paisagem no tempo e no espaço. Essa leitura da paisagem infundiu a criação de metodologias para a sua classificação.

Na classificação sugerida por Bertrand a paisagem pode ser analisada em seis níveis têmporo-espaciais agrupados em unidades superiores (zona, domínio e região) e unidades inferiores (geossistema, geofáceis e géotopos). A zona corresponde à escala planetária, determinada pelos biomas e o clima; o domínio à combinação de relevo e clima; a região é encontrada no interior dos domínios e se define pela biogeografia; o geossistema é definido como a combinação do potencial ecológico, da exploração biológica e da ação antrópica; a geofáceis é o setor fisionomicamente homogêneo, onde são encontradas morfologias na mesma fase de evolução; e o Géotopos correspondem a menor unidade geográfica homogênea discernível, refúgio de biocenoses (GUERRA e MARÇAL 2006).

A proposta de Tricart (1977) considera o caráter dinâmico da paisagem e a transição entre suas unidades e, assim como Bertrand, destaca a necessidade da taxonomia. Propôs as

unidades ecodinâmicas determinadas a partir do grau de estabilidade/instabilidade da paisagem, que pode ser definida como: estável, *intergrade* ou fortemente instável. A estável é caracterizada pelo predomínio da pedogênese sobre a morfogênese, onde o modelado evolui lentamente; a instável, pela morfogênese e forte dinamicidade; e a *intergrade* ou de transição, pela passagem gradual entre as paisagens estáveis e instáveis, um balanço entre as interferências pedogenéticas e morfogenéticas.

A proposta de Bolós (1981) destaca o papel da energia na dinâmica ambiental e utiliza três critérios para a classificação da paisagem: categorias de geossistemas, organização espacial e organização temporal. Considerando as categorias de geossistemas, a autora classifica a paisagem em cinco: natural, em equilíbrio, abiótica, biótica e antrópica; quanto a organização espacial, a partir de unidades, tamanhos e arranjo das unidades; e quanto a organização temporal, a partir da dinâmica atual e da sua evolução.

Existem diferentes possibilidades de dimensionamento e espacialização das paisagens, a escolha de aplicação deve considerar a escala tempo-espacial e a perspectiva de análise, como expressou Monteiro (2001) ao estabelecer o conceito desta categoria geográfica:

Entidade espacial delimitada segundo um nível de resolução do geógrafo (pesquisador) a partir dos objetivos centrais da análise, de qualquer modo sempre resultante da integração dinâmica, portanto instável, dos elementos de suporte, forma e cobertura (físicos, biológicos e antrópicos) expressa em partes delimitáveis infinitamente, mas individualizadas através das relações entre elas, que organizam um todo complexo (sistema), verdadeiro conjunto solidário e único, em perpétua evolução (p. 39).

A delimitação e classificação das paisagens não devem ser consideradas fins, mas um meio de aproximação com a realidade geográfica. Utilizar o enfoque sistêmico para o estudo da paisagem possibilita examiná-la não como imóvel, mas como objeto que muda constantemente devido suas inter-relações. A condição fundamental para o uso da abordagem sistêmica faz-se na necessidade de realizar uma observação sequencial dirigida a uma sistematização em todos os níveis da investigação.

2.2. Sistemas Dinâmicos como possibilidade de leitura da paisagem

Sistema, conjunto de elementos interconectados que formam o todo, funciona através de processos com o objetivo de obter respostas. A aplicação da abordagem sistêmica aos estudos da geografia serviu para orientar as pesquisas e delinear com maior exatidão o setor de estudo desta ciência, além de proporcionar a oportunidade para reconsiderações críticas de muitos conceitos (CHRISTOFOLLETTI 1979).

A teoria dos sistemas foi criada na década de 1930 pelo biólogo Ludwig von Bertalanffy com a denominação Teoria Geral dos Sistemas e alcançou grande amplitude teórica e conceitual. A teoria concebe uma visão de totalidade, que orienta os estudos da realidade em escala global, envolvendo suas interdependências. Os componentes de um sistema, juntos em uma unidade funcional, desenvolvem características diferentes de seus componentes disjuntos (RODRIGUEZ e SILVA, 2013).

Bertalanffy (2013) ressaltou a necessidade de estudar as partes e os processos isoladamente, mas com a finalidade de resolver os problemas encontrados na organização e na ordem que os unifica. União esta que deriva da interação dinâmica das partes, tornando o seu comportamento distinto quando estudado independente e quando analisado no todo. Assim, diferente da ciência clássica que buscava explicar os fenômenos reduzindo-os as unidades investigáveis avulsas uma das outras, a ciência contemporânea busca a totalidade.

Para Tricart (1977), o conceito de sistema é o mais apropriado para os estudos ambientais, devido ao seu caráter dinâmico. Sendo assim, definiu sistema como um conjunto de fenômenos que ocorrem a partir de fluxos de matéria e energia, gerando relações de interdependência entre os fenômenos, conferindo ao sistema uma dinâmica própria. Nada existe na natureza de forma independente, cada parte age sobre a sua adjacente.

A natureza compreendida de forma fragmentária reforça a concepção cartesiana de externalidade e não ultrapassa a descrição. “Somente a relação que existe entre as coisas é que nos permite realmente conhecê-las e defini-las, isto é, fatos isolados são abstrações, o que lhes dá concretude são as relações que mantêm entre si, portanto, a realidade é complexa nas ligações entre suas variáveis” (CANALI, 2002, p. 175).

A totalidade é um princípio básico da abordagem sistêmica. Conceber as partes isolada ou aditivamente limitam a percepção da realidade em sua integridade. A totalidade é maior que a soma de suas partes, ela explica as partes. Na abordagem analítica, característica do moderno pensamento científico, as partes só podem ser analisadas reduzindo-as as partes ainda menores. O impacto do pensamento sistêmico foi a percepção de que os sistemas não podem ser compreendidos a partir da análise, eles só podem ser entendidos a partir da organização do todo. O pensamento sistêmico é "contextual", significa que a leitura é posta no contexto de um todo mais amplo (CAPRA, 1996).

O geossistema, termo apresentado por Sothava em 1960, possibilita compreender a paisagem através dos estudos geoambientais, através de sua dinâmica e estrutura. Sistema natural, mas que em sua análise expressa a conexão entre a natureza e a sociedade. São dinâmicos e com estágios de evolução distintos. Os fatores socioeconômicos influenciam as

conexões internas dos geossistemas, diferenciando-os do seu estado original (RODRIGUES, 2001; TROPMAIR e GALINA, 2006).

São variadas as possibilidades de estudos na concepção geossistêmica. Contudo, faz-se importante considerar “as relações mútuas entre todos os componentes do geossistema, bem como a sua integração com o todo, considerando que uma intervenção local faz parte de um sistema maior, tanto no sentido de explicá-la como assimilá-la como um impacto proporcional no todo” (CANALI, 2002, p. 179).

Segundo Beroutchachvili e Bertrand (2009), cada geossistema é determinado por uma sucessão de estados temporal, e cada estado corresponde a uma situação na paisagem, não sendo possível, então, separar a relação espacial da relação temporal. O estudo da dinâmica dos sistemas aborda a integridade funcional ou o reajustamento em busca de mudanças adaptativas a cada novo estado. Devido seu caráter espacial é essencial

... o estudo analítico da morfologia e funcionamento dessas unidades. Por outro lado, como sistemas abertos, possuem relacionamento com outros sistemas, sendo também necessário conhecer as relações internas entre os componentes e as interações entre sistemas diferenciados. Todavia, não se pode esquecer que o padrão espacial observável e os aspectos do sistema atual representam respostas a um *continuum* evolutivo, à sequência de eventos que se sucedem ao longo do tempo (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 44 – 45).

Os sistemas são, em sua essência, dinâmicos. Podem ser definidos como simples ou complexos. O sistema dinâmico simples é composto por um conjunto de elementos inter-relacionados, agindo um sobre os outros conforme determinadas leis. Também denominado de sistema linear, considera que a relação de causa e efeito entre as variáveis do sistema podem ser previstas com precisão (CHRISTOFOLETTI, 2014).

Os sistemas dinâmicos complexos são definidos como um conjunto abundante de elementos interligados “com capacidade de trocar informações com seu entorno condicionante, possuindo também a capacidade de adaptar sua estrutura interna como sendo consequências ligadas a tais interações”. São também conhecidos como não-lineares, pois a resposta a um determinado distúrbio não ocorre de forma proporcional a sua intensidade (CHRISTOFOLETTI, 2014).

Os sistemas dinâmicos não-lineares são indeterministas, tendo em vista que seus diversos elementos possuem comportamentos não previsíveis, principalmente a longo prazo. O estado futuro do sistema é dependente de seu estado atual e pode ser modificado quando em sua evolução houver alteração na trajetória, como o aumento do fluxo de matéria e energia.

A conceituação, na natureza, de um sistema é desafiadora. Faz-se necessário identificar os elementos, seus atributos e correlações para delimitar com clareza sua abrangência. “Praticamente a totalidade dos sistemas que interessam ao geógrafo não atua isoladamente, mas funciona dentro de um ambiente e faz parte de um conjunto maior”. Sendo assim, é uma tarefa mental distinguir um sistema da realidade que o envolve (CHRISTOFOLETTI, 1979).

2.3. A natureza sistêmica da geomorfologia

O objeto de estudo da geomorfologia, relevo – conjunto de reentrâncias e saliências da superfície terrestre – expresso nos desnivelamentos, produto das interações entre os agentes endógenos que provocam soerguimentos e/ou subsidências, e dos agentes exógenos que tendem a nivelar as irregularidades do terreno. Portanto, o resultado do “antagonismo natural” em um material heterogêneo. O termo geomorfologia foi usado pela primeira vez nas décadas de 1870 e 1880 e foi originalmente definido como o estudo genético das formas topográficas (JATOBÁ e LINS, 2008; HUGGETT, 2007).

A geomorfologia não se debruça apenas na descrição das formas da superfície terrestre, mas, também, em seus aspectos genéticos, cronológicos, morfológicos, morfométricos e dinâmicos. Duas abordagens orientam os estudos modernos de geomorfologia: a funcional, que engloba as investigações sobre as formas e os processos da superfície terrestre; e a histórica, que investiga a morfologia da paisagem enquanto relíquias, formadas em condições ambientais distintas da atual e que resistiram aos processos de milhões de anos atrás. A abordagem histórica apoia-se na regra de ouro da geomorfologia, expressa na frase clássica “o presente é a chave para o passado”, considerando que os efeitos dos processos geomórficos atuais podem ser usados para inferir as causas de mudanças nas paisagens (HUGGETT, 2007).

O relevo reflete a ação dos processos geomorfológicos que podem ser de natureza endógena ou exógena. A endógena, decorrente de forças internas da Terra, ocasionam o desnivelamento da superfície lentamente ou repentina, representada pelo diastrofismo (movimentos tectônicos), vulcanismo e terremotos. A exógena, desencadeada principalmente pelo clima, ocasionam o nivelamento da superfície, representada pela radiação, água, vegetação, gelo, vento, gravidade e o homem. Ações dos agentes exógenos impulsionam os processos denudacionais: intemperismo, erosão/degradação e transporte.

A diversidade das formas da superfície terrestre se manifesta de maneira diferenciadas no tempo e espaço, em função das múltiplas interações entre os componentes da natureza. Cada categoria de forma tem a sua história evolutiva, sua existência, uma explicação. Uma sucessão de fatores possibilitou o aparecimento, funcionalidade e evolução das formas de relevo. Os

processos passados e atuais estão presentes na descrição e classificação das formas, na evolução e existência, e em sua interação com os outros processos (climáticos, hidrográficos, tectônicos, bióticos e antropogênicos) (ROSS, 2012; GOUDIE, 2004).

Os estudos em geomorfologia tentam formular respostas para questões fundamentais, a exemplo: O que distingue um relevo do outro? Como diferentes formas de relevo estão associadas? Como um determinado relevo ou paisagem evoluiu? Quais os processos atuantes em determinado relevo? Para responder os questionamentos a geomorfologia usa temas e conceitos que orientam o desenvolvimento do estudo relacionado a realidade escolhida para investigação (quadro 2.1).

Quadro 2.1. Temas e conceitos usados em estudos geomorfológicos

Forças endógenas e exógenas	Os sistemas geomorfológicos são controlados por dinâmicas que podem ser produzidas internamente ou imposta externamente sobre o sistema. As escalas espaciais e temporais influenciam a relevâncias da força.
Ação destrutiva e construtiva	Alguns processos geomorfológicos criam formas na superfície terrestre, enquanto outros processos destroem as formas causando denudação. Tipicamente, a maioria dos processos cria e destrói as morfologias simultaneamente (ex.: o rio pode tanto erodir quanto depositar).
Formas de erosão e deposição	Algumas formas de relevo são esculpidas pela erosão de materiais pré-existent, enquanto outras são construídas via deposição. Há ainda as formas que são híbridas, formadas através da erosão e deposição mantidas por um equilíbrio entre elas em diferentes posições na mesma forma.
Relações estresse-força	A maioria dos processos geomorfológicos induzem mudanças na paisagem, salientando o sistema com fluidos, reações químicas, ação prolongada da gravidade. Os materiais em que esses processos agem tem a capacidade para resistir a mudança por motivo de propriedades inerentes que fornecem força, como a litologia.
Poligênese e herança	As paisagens consistem em assembléias de formas complexas. Suítes complexas poligenéticas podem coexistir no mesmo local se, por exemplo, vários processos estão ativos atualmente ou quando formas resistentes são herdadas de épocas anteriores. Estas são modificadas progressivamente por processos contemporâneos que também criam formas para produzir paisagens reelaboradas.

Fonte: Goudie, 2004. Organização: Luana Pereira Lima, 2019.

Chorley considerou o relevo um sistema aberto, onde ocorrem movimentos de entradas e saídas de matéria e energia. Pensar o sistema aberto, aplicado a geomorfologia, afasta o determinismo no sentido casual e temporal, que tende para a homogeneidade. O sistema aberto direciona a atenção para a heterogeneidade de organização espacial e a diferenciação hierárquica que pode ocorrer com o tempo (CHORLEY, 1962).

Para Chorley (1962) a importância real da abordagem de sistemas abertos para a geomorfologia consiste na ênfase ao reconhecimento do ajustamento, ou a tendência universal em direção ao ajuste das formas e processos. A relação entre processo e forma é o cerne da geomorfologia e, na prática, os dois estão tão ligados que o problema da causa e efeito podem apresentar as características do questionamento sobre o pioneirismo da “galinha e do ovo”. Em qualquer direção a abordagem é valiosa, o conhecimento das formas auxilia na compreensão dos processos, e os estudos de processos ajudam na clareza e percepção dos aspectos significativos das formas.

Baseado na teoria dos sistemas, Hack (1960) argumentou sobre a dinâmica dos processos geomorfológicos em equilíbrio. Para ele as formas da superfície terrestre em estado de equilíbrio dinâmico não mudam apesar dos soerguimentos tectônicos adicionando material e um conjunto constante de processos geomorfológicos removendo-o. Prevalece o ajuste entre as encostas e a estabilidade entre os processos endógenos e exógenos e na entrada de energia no sistema. Por exemplo, um declive está em equilíbrio se o material lavado e removido de seu cume for exatamente balanceado pela erosão no sopé.

No equilíbrio dinâmico, o relevo, considerado um sistema aberto, mantém constante troca de energia e matéria com os demais sistemas terrestres vinculado à resistência litológica. O relevo, portanto, é o resultado de uma competição entre a resistência dos materiais e o potencial das forças de denudação. Toda alternância de energia promove alteração no sistema, manifestada através da matéria, razão pela qual os elementos da morfologia tendem a se ajustar em função das modificações impostas, seja pelas forças tectodinâmicas, seja pelas alterações processuais subaéreas (figura 2.1) (CASSETI, 2005).

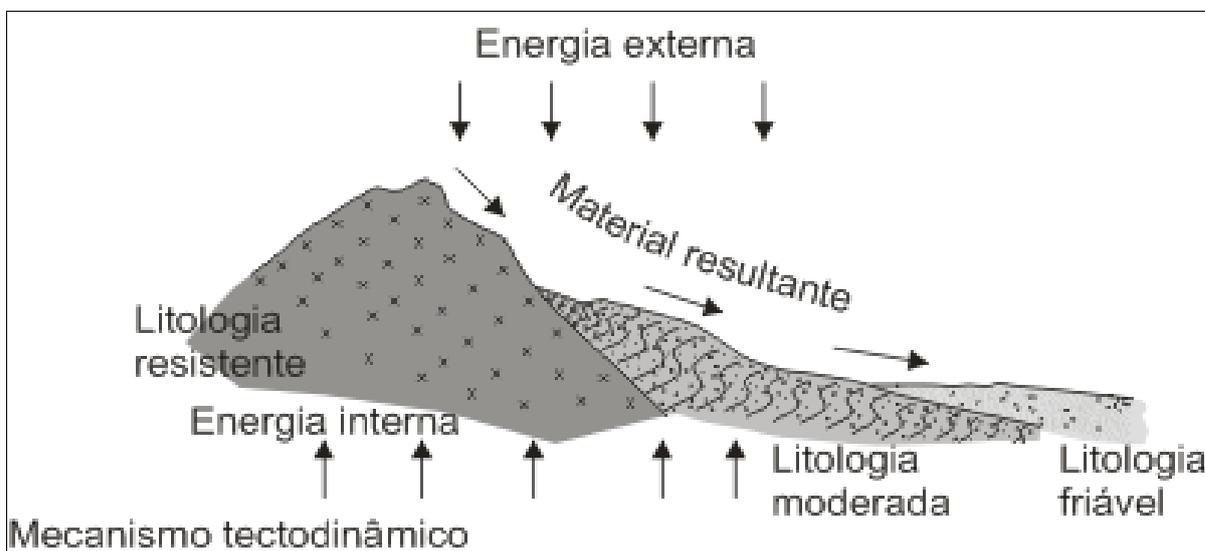


Figura 2.1. Equilíbrio dinâmico nos diferentes panoramas topográficos. Fonte: Casseti, 2005

Sobre o equilíbrio entre os processos de erosão e a resistência das rochas à medida que são erodidas ou inclinadas pelo diastrofismo, Hack (1960) expressa que:

A topografia está em um estado estacionário e permanecerá inalterada na forma, desde que as taxas de elevação e erosão permaneçam inalteradas e enquanto rochas semelhantes forem expostas na superfície. Se as taxas relativas de erosão e elevação mudarem, então, o estado de equilíbrio ou constante de equilíbrio deve mudar. A topografia então sofre evolução de uma forma para outra ...enquanto as forças diastróficas operam gradualmente o suficiente para que um equilíbrio possa ser mantido por processos erosivos, então a topografia permanecerá em um estado de equilíbrio mesmo que possa estar evoluindo de uma forma para outra. Se, no entanto, ocorrerem movimentos diastróficos repentinos, formas relíquias podem ser preservadas na topografia até que um novo estado estacionário seja alcançado (HACK, 1960, p. 86).

Assim, as formas de relevo e os depósitos superficiais estão relacionados à estrutura geológica e ao intemperismo. As formas não são estáticas, qualquer alteração no fluxo de matéria e energia provoca alterações morfológicas, até a obtenção de um novo reajustamento dos componentes do sistema. As marcas de cada fase do modelado desaparecem gradativamente quando o sistema readquire o equilíbrio dinâmico adaptando-se às variações dos fatores que controlam o sistema (CASSETI, 2005; HUGGET, 2007).

O equilíbrio dinâmico explica as formas e a diferença entre elas, independentemente do tempo. A abordagem histórica não ganha destaque, tendo em vista que em um estado de reequilíbrio as marcas da fase anterior são apagadas sucessivamente e os processos atuais são os modeladores da paisagem. No entanto, feições históricas podem ser reconhecidas quando seus depósitos e formas não estão em harmonia com os processos atuais (FIERZ, 2016).

É inerente aos estudos geomorfológicos pensar o relevo enquanto sistema. Sua dinamicidade é perceptível, seja através de processos e formas recentes, seja através das formas e processos relíquias. Enquanto sistema, é importante considerar as constantes permutas de matéria e energia, assim como as correlações entre os demais componentes que agem para seu funcionamento. As mudanças nos *inputs* e nas correlações do sistema geomorfológico podem levar a busca de um reequilíbrio e/ou pode criar dinâmicas e morfologias não previsíveis. A complexidade deve ser estimada e a realidade lida de forma que as diversas possibilidades sejam consideradas.

2.4. Abordagens genéticas e evolutivas do relevo

Em um entendimento genérico, a evolução das encostas em direção a uma superfície nivelada é o cerne do conceito de superfície de erosão. De acordo com Ab' Sáber (2000), o estudo dessas superfícies aplainadas é um dos mais importantes temas da meso-

compartimentação topográfica do Brasil. Possibilitam a interpretação de eventos que originaram formas do modelado terrestre e das condições para a evolução do relevo.

O estudo e interpretação do relevo considerando sua gênese e dinâmica foram abordados a partir de modelos que consideram a análise genética, explicada pela ciclicidade, e/ou a análise baseada na geomorfologia climática, explicada pela preponderância do clima em diferentes escalas temporais. Esses modelos de análise apresentam conceitos fundamentais que conduzem a interpretação do modelado: peneplano, pediplano, plano de corrosão, pedimentos, superfície primária, entre outros.

A análise genética do relevo é fundamentada na relação entre geologia e as grandes unidades de superfícies de aplainamento. Os trabalhos baseados na Teoria Davisiana de ciclo geográfico, nas décadas de 1940 e 1950, fundamentaram os estudos de relevo e serviram como referência para analisar sua gênese. Essa teoria considera o rebaixamento contínuo e a redução da declividade, não considerando as perturbações climáticas na evolução do relevo (PASSOS e BIGARELLA, 2011).

A partir do final da década de 1950 os estudos sobre superfícies de aplainamento consideravam as variações paleoclimáticas para explicar a alternância dos sucessivos processos de erosão. Esses estudos foram realizados por Ab'Saber e Bigarella que trouxeram uma nova fase para a geomorfologia no Brasil, ponderando as mudanças climáticas acidental ou cíclica ao longo do tempo geológico, que contribuiu para a interpretação da morfogênese, e para o conhecimento dos processos envolvidos na morfodinâmica (PASSOS e BIGARELLA, 2011).

Esses modelos visam estabelecer, de modo geral, como as paisagens se transformam e como os processos de denudação rebaixam o relevo de grandes áreas. São modelos que apresentam diferenças de interpretação, reflexo dos paradigmas de sua época. As superfícies de aplainamento possuem diversas origens, sendo necessário considerar a justaposição de teorias para chegar à sua compreensão.

2.4.1. Modelos geomorfogenéticos

Em uma perspectiva genética estão as teorias de Willian Morris Davis, Walther Penck e Lester Charles King que apresentam a ideia, mesmo que por vieses diferentes, de aplainamento de uma região montanhosa temporalmente. Os estudos pioneiros de Powell e Gilbert trouxeram conceitos básicos para o desenvolvimento dessas teorias/modelos de evolução do relevo.

O conceito de nível de base foi elaborado por Powell (1875) definindo-o como uma superfície imaginária que funciona como o nível máximo para a erosão. O nível de base geral

usado como referência é o nível do mar, visto que os rios não escavam abaixo desse nível, pois perdem a capacidade de transporte e depositam seus materiais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Foi a partir deste conceito de nível de base que o princípio de denudação fluvial, associada ao “ciclo de erosão” (Davis, 1899), foi concebido. Este conceito seria lembrado e revisado, com algumas variações de interpretação, por autores como Penck (1953) e, apesar de sua característica sabidamente fixista, teve um papel fundamental no desenvolvimento dos conceitos geomorfológicos de evolução do relevo (LANA e CASTRO, 2012, p. 53).

Gilbert possuía uma visão sistêmica da paisagem, ressaltando a tendência ao equilíbrio dinâmico entre as redes de drenagem. Mesmo não desenvolvendo um modelo evolutivo do relevo, Gilbert (1877) elaborou importantes conceitos, destacando-se as três leis relacionadas à erosão: a lei da declividade – a erosão é mais intensa onde a encosta é mais íngreme; a lei da estrutura – a erosão é mais intensa onde a resistência da rocha é menor; e a lei dos divisores – sobre a tendência do perfil longitudinal do rio ser côncava para cima, quanto mais próximo da cabeceira, onde a encosta é mais íngreme (CHRISTOFOLETTI, 1980; HACK, 1960).

O ciclo geográfico ideal proposto por Davis é sistematizado na sucessão de fases de erosão (figura 2.2). O processo de evolução do modelado apresenta-se em três estágios: juventude, maturidade e senilidade para então chegar a peneplanação. No pensamento de Davis, o relevo, derivado da estrutura geológica (variáveis endógenas), dos processos (variáveis exógenas) e do tempo (cronologia), sem uma articulação clara com o clima e a biogeografia (SILVA, 2008).

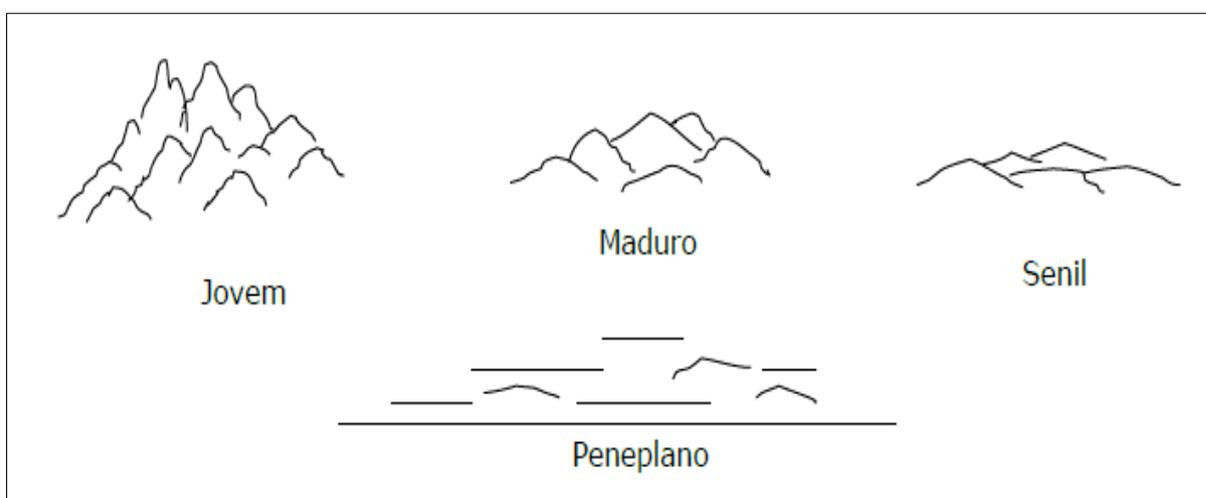


Figura 2.2. Ciclo erosivo de Davis. Fonte: Freitas, 2007.

Na proposta de Davis, o ciclo de evolução do relevo tem início com um rápido e generalizado soerguimento continental em relação ao nível de base geral, seguido de um longo período com ausência de grandes atividades tectônicas. Esse soerguimento propicia a modelagem do relevo pelo processo lento e progressivo de desgaste erosivo, caracterizado pelo

rebaixamento contínuo das vertentes (figura 2.3). O desgaste produz o manto de intemperismo que migra pela força da gravidade, reduzindo a declividade das vertentes (SALGADO, 2007; PASSOS e BIGARELLA, 2011).

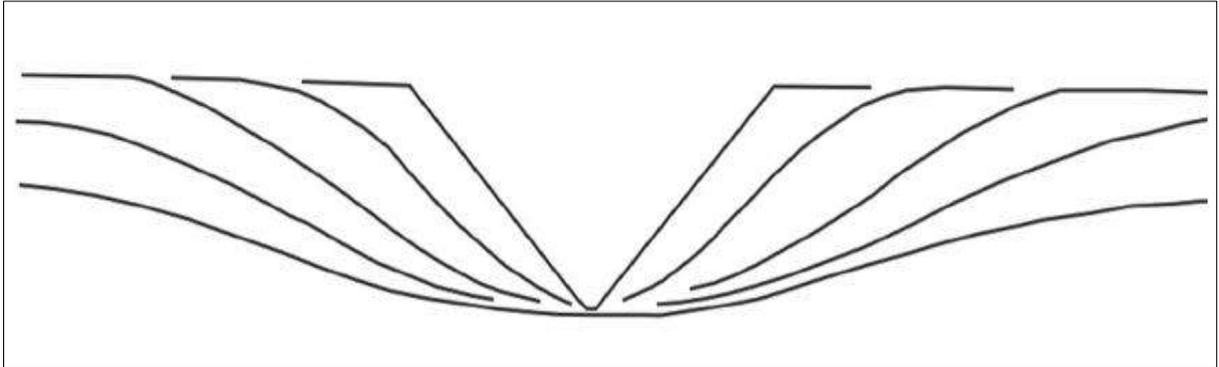


Figura 2.3. Rebaixamento das vertentes concebido por Davis. Fonte: Salgado, 2007.

O início do processo denudacional ocorre ante o elevado gradiente causado pelo soerguimento em relação ao nível de base, quando o sistema fluvial produz forte entalhamento dos talvegues caracterizando a fase de juventude (figura 2.4 A). Nessa fase, os cursos fluviais possuem alta energia, o desgaste vertical é rápido e a distância entre os interflúvios e o fundo dos vales tendem a aumentar, originando os cânions. Na fase posterior, o relevo tende ao equilíbrio, entendido por Davis como o balanço entre erosão e deposição. A denudação inicia o rebaixamento dos interflúvios, marcando o fim da juventude e o início da maturidade (figura 2.4 B). Com os fundos de vale já rebaixados, inicia-se o período de diminuição dos gradientes entre eles e os interflúvios. Essa fase caracteriza-se pela perda de energia do sistema, lenta e progressiva, e arredondamento das formas de relevo (CASSETI, 2005; SALGADO, 2007).

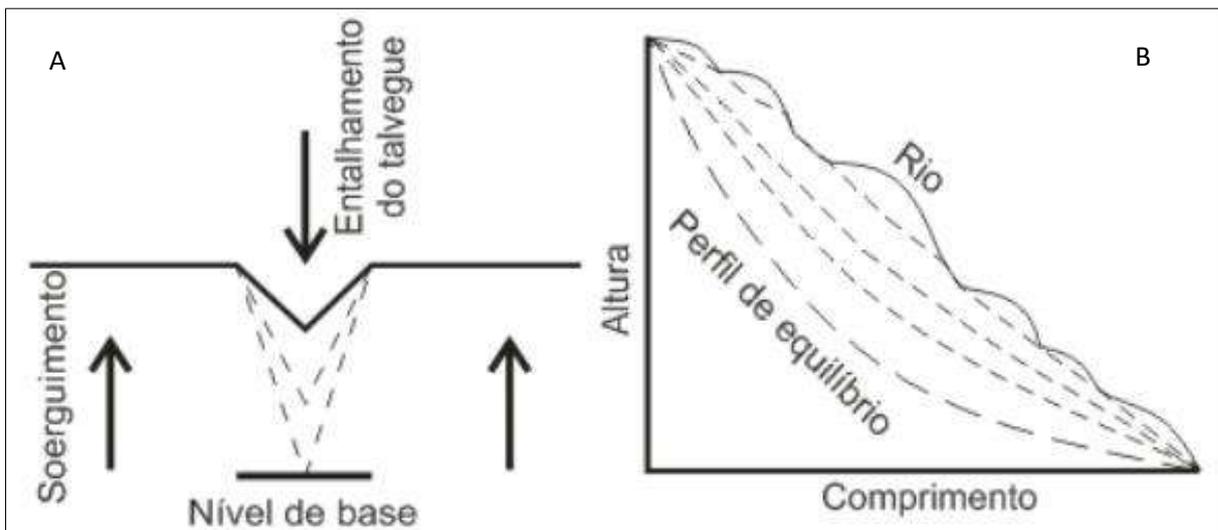


Figura 2.4. Evolução de um sistema fluvial concebido por Davis. A- Entalhamento do talvegue; B- Estabelecimento do perfil de equilíbrio. Fonte: Cassetti, 2005.

Na fase senil os processos denudacionais desgasta expressivamente o relevo, suavizando a declividade das vertentes. Os cursos fluviais já se encontram rebaixados em relação ao nível de base e como consequência a energia do sistema fluvial reduz significativamente. Em função da baixa altitude do relevo, os processos de desgaste são pouco agressivos e o tempo necessário para produzir pequenos rebaixamentos é maior que das outras fases. Esses processos denudacionais, para Davis, promovem o rebaixamento do relevo de cima para baixo (*wearing-down*), necessitando de contínua estabilidade tectônica (CASSETI, 2005; SALGADO, 2007).

Com a evolução, o relevo atinge total horizontalização topográfica chegando a praticamente um único nível altimétrico. A morfologia, representada por peneplanos, superfícies onduladas e suaves resultantes da coalescência de planícies de inundação, são interrompidos por elevações residuais denominadas de *monadnocks*. Essa fase se perpetua até o relevo ser submetido a novo soerguimento, rejuvenescimento, reiniciando o ciclo evolutivo da morfologia. No entanto, o rejuvenescimento pode ocorrer a qualquer momento da evolução abortando o ciclo (CASSETI, 2005; PASSOS e BIGARELLA, 2011).

O ciclo de evolução do relevo, proposto por Davis, foi pensado para regiões de clima úmido. Contudo, não foi excluída a possibilidade de ocorrência desse ciclo em regiões de clima árido e semiárido. A diferença estaria no ângulo de inclinação das vertentes. No clima úmido o rebaixamento ocorreria concomitante com a diminuição da declividade, já nos climas do tipo árido e semiárido ocorreria mantendo a declividade (PASSOS e BIGARELLA, 2011).

Outro modelo de evolução do relevo foi proposto por Penck, que assim como Davis analisa o desenvolvimento geomorfológico como resultado da interação entre forças endógenas e exógenas. Para Davis os processos de denudação atuam no rebaixamento após a estabilidade tectônica, enquanto para Penck o soerguimento é contínuo e permanente, com variação de intensidade, e o desgaste, uma resposta aos desequilíbrios altimétricos criados. As forças exógenas foram privilegiadas no modelo de Davis, enquanto para Penck os componentes endógenos sobressaem-se (SILVA, 2008).

Na proposta de Penck, quando predomina as forças endógenas há a elevação e enrugamento do relevo; quando prevalece os processos exógenos há o rebaixamento e aplainamento do modelado. No entanto, ele não considera o papel da litologia e do intemperismo na dinâmica de denudação. Pondera que o nível de base não são apenas os oceanos, considerando a existência de níveis de base locais (SALGADO, 2007).

Esse modelo de evolução da paisagem considera a diferença de velocidade entre o levantamento crustal e a denudação para determinar a morfologia do relevo e geometria do perfil das vertentes, definindo-o como convexo, côncavo ou retilíneo (figura 2.5).

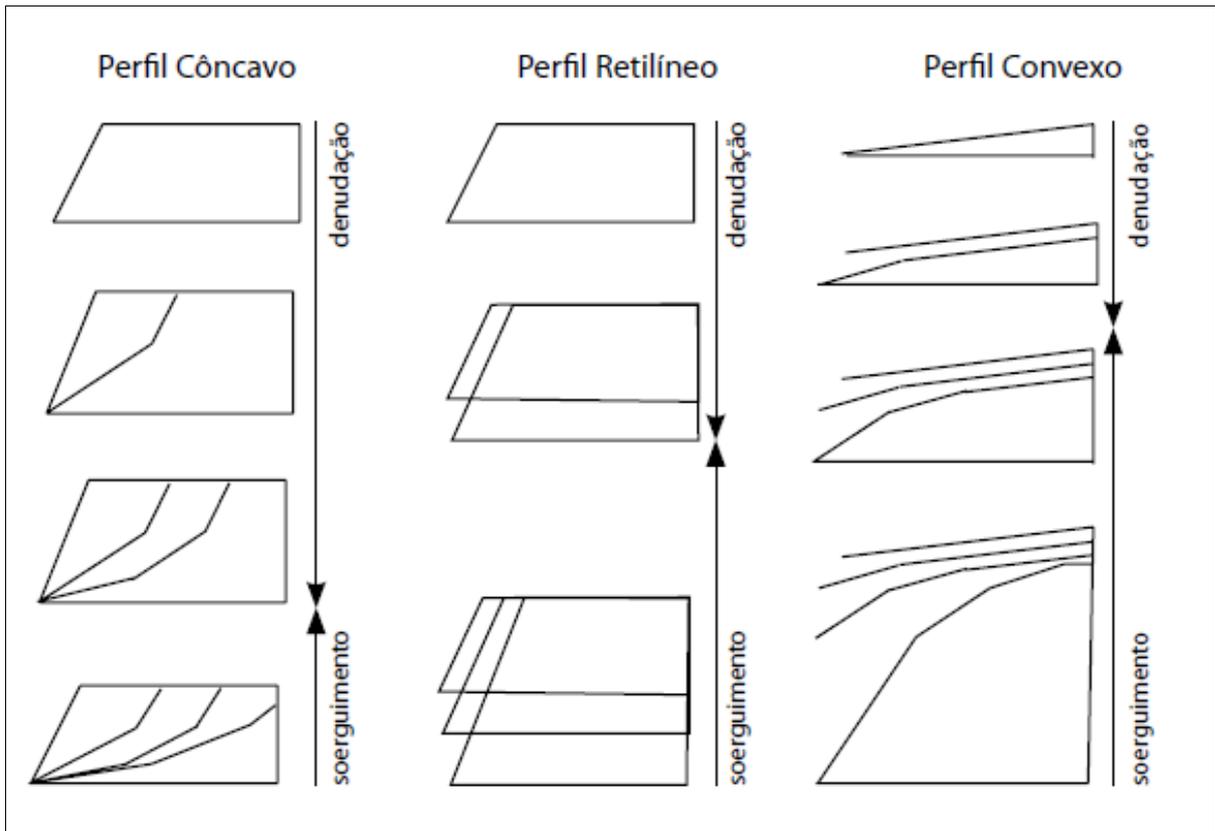


Figura 2.5. Modelo evolutivo das vertentes, segundo Penck. Fonte: Freitas, 2007.

Quando a denudação é maior que o soerguimento, o resultado são vertentes com perfis côncavos (*waning development*); quando o levantamento crustal é maior que o trabalho erosivo, o resultado são encostas com perfis convexos (*waxing development*); quando ambos os processos mantêm o equilíbrio, há o recuo paralelo das vertentes (*wearing-back*) e a formação de encostas com perfis retilíneos (FREITAS, 2007).

O recuo paralelo ou desgaste lateral das vertentes tem papel de destaque no modelo de Penck, que contrasta com o rebaixamento de cima para baixo concebido por Davis (figura 2.6). Para Penck as encostas manteriam sua geometria e recuariam, pelo processo de denudação, paralelamente, deixando uma superfície aplainada (*haldelhang*). Modelo que pressupõe uma certa homogeneidade litológica e das condições de denudação, não considerando que os tipos de rocha e de clima alteram significativamente o processo de evolução do modelado (CASSSETI, 2005; FREITAS, 2007).

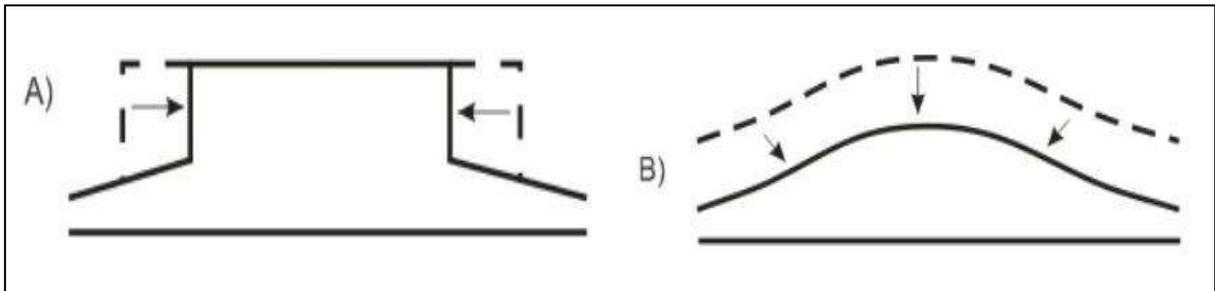


Figura 2.6. Diferença entre o recuo paralelo das vertentes (A) proposto por Penck e o rebaixamento de cima para baixo (B) proposto por Davis. Fonte: Casetti, 2005.

O modelo de evolução proposto por Penck inicia com o soergimento de uma superfície primária (*primarrumpf*) e quase plana. Esse soergimento ganha altitude a partir do centro e se estende para as periferias. A medida em que o levantamento perde forças, os processos de denudação tendem a aplainar as áreas periféricas e um novo soergimento ocorre. O desgaste, com o enfraquecimento do levantamento crustal, cria duas superfícies de altitudes diferentes, mais elevada, próximo ao centro (*piedmontfrühen*) e outra mais baixa na região periférica, constituindo entre elas um escarpamento (*piedmont*) como testemunha de dois soergimentos distintos. A sucessão de períodos de soergimento produz um relevo em forma de escadaria, patamares de piemonte (*piedmontflachen*) (figura 2.7), em que cada patamar constitui um nível de base para o que está a montante (SILVA, 2008; SALGADO, 2007).

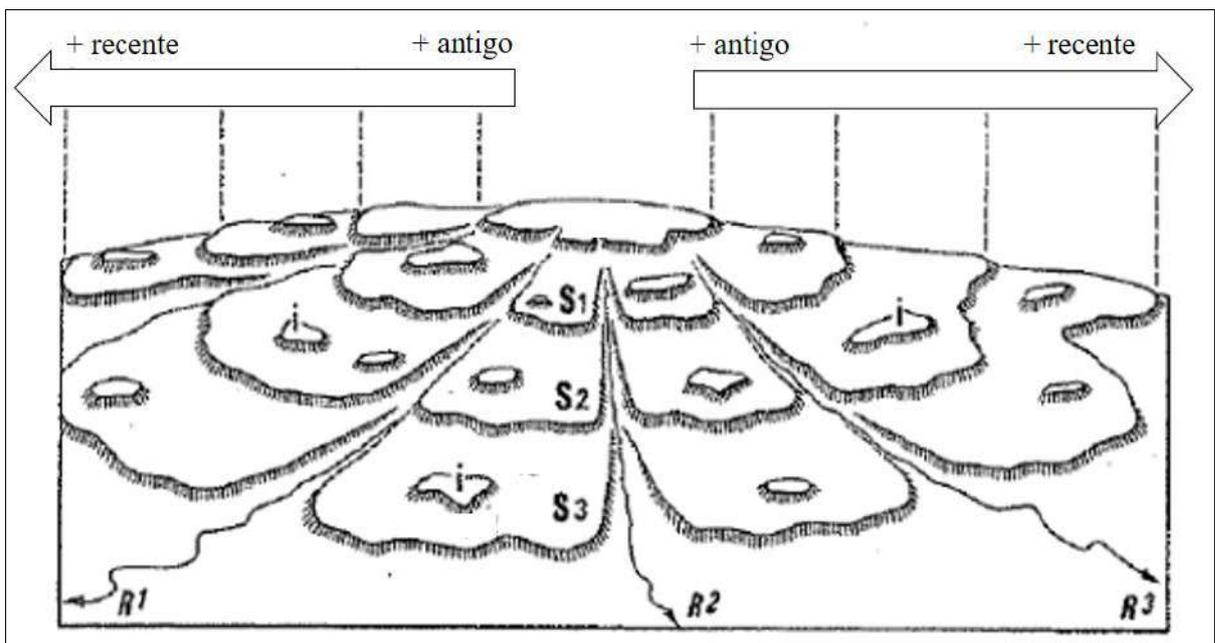


Figura 2.7. Patamares de piemonte, segundo Penck. Fonte: modificado de Klein, 2012.

Na figura 2.7, S1, S2 e S3 são as superfícies de piemonte (*Piedmontflachen*) - Quando o soergimento se acelera a superfície de piemonte S1 é incorporada ao domínio do movimento

ascendente rápido e de dissecação ativa, enquanto os setores sob soerguimento lento migram para as periferias, criando uma nova superfície de piemonte, S2, mais baixa que a anteriormente soerguida e dissecada. As duas superfícies de aplainamento são separadas por elevadas declividades, patamares. A superfície de piemonte mais recente, S3, constitui o nível de base para a dissecação de forma homóloga a anterior. Os vales regridem em direção a montante enquanto os topos interfluviais se decompõem na direção de jusante em morros isolados que são encontrados, às vezes, bem distantes das porções íngremes que separam as superfícies, sob a forma de inselbergues. R1, R2 e R3 são as redes de drenagem principais (KLEIN, 2012).

Já o modelo de evolução proposto por King tem como cerne a alternância entre períodos com soerguimentos da crosta, rápidos e intermitentes, e períodos de estabilidade tectônica. Considera ainda o ajustamento por compensação isostática e o recuo paralelo das vertentes para evolução morfológica. As condições climáticas são um ponto fundamental na proposta de King, pois considera ser necessário a aridez – com fraca cobertura vegetal e chuvas esporádicas e torrenciais – para a gênese dos aplainamentos (CASSETI, 2005; SALGADO, 2007).

O processo de aplainamento, nesse modelo, inicia com a incisão fluvial após um soerguimento subcontinental ou rompimento de um nível de base. Posterior ao rebaixamento dos leitos dos rios até seu novo nível de base, dá-se início ao trabalho de alargamento dos vales fluviais através da retração lateral das vertentes (*backwearing*) (figura 2.8), gerando amplas superfícies aplainadas. O aumento da intensidade de erosão altera ao longo das vertentes, no topo das antigas superfícies que sofreu a incisão será laminar e pouco erosivo, no entanto, esse fluxo será concentrado e bastante erosivo por toda a extensão das vertentes, favorecendo essa retração lateral. As vertentes são subdivididas em quatro segmentos a partir do topo: convexo (*waxing slope*); face nua, sem cobertura detrítica (*free face*); detrítico (*debris slope*); pedimento (*pediment*). As condições físicas de formação desses segmentos é a mesma, independentemente do tipo climático (SALGADO, 2007; PASSOS e BIGARELLA, 2011).

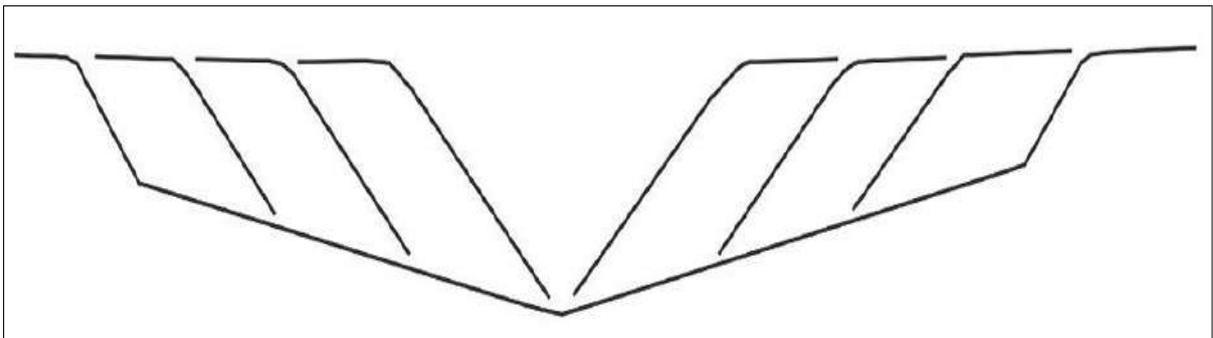


Figura 2.8. Retração lateral das vertentes, segundo King. Fonte: Salgado, 2007.

O processo de retração lateral das vertentes resulta no acúmulo de material detrítico em suas bases, causando o entalhamento das áreas de depressão, na forma de rampas, denominadas pedimentos (*glacis d'érosion*), que se estendem em direção aos leitos fluviais. A permanência das condições de aridez do clima e da estabilidade tectônica favorecerá a coalescência desses pedimentos formando extensas superfícies aplainadas, denominadas pediplano (figura 2.9). Durante esse processo erosivo, algumas vertentes resistirão, instituindo formas residuais chamadas *inselbergs*, que preservarão em seu topo a cota da antiga superfície que sofreu a incisão. O resultado da evolução é a formação de superfícies de aplainamento com idades distintas: mais recente, com menor cota; e outra mais antiga, preservada no topo dos relevos residuais que resistiram ao processo de pediplanação (CASSETI, 2005; SALGADO, 2007).

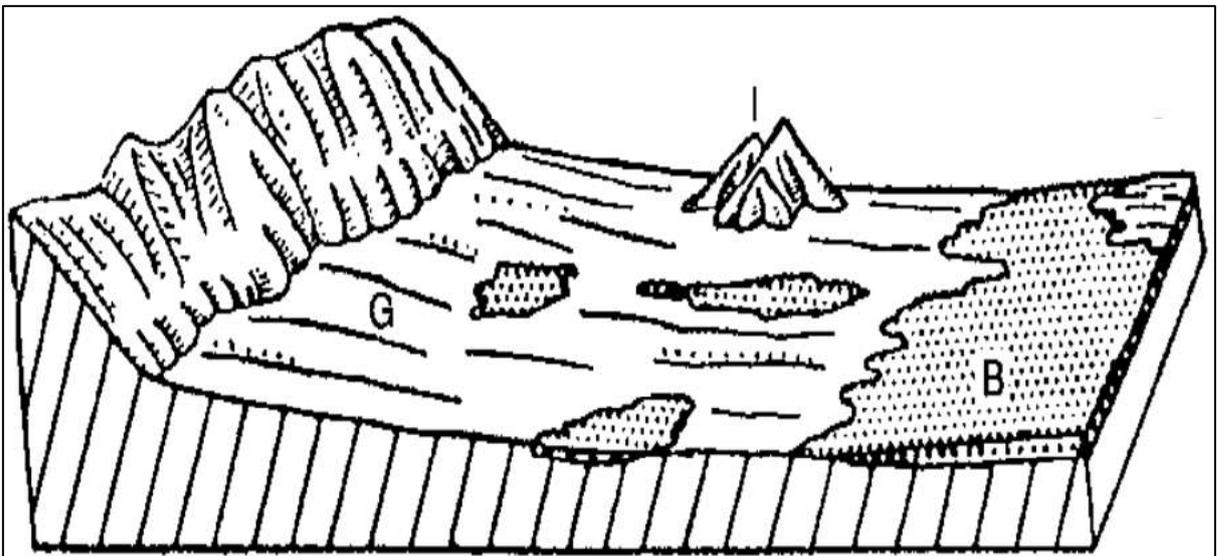


Figura 2.9. Pediplano, segundo King: G – *glacis d'érosion* (pedimento), I- *inselbergue*, B- *bajada*. Fonte: modificado de Guerra e Guerra, 2008.

O rebaixamento vertical da paisagem por erosão lateral ocasiona uma compensação isostática, intermitente aos processos de denudação. O reajustamento isostático forma uma nova escarpa e uma nova superfície pediplanada, resultando em sucessivos níveis de aplainamentos em um mesmo ciclo. É importante considerar que, para o processo de pediplanação faz-se necessário a alternância entre clima úmido, para o desenvolvimento vertical do relevo a partir da incisão da drenagem, e o clima seco, para horizontalização topográfica. Sendo assim, a desagregação mecânica seria a grande responsável pelo recuo paralelo das vertentes, e seus detritos se estenderiam em direção ao nível de base local, produzindo entulhamento, e sua consequente elevação. Esse entulhamento, resultado de atividades torrenciais, origina as formas conhecidas como *bajadas* e proporciona o mascaramento da irregularidade topográfica (CASSETI, 2005).

2.4.2. Condições e alternâncias climáticas na gênese e evolução do relevo

Em meados do século XX, o clima ganha destaque nos estudos de geomorfologia. Os principais representantes dessa escola são Büdel e Millot, que influenciaram, no Brasil, os autores Bigarella e AB' Saber. O clima passa a ter um papel fundamental na denudação e esculturação da superfície. Para cada tipo climático são produzidos tipos específicos de relevo. Sendo assim, as formas arredondadas são associadas ao clima úmido e as formas planares e escarpadas ao clima árido e semiárido. Os processos de formação de superfícies aplainadas estão ligados a alternâncias climáticas entre o semiárido e úmido (FREITAS, 2007; BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 2016).

Um dos principais estudiosos da geomorfologia climática, Büdel, não descarta a importância dos agentes endógenos na esculturação do relevo, mas pondera que a distinção entre as formas acontece a partir do clima.

Em um espaço pequeno, as diferenças na dureza da rocha e nos vários movimentos verticais da crosta são particularmente notáveis. No entanto, essas influências de natureza endógena são comuns na formação do relevo em toda a Terra em um padrão bastante semelhante. Este mosaico de pequena escala é coberto pelas maiores zonas morfológicas climáticas. Sua distinção constitui o tema da geomorfologia climática. Isto é baseado no fato de que áreas com os mesmos pré-requisitos endógenos levam em diferentes climas a uma forma real exógena completamente diferente do relevo (BÜDEL, 1968, p. 166, tradução nossa).

Os estudiosos precursores da sistematização dos conhecimentos sobre o desenvolvimento do modelado, em uma perspectiva genética, isolavam os fatores que determinavam a evolução do relevo. Para solução, surge a teoria da *etchplanação* que destaca o papel do intemperismo associado a estrutura, litoestrutura e as variações climáticas no desenvolvimento das formas de relevo, nas regiões de clima tropical quente e úmido ou sazonal. Essa teoria tem como cerne a integração dialética entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial (dupla superfície de aplainamento) na análise geomorfológica (VITTE, 2001; PASSOS e BIGARELLA, 2011).

O termo *etchplanação* foi introduzido por Wayland, em 1933, assim como a sua primeira conceituação, em que o aplainamento de corrosão representaria uma superfície de gradiente suave, sem qualquer relevo de destaque. O movimento da água subterrânea seria predominantemente vertical favorecendo a alteração química das rochas. A paisagem alterada sofreria a ação de um novo ciclo erosivo, expondo o saprolito e formando uma planície rochosa, com topografia irregular que seria progressivamente exposta à superfície, criando *inselbergs*.

Essa teoria só ganha corpo teórico com os trabalhos de Büdel a partir de 1957 (VITTE, 2001; PASSOS e BIGARELLA, 2011).

No modelo de evolução das paisagens proposto por Büdel, dois fatores são fundamentais: relativa estabilidade tectônica – lentos e pequenos soerguimentos podem ocorrer sem comprometer as linhas gerais do processo de aplainamento do relevo – e existência de condições climáticas tropicais semiúmidas – os ambientes sob essas condições são caracterizados pela atividade biológica intensa, pelas altas temperaturas e pela existência anual de uma estação úmida e outra seca. “Para Büdel (1982), regiões que não possuem essas condições climáticas mas apresentam modelados aplainados não tiveram seus aplainamentos formados nas atuais condições climáticas, ou seja, no passado apresentaram condições paleoambientais semiúmidas” (SALGADO, 2007, pág.72).

Nos modelos tradicionais de evolução da paisagem a erosão mecânica tem protagonismo, e o desgaste químico é considerado apenas em rochas vulneráveis a solução, como o calcário. No aplainamento de corrosão o intemperismo químico tem importância fundamental. A formação do relevo ocorre a partir da interação entre superfície topográfica e subsuperfície, no contato entre a rocha e a zona de alteração, paralela à superfície, designada como superfície basal de intemperismo ou superfície de corrosão (*etching surface*). Em ambientes tropicais e subtropicais, o intemperismo químico produz um regolito que a erosão, em seguida, tira. Este processo é chamado *etchplanation* (HUGGETT, 2007).

No entanto,

Ollier (1969) observou que o aprofundamento da alteração é mais irregular que propriamente paralelo à superfície, de maneira que o saprolito pode ser profundamente alterado em zonas, sendo que em algumas delas a alteração não é substancial, fato que levou Mabbut (1966) a alterar o termo para *front* de alteração (VITTE, 2001, p. 14).

A teoria da *etchplanação* entende que a evolução do relevo acontece a partir de um mecanismo de duplo *front*, conceituado por Büdel como aplainamento duplo (*doppelten einebnungsfläten*) formado por uma superfície de lavagem (*washing surface*), que corresponde a superfície do modelado onde predominam os processos mecânicos; e a superfície basal de intemperismo (*leaching surface*), em subsuperfície, onde a rocha é lixiviada e a denudação química prevalece (figura 2.10). A erosão superficial diminui a superfície na mesma taxa que o ataque químico rebaixa a *front* de alteração. Essa teoria pressupõe a manutenção de superfícies aplainadas por um tempo prolongado, devido a pequenos e lentos soerguimentos e a contínuo rebaixamento (SALGADO, 2007; HUGGETT, 2007).

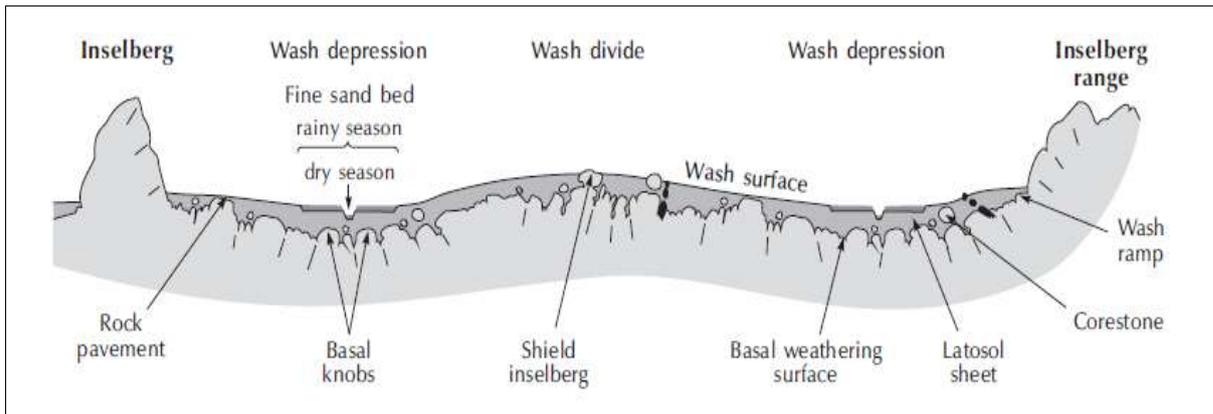


Figura 2.10. Superfície de aplainamento duplo (*doppelten einebnungsfläten*), segundo Büdel.
Fonte: Huggett, 2007

A formação do relevo de acordo com a teoria da *etchplanação* tem início

com o abaixamento gradual da superfície, determinado pela velocidade de aprofundamento da alteração e pelas características topográficas do *front* de alteração. [...] Os horizontes superficiais, por sua vez, ficam predispostos à erosão mecânica, em função das influências sazonais da atmosfera, da ação biológica da fauna endopedônica e dos ácidos orgânicos que promovem a aluição do fundo matricial, por meio da quebra nas ligações ferro-argila, promovendo gradativamente a liberação dos finos e solutos. Concomitantemente, o lençol freático é enriquecido com cátions e íons, que passam a circular no topo do *front* de alteração, viabilizando a destruição da rocha (VITTE, 2001, p. 14).

O intemperismo químico cria um manto de alteração onde ocorrem o apodrecimento das rochas e a perda de matéria que sai do sistema em solução no lençol freático. A contribuição principal da superfície basal irregular de intemperismo é a preparação do material para ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem e “são caracterizados pela erosão laminar, que, graças ao escoamento da água pluvial, erode e rebaixa as vertentes. Essa erosão, nas condições tropicais semiúmidas, facilitada pela vegetação de savana, não protege completamente o solo do gotejamento pluvial” (SALGADO, 2007 p. 72).

No modelo de evolução do relevo proposto pela teoria da *etchplanação* a estabilidade tectônica não é total, pequenos soerguimentos podem incidir e

gerar escarpamentos e degraus nas superfícies aplainadas. Esses degraus ainda teriam origem nas diferenças de resistência que blocos litosféricos possuem frente ao intemperismo químico que ocorre na superfície basal de intemperismo. Blocos mais falhados e menos resistentes quimicamente tendem a ser denudados mais rapidamente que seu entorno e por isso podem se apresentar mais rebaixados. Ao contrário, blocos rochosos menos falhados e fraturados e/ou com composição mais resistente aos processos geoquímicos tendem a sofrer menor intemperismo na superfície basal de intemperismo e, sendo assim, ao serem exumados pela erosão superficial, originam os relevos residuais (SALGADO, 2007, p. 72 -73).

Merecem destaque, na evolução do relevo proposta por essa teoria, o papel da rede fluvial, que favorece o transporte dos sedimentos conduzidos das vertentes pela erosão pluvial

e cria concavidades nas vertentes que beneficia a erosão; e as crostas de lateritos, que favorecem a inversão do relevo, e a formação de um relevo com alta resistibilidade que essas crostas possuem ante aos processos intempéricos (SALGADO, 2007).

Surgiram críticas aos trabalhos de Büdel. A mais contundente foi não considerar a heterogeneidade do substrato para o desenvolvimento da superfície de duplo aplainamento, o que levou a criação do termo intemperismo divergente para explicar as variações morfológicas em um *etchplain* (figura 2.11).

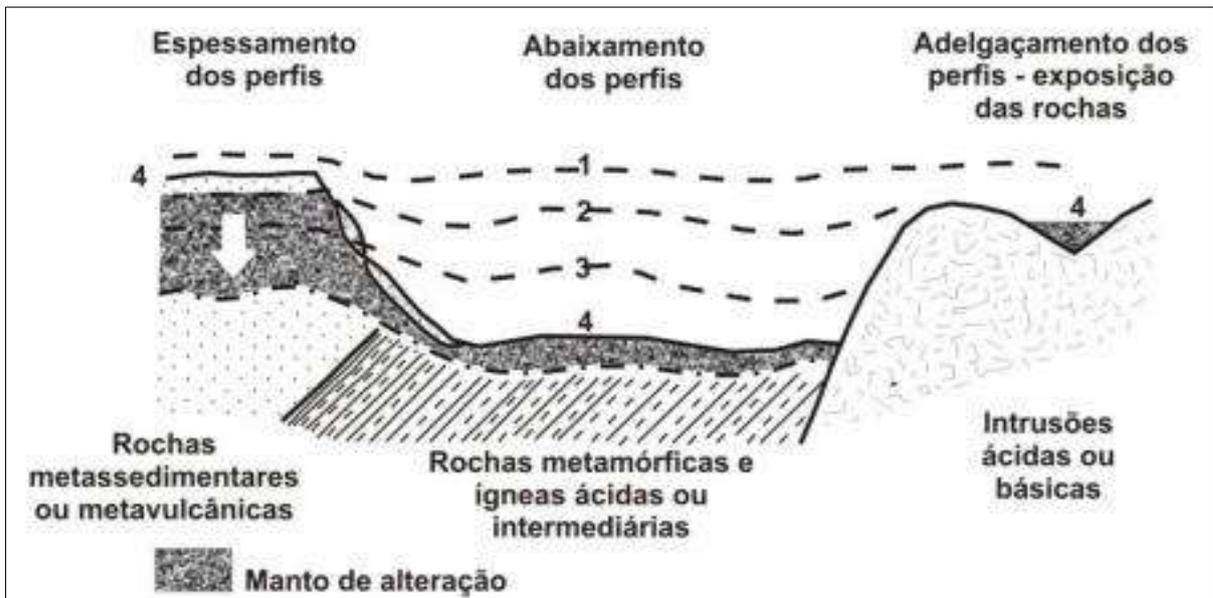


Figura 2.11. Denudação por *etchplanação*, erosão diferencial e intemperismo divergente.
Fonte: Melo *et. al.* 2005.

