UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Vinícius Duarte Guareschi

# CABECEIRAS DE DRENAGEM NO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI-RS: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DEPRESSÕES FECHADAS, CONTROLE ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Santa Maria, RS
2018

**Vinícius Duarte Guareschi**

# CABECEIRAS DE DRENAGEM NO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI-RS: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DEPRESSÕES FECHADAS, CONTROLE ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geografia, na área de concentração de Análise Ambiental e Dinâmica Espacial, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Doutor em Geografia.**

Orientadora: Profa. Dra. Andrea Valli Nummer

Santa Maria, RS
2018

Guareschi, Vinícius Duarte
CABECEIRAS DE DRENAGEM NO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI-RS: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DEPRESSÕES FECHADAS, CONTROLE ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA / Vinícius Duarte Guareschi.- 2018.
205 p.; 30 cm

Orientadora: Andrea Valli Nummer
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Geografia e Geociências, RS, 2018

1. Depressões Fechadas 2. Cabeceiras de Drenagem 3. Evolução do Relevo 4. Lineamentos morfoestruturais 5. Planalto das Araucárias I. Valli Nummer, Andrea II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

**Vinícius Duarte Guareschi**

# CABECEIRAS DE DRENAGEM NO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI-RS: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DEPRESSÕES FECHADAS, CONTROLE ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geografia, na área de concentração de Análise Ambiental e Dinâmica Espacial, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Doutor em Geografia.**

**Aprovado em 19 de janeiro de 2018:**

_____
**Andrea Valli Nummer, Dra. (UFSM)**
(Orientadora)

_____
**Adelir José Strieder, Dr. (UFPEL)**

_____
**Carlos Valdir de Meneses Bateira, Dr. (FLUP)**

_____
**Bernardo Sayão Penna E Souza, Dr. (UFSM)**

_____
**Luís Eduardo de Souza Robaina, Dr. (UFSM)**

Santa Maria, RS
2018

**AGRADECIMENTOS**

*Chegando ao final desta jornada é hora de expressar a imensa gratidão a todos que estiveram ao meu lado nesta empreitada.*

*Acredito que as pessoas são os nossos maiores recursos!*

*À Universidade Federal de Santa Maria e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia por fornecerem a estrutura necessária para a realização do meu Doutorado.*

*Ao LAGEOLAM – Laboratório de Geologia Ambiental pelos diversos momentos de aprendizado e saberes compartilhados.*

*À Professora Andréa Valli Nummer, pela atenção, orientação e disposição ao longo de minha trajetória acadêmica, especialmente no desenvolvimento desta pesquisa. Desde as orientações nos tempos de Graduação até o conclusão desta Tese se passaram mais de 11 anos de convívio preenchidos com muito conhecimento, amizade e confiança.*

*Ao Professor Romario Trentin pela disponibilidade e disposição em colaborar sempre que precisei.*

*Ao Professor Luís Eduardo de Souza Robaina pelo auxilio e discussões enriquecedoras e também pela participação na banca da Tese.*

*Aos professores Carlos Alberto Pires e Edgardo Medeiros pelas diversas conversas e empréstimo de materiais.*

*Ao professor Adelir José Strieder pela grande colaboração prestada ao longo de minha pesquisa.*

*Aos professores Carlos Bateira e Bernardo Sayão pela participação na banca com muitas contribuições que enriqueceram a Tese.*

*À todos os professores do Programa de Pós-graduação em Geografia que contribuíram com seus conhecimentos ao longo desta jornada.*

*Aos colegas do Lageolam Leonardo Aguiar, Daniel Junges e Guilherme Cardoso da Silva pela colaboração na edição final dos mapas e auxílio em diversas oportunidades.*

*À colega do Lageolam Danielli Dias pela formatação melhorando muito a apresentação final deste trabalho.*

*Aos colegas de Doutorado pelo companheirismo e convívio nesta longa jornada, especialmente ao companheiro João Villas Boas pela amizade, conversas e palavras de incentivos quando a jornada parecia pesada.*