No intemperismo divergente as características estruturais e geoquímicas das rochas determinam o grau de intensidade do intemperismo químico, viabilizando a ação morfogenética por meio dos processos fluviais e dos movimentos de massa. Como resultado há o abaixamento do relevo em rochas pouco competentes, enquanto nas resistentes desenvolvem-se inselbergs (VITTE, 2001, p. 15).

Outra teoria desenvolvida, pautada na importância do clima para o aplainamento do relevo, foi a planação climática, em que a pedogênese e o intemperismo são fatores de destaque. O intemperismo é responsável pela desagregação promovendo transformação isovolumétrica da rocha, mas sem afetar o relevo. A pedogênese, através dos processos como dissolução, hidrólise e lixiviação, promove a transformação dos produtos de alteração, resultando no aplainamento do relevo. Essa teoria foi desenvolvida por pesquisadores franceses, entre eles Millot que apresentou seus fundamentos (VITTE, 2001; SALGADO, 2007).

Na teoria da planação climática as superfícies de aplainamento são formadas inicialmente em condições climáticas úmidas ou semiúmidas, a partir da interação de três

processos: a) intemperismo da rocha em subsuperfície; b) transformação pedogenética do material já alterado; c) erosão superficial. Esses três processos resultam na classificação de três superfícies ou discordâncias (figura 2.12): I) superfície geológica, formada no contato entre a rocha dura e o nível freático; II) superfície de alteração pedogenética; e III) superfície exumada (MILLOT, 1983; VITTE, 2001; SALGADO, 2007).

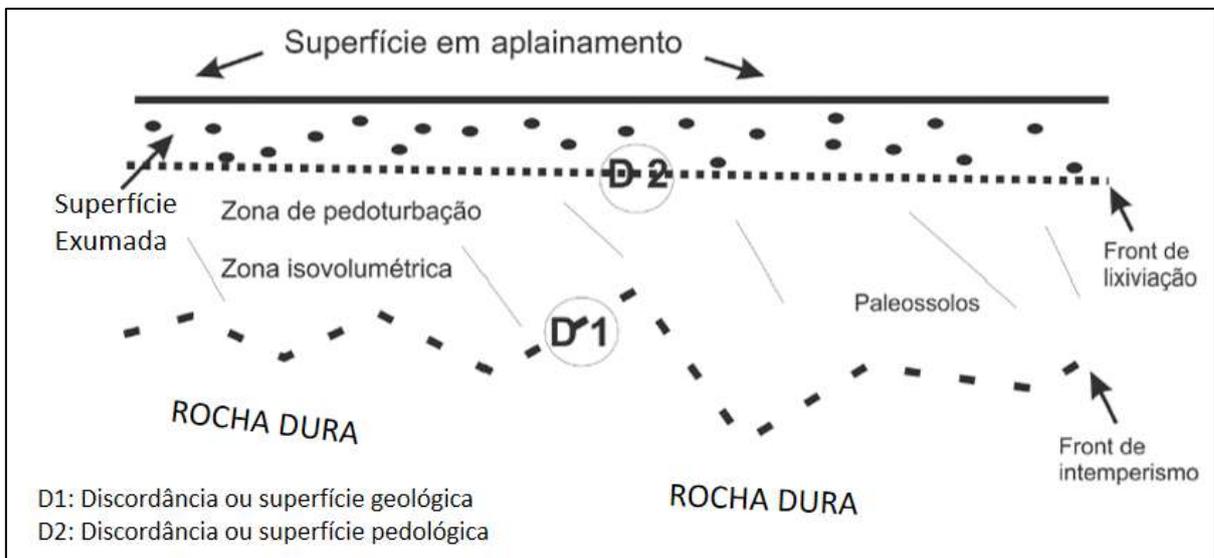


Figura 2.12. Superfícies de planação climática, segundo Millot. Fonte: Modificado de Salgado, 2007.

Diferente da teoria da *etchplanação*, Millot especificou o papel da pedogênese nos processos de aplainamento. Ele afirmou, a partir dos seus estudos no território africano, que quando ocorre um desequilíbrio pedogenético as paisagens são transformadas. A ideia de equilíbrio e desequilíbrio pedobioclimático foi incorporado de Boulet (1974). O equilíbrio acontece quando as coberturas de solo estão sob condições climáticas e de vegetação semelhantes às de sua criação. Quando estão sujeitas a climas diferentes, a vegetação se modifica e há um desequilíbrio e consequente modelagem das encostas e aplainamento do relevo (MILLOT, 1977; 1983).

A evolução do relevo inicia em subsuperfície com o intemperismo que ocasiona a exportação de material iônico do sistema e transforma minerais primários em secundários. Esse processo não altera o volume, portanto, não produz aplainamentos. É o estágio de preparação para os processos mecânicos superficiais. Ocorre em clima úmido e semiúmido e se mantida essas condições climáticas os processos denudacionais não serão suficientes para o aplainar o relevo. A geração de aplainamentos, através da erosão mecânica, se manifesta em climas áridos, que interfere no volume do material e na supressão das irregularidades do relevo. Assim, o aplainamento ocorre devido à sucessão climática (MILLOT, 1977; SALGADO, 2007).

Bigarella e AB'Saber foram os primeiros a considerar as influências climáticas na explicação da morfogênese de paisagens brasileiras. Para eles, o processo de pediplanação em condições de clima seco ou semiárido deu origem a grandes superfícies aplainadas (pediplanos) e o processo de pedimentação deu origem aos níveis embutidos nos vales (pedimentos). A ciclicidades desses episódios estaria relacionada as alternâncias climáticas entre o úmido e o semiárido (figura 2.13) (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 2016).

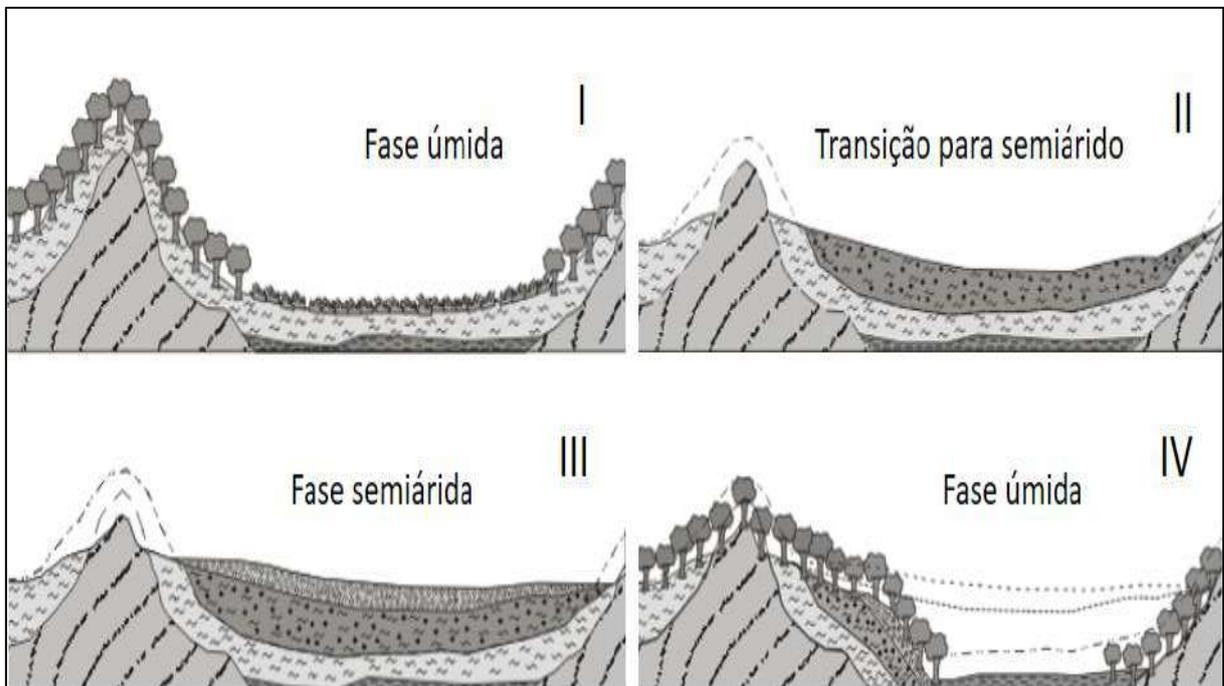


Figura 2.13. Evolução da morfogênese a partir das alternâncias climáticas.
Fonte: adaptado de Bigarella, Becker e Santos, 2007.

Na figura 2.13, I - Na fase climática úmida tem-se o espessamento dos depósitos de cobertura e aluviamento do fundo do vale. Prevaecem formas convexas recobertas pela vegetação; II - Na transição do clima úmido para semiárido verifica-se o desaparecimento da cobertura vegetal, com a retirada do material decomposto das partes mais elevadas pelas atividades torrenciais, com conseqüente colúvionamento do fundo do vale (material elaborado na fase climática úmida anterior). O colúvio sotopô e os depósitos de cobertura da fase anterior; III - Na semiaridez, a desagregação mecânica provoca o recuo paralelo da vertente estrutural e a pedimentação da superfície, inumando os colúvios antecedentes; IV - Em nova fase úmida, a incisão da drenagem promove a retirada dos depósitos correlativos em função da reelaboração do vale, parcialmente testificado na vertente. As novas condições climáticas proporcionam desenvolvimento da pedogênese com a reinstalação da cobertura vegetal (CASSETI, 2005).

A convergência de processos correlacionada às alternâncias climáticas permite a compreensão das superfícies de erosão. A degradação lateral (clima semiárido) e a dissecação vertical (clima úmido) esculpiram o relevo de modo diferenciado.

Segundo Passos e Bigarella,

A degradação lateral consiste numa série de mecanismos físicos e químicos que proporcionam condições favoráveis para o desenvolvimento de superfícies de erosão planas e suavemente inclinadas. Os processos de degradação lateral parecem ter ocorrido de maneira cíclica durante o Cenozóico em todos os continentes (PASSOS e BIGARELLA, 2012, p. 126).

Esses ambientes de alta energia ocorridos de forma síncrona durante o Cenozóico estão relacionados com as épocas glaciais do Quaternário, em que houve a expansão de climas secos, favorecendo condições hidrodinâmicas que ocasionaram processos de degradação lateral. De modo contrário, os processos de dissecação vertical são oriundos de ambientes de baixa energia, porém de intenso intemperismo químico, correspondendo à atuação de climas úmidos em épocas interglaciais (PASSOS e BIGARELLA, 2012; GUERRA, 2019).

Os padrões de processos em épocas glaciais e interglaciais do Quaternário podem ter exceções regionais. As condições hidrodinâmicas responsáveis pela morfogênese são influenciadas por uma série de fatores, cuja interação pode ser visualizada nas formas do terreno (PASSOS e BIGARELLA, 2012).

Os modelos e estudos de gênese e evolução do relevo foram elaborados seguindo uma perspectiva cíclica e genética; de condições climáticas específicas para a origem de determinado modelado; ou ainda em uma perspectiva de alterações climáticas em diferentes escalas temporais, responsáveis pelo aplainamento do relevo. Cada um desses modelos resulta de mudanças paradigmáticas e do conhecimento disponível na época de elaboração, e mesmo que possuam alguns aspectos considerados equivocados, são importantes para a compreensão do modelado.

Nenhuma teoria pode explicar completamente a origem e evolução das superfícies aplainadas em toda a sua complexidade. Faz-se necessário a justaposição de teorias para compreender que elas são resultado de intemperismo químico e erosão mecânica; de abaixamento contínuo de cima para baixo e do recuo paralelo das vertentes; de processos endógenos e exógenos; do trabalho dos rios e da chuva; da variação bioclimática em escalas espaciais e temporais distintas. As superfícies de aplainamentos são, portanto, poligenéticas e considerar as bases de cada teoria e adapta-las a realidade encontrada é a alternativa para sua compreensão.

Não é objetivo desta pesquisa aplicar um dos modelos mencionados. A importância de versar sobre essas teorias é uma necessidade de revisão teórica com o intuito de uma compreensão geral da origem e evolução dos modelados e formas do relevo do Domínio Vaza-Barris, considerando sua natureza poligenética.

2.5. Intemperismo e relação solo-relevo

O intemperismo tem papel importante na evolução do relevo e formação de solos. Definido como um conjunto de modificações físicas e químicas que as rochas sofrem ao aflorar na superfície, resulta da interação entre litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera. O clima é o fator controlador do intemperismo, influenciando diretamente através da temperatura e precipitação e, indiretamente, através da vegetação. Sendo assim, os produtos do intemperismo (saprolito e solo) refletem as características climáticas regionais (BIGARELLA, BECKER e SANTOS, 2007; TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009).

Conforme os mecanismos predominantes na atuação dos processos de modificação das rochas, o intemperismo é classificado em físico e químico. Quando ocorre a ação física ou bioquímica de organismos vivos, ou decompostos, o intemperismo pode ser chamado físico-biológico ou químico-biológico. Quando o produto do intemperismo passa por modificações estruturais, com a reorganização dos minerais, ocorre a formação do solo (pedogênese) (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009).

Os processos que causam desagregação e fragmentação das rochas, com separação dos grãos minerais, transformando a rocha em material descontínuo e friável, são denominados intemperismo físico. No intemperismo químico ocorre a decomposição da rocha através da ação e reação dos elementos atmosféricos, hidrosféricos e biosféricos com os minerais originais constituintes, ocasionando a modificação de sua estrutura química (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009; VITTE, 2001).

A natureza, velocidade e intensidade do intemperismo depende de fatores do ambiente em que ocorre. Esses fatores influenciam diretamente nas reações de alteração, e na desagregação e fragmentação das rochas. Os principais fatores são: natureza, textura e estrutura da rocha-mãe; clima; relevo; biosfera e tempo (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009).

As diferenças na composição mineralógica das rochas afetam a suscetibilidade ao intemperismo. As rochas são compostas por minerais diferentes, cada um com grau de estabilidade maior ou menor. Sendo assim, nos mantos de intemperismo são encontrados em maior quantidade os minerais mais resistentes, como o quartzo, e em menor quantidade os minerais mais friáveis. A textura da rocha interfere no intemperismo, enquanto modifica o grau

de permeabilidade, a estrutura da rocha interfere na formação de rachaduras e fragmentos, que facilitam a percolação da água. A velocidade de alteração de um mesmo tipo de material pode modificar com o tempo de exposição aos agentes intempéricos (LEPSCH, 2011).

O clima é o condicionante principal do intemperismo. Temperaturas elevadas e chuvas intensas aumentam a magnitude e velocidade do intemperismo químico, incrementado pela ação dos organismos mais abundantes em regiões com essas condições climáticas. Em climas frios ou áridos a ação da água é mínima devido o congelamento e escassez, fato que torna o intemperismo físico mais ativo (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009).

A topografia do relevo influencia na velocidade e direção do escoamento das águas superficiais, regulando a quantidade infiltrada em uma rocha ou saprolito. Onde há boa infiltração e percolação da água por tempo suficiente para ocorrência das reações e lixiviação dos produtos solúveis, tem-se maior intensidade de intemperismo químico. Essa situação que favorece o desenvolvimento de perfis de alteração profundos e evoluídos ocorre em relevos de platôs ou colinas com encostas suaves. Em relevos de encostas íngremes o perfil de alteração não se aprofunda, devido ao rápido escoamento da água que não permanece tempo insuficiente para a ocorrência das reações, e a facilidade com a qual o material em início de alteração é carregado pela erosão, favorecendo, assim, o intemperismo físico. Nas áreas mais baixas do relevo, próximas ao nível freático e com pouco escoamento, o perfil de alteração também não se aprofunda, pois as águas ficam tempo demasiado em contato com a rocha ou saprolito, saturadas pelos componentes solúveis, perdendo a capacidade de continuar reagindo e alterando os minerais (figura 2.14) (LEPSCH, 2011; TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009).

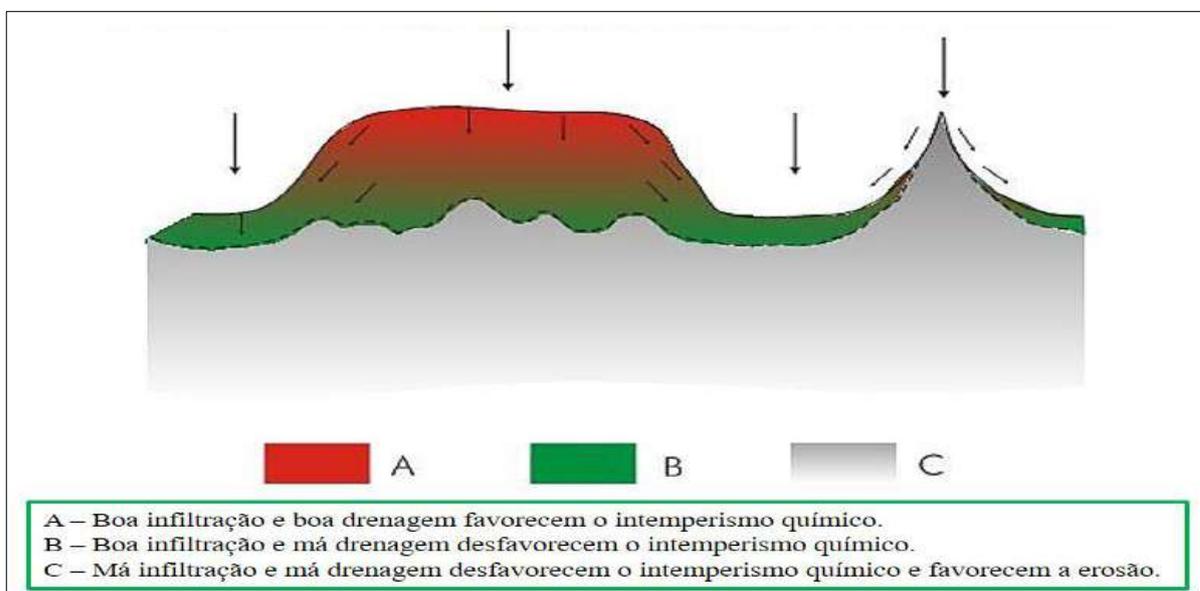


Figura 2.14. Influência do relevo no tipo e intensidade do intemperismo.
Fonte: Toledo, Oliveira e Melfi, 2009.

Um dos produtos do intemperismo é o solo, formado quando processos biogeoquímicos, resultante da presença de biosfera e do contato direto com a atmosfera, transforma o manto de intemperismo em solo. Os fatores que influem na formação dos solos são os mesmos que implicam na intensidade e tipo de intemperismo, tendo em vista que aquele é consequência desse. A classificação dos solos e sua posição na paisagem fornecem informações sobre as condições ambientais em que foram formados.

Segundo Toledo, Oliveira e Melfi (2009) a transformação do manto de intemperismo em solo ocorre devido a importantes modificações caracterizadas por

(a) perda de matéria, tanto física (remoção de partículas) como química (remoção em solução, ou seja, lixiviação), (b) adição de matéria, proveniente de fontes externas incluindo matéria orgânica de origem animal ou vegetal, poeiras minerais vindas da atmosfera, e sais minerais trazidos por fluxo ascendente de soluções, (c) translocação de matéria, isto é, remobilização pelos fluxos de soluções no interior do perfil (movimentos verticais e laterais) ou pela ação da fauna e (d) transformação de matéria, em contato com produtos da decomposição *post-mortem* da matéria vegetal e animal (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2009, p. 229).

O estado de desenvolvimento do solo pode ser usado como indicador de variações na dinâmica geomorfológica ao longo do tempo, que, por sua vez, está ligada a processos climáticos e/ou tectônicos. A integração entre os estudos geomorfológicos e pedológicos traz em sua discussão algumas propostas de estudo: cronosequência de solo para estimar a idade de depósitos superficiais; presença de solo como indicador de estabilidade da paisagem; relação entre as propriedades do solo e mudanças climáticas. Os estudos pedogeomorfológicos podem ainda contribuir com a análise de estratigrafia superficial e material parental de uma área e definição de uma superfície geomorfológica no tempo e espaço (BIRKELAND, 1990; FIGUEIREDO et. al. 2004; SALGADO, 2005).

Os materiais que dão origem aos solos podem ser de natureza alóctones ou autóctones cuja correlação é de fundamental importância para a interpretação da evolução dos perfis de intemperismo. Alguns tipos de solo estão situados sobre velhas e estáveis superfícies geomorfológicas; outros são resultados de uma pedogênese policíclica, quando submetidos a ciclos de desenvolvimento diferentes das condições ambientais atuais; ou ainda resultantes da profunda alteração de material similar ao imediatamente subjacente. A evolução de uma superfície geomorfológica pode ser descrita e interpretada com base nas observações de características do solo e do relevo. A presença de cascalhos fluviais no perfil de solo pode indicar níveis de antigos terraços; vestígios de pedimentos, rampas de colúvios e terraços atuais são feições referidas a paisagens com alternância de pretéritos climas semiáridos e úmidos (VIDAL-TORRADO e LEPSCH, 1999).

Os solos não corpos estáticos, simples produto da decomposição das rochas. É um corpo natural dinâmico e integrado na paisagem. A distribuição dos diferentes tipos de solo na paisagem e sua classificação, que reflete sua estrutura e grau de desenvolvimento, permite a leitura da evolução do relevo sob determinadas condições ambientais. O solo é o manto superficial da maioria das formas de relevo, e juntamente com os demais sistemas, que compõem a paisagem, possibilita a análise integrada para estudos geomorfológicos.

O solo é um componente e fator de formação da paisagem. Está aparente quando exposto ou deduzido a partir de indicadores geomorfológicos, de cobertura vegetal e usos. O estudo dos solos na geografia aborda sua distribuição na paisagem, cuja explicação se baseia nas propriedades dos solos e nos processos que lhe deram origem e evoluíram naquela posição geográfica e topográfica, naquele contexto geomorfológico, sobre aquele material de origem, sob aquela cobertura e dentro daquela escala temporal.

É coerente identificar as relações entre os solos e a geomorfologia do Domínio Vaza-Barris, entendendo sua ligação com os demais sistemas, tendo em vista que os modelados respondem as especificidades e padrões de formação e evolução dos componentes da paisagem.

2.6. Análise morfométrica e morfoestrutural

Estudos de parâmetros morfométricos e morfoestruturais são essenciais para o entendimento da paisagem geomorfológica, sua evolução e dinâmica, pois fornecem o reconhecimento de elementos geomórficos típicos de traços tectônicos que interferem no desenvolvimento da drenagem e afetam os ciclos erosivos, especialmente em áreas que passaram por processos erosivos e tectônicos bem marcados (SOARES, LADEIRA e LIESENBERG, 2016).

Os estudos relacionados com as drenagens fluviais podem levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões geomorfológicas, pois os cursos de água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem. A drenagem é um dos elementos mais sensíveis a modificações do relevo, sobretudo àquelas relacionadas a manifestações tectônicas e/ou mudanças climáticas que reflete em sua resposta morfológica/morfométrica e no ajuste a um estágio de quase-equilíbrio (CHRISTOFOLETTI, 1980; SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

A ação do clima e da tectônica implica formação e modificação de feições geomorfológicas através de diversos mecanismos que rescindem em assinaturas geomórficas resultantes do trabalho dos rios e podem representar importantes indicadores diagnósticos da

origem e natureza dos processos atuantes na formação e evolução de ambientes, modernos e do passado, em domínios de interior continental (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019).

A morfoestrutura, definida como uma feição topográfica que coincide com ou é uma expressão de estrutura geológica, ou que é formada diretamente por movimentos tectônicos. É produzida pela interação de forças endógenas e exógenas, predominando a forma. A morfoestrutura reflete as formas de relevo desenvolvidas sob controle da estrutura geológica subjacente, que se processa sob controle tectônico passivo, ou seja, não estão necessariamente relacionadas à tectônica ativa (ARAÚJO et al. 2003).

Segundo MATTOS et al. (1982), a morfoestrutura é uma estrutura afetada, identificada a partir da análise e interpretação de informações basicamente de relevo e drenagem, caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição dos elementos de relevo e drenagem. Os canais fluviais são de grande importância para as análises tectônicas, por serem elementos sensíveis a modificações crustais, respondendo aos processos deformativos (ARAÚJO et al. 2003; AMARAL, 2018).

03. CONTEXTO FISIAGRÁFICO DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS

Dentre os componentes fisiográficos, a geologia e o clima são condicionantes de formação e evolução do relevo. Os fatores estruturais (litologia, disposição das camadas rochosas, rupturas e dobras, movimentos epirogênicos e orogênicos), resultado das forças endógenas, influenciam decisivamente a morfologia. As forças exógenas, submetidas às condições climáticas, orientam os modelados (dissecação, acumulação, dissolução e aplanamento) e tendem a nivelar as irregularidades.

A gênese de uma morfologia permeia a litologia, rochas diferentes, sob a mesma condição climática, podendo originar formas diferentes. Alguns relevos são mais influenciados pelas propriedades do material rochoso, a citar o relevo cárstico. Os esforços tectônicos capazes de dobrar e/ou romper a estrutura rochosa, produzem dobras, fraturas e falhas, que induzem o desenvolvimento de determinadas morfologias. Sendo assim, as distinções estruturais são válidas para a interpretação do relevo (BIGARELLA, BECKER e PASSOS, 1994; JATOBÁ e LINS, 2008).

Os processos ou agentes atuantes sob determinadas condições climáticas predominantes, desenvolvem um tipo de sistema morfogenético com características próprias. Para compreender e interpretar a morfogênese, além dos condicionantes citados, é necessário considerar a sucessão de alternâncias climáticas do Quaternário, passíveis de serem identificadas na morfologia e nos depósitos superficiais (BIGARELLA, BECKER e PASSOS, 1994).

Entender a natureza litológica/estrutural e as condições climáticas influentes sobre o Domínio Vaza-Barris são primordiais para interpretar os tipos de modelados e morfologias. O relevo da área é o saldo de um terreno assentado em rochas metamórficas, por vezes afloradas, arrasadas, cobertas, com fraturas, falhas e dobramentos sob alternâncias climáticas do Quaternário ocorridas na Região Nordeste e condições climáticas atuais.

3.1. Geologia regional e local

O Domínio Vaza-Barris está inserido no Sistema Orogênico Borborema, na Faixa de Dobramentos Sergipana. Sua deposição, deformação e evolução culminaram em distinções litoestratigráfica, formação e desenvolvimento de diferentes estruturas geológicas que condicionam a paisagem.

O Sistema Orogênico Borborema corresponde à Província Borborema e abrange grande parte do Nordeste. É um mosaico de porções de embasamento, micro continentes e

faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico separadas por zonas de cisalhamento. Tem como limites o oceano Atlântico ao norte e leste, o Cráton São Francisco ao sul e o Cráton São Luiz e Província Parnaíba a oeste. Na área do Domínio Vaza-Barris, a Província Borborema está representada pela Faixa Sergipana, situada no setor meridional da província, que tem como limites o Bloco Pernambuco-Alagoas, ao norte, e o Cráton São Francisco, ao sul (DELGADO *et. al* 2003; HASUI, 2012; LIMA, 2013; LIMA, 2018).

O cinturão orogênico Sergipano constitui uma bacia de margem passiva submetida a uma orogenia colisional, compatível com a fragmentação e amolçamento do supercontinente Gondwana. Foi conceituada – com base em dados litológicos, estruturais, geocronológicos e isotópicos – como continuação da Faixa Yaoundé, noroeste da África formando um mega-orógeno (Orogenia Brasileira/Pan-Africana) de direção E-W com mais de 5000 Km (figura 3.1) (OLIVEIRA *et. al* 2010; LIMA, 2013; LIMA, 2018).

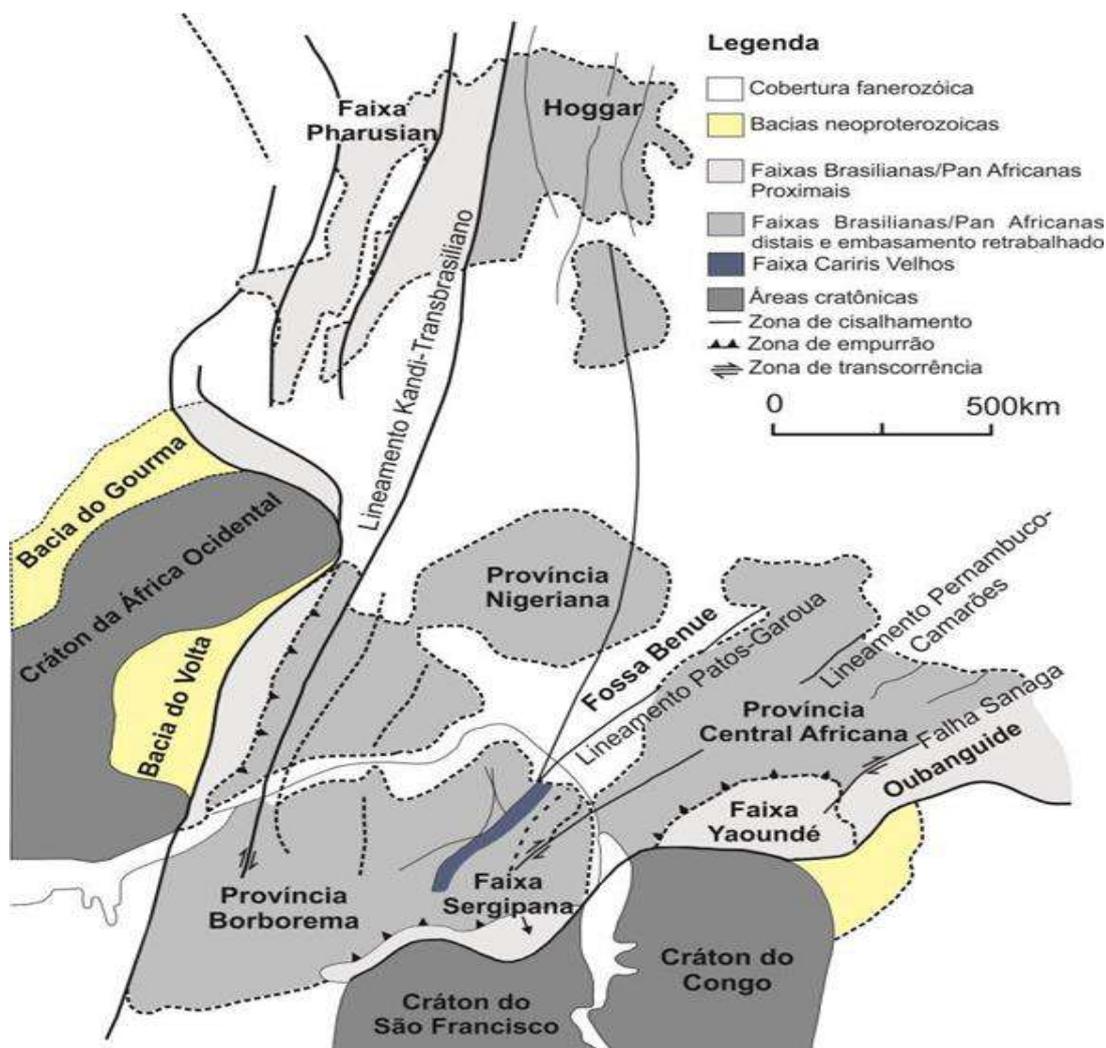


Figura 3.1. Correlação do Nordeste do Brasil com a África Ocidental – configuração geológica final do Gondwana Ocidental. Fonte: Lima, 2018.

A Faixa Sergipana, formada de rochas metamorfolizadas nas fáceis xisto verde a anfíbolito, é dividida em cinco domínios litotectônicos, de norte a sul: Domínio Canindé, Domínio Poço Redondo-Marancó, Domínio Macururé, Domínio Vaza-Barris e Domínio Estância (figura 3.2). O grau metamórfico aumenta gradualmente de sul para norte, sua origem é resultado da colisão oblíqua do Domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana (OLIVEIRA *et. al.* 2010; UHLEIN *et. al.* 2011).

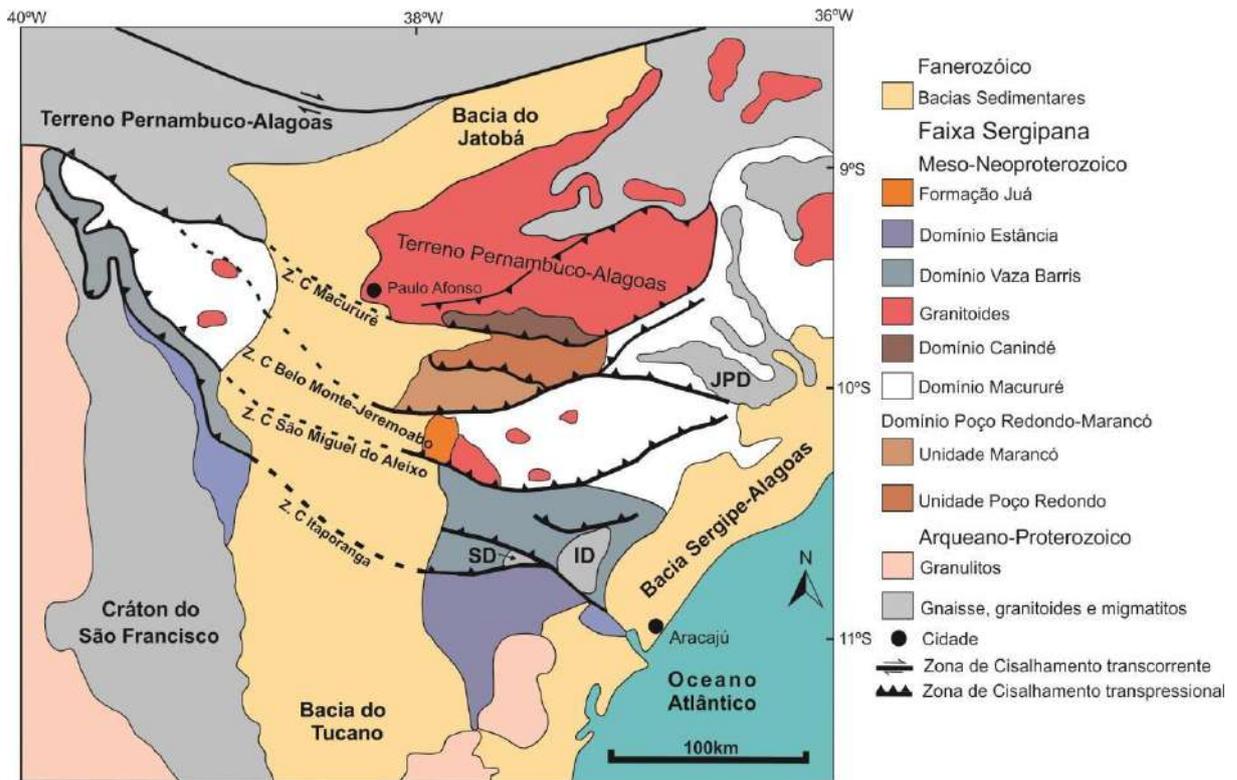


Figura 3.2. Faixa Sergipana: Domínios litotectônicos separados por zonas de cisalhamento. Principais *inliers* de embasamento: JPD-Domo Jirau do Ponciano; SD-Domo Simão Dias e ID- Domo Itabaiana. Fonte: Lima, 2018.

Na porção sudeste da Faixa Sergipana o embasamento é representado pela ocorrência de janelas estruturais, Domos Itabaiana e Simão Dias (aflorantes no Domínio Vaza-Barris) e a nordeste o Domo gnáissico Jirau do Ponciano (aflorante no Domínio Macururé). Os Complexos Gnáissicos-Migmatíticos dos Domos de Itabaiana e Simão Dias apresentam feições de deformações pré-brasilianas e registros dos eventos de deformações dúctil a dúctil-rúptil que afetaram a cobertura metassedimentar no Domínio Vaza-Barris. As áreas desses embasamentos atuaram como altos estruturais durante o Neoproterozóico e acabaram se configurando como domos no Evento Brasileiro (SANTOS *et. al.* 1998; HASUI, 2012; LIMA, 2018).

No Neoproterozoico, houve uma fragmentação da massa continental da Província Borborema, por meio de rifteamento, ampliação para margem passiva e abertura do Oceano Borborema. As aberturas ocorreram primeiro no noroeste, depois migraram para sudeste e ao longo da borda norte do Cráton São Francisco, onde está situada a Faixa Sergipana. Os processos de convergência também se deram de forma diacrônica. As três aberturas oceânicas, citadas acima, evoluíram para as três faixas orogênicas brasileiras (HASUI, 2012).

A partir de Oliveira *et.al* (2006, 2010, 2015) e Del-Rey (1992, 1999), Lima (2018) sintetizou a evolução estrutural da Faixa Sergipana ocorrida em quatro fases de deformação (D): D_n – Caracteriza-se por estruturas pretéritas do embasamento gnáissico-migmatítico, remanescentes de evento deformacional Pré-Brasiliano; D₁ - Caracteriza-se por tectônica contracional com *nappes* e empurrões, que transportaram as rochas metassedimentares dos domínios Macururé, Vaza-Barris e Estância sobre o Cráton São Francisco; D₂ - Criada por reativação da fase D1, associa-se com regime tectônico transpressivo e D₃ - Caráter dúctil-rúptil a rúptil, com planos de falhas conjugadas e fraturas de extensão.

O modelo evolutivo da Faixa Sergipana é resumido, a seguir, a partir de Santos *et. al.* (1998) Oliveira *et. al* (2010) e Hasui (2012) (figura 3.3). Primeiramente, formou-se um arco continental, por volta de 980-960Ma, na borda do bloco Pernambuco-Alagoas. A distensão seguiu provocando rifteamento na frente e atrás do arco e infiltração de granitoides. Após 900Ma houve a ampliação do rifteamento para margem passiva e abertura de pequeno oceano. Acumularam-se os Grupos Miaba e Vaza-Barris, da base para o topo. O fechamento oceânico começou, em torno de 630Ma, convergindo o bloco Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco, havendo também subducção da crosta oceânica que se formara. O conjunto que compõe a Faixa Sergipana foi deformado por tectônica tangencial e transcorrente. Com a exumação da porção norte foram gerados sedimentos superiores nos Domínios ao sul (Vaza-Barris e Estância).

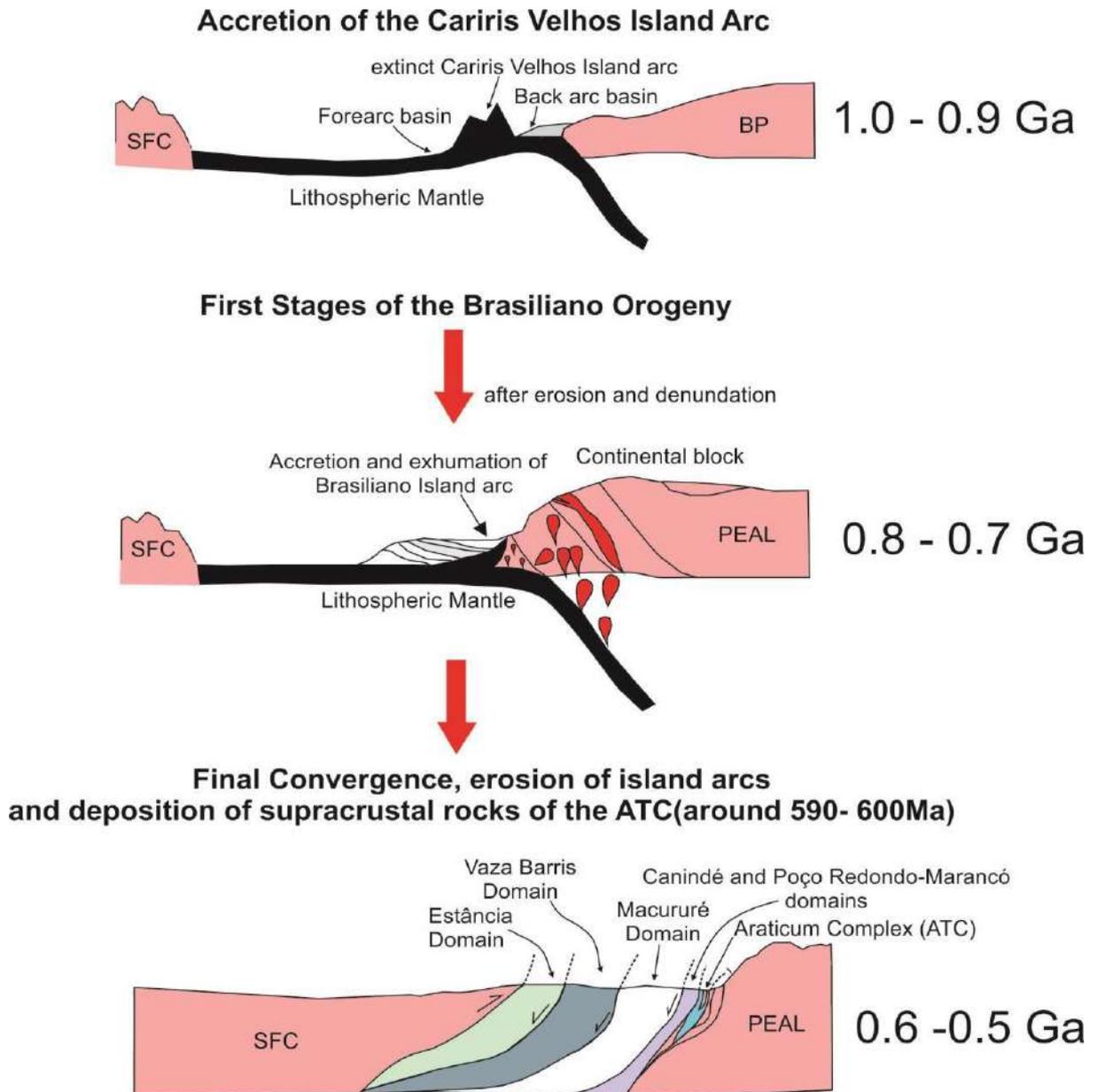


Figura 3.3. Evolução tectônica da Faixa Sergipana. Fonte: Lima, 2018.

O Domínio Vaza-Barris, inserido na Faixa Sergipana, está localizado na porção central do estado de Sergipe, prolongando-se a oeste além do limite estadual, e para leste até a Bacia Sedimentar de Sergipe. Limita-se ao sul com o Domínio Estância através da Falha do Rio Jacaré e seu prolongamento (Falha de Itaporanga), uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil contracional que sofreu várias reativações desde a sua formação. E a norte com o Domínio Macururé ao longo da Zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo, de movimentação contracional oblíqua sinistral. É composto, principalmente, de metassedimentos de baixo grau metamórfico em estruturas de dobramentos antiformais e sinformais (figura 3.4) (SANTOS *et. al.* 1998).

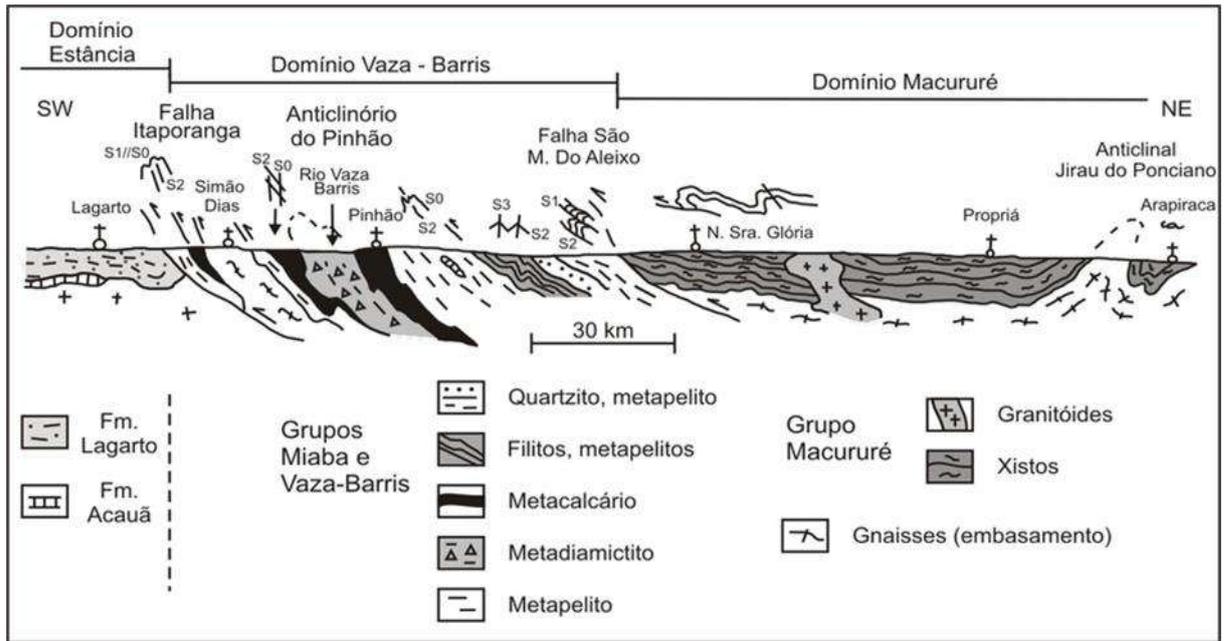


Figura 3.4. Seção estrutural da Faixa Sergipana e domínios litotectônicos. Fonte: Uhlein et. al. 2011.

As seqüências metassedimentares do Domínio Vaza-Barris podem ser divididas, da base para o topo, nos Grupos Miaba e Vaza-Barris (figura 3.5). O Grupo Miaba está subdividido nas Formações Itabaiana, Jacarecica e Jacoca. O Grupo Vaza-Barris nas Formações Capitão-Palestina, Olhos d'Água e Frei Paulo-Ribeirópolis. O embasamento gnáissico-migmatítico aflora nos Domos Itabaiana e Simão Dias (figura 3.6) (BRASIL, 1983; OLIVEIRA *et. al* 2010; UHLEIN *et. al*. 2011).

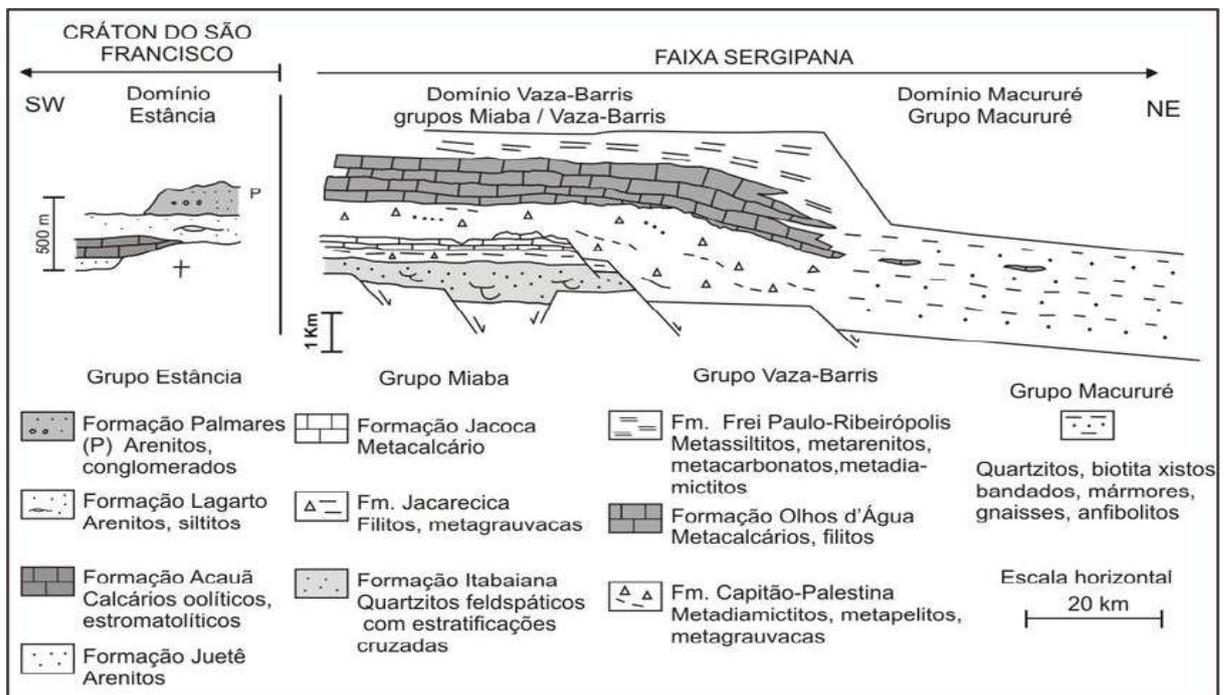


Figura 3.5. Estratigrafia da porção centro-sul da Faixa Sergipana. Fonte: Uhlein et. al. 2011

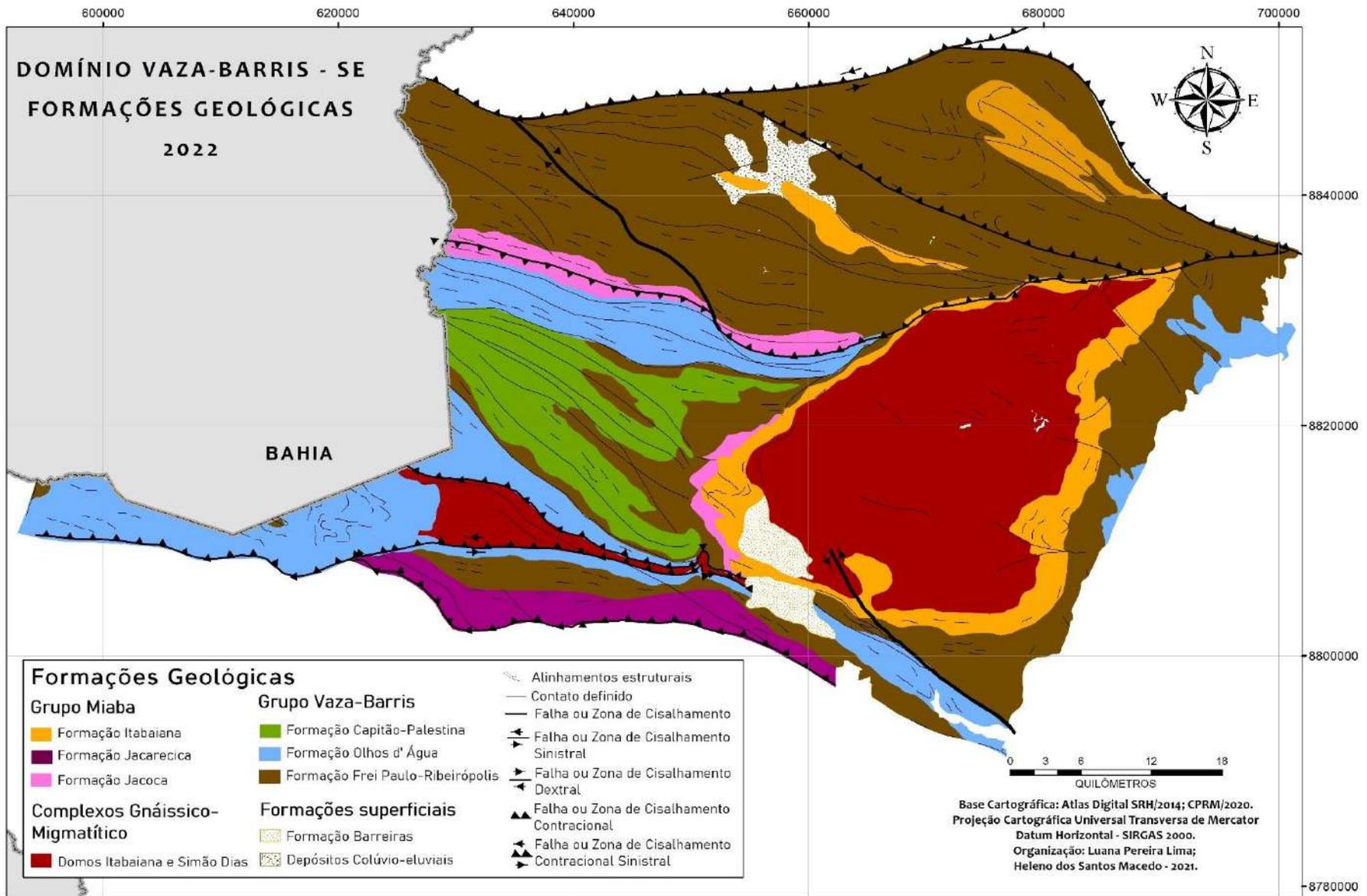


Figura 3.6. Formações geológicas do Domínio Vaza-Barris.

3.1.1. Unidades litoestratigráficas

As litofácies do Grupo Miaba indicam sistemas de deposição variados. A Formação Itabaiana representa sedimentação fluvial, do tipo entrelaçada, de alta energia. A Formação Jacarecica representa um sistema deposicional de *fan* delta, com possível contribuição glacial, indicando uma sedimentação gravitacional em ambiente subaquoso. Nos carbonatos da Formação Jacoca foram identificadas semelhanças com carbonatos de capa Sturtianos depositados em sistema marinho raso. Essas litofácies são base para a sobreposição do Grupo Vaza-Barris, que representa uma sequência deposicional relacionada a oscilações do nível do mar (figura 3.7) (UHLEIN *et. al.* 2011, 2011b).

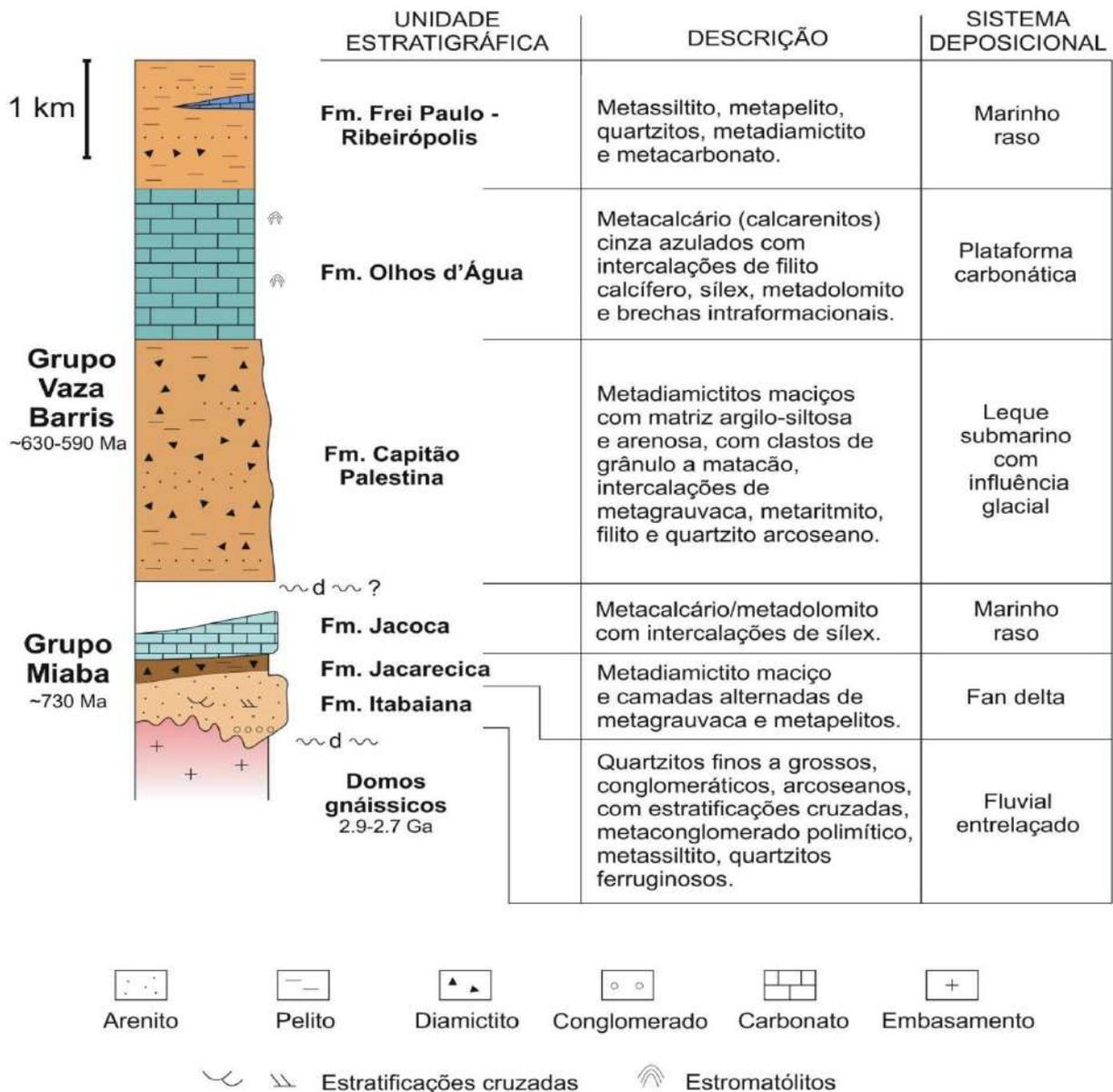


Figura 3.7. Coluna estratigráfica do Domínio Vaza-Barris, com litofácies e sistemas deposicionais. Fonte: Uhlein *et. al.* 2011b.

A sequência deposicional do Grupo Vaza-Barris foi descrita por Uhlein *et. al.* (2011). Segundo esses autores, uma sequência deposicional corresponde a um ciclo completo de oscilação do nível do mar, formada por um conjunto de tratos: mar baixo, transgressivo e mar alto. Os tratos são conjuntos de sistemas deposicionais interligados. O Grupo Vaza-Barris apresenta os três tratos de sistemas: Formação Capitão-Palestina (mar baixo), Formação Olhos d'Água (transgressivo) e Formação Frei Paulo-Ribeirópolis (mar alto).

- Trato de mar baixo – deposição siliciclástica progradante (metadiamicritos, metarenitos, metapelitos) a partir de fluxos gravitacionais de detritos/lamas, em leques submarinos formados pela incisão de vales fluviais em plataforma exposta (figura 3.8 A). Os clastos presentes nos metadiamicritos indicam erosão de unidades mais antigas: arenitos Itabaiana, pelitos Jacarecica, calcários Jacoca e rochas granito-gnáissicas do embasamento. O evento glacial Marinoara pode ter levado ao rebaixamento do nível do mar, favorecendo a sedimentação gravitacional em borda de bacia.
- Trato transgressivo – formação de rampa carbonática homoclinal retrogradante, tipo *onlap* costeiro, com sedimentos de calcários bioquímicos e de retrabalhamento (figura 3.8 B). Os metacalcários bioquímicos de águas rasas podem corresponder à rampa carbonática interna, dominada por marés. Os metacalcários de retrabalhamento são predominantes no Domínio Vaza-Barris e representam depósitos de rampa carbonática média, dominada por tempestades. Os calcários bioquímicos seriam a fonte dos sedimentos carbonáticos de retrabalhamento.
- Trato de mar alto – depósitos siliciclásticos progradantes em sistema deposicional de mar raso (figura 3.8 C). Nesta fase, o suprimento aumenta e ocorre a deposição agradacional, enquanto o nível do mar permanece estável, e progradacional, com o início da regressão. Associações das rochas metacarbonato, metadiamicrito, metassiltito, filito, quartzito e metapelitos indicam um sistema deposicional com nível do mar diminuindo progressivamente.

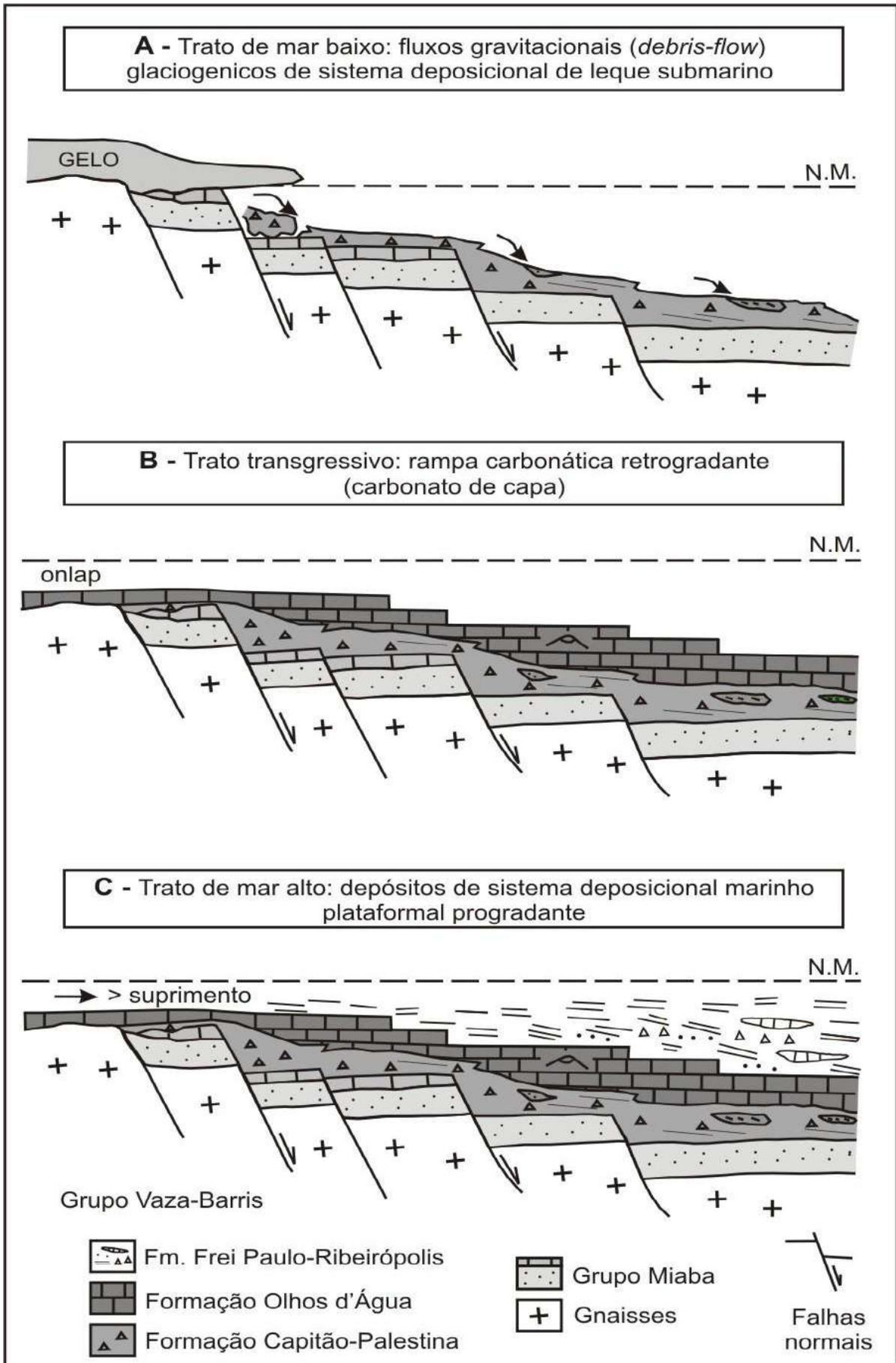


Figura 3.8. Sequência deposicional do Grupo Vaza-Barris. Fonte: Uhlein *et. al.* 2011.

O Grupo Miaba está localizado nas bordas dos domos de Itabaiana e Simão Dias e em faixas predominantes nas porções central e norte do Domínio Vaza-Barris. A Formação Itabaiana, base do grupo, possui variação de espessura entre 20 e 600m. É composta de quartzitos de granulometria média a grosseira, mostrando frequentes estratificações cruzadas, repousados discordantemente sobre os gnaisses e migmatitos do embasamento (figura 3.9). Seu contato superior é feito por falhas e discordâncias com a Formação Jacarecica, predominantemente. Constituída das maiores elevações topográficas da região, a exemplo da Serras de Itabaiana e Miaba (BRASIL, 1983; SANTOS et. al 1998; UHLEIN et. al. 2011).



Figura 3.9. Estratificação cruzada em quartzitos da formação Itabaiana – Fratura em *front* da Serra de Itabaiana. Crédito: Luana Pereira Lima, 2016.

O quartzito é uma das rochas mais resistentes aos processos erosivos, sobretudo ao ataque químico, pela natureza dos grãos, fissuramento e sua composição silicosa. Quando homogêneos, os resultados na paisagem quase sempre são representados por cristas elevadas e alongadas segundo a orientação tectônica. Quando heterogêneos, são mais friáveis e podem ocupar posição de vales ou regiões rebaixadas, com topografia ruiformes ou tabular. Onde afloram os quartzitos, as formas que adquirem, se cortadas por cursos d'água, podem originar gargantas (*water gap*) (figura 3.10) (PENTEADO, 1974; JATOBÁ e LINS, 2008).



Figura 3.10. Quartzitos da formação Itabaiana cortados pelo rio Vaza-Barris – Município de São Domingos, próximo a Pedra da Arara. Crédito: Luana Pereira Lima, 2018.

A Formação Jacarecica, que repousa sobre os quartzitos da Formação Itabaiana, possui espessura em torno de 150 e 200m. É limitada por falhas contracionais e seus contatos superiores são feitos por discordâncias erosivas com as Formações Jacoca e Capitão-Palestina. É formada por metargilitos, metagrauvascas e filitos (figuras 3.11). Ocorre demarcando as cristas de quartzito que sustentam as serras a leste do Domo de Itabaiana e em uma faixa estreita nas direções norte e sul, margeando a porção sul do Domínio Vaza-Barris, no contato marcado pela zona de cisalhamento que assinala a passagem para o Domínio Estância (BRASIL, 1983; SANTOS *et. al.* 1998; UHLEIN *et. al.* 2011).



Figuras 3.11. Filitos da formação Jacarecica – sopé da Serra de Itabaiana. Crédito: Luana Pereira Lima, 2018.

A Formação Jacoca sobrepõe-se a formação Jacarecica em contatos bruscos ou gradacionais, também repousa diretamente sobre os quartzitos da formação Itabaiana. Com cerca de 200 a 400m de espessura constituí-se predominantemente de rochas carbonáticas. Tem ocorrência na borda oeste do Domo de Itabaiana, além de uma faixa com orientação leste-oeste, próximo ao povoado Mocambo. O afloramento mais representativo localiza-se nas margens do rio Vaza-Barris, na Fazenda Capitão, onde pode ser observada as intercalações de dolomitos, calcários e filitos da Formação Jacoca, dobras recumbentes associada a tectônica tangencial e falhas extensionais, desenvolvidas durante a compressão (figura 3.12) (SANTOS *et. al* 1998; UHLEIN *et. al.* 2011).

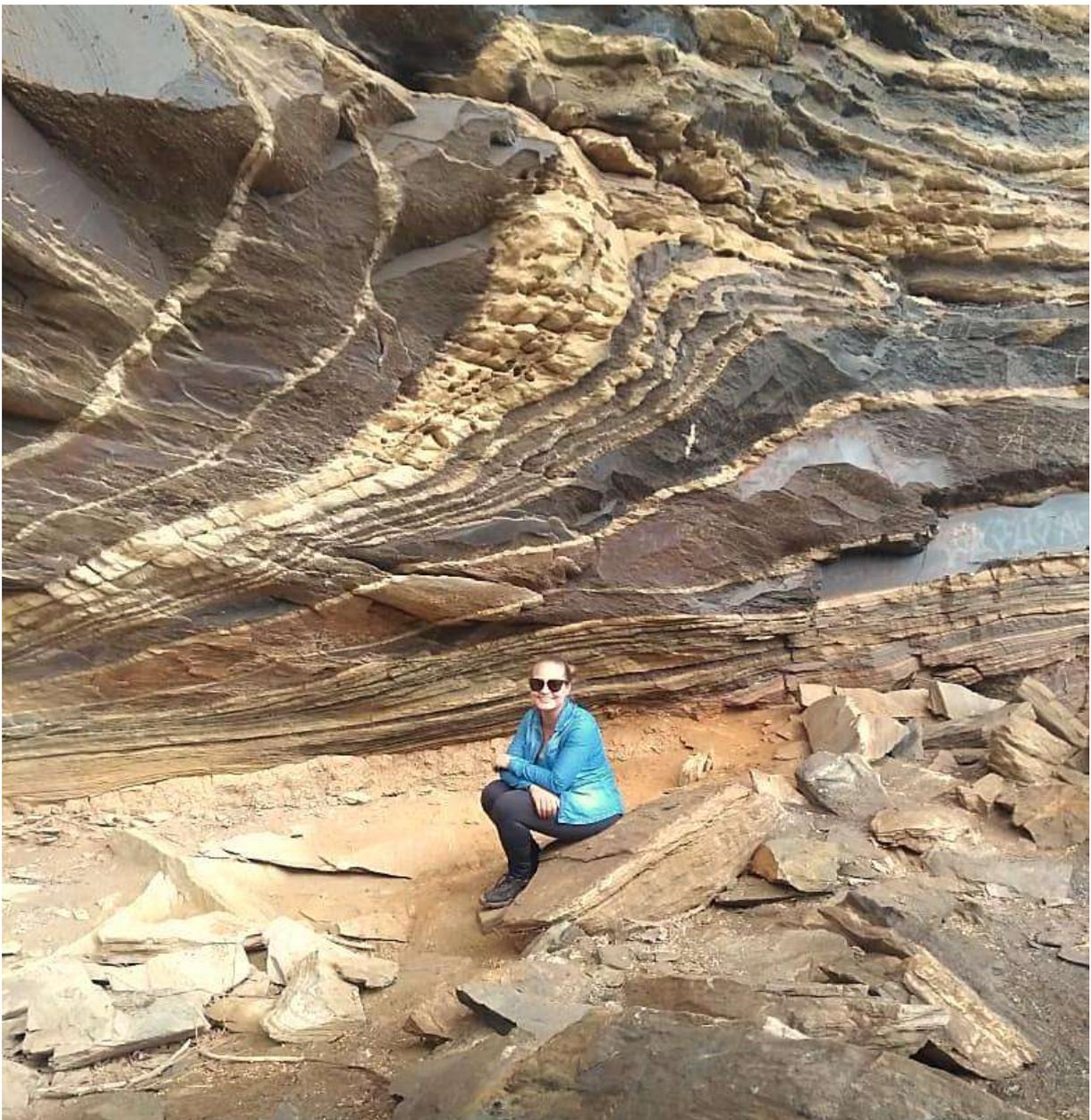


Figura 3.12. Afloramento com intercalações da Formação Jacoca – Fazenda Capitão, município São Domingos. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2018.

O Grupo Vaza-Barris é amplamente distribuído nas porções leste e oeste dos domos Itabaiana e Simão Dias, e nas partes central, sul e norte do domínio. Ocorre estratigraficamente acima do Grupo Miaba, em contato tectônico, com espessura de 2 a 4km. A formação Capitão-Palestina, base do grupo, ocorre ao sul de Pinhão, nordeste de Simão Dias e nos arredores do Rio Vaza-Barris. Seu contato com a Formação Olhos d'Água ocorre por falhamento. Constituí-se por metadiamiclitos, predominantemente, metapelitos e metarenitos, com espessura avaliada entre 1000 a 1500m (figuras 3.14). Está disposta, juntamente com a formação Olhos d'Água, em uma megadobra assimétrica, Anticlinório de Pinhão (figura 3.13) (BRASIL, 1983; SANTOS *et. al.* 1998; UHLEIN *et. al.* 2011).

A Formação Olhos d'Água está sobreposta à formação Capitão-Palestina e se distribui, predominantemente, nos flancos sul e norte do Anticlinório de Pinhão, sendo interrompida pelo Domo de Simão Dias. Ocorre, pontualmente, ao sul e a leste do Domo de Itabaiana com espessura máxima estimada em 1300 metros. Constitui-se de metacalcários de coloração cinza-azulada com intercalações de filitos e metasiltitos. Na porção norte do Anticlinório de Pinhão as camadas de filitos e metasiltitos predominam sobre os metacarbonatos, o inverso ocorre na porção sul onde a razão carbonato/clásticos é mais elevada (BRASIL, 1983; UHLEIN *et. al.* 2011).

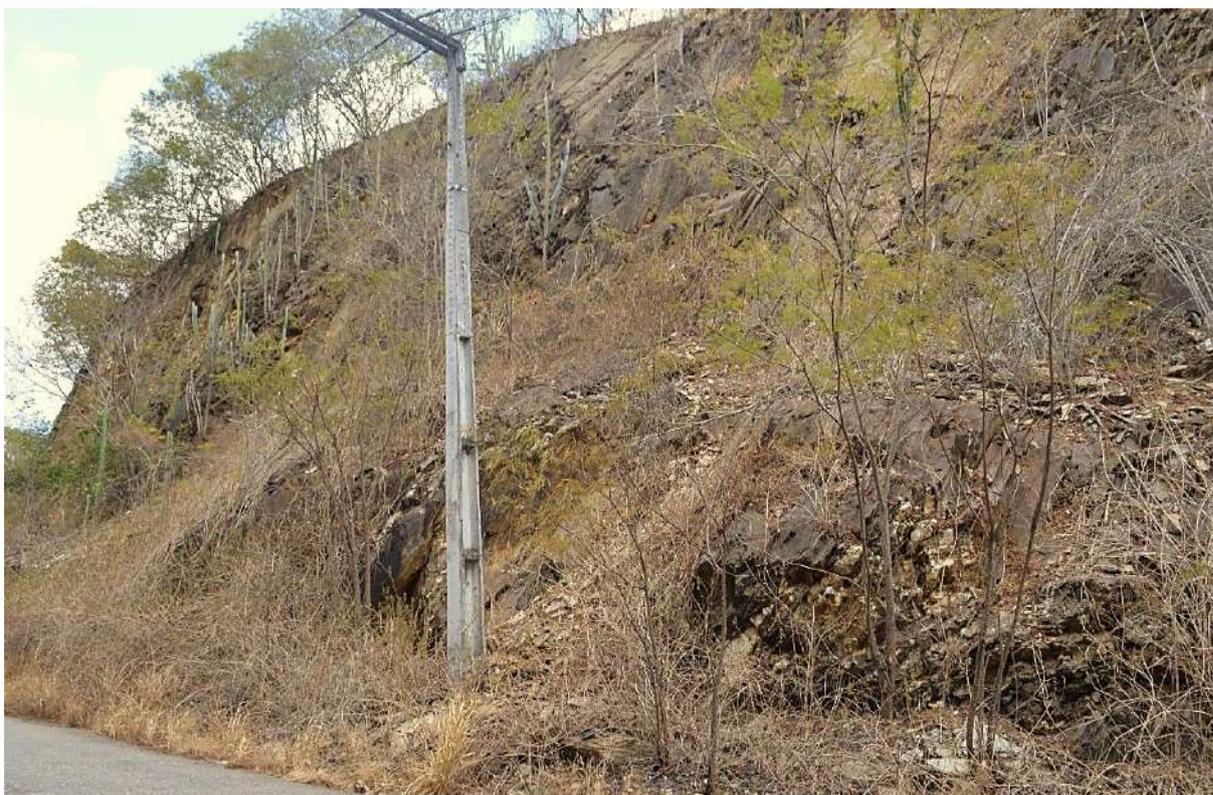


Figura 3.13. Afloramento do Anticlinório de Pinhão na Rodovia SE-179, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.



Figuras 3.14. Metapelitos da Formação Capitão-Palestina – Rodovia SE 179, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

As rochas desta formação possuem anisotropias planares que registram com frequência os dobramentos e redobramentos, de variados tipos, a que foi submetida a sequência deposicional, de deformação brasiliana e cavalgamentos característicos do Domínio Vaza-Barris (figuras 3.15) (SANTOS *et. al.* 1998).

A Formação Frei Paulo – Ribeirópolis é a unidade topo do Grupo Vaza-Barris, se sobrepondo a Formação Olhos d'Água por contato com falhas. Compõe-se de metasiltitos, filitos e metarenitos intercaladas de metadiamicititos. Os contrastes de competência e espessura das camadas, característicos dessa formação, possibilita o registro da tectônica compressional que afetou o Domínio Vaza-Barris, com grande diversidade de estilos de dobras. Distribuiu-se ao redor do Domo de Itabaiana, a sul do Domo de Simão Dias e em faixas extensas ao norte e centro do Domínio Vaza-Barris. Sua espessura máxima é estimada em 1km (figura 3.16) (BRASIL, 1983; SANTOS *et. al.* 1998; UHLEIN *et. al.* 2011).



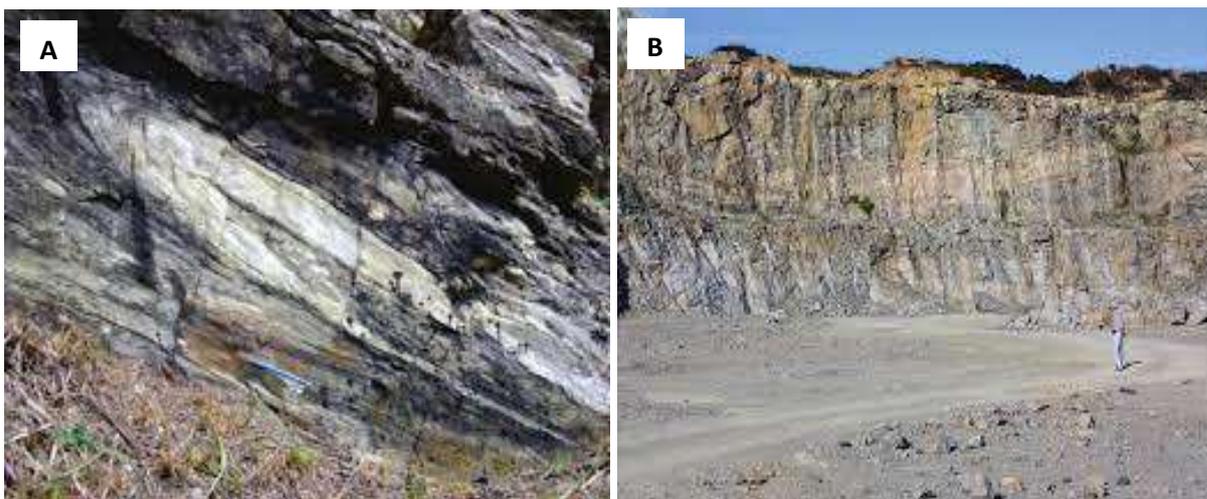
Figura 3.15. Dobras em metacalcários intercalados com metassiltitos da Fm. Olhos d'Água – Povoado Lages, município Poço Verde. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.



Figura 3.16. Filitos da Formação Frei Paulo-Ribeirópolis – Nª Sra. de Aparecida, Povoado Cruz das Graças. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

3.1.2. Embasamento gnáissico-migmatítico

O embasamento arqueano/paleoproterozóico aflora nos domos gnáissicos-migmatíticos de Itabaiana e Simão Dias. O Domo de Itabaiana está situado na porção central do estado de Sergipe, orlado por metassedimentos do Domínio Vaza-Barris. Aflora como um *stock*, tem a forma levemente alongada, com sua maior extensão medindo 45 Km e largura de 30 Km na parte sul. Seu centro é composto por rochas deformadas, gnaisses e migmatitos (figuras 3.17 A e B), circundadas pelos quartzitos da Formação Itabaiana, que está na base do Grupo Miaba (ARAÚJO e MENDONÇA, 2003; SANTIAGO *et. al.* 2017).



Figuras 3.17. A: Dobra reclinada – Rodovia Lagarto-Itabaiana; B: Dobra recumbente – Pedreira Rio das Pedras, município Itabaiana. Fonte: Santiago *et. al.* 2017.

Ao redor do Domo de Itabaiana ocorrem feições estruturais de falhamentos. A Falha de empurrão Mocambo coloca em contato direto a Formação Frei Paulo-Ribeirópolis com o núcleo do domo. Este cavalgamento expressivo, pois, nessa área, falta todo o pacote representado pelas formações Itabaiana, Jacarecica, Jacoca, Capitão-Palestina e Olhos d'Água. O intenso cisalhamento na porção sul do domo é provocado pela Falha extensional Vaza-Barris. Nesta região de intensa deformação podem ter ocorrido movimentos transcorrentes e movimentos verticais ao longo da falha. Do lado oeste do domo são encontrados dobramentos em anticlinais e sinclinais que atingem simultaneamente as rochas dos Grupos Miaba e Vaza-Barris, havendo, assim, uma concordância estrutural. Esta concordância pode ser identificada do lado leste do domo entre as Formações Itabaiana, Jacarecica, Jacoca e Capitão- Palestina, que foram afetadas pela mesma fase de deformação (BRASIL, 1983).

A evolução do Domo de Itabaiana foi, inicialmente, estudada em 1969 por Humphrey e Allard quando associaram a estrutura originária a um processo de interferência de dobras. Em 1994, D'el Rey Silva concluiu que ocorreu por um processo de elevação associado a diapirismo (dobras por *nappes*) produzidos por exumação durante a inversão e fechamento das megassequências sedimentares (SANTIAGO *et. al.* 2017).

O Domo de Simão Dias, localizado ao redor da cidade homônima, se assemelha ao Domo de Itabaiana, com proporções e dimensões menores. Foi reconhecido como uma janela tectônica do embasamento (HUMPHREY e ALLARD, 1969), com núcleo constituído pelos mesmos tipos de rochas que afloram no Domo de Itabaiana, gnaisses e migmatitos, intensamente catacladasas pelo cisalhamento da falha transcorrente do Vaza-Barris. A posição atual dos domos se deve a reativação de falhas limítrofes dessas frações do embasamento (BRASIL, 1983; ARAÚJO e MENDONÇA, 2003).

3.2. Controle litológico na formação do relevo

O processo evolutivo das formas de relevo está relacionado aos aspectos litológicos e estruturais, pois, quanto maior for a diversidade de rochas e estruturas, maior será a diversidade morfológica (PENTEADO, 1974). O comportamento das rochas a ação do intemperismo depende de suas propriedades físicas e químicas.

Nas regiões de escudos e de antigas faixas móveis o metamorfismo regional responde por grande parte das litologias encontradas. As características mineralógicas, texturais e estruturais reagem diferentemente aos processos exógenos influenciando os relevos nelas esculpidos. No ambiente metamórfico diferentes litologias são produzidas dependendo da natureza do material de origem e das condições físicas ambientais durante a transformação. A transformação de um pacote de rochas sedimentares em metamórficas, pode, por exemplo, originar quartzitos ao lado de mármore. Um quartzito se comportará de maneira díspar de um mármore frente aos processos intempéricos (PENHA, 2013).

Em áreas de metamorfismo regional progressivo, onde rochas com menor grau metamórfico (filito) encontram-se adjacentes a rochas de grau metamórfico mais elevado (gnaisses), variações de relevo são identificadas. Elevações residuais de quartzito são comuns em áreas metamórficas aplainadas (figura 3.18), evidenciando a condução dos processos endogenéticos na formação do relevo (PENHA, 2013).

O relevo do Domínio Vaza-barris, área de metamorfismo regional progressivo, resultou de fenômenos endogenéticos que originaram distintas litologias e estruturas. Entretanto, para análise do processo evolutivo das formas existentes, além das condições

geológicas, torna-se fundamental analisar as influências dos demais componentes fisiográficos.



Figuras 3.18. Serra residual de Itabaiana em relevo aplainado (indicado pelas setas) no Domo de Itabaiana. Crédito: Luana Pereira Lima, 2016.

3.3. Sistemas atmosféricos e dinâmica pluviométrica

O clima do Nordeste caracteriza-se pela acentuada variabilidade anual e sazonal da precipitação. Como variável mais importante nos trópicos, é fundamental sua compreensão relacionada a convecção local (movimentos ascendentes de ar úmido, resultantes da ocorrência de pressões atmosféricas mais baixas junto à superfície) e os mecanismos dinâmicos produtores de chuva na Região (MOLION e BERNARDO, 2002).

A variabilidade interanual da distribuição de chuvas no Nordeste decorre das mudanças na circulação atmosférica e interação oceano-atmosfera no Pacífico e Atlântico. Os mecanismos produtores de chuva no Nordeste são classificados conforme a escala de atuação. Dentre os de grande escala, responsáveis pela maior parte da precipitação em escala regional, destacam-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e os sistemas frontais. Perturbações

ondulatórias, complexos convectivos e brisa fazem parte da mesoescala, circulações orográficas e pequenas células convectivas se constituem de microescala (*ibidem*).

Por sua posição geográfica, alguns mecanismos dinâmicos tem relevância maior para entender a dinâmica da precipitação em Sergipe e, por conseguinte na área do Domínio Vazabarris.

A variabilidade das precipitações em Sergipe deve-se ao predomínio da circulação atmosférica do Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul (ASAS), principal gerador de estabilidade nas estações secas de primavera e verão. No ASAS são originadas massas de ar Tropical Atlântica, Equatorial Atlântica e os alísios de sudeste. Devido ao seu padrão de circulação e deslocamento, influencia todos os climas da porção central, nordeste, sudeste e sul do Brasil. Apresenta um deslocamento sazonal no sentido leste-oeste, decorrente do movimento subsidente do ar nas proximidades dos 30°S, faixa de altas pressões subtropicais (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

O ASAS desloca-se do centro de altas pressões, se posicionando mais próximo ao continente no verão, atraído pelas baixas pressões. E se afasta no inverno, quando o campo de pressões mais baixas se posiciona sobre o oceano, dando passagem à atuação de outros sistemas promotores de chuva, Frente Polar Atlântica (FPA) e Perturbações Ondulatórias de Leste (POA), que são decisivas na manutenção do regime pluviométrico caracterizado por chuvas mais abundantes no período outono-inverno (LIMA e PINTO, 2012).

A ZCIT, região de convergência dos ventos alísios de nordeste e dos ventos alísios de sudeste, é um dos principais sistemas responsáveis pela precipitação pluviométrica em baixas latitudes. Migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (14° N), para a sua posição mais ao sul (2° S) podendo atingir 5° S. Essas posições são relativas ao centro de atuação da sua banda principal. Uma banda secundária pode ocorrer e ocasionar precipitação em suas margens, e apenas em anos chuvosos essa banda pode atingir Sergipe (DINIZ *et. al.* 2014).

Lima e Pinto (2012) afirmam que a atuação da ZCIT em Sergipe ocorre, principalmente, entre março e abril, podendo em alguns anos ocorrer de fevereiro a maio. Quando não se apresenta sobre Sergipe, o Estado sofre uma redução de precipitação, principalmente na região de clima semiárido.

Os Vórtices Ciclônicos de Alto Nível (VCAN) influenciam no aumento ou diminuição de áreas de instabilidade sobre o Nordeste na estação seca, preferencialmente de novembro a março. Movem-se em direção ao oeste, adentrando o continente, com velocidade de 4 a 6° de longitude por dia, mas podem permanecer sem movimento aparente por vários dias até esvanecerem. O aparecimento desses vórtices está associado

a circulação geral da atmosfera e a atuação de outros mecanismos dinâmicos como a penetração das frentes frias, a Zona de Convergência do Atlântico Sul e a Alta da Bolívia (MOLION e BERNARDO, 2002; LIMA e PINTO, 2012).

VCAN é uma circulação ciclônica de baixa pressão com o ar subsidente central mais frio que sua periferia. O movimento vertical descendente no centro do vórtice inibe a formação de nuvens, e os movimentos ascendentes em suas regiões periféricas provocam chuvas sucedidas de nuvens convectivas. A região central do VCAN apresenta céu claro e sem chuva, enquanto sua periferia é submetida a grandes totais pluviométricos (figura 3.19) (MOLION e BERNARDO, 2002).

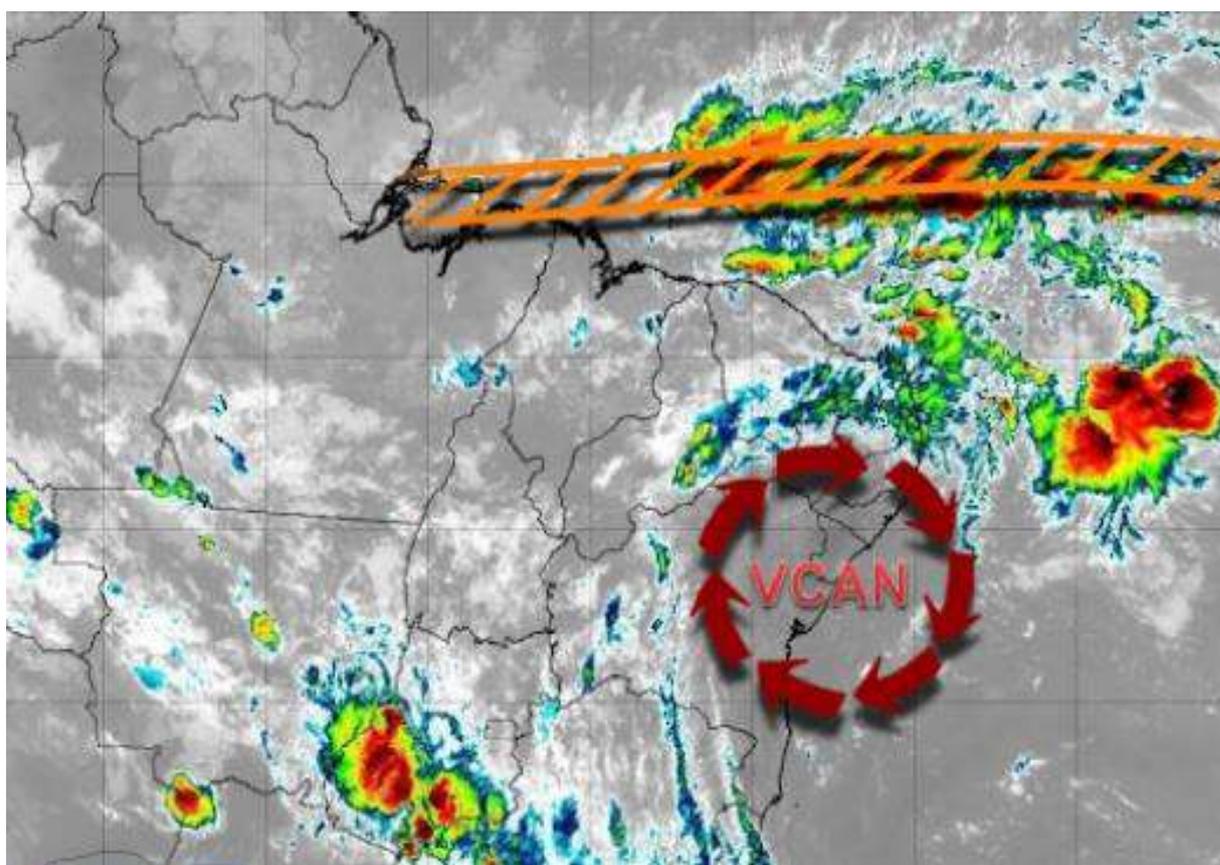


Figura 3.19. VCAN atuando sobre a região Nordeste.

Fonte: INPE/CPTEC - Imagem do satélite GOES 16 em 02/03/2019.

A ação do VCAN pode durar semanas e possui característica irregular tendo em vista que, dependendo de seu posicionamento, pode produzir tantas chuvas intensas, com fortes ventos, como estiagens em Sergipe ou em qualquer outra área que atue. Os VCAN variam de posição e não possuem uma localização preferencial para atuar. Comumente aparecem nos altos níveis da troposfera sem causar influência significativa na instabilidade. Seus efeitos são sentidos quando os vórtices se estendem entre 9 e 3 km acima do nível do mar. A frequência

desse sistema depende da variabilidade interanual da atmosfera e são mais constantes em anos de ocorrência do *El Niño* (LIMA e PINTO, 2012).

As massas de ar atuantes no estado de Sergipe são a Massa Equatorial do Atlântico Sul (MEAS); a Massa Polar Atlântica (MPA) e a Massa Tropical Atlântica (MTA) (figura 3.20).

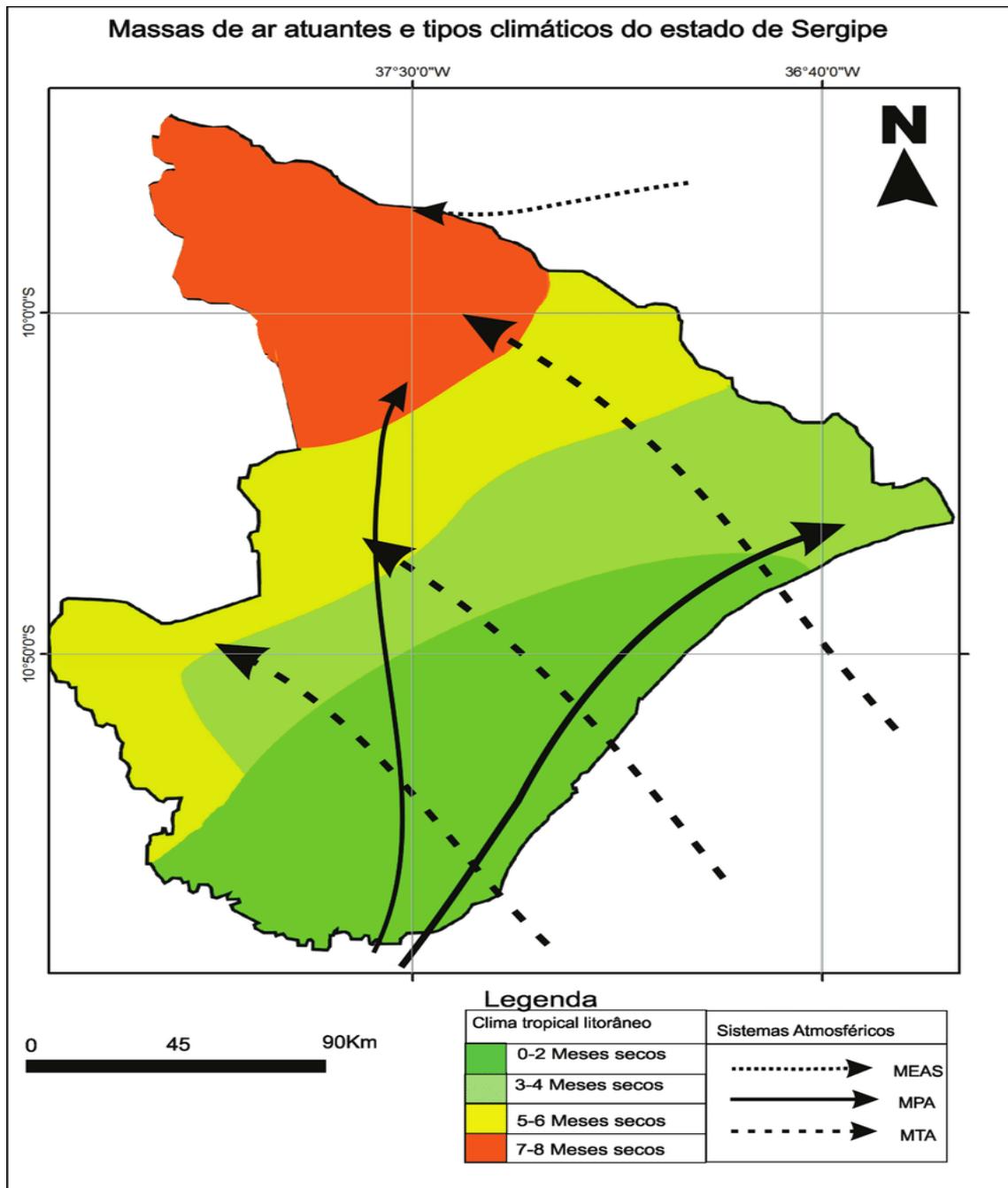


Figura 3.20. Massas de ar atuantes no estado de Sergipe
 Fonte: Diniz et. al. 2014

A MEAS, de ar quente e úmido, atua mais a noroeste do estado e é atraída para o continente em função da diferença de pressão entre as superfícies do continente e oceânica. A MTA, de temperatura e umidade elevadas, atua ao longo de todo o litoral sergipano em

direção ao interior do Estado. Origina-se no centro de altas pressões do Atlântico sendo atraída pelas relativas baixas pressões que se formam no continente, trazendo umidade e calor, podendo provocar considerável precipitação. A MPA é originada nas altas polares do extremo sul do continente americano e é atraída pelas baixas pressões tropicais e equatoriais, provocando nesse trajeto chuvas frontais (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

O sistema de circulação local responde pelo acréscimo ou decréscimo na precipitação da umidade carregada pelos sistemas de maior escala. Os períodos mais chuvosos no Nordeste (até 300 km do litoral) são influenciados pela maior atuação de brisa que transporta a nebulosidade para o continente, e à intensidade maior da convergência dos alísios com a brisa terrestre durante o outono e inverno quando a diferença de temperatura entre o continente e o oceano é maior (MOLION e BERNADO, 2002).

O gradiente de pressão, responsável pela formação dos ventos, e o relevo participam como direcionadores das massas de ar após elas adentrarem o continente. O gradiente de pressão médio entre o oceano e o continente é maior onde formas de relevos mais acentuadas estão mais próximas ao mar, fazendo com que o ar úmido ao adentrar o continente impulsionado pelos alísios, ascenda, esfrie e precipite (figura 3.21) (DINIZ e MELO E SOUZA, 2019).

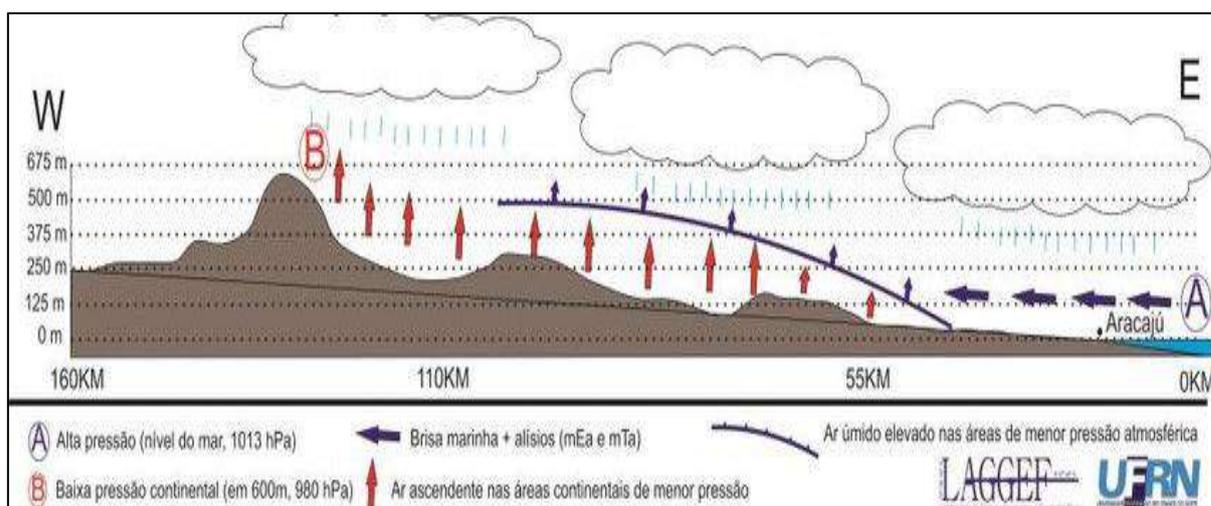


Figura 3.21. Perfil longitudinal da costa para o interior a partir de Aracaju, ilustrando a ascensão de nuvens úmidas por contraste barométrico.

Fonte: Diniz e Melo e Souza, 2019.

Ainda, segundo esses autores, existe uma relação entre a proximidade das isóbaras de 980 hPa e 991 hPa do litoral e o aumento da precipitação média em Sergipe. Essa relação se manifesta também no oposto, quanto mais essas isóbaras se afastam do litoral, a taxa de

precipitação diminui (figuras 3.22). A distribuição dessas isóbaras foi estimada considerando que a pressão atmosférica diminui cerca de 11hPa a cada 100m de altitude.

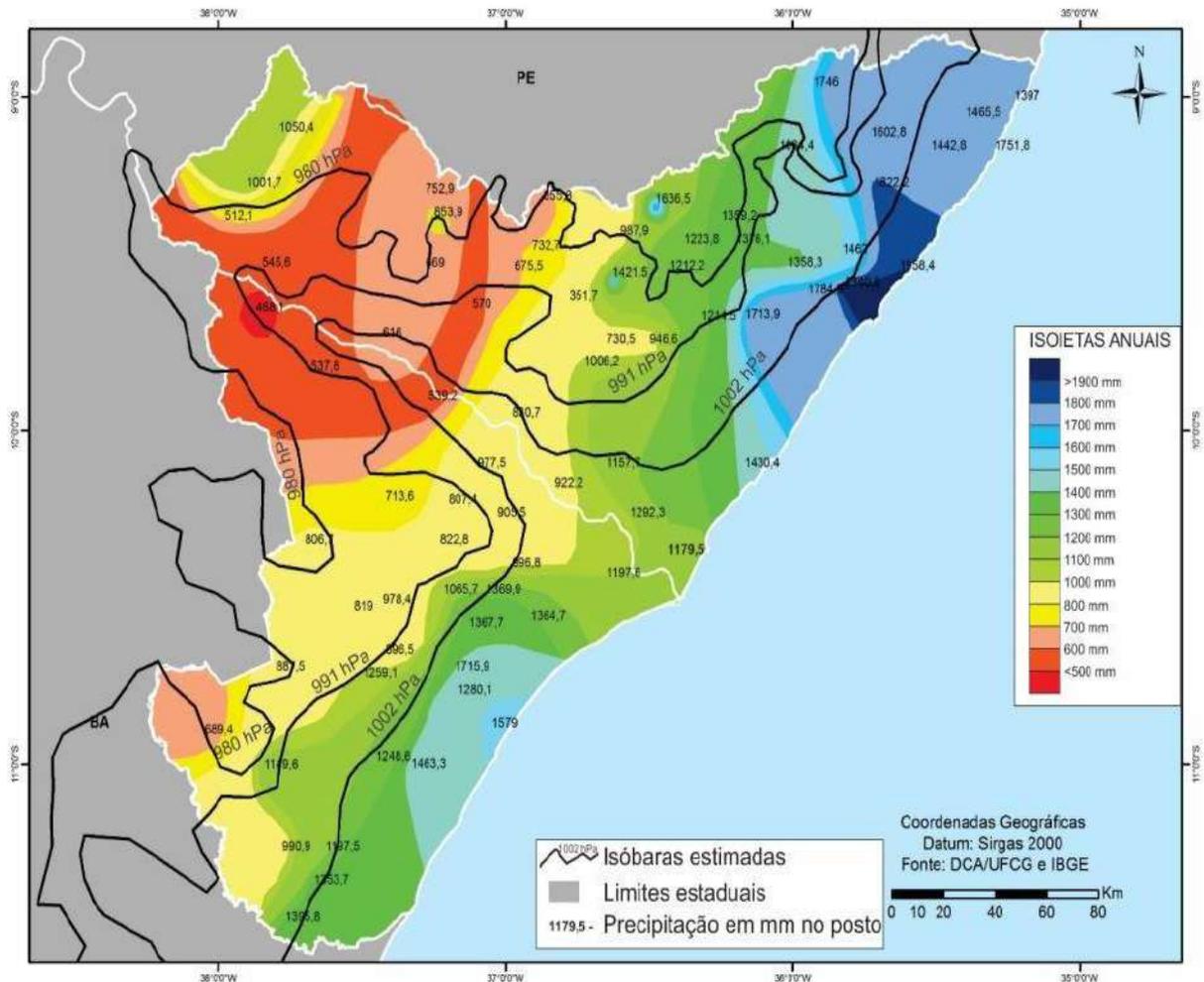


Figura 3.22. Isoietas e isóbaras estimadas nos estados de Sergipe e Alagoas. Fonte: Diniz e Melo e Souza, 2019.

O estado de Sergipe está inserido no macrotipo climático Tropical Litorâneo do Nordeste oriental com expressiva variação na quantidade de meses secos durante o ano, entre 0 e 8 meses. Essa variação configura os tipos climáticos de Sergipe entre clima úmido litorâneo, clima subúmido de transição para o semiárido e clima semiárido. Apresenta regime pluviométrico definido por um período seco de primavera-verão e chuvoso de outono-inverno (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; DINIZ *et. al.* 2014).

Por estar localizado no contato com o litoral e adentrar o interior do Estado em sua porção central, o Domínio Vaza-Barris posiciona-se nos três tipos climáticos do Estado. Predomina o clima subúmido de transição para o semiárido com 3 a 6 meses secos, em menores abrangências o clima semiárido com 7 a 8 meses secos nas porções sudoeste e norte, e o clima úmido litorâneo com 0 a 2 meses secos na borda leste (figura 3.23).

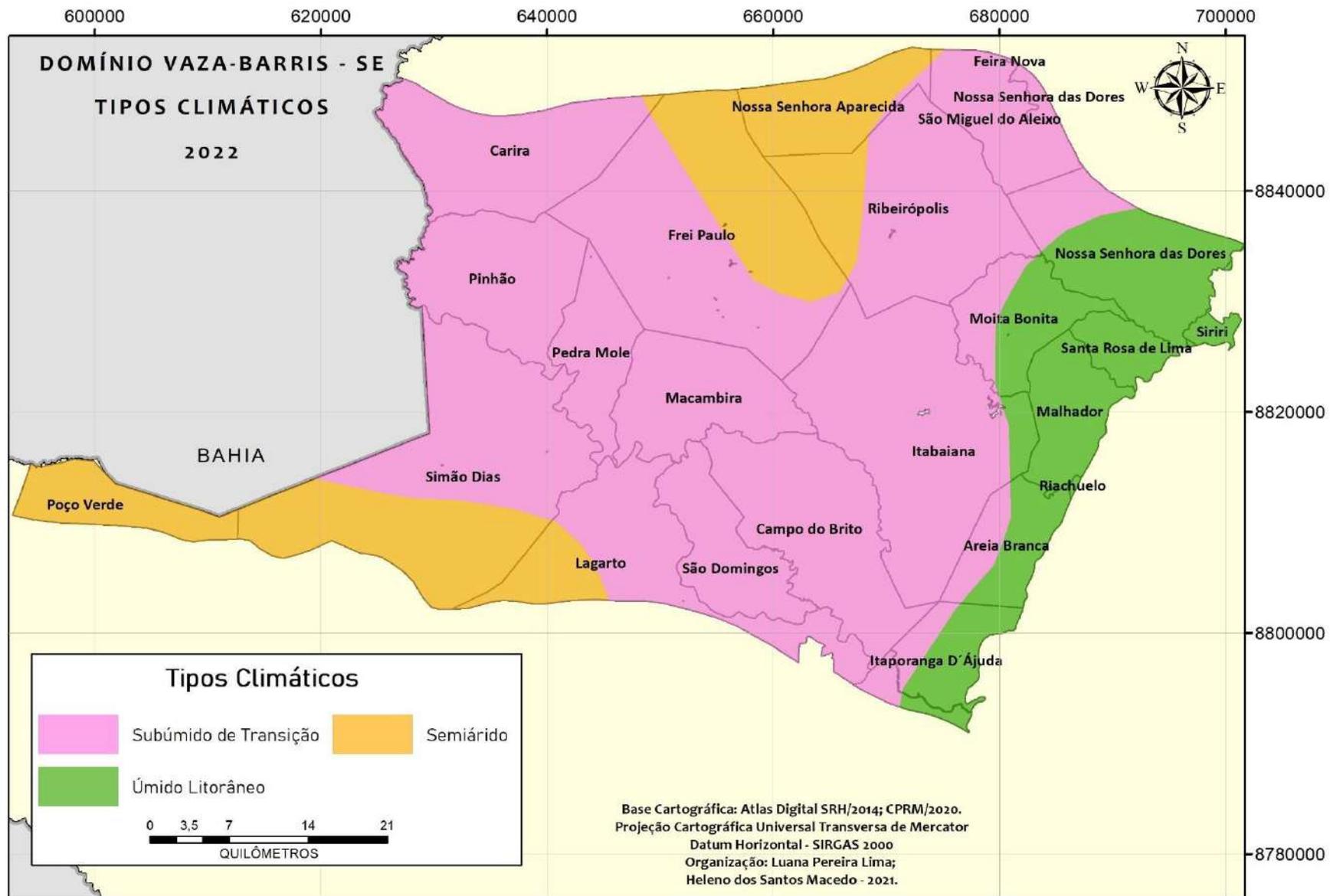


Figura 3.23. Tipos climáticos predominantes no Domínio Vaza-Barris/ SE.

A faixa mais próxima ao litoral, de clima úmido litorâneo, com 0 a 2 meses secos tem uma atuação direta da MTA durante todo o ano. Os ventos alísios de sudeste empurrando a MTA para o continente influencia na boa distribuição anual de chuvas. As frentes frias decorrentes da atuação das MTA e MPA provocam a queda de temperatura e chuvas frontais principalmente no outono/inverno elevando a precipitação nesse período do ano. A maior precipitação no outono/inverno tem a contribuição das Perturbações Ondulatórias dos ventos Alísios — POA que causam chuvas nas áreas mais próximas ao litoral, principalmente entre os meses de maio a agosto (MOLION e BERNARDO, 2002).

Molion e Bernado explicam a atuação das POA

As POA se propagam para oeste com velocidades de 6° a 8° de longitude por dia, cruzam o equador, mas não têm condições de se desenvolverem sobre o oceano devido à forte inversão psicotérmica sempre presente sobre os campos dos Alísios. Porém, geralmente se intensificam quando chegam à costa, devido ao aumento da convergência de umidade e ao contraste térmico entre continente e oceano. Se em fase com a brisa marinha, essas perturbações chegam a penetrar até 300 km para o interior do continente. Se confluírem com a brisa terrestre, o que ocorre com frequência próximo à costa do ENE à noite, podem intensificar-se e causar tempestades com totais pluviométricos superiores a 50 mm por dia e rajadas de ventos superiores a 50 km/h (MOLION e BERNARDO, 2002, p. 4)

O município de Itaporanga d’Ajuda insere-se nesse contexto. A maior parte de sua extensão está na região de clima úmido litorâneo, com temperatura média anual de 25,2 °C (CPRM, 2002). No período entre 1999 e 2020, apresentou registro anual mínimo de 683,56 mm em 2018 e máximo de 1765,23 mm em 2000. A precipitação dos meses mais chuvosos, na série temporal, superou os 300 mm, a exemplo dos meses de maio com 364,78 mm em 1999, abril com 319,17 mm e junho com 334,43 em 2010, chegando a 434,8 mm em maio de 2009. Nos meses menos chuvosos, a precipitação ficou aquém dos 5 mm, a exemplo de novembro com 1,44 mm em 2008, outubro com 3,47 mm e dezembro com 0,07 mm em 2004 (tabela 3.1).

Adentrando para o interior, há uma maior duração de meses secos. No entanto, o regime de chuvas é semelhante, máximas no outono/inverno e mínimas na primavera/verão, pois estão submetidos aos mesmos sistemas de chuvas e a diferença nos totais pluviométricos explica-se pela continentalidade que limita a atuação da MTA e MPA. As massas de ar não avançam a grandes distâncias do litoral e quando o fazem, o tempo de atuação diminui, influenciando no número de meses úmidos (DINIZ et. al. 2014).

Tabela 3.1. Itaporanga d'Ajuda – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
1999	12,37	46,34	21,61	77,04	364,78	302,6	190,21	281,93	81,22	193,98	106,36	49,59	1728,03
2000	87,16	205,91	96,6	274,53	113,59	236,65	114,79	172,32	281,26	9,93	106,43	66,06	1765,23
2001	29,12	25,24	85,96	95,93	79,96	197,77	186,27	146,27	115,37	128,53	55,68	59,02	1205,12
2002	224,43	76,38	72,82	57,65	215,28	270,28	116,56	97,7	79,29	8,45	35,93	22,85	1277,62
2003	21,26	111,44	84,41	63,22	276,4	169,19	172,57	136,98	81,24	99,54	140,11	10,63	1366,99
2004	230,47	49,17	29,98	96,86	166,45	114,17	172,59	139,18	74,62	3,47	7,76	0,07	1084,79
2005	63,61	69,19	79,44	191,33	198,09	130,37	220,36	133,45	27,23	9,83	3,38	46,88	1173,16
2006	31,47	28,8	57,35	204,58	267,46	318,39	232,25	72,13	108,8	171,91	43,68	3,71	1540,53
2007	34,09	119,21	104,53	137,96	162,17	103,33	126,77	118,53	51,04	18,56	14,61	31,26	1022,06
2008	21,26	78,9	204,14	112,94	278,82	121,68	146,79	89,59	44,96	31,39	1,44	17,11	1149,02
2009	16,54	111,16	25,08	110,6	434,8	129,63	88,8	133,22	52,93	44,15	6,21	10,06	1163,18
2010	28,45	71,84	70,79	319,17	172,12	334,43	187,02	107,5	94,11	46,53	1,66	19,04	1452,66
2011	93,62	85,48	89,78	284,79	226,55	125,21	168,93	106,16	49,27	105,44	72,86	5,83	1413,92
2012	35,92	82,37	28,23	21,85	142,86	117,47	112,57	101,87	71,02	54,81	7,06	6,07	782,1
2013	30,64	31,2	12,13	143,99	162,98	121,7	187,59	117,01	47,03	143,64	81,63	75,77	1155,31
2014	9,87	55,03	96,93	128,87	127,88	115,93	150,34	64,33	41,61	76,71	46,28	13,68	927,46
2015	32,12	44,73	36,11	70,28	257,9	119,31	136,11	66,96	18,45	22	4,18	23,92	832,07
2016	117,13	47	31,38	65,47	143,06	149,6	40,26	62	52,67	21,54	11,97	21,35	763,43
2017	5,79	25,66	84,92	137,03	319,11	204,53	155,29	91,19	224,24	57,15	23,04	46,46	1374,41
2018	9,62	50,65	65,28	104,66	117,09	138,23	85,3	26,07	9,03	22,81	31,91	22,91	683,56
2019	16,84	17,02	128,26	62,52	94,85	244,41	269,1	51,35	50,38	42,55	24,95	10,52	1012,75
2020	37,92	44,66	132,32	153,1	95,48	101,49	73,28	60,79	35,56	10,48	20,22	13,16	778,46
Média	54,08	67,15	74,46	132,47	200,80	175,74	151,53	108,02	76,88	60,15	38,52	26,18	1165,99

Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020.

Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

Na a faixa subúmida adjacente a faixa litorânea, os totais pluviométricos são maiores que na zona subúmida mais distante do litoral e de transição para o semiárido. No primeiro contexto, está o município de Itabaiana; no segundo, o município de Pinhão.

O município de Itabaiana apresenta temperatura média anual de 24,7 °C (CPRM, 2002). No período entre 1999 e 2020, apresentou registro anual mínimo de 546,73 mm em 2012 e máximo de 1562,99 mm em 1999. A precipitação dos meses mais chuvosos, na série temporal, superou os 300 mm, a exemplo dos meses de maio com 389,49 mm em 1999, junho com 328,54 mm em 2006 e julho com 354,09 em 2019, chegando a 429,92 mm em maio de 2009. Nos meses menos chuvosos, a precipitação ficou aquém dos 5 mm, a exemplo de novembro com 1,03 mm em 2009 e dezembro com 0 mm em 2004 (tabela 3.2).

O município de Pinhão apresenta temperatura média anual de 24 °C (CPRM, 2002). No período entre 1999 e 2020, apresentou registro anual mínimo de 179,14 mm em 2020 e máximo de 1285,13 mm em 2010. A precipitação dos meses mais chuvosos, na série temporal, superou os 250 mm, a exemplo dos meses de junho com 293,88 mm em 2006 e julho com 265,28 mm em 2010, chegando a 384,13 mm em maio de 2009. Nos meses menos chuvosos, a precipitação ficou aquém dos 3 mm, a exemplo de outubro com 1,56 mm em 2004, novembro com 1,51 mm em 2008 e dezembro com 0 mm em 2004 (tabela 3.3).

Tabela 3.2. Itabaiana – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
1999	14,71	32,67	8,66	72,88	389,49	251,02	164,12	178	74,29	188,43	155,01	33,71	1562,99
2000	52,89	208,21	51,31	268,6	110,43	256,14	107,16	123,52	149,38	10,22	64,98	75,48	1478,32
2001	58,57	24,04	81,32	77,16	53,93	225,58	181,67	162,1	94,65	150,61	51,64	75,23	1236,5
2002	257,62	113,17	71,43	78,33	248,94	237,96	107,9	86,98	45,04	8,33	24,42	31,12	1311,24
2003	28,5	58,68	75,45	52,7	241,5	141,49	168,56	124,61	57,3	118,46	110,59	15,67	1193,51
2004	248,13	98,75	45,64	86,4	158,05	142,26	199,66	120,21	80,97	5,42	13,68	0	1199,17
2005	67,9	51,33	91,32	196,77	225,68	159,53	248,38	167,25	26,07	15,13	9,28	51,12	1309,76
2006	35,59	23,71	58,54	180,58	261,55	328,54	249,83	80,39	93,65	128,21	40,58	1,66	1482,83
2007	22,09	115,07	114,85	133,21	164,81	95,48	124,77	146,26	57,34	19,46	12,11	24,83	1030,28
2008	18,36	80,9	226,13	131,3	342,52	114,48	148,98	98,43	47,63	31,79	2,44	15,85	1258,81
2009	16,49	62,68	24,88	126,57	429,92	152,62	104,25	156,36	59,36	46,37	1,03	7,16	1187,69
2010	37,54	44,78	69,83	173,86	117,87	225,32	138,67	90,08	70,53	27,94	2,65	96,84	1095,91
2011	31,67	38,56	25,9	168,14	146,49	124,12	170,7	74,59	40,38	46,37	60,14	1,43	928,49
2012	24,93	65,8	19,29	11,9	88,78	67,75	105,64	52,74	62,54	40,75	4,39	2,22	546,73
2013	58,55	49,58	3,58	90,74	129,3	104,42	147,12	53,13	40,96	135,59	69,7	68,21	950,88
2014	5,7	37,15	73,43	93,59	113,1	95,7	113,02	44,19	32,46	79,48	45,23	8,1	741,15
2015	56,34	29,25	19,75	30,01	153,72	78,75	100,52	36,2	18,77	20,31	3,87	22,81	570,3
2016	121,4	42,61	31,04	54,9	135,12	132,81	42,04	56,76	55,35	22,85	12,52	17,4	724,8
2017	7,51	25,79	79,12	125,94	307,91	214,9	157,42	87,11	212,33	51,11	14,86	37,06	1321,06
2018	9,34	58,89	43,51	77,09	77,48	129,64	84,29	22,77	13,09	9,02	29,25	36,86	591,23
2019	13,19	31,44	135,16	50,66	51,32	207,72	354,09	64,84	49,12	17,11	11,76	4,65	991,06
2020	20,67	28,43	107,09	151,2	150,37	161,26	111,57	82,38	39,97	10,84	20,34	15,42	899,54
Média	54,90	60,07	66,24	110,57	186,29	165,80	151,38	95,86	64,60	53,81	34,57	29,22	1073,28

Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020.Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

Tabela 3.3. Pinhão – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
1999	18,48	34,17	10,52	63,97	284,47	181,92	121,84	168,82	56,76	108,15	124,12	33,92	1207,14
2000	45,15	158,89	36,75	161,01	94,08	225,97	111,89	127,27	110,41	8,45	67,49	109,88	1257,24
2001	38,27	13,69	50,43	49,63	46,74	201,49	152,41	154,98	92,74	58,02	27,16	60,25	945,81
2002	232,43	64,93	60,06	69,63	172,43	198,18	77,8	67,7	33,65	4,29	7,27	32,45	1020,82
2003	17,94	37,77	59,32	56,34	166,42	95,93	135,64	76,6	48,65	75,78	79,02	15,11	864,52
2004	290,59	144,1	19,87	39,88	127,05	87,79	155,4	89,77	51,12	1,56	20,49	0	1027,62
2005	28,46	101,94	86,49	138	153,17	147,41	202,08	136,2	13,02	4,43	5,47	35,01	1051,68
2006	18,33	24,55	46,75	172,81	169,76	293,88	222,73	101,18	71,15	91,13	45,41	0,19	1257,87
2007	5,37	109,68	109,51	106,66	154,77	65,28	107,31	148,08	80,5	17,89	11,36	27	943,41
2008	13,55	52,69	136,34	69,11	200,48	75,54	112,3	80,79	71,81	16,73	1,51	20,58	851,43
2009	17,64	54,55	14,07	95,28	384,13	147,22	101,16	163,84	43,53	44,19	2,26	4,98	1072,85
2010	42,91	49,34	71,38	135,83	111,56	348,42	265,28	74,37	67,63	62,68	3,85	51,88	1285,13
2011	55,37	27,7	84,48	162,21	137,45	74,97	114,67	62,26	26,77	90,38	58,9	0,91	896,07
2012	4,97	12,41	4,43	5,31	21,93	140,18	90,82	100,38	68,8	35,28	6,18	6,6	497,29
2013	38,93	8,93	8,9	86,03	126,53	69,39	179,29	75,98	47,88	114,74	22,74	85,02	864,36
2014	4,4	20,04	41,22	90,72	68,63	86,15	135,91	49,43	24,05	56,81	50,77	16,67	644,8
2015	13,96	17,43	23,79	25,68	86,02	46,9	37,1	16,47	20,09	21,74	3,68	19,83	332,69
2016	146,3	42,53	21,96	40,5	123,19	98,38	41,28	41,07	25,2	19,3	6,23	7,87	613,81
2017	4,52	12,25	43,29	81,22	172,9	125,14	110,11	54,97	174,9	41,89	6,58	37,58	865,35
2018	13,67	48,3	56,69	62,65	61,98	89,44	52,11	20	7,96	7,8	24,83	72,71	518,14
2019	9,55	10	162,43	26,14	38,27	174,08	251	36,31	20,47	10,88	8,31	4,17	751,61
2020	23,71	25,06	25,96	21,62	21,45	21,01	15,68	9,77	4,83	3,47	4,67	1,91	179,14
Média	49,30	48,68	53,39	80,01	132,88	136,12	126,99	84,37	52,81	40,71	26,74	29,30	861,31

Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020.

Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

No domínio Vaza-Barris, o clima semiárido é marcado pela acentuada continentalidade que limita ainda mais a atuação das massas de ar, que deixam grande parte da umidade nas áreas mais próximas à faixa litorânea, influenciando diretamente no decréscimo da temperatura no inverno. O regime pluviométrico é mantido, com máximas no outono/inverno e mínimas na primavera/verão. O município de Poço Verde representa esse contexto. É o único, da área circunscrita ao Domínio, totalmente inserido no clima semiárido.

Poço Verde apresenta temperatura média anual de 23,7 °C (CPRM, 2002). No período entre 1999 e 2020, apresentou registro anual mínimo de 453,18 mm em 2018 e máximo de 1014,91 mm em 2010. A precipitação dos meses mais chuvosos, na série temporal, superou os 200 mm, a exemplo dos meses de maio com 205,9 mm em 1999, junho com 204,24 mm e julho com 217,34 mm em 2010, chegando a 346,71 em maio de 2009. Nos meses menos chuvosos, a precipitação ficou aquém de 1 mm, a exemplo de outubro com 0,27 mm em 2004, novembro com 0,56 mm em 2009 e dezembro com 0,67 mm também em 2004 (tabela 3.4).

Tabela 3.4. Poço Verde – Precipitação pluviométrica (mm) – 1999-2020.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
1999	17,21	37,2	11,22	63,85	205,9	124,68	87,78	144,05	41,83	69,29	114,08	39,15	956,24
2000	59,28	97,51	29,52	124,65	59,63	149,47	68,95	85,54	89,01	7,4	90,6	94,7	956,26
2001	27,3	5,9	37,53	34,16	31,73	134,41	97,39	92,24	80,75	31,68	12,36	31,89	617,34
2002	197,15	48,33	56,22	35,85	98,88	124,51	66,92	52,62	33,73	2,38	8,32	65,92	790,83
2003	32,46	54,02	64,78	39,68	132,76	67,67	95,4	42,18	35,63	48,81	99,7	9,07	722,16
2004	290,21	143,86	13,65	31,27	117,75	65,61	83,6	48,92	27,55	0,27	37,57	0,67	860,93
2005	12,76	95,69	92,04	105,53	101,64	111,31	143,76	88,34	4,42	0,51	18,16	42,2	816,36
2006	8,55	29,47	68,6	145,4	87,59	200,92	126,08	65,35	65,56	57,34	43,48	7,52	905,86
2007	8,41	106,13	103,07	96,93	126,19	71,63	96,34	86,95	41,39	9,83	9,63	32,29	788,79
2008	9,91	40,17	128,23	69	121,99	63,57	56,17	57,71	39,3	16,57	0,62	47,43	650,67
2009	30,55	61,75	4,7	63,31	346,71	70,99	50,8	92,52	19,26	55,35	0,56	14,51	811,01
2010	26,39	41,97	84,91	142,18	65,3	204,24	217,34	71,36	55,43	87,67	2,9	15,22	1014,91
2011	66,44	42,76	112,36	125,55	92,4	49,98	87,86	61,39	20,72	89,84	65,6	1,98	816,88
2012	13,07	35,58	8,72	2,05	60,61	54,15	77,39	63,44	60,87	62,81	27,14	23,73	489,56
2013	25,62	6,79	3,68	83,12	159,36	97,25	143,2	62,29	48,92	95,3	23,65	75,01	824,19
2014	5,16	18,18	40,2	87,21	78,52	85,45	132,92	47,18	32,36	44,51	73,68	39,82	685,19
2015	16,46	65,46	30,77	41,9	169,74	95,34	73,57	60,45	20,97	28,3	3,89	19,33	626,18
2016	144,91	35,8	12,05	33,33	122,12	67,23	38,14	32,37	21,95	11,28	7,74	15,62	542,54
2017	0,97	9,56	49,85	83,95	85,42	95,03	103,11	43,1	140,86	30,6	8,15	34,23	684,83
2018	19,68	25,49	45,67	51,65	69,41	83,86	35,84	23,62	4,35	10,32	24,18	59,11	453,18
2019	16,12	5,77	169,11	35,17	28,42	178,49	187,62	47,39	39,37	20,89	8,44	13,1	749,89
2020	57,54	77,09	112,6	96,07	64,51	22,89	20,68	11,25	8,3	15,42	13,72	2,14	502,21
Média	49,37	49,29	58,16	72,36	110,30	100,85	95,04	62,74	42,39	36,20	31,55	31,12	739,36

Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020.

Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

Dentre esses totais pluviométricos anuais, alguns anos se destacaram com volumes acima da média, e outros com volumes abaixo da média. Essa diferença explica-se pela

ocorrência de La Niña e El Niño. São fenômenos oceânicos, mas que interferem fortemente nas condições climáticas pela interação oceano-atmosfera.

O El Niño afeta o tempo e o clima global, sobretudo nos trópicos. No Nordeste brasileiro influencia na diminuição das chuvas, a partir de mudanças na circulação atmosférica da América do Sul, em virtude do aquecimento incomum das águas do Pacífico, como explicam Molion e Bernado:

[...] o ramo ascendente da Circulação de Walker, usualmente sobre a Amazônia, seja deslocado para sobre as águas do Pacífico Este ou Central, produzindo centros de ciclônicos nos altos níveis sobre o norte/nordeste da América do Sul e uma forte subsidência sobre essa região e sobre o Atlântico tropical. Essa subsidência enfraqueceria a ZCIT e a convecção sobre o NE, diminuindo as chuvas (MOLION e BERNADO, 2002, p. 8).