*Aos ex-colegas do Instituto Federal Sul-rio-grandense de Pelotas-RS pelo apoio em boa parte desta caminhada.*

*Aos colegas do Colégio Militar de Santa Maria, Robson, Fabrício, Daiana e Gustavo que estiveram comigo no ano da conclusão desta empreitada e foram fundamentais.*

*Ao Major Hartman da Supervisão Escolar do Colégio Militar de Santa Maria que sempre se colocou a disposição.*

*A minha sogra Daili Bolzan que sempre esteve disposta e nunca mediu esforços para ajudar no que fosse preciso.*

*À minha companheira Nádia Bolzan Soares pelo amor, atenção, compreensão, carinho e presença ao longo de toda a minha vida acadêmica.*

*À meu pai e minha mãe pelo apoio incondicional e ensinamentos que me proporcionaram.*

*O importante é não parar de questionar. A curiosidade tem sua própria razão de existir. Basta que a pessoa tente apenas compreender um pouco mais dos mistérios a cada dia.*

*Albert Einstein*

## RESUMO

CABECEIRAS DE DRENAGEM NO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI-RS: DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS DEPRESSÕES FECHADAS, CONTROLE ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

AUTOR: Vinícius Duarte Guareschi
ORIENTADORA: Profa. Dra. Andréa Valli Nummer

O Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul é palco para o desenrolar de uma série de processos geomorfológicos que resultam na formação de um número expressivo de Depressões Fechadas e Cabeceiras de Drenagem, constituindo-se em um elemento natural característico da paisagem da região. Neste sentido, o problema desta pesquisa consistiu em questionar a relação entre as cabeceiras de drenagem na bacia hidrográfica do Rio Guassupi e a gênese e evolução das depressões fechadas em divisores, bem como investigar o papel destas feições na evolução do relevo da área. O objetivo da pesquisa foi compreender os processos morfogenéticos geradores das depressões fechadas e das cabeceiras de drenagem e averiguar a relação destas feições com a evolução do relevo. Os procedimentos metodológicos consistiram em buscar a relação entre as diferentes variáveis envolvidas na gênese e evolução das feições, entre elas as variáveis morfológicas, litológicas, estruturais, topográficas, e relativas ao perfil de intemperismo. As feições foram enquadradas em quatro conjuntos de acordo com suas propriedades morfológicas e sequência evolutiva: Depressões Fechadas; Cabeceiras em Divisor; Concavidades Rasas; e Depressões em Fundo de Vale. Constatou-se que as feições se desenvolvem principalmente nos cruzamentos entre grupos de lineamentos de direção SE e NE e associadas às porções dos derrames vulcânicos onde ocorre a Zona Amigdalar Brechoide. O modelo hipotético de evolução do relevo para a bacia do rio Guassupi, mostra que o compartimento Fundo de Vale Dissecado avança em direção ao Topo do Planalto como consequência da evolução geomorfológica das feições pesquisadas.



**Palavras-chave:** Depressões Fechadas. Cabeceiras de Drenagem. Evolução do Relevo. Lineamentos morfoestruturais. Planalto das Araucárias.

## ABSTRACT

HEADWATERS DRAINAGE ON THE PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS, GUASSUPI RIVERS BASIN-RS: SPATIAL DISTRIBUTION OF CLOSED DEPRESSIONS, STRUCTURAL CONTROL AND GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION

AUTHOR: Vinícius Duarte Guareschi
ADVISOR: Andréa Valli Nummer

The Planalto das Araucária in Rio Grande do Sul is the stage for the development of a series of geomorphological processes that result in the formation of an expressive number of Closed Depressions and Headwaters Drainage constituting a natural element characteristic of the landscape of the region. Therefore, the problem of this research consisted in questioning the relationship between the Headwaters Drainage in the Guassupi River basin and the genesis and evolution of the Closed Depressions in dividers, as well as to investigate the role of these landforms in the evolution of the local relief. The objective of the research was to understand the morphogenetic processes generators of Closed Depressions and Headwaters Drainage and