A La Niña, resfriamento atípico das águas do Pacífico, efetiva-se quando a situação barométrica padrão da Célula de Walker acentua-se, aumentando as já elevadas pressões da porção leste do Pacífico. Com a ocorrência da La Niña, espera-se o efeito oposto do El Niño intensificando as chuvas no Nordeste (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Considerando os totais pluviométricos dos municípios selecionados na análise, alguns anos com totais pluviométricos anuais abaixo da média coincidem com a ocorrência de El Niño, a exemplo de 2015 e 2018. Em 2015, Itaporanga D'Ajuda apresentou total pluviométrico de -28,63% em relação à média anual, Itabaiana de -46,86%, Pinhão de -61,37% e Poço Verde de -15,3%. Em 2018, os percentuais foram de -41,37% em Itaporanga D'Ajuda, -44,91% em Itabaiana, -39,84% em Pinhão e -38,7% em Poço Verde.

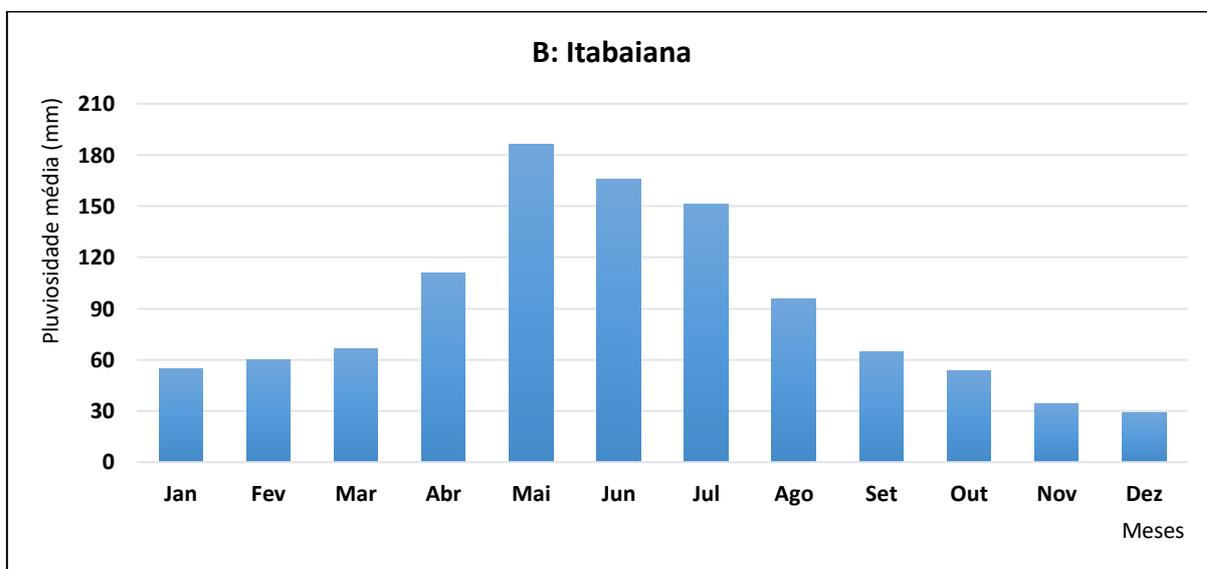
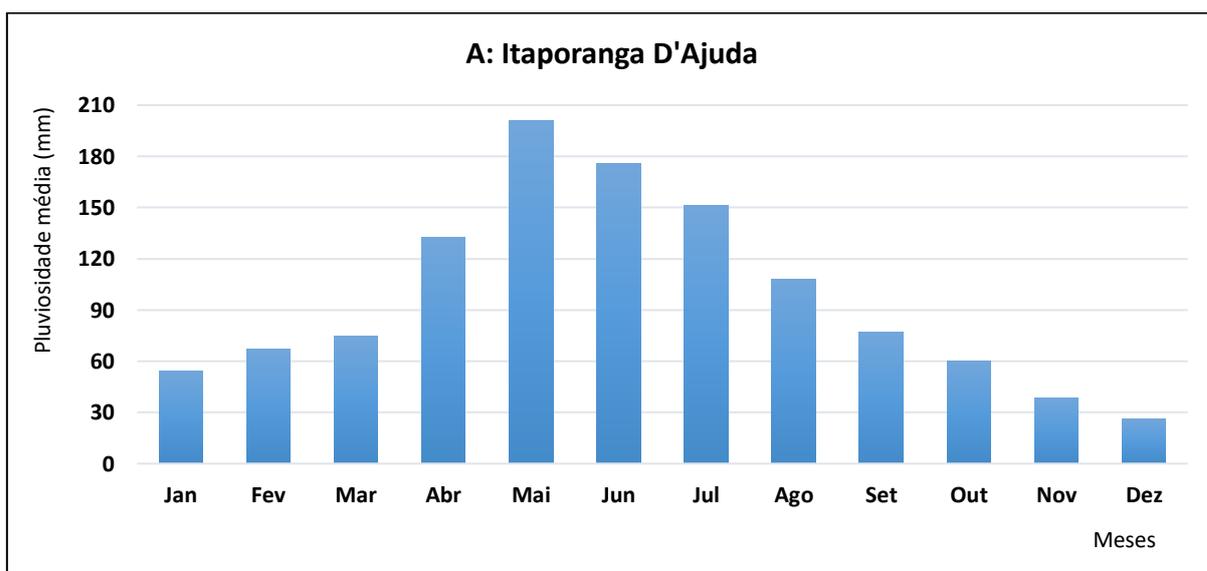
Alguns anos com totais pluviométricos anuais acima da média coincidem com La Niña, como os de 1999 e 2010. Em 1999, Itaporanga D'Ajuda apresentou total pluviométrico de +48,2% em relação à média anual, Itabaiana de +45,62%, Pinhão de +40,15% e Poço Verde de +29,33%. Em 2010, os percentuais foram de +24,58% em Itaporanga D'Ajuda, +2,1% em Itabaiana, +49,2% em Pinhão e +37,36% em Poço Verde.

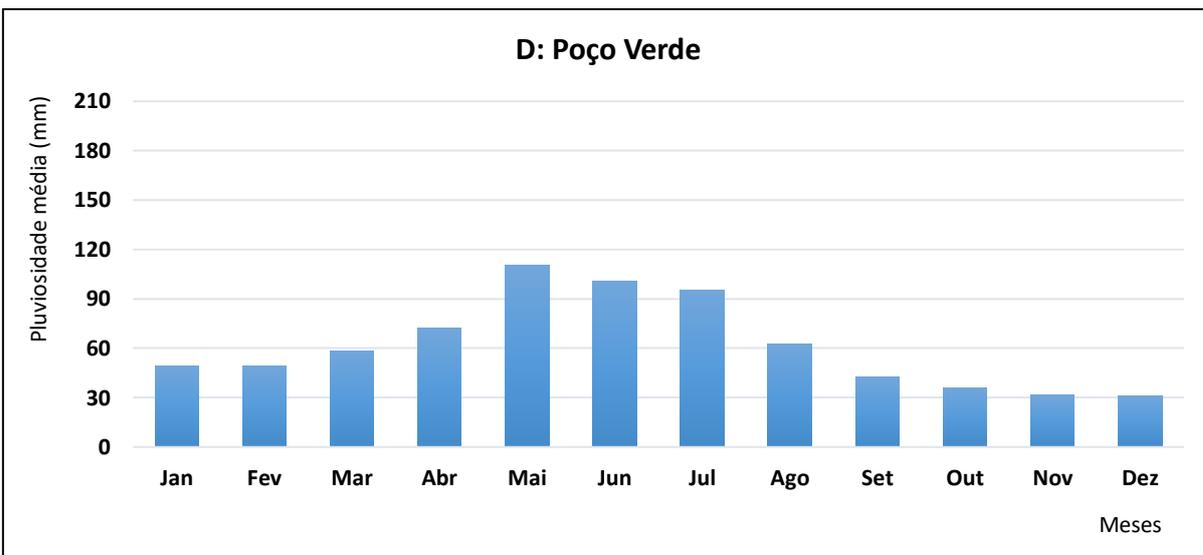
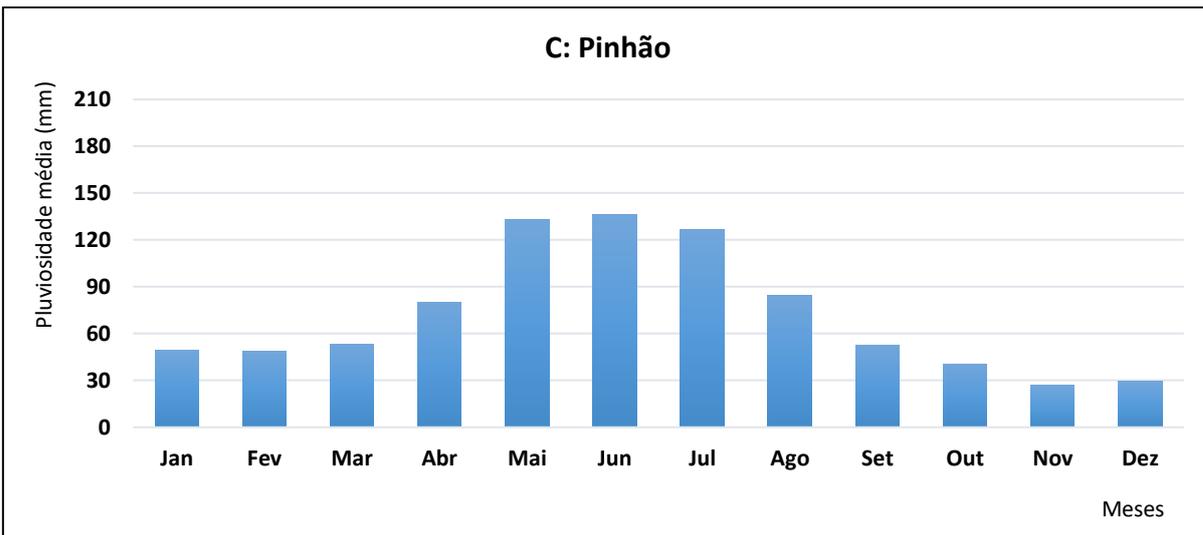
Dentre os dados considerados no período de 1999 a 2020, as distinções numéricas se apresentam mais nítidas nas médias mensais e nos totais pluviométricos anuais entre os quatro municípios analisados. O volume de chuvas decresce à medida que se afasta do litoral.

As pluviosidades médias mensais, nos quatro municípios, demonstram uma concentração maior de chuvas entre os meses de março e agosto, sendo o mês mais chuvoso maio, e um decréscimo da precipitação entre os meses de setembro e fevereiro, sendo os meses menos chuvosos novembro e dezembro. Na série temporal de 21 anos (1999 / 2020) as

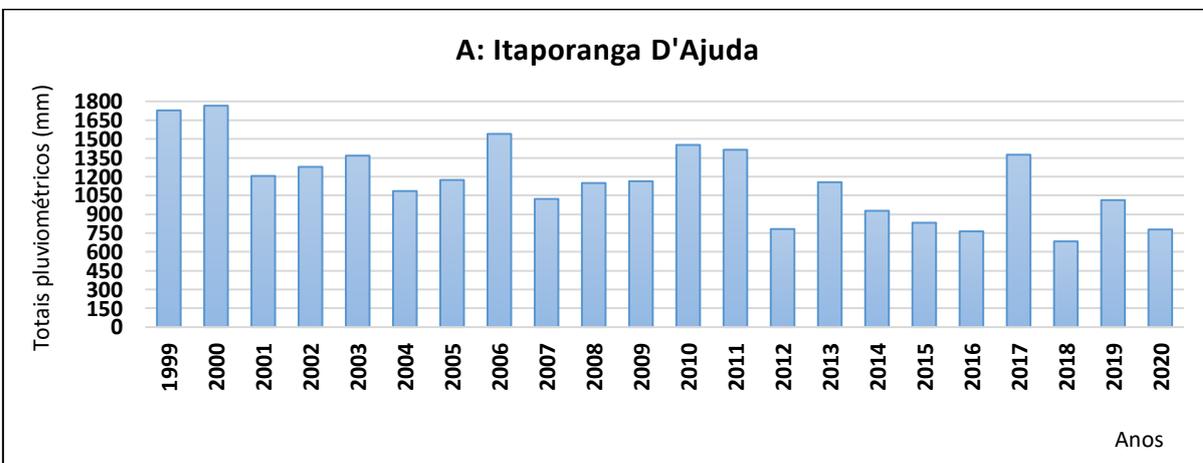
médias do período chuvoso na área do Domínio Vaza-Barris vão de 62,34 mm a 200,80 mm, enquanto no período de estiagem, as médias variam de 26,74 mm a 76,88 mm.

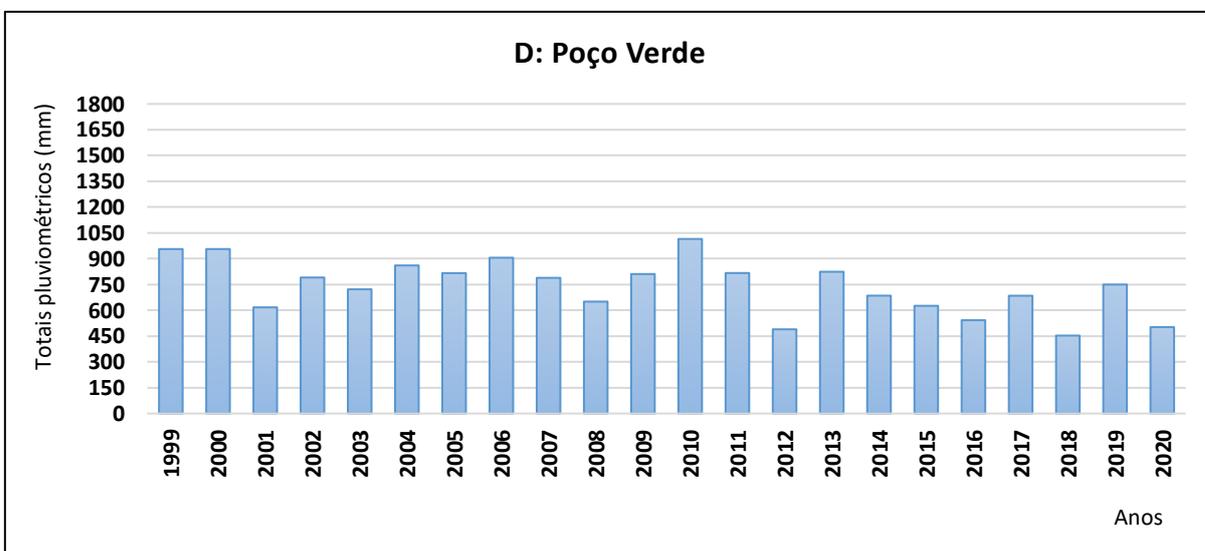
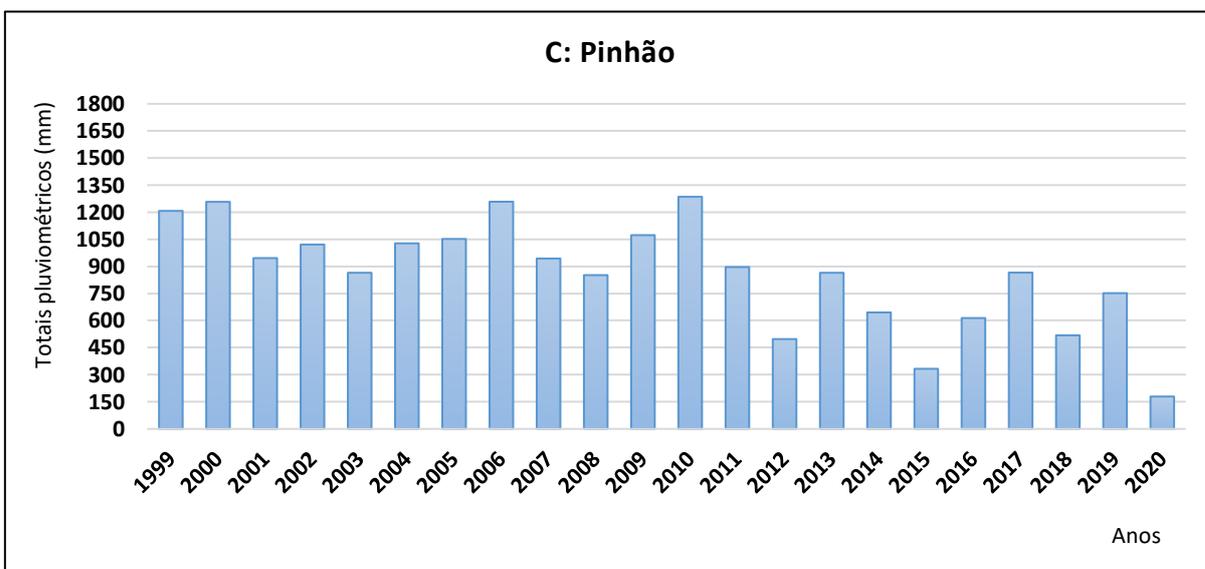
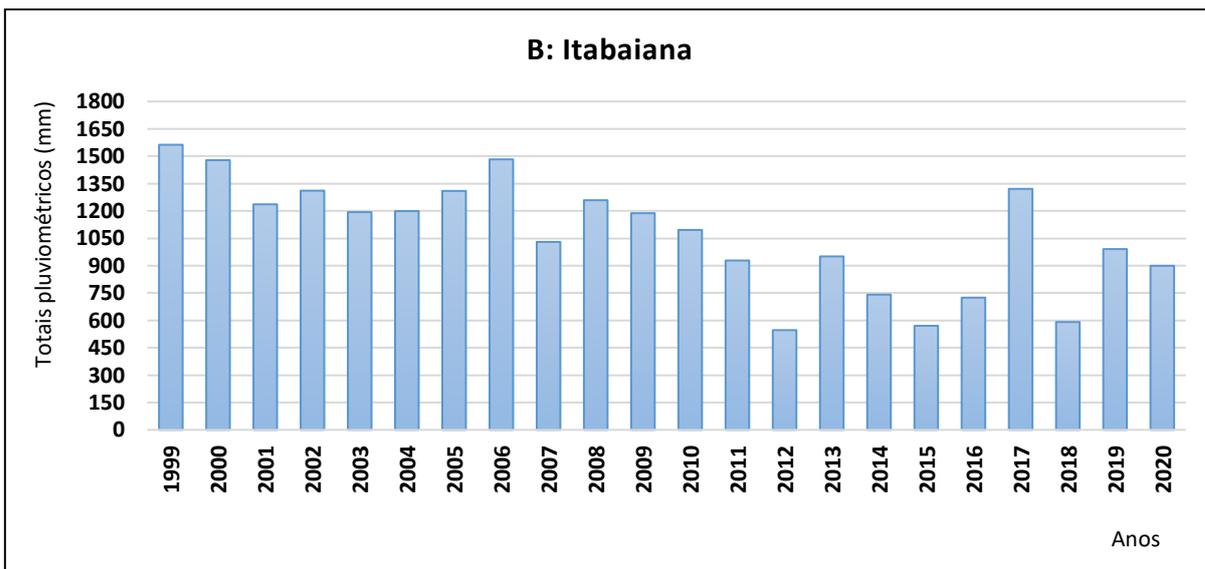
Nas figuras 3.24 a, b, c, d, observa-se a distribuição dessas médias, a conservação do regime pluviométrico nos municípios representantes dos três tipos climáticos presentes na área, e a diferença nos volumes pluviométricos entre eles. As figuras 3.25 a, b, c, d, apresentam a distribuição dos totais pluviométricos anuais, e mais nitidamente essa diferenciação no volume. As médias dos totais pluviométricos anuais são de 1165,99 mm em Itaporanga d'Ajuda, 1073,28 mm em Itabaiana, 861,31 mm em Pinhão e 739,36 mm em Poço Verde, decrescentes da proximidade com o litoral para o interior.





Figuras 3.24. (A, B, C e D) Pluviosidade média mensal (mm) – 1999/2020
 Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020. Organização: Luana Pereira Lima, 2021.





Figuras 3.25. (A, B, C e D) Totais pluviométricos anuais (mm) – 1999/2020
 Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020. Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

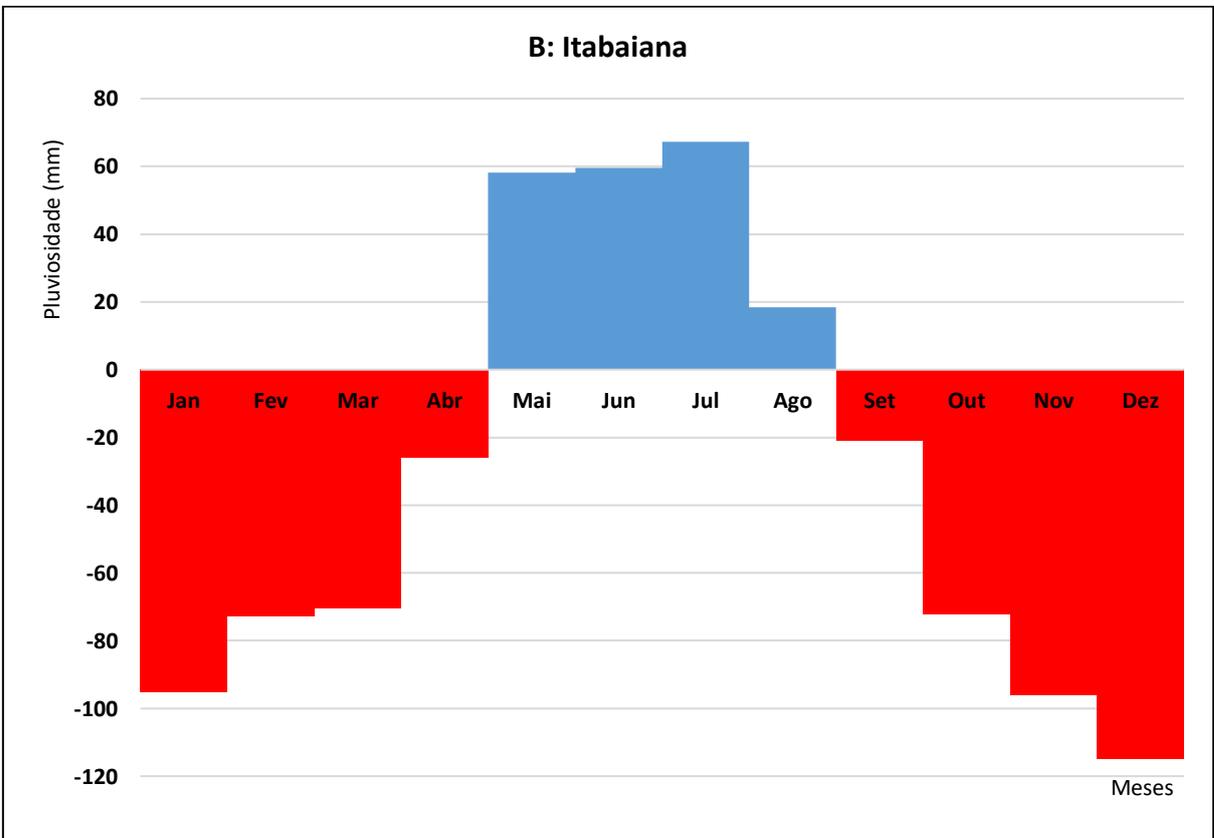
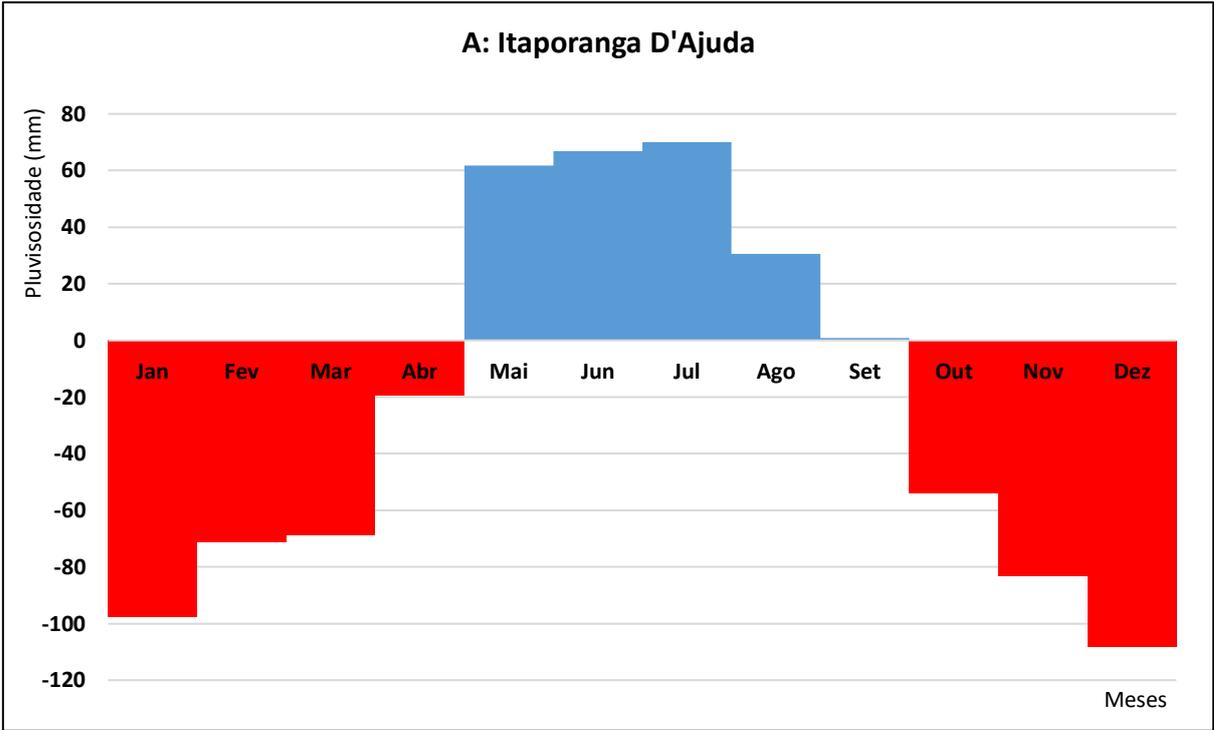
Outro aspecto importante para compreender a dinâmica das chuvas é o balanço hídrico, computo de entradas e saídas de águas de um sistema. A chuva é a principal entrada de água, e a evapotranspiração é a saída mais significativa. Com a equação de ambos, tem-se a variação de armazenamento de água no solo, dependente da sua capacidade, culminando nos excessos ou déficits que sintetizam o balanço hídrico.

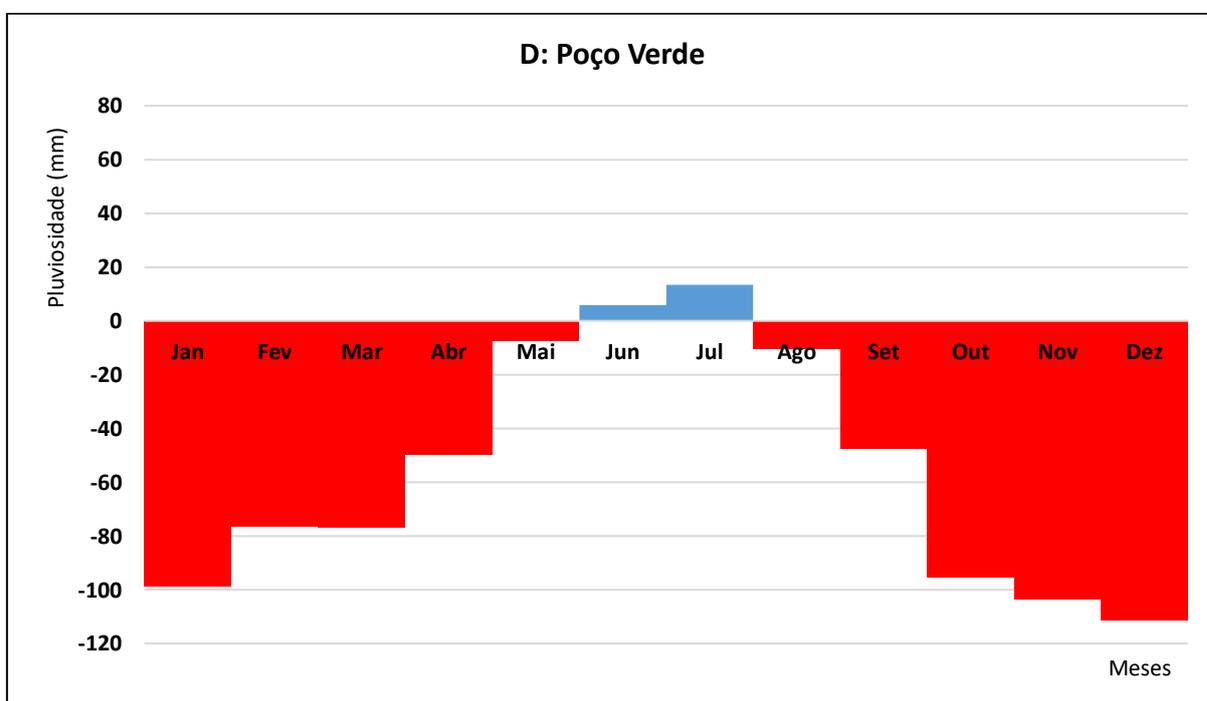
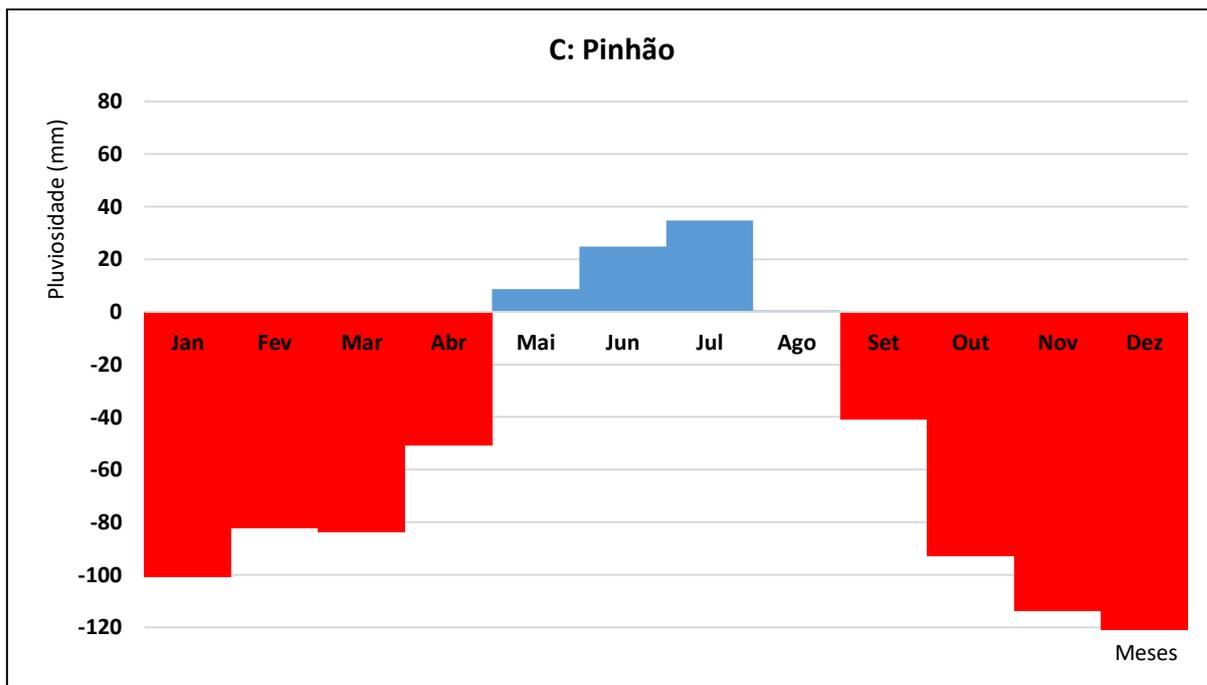
A evapotranspiração engloba a transpiração e a evaporação. Varia com o tipo e idade da vegetação, com a profundidade e disponibilidade hídrica do solo e com o clima e sua sazonalidade. É influenciada pela intensidade e duração dos eventos chuvosos e pela quantidade de radiação líquida, expressa principalmente pelo albedo. As características das plantas também influenciam, especialmente a área foliar e a profundidade das raízes, ambas diretamente proporcionais à evapotranspiração. A disponibilidade de água no perfil do solo é interferente. Solos de textura grossa possuem baixa capacidade de retenção de água, pois drenam rapidamente, os de textura fina, são pouco permeáveis, dificultando a infiltração, facilitando o escoamento (ZHANG et. al. 1999; BACELLAR, 2005).

Para o Domínio Vaza-Barris foram utilizados os dados de síntese do balanço hídrico para os municípios de Itaporanga D'Ajuda, Itabaiana, Pinhão e Poço Verde no período de 1999 a 2020.

As figuras 3.26 a, b, c, d, apresentam a representação gráfica do balanço hídrico. Observa-se que, comumente, os meses de maior precipitação (maio a agosto) são os meses de excedente hídrico, nos quais a evapotranspiração não agrava a disponibilidade hídrica. Os déficits hídricos são evidenciados nos meses de menor precipitação (setembro a fevereiro). Proporcionalmente os excessos não ultrapassam os déficits, ou seja, as máximas dos excessos hídricos alcançam números menores que os déficits hídricos. A distribuição mensal dos excessos também está aquém das deficiências hídricas.

Nos quatro municípios, o excedente hídrico alcança o máximo em julho —70,04 mm em Itaporanga D'Ajuda, 67,34 mm em Itabaiana, 34,86 mm em Pinhão e 13,38 mm em Poço Verde — e os déficits máximos em dezembro — -108,08 mm em Itaporanga D'Ajuda, -114,93 mm em Itabaiana, -121,04 mm em Pinhão e -111,2 mm em Poço Verde. O número de meses com excesso hídrico diminui de 5 em Itaporanga D'Ajuda, para 4 em Itabaiana e Pinhão, chegando a 2 meses em Poço Verde. Na ordem inversa, o número de meses com deficiência hídrica aumenta, passando de 7 em Itaporanga D'Ajuda, para 8 em Itabaiana e Pinhão, chegando a 10 meses em Poço Verde.





Figuras 3.26. (A, B, C e D) Síntese do balanço hídrico – 1999/2020.

Fonte: SUDENE/CPTEC/INPE, 2020. Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

Mesmo com totais pluviométricos sem severidades na maioria dos anos, nos municípios analisados, os balanços hídricos do mesmo período (1999/2020) representam um cenário de deficiência hídrica, predominando em detrimento dos excedentes.

Nos climas semiárido e de transição para o semiárido, ocorrem um elevado potencial de evapotranspiração, por conta dos solos geralmente rasos e de composição que pouco são

capazes de armazenar as águas pluviais, das elevadas temperaturas e, dependendo das condições de utilização da terra e da vegetação, a situação de deficiência hídrica pode ser acentuada.

Os períodos chuvosos, de excedente hídrico, são caracterizados pelo armazenamento da água que trabalha o solo, agindo na decomposição das rochas pelo intemperismo químico e na esculturação das formas de relevo. A infiltração e escoamento da água também exercem seu papel na medida que influenciam nas características hidrológicas dos cursos d'água. Nos períodos de escassez hídrica, de baixa pluviosidade, esses processos diminuem, refletindo nas condições das redes hidrográficas, da vegetação e da utilização da terra. São períodos que marcam a paisagem sazonalmente.

As temperaturas médias anuais são de aproximadamente 23°C para a região semiárida, onde a amplitude térmica é maior, somado as baixas pluviosidades anuais favorecem o intemperismo físico. Nas áreas de clima subúmido de transição e úmido litorâneo, as temperaturas médias anuais estão entre 24°C e 25°C, com baixa amplitude térmica e maiores índices de pluviosidade que favorecem o intemperismo químico. Essas condições climáticas atuais regem a atuação dos agentes exógenos que modelam o relevo do Domínio Vaza-Barris.

3.4. Cobertura pedológica

Os solos refletem a interação entre os fatores bióticos e abióticos. Resguardam a memória de uma paisagem desenvolvida temporalmente. Sua formação resulta da ação conjunta do clima, organismos, material de origem, relevo e idade da superfície do terreno. O clima considerado fator “ativo”, age diretamente sobre o material de origem, de resistência ou “passivo” (LEPSCH, 2011).

O clima costuma ser posto em evidência pela sua forma ativa de atuação: uma mesma rocha poderá originar solos diferentes, se intemperizada em condições climáticas diferentes. Rochas diferentes formam solos similares quando sujeitas, por um longo período, ao mesmo ambiente climático. As rochas são normalmente consideradas a matéria bruta de origem dos solos: quanto menos desenvolvidos, mais eles se parecerão com a rocha que o originou. As propriedades das rochas influenciam o grau de desenvolvimento e diversificação dos solos (LEPSCH, 2011).

No Nordeste, a ocorrência dos tipos de solos está associada às divergências dos fatores de formação em cada sub-região. Na faixa litorânea, de clima úmido litorâneo, as ocorrências de solos mais comuns são os Neossolos Quartzarênicos, próximos ao mar, Latossolos e Argissolos Amarelos, nos tabuleiros, Argissolos e Latossolos Vermelho-Amarelos, nas colinas

e morros adentrando o interior. No Sertão, devido as condições climáticas azonais, a distribuição das classes de solos pode ser associada aos controles litológicos e à compartimentação do relevo. Os principais solos que ocorrem são os Neossolos (Litólicos, Flúvicos e Regolíticos), Luvisolos, Planossolos e Vertissolos, associados ao sistema climático atual, e os Latossolos e Argissolos, não diretamente relacionados ao clima atual (LEPSCH, 2011; CORRÊA, SOUZA, CAVALCANTI, 2014).

No Domínio Vaza-Barris, ocorrem classes de solos diversificadas. Em maior proporção estão os Neossolos e Argissolos, seguido dos Planossolos, Plintossolos, Cambissolos e Luvisolos. Pontualmente ocorrem os Gleissolos e Latossolos (figura 3.27) (EMBRAPA, 2018).

Considerando o clima atual do Domínio Vaza-barris, no tipo úmido litorâneo são encontrados os Argissolos, Plintossolos, Gleissolos e Latossolos. No clima subúmido de transição, os Neossolos, Planossolos, Cambissolos, Luvisolos e Plintossolos. No clima semiárido, os Argissolos, Planossolos e Cambissolos. No entanto, o tempo de formação dos solos no Brasil podem ultrapassar 12.000 anos (LEPSCH, 2011) e alterações climáticas podem ter ocorrido durante o tempo de formação.

O solo pode se desenvolver de uma rocha, ou a partir de materiais que já sofreram intemperismo anteriormente à sua deposição (LEPSCH, 2011). O Domínio Vaza-Barris está constituído, predominantemente, por quartizitos, metarenitos, metacalcários, metagrauvascas, metassiltitos, filitos, gnaisses, migmatitos, vinculados às unidades do Pré-Cambriano, formadoras de diferentes tipos de solos. A mesma litologia está associada a distintas classes de solos. Além das condições climáticas, a distinção pode estar associada ao tempo de exposição do material ao intemperismo, a vegetação e a compartimentação do relevo.

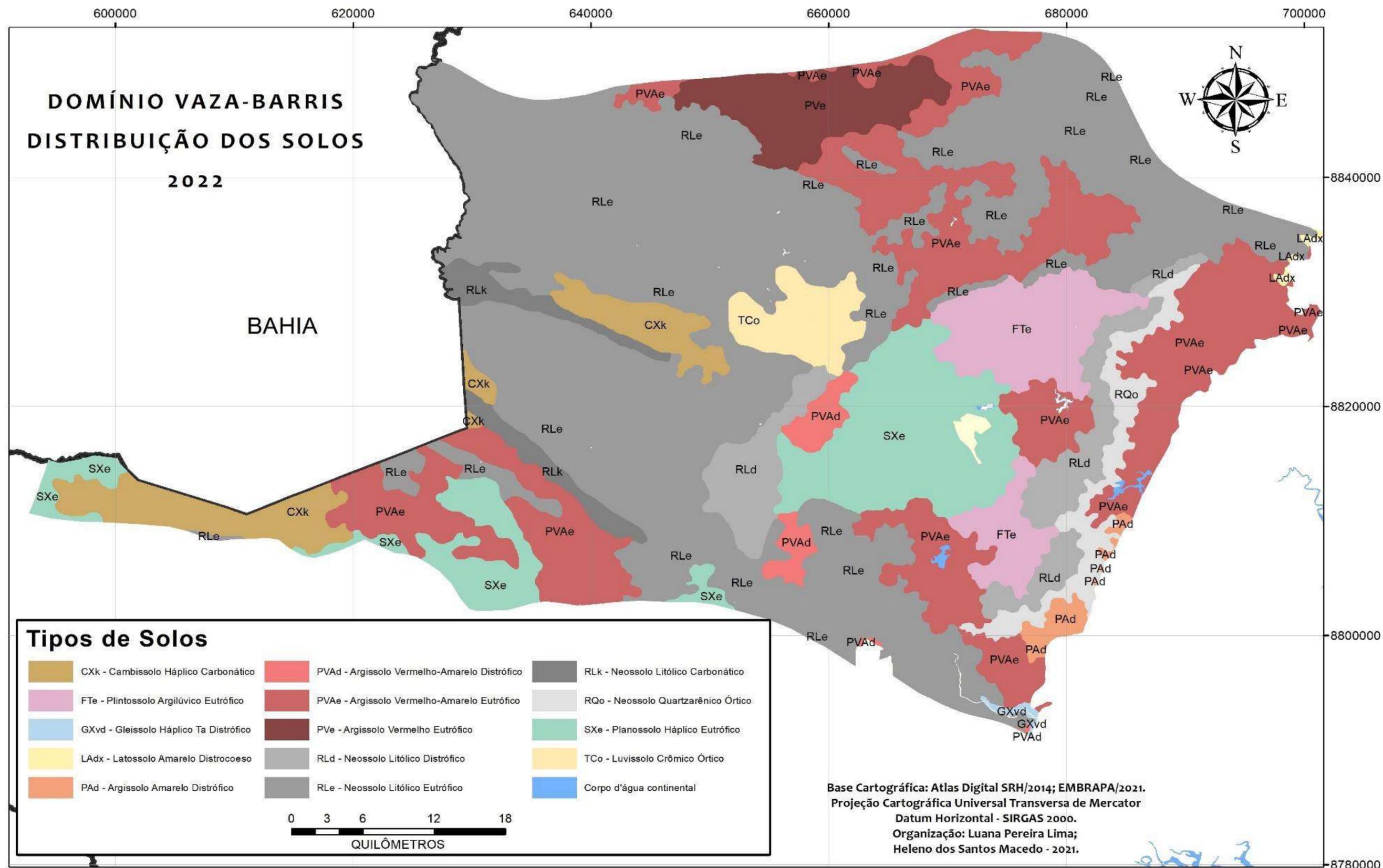


Figura 3.27. Classes de solo do Domínio Vaza-Barris.
Fonte: EMBRAPA, 2018.

O fator relevo é um indicador das diferenças no solo (LEPSCH, 2011). Essas diferenças podem resultar das desigualdades de distribuição da água da chuva nos terrenos, das condições de drenagem, da declividade, do formato e faces das vertentes. A relação entre relevo e distribuição dos solos no Domínio Vaza-Barris será analisada aqui e no capítulo 4.

Conforme a figura 3.27 e estudo pedológico do RADAM (BRASIL, 1983), Lepsh (2011) e SiBCS (2018) serão descritas as características das principais classes, subordens e grandes grupos de solos presentes no Domínio Vaza-Barris.

Os Cambissolos são constituídos por material mineral, com horizonte B, incipiente e pouco evoluído, de textura arenosa ou mais argilosa. Devido à heterogeneidade do material de origem, das formas de relevo e das condições climáticas, suas características variam de um local para outro. São fortemente, até imperfeitamente, drenados, rasos a profundos, de cor bruna ou bruno-amarelada. Os Cambissolos Haplico carbonático (CXk), encontrados na porção sudoeste da área do Domínio Vaza-Barris, estão, normalmente, em relevos com declives, sem horizonte superficial A, a pequena profundidade, ocorrência de pedras na massa no solo, com presença de carbonato de cálcio derivado do material originário (figura 3.28).



Figura 3.28. Ocorrência de Cambissolos próximo a sede municipal de Pedra Mole
Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

Os Plintossolos são constituídos por material mineral, apresentando horizonte plíntico, litoplíntico ou concrecionário, todos provenientes da segregação localizada de ferro, que atua como agente de cimentação. São típicos de zonas quentes e úmidas, com estação seca bem definida ou que, pelo menos, apresentem um período com decréscimo acentuado das chuvas. Ocorrem em terrenos de várzeas, áreas com relevo plano ou suavemente ondulado, em zonas de baixada, em terços inferiores de encostas ou áreas de surgentes, sob condicionamento quer de oscilação do lençol freático, quer de alagamento ou encharcamento periódico por efeito de restrição à percolação ou escoamento de água. Os Plintossolos Argilúvico eutrófico (FTe), encontrados nas porções nordeste e sudeste da área do Domínio Vaza-Barris, possui horizonte de acumulação de argila abaixo do horizonte A superficial. Apresenta drenagem variável, podendo ocorrer excesso de água temporário ou prolongado durante o ano (figura 3.29).



Figura 3.29. Ocorrência de Plintossolos próximo a sede municipal de Ribeirópolis. Em destaque, Horizonte Plíntico. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2020.

Os Argissolos são medianamente profundos a profundos, moderadamente drenados, com horizonte B textural, de cores vermelhas a amarelas e textura argilosa, abaixo de um horizonte A ou E de cores mais claras e textura arenosa ou média, com baixos teores de matéria orgânica. Desenvolvem-se a partir de diversos materiais de origem, em áreas de

relevo plano a montanhoso. No Domínio Vaza-Barris estão presentes os Argissolos Vermelho-Amarelos eutrófico e distrófico, Amarelo distrófico e Vermelho eutrófico (figura 3.30).

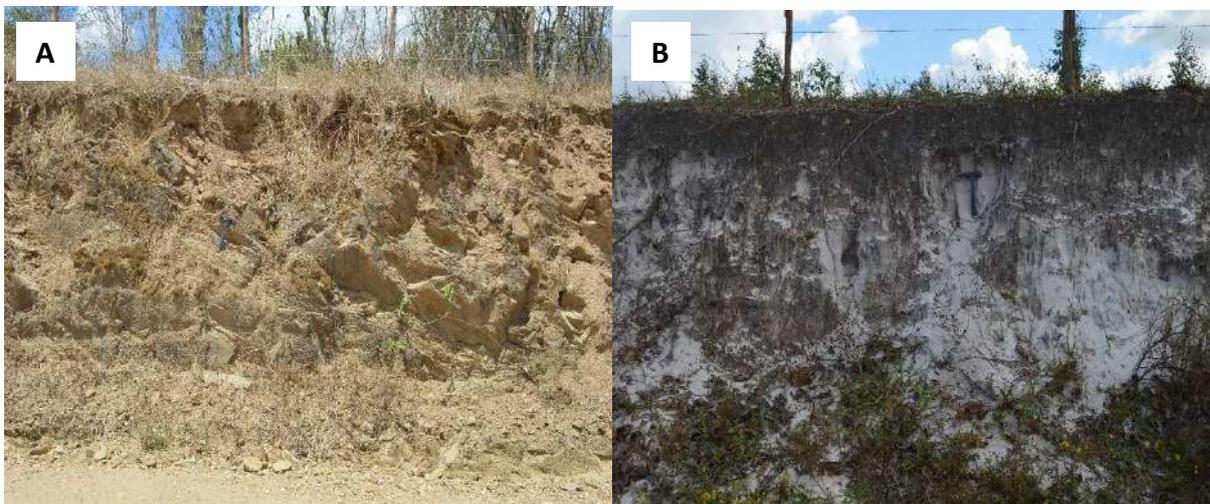


Figura 3.30. Ocorrência de Argissolos no Povoado Lagoa do Carão, município de Santa Rosa de Lima
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2020.

Os Argissolos Amarelo distrófico (PAd) são desenvolvidos nos sedimentos do Grupo Barreiras, mas, são também desenvolvidos de rochas cristalinas ou sob influência destas. Apresenta como característica principal um horizonte de acumulação de argila, B textural (Bt), tipicamente de coloração amarelada com baixa fertilidade natural. Os Argissolos Vermelho-Amarelos eutrófico (PVae) e distrófico (PVad) apresentam horizonte de acumulação de argila com cores vermelho-amareladas devido à presença da mistura dos óxidos de ferro hematita e goethita. Quando são desenvolvidos de rochas cristalinas ou sob sua influência, podem apresentar elevada ou baixa fertilidade. Os Argissolos Vermelho eutrófico (PVe) possuem cor vermelha acentuada devido a teores mais altos e à natureza dos óxidos de ferro presentes no material originário, em ambientes bem drenados. Apresentam alta fertilidade natural.

Os **Neossolos** são constituídos por material mineral ou orgânico pouco espesso, sem apresentar nenhum tipo de horizonte B diagnóstico. Congregam solos rasos ou profundos e

arenosos. Ocorrem dispersamente em ambientes específicos. Geralmente são de textura arenosa ou média, pedregosos e/ou rochosos, muito suscetíveis à erosão, bem drenados, e ocorrem em relevo plano até montanhoso. No Domínio Vaza-Barris estão presentes os Neossolos Litólicos eutrófico, distrófico, carbonático e Quartzarênicos órtico (figuras 3.31).



Figuras 3.31. Ocorrência de Neossolos Litólicos (A) em São Miguel do Aleixo e Neossolos Quartzarênicos (B) em Areia Branca, no sopé da Serra Comprida. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

Os Neossolos Litólicos eutrófico (RLe) são derivados do produto da decomposição de xistos, gnaisses, filitos, micaxistos, encontrados nas regiões onde ocorre maior precipitação pluviométrica. Neossolos Litólicos distrófico (RLd) são desenvolvidos de arenitos e quartzitos, muito pobres em nutrientes para as plantas. Neossolos Litólicos carbonático (RLk) tem presença de carbonato de cálcio derivado do material originário. Neossolos Quartzarênicos **órtico** (RQo) apresentam textura arenosa ao longo do perfil com baixa capacidade de armazenar água e nutrientes, sem restrições ao uso e manejo.

Os Planossolos são, geralmente, pouco profundos, com horizonte superficial de cores claras e textura arenosa ou média, seguido de um horizonte B plânico, de textura média, argilosa ou muito argilosa, adensado, pouco permeável. O material de origem destes solos relaciona-se com metatexitos, biotita, gnaisses, metagrauvacas, xistos, migmatitos, granitos e sienitos diversos. Ocorrem em áreas de cotas baixas, planas a suaves onduladas, proporcionando um excesso de umidade durante o período das chuvas, facilitado pela baixa permeabilidade do horizonte B. Na área do Domínio Vaza-Barris, são encontrados os Planossolos Haplíco eutrófico (SXe), abastecidos de bases que lhes conferem elevado valor nutricional, mas com sérias limitações de ordem física em função do contraste textural.

Os Luvisolos são pouco ou medianamente intemperizados, não hidromórficos, com a acumulação de argila no horizonte B. Possuem horizonte subsuperficial diagnóstico textural (Bt) imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, exceto A chernozêmico, ou sob horizonte E, argila de atividade alta e saturação por bases alta. Estes solos variam de bem a imperfeitamente drenados, sendo pouco profundos (60 a 120cm), com nítida diferenciação entre os horizontes, devido ao contraste de textura, cor e/ou estrutura entre eles. São identificados nas áreas de clima seco (déficit hídrico) em temperaturas altas, estando associados às áreas de relevos movimentados. Os Luvisolos Crômico órtico (TCo), localizados na porção central do Domínio Vaza-Barris, possuem cores fortes, vermelhas ou amarelas, sem restrições ao uso e manejo.

3.5. Formações vegetais

No tocante à vegetação, cada tipo reflete as condições litológicas, climáticas, pedológicas e geomorfológicas. Conforme o mapeamento e estudo fitogeográfico do RADAM (BRASIL, 1983), serão descritas as características e tipos de formações vegetais do Domínio Vaza-barris, classificadas em Estepe, Estacional e Áreas de Tensão Ecológica (figura 3.32).

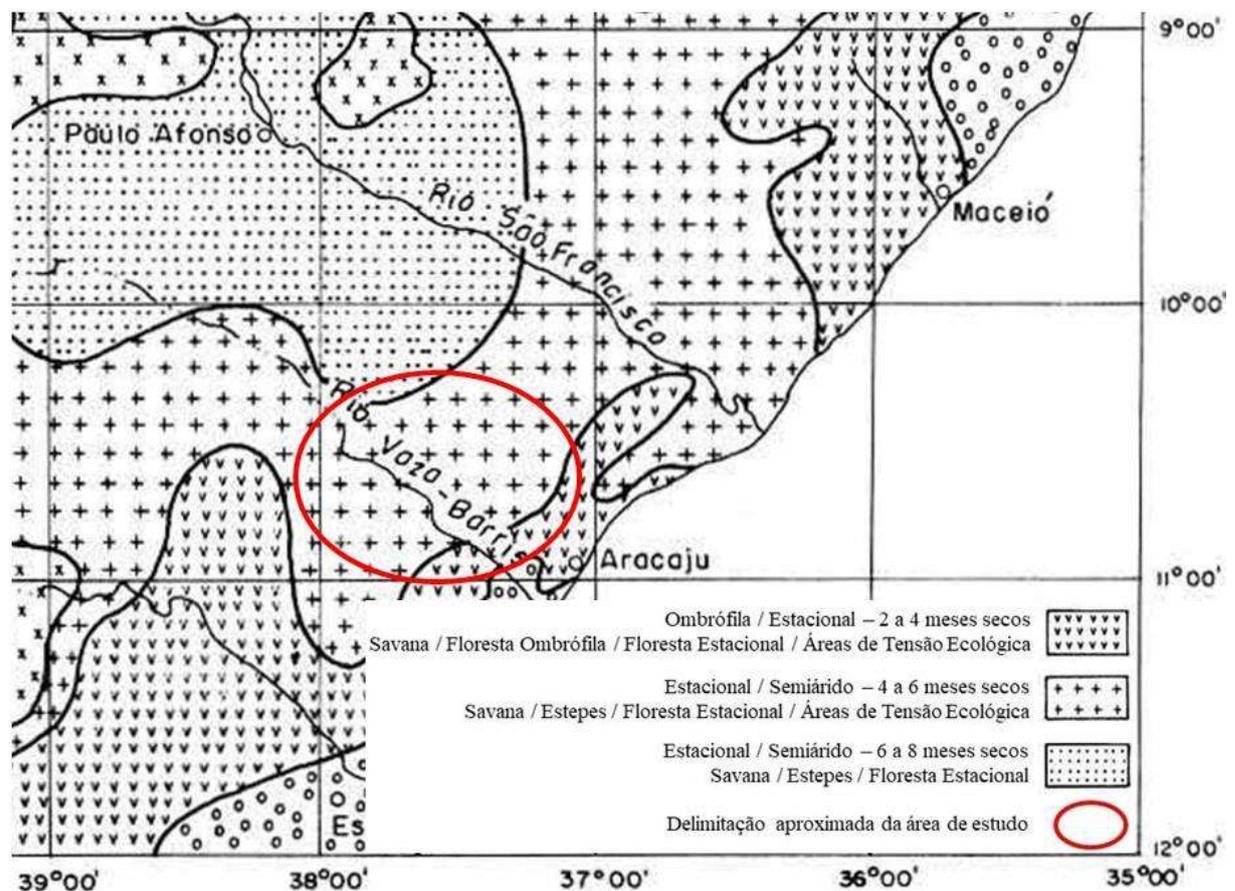


Figura 3.32. Distribuição dos fitoclimas no Domínio Vaza-Barris
Fonte: modificado de BRASIL (1983)

Sobre as áreas cristalinas, as feições fitogeográficas são complexas, constituindo verdadeiros mosaicos de ecótonos e encaves entre as diversas regiões fitoecológicas. Essas áreas de tensão distribuem-se sobre os demais tipos de vegetação. A diversificação da vegetação reflete, também, a variação climática, que evolui, em faixas consecutivas, do intervalo de um mês seco até seis meses secos. Nos tratos antrópicos estão representados a agropecuária (BRASIL, 1983).

A Região da Estepe na faixa tropical (Caatinga) caracteriza-se por um fitoclima generalizado pela semiaridez. As temperaturas são elevadas e mais acentuadas no período seco (médias acima de 22°C). Reveste a maior parte das extensas Depressões Interplanálticas do embasamento cristalino e a maior porção das Bacias e Coberturas Sedimentares.

Estepe Arbórea Densa é a formação arbórea, baixa, das áreas residuais do pediplano nordestino, caracterizada, estruturalmente, por um primeiro estrato lenhoso, denso, de árvores e arvoretas; por um segundo estrato de mata espinhosa, perene, e outro herbáceo estacional. Estepe Arbórea Aberta é uma formação exclusiva das áreas pediplanadas com solos rasos e litólicos, com cobertura lenhosa de estrutura aberta e porte baixo, que propicia o aparecimento do estrato campestre. É na sua maior parte uma fisionomia antrópica que, quando aberta pela intervenção humana, contribui ainda mais para o arrastamento dos solos na época das chuvas torrenciais. Estepe Parque é essencialmente antrópica pelo desmatamento dos vales e das áreas deprimidas mais úmidas. Sobre um contínuo tapete gramíneo-lenhoso temporário estão dispersas algumas poucas espécies arbóreas, que diferem de uma área para outra (figura 3.33).

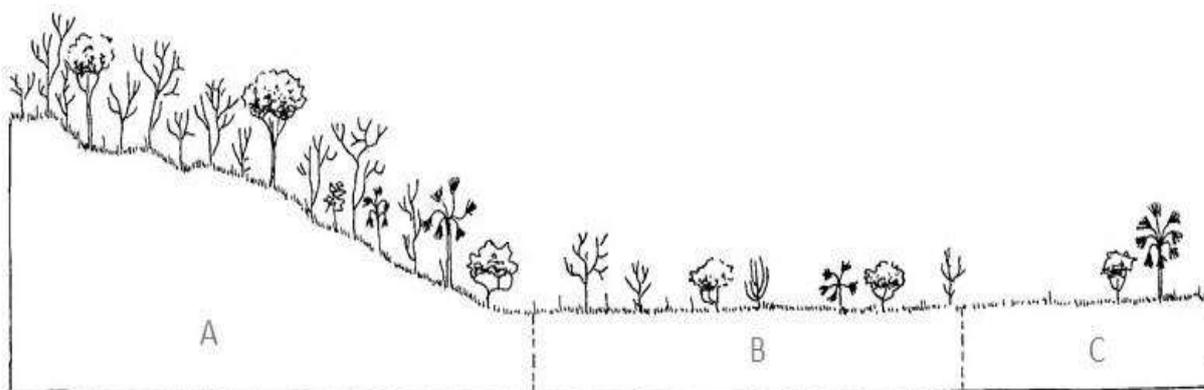


Figura 3.33. Perfil esquemático das fisionomias das formações da Estepe (Caatinga): A) Arbórea Densa; B) Arbórea Aberta; C) Parque. Fonte: Brasil, 1983.

O Domínio Vaza-Barris está em uma área marcada por Estepe próxima aos ambientes de tensão ecológica da periferia pós-litorânea. Em terrenos de idade pré-cambriana abriga manchas reduzidas das Estepes Arbóreas Densa e Aberta nos tratos agropecuários que as rodeiam. O agrupamento florestal Estepe Arbórea é menos seca que a do "sertão", mas com a

presença de uma grande maioria de espécies que lá ocorrem (figura3.34). Estas formações ocupam Neossolos Litólicos eutróficos, carbonáticos, Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico e Planossolo Háplico eutrófico, como classes dominantes.



Figura 3.34. Estepe arbórea – Povoado Caraíba, município de Poço Verde.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

A Estepe (Caatinga) é o tipo de vegetação predominante, refletindo ora os fatores naturais, ora os antrópicos, e apresenta-se com fisionomias variáveis, da Arbórea Densa a Parque. A Estepe Arbórea Densa, quando fisionomia dominante, tem uma ocorrência muito limitada aos relevos residuais (pequenas serras, cristas) que ponteam o Pediplano Sertanejo, diminuindo de densidade em direção às encostas superiores e aos topos. Destarte, o Pediplano Sertanejo é o domínio da Estepe Arbórea Aberta.

A Região Estacional abrange o clima de duas estações, uma seca e uma chuvosa para a área tropical. Em consequência, há uma estacionalidade foliar dos elementos arbóreos dominantes, que assim demonstram sua adaptação à deficiência hídrica. Na Região Nordeste, a Floresta Estacional Semidecidual responde a um período seco variando de 4 a 6 meses e altas temperaturas (acima de 22°C) e se distribui, na sua maior parte, pelos Tabuleiros Costeiros, Planaltos, Chapadas e Depressões Interplanálticas. Floresta Estacional Semidecidual Submontana é a formação própria das áreas cristalinas situadas entre 100 e 600m de altitude. Os troncos são delgados, eretos e as copas relativamente estreitas. A altura média do estrato arbóreo dominante oscila entre 16 e 20 m (figuras 3.35 e 3.36).

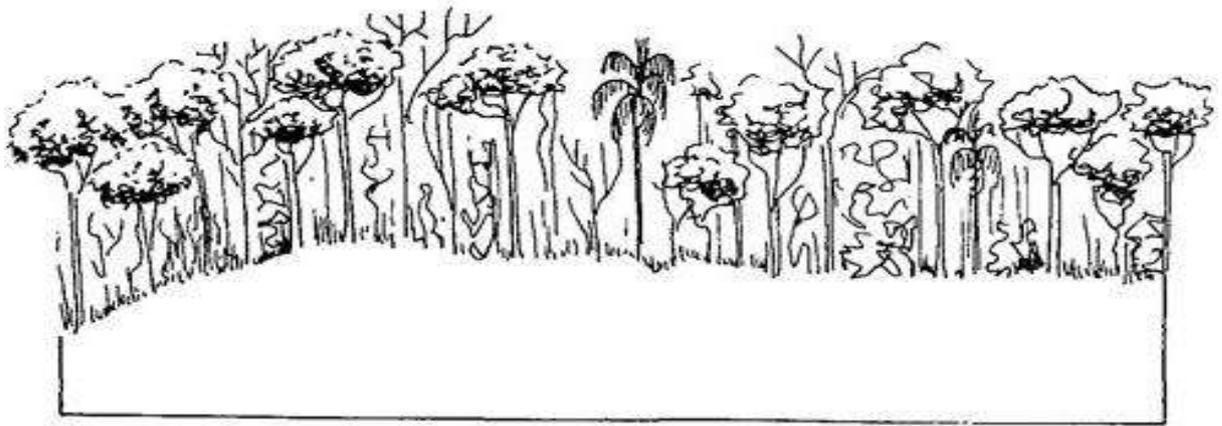


Figura 3.35. Perfil esquemático das fisionomias das formações da Floresta Estacional Semidecidual. Fonte: Brasil, 1983.



Figura 3.36. Remanescente de Floresta Estacional Semidecidual – Fazenda Tororó, município de São Domingos. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2020.

Áreas de Tensão Ecológica ocorre quando entre duas ou mais regiões fitoecológicas existem áreas onde as floras se contatam, justapondo-se ou interpenetrando-se (figura 3.37). Estas áreas, muitas vezes, são coincidentes com o contexto de duas formações geológicas diferentes e com faixas de transição climática.

O contato Savana/Estepe distribui-se sobre terrenos sedimentares e pré-cambrianos, recobrendo formas de aplanamento e de dissecação. Este contato apresenta várias formações

intimamente interligadas (ecótonos) (figura 3.38) e outras com certo domínio de uma formação sobre a outra (encraves). Geralmente, a Savana Arbórea Aberta está situada sobre os modulados tabulares e no topo e na parte superior das encostas dos relevos mais dissecados. A Estepe Arbórea, ora densa, ora aberta, encontra-se instalada na porção mais baixa das encostas e no piemonte, muitas vezes em Solos Litólicos.

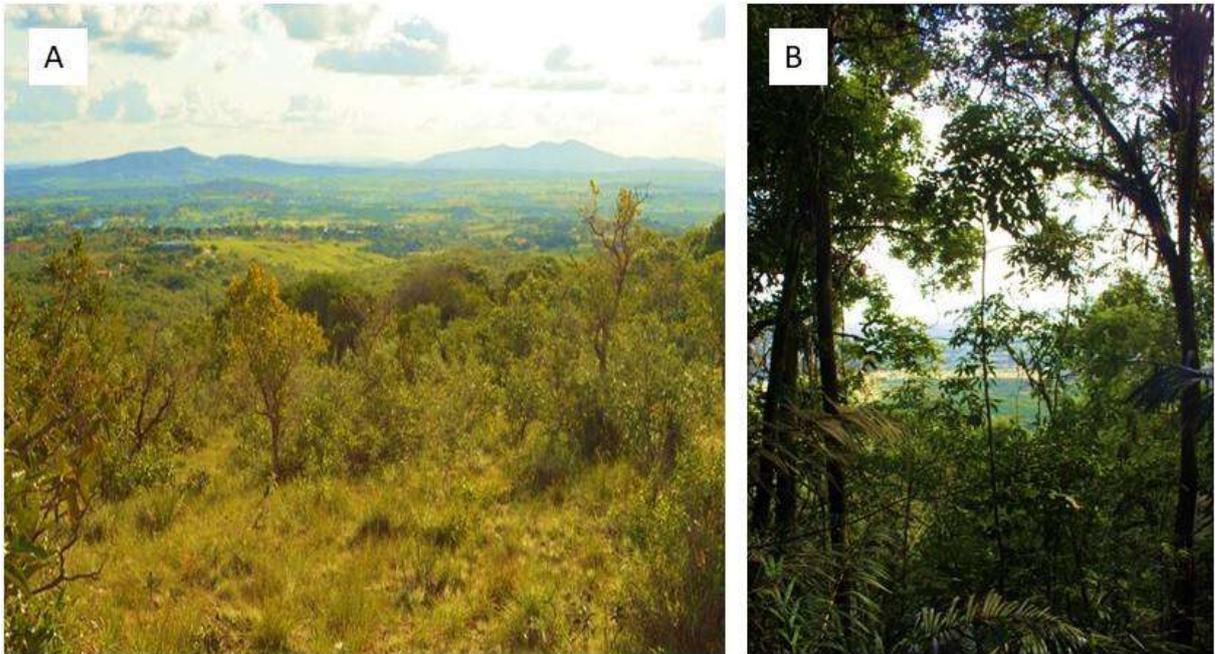


Figura 3.37. Área de tensão ecológica na Serra de Itabaiana. Savana (A) no terço inferior da vertente sudoeste /Floresta Ombrófila (B) no terço médio da vertente sudoeste. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

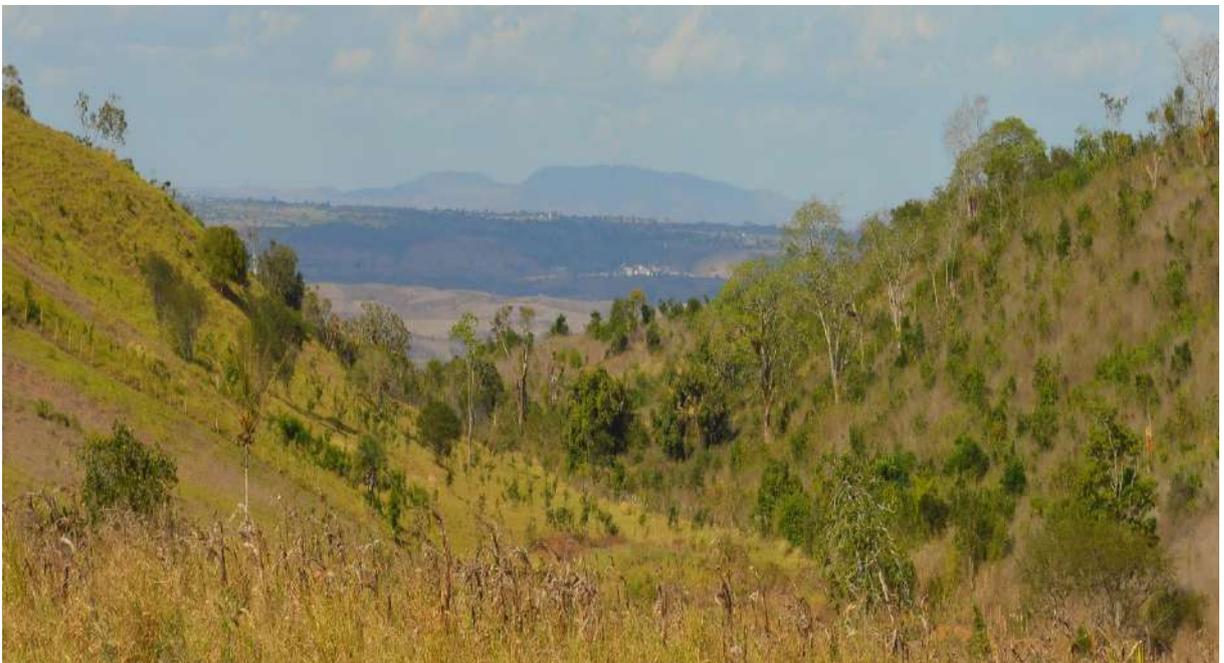


Figura 3.38. Área de contato Savana/Estepe na borda do Domo de Simão Dias, Rodovia 179, próximo a sede municipal. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

O contato Savana/Floresta Ombrófila encontra-se instalado sobre Argissolos Vermelho-Amarelos eutrófico e distrófico, geralmente bem drenados. Apresenta uma fisionomia individualizada por comunidades secundárias da Floresta Ombrófila Densa, intercalada por grupamentos da Savana (figura 3.39). Alojiam-se nos vales, ravinas e encostas, nestas até meia altura, pois aí já se instalam as formações savânicas. A passagem da Floresta para a Savana é de nitidez notável. Ressalta-se, ainda, a ocorrência dispersiva desse contato na periferia litorânea, revestindo superfícies tabulares e dissecadas pertencentes ao Cenozóico e ao Pré-Cambriano, respectivamente. Enquanto a Savana ocupa o topo e as encostas dos "tabuleiros", as comunidades florestais secundárias desenvolvem-se nos vales (figura 3.40).

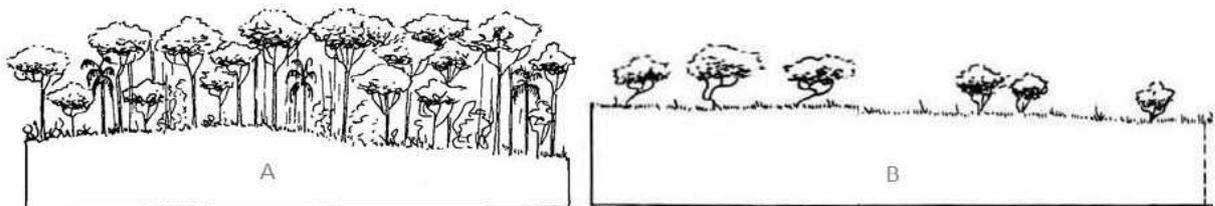


Figura 3.39. Perfil esquemático das fisionomias das formações Floresta Ombrófila (A) e Savana (B).
Fonte: Brasil, 1983.



Figura 3.40. Vegetação florestal secundária com remanescente da Floresta Ombrófila nas margens do Rio Vaza-Barris entre Pinhão e Simão Dias. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

As áreas antrópicas abrangem as áreas florestais e campestres cuja estrutura e fisionomia originais foram alteradas pela exploração madeireira, pelo desflorestamento total

e, também, os tratos agropastoris aí implantados, em utilização ou já utilizados e abandonados. Nestes últimos, pontualmente, já se processa um exercício de regeneração, Vegetação Secundária, resultante da intervenção humana nas áreas florestais. O Domínio Vaza-Barris vem sofrendo um intenso processo de uso pelas atividades agropecuárias, que cercam e diminuem progressivamente as áreas florestais nativas.

O quadro 3.1 traz a correlação entre as classes de solos, a litologia, o tipo climático e as formações vegetais, considerando as principais ocorrências no Domínio Vaza-Barris.

As classes de solos mais profundos e desenvolvidos estão na faixa de clima úmido litorâneo. Os solos mais rasos e menos desenvolvidos estão predominantemente no subúmido de transição, em litologias cristalinas e resistentes. No clima semiárido predominam os Argissolos, resultado da decomposição de uma variedade de litologias cristalinas, depósitos colúvio-eluviais e Formação Barreiras.

A vegetação é uma resposta direta do clima, que com os solos mantém uma relação simbiótica. Na faixa de clima úmido, solos mais desenvolvidos, predominam a vegetação Floresta Estacional e contato Savana/Floresta Ombrófila. No clima subúmido de transição, solos pouco desenvolvidos, predominam a Estepe Arbórea e Parque, e contato Savana/Estepe. No semiárido, solos em grau de desenvolvimento distintos, há uma complexidade de formações fitogeográficas, com áreas de tensão ecológicas entre Savanas e Estepes.

É possível identificar na distribuição de solos e vegetação o resultado da ação do clima sobre a litologia. O crescimento e intensidade das atividades antrópicas vem interferindo na proporção e tipos de vegetação encontrados, e na utilização dos solos. Tais ações estão provocando mudanças nas relações edafo-botânicas a médio e longo prazo.

Quadro 3.1. Tipos de solos, vegetação, clima e litologia do Domínio Vaza-Barris

Classes de solo	Formações vegetais	Tipos climáticos	Formações e litologias
Neossolos	Estepe Arbórea e Parque	Subúmido de transição	Fm. Frei Paulo-Ribeirópolis (metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicritos) / Fm. Capitão Palestina (metadiamicritos, metapelitos, metagrauvas) / Fm. Itabaiana (quartzitos) / Fm. Olhos d'água (metacalcários, filitos) / Fm. Jacoca (metacalcário)
	Savana/Estepe		
Argissolos	Floresta Estacional Savana/Estepe	Semiárido	Fm. Itabaiana (quartzitos) / Domos (gnaisse, migmatito) / Fm. Jacareica (filitos, metagrauvas) / Depósitos colúvio-eluviais / Formação Barreiras.
	Savana/Floresta Ombrófila	Úmido litorâneo	
Planossolos	Floresta Estacional	Subúmido de transição	Domos (gnaisse, migmatito) / Fm. Jacareica (filitos, metagrauvas)
	Savana/Estepe	Semiárido	
Plintossolos	Floresta Estacional	Subúmido de transição	Domo (gnaisse, migmatito)
	Savana/Floresta Ombrófila	Úmido litorâneo	
Cambissolos	Estepe Arbórea e Parque	Subúmido de transição	Fm. Olhos d'água (metacalcários, filitos) / Fm. Jacoca (metacalcário)
	Savana/Estepe	Semiárido	
Luvissolos	Savana/Estepe	Subúmido de transição	Fm. Frei Paulo-Ribeirópolis (metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicritos) / Fm. Olhos d'água (metacalcários, filitos) / Fm. Jacoca (metacalcário)
Gleissolos	Floresta Estacional	Úmido litorâneo	Fm. Olhos d'água (metacalcários, filitos)
	Savana/Floresta Ombrófila		
Latosolos	Floresta Estacional	Úmido litorâneo	Fm. Frei Paulo-Ribeirópolis (metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicritos)
	Savana/Floresta Ombrófila		

Fontes: Brasil, 1983; Uhlein et. al. 2011; SRH, 2014; EMBRAPA, 2018.

Organização: Luana Pereira Lima, 2021.

04. MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS

As análises morfométricas favorecem o entendimento do relevo a partir da drenagem, no contexto das áreas das bacias hidrográficas no Domínio Vaza-Barris. As análises das deformações geológicas permitem a compreensão da estruturação e esculturação da paisagem, resultados dos processos endógenos e exógenos, a partir dos comportamentos de estruturas dômicas, depressivas e residuais em área de influência do embasamento cristalino e cinturões orogênicos.

4.1. Hidrografia do Domínio Vaza-Barris

O Domínio Vaza-Barris abrange área de quatro bacias hidrográficas: Bacia Hidrográfica do Rio Sergipe, Bacia Hidrográfica do Rio Vaza-Barris, Bacia Hidrográfica do Rio Piauí e Bacia Hidrográfica do Rio Real (figura 4.1).

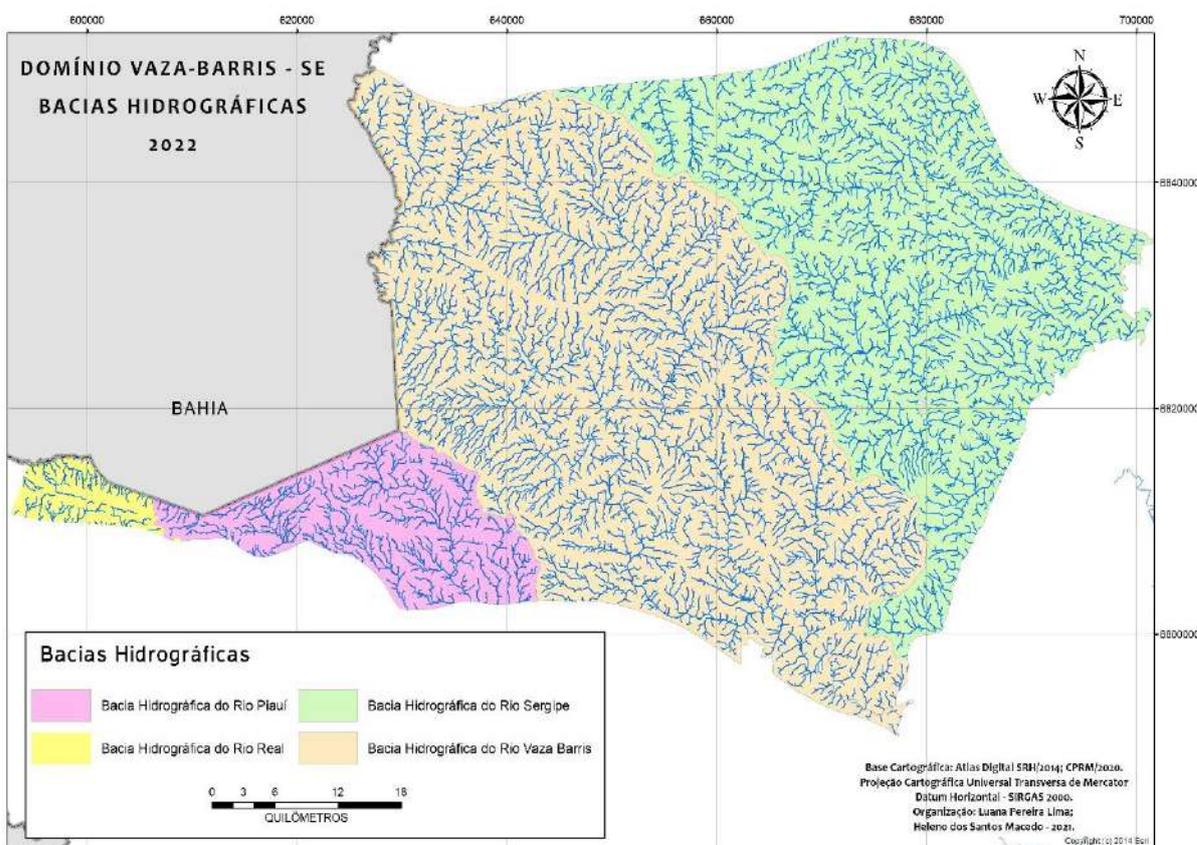


Figura 4.1. Bacias Hidrográficas do Domínio Vaza-Barris.

O rio Sergipe, principal curso d'água da bacia, nasce numa altitude de 280 m na localidade Lagoa das Areias no município de Pedro Alexandre, Bahia, onde percorre 51 km, atravessa a fronteira com o estado de Sergipe, e constitui limite municipal entre Carira e Nossa Senhora da Glória. Seu percurso totaliza 210 km de extensão, até o Oceano Atlântico,

onde desemboca em forma de estuário, entre os municípios de Aracaju e Barra dos Coqueiros (ARAÚJO, 2007).

Em seu curso superior, a bacia hidrográfica está constituída por terrenos cristalinos, em clima semiárido, com totais pluviométricos anuais em torno de 663 mm. A irregularidade das precipitações e a reduzida capacidade de retenção das águas pluviais, em terrenos cristalinos e solos derivados, refletem no escoamento superficial, apresentando-se predominantemente intermitente. Situação diferente percebe-se no médio curso, onde os afluentes apresentam, de modo geral, caráter de perenidade, devido a maior quantidade e regularidade das chuvas, decorrentes do clima subúmido e condicionamento litológico em terrenos cristalinos e coberturas sedimentares (ARAÚJO, 2007).

A Bacia hidrográfica do Rio Sergipe ocupa 36,6% do Domínio Vaza-Barris em uma área de 1.199,18 km², nas porções norte, nordeste e sudeste. Abrange os municípios: Nossa Senhora de Aparecida, Frei Paulo, Ribeirópolis, Moita Bonita, São Miguel do Aleixo, Malhador, Areia Branca, Itabaiana, Santa Rosa de Lima, Siriri e Itaporanga d'Ajuda.

A bacia hidrográfica do rio Vaza-Barris abrange os estados da Bahia e Sergipe e drena uma área total de 16.787,47 km², sendo 84% no estado da Bahia. O rio Vaza Barris nasce na Serra da Canabrava, no município de Uauá, Bahia, percorrendo cerca de 410 km até desaguar no litoral sergipano, entre os municípios de Aracaju e Itaporanga d'Ajuda. Embora a maior parte do rio Vaza Barris esteja na Bahia, o regime neste trecho geralmente é intermitente ou perenizado por açudes, perene apenas quando adentra o estado de Sergipe. O clima varia extremamente na bacia, de úmido litorâneo em sua porção leste até semiárido no alto Vaza-Barris. Em Sergipe, a maior parte está distribuída nos climas úmido litorâneo e subúmido. Geologicamente, quando adentra em Sergipe a bacia drena terrenos cristalinos até chegar no baixo curso, em terrenos da bacia sedimentar Sergipe e coberturas sedimentares (CARVALHO, 2014).

A Bacia hidrográfica do Rio Vaza-Barris compreende a maior porção do Domínio Vaza-Barris, 52,6%, em uma área de 1.721,22 km², nas porções norte, noroeste, sudoeste e sul. Abrange os municípios: Carira, Frei Paulo, Pinhão, Pedra Mole, Macambira, Simão Dias, Lagarto, São Domingos, Campo do Brito, Itabaiana, Itaporanga d'Ajuda e Areia Branca.

A bacia hidrográfica do rio Piauí possui uma área de 4.175 km², nos estados da Bahia e Sergipe. O curso d'água principal, Rio Piauí, com uma extensão total de 166,93 km, nascente no estado da Bahia, serra de Palmares, entre os municípios Riachão do Dantas e Simão Dias, desembocando no estuário de Mangue Seco, antes de atingir o oceano Atlântico. O Rio Piauí atravessa o estado de Sergipe com uma extensão de 150 km no sentido Oeste-

Leste e seus principais afluentes são os rios: Piauitinga, Fundo, Quebradas, Guararema, Arauá, abarcando a região do semiárido, agreste e litoral (SEMARH, 2015). A Bacia hidrográfica do Rio Piauí ocupa 8,8% do Domínio Vaza-Barris em uma área de 289,89 km², na porção sudoeste. Abrange parcialmente os municípios Lagarto, Simão Dias e Poço Verde.

A bacia hidrográfica do Rio Real compõe a hidrografia dos estados de Sergipe e Bahia com área total de 4.968,44 km². O rio principal nasce no município de Cícero Dantas, Bahia, e deságua no Oceano Atlântico, com o rio Piauí, entre os municípios de Jandaíra, Indiaroba e Estância (COSTA, 2011). A Bacia hidrográfica do Rio Real ocupa 1,7% do Domínio Vaza-Barris em uma área de 58,82 km², na porção sudoeste, município Poço Verde.

As bacias de drenagens são consideradas unidades hidrogeomorfológicas que interligam encostas, topos ou cristas e fundos de vales, corpos de água subterrânea, sistemas de drenagens, organizando suas formas e processos com as mudanças externas no suprimento de matéria e energia. Essa organização, ajuste, pode ser compreendida com o estudo das características próprias das bacias hidrográficas, a partir da análise morfométrica, que consiste na caracterização de parâmetros morfológicos que explicitam alguns indicadores físicos da bacia (MACHADO e TORRES, 2012).

4.2. Caracterização morfométrica

Para a análise morfométrica da área do Domínio Vaza-Barris foram utilizados os seguintes parâmetros: hierarquia fluvial, relação de bifurcação, padrões de drenagem, densidade de drenagem, densidade de rios, perfis longitudinais, gradiente altimétrico, declividade, hipsometria, curva e integral hipsométrica e isabase.

4.2.1. Hierarquia fluvial

A hierarquia fluvial nas áreas das bacias inseridas no Domínio Vaza-Barris vai até 6^a ordem na bacia do rio Vaza-Barris, 5^a ordem nas bacias do rio Sergipe e rio Piauí, e 3^a ordem na bacia do rio Real (figuras 4.2, 4.3 e 4.4). Quanto a distribuição da ordenação dos canais (tabela 4.1), há um predomínio considerável dos rios de primeira ordem. Os percentuais dos canais de primeira ordem nas áreas das bacias dos rios Vaza-Barris, Sergipe, Piauí e Real são de 78%, 77,7%, 75,4% e 80,4%, respectivamente.

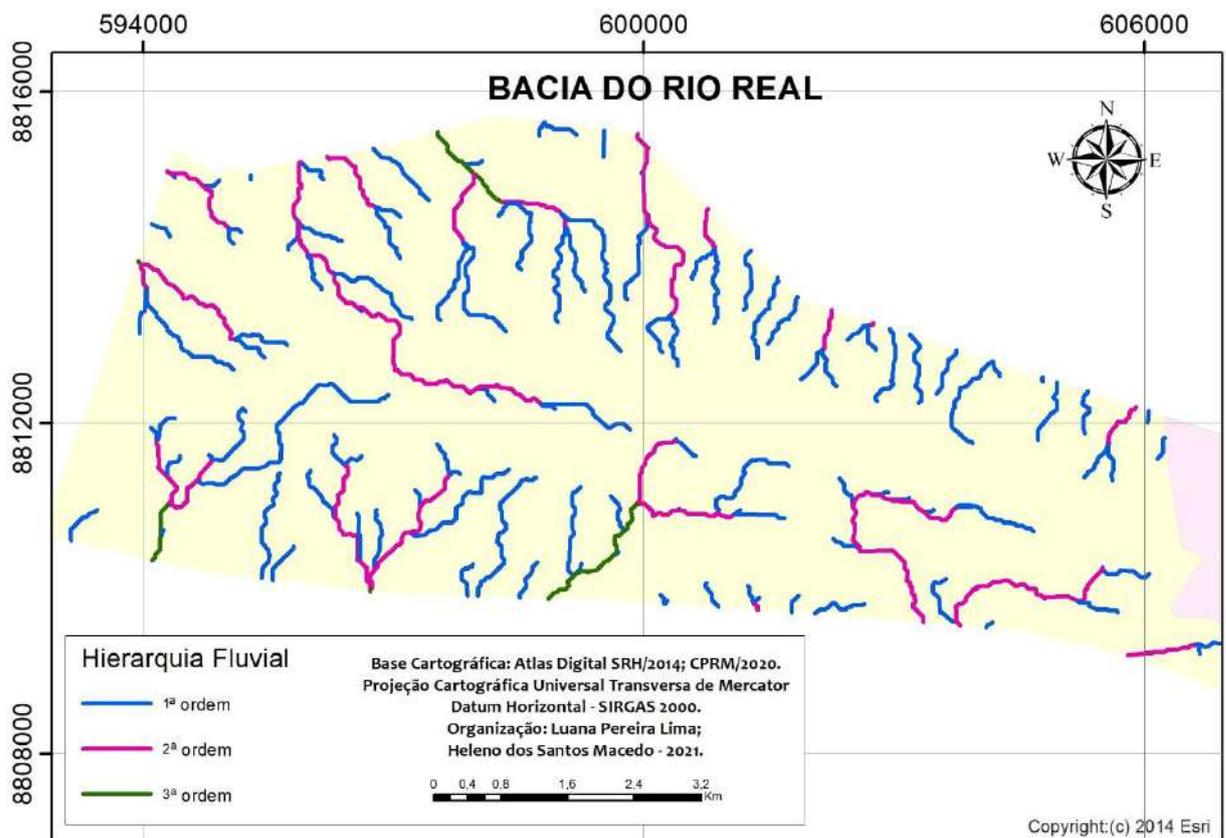
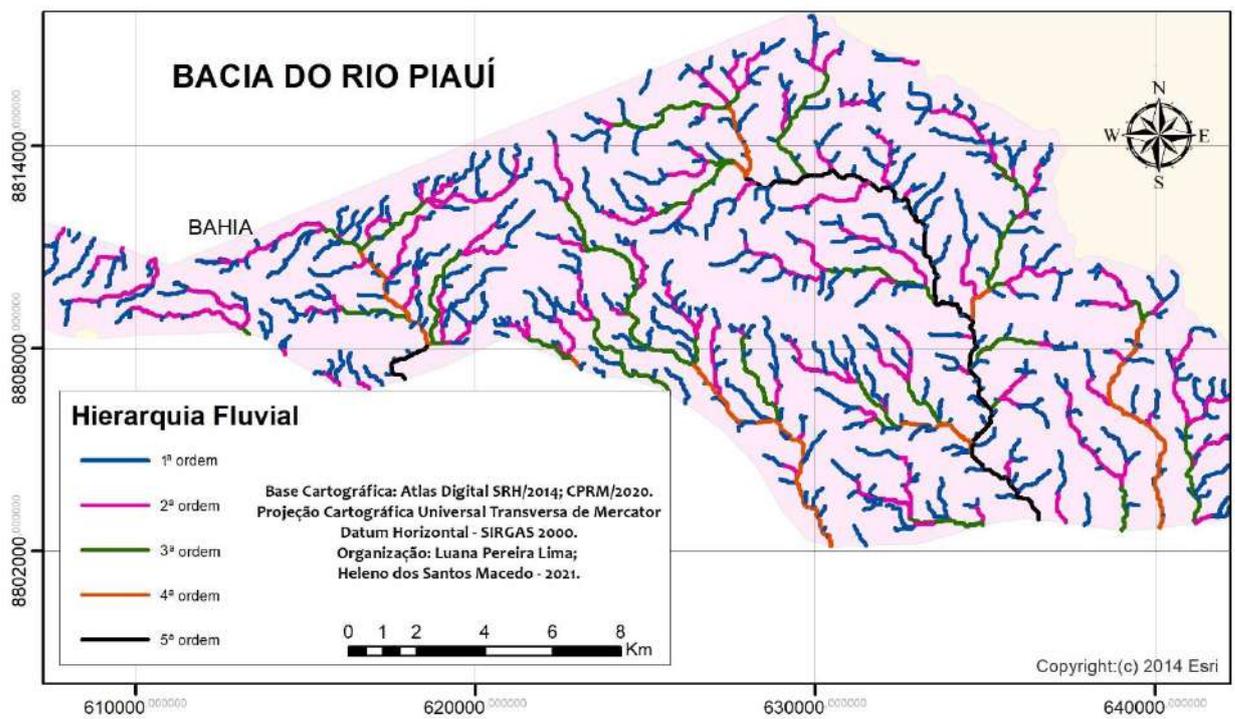


Figura 4.2. Hierarquia fluvial da área das bacias hidrográficas dos rios Real e Piauí inseridas no Domínio Vaza- Barris.

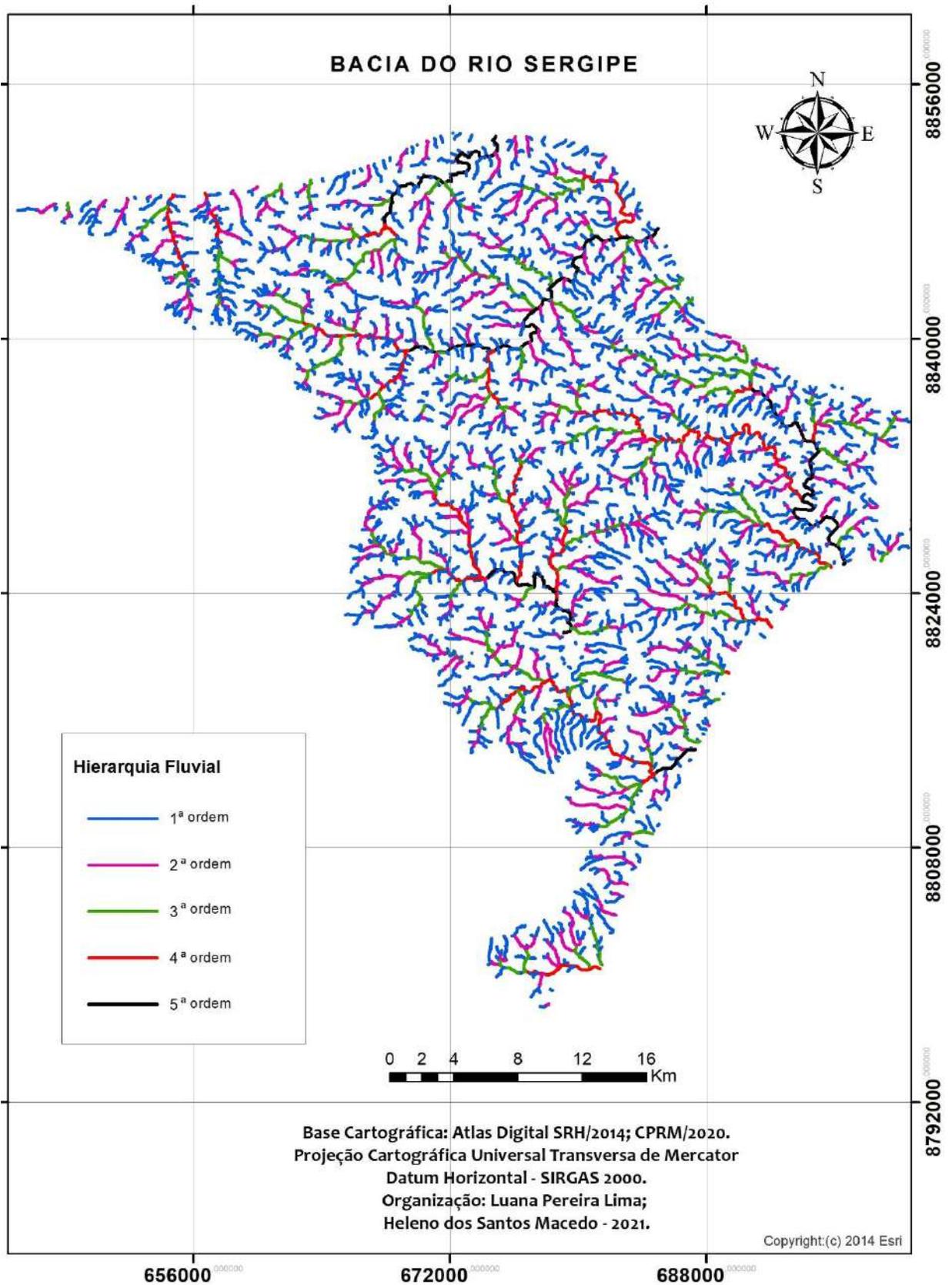


Figura 4.3. Hierarquia fluvial da área da bacia hidrográfica do Rio Sergipe inserida no Domínio Vaza-Barris.

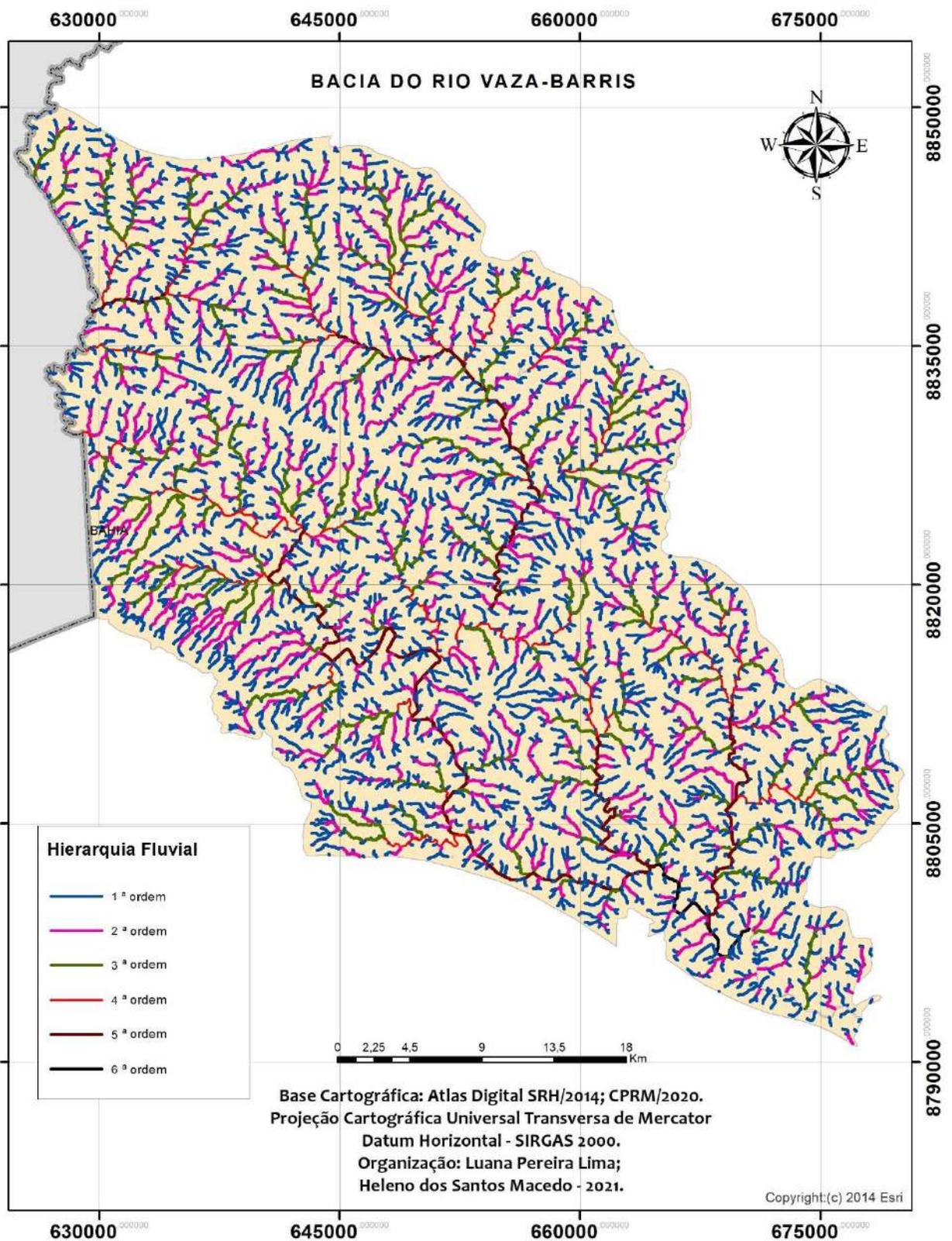


Figura 4.4. Hierarquia fluvial da área da bacia hidrográfica do Rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza- Barris.

Tabela 4.1. Distribuição da hierarquia fluvial nas áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris

VAZA-BARRIS			SERGIPE			PIAUI			REAL		
Nº de canais	Ordem	%	Nº de canais	Ordem	%	Nº de canais	Ordem	%	Nº de canais	Ordem	%
2736	1 ^a	78	1893	1 ^a	77,7	474	1 ^a	75,4	106	1 ^a	80,4
593	2 ^a	16,9	416	2 ^a	17,1	113	2 ^a	18,0	21	2 ^a	15,9
144	3 ^a	4,1	99	3 ^a	4,1	30	3 ^a	4,8	5	3 ^a	3,7
26	4 ^a	0,8	22	4 ^a	0,9	9	4 ^a	1,5	-	-	-
5	5 ^a	0,2	5	5 ^a	0,2	2	5 ^a	0,3	-	-	-
1	6 ^a	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total de canais:		3505	Total de canais:		2435	Total de canais:		628	Total de canais:		132

Elaboração: Luana Pereira Lima, 2021.

Esse resultado implica baixa capacidade de produção hídrica e alta efemeridade da rede de drenagem. Os solos rasos de baixa capacidade de armazenamento de água, a vegetação de caatinga e o clima semiárido, explicam o caráter intermitente de parte da rede de drenagem. Essa condição de efemeridade diminui progressivamente nos climas de transição para o semiárido e úmido litorâneo.

4.2.2. Relação de bifurcação

Segundo Strahler (1982), a relação de bifurcação corresponde a razão entre os números de canais de uma ordem e o número total dos segmentos de ordem imediatamente superior. Parte do princípio de que uma região de clima, litologia e estado de desenvolvimento uniformes, a relação de bifurcação tende a permanecer constante de uma ordem para a seguinte. Os valores dessa relação que oscilam entre 3 e 5, são característicos dos sistemas fluviais. Valores extremamente altos desse índice podem ser esperados em regiões de vales rochosos escarpados, onde geralmente apresentam numerosos tributários de pequena extensão (MACHADO e TORRES, 2012).

Os valores de relação de bifurcação indicam o grau de dissecação da área, quanto maior for o valor do índice maior será o grau de dissecação. A relação tende a ser maior para áreas mais amorreadas, muito disseçadas, do que para áreas colinosas. A amplitude da variação desse parâmetro corresponde a baixa (< 3), média (entre 3 e 5) e alta (> 5) (HORTON, 1945; CASTRO e CARVALHO, 2009).

A relação de bifurcação discrimina a área a partir do desenvolvimento das redes de canais e de sua relação com a topografia e o substrato rochoso. Índices mais elevados correspondem a substratos rochosos com menor infiltração e maior escoamento superficial,

por outro lado, índices menores correspondem aos substratos de maior permeabilidade e de menor escoamento superficial (MACHADO e SOUZA, 2005).

Nas áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris a relação de bifurcação média (tabela 4.2) varia de 3,4 a 4,1, indicando que em média são necessários de 3,4 a 4,1 canais de uma ordem para formar um canal de ordem superior.

Tabela 4.2. Relação de bifurcação nas áreas das bacias hidrográficas do Domínio Vaza-Barris

VAZA-BARRIS			SERGIPE			PIAUI			REAL		
Ordem	Nº de canais	Rb									
1 ^a	2736	-	1 ^a	1893	-	1 ^a	474	-	1 ^a	106	-
2 ^a	593	4,6	2 ^a	416	4,5	2 ^a	113	4,1	2 ^a	21	4,8
3 ^a	144	4,1	3 ^a	99	4,1	3 ^a	30	3,6	3 ^a	5	3,5
4 ^a	26	5,3	4 ^a	22	4,3	4 ^a	9	3	-	-	-
5 ^a	5	4,3	5 ^a	5	3,6	5 ^a	2	3	-	-	-
6 ^a	1	2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb média		4,1	Rb média		4,1	Rb média		3,4	Rb média		4,1

Elaboração: Luana Pereira Lima, 2021.

Na área do Domínio Vaza-Barris o valor de bifurcação médio foi de 3,9, considerado mediano, assinalando um relevo colinoso, em geral. As características climáticas e litológicas são os principais fatores que controlam esse parâmetro. Grande parte do volume de chuva que chega à superfície, infiltra nos terrenos derivados de litologia metassedimentar e com declive suave, características que condicionam a predominância da infiltração sobre o escoamento. Como resultado, tem-se uma constante relação de bifurcação média em toda a área.

Os valores de bifurcação entre os canais de primeira e segunda ordem nas áreas das bacias são os maiores, com exceção da bacia do rio Vaza-Barris. Esses valores indicam nascentes com relevos mais dissecados (figura 4.5). Nas áreas das bacias dos rios Piauí e Real os valores de bifurcação vão decrescendo conforme aumenta a hierarquia, a dissecação acompanha esse decréscimo com relevos colinosos mais suaves e aplainados. Nas áreas das bacias dos rios Sergipe e Vaza-Barris, há um decréscimo na bifurcação entre a segunda e terceira ordem, e volta a aumentar na ordem seguinte, indicando uma maior dissecação próximo aos principais e maiores canais fluviais dessas bacias.



Figura 4.5. Relevo mais dissecado em cabeceiras de drenagem – município de Poço Verde. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

4.2.3. Padrões de drenagem

Os padrões de drenagem são influenciados por muitos fatores, incluindo variáveis climáticas e litológicas, mas a estrutura geológica é o principal fator, estabelecendo controles sobre o padrão de drenagem através de inclinações regionais da superfície ou por discontinuidades estruturais como falhas e fraturas, que podem acarretar assimetria da bacia de drenagem ou mudança brusca do padrão de drenagem (HOWARD, 1967; LIMA, 2006).

Na figura 4.6 estão destacados os principais padrões de drenagem encontrados na área do Domínio Vaza-Barris, conforme Howard (1967); Christofolletti (1980) e Lima (2006).

Na área da bacia do Rio Real, sobre a formação Olhos d'água, predomina o padrão de drenagem paralela, divergindo da área central nas direções norte e sul. Perpendicular aos canais a norte e sul da área, estão posicionadas cristas alongadas mais resistentes que provocaram mudança dos canais no centro da área. Essas mudanças de curso são identificadas a partir dos ângulos e canais retilíneos que seguem as cristas no sentido noroeste-sudeste.

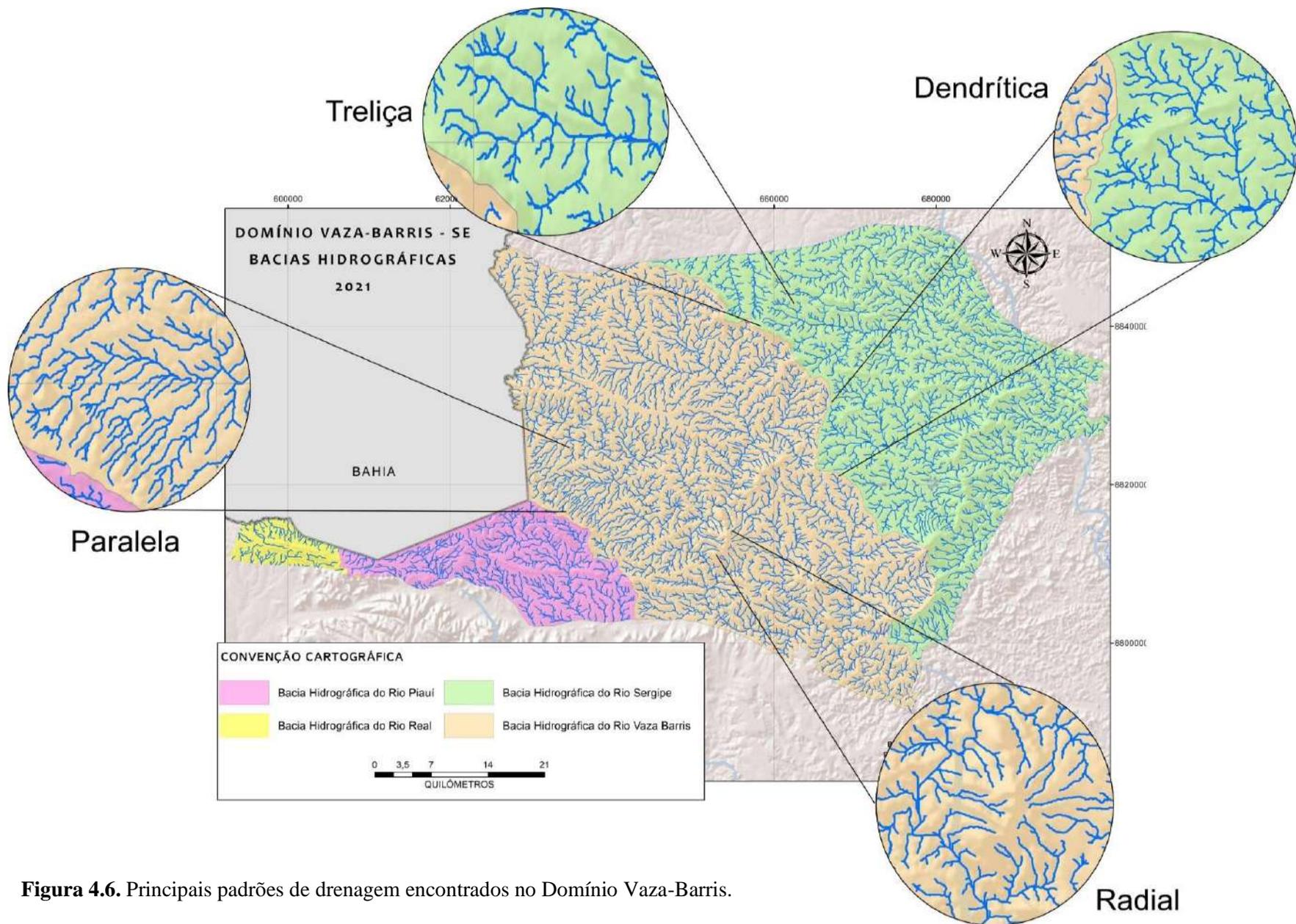


Figura 4.6. Principais padrões de drenagem encontrados no Domínio Vaza-Barris.

Sobre as formações Olhos d'água, Frei Paulo-Ribeirópolis, Jacarecica e Domo de Simão Dias, a rede de drenagem da bacia do rio Piauí se configura em dois tipos principais de padrões de drenagem: dendrítica e paralela. Na porção norte da área predomina o padrão dendrítico desenvolvido sobre rochas de resistência uniforme (metacalcários), apresentando algumas confluências em ângulos retos, consideradas anomalias que denunciam controle estrutural. Esse controle fica evidente na porção sul da área com rede de drenagem em padrão paralelo, seguindo a direção (noroeste-sudeste) da zona de cisalhamento do rio Jacaré, partindo da Serra do Cabral que margeia o Domo de Simão Dias.

Na área da bacia do rio Sergipe são encontrados os padrões de drenagem dendrítica, paralela, radial e treliça. A drenagem dendrítica predomina em toda a área, com ramificações irregulares distribuídas em todas as direções, sobre rochas de resistência uniforme da formação Frei Paulo-Ribeirópolis. A paralela encontra-se principalmente ao longo de cristas alongadas nas porções leste e sudeste, constituídas por material mais resistente da formação Itabaiana, margeando o domo. O padrão treliça está presente nas porções noroeste, norte e nordeste em canais bem marcados pela estrutura, seguindo a direção das zonas de cisalhamento presentes na área, como a falha de Mocambo. O padrão radial encontra-se em forma centrífuga, com os canais divergindo a partir de um ponto central que é a Serra de Itabaiana, na porção sul da área.

Todas as formações presentes no Domínio Vaza-Barris estão na área da bacia do rio Vaza-Barris, onde são encontrados os padrões de drenagem radial, paralela e dendrítica. A paralela se encontra ao longo de cristas alongadas nas porções noroeste e sudoeste da bacia, constituídas por material mais resistente da formação Olhos d'água, seguindo o direcionamento sudoeste-nordeste. O padrão radial encontra-se em forma centrífuga, com os canais divergindo a partir de pontos centrais que são a Serra da Miaba, a Ribeira e serras no município de Macambira nas porções sul e sudoeste da área. A drenagem dendrítica predomina nas porções norte e central, com ramificações irregulares distribuídas em todas as direções, sobre rochas de resistência uniforme da formação Frei Paulo-Ribeirópolis, principalmente.

Observa-se na área do Domínio Vaza-Barris uma variedade de padrões de drenagem, resultando em uma configuração de drenagem complexa. O controle estrutural sobre o arranjo da drenagem evidencia-se ao analisar as configurações da drenagem no Domínio Vaza-Barris, através das confluências em ângulos retos, canais retilíneos e direcionamento dos canais seguindo zonas de falhas, fraturas e litologias com grau de resistência distintas das áreas adjacentes.

O canal do rio Vaza-Barris manifesta esse controle em sua forma com muitas mudanças de direção em ângulos retos (figura 4.7), seguindo a estrutura na divisa dos municípios de Simão Dias, Pinhão, Pedra Mole e Lagarto. O canal do rio Sergipe também apresenta mudanças de direção em ângulos retos, vale encaixado e leito rochoso entre os municípios de São Miguel do Aleixo e Nossa Senhora das Dores (figura 4.8).

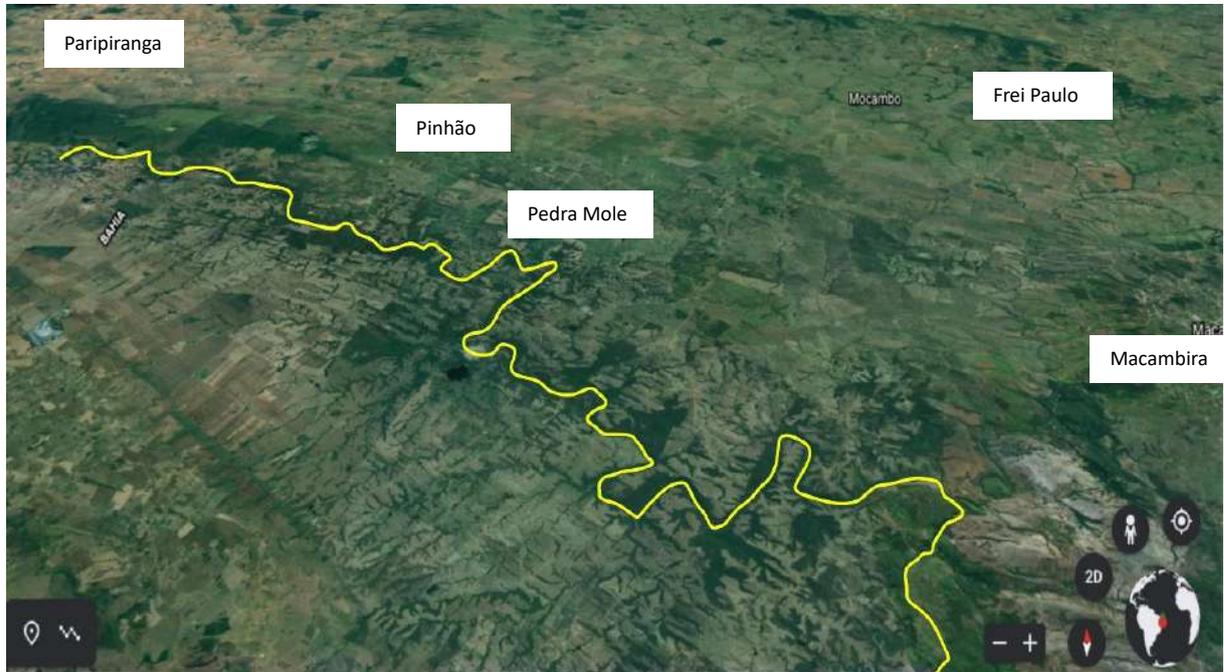


Figura 4.7. Trecho do Rio Vaza-Barris encaixado na estrutura.
Fonte: Modificado de Google Earth, 2021.



Figura 4.8. Vale encaixado do Rio Sergipe, município São Miguel do Aleixo.
Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

4.2.4. Densidade de drenagem e densidade de rios

A densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos canais com a área. Em ambientes com condições climáticas semelhantes, o comportamento hidrológico do terreno repercute na densidade de drenagem. Onde a infiltração encontra maior dificuldade há o favorecimento do escoamento superficial, gerando possibilidade para a esculturação de canais, como em litologias clásticas de granulação fina, e, conseqüentemente, densidade de drenagem mais elevada (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Uma densidade de drenagem alta indica boa disponibilidade hídrica em superfícies de rochas pouco resistentes, de solos impermeáveis, de escassa cobertura vegetal ou de relevo acidentado, podendo ou não possuir simultaneamente todas essas características. Contrariamente, uma densidade de drenagem baixa indica escassa disponibilidade hídrica superficial, rochas resistentes, solos com alta infiltração, cobertura vegetal densa ou relevo suave (MACHADO e TORRES, 2012).

A densidade ou frequência de rios equivale à relação entre a quantidade de cursos de água e a área. O número de canais de determinada bacia é noção básica para demonstrar a sua magnitude. A densidade de rios de suma importância representa matematicamente a capacidade que a bacia tem de gerar novos cursos de água (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Com média de 1,74 de densidade de drenagem e 2,11 de densidade de rios (quadro 4.1), o Domínio Vaza-Barris tem disponibilidade hídrica baixa a mediana. A baixa disponibilidade hídrica superficial reflete as condições climáticas que oscilam entre semiárido e de transição para o semiárido, principalmente, e do regime fluvial das bacias hidrográficas que até o adentrar o estado de Sergipe tem efemeridade acentuada por pela semiaridez mais severa. As rochas são resistentes, em terrenos de litologia metamórfica e predominam solos com alta infiltração. Essas condições culminam em uma baixa densidade de drenagem na área do Domínio Vaza-Barris.

Quadro 4.1. Densidade de rios, densidade de drenagem e áreas das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris.

Área das bacias inseridas no Domínio Vaza-Barris	Densidade de rios	Densidade de drenagem
Real – 58,82 km ²	2,24	1,69
Piauí – 289,89 km ²	2,16	1,83
Sergipe – 1199,18 km ²	2,03	1,70
Vaza-Barris – 1721,22 km ²	2,03	1,75

Elaboração: Luana Pereira Lima, 2021.

A densidade de drenagem é um parâmetro importante para retratar o relevo, pois quanto mais desenvolvida a rede de drenagem, maior a capacidade de remoção de materiais. Por outro lado, áreas com uma densidade de drenagem menor o escoamento ao longo dos cursos de água flui mais rapidamente, acelerando a concentração das águas, intensificando as enchentes (MACHADO e TORRES, 2012). A densidade de drenagem, a frequência dos rios e a amplitude interfluvial são variáveis que interferem na dissecação do relevo.

Os resultados obtidos para o Domínio Vaza-Barris estão representados no quadro 4.2. Nos parâmetros estabelecidos, considerou-se de baixa densidade de drenagem e frequência dos rios e, de alta amplitude interfluvial. De modo geral, não apresenta alta capacidade de remoção de materiais, mas, por estar em regime pluviométrico subúmido de transição e semiárido, com chuvas concentradas, e escoamento rápido entre os cursos de água, as enchentes são recorrentes em períodos de chuva, elevando significativamente e momentaneamente a capacidade de remoção de materiais.

4.2.5. Perfis longitudinais e gradiente

O gradiente altimétrico e sua relação com a extensão dos segmentos dos canais, expresso nos perfis longitudinais, revelou variação na área do Domínio Vaza-Barris, de 1,50 a 20,31. A geometria dos perfis retratam canais ajustados e contornos suaves até perfis mais íngremes e canais desajustados, com rupturas de declive, *knickpoints* (figuras 4.9 a 4.12).

Observando os perfis longitudinais de 10 canais fluviais escolhidos nas áreas de bacias hidrográficas do Domínio Vaza-Barris, destaca-se a diversidade quanto ao equilíbrio desses canais.

Os perfis longitudinais dos rios Sergipe e Vaza-Barris, com valores de gradiente 2,6m/km e 1,5 m/km, respectivamente, embora côncavos, estão mais evoluídos nos pontos terminais, apresentando certa horizontalidade. Os baixos gradientes altimétricos e o desenho do perfil atestam o relevo aplainado em uma extensão expressiva desses canais.

Os perfis do riacho Saco do Camisa, Rio Jacaré, Rio Jacoca, Rio Salgado e Rio Traíras, com 20,31m/km, 6,44m/km, 6,59m/km, 4,39m/km e 6,33m/km de gradiente, respectivamente, são mais irregulares, com porções convexas.

O riacho Saco do Camisa e os rios Jacaré e Jacoca mantêm a declividade em grande parte do percurso até perder altimetria suavemente nos trechos finais. Já os rios Salgado e Traíras a mudança de declividade, nos trechos finais, ocorre de forma mais acentuada, este último apresenta nítido *kinickpoint* seguido de convexidade até o seu percurso final horizontalmente.

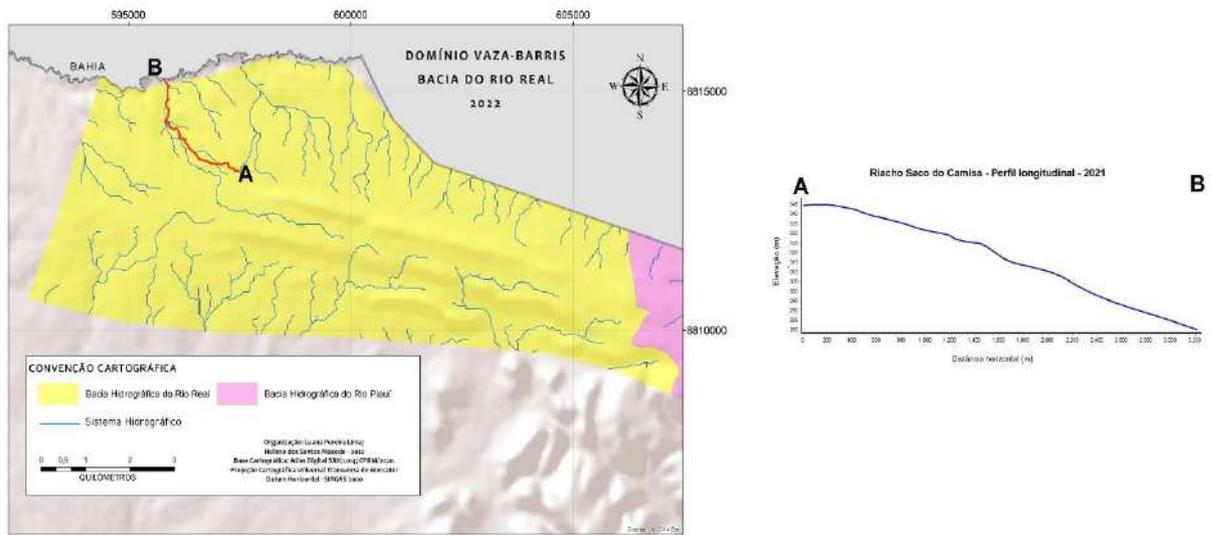


Figura 4.9. Perfil longitudinal de canal fluvial na área da bacia do rio Real.

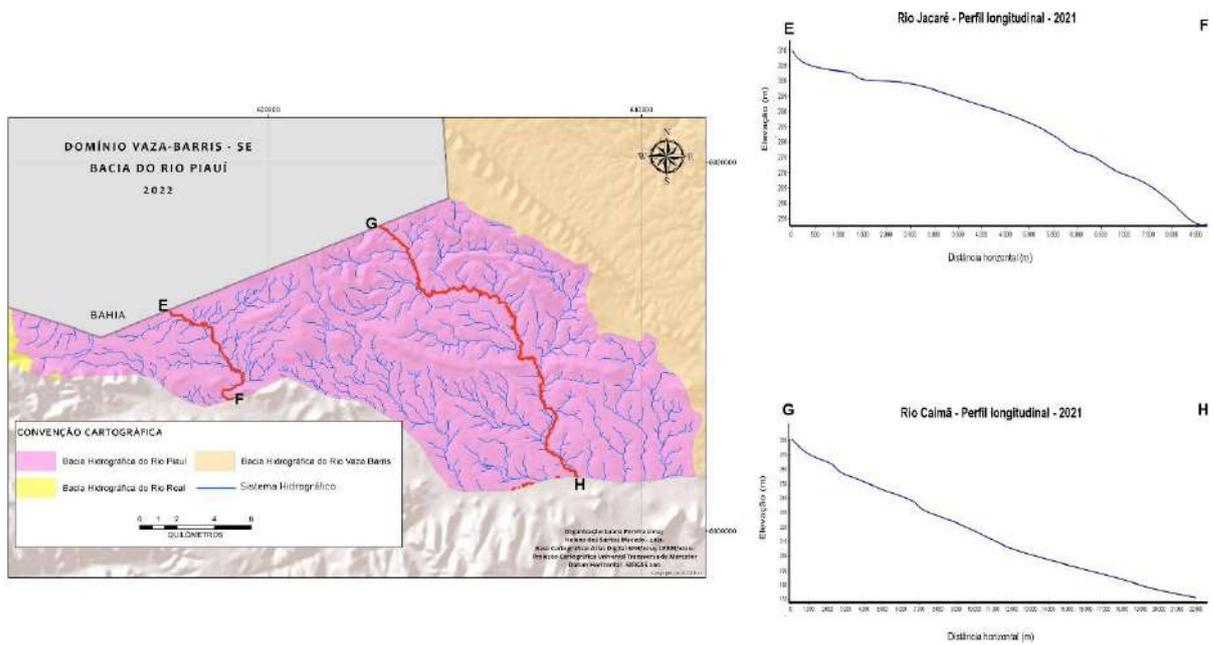


Figura 4.10. Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Piauí

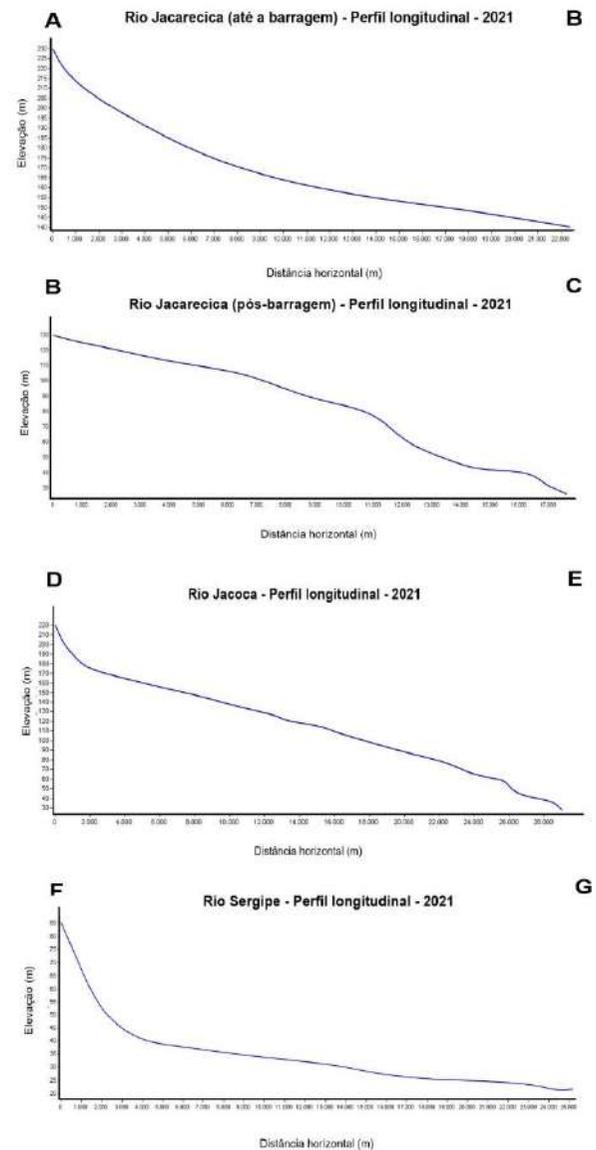
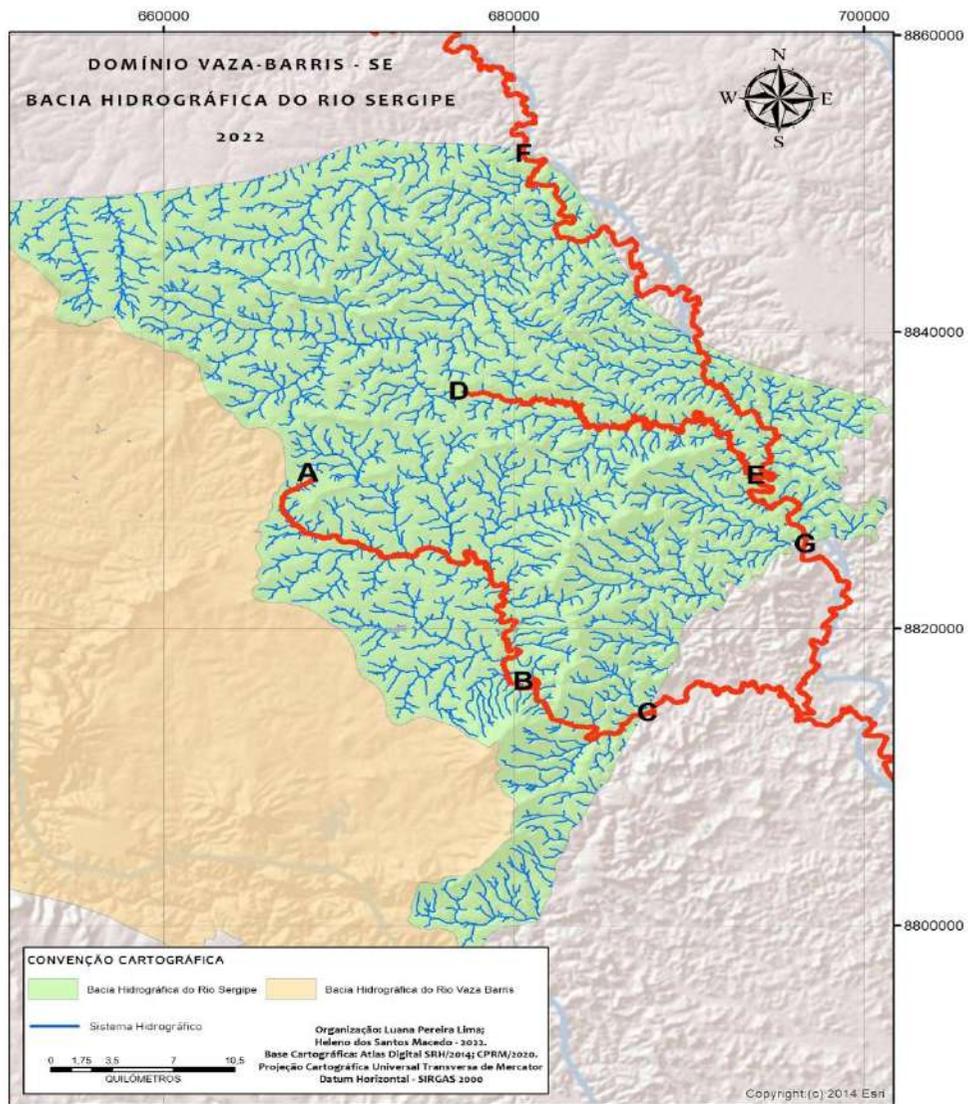


Figura 4.11. Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Sergipe

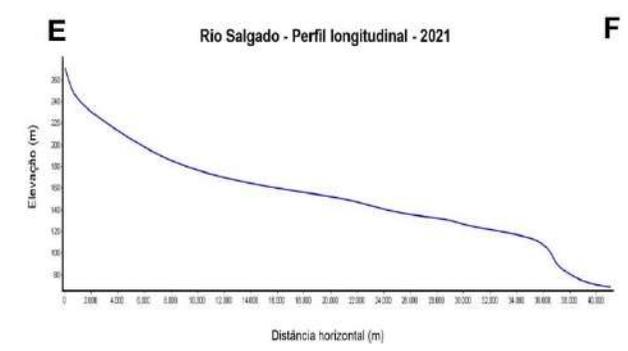
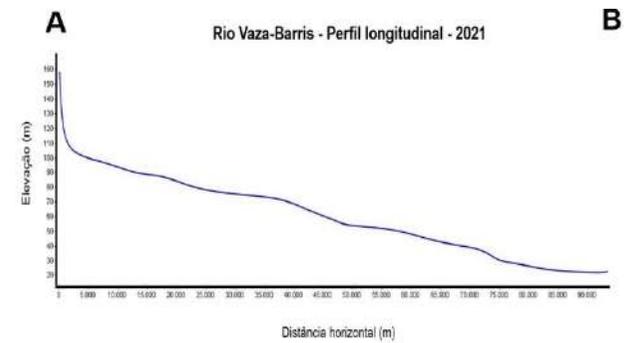
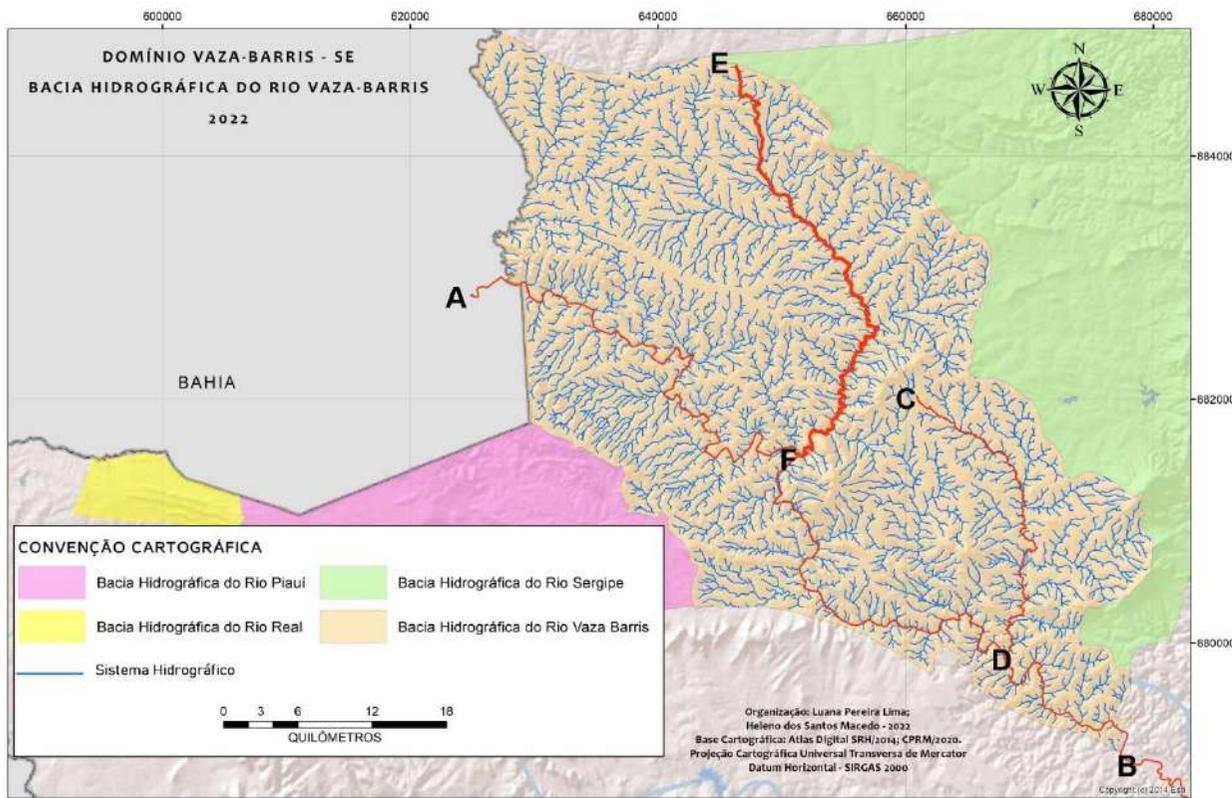


Figura 4.12. Perfis longitudinais de canais fluviais na área da bacia do rio Vaza-Barris

As discontinuidades nas declividades dos perfis longitudinais referem-se a patamares do relevo, discontinuidades litológicas, ou estrutura (falhas e fraturas). Aparecem junto a elevações residuais e aos vales dos principais afluentes. No perfil longitudinal do rio Traíras estão bem demarcadas as rupturas de declive, associadas aos relevos residuais em rochas quartzíticas da formação Itabaiana (figura 4.13).



Figura 4.13. Rio Traíras encaixado em rochas quartzíticas – Poção da Ribeira, São Domingos. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

O perfil do Rio Jacarecica antes das barragens, possui gradiente de 4,01 m/km em um perfil côncavo típico até o nível de base local, e de 5,71 m/km depois das barragens, em um perfil com poucas mudanças altimétricas e de declividade suave até o seu trecho final, onde ocorrem duas rupturas e formatos côncavos. O perfil do Rio Caimã, com gradiente de 5 m/km, apresenta um decréscimo suave da altimetria e declividade, em um perfil levemente côncavo.

4.2.6. Declividade

Os dados de declividade do Domínio Vaza-Barris foram classificados em sete intervalos, variando de 0 a $> 45^\circ$ (figura 4.14).

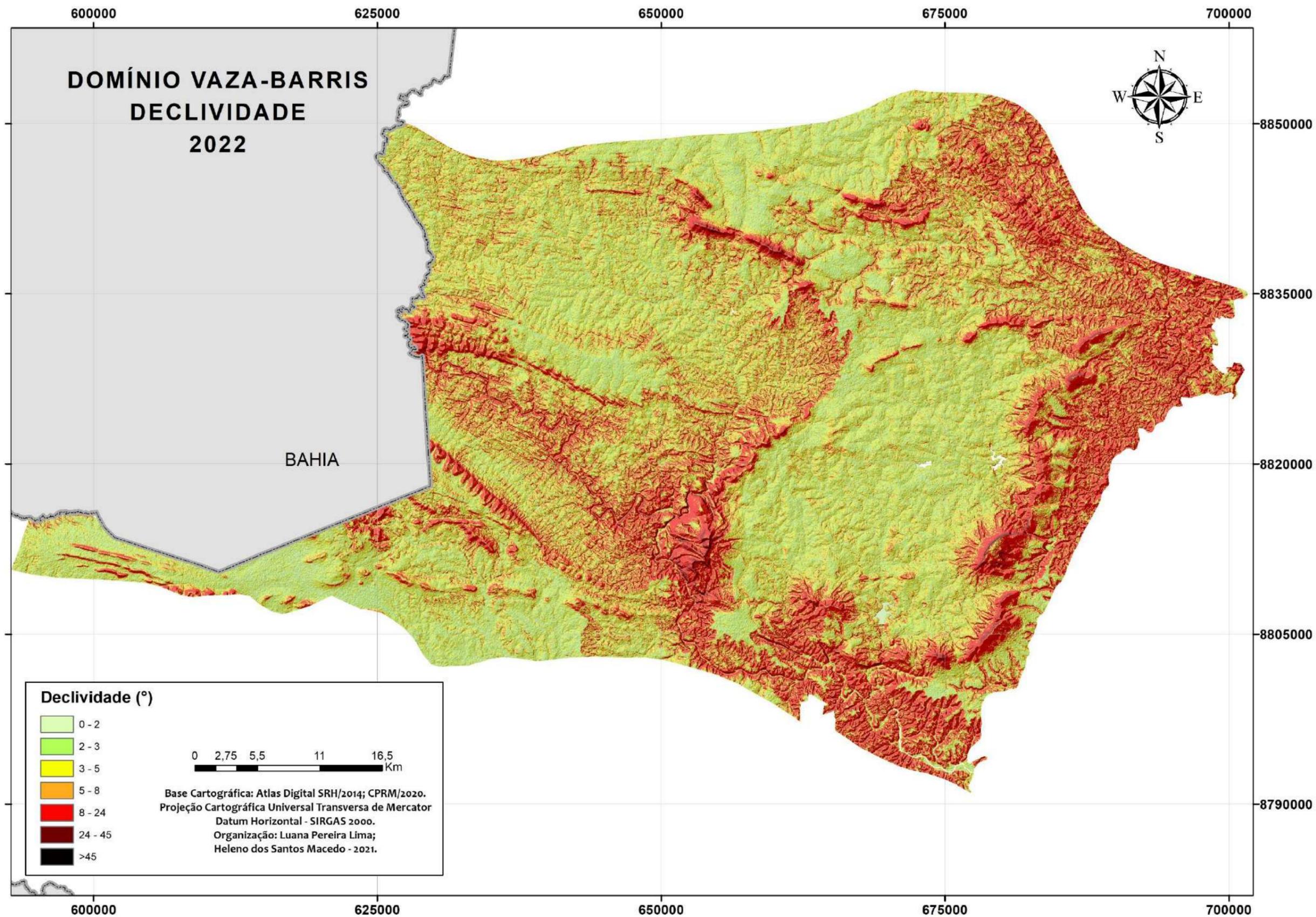


Figura 4.14. Declividade do Domínio Vaza-Barris.

Aponta o predomínio de relevo ondulado (3° a 5°) e plano (0 a 2°). Bordejando os domos de Itabaiana e Simão Dias, nas serras residuais e ao longo de vales encaixados, a exemplo dos rios Sergipe e Vaza Barris (figura 4.15), há o aumento da declividade (8° a 24°), representando um relevo fortemente ondulado. As declividades mais acentuadas (24° a 45°) têm maior ocorrência nas bordas leste e sudoeste do Domo de Itabaiana, apresentando relevo montanhoso. A declividade $>45^\circ$, que configura o relevo escarpado só ocorre no topo das serras Itabaiana e Miaba que chegam a apresentar 77° de declividade.



Figura 4.15. Vale encaixado do Rio Vaza-Barris entre os municípios de Pinhão e Simão Dias. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Nas declividades nula e suave (0 a 3°) são encontrados solos mais desenvolvidos (argissolos), e em ambientes bem drenados, solos poucos profundos (plintossolo e planossolo) pelo excesso de drenagem em áreas mais rebaixadas. Em relevo ondulado, com declividades mais fortes (3° a 24°), são encontrados solos de cores claras e pouco profundos (cambissolo, luvisolo e neossolo) e solos medianamente profundos (argissolo) e moderadamente drenados. Nos declives mais acentuados (acima de 45°), ocorrem solos pedregosos e/ou rochosos (neossolos litólicos), muito suscetíveis à erosão e bem drenados.

4.2.7. Hipsometria

Os dados hipsométricos do Domínio Vaza-Barris foram classificados em cinco intervalos, variando de 3 a 675m (figura 4.16).

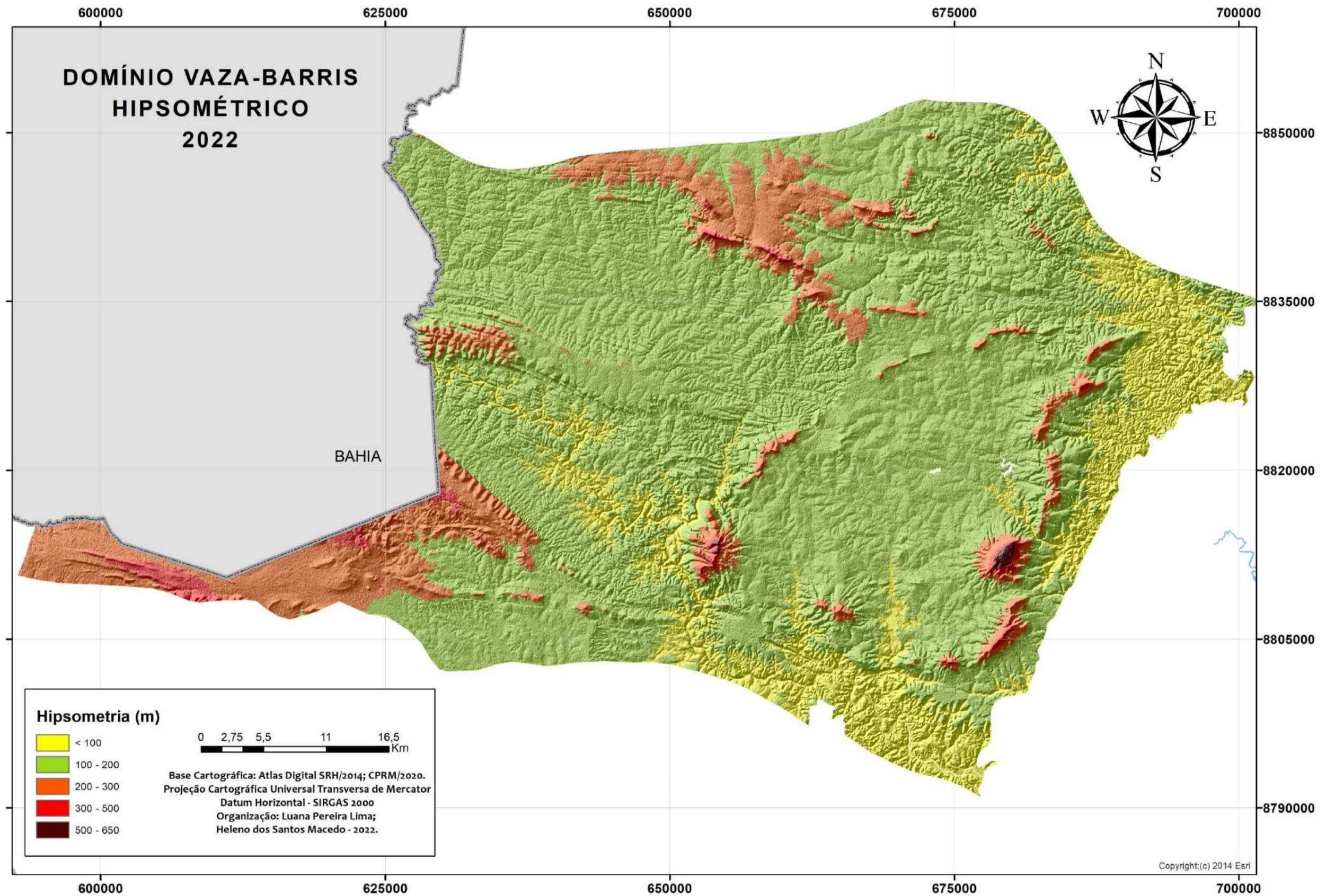


Figura 4.16. Hipsometria do Domínio Vaza-Barris.

As maiores altitudes concentram-se nas bordas do Domo de Itabaiana, em litologias mais resistentes com variação de 300 a 650m, no topo da Serra de Itabaiana. Na porção noroeste observa-se um patamar com altitudes variando de 200 a 500m em litologias de quartzito nas escarpas, formando um anfiteatro erosivo e na base depósitos colúvio-eluviais.

Nas bordas do Domo de Simão Dias, e em sua porção a sudoeste, no município de Poço Verde, as altitudes variam de 200 a 500m, na Formação Olhos d'Água. Essa variação altimétrica também se encontra em uma faixa que limita o anticlinório, próximo a cidade de Pinhão, na porção oeste do Domínio Vaza-Barris. São áreas com litologia que resistiram a erosão diferencial. Com variação de 3 a 150m estão as áreas mais rebaixadas pela dissecação, nos vales dos principais canais.

4.2.7.1. Curva e integral hipsométrica

O índice da integral hipsométrica foi aplicado nas áreas das 4 bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris. A Bacia Hidrográfica do Rio Real apresentou índice hipsométrico de 0,46, e sua curva exibe um perfil retilíneo (figura 4.17). Tem a menor área analisada e a menor área drenada, mas apresenta maior índice que as maiores bacias. Ela se encontra estruturada sobre os metacalcários da formação Olhos d'Água.

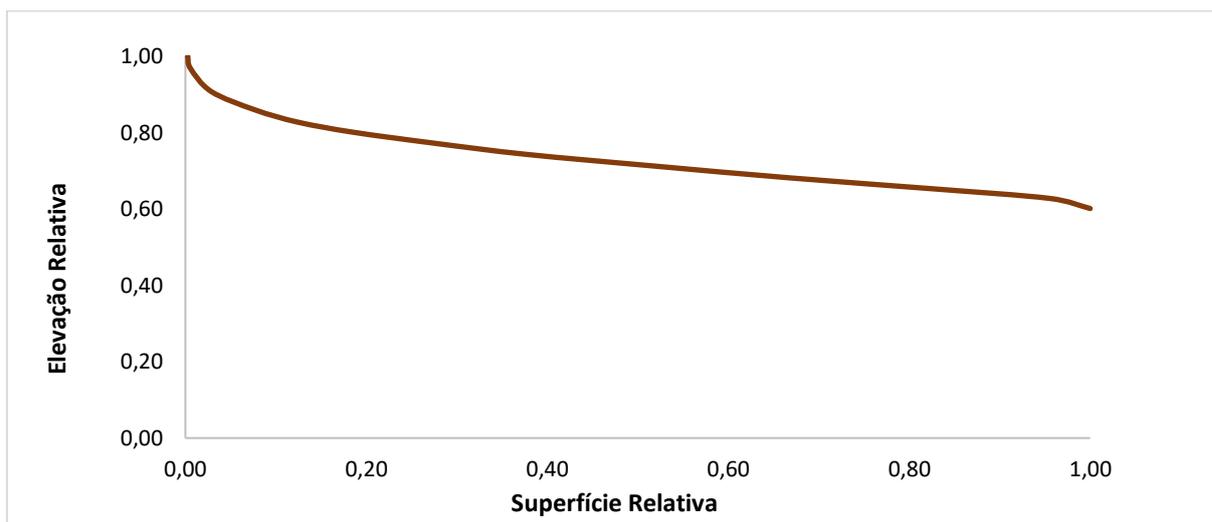


Figura 4.17. Integral hipsométrica da área da Bacia do rio Real inserida no Domínio Vaza-Barris.

A elevação dessa área oscila de 300 a 511m, a curva apresenta uma distribuição equilibrada de área por elevação, salvo as maiores e menores elevações desse intervalo, onde é possível observar um pequeno declínio na curva. O resultado do índice para essa área permite inferir uma paisagem na fase de maturidade.

A Bacia Hidrográfica do rio Piauí, localizada a sudoeste da área, entre as bacias dos rios Real e Vaza-Barris, apresentou índice hipsométrico de 0,46. Sua curva exibe uma concavidade inicial seguida de um suave declínio em perfil retilíneo (figura 4.18).

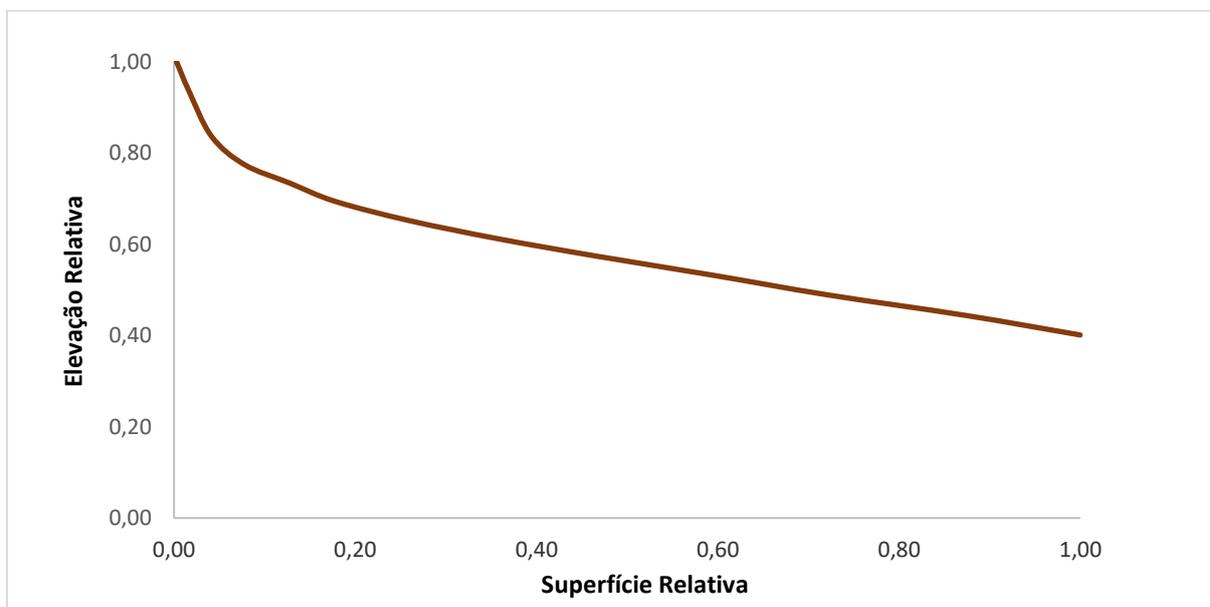


Figura 4.18. Integral hipsométrica da área da Bacia do Rio Piauí inserida no Domínio Vaza-Barris.

Encontra-se estruturada sobre os metacalcários da formação Olhos d'Água, o embasamento gnáissico do domo de Simão Dias, os filitos e metagrauvas da formação Jacarecica e os metassiltitos e metarenitos da formação Frei Paulo-Ribeirópolis. A elevação dessa área oscila de 200 a 526m, a curva apresenta uma distribuição equilibrada de área por elevação, com exceção das maiores elevações desse intervalo, que possui uma superfície relativa menor. O resultado do índice para essa área permite inferir uma paisagem em fase de maturidade.

A Bacia Hidrográfica do rio Sergipe, localizada a norte, nordeste e sudeste da área, apresentou índice hipsométrico de 0,39. Sua curva exibe uma acentuada concavidade inicial seguida de um suave declínio em perfil retilíneo e uma mudança de padrão para côncava no final (figura 4.19).

Encontra-se estruturada sobre o embasamento gnáissico do domo de Itabaiana, os metassiltitos e metarenitos da formação Frei Paulo-Ribeirópolis, os quartzitos da formação Itabaiana e pontualmente os metacalcários da formação Olhos d'Água. A elevação dessa área oscila de 90 a 650m, a curva apresenta uma distribuição equilibrada de área por elevação no intervalo entre 142 e 261m representado pelo padrão retilíneo. As maiores elevações e as menores possuem uma superfície relativa baixa, representadas pelas concavidades no início e

fim do perfil. O resultado do índice para essa área permite inferir uma paisagem em fase de maturidade avançada.

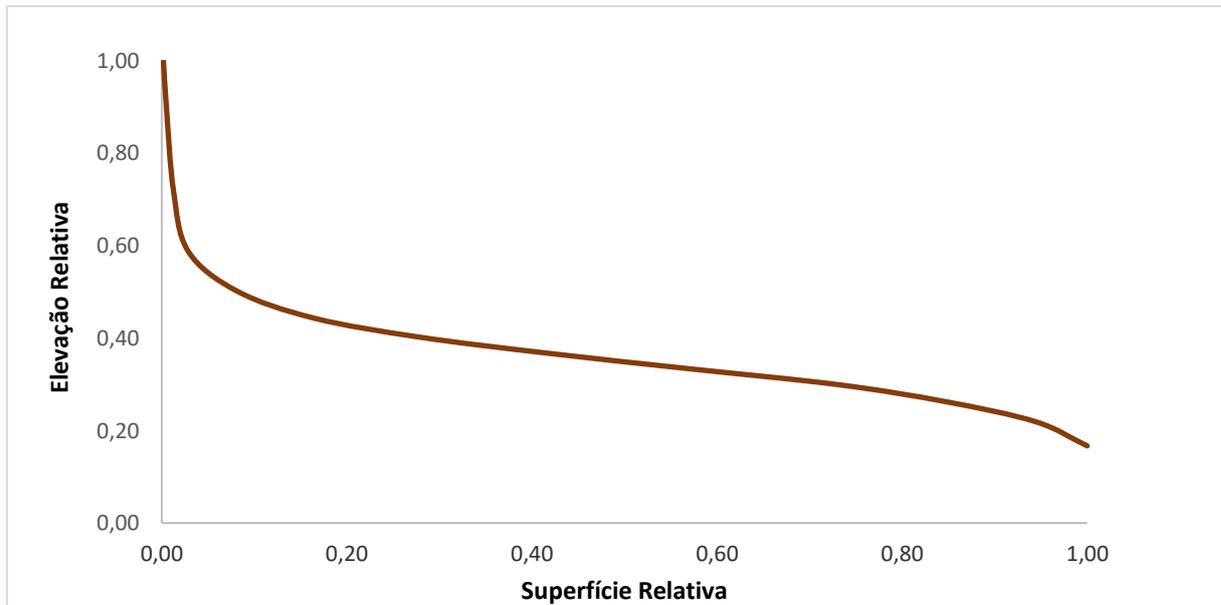


Figura 4.19. Integral hipsométrica da área da Bacia do rio Sergipe inserida no Domínio Vaza-Barris.

A Bacia Hidrográfica do rio Vaza-barris, localizada a noroeste e sudoeste da área, entre as bacias dos rios Piauí e Sergipe, apresentou índice hipsométrico de 0,39. Sua curva exibe uma acentuada concavidade inicial seguida de um suave declínio em perfil quase retilíneo e uma mudança de padrão para côncava no final (figura 4.20).

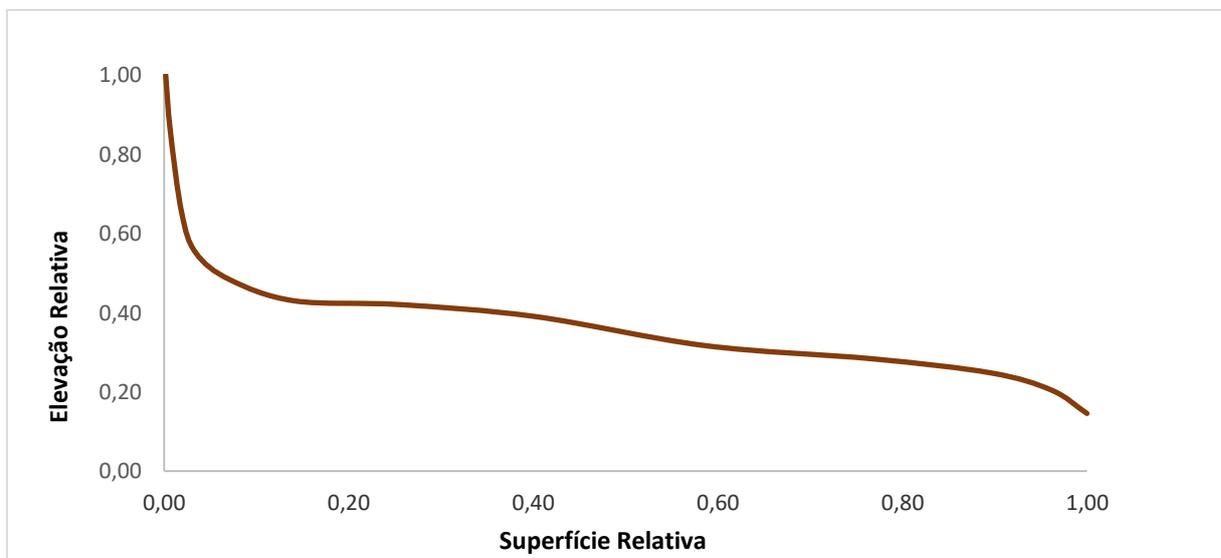


Figura 4.20. Integral hipsométrica da área da Bacia do Rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza-Barris.

Encontra-se estruturada sobre todas as litologias presentes no Domínio Vaza-Barris. A elevação dessa área oscila de 72 a 646 m, a curva apresenta uma distribuição equilibrada de área por elevação no intervalo entre 132 e 277 m representado pelo padrão quase retilíneo. As maiores elevações e as menores possuem uma superfície relativa baixa, representadas pelas concavidades no início e fim do perfil. O resultado do índice para essa área permite inferir uma paisagem em fase de maturidade avançada.

As áreas das 4 bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris apresentaram índices 0,46 e 0,39, ambos sugerem paisagens em fase madura, nas quais mais de 50% do volume de massa sofreram erosão. As variáveis de análise hipsométrica devem ter correlação direta com as taxas de denudação, a integral hipsométrica deve ser inversamente proporcional à erosão de uma dada área (VARGAS e SORDI, 2016). As variações litológicas podem interferir na análise hipsométrica, as maiores elevações das bacias dos rios Sergipe e Vaza-Barris estão relacionadas aos quartzitos da formação Itabaiana, mais resistentes do que as demais litologias encontradas na área de estudo.

4.2.8. Isobase

Para as bacias inseridas do Domínio Vaza-Barris foram considerados os níveis de base relativos aos canais de segunda e terceira ordem.

As superfícies de nível de base na bacia do rio Vaza-Barris apresentam três domínios: superfícies mais preservadas, acima de 300m; zona de transição, entre 180 e 300m; superfícies rebaixadas, abaixo de 180m. Existe um controle estrutural na compartimentação desses níveis. As superfícies mais preservadas seguem os *trends* NW-SE das zonas de cisalhamento que soergueram e bascularam a área no sentido NE-SW. Na porção sudeste, as superfícies preservadas estão relacionadas a litologia mais resistente, quartzitos da formação Itabaiana (figura 4.21).

A zona intermediária representa mudança de nível de base, uma passagem das superfícies preservadas para as superfícies mais rebaixadas da topografia. A passagem se encontra marcada por *kinck points*, reforçando ainda mais seu caráter de transição. Os perfis longitudinais dos rios Traíras e Salgado (analisados anteriormente), com parte de suas extensões posicionadas nessa zona, demonstraram uniformidade topográfica até as rupturas quando há a mudança para as superfícies mais rebaixadas.

Próximas aos níveis de base regionais atuais, estão as superfícies mais rebaixadas, posicionadas entre as zonas de cisalhamento, onde ocorreu maior compressão, resultando em uma maior concentração de lineamentos e fraturas. Como consequência tem-se a dissecação

mais pronunciada. Essas superfícies têm maior ocorrência no anticlinório de Pinhão e ao sul do Domo de Itabaiana, acompanhando o canal principal da bacia.

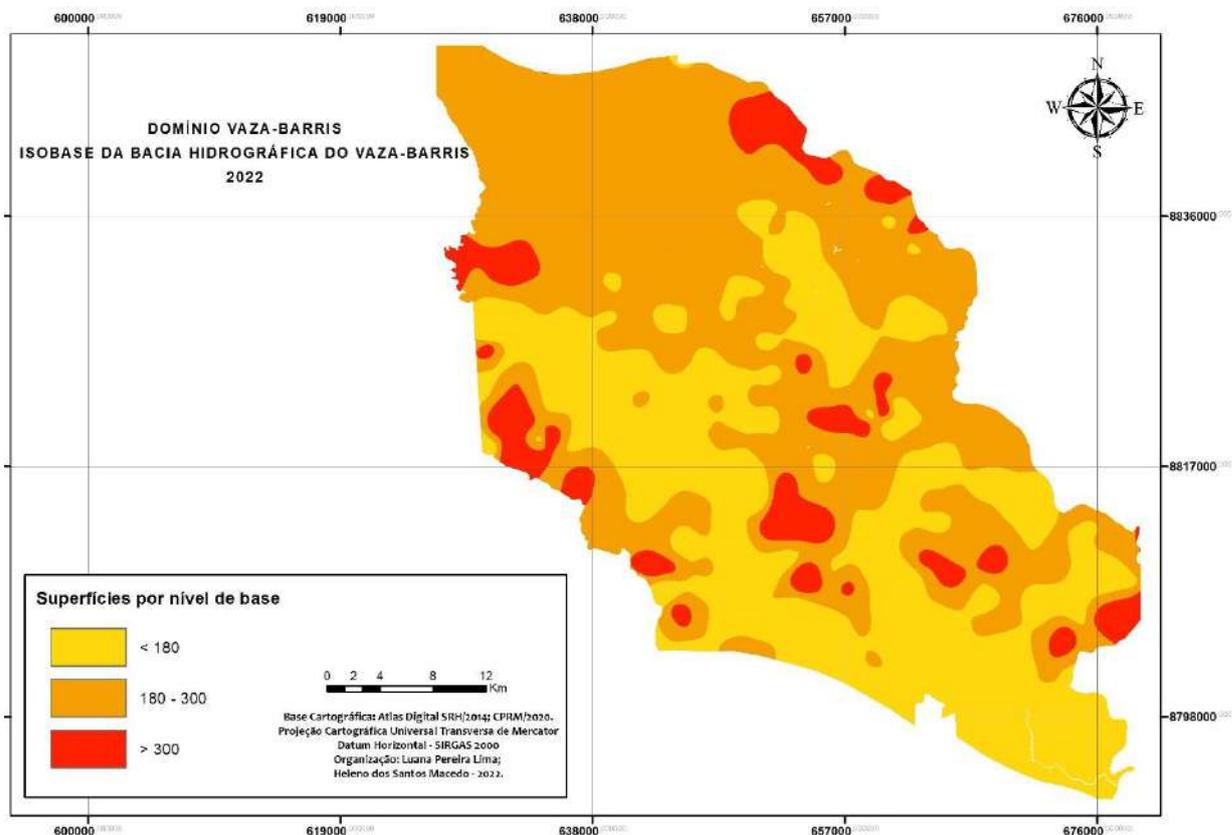


Figura 4.21. Mapa de isobase da área da bacia do rio Vaza-Barris inserida no Domínio Vaza-Barris

Semelhante ao encontrado na área da bacia do rio Vaza-Barris, as superfícies de nível de base na bacia do rio Sergipe apresentam-se em mais preservadas, acima de 300m; zona de transição, entre 180 e 300 m; mais rebaixadas, abaixo de 180m (figura 4.22). As superfícies mais preservadas estão relacionadas a litologia mais resistente da formação Itabaiana, a sudeste da área, bordejando o Domo de Itabaiana, a noroeste, sustentando depósitos sedimentares Cenozoicos. A noroeste, essas superfícies seguem as zonas de cisalhamento nos sentidos NW-SE e NE-SW.

Adjacente as superfícies em cotas mais altas, a zona intermediária tem transição para as superfícies mais rebaixadas marcadas por rupturas. O rio Jacoca tem a maior parte de sua extensão na zona intermediária e o seu perfil longitudinal apresentou declínio suave da topografia até chegar as superfícies mais rebaixadas quando há a ruptura de nível de base.

Bordejando toda a extensão da área da bacia nos sentidos nordeste, leste e sudeste, têm-se as superfícies mais rebaixadas, com intensa dissecação devido à concentração de

lineamentos estruturais oriundos de maior compressão das zonas de cisalhamento e do trabalho erosivo dos canais principais da bacia.

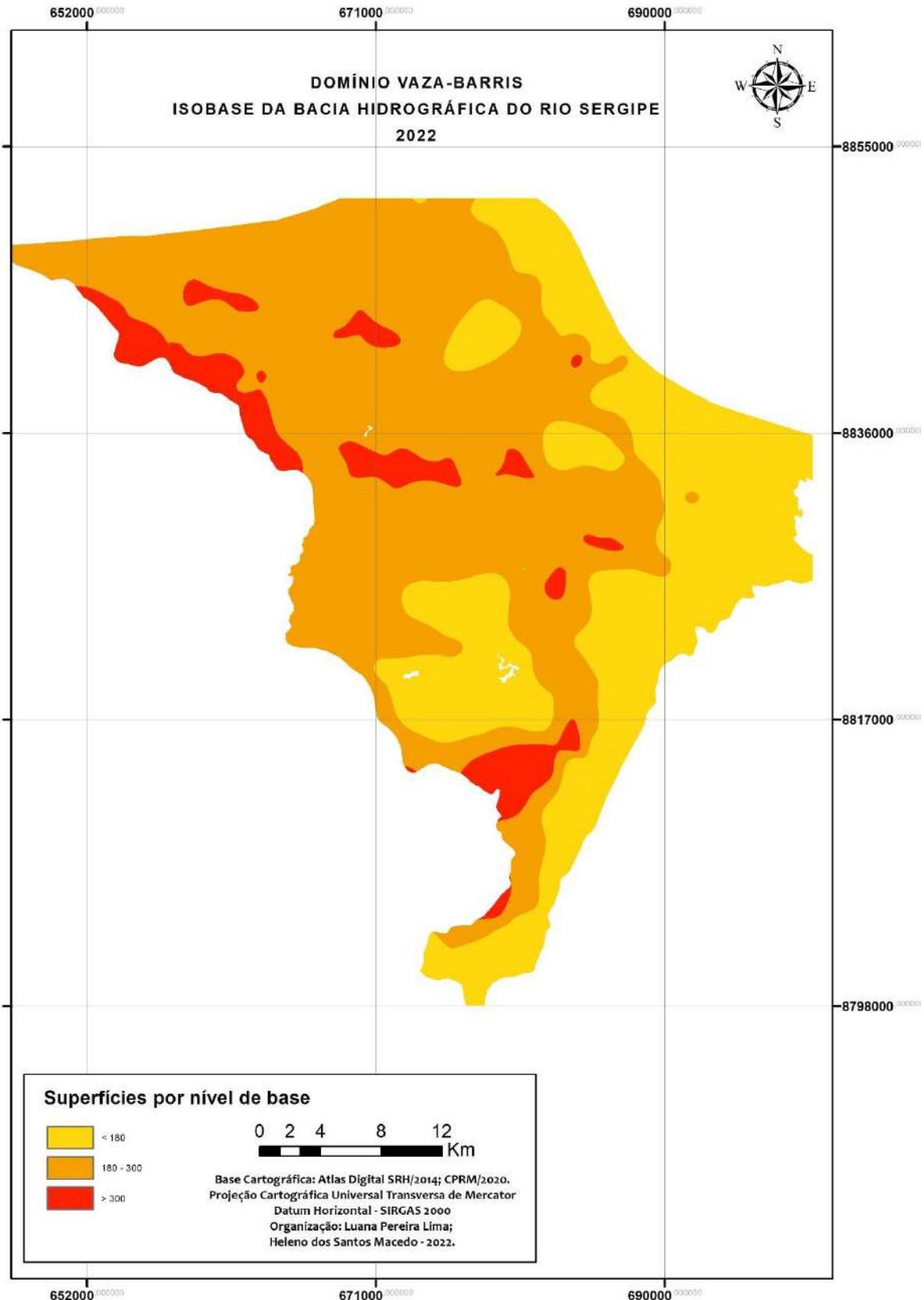


Figura 4.22. Mapa de isobase da área da bacia do rio Sergipe inserida no Domínio Vaza-Barris

As superfícies de nível de base na bacia do rio Piauí apresentam-se mais preservadas, acima de 350m; zona de transição, entre 280 e 350m; superfícies rebaixadas, abaixo de 250m, com mínimo de aproximadamente 177m (figura 4.23). A compartimentação das superfícies tem controle estrutural. Segue o *trend* NW-SE das falhas posicionadas a sul, nordeste e sudeste da área. As superfícies mais preservadas estão relacionadas a litologia mais resistente da formação Olhos d'água e a possíveis soerguimentos derivados da atuação das zonas de cisalhamento.

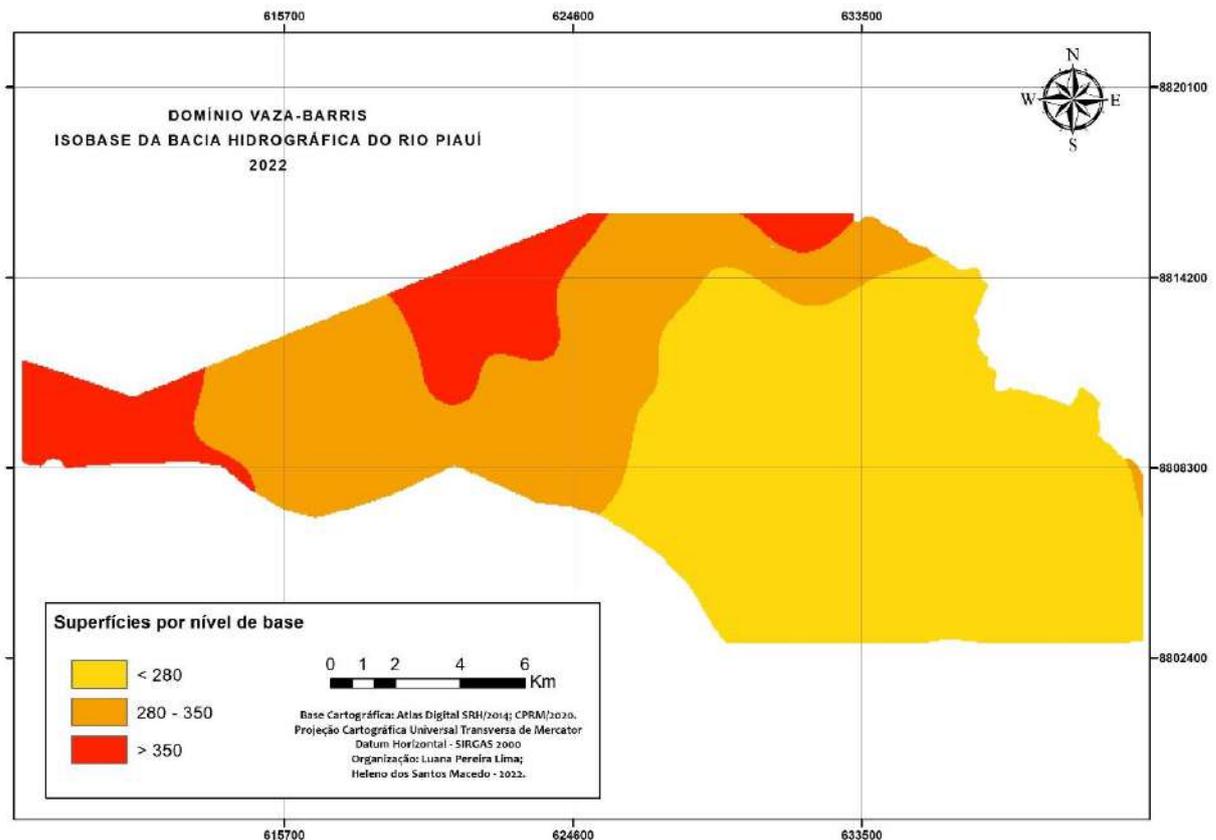


Figura 4.23. Mapa de isobase da área da bacia do Rio Piauí inserida no Domínio Vaza-Barris

A zona de transição está marcada por rupturas suaves no contato com as superfícies mais rebaixadas. O perfil longitudinal do rio Caimã, com início na zona intermediária, tem declínio suave da topografia e duas suaves rupturas na mudança dos níveis de base. As superfícies mais rebaixadas estão posicionadas no Domo de Simão Dias e adjacências, onde a atuação das zonas de cisalhamento fora mais intensa.

As superfícies de nível de base na bacia do rio Real estão representadas em três domínios: mais preservadas, acima de 360m; zona de transição, entre 330 e 360m; e superfícies mais rebaixadas, abaixo de 330m, com mínimo de aproximadamente 291m (figura 4.24). As diferenças altimétricas são menores e toda a área está acima do nível de base

regional. Estão escalonadas no sentido NW-SE, seguindo o *trend* da zona de cisalhamento posicionada a sul da bacia. As mais preservadas estão no limite com a bacia do rio Piauí, configurando o divisor de águas, a zona de transição e as superfícies mais rebaixadas estão na porção noroeste, onde a compressão foi mais acentuada.

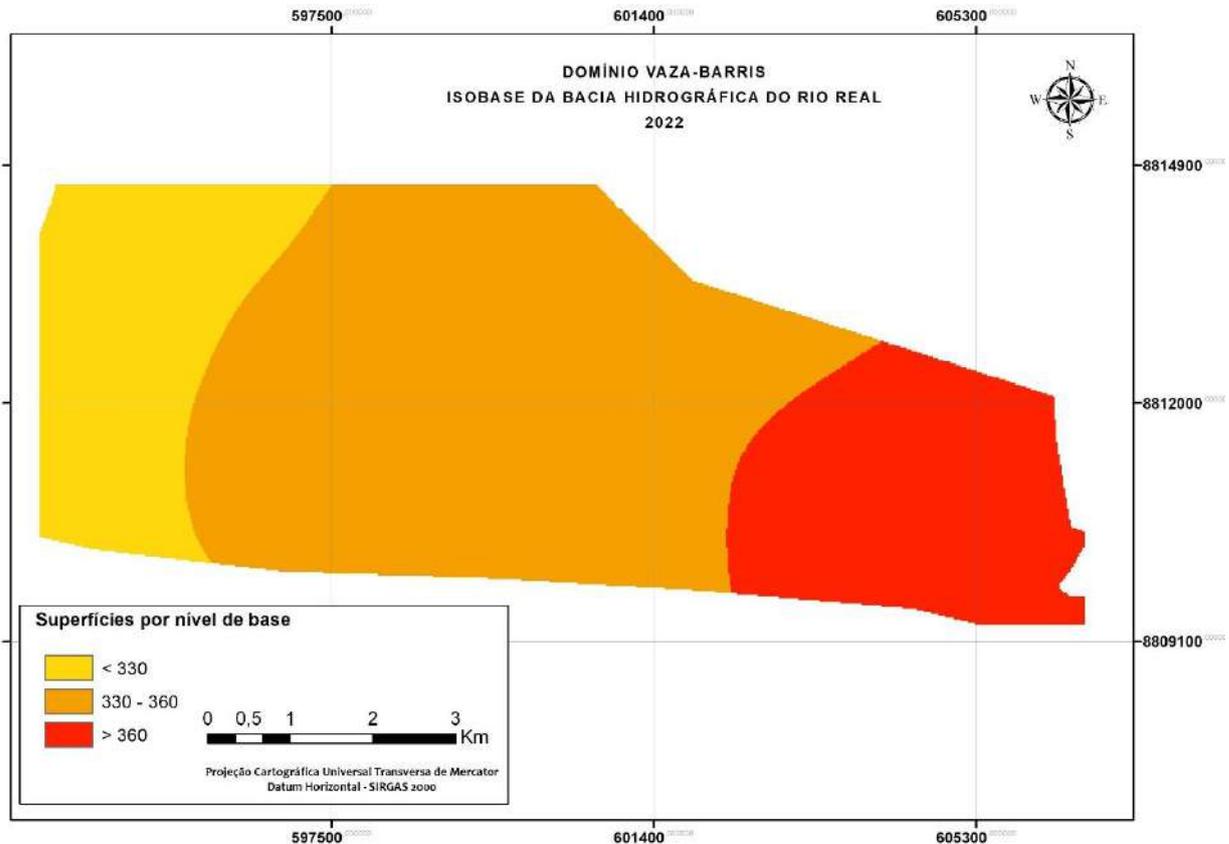


Figura 4.24. Mapa de isobase da área da bacia do Rio Real inserida no Domínio Vaza-Barris

As mudanças no nível de base desencadeiam mudanças processuais na morfogênese que levam a destruição e/ou formação de novas topografias e/ou superfícies geomorfológicas (ZAMBOT, 2019). As superfícies encontradas nas áreas das bacias inseridas no Domínio Vaza-Barris representam fases erosivas similares, em função do trabalho da rede de drenagem relacionado ao condicionamento tectônico, estrutural e litológico da área.

O predomínio de áreas aplainadas no domínio Vaza-Barris denota um longo período de estabilidade tectônica e modestas variações de nível de base. Salienta-se, no entanto, que um lento processo epirogenético soergueu a plataforma brasileira no estado de Sergipe em, pelo menos 200m durante o Cenozoico. Por conseguinte, houve um recente encaixamento de toda a rede de drenagem em ajuste ao nível de base geral. O rio Vaza-Barris, nesse contexto, aprofundou seu vale encaixado em antigas zonas de cisalhamentos, em meio a terrenos aplainados (DANTAS e SHINZATO, 2017).

As superfícies de base calculadas para as áreas das bacias hidrográficas no Domínio Vaza-Barris refletem o ajuste da rede drenagem em relação aos distintos níveis de base regionais, condicionando a dissecação e a erosão remontante.

4.3. Caracterização morfoestrutural

A influência da estrutura sobre o relevo do Domínio Vaza-Barris foi considerada a partir de informações sobre: anomalias na drenagem, lineamentos estruturais, assimetria de bacias de drenagem e direção de cursos d'água.

4.3.1. Anomalias de drenagem

Diversos trabalhos desenvolvidos por Howard (1967), Summerfield (1991), Bishop (1995), Bezerra (2003), Schumm et al. (2000), Bricalli (2016) listaram as anomalias de drenagem associadas a estrutura. No quadro 4.4 estão as principais anomalias encontradas nas drenagens das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris.

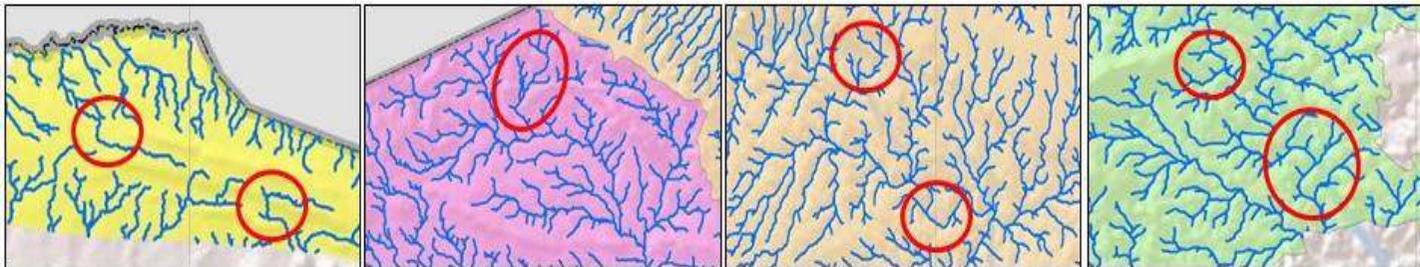
A ocorrência dessas anomalias na rede de drenagem da área atesta um desvio em relação ao padrão. Quanto as anomalias relacionadas a desvios de direção, os cotovelos estão presentes nas áreas das quatro bacias inseridas no Domínio Vaza-Barris. Os cotovelos de drenagem ocorrem, principalmente, em um padrão dendrítico, inesperadamente. Indica falhamento rápido e contrário ao escoamento da drenagem (PENTEADO, 1974), e reflete a adaptação de segmentos dos rios às falhas, ocasionando desvio do curso em ângulos retos. As curvas anômalas ocorrem, principalmente, nas bacias dos rios Vaza-Barris e Sergipe, e seguem o desenho da estrutura que condiciona o desvio.

As simetrias geométricas repetem-se em zonas de falhas de cisalhamento e/ou contracionais, em alinhamentos estruturais derivados das deformações dúctil e rúptil ocorridas no domínio, e em áreas de contato litológico com pronunciamento de rochas mais resistentes. Por exemplo, a simetria retilínea representada no quadro 4.2 refere-se a falha do rio Jacaré.

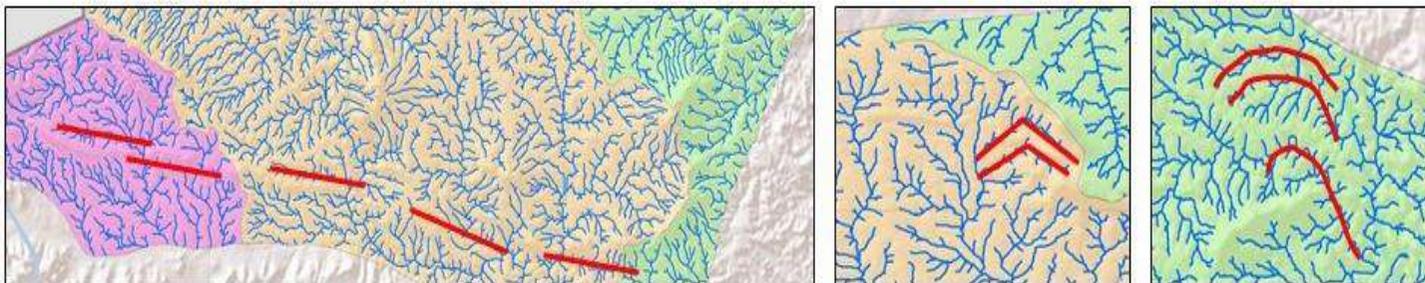
Os fortes paralelismos ocorrem principalmente nas drenagens da bacia do rio Vaza-Barris. São ocasionados por lineamentos paralelos próximo à zona de cisalhamento que corta a porção noroeste da bacia, no sentido NW-SE.

Quadro 4.2. Anomalias nas drenagens do Domínio Vaza-Barris

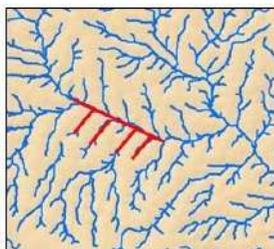
Cotovelo de drenagem - Inflexões abruptas do canal de drenagem, apresentando inflexões de até 90°.



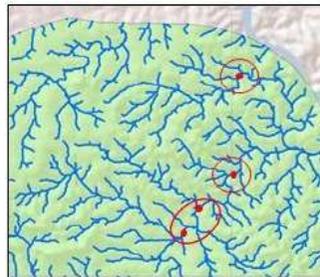
Simetria geométrica - Feições de rios diferentes assumem concomitantemente traçado de forma geométrica.



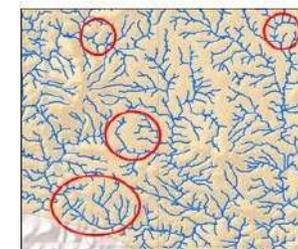
Forte paralelismo com drenagem retilínea - Drenagens com feição retilínea ocorrem paralelamente entre si.



Captura fluvial - Quando um canal erode mais que o adjacente, capturando sua descarga por interceptação.



Curvaturas anômalas - Quando os canais mudam seu padrão. São indicativas de inversão de relevo ou de marcante controle estrutural.



Fonte: modificado de Bricalli, 2016.

As capturas de drenagem ocorrem nas quatro bacias, tanto em canais de ordens iniciais como em canais de hierarquia mais avançada, resultado que pode indicar um processo não recente e se referir ao aplanamento com predomínio de erosão lateral.

Portanto, as anomalias de drenagem atestam um controle tectônico e estrutural sobre a drenagem das bacias hidrográficas inseridas no Domínio Vaza-Barris.

4.3.2. Assimetria da bacia de drenagem

Para análise de assimetria utilizou-se a área da bacia hidrográfica do Rio Vaza-Barris inserida no domínio. Foi escolhida por ser a única com o rio principal percorrendo toda a extensão na área do domínio. O fator de assimetria é a razão entre a área do lado direito (A_r), olhando para a jusante, e a área total (A_t). Em condições de estabilidade tectônica, a assimetria deve ser equivalente a 50, à medida que os valores de assimetria se distanciam de 50 para menos ou mais indicam basculamento e migração do rio para o lado direito ou esquerdo do rio principal (SANTOS, LADEIRA e BATEZELLI, 2019). O resultado para a área da bacia do rio Vaza-Barris inserida no domínio foi de 19,23 (figura 4.25).

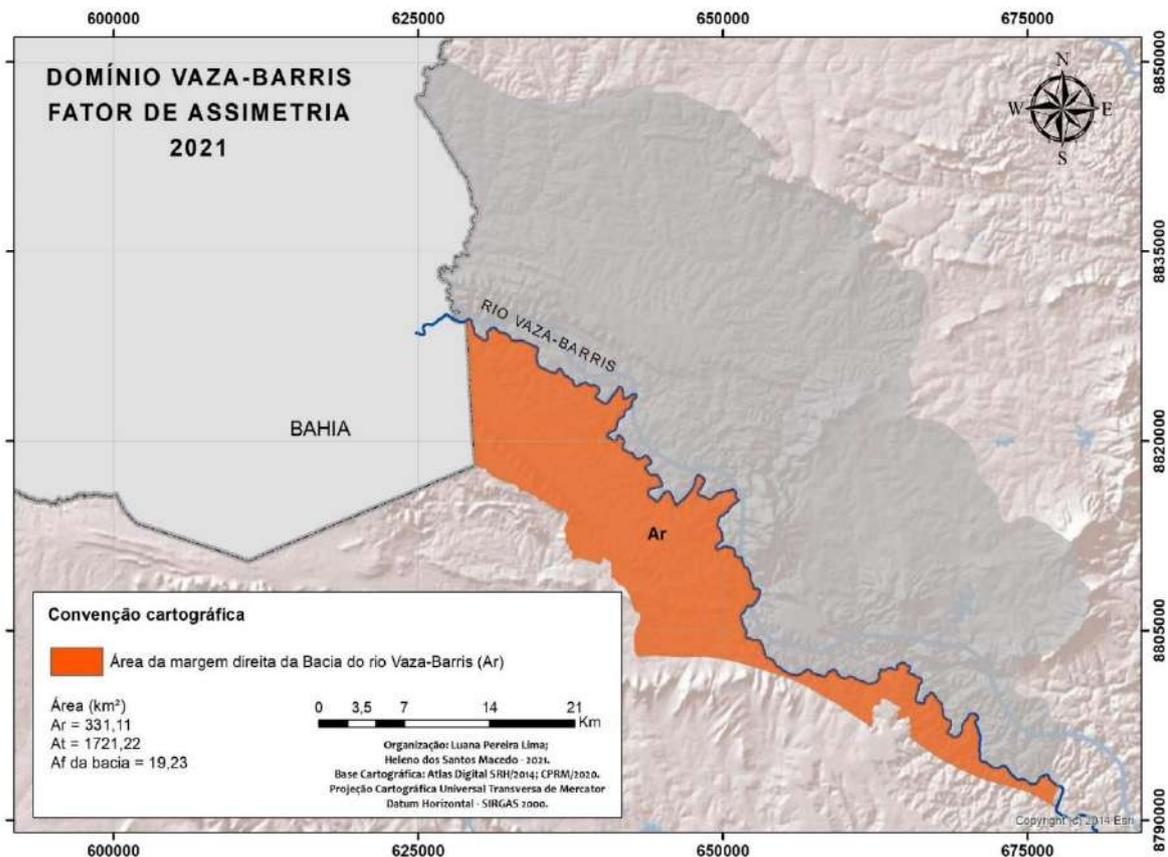


Figura 4.25. Assimetria da área da bacia do Rio Vaza-Barris

A assimetria e a migração dos canais podem oscilar na extensão total da bacia hidrográfica. O resultado para a área do domínio indica basculamento para o lado direito do canal principal, na direção NE-SW.

4.3.3. Lineamentos estruturais e direção dos canais

A ocorrência de lineamentos mostrou-se elevada em grande parte da área do Domínio Vaza-barris (figura 4.26). Os lineamentos estão associados a feições positivas (cristas de relevos residuais) e negativas (falhas e fraturas onde as drenagens encaixam seus leitos). As maiores densidades de lineamentos ocorrem (i) em toda a faixa leste da área; (ii) ao longo das serras residuais ao redor dos domos de Itabaiana e Simão Dias; (iii) no Anticlinório de Pinhão; (iv) associado as falhas ou zonas de cisalhamento.

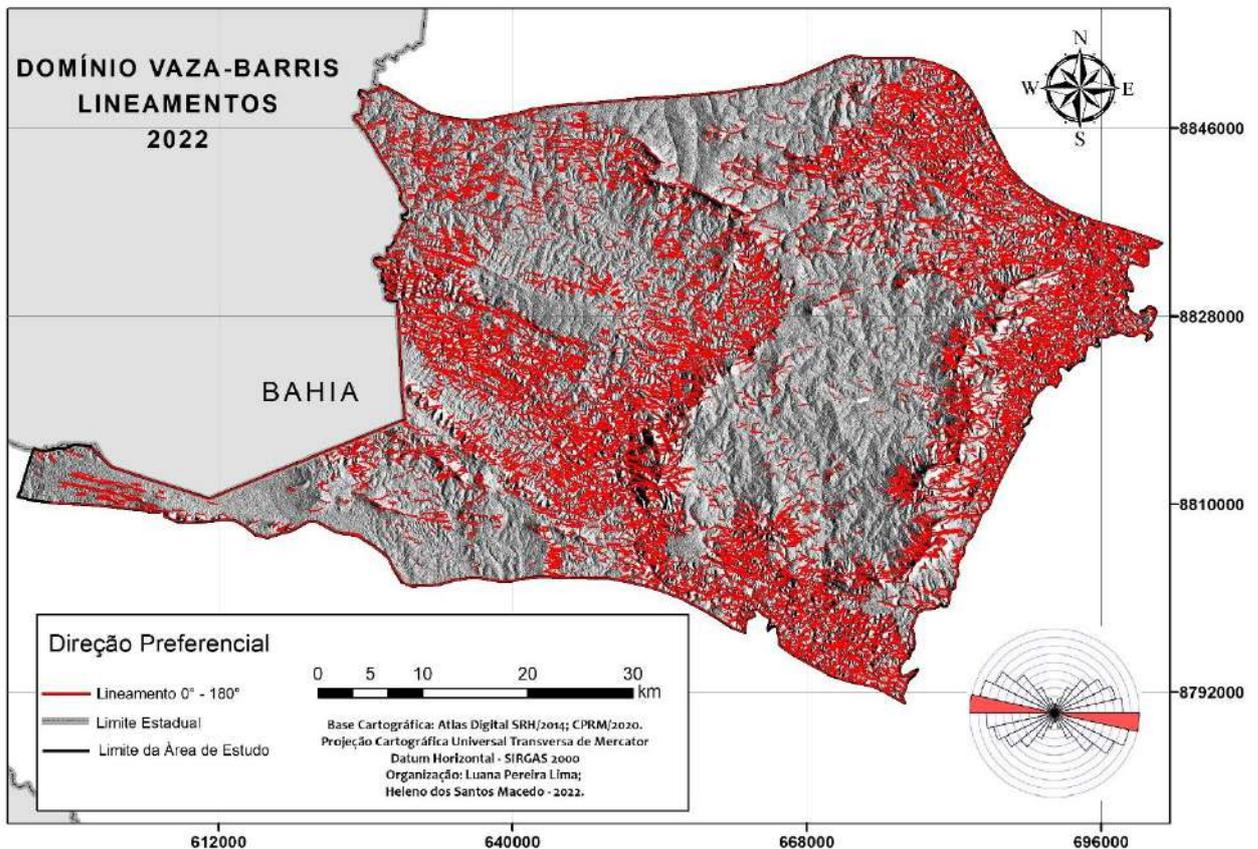


Figura 4.26. Lineamentos estruturais no Domínio Vaza-Barris.

O mapeamento dos lineamentos estruturais permitiu identificar os direcionamentos preferenciais, considerando o azimute de iluminação 0° e 180° que apresentou direção predominante WNW-ESE. Foram identificados 7061 lineamentos.

Os lineamentos estão concentrados próximos as principais zonas de cisalhamentos da faixa de dobramentos. A concentração de lineamentos diminui nas áreas das formações

superficiais (depósitos colúvio-eluvionares e Formação Barreiras), nas porções NW e SW; no extremo sudoeste do domínio, na formação Olhos d'água em Simão Dias e Poço Verde; e no centro do Domo de Itabaiana, coberto por material oriundo da erosão da formação Itabaiana que bordeja a estrutura dômica.

A análise dos direcionamentos de canais fluviais foi realizada para as bacias hidrográficas dos rios Sergipe e Vaza-Barris pela predominância de suas áreas no domínio e pela concentração de lineamentos estruturais. Os canais mais jovens (primeira e segunda ordem) demonstram inúmeras direções representativas, sem uma predominância isolada, com destaque para a direção ENE-WSW (figura 4.27).

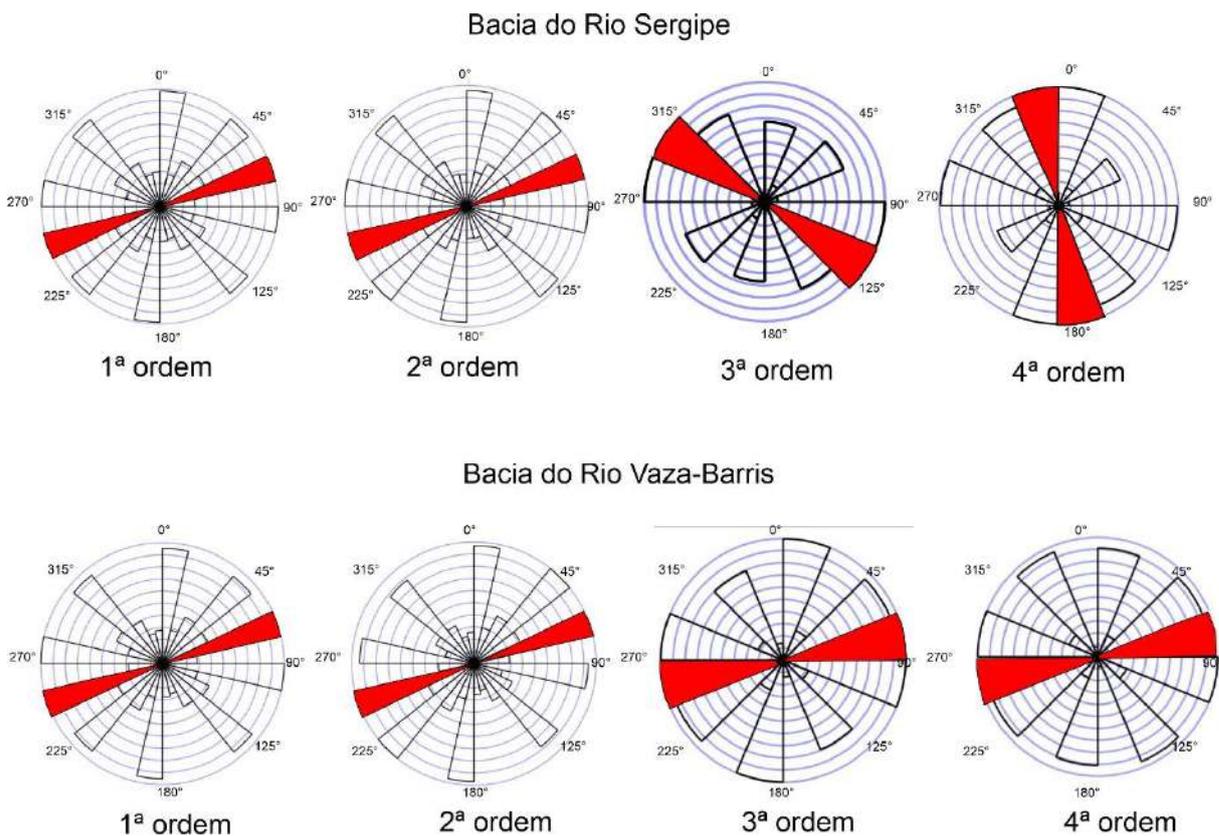


Figura 4.27. Direções das drenagens de primeira, segunda, terceira e quarta ordem nas áreas das bacias hidrográficas dos Rios Sergipe e Vaza-Barris inseridas na área de estudo.

Para os canais de terceira e quarta ordem da bacia do rio Sergipe, predominam as direções NW-SE e NNW-SSE, respectivamente, concordando com a direção das falhas nas porções norte e sul da bacia. Na bacia do Rio Vaza-Barris predominam as direções NE-SW, para os canais de terceira ordem, e ENE-WSW para a quarta ordem, concordando com a direção das falhas situadas a norte e noroeste da bacia, com os contatos litológicos e com a direção de basculamento.

A direção dos lineamentos mapeados coincide com a direção dos grandes lineamentos mapeados por Santos et. al. (1998) possibilitando inferir um condicionamento estrutural para a área do Domínio Vaza-Barris. A concordância das direções dos canais e dos lineamentos estruturais acontece nos rios de maiores ordens, atestando um fraco controle estrutural nos canais mais recentes, que não seguem uma direção predominante.

05. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS

5.1. Evolução geomorfológica

Para compreensão dos aspectos evolutivos da área do Domínio Vaza Barris levou-se em consideração os estudos realizados por Dresch (1957), King (1956), Demangeot (1959) Bigarella e Andrade (1965), Almeida (1967), Tricart e Silva (1968), Ab'Sáber (1969 e 1972) e Mabesoone e Castro (1975), sintetizados no projeto RADAM (1983). Além de outros mais recentes sobre a geomorfologia do Nordeste brasileiro (SAADI, 1993, 1998, SAADI *et al.* 2005; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000, 2003, 2006; MAIA, BEZERRA e CLAUDINO-SALES, 2010).

A geomorfologia do Domínio Vaza-Barris resulta de condicionantes e processos morfogenéticos atuantes em tempos geológicos pretéritos e atuais. As formas originadas em condições paleogeográficas estão justapostas com as formas atuais.

5.1.1. Domos

O Embasamento Gnáissico representado pelos Domos de Itabaiana e Simão Dias são constituídos por rochas de natureza gnáissico-migmatíticas do Arqueano/Proterozóico. As áreas acham-se praticamente arrasadas por atuação de processos erosivos que perduraram no decorrer de vários sistemas morfogenéticos, destruindo estruturas oriundas das deformações tectônicas superpostas. O modelado das áreas caracteriza-se por extensas depressões pediplanadas.

Os complexos gnáissico-migmatíticas funcionaram como antepaís dos dobramentos desenvolvidos em suas bordas durante a orogênese brasileira. A estrutura foi ressaltada por movimentos diastróficos com tendência positiva que culminaram com o arqueamento, falhamentos e remobilização de cadeias e maciços preexistentes. Os efeitos dessas reativações caracterizam maciços deformados falhados e basculados (BRASIL, 1983).

As faixas de dobramentos desenvolvidas em torno dos núcleos antigos forneceram as sequências sedimentares do Mesoproterozóico/Neoproterozóico contendo rochas predominantemente de baixo grau de metamorfismo. As heranças dessas cadeias dobradas, resultantes da sedimentação em geossinclinais e posterior arrasamento durante a evolução, são representadas no relevo por vestígios de camadas dobradas e por janelas dos seus embasamentos. A predisposição dessas áreas à erosão resultou no truncamento das dobras salientando as rochas quartzíticas, formando domos escavados, barras e cristas que refletem o estilo de dobramento e as deformações posteriores (figura 5.1) (BRASIL, 1983).

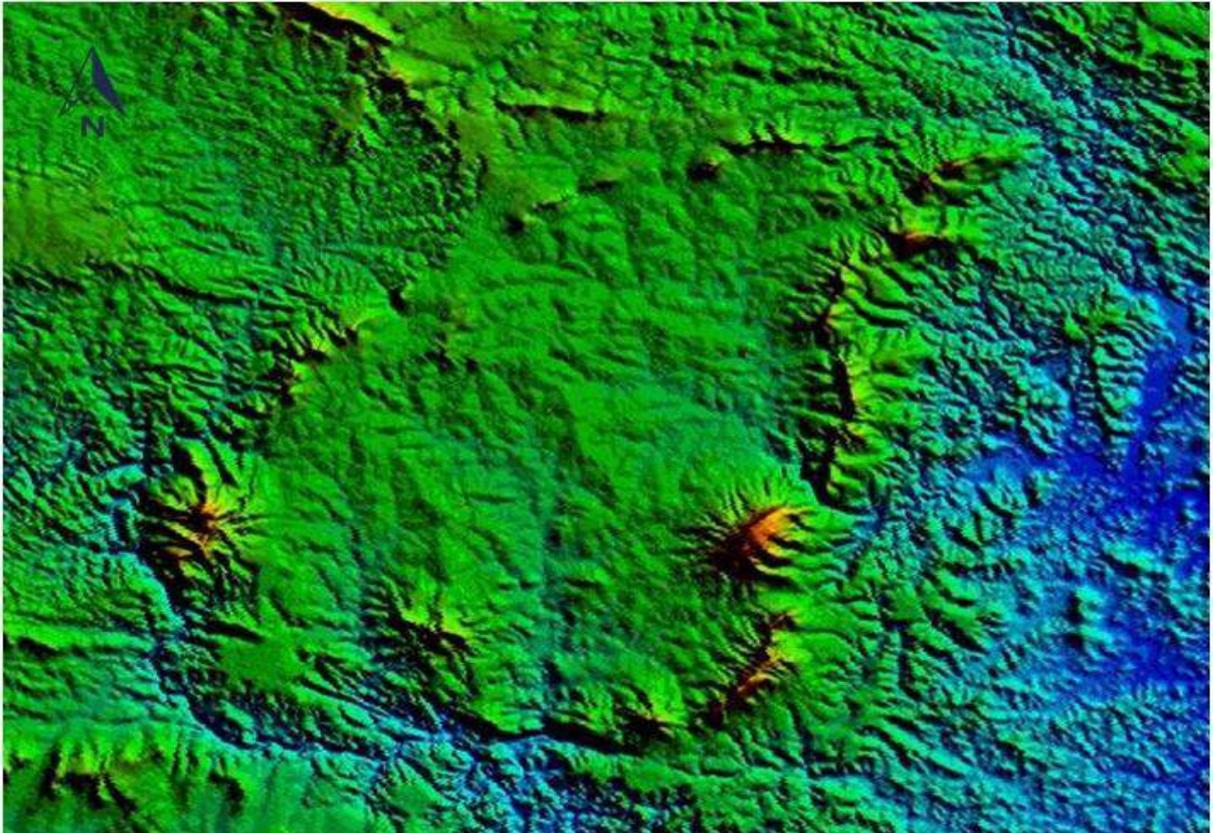


Figura 5.1. Domo de Itabaiana. Fonte: modificado de SRTM, 2004.

Durante o Pleistoceno predominaram os efeitos dos processos de pedimentação. O aperfeiçoamento das formas anteriores foi favorecido por oscilações climáticas que tenderam para climas semiáridos na mesma ocasião que as ações fluviais se processavam fracamente. Sobre os planos de erosão estão as formações superficiais constituídas por solos do tipo Planossolos, indicador de processos morfogenéticos responsáveis pela erosão areal e alargamento dos espaços interplanálticos por recuo das escarpas (BRASIL, 1983).

5.1.2. Evolução regional do Domínio Vaza-Barris

A geomorfologia do Domínio Vaza-Barris, remonta ao soerguimento lento do continente sul americano, acompanhado por tectônica progressivamente menos intensa. Tais eventos geológicos marcaram a final da sedimentação cretácica e início do Terciário. A partir do Plio/Pleistoceno os processos erosivos promoveram a elaboração de superfícies de aplanamento dando origem a grandes volumes de detritos que, levados em direção ao litoral, constituíram o Grupo Barreiras (BRASIL, 1983).

O modelo evolutivo cientificamente utilizado para a interpretação do relevo regional baseia-se na ocorrência de epirogenias pós-cretáceas, seguidas de disseção e pediplanação. As

superfícies escalonadas são resultantes de fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos, dados pelo soerguimento de um núcleo continental, e os depósitos sedimentares do Cenozóico, resultado de erosão decorrente do soerguimento e consequente rebaixamento do nível de base regional (MAIA, BEZERRA e CLAUDINO-SALES, 2010).

O relevo do Domínio Vaza-Barris caracteriza-se pela dissecação e aplainamento, marcado por retomadas de ciclos erosivos expressos nos pedimentos e escarpas erosivas decorrentes do recuo das vertentes, modelados em períodos mais secos; e por intensa dissecação induzida pelas variações nos níveis de base, principalmente nos vales fluviais.

Em “Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe”, Tricart e Silva (1968), utilizaram-se de análises feitas nas formações detrítica antigas, atentando para o significado paleoclimático, adotando critérios cronogenéticos para a distinção das etapas da evolução cenozoica. Eventos importantes, ressaltados pelos autores, são elucidativos para a interpretação do relevo no Domínio Vaza-barris, como seguem:

- Durante o Mioceno houve uma fase de intemperismo intenso que contribuiu para o aprofundamento da erosão nas rochas do embasamento cristalino que foi um dos fatores responsáveis pela inversão do relevo.
- O início do Pleistoceno é assinalado pela ocorrência de condições morfogenéticas responsáveis pela instalação da rede hidrográfica cuja distribuição se aproximaria da atual. Começou a se definir então o zoneamento climático do litoral para o interior, esboçando-se também as unidades geomorfológicas definidas no Holoceno.
- As glaciações do Quaternário se fazem sentir também sobre a sucessão de climas úmidos e secos identificados através das formas geradas por processos de pedimentação alternados com processos de alteração das rochas no Pleistoceno.
- A superfície Pós-Barreiras situada no topo das acumulações do Barreiras, precedeu o entalhamento dos vales no início do Pleistoceno. A mudança de condições paleoclimáticas e glacioeustáticas, dependentes das glaciações conduziram o escavamento dos vales.

O Domo de Itabaiana passou por inversão do relevo, devido a atuação do intemperismo e erosão no embasamento, levando ao rebaixamento do que se configurava como alto estrutural. Esse processo ressaltou a formação Itabaiana representada pelas serras residuais de quartzitos que resistiram melhor ao desgaste e passaram a compor as cotas altimétricas mais elevadas.

A sucessão de climas úmidos e secos gerou fases de retomadas de erosão e formação de pedimentos que são mais visíveis no sopé das serras que bordejam o Domo de Itabaiana. Da intensa dissecação, desencadeada por mudanças paleoclimáticas que alteraram o fluxo de matéria e energia, derivou deposições Barreiras e pós-Barreiras.

As abordagens das teorias *Etchplanação* (WAYLAND, 1933; BÜDEL, 1957), *Planação Climática* (MILLOT, 1983), alternância climática relacionadas a convergência de processos morfogenéticos (BIGARELLA, 2003) são pertinentes para a interpretação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris, tendo em vista os eventos destacados e sua natureza poligenética.

5.1.3. Erosão diferencial e exumação de zonas de cisalhamento brasileiras

O Domínio Vaza-Barris é cortado por zonas de cisalhamento transcorrentes e contracionais nas direções NW-SE e NE-SW. O relevo decorrente orienta-se segundo os *trends* de lineamentos. A litologia, a disposição das cristas e vales, influenciam na resistência diferenciada da denudação, favorecendo a erosão diferencial e o desgaste das faixas menos rígidas. A erosão diferencial ocorre segundo os lineamentos.

A consequência da erosão é o desgaste do relevo e o aparecimento da crosta anterior aos eventos deformacionais, que implica na exposição em superfície do substrato em subsuperfície. As zonas de cisalhamento erodidas conduzem a exumação de maciços cristalinos (MAIA, BÉTARD e BEZERRA, 2016).

A exumação possibilitou a formação de lineamentos geomorfológicos associados aos planos de deformação brasileira. Esse contexto ocorre no Domínio Vaza-Barris onde canais de drenagem estão confinados ou seguem os lineamentos das zonas de deformação brasileira. O rio Vaza-Barris está confinado no eixo do Anticlinório de Pinhão e em fraturas oriundas da atuação das zonas de cisalhamento. As marcas de enrugamento em cristas paralelas orientam a direção dos rios na Formação Olhos d'água, município de Poço Verde.

A teoria de duplo aplainamento de Budel (1982) se baseia na ação da meteorização e posterior evacuação do manto de alteração expondo o embasamento. Na Formação Olhos d'água, observa-se em localidades do município de Poço Verde, rochas desnudadas com marcas de atuação do intemperismo químico, onde as condições climáticas atuais desfavorecem esse processo.

A presença de relevos cársticos em região semiárida, com escassez de cobertura vegetal densa e solos pouco desenvolvidos, limitantes das feições de dissolução, é indicativo de condições paleoclimáticas mais úmidas que favoreceram o intemperismo químico e o

aprofundamento da alteração, e atualmente sofre erosão superficial, expondo o *front* de alteração (figura 5.2).



Figura 5.2. Exumação da *etch surface* no povoado Lajes, município de Poço Verde. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

As propriedades geoquímicas das rochas induzem ao aumento da intensidade do intemperismo químico, viabilizando a ação morfogenética por meio dos processos fluviais e movimentos de massa que promovem o abaixamento do relevo em rochas pouco competentes e as mais resistentes permanecem como sobressaltos topográficos (MAIA, BÉTARD e BEZERRA, 2016).

Considerando a heterogeneidade do substrato para o desenvolvimento da superfície de duplo aplainamento, os sobressaltos topográficos no Domínio Vaza-Barris estão em litologias mais resistentes. As Formações superficiais continentais, Barreiras e depósitos pós-Barreiras, têm sustentação altimétrica nos relevos residuais. O perfil representado na figura 5.3 exibe um patamar formado por depósitos colúvio-eluviais entre serras de quartzito, da Formação Itabaiana, com tipo de solo mais desenvolvido, em modelado de aplanamento. Nas bordas externas as serras, a dissecação é mais pronunciada, na Formação Frei Paulo-Ribeirópolis, com solos pouco desenvolvidos.

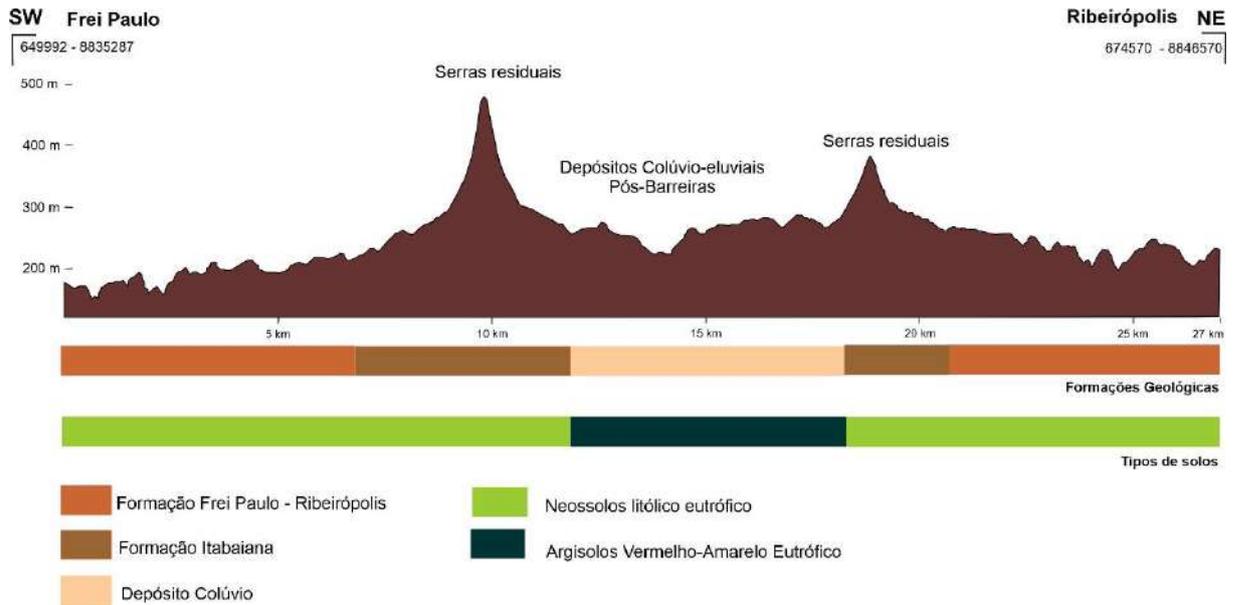


Figura 5.3. Perfil topográfico (01) - Depósitos sedimentares em posição altimétrica elevada, sustentado por relevos residuais. Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

Todos os perfis topográficos utilizados nesse capítulo estão localizados no mapa (figura 5.4), com suas respectivas direções e numerações.

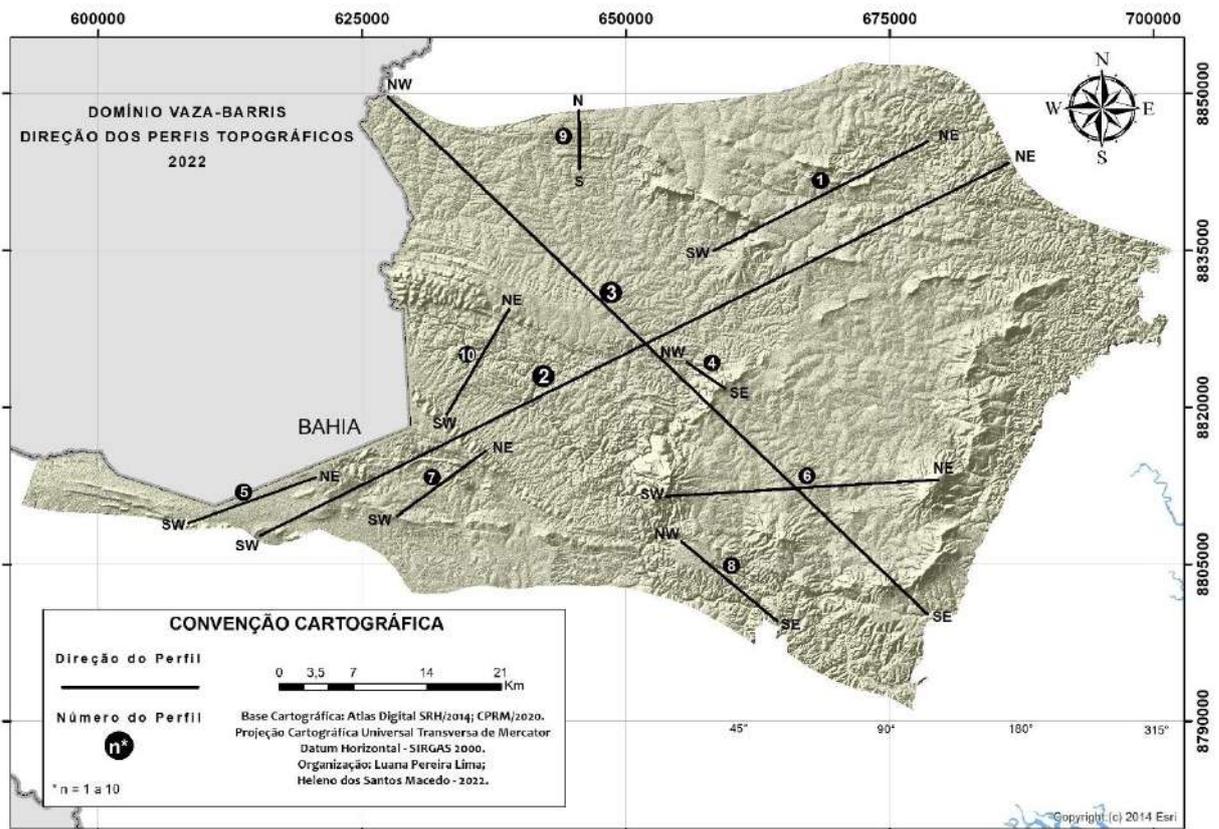


Figura 5.4. Localização dos perfis topográficos.

A pedogênese e a alternância climática exerce papel importante no processo de aplainamento (MILLOT, 1983). Os relevos aplainados no Domínio Vaza-Barris são cobertos por tipos de solos medianamente desenvolvidos. As condições de clima úmido intensificaram o intemperismo químico e posterior transformação pedogenética do material alterado. O aplainamento manifesta-se no presente devido ao clima mais árido, com predomínio dos processos mecânicos superficiais.

As formas poligenéticas do Domínio Vaza-Barris são resultantes de sucessivas retomadas de erosão que culminaram com o desenvolvimento de níveis de pedimentos, alternados a fases de erosão linear que provocaram a dissecação do relevo, alteração das rochas, e pedogênese. As alternâncias produzidas por variações climáticas durante o Cenozóico, resultaram em aplainamento e erosão diferencial levando a exumação de maciços e morfoestruturas.

As condições climáticas atuais com faixas decrescentes de umidade do litoral para o interior, influencia no recobrimento vegetal, na pedogênese, no regime fluvial, no tipo de intemperismo e nos demais elementos que interferem na diversificação dos processos morfogenéticos atuantes. Acrescentam-se as interferências antrópicas que podem acentuar a ação dos processos.

5.2. Compartimentação do relevo no Domínio Vaza-Barris

De acordo com o mapeamento do RADAM (BRASIL, 1983), o Domínio Vaza-Barris está inserido na morfoestrutura Remanescentes das Raízes de Dobramentos. Este domínio engloba conjuntos de modelados resultantes da exumação de estruturas de dobras no decorrer de vários ciclos geotectônicos. Caracteriza-se pela presença de vestígios dessas estruturas com ocasionais exposições dos seus embasamentos. As dobras, truncadas por superfícies de aplanamento, são ressaltadas pela dissecação posterior explorando os traços tectônicos e as diversidades litológicas. O controle estrutural evidencia-se através de alinhamentos de cristas e vales orientados conforme a disposição das rochas e as direções preferenciais concordantes com os ciclos orogênicos que as influenciaram.

No segundo nível, correspondente as regiões geomorfológicas, o Domínio Vaza-Barris enquadrado-se na região Baixos Planaltos Marginais à Bacia Tucano-Jatobá. Corresponde aos relevos dissecados e aplanados em um planalto espacialmente descontínuo e rebaixado com altimetria variando de 100 a 500m, raramente alcançando 600m. As morfologias resultantes e desenvolvidas em rochas de baixo grau de metamorfismo refletem a influência de falhas e dobras (BRASIL, 1983).

Esta região apresenta a unidade geomorfológica, Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris, ocupa áreas descontínuas posicionadas a oeste e leste do Planalto da Bacia Tucano-Jatobá. A parte oriental dessa unidade, onde está inserido o Domínio Vaza-Barris, limita-se a norte com o Pediplano do Baixo São Francisco, a oeste com os Tabuleiros do Itapicuru, a sul com os Tabuleiros do rio Real e a Leste com os Tabuleiros Costeiros.

A unidade caracteriza-se pela frequência de modelados que abrangem formas similares com gênese comum e processos morfogenéticos atuantes. No domínio Vaza-Barris são encontrados os quatro tipos de modelados: acumulação, aplanamento, dissecção e dissolução (figura 5.5).

A quinta ordem de grandeza, correspondente as formas de relevo simbolizadas, abrangem as feições de menores dimensões espaciais, individualizadas na paisagem do Domínio Vaza-Barris. As figuras 5.6 e 5.7 apresentam a compartimentação da área, com base na taxonomia do IBGE (2009), no mapeamento do RADAM (1983), na interpretação de imagem de satélite e nas observações feitas em campo.

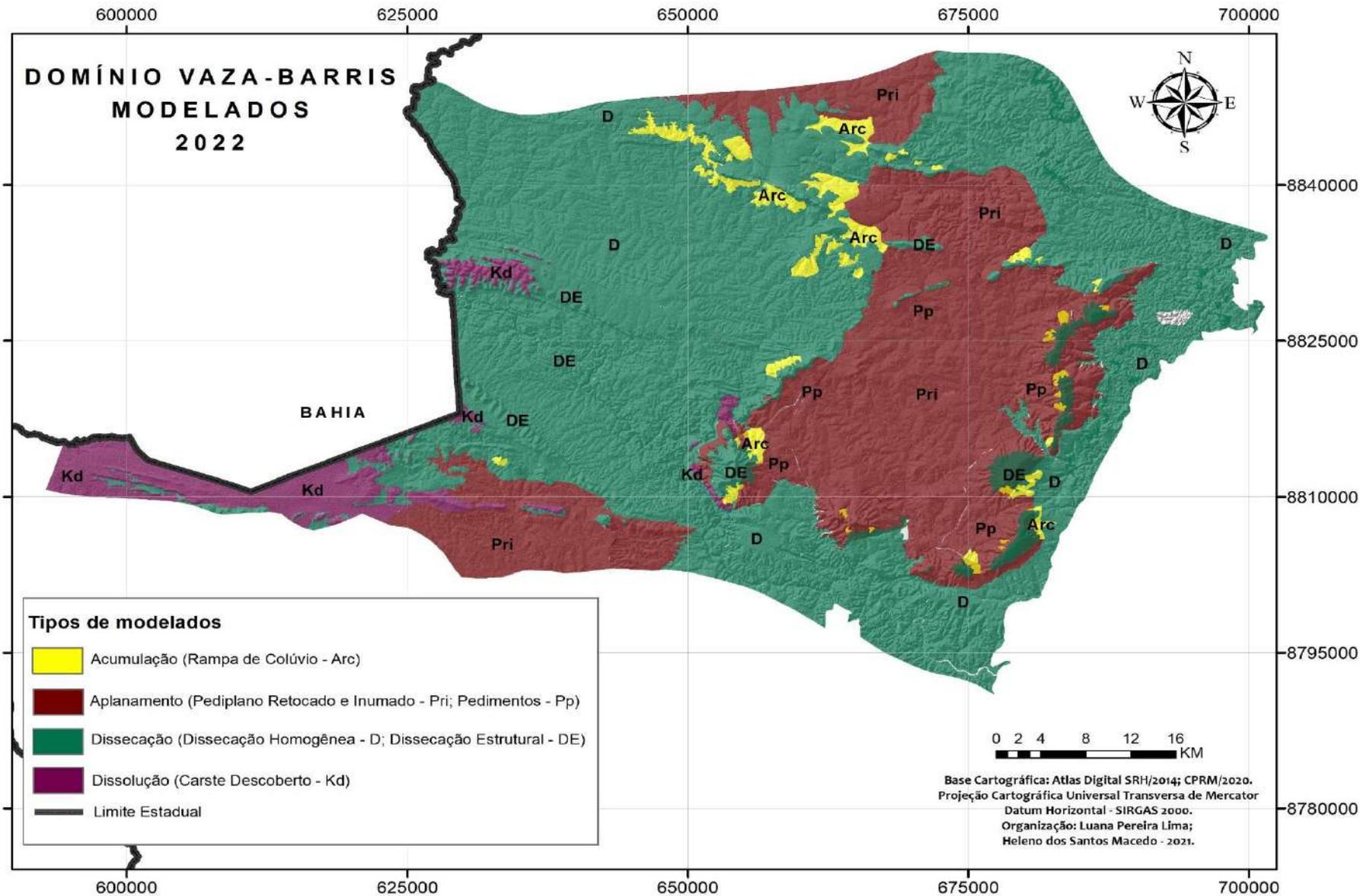


Figura 5.5. Modelados de relevo no Domínio Vaza-Barris.

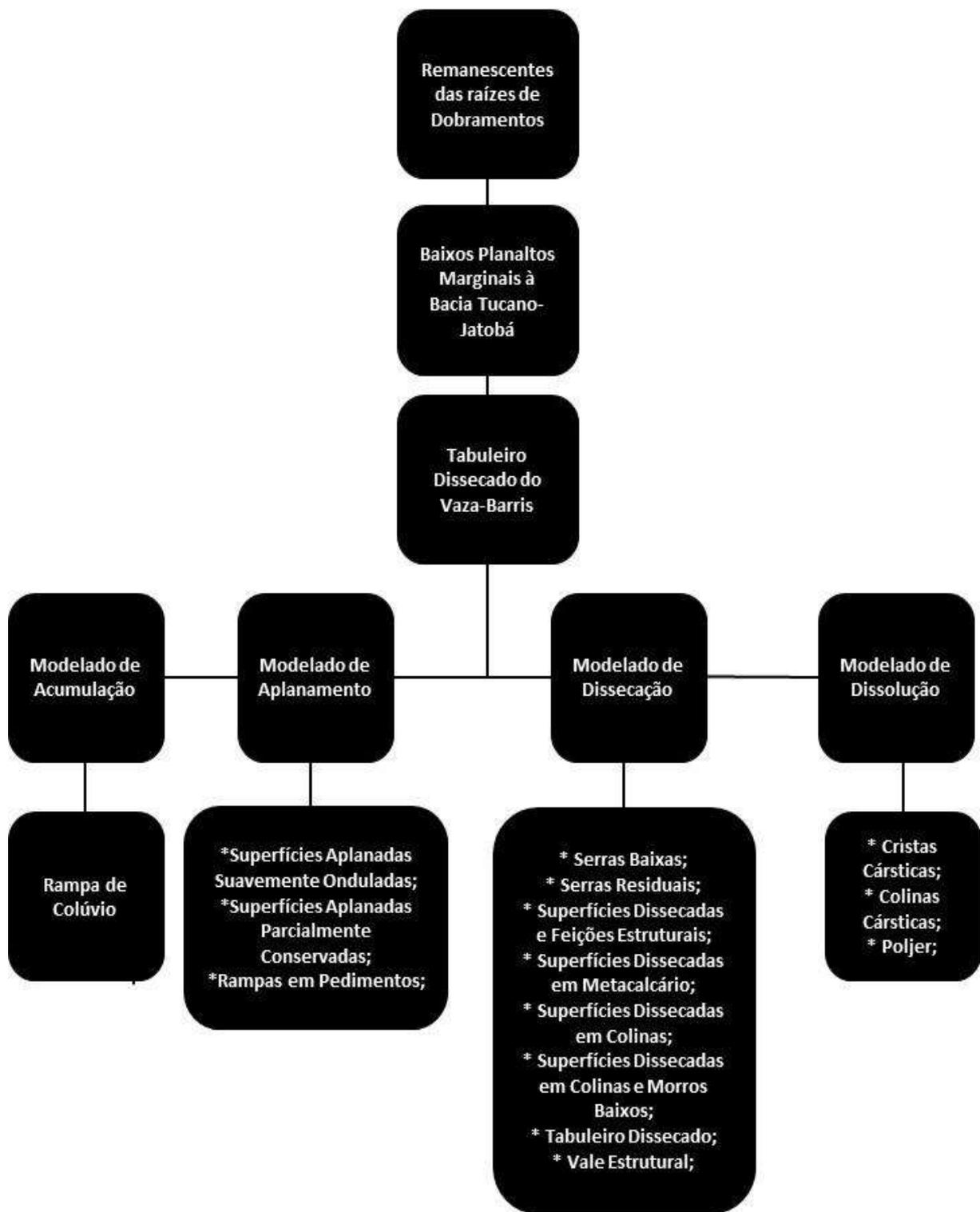


Figura 5.6. Compartimentação da paisagem geomorfológica do Domínio Vaza-Barris.
Fonte: Adaptado de Brasil (1983); IBGE (2009).

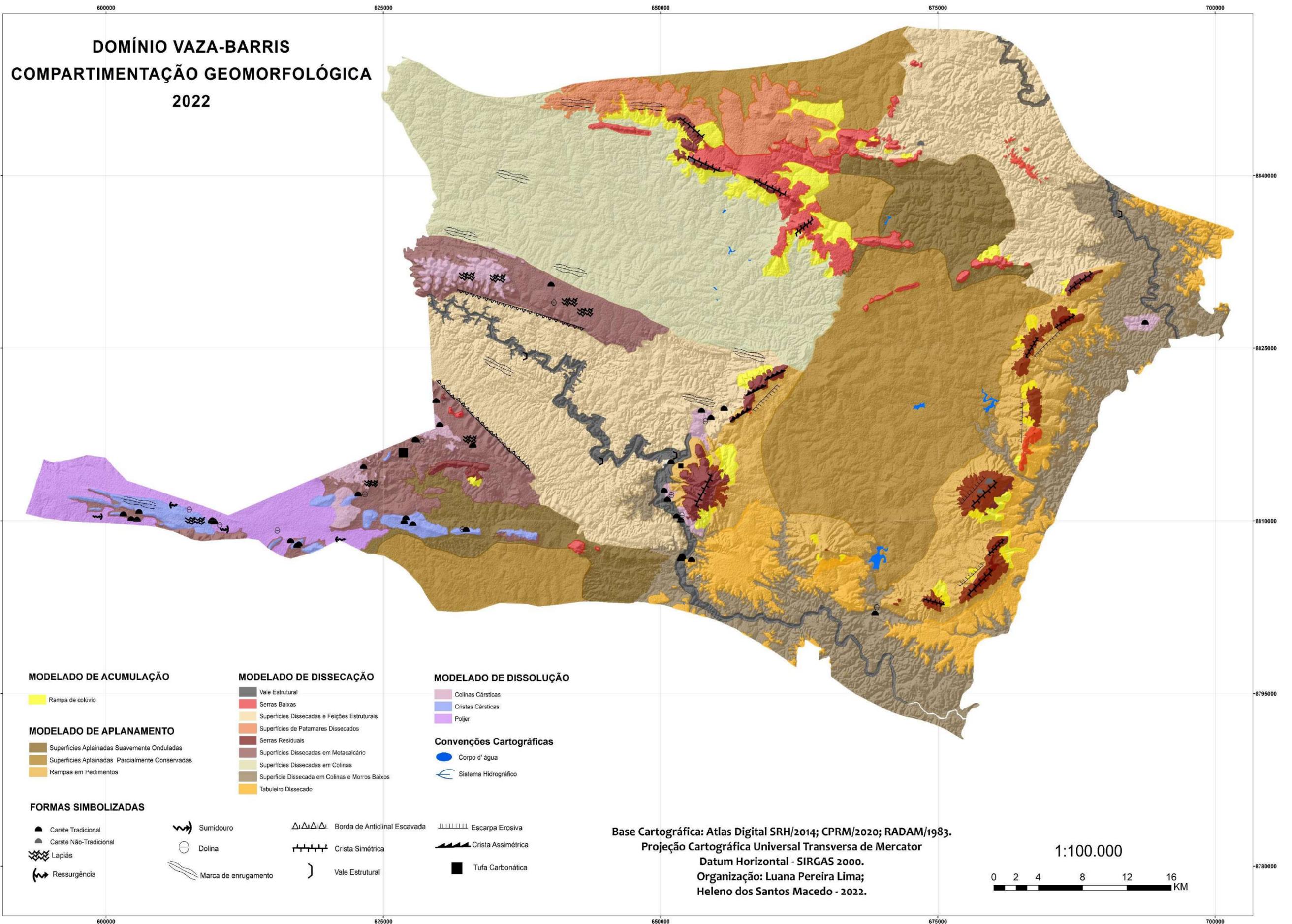


Figura 5.7. Compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris

Foram traçados perfis transversais do Domínio Vaza-Barris, representando um panorama da relação rocha-solo-relevo. No perfil SW-NE predomina a dissecação, e são apresentadas variedades de formas que repercutem o substrato. Partindo da posição SW, tem-se (figura 5.8):

- Cristas Cársticas, com feições residuais alongadas e topos aguçados;
- Depressão onde está posicionado o Poljer Jaci, configurado como uma planície oriunda de dissolução;
- Colinas Cársticas, na base das cristas, com predomínio de topos convexos;
- Depressão entre relevos residuais, onde configura-se o Domo de Simão Dias, com Superfícies Aplanadas Suavemente Onduladas, com topos convexo-retilíneos;
- Superfície Dissecada em Metacalcários, onde está posicionada a Borda de Anticlinal Escavada, com topos convexo-retilíneos;
- Superfície Dissecada e Feições Estruturais, com topos convexo-retilíneos, situada no Anticlinório de Pinhão;
- Superfícies Dissecadas em Colinas côncavo-convexas;
- Superfície Aplanada Parcialmente Conservada, com topos convexo-retilíneos, entre as Serras Baixas;
- Próximo a posição NE, repete-se as Superfícies Aplanada Suavemente Ondulada, Parcialmente Conservada e Serras Baixas.

As formas em maiores cotas altimétricas são compostas por litologias mais resistentes, das Formações Itabaiana e Olhos d'Água. A dissecação é mais acentuada nas Formações Frei Paulo- Ribeirópolis e Capitão-Palestina, que congregam diferentes litologias com grau de resistência distintos, favorecendo a erosão diferencial.

Nas superfícies aplanadas e estáveis, predominam os argissolos; nas dissecadas, de relevo com maior energia, os neossolos, e os cambissolos, que guardam semelhanças com material de origem e possuem baixo grau de desenvolvimento.

O Rio Vaza-Barris, aparece demarcado, encaixado no Anticlinório de Pinhão, em posição de nível de base regional.

No perfil NW-SE predomina o aplanamento e a dissecação moderada. São apresentadas variedades de formas que repercutem os modelados. Partindo da posição NW, tem-se (figura 5.9):

- Superfícies Dissecadas em Colinas côncavo-convexas;
- Superfície Dissecada em Metacalcários, onde está posicionado um patamar conservado na borda do Anticlinório de Pinhão, com topos convexo-retilíneos;

Simão Dias

Nossa Senhora das Dores

SW

NE

616387 - 8807738

687262 - 8841091



- | | | | |
|---|--|---------------------------------------|------------------------------------|
| 1 Cristas Cársticas | 7 Serras Baixas | Cambissolos Háplico Carbonático | Formação Olhos D' água |
| 2 Poljer | 8 Superfícies de Aplanamento Parcialmente Conservada | Argissolos Vermelho-Amarelo Eutrófico | Gnaisses |
| 3 Cristas Cársticas | 9 Serras Baixas | Neossolos Litólicos-Carbonáticos | Formação Capitão-Palestina |
| 4 Colinas Cársticas | 10 Superfícies de Aplanamento Suavemente Ondulada | Neossolos Litólicos Eutrófico | Formação Frei Paulo - Ribeirópolis |
| 5 Borda de Anticlinal Escavada | 11 Superfícies Dissecada e Feições Estruturais | Luvissolos Crômico-ômico | Formação Itabaiana |
| 6 Superfícies Dissecadas em Metacalcários | 12 Serras Baixas | | |

Figura 5.8. Perfil topográfico (02) transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE
Elaboração: Luana Pereira Lima, Heleno dos Santos Macedo, 2022

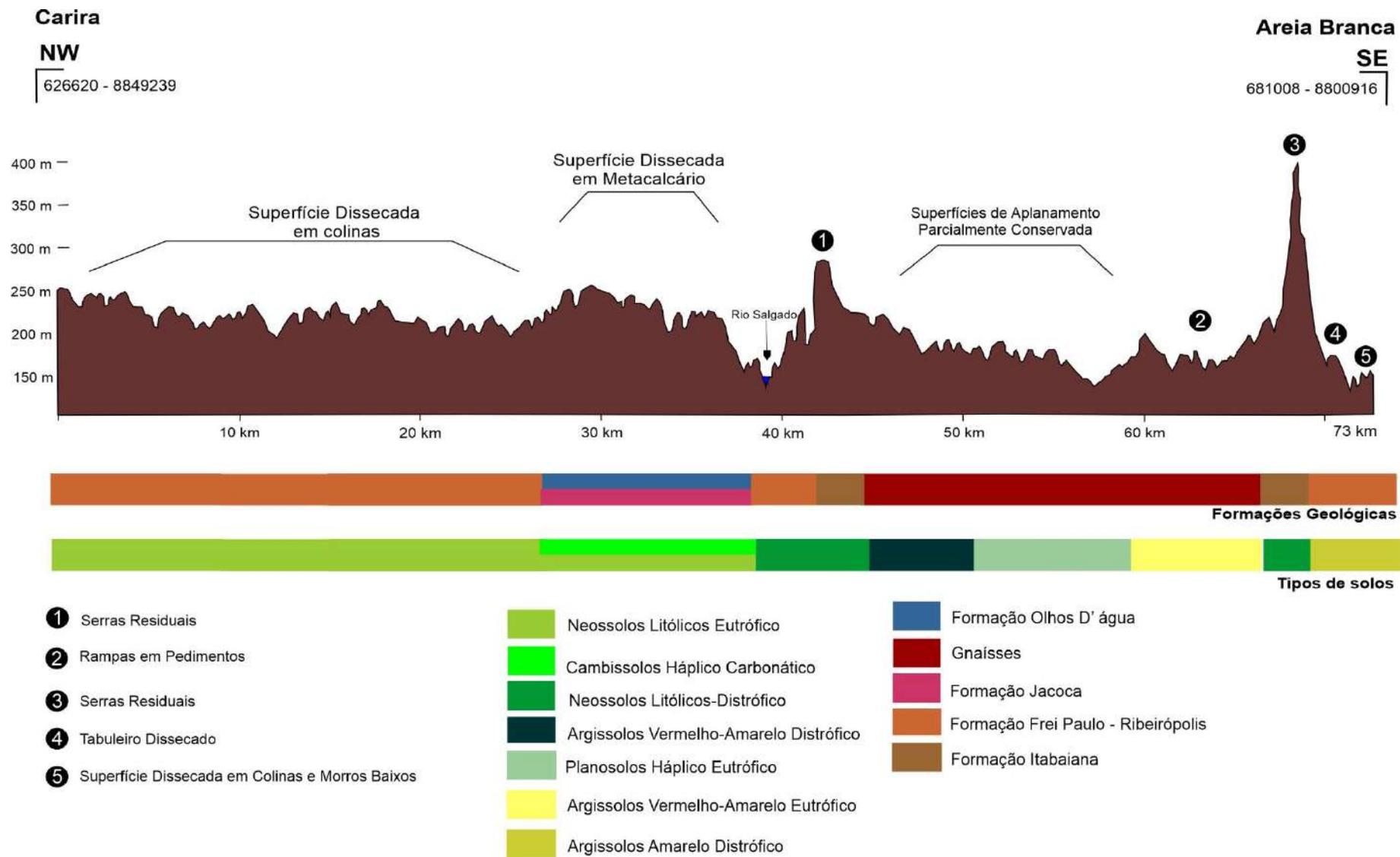


Figura 5.9. Perfil topográfico (03) transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE
Elaboração: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022

- Serras Residuais, nas bordas do Domo de Itabaiana, com topo em cristas;
- Superfície Aplanada Parcialmente Conservada, com topos convexo-retilíneos;
- Rampas em Pedimentos, com declives mais acentuados juntos as serras residuais, formando patamares;
- Tabuleiro Dissecado, com topos retilíneo-convexos;
- Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos, com topos convexos.

As formas em maiores cotas altimétricas são compostas por litologias mais resistentes, das Formações Itabaiana. A dissecção é mais acentuada na Formação Frei Paulo-Ribeirópolis. O aplanamento é pronunciado na área central do Domo de Itabaiana, em gnaisses, entre as serras residuais.

Nas superfícies aplanadas e estáveis, predominam os argissolos e planossolos; nas dissecadas, os neossolos, com presença de argissolos nas formas situadas na posição SE, de clima úmido litorâneo. O Rio Salgado, aparece encaixado entre as Superfícies Dissecadas em Metacalcários e as Serras Residuais.

5.2.1 Modelados de Acumulação

São encontrados em menor extensão, representados pelas Rampas de Colúvio (Arc). Estão associadas a coalescência de depósitos coluviais oriundos das vertentes, em setores de baixa encosta, derivados de transporte gravitacional. Ocorre em segmentos côncavos que caracterizam as reentrâncias ou depressões do relevo em anfiteatros (figura 5.10).

As Rampas de colúvio são formadas em áreas de cabeceiras de drenagem, e configura-se como uma superfície inclinada em direção ao fundo dos vales, de topo frequentemente convexo (figura 5.11). Corresponde as áreas localizadas nos sopés das serras que bordejam o Domo de Itabaiana e da Serra do Cabral adjacente ao Domo de Simão Dias. Encontram-se na base do anfiteatro de erosão, posicionado na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris, que configura o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Sergipe e Vaza-Barris, e no sopé das superfícies elevadas acima do anfiteatro erosivo com inclinação no sentido NW-SE. Essas porções mais elevadas do relevo são geradoras dos materiais areno-argilosos, podendo conter fragmentos rochosos, que compõem as rampas de colúvio.

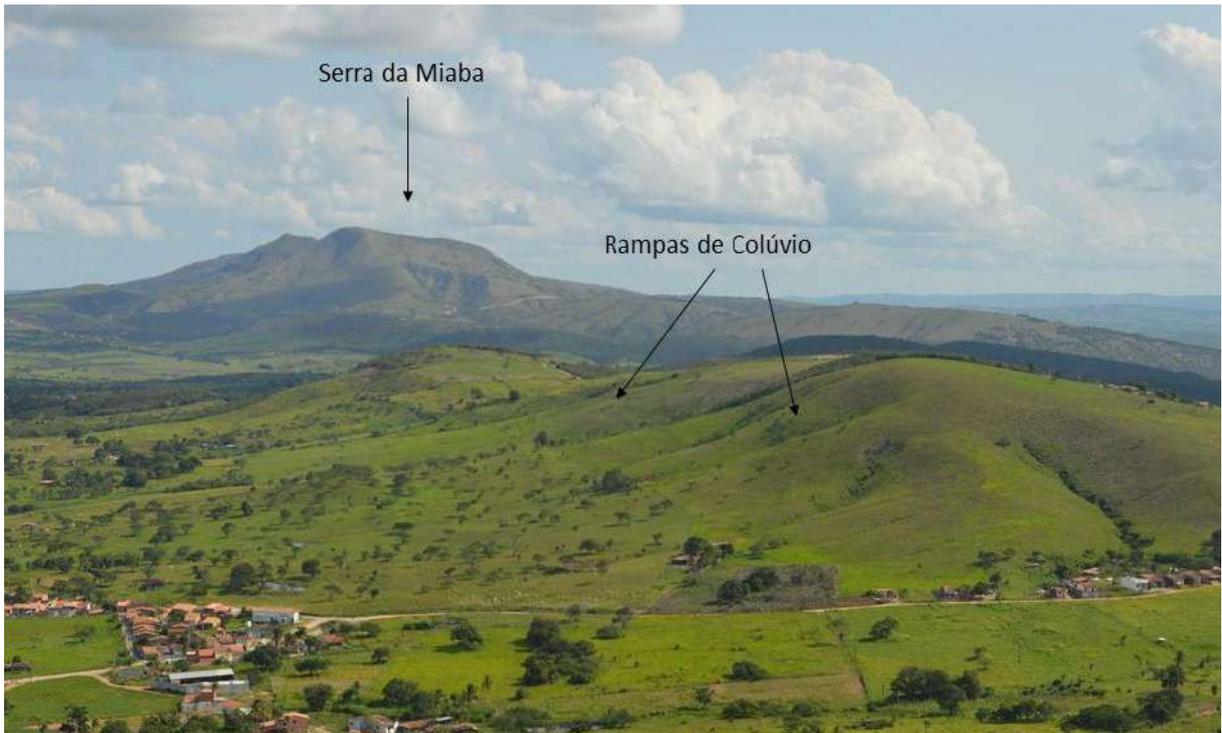


Figura 5.10. Rampas de colúvio em serras baixas próximo a sede municipal de Macambira. Em segundo plano, Serra da Miaba. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.



Figura 5.11. Rampas de colúvio em cabaceiras de drenagem no sopé da Serra da Onça, município de Frei Paulo. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

As Rampas coluvionares possuem declividades suaves e onduladas chegando até 8°, com cotas altimétricas variando de 150 a 250m, rebaixando-se gradativamente (figura 5.12). Os solos predominantes nessas formas são rasos com fragmentos rochosos (Neossolos litólicos) ou profundos arenosos (Neossolos Quartzarênicos). Encontra-se ocupada, predominantemente, por pastagens que aceleram os processos erosivos.

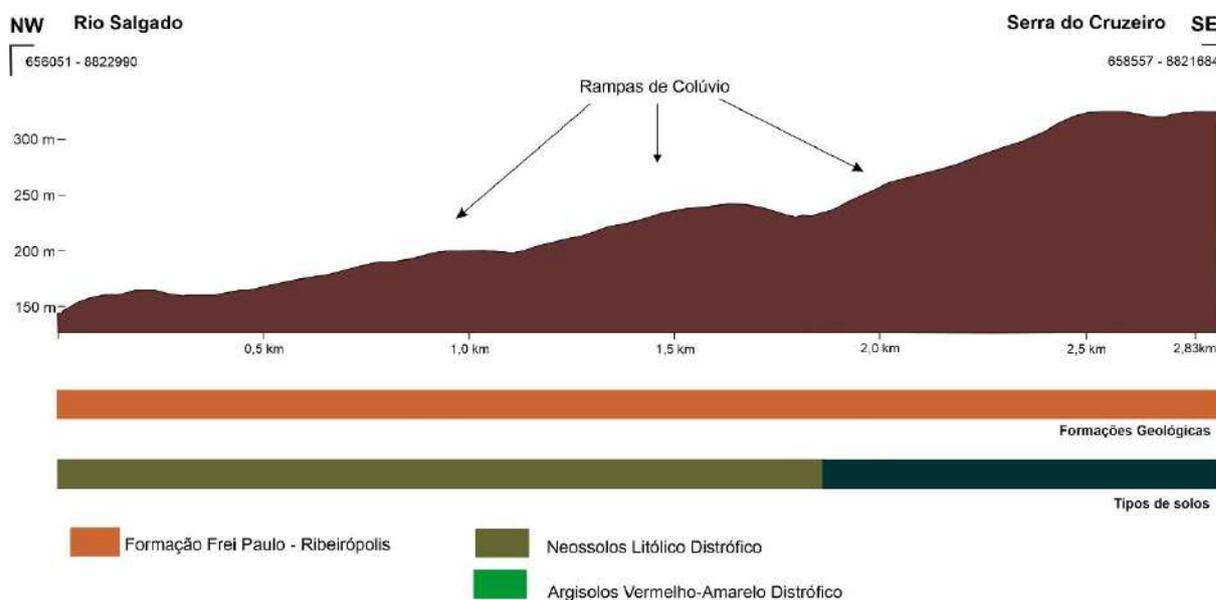


Figura 5.12. Perfil topográfico (04) - Rampa de Colúvio em seu contexto morfológico
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

5.2.2. Modelados de Dissolução

São encontrados nas áreas de metacalcários das Formações Olhos d'Água e Jacoca, representados pelo Carste Descoberto (Kd), com formas de dissolução originadas em superfície e/ou subsuperfícies descobertas total ou parcialmente por erosão de coberturas preexistentes. Essa região cárstica está presente nos municípios de Poço Verde, Simão Dias, Pinhão, Macambira, São Domingos, Campo do Brito, Lagarto e Itaporanga d'Ajuda.

Na quarta ordem de grandeza identificou-se três tipos de formas, a partir da litologia, das formas de topo de relevo e da predominância do processo que os originaram. São elas: Cristas Cársticas, Colinas Cársticas e Polje. No quadro 5.1 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de dissolução no Domínio Vaza-Barris.

As morfologias esculpidas no Carste Descoberto do Domínio Vaza-Barris apresentam declividades variadas, de plano a fortemente ondulado. Evoluíram em patamares mais preservados pela litologia, com altitude média acima de 250m. Os solos são derivados, principalmente, do material de origem carbonático, pouco profundos. As formas, peculiares a

esses ambientes, caracterizam o relevo proveniente do processo de dissolução. A figura 5.13 apresenta o perfil das morfologias descritas.

Quadro 5.1. Características dos modelados de dissolução

Forma de relevo	Declividade/Altitude	Formas simbolizadas	Substrato	Solo
Polje (Planície cárstica)	0 a 2° (Relevo plano) 300 a 400m	Ressurgência Dolinas Cavernas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formação Olhos d'Água)	Cambissolos
Cristas Cársticas	5 a 24° (Relevo ondulado a forte ondulado) 300 a 500m	Dolinas Cavernas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formação Olhos d'Água)	Cambissolos e Planossolos
Colinas Cársticas	5 a 24° (Relevo ondulado a forte ondulado) 400 a 500m	Dolinas Cavernas Lapiás Tufas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formações Olhos d'Água e Jacoca)	Neossolos Litólicos

Organização: Luana Pereira Lima, 2022.

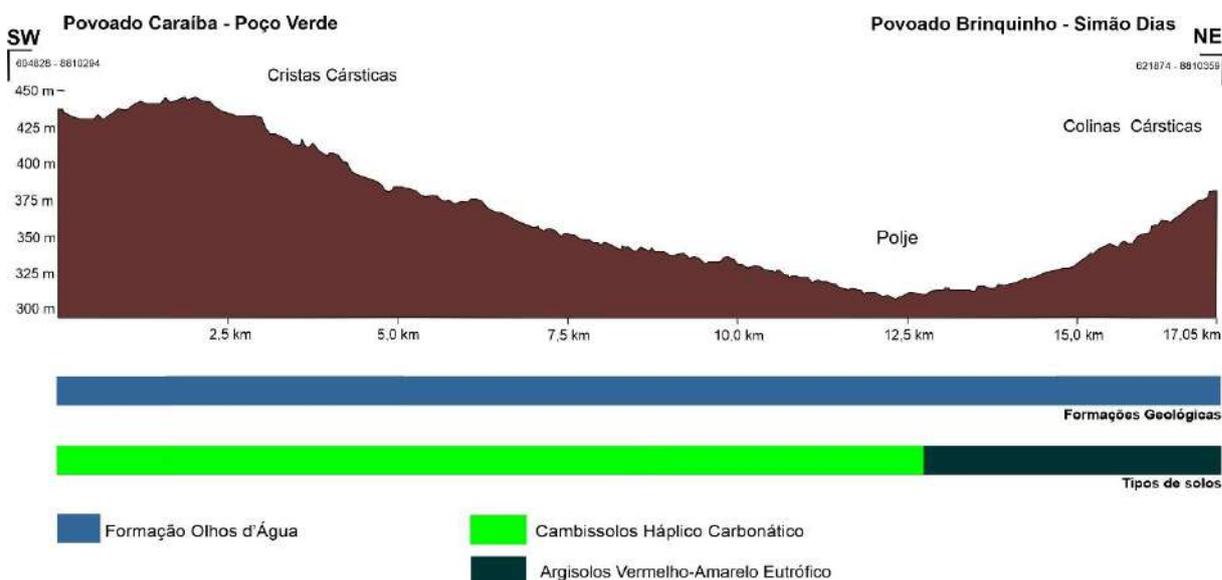


Figura 5.13. Perfil topográfico (05) - modelados de dissolução em seu contexto morfológico
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022

5.2.2.1. Carste Descoberto (Kd): Polje, Cristas e Colinas cársticas

Posicionado no Carste Olhos d'Água, o Polje Jaci está localizado em Sergipe entre os municípios sergipanos de Simão Dias e Poço Verde e o município baiano de Adustina.

Configura-se como uma grande planície poligenética, derivada de processos cársticos associada a processos fluviais e/ou tectônicos (MACEDO, 2019).

A proposta de Ford e Williams (2007) identifica três tipos de polje: de contato, estrutural e de nível de base ou nível freático. O Polje Jaci enquadra-se no último tipo, no qual a água dissolve tanto a rocha quanto os sedimentos do fundo, favorecendo o aplainamento pela dissolução. Tal dissolução é efetiva, também, no contato do seu limite com a base das vertentes em processo conhecido como corrosão marginal. Dessa maneira, a planície se expande horizontalmente e o contato com as vertentes adquire um ângulo muito acentuado (figuras 5.14 e 5.15) (TRAVASSOS, 2019).



Figura 5.14. Vista parcial do Polje Jaci no Povoado Saco do Camisa, município de Poço Verde. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.



Figura 5.15. Vista parcial do Polje Jaci. Em destaque, seu contato acentuado com as cristas. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

Nesse tipo de polje o nível freático da zona saturada do Carste flutua bem próximo ao seu nível de base. Quando o nível freático se eleva pelas precipitações pluviométricas, os

sumidouros se convertem em surgências (TRAVASSOS, 2019). Na área do Polje Jaci foram identificadas ressurgências (figura 5.16).



Figura 5.16. Ressurgência no Assentamento Santa Maria Lages, município de Poço Verde. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Pelas condições edáficas, são áreas bem aproveitadas para as práticas da agricultura. Em decorrência da facilidade de captação da água subterrânea pelos processos de percolação, as práticas com o uso da irrigação, oriunda das águas subterrâneas são comuns nessa área cárstica. No Polje Jaci desenvolve-se o cultivo de milho e feijão (MACEDO, 2019).

Associado ao polje estão duas formas de relevos residuais que diferem entre si pela forma de topo. As cristas apresentam-se alongadas, com declividade acentuada (figura 5.17). Ocorre nos municípios de Simão Dias e Poço Verde. As colinas, com topos convexos e suaves, ocorrem nos municípios de Simão Dias e Pinhão.

Junto a esses modelados identificou-se feições de paredões e tufas calcárias. Os paredões estão nas proximidades das margens do rio Vaza-Barris, município de São Domingos (figura 5.18). As tufas identificadas entre os municípios de Lagarto e São Domingos, também acompanham trechos marginais do rio Vaza-Barris (MACEDO, 2019).



Figura 5.17. Cultivo de milho no Polje Jaci. Em segundo plano, crista cárstica. Povoado Saco do Camisa, município de Poço Verde. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.



Figura 5.18. Paredão calcário à margem do Rio Vaza-Barris, entre os municípios de São Domingos e Lagarto, em relevo colinoso. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

As tufas calcárias se precipitaram em função da saturação da água cárstica ao longo de um curso d'água superficial ou próximo a algumas nascentes. Podem surgir na forma de “degraus”, como represas, ou na forma de cachoeiras (TRAVASSOS, 2019). No Domínio Vaza-Barris apresentam-se em vegetação fossilizada e em cachoeira nos depósitos em via de formação (MACEDO, 2019) (figuras 5.19 A e B).

Os Lapiás e as dolinas estão presentes nas áreas de Colinas cársticas, confirmando o processo de dissolução. Os Lapiás no Domínio Vaza-Barris, estão posicionados nas Formação Olhos d'Água, nos municípios de Pinhão, Poço Verde e Simão Dias e na Formação Jacoca, no município de Macambira (figura 5.20).

Em extensão e desenvolvimento da morfologia, os campos de Lapiás situados em Poço Verde se destacam. Neles são evidenciados vários processos de corrosão, decorrente de epicarste bem desenvolvido em períodos mais úmidos que o atual, quando o intemperismo químico atuou com maior intensidade (figura 5.21) (MACEDO, 2019).



Figuras 5.19. A: Tufas calcárias – vegetação fossilizada à margem do rio Vaza-Barris, entre os municípios de São Domingos e Lagarto. B: Depósitos de tufas calcárias em formação – Cachoeira do Saboeiro, município de Lagarto. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.



Figura 5.20. Campo de Lapiás no Povoado Rajas, município de Pinhão, esculpido em relevo colinoso. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.



Figura 5.21. Campo de Lapiás no Povoado Caraíbas, município de Poço Verde. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Os campos de Lapiás estão expostos em áreas onde a erosão provocou a exumação do *front* de intemperismo, seja por fatores naturais de evolução do relevo, seja em decorrência de atividades agropecuárias que intensificam o processo de erosão e perda do solo.

No Domínio Vaza-Barris foram mapeadas por Macedo (2019), 32 dolinas, dezessete de subsidência e quinze de abatimento e/ou colapso. Possuem profundidade média de 6

metros com diâmetro entre 5 e 8 metros. Estão concentradas principalmente nos municípios de Simão Dias, Macambira e Pinhão (figura 5.22).



Figura 5.22. Dolina de subsidência próximo a sede municipal de Pinhão.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

As dolinas de dissolução são formadas a partir da dissolução da rocha em superfícies e subsuperfície. As dolinas de abatimento nessa área cárstica originaram-se do rebaixamento do nível freático, condicionadas, também, por eventos tectônicos. As evidências das atividades tectônicas são identificadas a partir da observação de falhas e/ou fraturas em cavidades naturais que essas dolinas dão acesso. Algumas dolinas dão acesso a água subterrânea utilizada pelos moradores para consumo próprio e atividades agropecuárias.

As cavidades estão presentes em todas as formas desse modelado no Domínio Vaza-Barris (figuras 5.23 A e B). Não possuem desenvolvimento horizontal e vertical expressivos, nem uma grande variedade de espeleotemas. Este fato advém da presença de outros tipos de materiais entre os maciços de calcário, servindo de barreira para um desenvolvimento mais expressivo do endocarste; da ausência de um epicarste desenvolvido; do baixo gradiente do relevo; e da ausência de uma rede subterrânea de drenagem turbulenta (MACEDO, 2019).

Embora incipientes, há um número significativo de cavidades desenvolvidas nos metacalcários do Domínio Vaza-Barris, 34 em Poço Verde, 18 em Simão Dias, 13 em Lagarto,

8 em Macambira, 4 em São Domingos, 1 em Pinhão, 1 em Campo do Brito e 1 em Nossa Senhora das Dores, totalizando 80 cavidades.



Figuras 5.23. A: Gruta do Flecheiro na Serra da Miaba, município de São Domingos. B: Toca da Raposa no Povoado Raposa, município de Simão Dias. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

5.2.3. Modelados de Aplanamento

São encontrados no Domo de Itabaiana, no interior e sul do Domo de Simão Dias e na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris. São representados por Pediplanos Retocados Inumados (Pri) e por Pedimentos (Pp). O primeiro foi elaborado em sucessivas retomadas de erosão, sem perder suas características de aplanamento, formando sistemas de planos inclinados e levemente côncavos. Os pedimentos são capeados por material dentrítico, em superfície de inclinação suave com ângulo acentuado no contato com a vertente, suavizando-se em direção aos vales ou depressões.

Encontram-se a diferentes altitudes, sob diferentes condições climáticas. Nas áreas mais conservadas, as coberturas são pedogenizadas. Apresenta fraca intensidade de dissecação, proporcionando ao ambiente uma certa estabilidade. Na quarta ordem de grandeza foram identificados três tipos de formas, são elas: Superfícies Aplainadas Parcialmente Conservadas, Superfícies Aplainadas Onduladas e Rampas em Pedimentos. No quadro 5.2 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de aplanamento no Domínio Vaza-Barris.

Quadro 5.2. Características dos modelados de aplanamento

Forma de relevo	Declividade/Altitude	Substrato	Solo
Superfícies Aplanadas Parcialmente Conservadas	0 a 3° (Relevo plano e suave ondulado) 100 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicictitos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Filitos e metagrauvas (Formação Jacarecica); Gnaisses (Domo de Itabaiana)	Planossolos; Argissolos; Plintossolos
Superfícies Aplanadas Onduladas	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 100 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicictitos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Filitos e metagrauvas (Formação Jacarecica); Gnaisses (Domo de Simão Dias)	Planossolos; Argissolos
Rampas em Pedimentos	3 a 24° (Relevo suave a forte ondulado) 150 a 300m	Quartzitos (Formação Itabaiana)	Neossolos litólicos

Organização: Luana Pereira Lima, 2022.

A existência de um relevo conservado ou fracamente dissecado em que predominam processos de escoamento superficial, favorece a erosão lateral. Estes processos mantêm uma relação direta com a textura dos solos, a cobertura vegetal e os condicionantes climáticos. Nas áreas em que a vegetação se torna mais densa, dificulta o escoamento superficial, à medida que ela se rarefaz, aumentam os efeitos das enxurradas que serão tanto mais nocivas quanto maior a percentagem de materiais mobilizáveis no solo (BRASIL, 1983).

Os solos identificados nesse modelado são medianamente profundos a profundos, de baixa permeabilidade, influenciando na manutenção do aplanamento e na fraca dissecção do relevo. No entanto, a cobertura vegetal escassa, com predomínio de pastagens e atividades agrícolas, vem provocando a intensificação dos processos erosivos e da perda de solo.

As Superfícies Aplanadas Parcialmente Conservadas são encontradas no interior do Domo de Itabaiana, nos municípios de Campo do Brito, Moita Bonita, Macambira e Itabaiana; na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris, nos municípios de São Miguel do Aleixo, Nossa Senhora de Aparecida, Ribeirópolis e Frei Paulo; e ao sul do Domo de Simão Dias, no município homônimo.

Trata-se de um relevo com colinas amplas e suaves. O Domo esvaziado de Itabaiana é a área que melhor representa o modelado, com aplanamento bem delimitado, em relação as áreas adjacentes (figura 5.24). Desgastou-se por processos denudacionais de erosão

diferencial. O perfil na figura 5.25 representa o contexto morfológico das superfícies de aplanamento na região do Domo de Itabaiana.



Figuras 5.24. Vista panorâmica do interior do Domo de Itabaiana, em relevo aplanado. No centro, cidade de Macambira. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

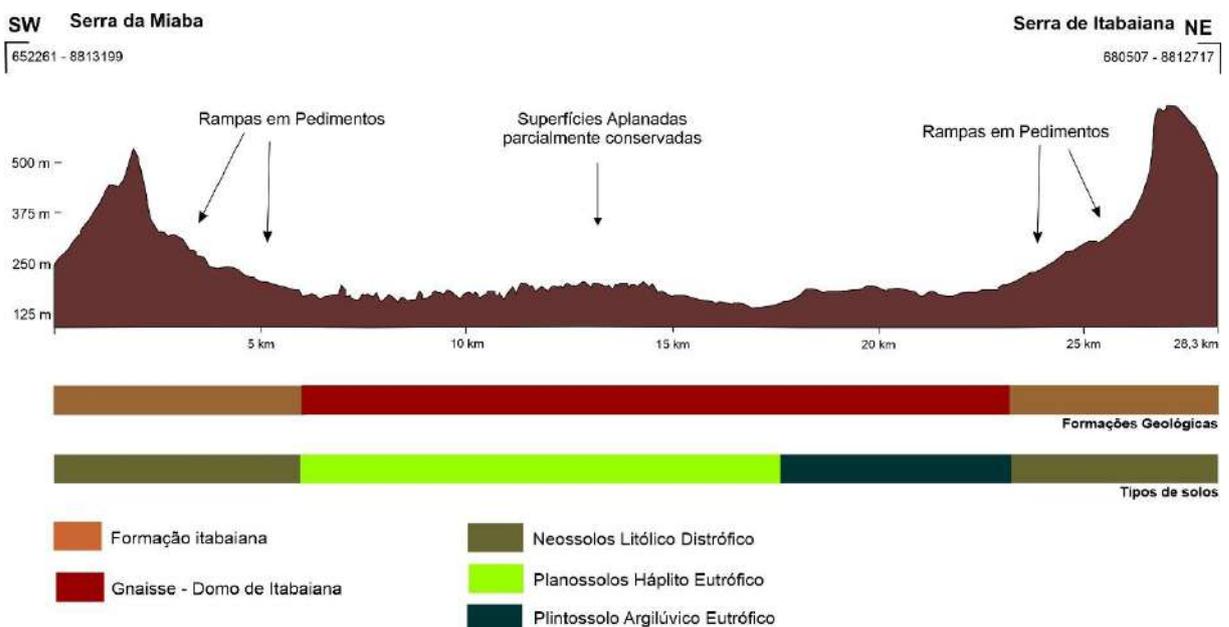
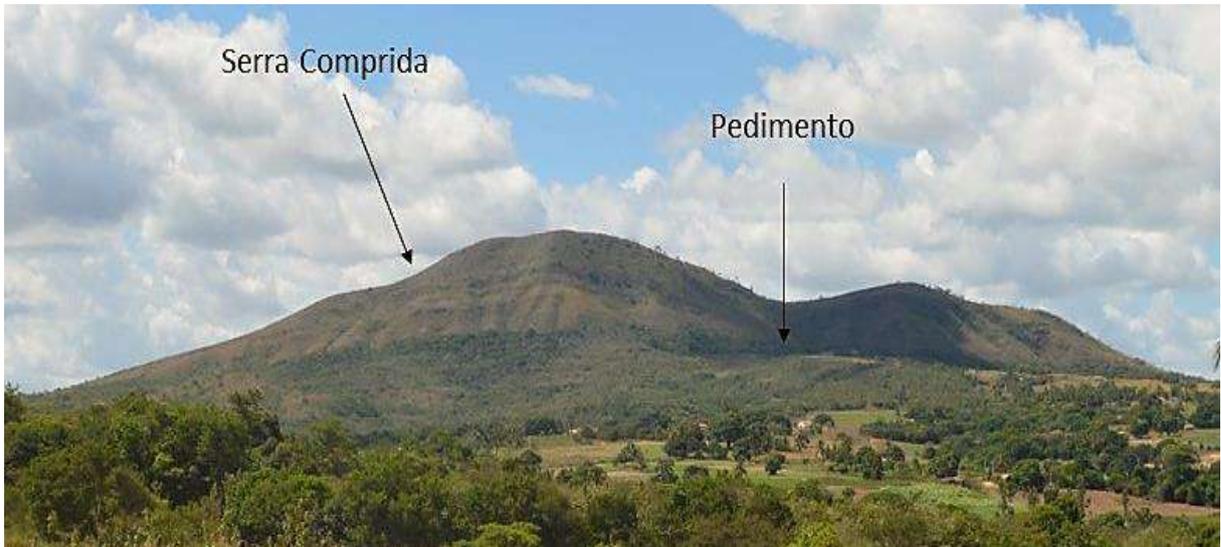


Figura 5.25. Perfil topográfico (06) - modelados de aplanamento no Domo de Itabaiana
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As Rampas em Pedimentos são encontradas em patamares situados no sopé dos relevos residuais, precede níveis de aplanamento mais baixo constituídos pelas Superfícies

Aplanadas parcialmente conservadas (figura 5.26). Os pedimentos marcam as retomadas de erosão durante o Quaternário (BRASIL, 1983).



Figuras 5.26. Rampa em pedimento - Povoado Mangabeira, município de Itabaiana. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

As Superfícies Aplanadas Onduladas são encontradas no interior e leste do Domo de Simão Dias, e na porção norte do Domo de Itabaiana, nos municípios de Ribeirópolis e Moita Bonita. Trata-se de um relevo com colinas suaves, sem perder as características de aplanamento, mais declivoso do que as superfícies anteriores. No Domo de Simão Dias está assentada uma superfície ondulada delimitada por relevos residuais adjacentes (figura 5.27). O perfil na figura 5.28 representa o contexto morfológico das superfícies de aplanamento na região do Domo de Simão Dias.



Figuras 5.27. Vista panorâmica do interior do Domo de Simão Dias, em relevo aplanado. No centro, cidade de Simão Dias. Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

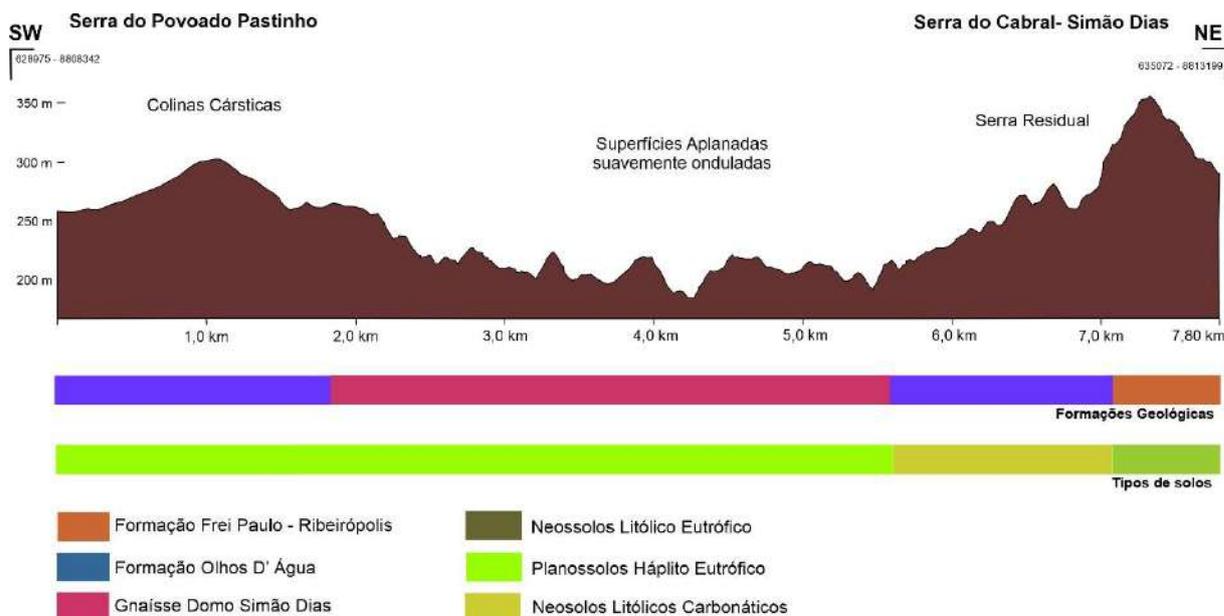


Figura 5.28. Perfil topográfico (07) - modelados de aplanamento no Domo de Simão Dias
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

5.2.4. Modelados de Dissecação

Identificou-se dois tipos de modelados de dissecação na área do Domínio Vaza-Barris: Dissecação Homogênea (D) e Dissecação Estrutural (DE). Na homogênea não há controle estrutural marcante, sendo controlada principalmente pela erosão e caracterizada por colinas, morros e interflúvios tabulares (IBGE, 2009). Abrange as formas de relevo: Tabuleiros Dissecados, Superfície de Patamares Dissecados, Superfícies Dissecadas em Colinas e Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos. No quadro 5.3 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de aplanamento no Domínio Vaza-Barris.

Nas áreas de dissecação homogênea a espessura do material de alteração é maior. Os tipos de solo identificados são medianamente profundos a profundos. Com baixa densidade de drenagem e amplitude interfluvial, o aprofundamento das incisões estão entre 28 e 47m, contribui para a manutenção das formas de relevo e maior estabilidade.

Os Tabuleiros dissecados são caracterizados por topografia de topo planos a suave ondulado. Estão localizados ao sul do Domo de Itabaiana, nos municípios de São Domingos, Campo do Brito, Itaporanga d'Ajuda, Areia Branca e no limite nordeste do Domínio Vaza-Barris, no município de Nossa Senhoras das Dores. São constituídos pelas Formações Barreiras e Frei Paulo-Ribeirópolis, em condições climáticas úmidas litorâneas.

Quadro 5.3. Características dos modelados de dissecação

Tipos de dissecação	Forma de relevo	Declividade/Altitude	Substrato	Solo
Dissecação Homogênea	Tabuleiros Dissecados	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 100 a 200m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Formação Barreiras	Argissolos; Latossolos
	Superfície de Patamares Dissecados	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 250 a 300m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Depósitos Colúvios-eluviais	Argissolos
	Superfícies Dissecadas em Colinas	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 150 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis)	Neossolos litólicos; Luvisolos
	Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 50 a 150m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Olhos d'Água)	Argissolos; Gleissolos
Dissecação Estrutural	Superfícies Dissecadas em Colinas e Feições Estruturais	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 100 a 300m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicititos, metapelitos e metagrauvas (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Capitão-Palestina)	Neossolos litólicos
	Superfícies de Colinas Dissecadas em Metacalcários	2 a 24° (Relevo suave a forte ondulado) 150 a 500m	Metacalcários e filitos (Formação Olhos d'Água)	Neossolos litólicos; Cambissolos; Argissolos
	Serras Baixas	5 a 45° (Relevo ondulado a montanhoso) 200 a 500m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos e quartzitos (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Itabaiana)	Neossolos litólicos; Argissolos
	Serras Residuais	24 a >45° (Relevo forte ondulado a escarpado) 300 a 650m	Quartzitos (Formação Itabaiana)	Neossolos litólicos
	Vales Estruturais	8 a 24° (Relevo forte ondulado) 3 a 100m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicititos, metapelitos e metagrauvas (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis, Capitão-Palestina e Olhos d'Água)	Neossolos litólicos

Organização: Luana Pereira Lima, 2022.

Ao sul do Domo de Itabaiana e na borda leste do Domínio Vaza-Barris estão as Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos (figura 5.29). As incisões de drenagem são mais acentuadas, em declives forte ondulados, entre 8 e 24°. No perfil da figura 5.30 está representado seu contexto morfológico.



Figura 5.29. Superfície Dissecada em Colinas e Morros Baixos em Itaporanga d’Ajuda
Crédito: Luana Pereira Lima, 2019.

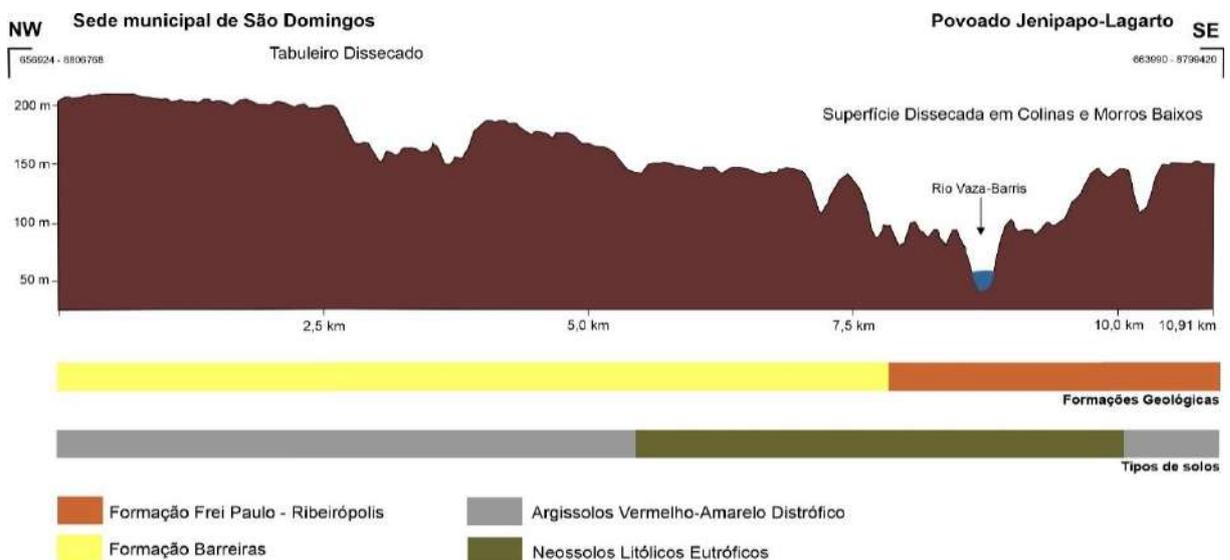


Figura 5.30. Perfil topográfico (08) - Tabuleiros Dissecados e Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos. Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As superfícies Patamares Dissecados, localizam-se nos municípios de São Miguel do Aleixo, Ribeirópolis, Frei Paulo e Nossa Senhora de Aparecida, estão em cotas altimétricas

acima de 250m, assentadas em depósitos colúvio-aluvionares em clima semiárido. Os topos são caracterizados como suave ondulado, com declividade 2 a 8°.

As superfícies Dissecadas em Colinas, localizadas nos municípios de Carira, Frei Paulo, Pinhão, Pedra Mole e Macambira, situam-se em cotas altimétricas entre 150 e 250m assentadas na Formação Frei Paulo-Ribeirópolis, em Neossolos Litólicos e Luvisolos Crômico. Os topos são caracterizados como suave ondulado, com declividade de até 8° (figura 5.31). No perfil da figura 5.32 está representado seu contexto morfológico.



Figura 5.31. Superfície Dissecada em Colinas – Povoado Coité de Borges, município de Ribeirópolis
Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.



Figura 5.32. Perfil topográfico (09) - Superfícies Dissecadas em Colinas e de Patamares Dissecados
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

Os processos erosivos nos modelados de dissecação homogênea do Domínio Vaza-Barris são intensificados pela substituição das coberturas vegetais por agropecuária. O uso de terrenos com declives, sem o devido cuidado e técnica, vem provocando sulcos e ravinações nas encostas mais íngremes.

A Dissecação Estrutural (DE) reflete o controle estrutural da dissecação fluvial, em rochas deformadas, caracterizada por cristas, vales e sulcos estruturais (IBGE, 2009). Abrange as formas de relevo: Superfícies Dissecadas em Colinas e Feições Estruturais, Superfícies de Colinas Dissecadas em metacalcários, Serras Baixas, Serras Residuais e Vales Estruturais.

As Superfícies Dissecadas e Feições Estruturais são caracterizadas por topografias moderada e forte ondulada com declividades variando de 3 a 24°, localizadas no Anticlinório de Pinhão, entre as Superfícies Dissecadas em metacalcários, nos municípios de Pinhão, Pedra Mole, Macambira Simão Dias e Lagarto. A dissecação bem pronunciada ocorreu em consequência de erosão diferencial pela rede de drenagem do rio Vaza-Barris, condicionada pela litologia e lineamentos estruturais.

Localiza-se também na porção nordeste do Domínio Vaza-Barris, onde a rede de drenagem do rio Sergipe aprofundou a dissecação seguindo os lineamentos estruturais e zonas de cisalhamento. O aprofundamento nas áreas de Superfícies Dissecadas e Feições Estruturais varia de 50 a 90m (BRASIL, 1983).

Nas bordas do Anticlinório de Pinhão estão as Superfícies Dissecadas em metacalcários. Assentada na Formação Olhos'Água, caracteriza-se pela exibição de topografia suave a forte ondulada, variando de 2 a 24°. A declividade é mais acentuada onde está posicionada a Borda de Anticlinal Escavada, oriunda de erosão diferencial. Ocorre em estruturas dobradas, truncadas por aplanamentos, soerguidas e retrabalhadas pela erosão (IBGE, 2009). No perfil da figura 5.33 está representado o contexto morfológico do Anticlinório de Pinhão.

Tais superfícies, situam-se em patamares mais elevados, com variação de 200 a 500m. Em ambas as superfícies predominam solos pouco profundos Neossolos litólicos e Cambissolos, devido ao predomínio da dissecação em detrimento da acumulação.

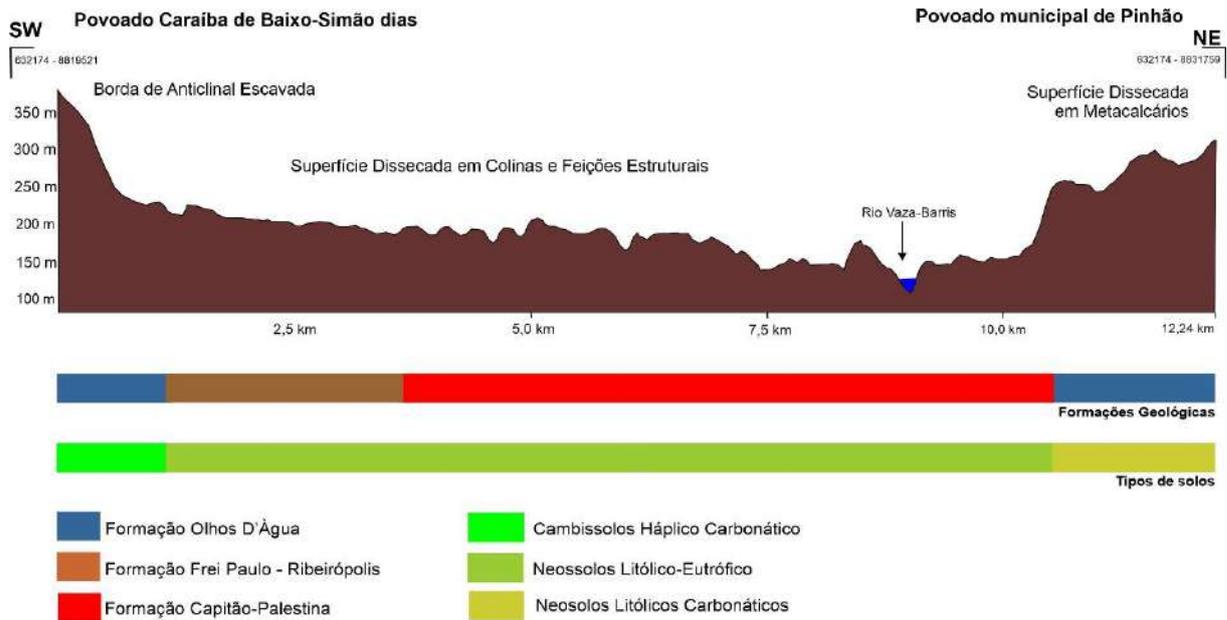


Figura 5.33. Perfil topográfico (10) - modelados de dissecção no Anticlinório de Pinhão
Organização: Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As Serras Baixas, de topografia ondulada a montanhosa (5 a 45°), possui altitudes que variam de 200 a 500m. Estão posicionadas, pontualmente, nas porções nordeste e sudoeste do Domínio Vaza-Barris e entre as Superfícies Dissecadas em Colinas e de Patamares Dissecados, marcadas por escarpa em anfiteatro de erosão, decorrente do recuo das vertentes. São formadas em litologia mais resistente da Formação Itabaiana (figuras 5.34).

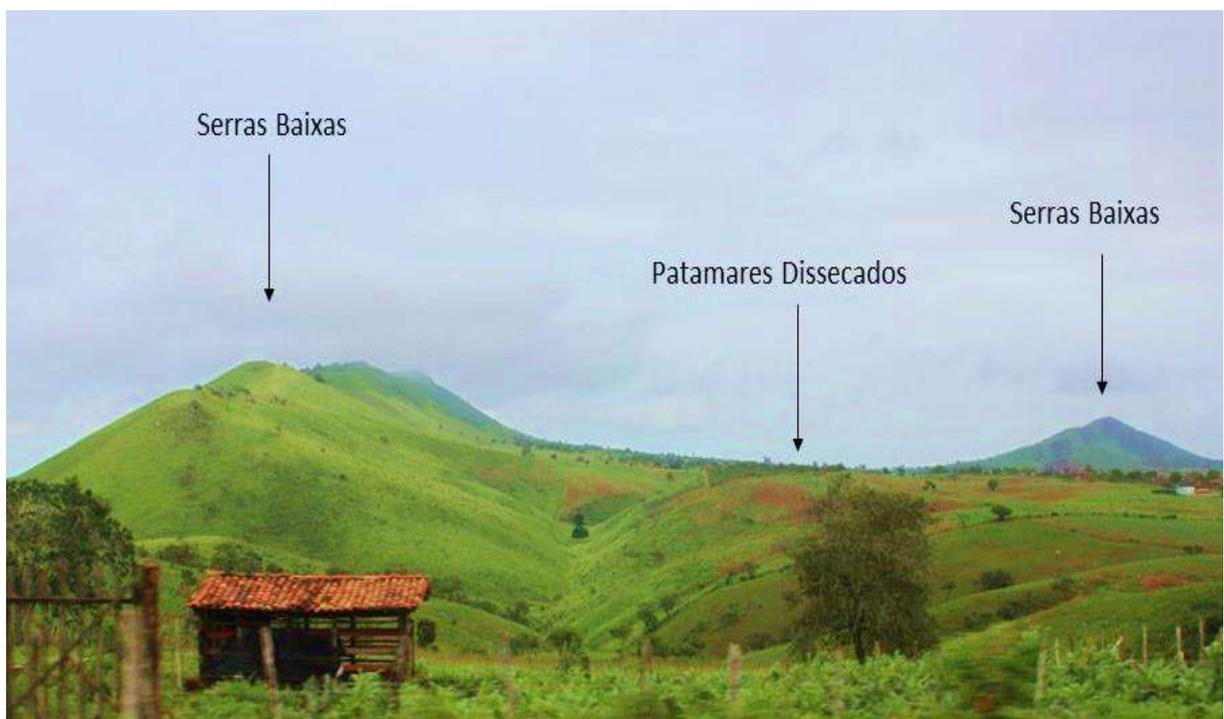


Figura 5.34. Serras Baixas e Patamares Dissecados no Povoado Areias, município de Frei Paulo.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

As Serras Residuais se apresentam na paisagem morfológica com as maiores elevações, chegando a 650m na Serra de Itabaiana, e pelos declives mais acentuados, forte ondulado a escarpado, do Domínio Vaza-Barris. Estão em litologias mais resistentes da Formação Itabaiana, bordejando o Domo. Os topos são marcados por cristas simétricas, com vertentes escarpadas formando uma linha contínua. Em decorrência da litologia e da declividade os solos são incipientes (figura 5.35).



Figura 5.35. Serra Residual de Itabaiana
Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

Nas serras foram identificadas feições cársticas não tradicionais, cavidades formadas principalmente por processos mecânicos. No Domínio Vaza-Barris estão cinco cavidades, distribuídas no maciço da Serra de Itabaiana (Gruta do Encantado, Gruta dos Enganados e a Toca Desenganada); na Serra da Onça em Frei Paulo (Toca da Onça); e em Ribeirópolis, nas imediações da Serra do Machado (Abrigo Pilões) (figura 5.36) (MACEDO, 2019).



Figura 5.36. Abrigo Pilões, município de Ribeirópolis
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Os vales estruturais dos rios Vaza-Barris e Sergipe, seguem incisões da rede de drenagem em falhas, fraturas ou diáclases. A declividade é acentuada, 8 a 24°, em topografia que varia de 3 a 100m. O vale do rio Vaza-Barris é bem representativo dessa forma de relevo, toda a sua extensão dentro do Domínio Vaza-Barris está encaixada em estruturas, provenientes da atuação das zonas de cisalhamento (figura 5.37 e 5.38).

A incisão do Rio Vaza-Barris em terrenos dobrados, falhados, e em litologias resistentes da Formação Itabaiana deu origem a gargantas, que consiste em passagem estreita causada pelo aprofundamento do talvegue em rochas resistentes à erosão.

O relevo do Domínio Vaza-Barris modelado por processos de acumulação, dissolução, aplanamento e dissecação reflete a complexa interação estrutural, litológica, marcada por mudanças climáticas com diversas fases erosivas, e exumação de estruturas que atualmente condicionam a paisagem geomorfológica.



Figura 5.37. Rio Vaza-Barris cortando paredão de calcário, entre os municípios de São Domingos e Lagarto. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.



Figura 5.38. Vale encaixado do Rio Vaza-Barris, entre os municípios de Pinhão e Simão Dias. Crédito: Luana Pereira Lima, 2020.

06. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interpretação da evolução do relevo a partir das teorias clássicas, serviram de base a releitura e considerações atuais acerca da evolução geomorfológica que abordam o tema a partir das variações climáticas, da pedogênese e do intemperismo. O Domínio Vaza-Barris tem origem poligenética, onde os pressupostos teóricos dos modelos morfogenéticos serviram como direcionamento para a interpretação dos dados obtidos durante a pesquisa e dos levantamentos feitos outrora sobre a evolução da área de estudo.

A classificação e distribuição dos solos tem importância na evolução e interpretação das formas de relevo. Os solos identificados no Domínio Vaza-Barris são, em geral, rasos, com características bem conservadas do material de origem, e boa infiltração. Os solos mais profundos e desenvolvidos do Domínio Vaza-Barris estão nos modelados de acumulação e aplanamento. São resposta da evolução das formas que proporcionam uma maior estabilidade da paisagem e o desenvolvimento da pedogênese. Os solos mais rasos e menos desenvolvidos estão nos modelados de dissecação, onde a energia é maior, proporcionando desgaste e o aprofundamento dos vales.

A cobertura vegetal reflete as condições climáticas. Na faixa de clima úmido litorâneo, a vegetação sendo mais densa (ombrófila e estacional) oferece uma maior estabilidade das encostas e maior desenvolvimentos dos solos, mesmo em relevo mais dissecado. Na faixa subúmida de transição e semiárida, a vegetação de estepes e savana oferece uma cobertura parcial das vertentes facilitando a morfodinâmica, erosão e arrasamento das formas de relevo. Nos últimos anos, a cobertura vegetal deu lugar a outros usos dos solos com grandes alterações na paisagem. Predomina as atividades agropecuárias que dinamizam o espaço agrário, mas, em consequência facilita a erosão e perda de solo, conduzindo a uma evolução com marcas mais intensas das atividades antrópicas.

As condições climáticas atuais dinamizam o relevo por meio da atuação dos sistemas atmosféricos, da quantidade e distribuição das chuvas que interferem no intemperismo, nos regimes dos rios, no desenvolvimento da cobertura vegetal e pedológica. As temperaturas são elevadas em todo o Domínio Vaza-Barris, e a pluviosidade diminui à medida que se afasta do litoral.

O clima semiárido abrange as porções noroeste e sudoeste, onde as declividades das encostas são baixas e as altitudes configuram patamares acima de 250m. A noroeste, os solos são mais profundos em depósitos colúvios-eluviais provenientes da erosão de material mais

resistente da Formação Itabaiana, que sobressai em relevos residuais sustentando esses depósitos. A sudoeste os solos são mais incipientes, resultantes do material de origem que, por vezes, apresenta-se exumado, como os metacalcários da Formação Olhos d'Água, que trazem vestígios de um clima mais úmido no passado, quando se desenvolveram os modelados de dissolução.

O clima úmido litorâneo está presente na faixa leste do Domínio Vaza-Barris, com litologia variada, solos desenvolvidos em decorrência da maior pluviosidade e consequente intensidade do intemperismo químico e favorecimento da pedogênese.

O clima subúmido de transição tem maior abrangência no Domínio Vaza-Barris, nas porções oeste e central, com litologias variadas. Na porção oeste os solos estão sobre estruturas, como o anticlinório de Pinhão, que concentram lineamentos decorrentes de falhamentos e dobramentos, induzindo a maior dissecação e pouco desenvolvimento dos solos. Na porção central do Domo de Itabaiana os solos tem desenvolvimento limitado pela baixa infiltração e acúmulo de água, mantendo a declividade suave e relevo aplainado. São originados de material provenientes das áreas mais elevadas ao redor do domo.

A geologia do Domínio Vaza-Barris é marcada por deformações do Evento Brasileiro dúctil a dúctil-rúptil que afetaram as coberturas metassedimentares. Os lineamentos estão concentrados próximos as principais zonas de cisalhamento nos sentidos NW-SE e SE-NW que direcionam as redes de drenagem e a intensidade da dissecação. As litologias oriundas das deposições e metamorfismo são variadas e com graus de resistência distintos. As litologias mais resistentes se impõem representadas nas formas de relevos residuais. Em contrapartida, as litologias menos resistentes foram retocadas e mais trabalhadas pelas incisões apresentando superfícies mais onduladas.

Os índices escolhidos para as análises morfométricas foram direcionados a interpretação do papel da rede de drenagem na denudação e da influência da estrutura em sua atuação no Domínio Vaza-Barris. Os resultados apontam um grau de dissecação médio para a área de estudo com relevo colinoso, em ampla escala, decorrente da boa infiltração em detrimento do escoamento superficial.

Observam-se padrões de drenagem variados, ora sem direção preferencial em litologia de resistência uniforme; ora com direção controlada pela estrutura e litologias com maior grau de resistência, culminando em retilinearidade e mudança de direção em ângulos retos; ora evidenciando as feições residuais em padrão radial divergindo a partir dessas áreas com maior altimetria.

A baixa densidade de drenagem e de rios reflete as condições climáticas subúmidas e semiáridas, da alta infiltração dos solos e da litologia resistente. A dissecação do Domínio Vaza-Barris, de modo geral, é condicionada pela estrutura e densidade de lineamentos. As áreas mais dissecadas coincidem com as áreas de maior concentração de lineamentos estruturais.

Os perfis longitudinais apresentam-se mais evoluídos, com concavidade acentuadas, posicionados em cotas mais baixas que servem como nível de base para os canais adjacentes. É o caso dos rios Vaza-Barris e Sergipe, onde predomina a dissecação. Apresentam-se mais retilíneos em áreas onde predominam os aplanamentos, como o rio Jacoca. Exibem-se mais convexos, demonstrando desequilíbrio em área de patamar elevado em rochas resistentes, exemplo trecho do rio Jacaré.

As declividades mais acentuadas marcam o predomínio da dissecação e ressaltam as áreas de litologias mais resistentes e de maior controle estrutural. Os intervalos definem topografias que vão de planas a escarpadas, com predomínio de relevo ondulado atestado pela relação de bifurcação.

A hipsometria apresenta patamares mais elevados a noroeste e sudoeste sustentados por litologias mais resistentes; área escavada no anticlinório de Pinhão truncada pelos relevos residuais; área com cotas mais baixas seguindo os cursos dos principais rios, Sergipe e Vaza-Barris. As curvas de nível e integrais hipsométricas apontam áreas em fase de maturidade, onde a erosão desgastou mais de 50%, sobretudo nas áreas das bacias dos rios Sergipe e Vaza-Barris atestando o que está representado no mapa hipsométrico.

Os mapas de isobase apontam, a partir da interseção entre drenagem e hipsometria, superfícies mais preservadas em maiores cotas altimétricas e níveis de base mais rebaixados, a partir da interferência dos lineamentos estruturais e da atuação mais intensa da rede de drenagem pós soerguimento ocorrido em escala regional durante o Cenozoico.

Os resultados dos índices morfométricos foram imprescindíveis para a interpretação e compartimentação da geomorfologia do Domínio Vaza-Barris. A rede de drenagem sinaliza processos morfodinâmicos atuantes e guardam características de processos passados.

As anomalias de drenagem no Domínio Vaza-Barris refletem mudanças nas estruturas, apresentando desenhos incomuns. As estruturas que condicionam as anomalias identificadas estão relacionadas as variações na litologia e as estruturas das zonas de cisalhamentos que deformaram a faixa de dobramentos no evento brasileiro, e que atualmente se encontram exumadas controlando a morfologia.

O basculamento na área da bacia do rio Vaza-Barris no sentido NE-SW condiciona as direções dos seus canais de drenagem. Já, os canais da bacia do rio Sergipe, de primeira e

segunda ordens, não seguem um direcionamento preferencial, típico de padrão dendrítico; as ordens posteriores, mais antigas, seguem a direção das falhas de cisalhamento, assim como os lineamentos estruturais.

O resultado da interpretação dos dados primários e secundários sobre o relevo do Domínio Vaza-Barris culminou na proposta de compartimentação. Foram identificados, no mapeamento, os modelados de Acumulação; Dissolução; Aplanamento e Dissecação.

Os modelados de dissecação evoluíram a partir da erosão diferencial, restando feições litoestruturais que se sobressaem na paisagem como as bordas do anticlinório de Pinhão e as bordas dos Domos de Itabaiana e Simão Dias. Os modelados de acumulação resultaram do desgaste dos relevos residuais, marcados por pedimentos interpretados como consequência das retomadas de erosão e mudanças de nível de base.

Os modelados de aplanamento estão preservados por cobertura pedológica mais desenvolvida, principalmente por argissolos, que não estão diretamente associados ao sistema climático atual. Podem ter seu desenvolvimento relacionado à período mais úmido, com maior intensidade de intemperismo químico. No clima atual, subúmido de transição e semiárido, prevalece a evacuação do manto de alteração outrora formado, configurando uma evolução com pressupostos na planação climática.

Os modelados de dissolução configura feições de endocarste e exocarste desenvolvidas em metacalcários. Sua formação ocorreu em períodos mais úmidos que o atual, induzindo a dissolução em áreas onde hoje predomina o clima semiárido com condições limitante a esse processo. Os pressupostos da teoria de duplo aplanamento explica essa evolução a partir de uma frente de alteração entre a rochas e as coberturas superficiais, preparando material para a erosão em clima mais árido, podendo chegar à exumação dos maciços.

O resultado é uma geomorfologia do Domínio Vaza-Barris que evoluiu a partir de fases sucessivas e retomadas de erosão, associadas ao intemperismo e processos derivados de mudanças climáticas, controles estruturais e condicionamentos ambientais, resultando em unidades de relevo diversificadas ao longo de sua extensão. Confirmando assim, a hipótese proposta.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Fundamentos da geomorfologia costeira do Brasil Atlântico inter e subtropical. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 27-43, 2000.

AB'SABER, A. N. Províncias Geológicas e Domínios Morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, São Paulo, n. 20, p. 1-26, 1970.

AB'SÁBER, A.N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Revista Geomorfologia*, São Paulo, n. 18, 1969.

AMARAL, D. G. P. **Análise do comportamento e desempenho hídrico das depressões cársticas da região da APA Carste Lagoa Santa (MG)**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, v. 24, n. 1-2, p. 25-41, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929x.20030003>.

ARAÚJO, H. M. **Relações Socioambientais na Bacia Costeira do Rio Sergipe**. 2007. Tese (Doutorado em Geografia) – Núcleo de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão.

ARAÚJO, H, M; MENDONÇA, S, M, O. Feições morfológicas resultantes da geotectônica regional em Sergipe: Damos de Itabaiana e Simão Dias. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO/II CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS/II CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DA ZONA COSTEIRA DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2003, Recife. *Anais...* São Paulo, 2003.

BACELLAR, L. A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. *Geo.br*, v. 1, p. 1-39, 2005.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Tradução de Francisco M. Guimarães. 7. ed. Petrópolis: Vozes, 2013.

BERTRAND, Georges e Claude. **Uma Geografia Transversal e de Travessias: o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades**. Tradução coordenada: Messias Modesto dos Passos. Maringá: Editora Massoni, 2009.

BEROUTCHACHVILI, N.; BERTRAND, G. O Geossistema ou “Sistema Territorial Natural”. In: BERTRAND, Georges e Claude. **Uma Geografia Transversal e de Travessias: o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades**. Tradução coordenada: Messias Modesto dos Passos. Maringá: Editora Massoni, 2009.

BEZERRA, P. E. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2003.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. 2. ed. V. 1 e 3. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. **Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, v. 6, n. 2, p. 165-196, 2016.

BIGARELLA, J.J; BECKER, R.D, PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais**. Ed. UFSC: Florianópolis, 1994.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.3. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003.

BIRKELAND, P. W. Soil-geomorphic research - a selective overview. **Geomorphology**, Amsterdam, n. 3, p. 207-224, 1990.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. DOI: 10.1177/030913339501900402

BOLÓS, M. I. C. Problemática actual de los estudios de paisaje integrado. **Revista de Geografía**, Barcelona, v. 15, n. 2, p. 45-68, 1981.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL: folha SC.24/25 Aracaju/Recife: **geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 1983. 851 p. (Levantamento de Recursos Naturais,30).

BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Revista Espaço Aberto**, Rio de Janeiro, v. 6, n. 1, p. 75–110, 2016. Disponível em: Acesso em: 10 jan. 2016.

BÜDEL, J. Das System der Klima-Genetischen Geomorphologie. **Geographische Rundschau**, n. 15, p. 269-285, 1968.

CAMARGO, L. H. R. **A Ruptura do Meio Ambiente**: conhecendo as mudanças ambientais do planeta através de uma nova percepção da ciência, a geografia da complexidade. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

CANALI, N. E. Geografia Ambiental: desafios epistemológicos. In: MENDONÇA, F.; KOZEL, S. (org.). **Elementos de Epistemologia da Geografia Contemporânea**. Curitiba: Editora UFPR, 2002.

CAPRA, F. **A Teia da Vida: uma nova compreensão científica dos sistemas vivos**. Tradução: Newton Roberval Eichenberg. São Paulo: Editora Cultrix, 1996.

CARVALHO, L. M.; MARTINS, V. S. (org.). **Geodiversidade do estado de Sergipe**. Salvador: CPRM, 2017.

CARVALHO, M. E. S. **Um olhar geográfico sobre as águas no Vaza-Barris sergipano**. São Cristóvão: Editora UFS, 2014.

CASTRO, S. B.; CARVALHO, T. M. Análise morfológica e geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Turvo - GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Scientia Plena**, v. 05, n. 02, p. 01-07, 2009.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**, 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 29/01/2019.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de Paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos 2014.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **Geological Survey Professional**, Washington, p. b1-b10, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999.

CHRISTOFOLETTI, A. L. H. Sistemas Dinâmicos: as abordagens da Teoria do Caos e da Geometria Fractal em Geografia. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (org.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.

CONTI, J. B. **A Geografia Física e as Relações Sociedade / Natureza no Mundo Tropical**. São Paulo: Humanitas Publicações FFLCH / USP, 1997.

CORREIA, A. C. B.; SOUZA, J. O. P.; CAVALCANTI, L. C. S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. **Degradação dos solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014. p. 127-169.

COSTA, B. G. **A Bacia Inferior do Rio Real: uma análise socioambiental**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão.

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E. Origem das paisagens do estado de Sergipe. In: CARVALHO, L. M.; MARTINS, V. S. (org.). **Geodiversidade do estado de Sergipe**. Salvador: CPRM, 2017.

DELGADO, I. M, et. al. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM, p.227-334, 2003.

DINIZ, M. T. M.; MEDEIROS, S. C.; CUNHA, C. J. Sistemas atmosféricos atuantes e diversidade pluviométrica em Sergipe. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 34, n. 1, p. 17-34, 2014.

DINIZ, M. T. M.; SOUZA, R. M. e. Interações atmosfera-terra-oceano e suas repercussões na precipitação média registrada no leste da Região Nordeste do Brasil. **Ateliê Geográfico**, Goiânia, v. 13, n. 3, p. 244–262, 2019.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. – Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006. 306 p.

FIERZ, M. M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **Geosp – Espaço e Tempo**, v. 19, n. 3, p. 605-629, 2016.

FIGUEIREDO, M. A. et. al. Alteração Superficial e Pedogeomorfologia no Sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n. 28, p. 713-729, 2004.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. **Karst geomorphology and hidrology**. United Kingdom: Wiley, 2007.

FRANÇA, V. L. A.; CRUZ, M. T. S. (coord.). **Atlas Escolar de Sergipe: espaço geohistórico e cultural**. João Pessoa: Grafset, 2007.

FREITAS, M. M. Evolução da Paisagem Geomorfológica. In: RUA, J. (org.). **Paisagem, Espaço e Sustentabilidade: uma perspectiva multidimensional da Geografia**. Rio de Janeiro: Editora PUC-Rio, 2007.

FURRIER, Max. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa-1: 100.000**. 2007. Tese (Doutorado). Curso de Pós-graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo.

GILBERT, G. K. L. **Report on the geology of the Henry Mountains**. Washington: Government Printing Office, 1877.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. London and New York: Routledge, 2004.

GROHMANN, C. H., RICCOMINI, C., AND CHAMANI, M. A. C.: Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1493–1504, <https://doi.org/10.5194/hess-15-1493-2011>, 2011.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário geológico-geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. **American Journal of Science**, New Haven, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HARTWIG, MARCOS EDUARDO; RICCOMINI, CLAUDIO. Análise morfotectônica da região da Serra dos Orgãos, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, 2010.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of América Bulletin**, v. 56, 1945. p. 807 – 813.

HOWARD, A.D. (1967) Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, 51, 2246-3428.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2. ed. London and New York: Routledge, 2007.

IBGE. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Diretoria de Geociências. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Manuais Técnicos em Geociências, n. 4, 2009.

IBGE. **Manual Técnico de Pedologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Diretoria de Geociências. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Manuais Técnicos em Geociências, n. 4, 2015.

INCRA. Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária. **Manual de Obtenção de Terras e Perícias Judiciais**. Brasília, 2006.

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

KLEIN, C. A noção de ciclo em geomorfologia. **Terra e Didática**, Campinas, n. 8, p. 58-71, 2012.

LANA, C. E.; CASTRO, P. T. A. Evolução histórica e filosófica do conceito de nível de base fluvial. **Terrae Didática**, Campinas, n. 8, p. 51-57, 2012.

LEPSCH, I. F. **Formação e Conservação dos Solos**. 2 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2010.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de textos, 2011.

LIBAULT, A. **Os quatros Níveis da Pesquisa Geográfica**. Métodos em Questão. São Paulo, 1971.

LIMA, E. S.; PINTO, J. E. S. S. Contribuições teóricas sobre os principais sistemas meteorológicos em Sergipe. **Revista Geonorte**, v. 1, n. 5, p. 502-514, 2012.

LIMA, H. M. **Evolução tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema, estado de Alagoas, NE do Brasil.** 2018. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília.

LIMA, L. P. **Ordenamento do uso e ocupação do solo na Planície Fluviolagunar do Rio Betume e adjacências.** 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão.

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

LIMA, M. M. C. **Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos complexos Araticum e Arapiraca, Faixa Sergipana, Alagoas, Nordeste do Brasil.** 2013. Mestrado (Mestrado em Geociências) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

LISLE, R. J.; BRABHAM, P.; BARNES, J. **Mapeamento Geológico Básico: guia geológico de campo.** 5. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.

KRÖHLING, D.; BRUNETTO, E.; GALINA, G.; SALAZAR, M. C. Palaeosurface analysis on the cretaceous basaltic plateau on the upper rio Uruguay basin (NE Argentina and Southern Brazil). **Geociências.** v.30, n.1, p.31-46. São Paulo. 2011.

MACEDO, H. S. **Ambientes Cársticos em Sergipe: vulnerabilidade e instrumentos para sua gestão.** São Cristóvão, 2019. Tese doutorado (Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe.

MACHADO, G.; SOUZA, J. O. P. **Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do rio Chôco – Ibaíti – PR.** **Anais do X Encontro de Geógrafos da América Latina – 20 a 26 de março de 2005 – Universidade de São Paulo.**

MACHADO, P. J. O.; TORRES, F. T. P. **Introdução à Hidrogeografia.** São Paulo: Cengage Learning, 2012.

MAHMOOD, S.A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. **Geoscience Frontiers**, v. 3, n. 4, p.407-428, 2012. DOI:10.1016/j.gsf.2011.12.002.

MATTOS J.T.; BALIEIRO M.G.; SOARES P.C.; BARCELLOS P.E.; MENESES P.R.; CSORDAS S.M. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-Landsat e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no estado de São Paulo.** São José dos Campos, INPE, RTR/015,1982, 167p.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R; CLAUDINO SALES, V. Geomorfologia no Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia.** Recife: UFPE - DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 6-19, 2010.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia** v. 17, nº 2, 2016.

- MARTINELLI, M.; PEDROTTI, F. A Cartografia das Unidades de Paisagem: questões metodológicas. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo: n. 14, p. 39-46. 2001.
- MELO, M. S. et. al. Processos e produtos Morfogenéticos Continentais. In: SOUZA, C. R. G. et. al. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005.
- MENDONÇA, F. Geografia Socioambiental. In: MENDONÇA, F.; KOZEL, S. (org.). **Elementos de Epistemologia da Geografia Contemporânea**. Curitiba: Editora UFPR, 2002.
- MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Texto, 2007. 206 p.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 1982, São Paulo. **Anais...** São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
- MILLOT, G. Géochemie de la surface et formes du relief. **Société Géologie Bulletin**, Paris, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.
- MONTEIRO, C. A. F. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2001.
- NAME, L. O conceito de Paisagem na Geografia e sua relação com o conceito de cultura. **Revista GeoTextos**, Salvador, v. 6, n. 2, p. 163-186, 2010.
- OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 181, n. 1-4, p. 64-84, 2010.
- PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de Erosão. In: CUNHA, S. B; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.
- PENHA, H. M. Processos endogenéticos na formação do relevo. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 12. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2013.
- PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 1 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1974.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro. In: III SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2000, Campinas. **Anais...** Campinas, 2000.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian: constraints on models of morfotectonic evolution. **Geomorphology**, n. 62, 2003.

- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, Paris, v. 19, p. 51-71, 2006.
- POWELL, J.W. 1875. **Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries**. Washington: Washington D.C. U.S. Govt. Printing Office. 291p.
- RODRIGUES, C. A Teoria Geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia USP**, São Paulo, n.14, p. 69-77. 2001.
- RODRIGUEZ, J. M. M; SILVA, E. V. **Planejamento e Gestão Ambiental: subsídios da geocologia das paisagens e da teoria geossistêmica**. Fortaleza: Edições UFC, 2013.
- ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 9. ed. São Paulo: Contexto, 2012.
- ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, São Paulo, v. 06, 1992.
- SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, Belo Horizonte, n.6, p. 1-15, 1998.
- SAADI, A. Neotectônica e tectônica recorrente na porção sul do Cráton do São Francisco. In: II SIMPÓSIO CRÁTON SÃO FRANCISCO, 1993, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG/BA, p.230-232, 1993.
- SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma Brasileira. In: **Quaternário do Brasil**. São Paulo: Holos Editora, 2005.
- SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte, n.3, p. 64-78, 2007.
- SALGADO, C. M. Pedogeomorfologia: uma nova disciplina para a análise ambiental. **Revista Tamoios**, Rio de Janeiro, n. 2, p. 32-39, 2005.
- SANTIAGO, R. C. V. et al. Litogeoquímica e geocronologia dos ortognaisses migmatíticos do Domo de Itabaiana, Sergipe: uma suíte do tipo tonalito, trondhjemito e granodiorito?. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 4, p. 81-98, 2017.
- SANTOS, R. A. *et. al.* **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM: Codise, 1998.
- SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores Geomórficos Aplicados à Investigação de Deformação Tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia** v. 20, nº 2 (2019).
- SANTOS, R. D. *et. al.* **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013.

SCHUMM, S. A. Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, 67, pp.597-646, 1956.

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F. ; HOLBROOK, J. M. Active tectonics and alluvial Rivers. **Cambridge University Press**, Cambridge, 2000.

SEMARH, Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. **Relatório de Resumo Executivo Bacia Hidrográfica do Rio Piauí**. Aracaju: Cohidro, 2015.

SILVA, M. L. Uma abordagem sobre J. Hutton, W. M. Davis e W. Penck como expoentes na sistematização da geomorfologia. In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2008, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 2008.

SILVA, P. A. H. **Cerrados, campos e araucárias: a teoria dos refúgios florestais e o significado paleogeográfico da paisagem do Parque Estadual de Vila Velha, Ponta Grossa – Paraná**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curitiba.

SILVEIRA, R. W. D.; VITTE, A. C. A Paisagem em Humboldt: da instrumentalização do olhar a percepção do cosmos. In: XII ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA, 2009, Montevideu. **Anais...** Montevideu, 2009.

SOARES, S. P.; LADEIRA, F. S. B.; LIESENBERG, V. Morfometria da Bacia do Rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.

SOTCHAVA, V. B. **O Estudo dos geossistemas**. São Paulo: Métodos em Questão, 1977.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological society of America bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. **Geografia Física**. Barcelona: Omega, 1982. 780 p.

SUERTEGARAY, D. M. A. Geografia Física (?) Geografia Ambiental (?) ou Geografia e Ambiente (?). In: MENDONÇA, F.; KOZEL, S. (org.). **Elementos de Epistemologia da Geografia Contemporânea**. Curitiba: Editora UFPR, 2002.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1991.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e Formação do Solo. In: TEIXEIRA, W. *et. al* (org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Da Rocha ao Solo: intemperismo e pedogênese. In: TEIXEIRA, W. *et. al* (org.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Brasília: ICMBio, 2019.

TRAVASSOS, L. E. P.; RODRIGUES, B. D.; TIMO, M. B. **Glossário conciso e ilustrado de termos cársticos e espeleológicos**. Belo Horizonte: PUC Minas, 2015. 65 p.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE/ SUPREN, 1977.

TRICART, J. ; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Imprensa Oficial da Bahia, 1968.

TROLL, C. A paisagem geográfica e sua investigação. **Revista Espaço e Cultura**, Rio de Janeiro, n. 4, p. 1-7, 1997.

TROPPEMAIR, H.; GALINA, M. H. Geossistemas. **Revista Mercator**, Fortaleza, v. 5, n.10, p. 79-89, 2006.

UHLEIN, A; CAXITO, F. A.; SANGLARD, J. C. D.. Estratigrafia e evolução sedimentar de diamictitos e carbonatos neoproterozóicos no Domínio Vaza-Barris, faixa de dobramentos sergipana, Nordeste do Brasil. *Revista Geonomos*, v. 19, 57, 2013.

UHLEIN, A. et al. The glaciogenic Jequitáí Formation, southeastern Brazil. **Geological Society**, London, Memoirs, v. 36, n. 1, p. 541-546, 2011.

VARGAS, K.B.; SORDI, M.V. Integral hipsométrica aplicada a bacias hidrográficas em áreas de borda planáltica no centro norte paranaense. In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2016, Maringá. **Anais...** Maringá, 2016.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como Condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, 2009.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F. Relações Material de Origem / Solo e Pedogênese em uma Seqüência de Solos Predominantemente Argilosos e Latossólicos sobre Psamitos na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, n. 23, p. 357-369, 1999.

VILLELA, F. N. J. **Análise da Relação Relevo-Rocha-Solo no Contato Planalto Atlântico –Depressão Periférica Paulista**. 2011. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Programa de Pós-Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, São Paulo, n. 16, p 11-24, 2001.

VITTE, A. C.; SILVEIRA, R.W.D. Natureza em Alexander Von Humboldt: entre a ontologia e o empirismo. *Revista Mercator*. Volume 9, n. 20, 2010. p. 179-195.

VITTE, A. C. Os Fundamentos Metodológicos da Geomorfologia e a sua Influência no Desenvolvimento das Ciências da Terra. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (org.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.

WAYLAND, E. J. Peneplains and some other platforms. In: ADAMS, G. **Planation surfaces**. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. p. 355-358. (Benchmark Papers in Geology, n. 22). First edition ©1933.

ZAMBOT, N. **Identificação de superfícies geomorfológicas através do método de isobase no planalto basáltico da média-baixa bacia do rio da Várzea-RS**. Trabalho de Conclusão de Curso de graduação apresentado ao Curso de Geografia – Licenciatura da Universidade Federal da Fronteira Sul, campus Chapecó, 2019. 48 f.

ZHANG, L.; WALKER, G. R.; DAWES. Warrick. **Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance**. 1999.

ANEXO A
FICHA PARA OBSERVAÇÕES EM CAMPO

IDENTIFICAÇÃO DO PONTO

Número: _____

Data: ____/____/____

Coordenadas: _____/_____

Altitude: _____

Localização: _____

Foto: _____ Grupo / Formação geológica: _____/_____

ESTRUTURA SUPERFICIAL DA PAISAGEM

Substrato rochoso

Tipo de rocha:

Direção/mergulho:

Grau de alteração:

Material de Cobertura

Espessura:

Cor:

Textura e composição predominante:

Origem

Rocha alterada “in situ”:

Pedogenizada ou não:

Características (espessura, tipo de material, grau de arredondamento, dimensão):

RELEVO E PROCESSOS ATUANTES

Grau de dissecação pela drenagem (Alto/médio/baixo/inexistente):

Grau desenvolvimento das planícies (Alto/médio/baixo/inexistente):

Descrição:

Terraços fluviais – Caracterização do terraço (erosivo, deposicional):

Descrição:

Forma das vertentes (Convexas, retilíneas, côncavas...):

Dinâmica das Vertentes – Tipo de erosão predominante (linear, laminar...):

Grau de desenvolvimento das formas erosivas (alto, médio, baixo...):

Intemperismo – Agente de alteração (químico, físico, químico/físico):

Ação biológica/antrópica – Tipo de ação (urbanização, atividades de mineração, marcas de pisoteio...):

DRENAGEM – VALES E CANAIS

Perfil transversal dos vales

Simetria do vale (simétrico, assimétrico):

Encaixamento do vale (encaixado, não encaixado):

Forma do vale (U, V, fundo chato):

Classificação e tipificação dos canais

Frequência de água no canal (rio perene ou intermitente):

Tipo de canal (anastomosado, retilíneo, entrelaçado...):

Aspecto geral (adaptado ao lineamento estrutural, não adaptado à estrutura...):

COBERTURA VEGETAL (NATURAL)

Tipo (florestal, cerrado, campo, mata galeria...)

Descrição:

Grau de alteração (alto, médio, baixo...)

Motivo:

PERFIS, ESQUEMAS DE CAMPO E OBSERVAÇÕES COMPLEMENTARES: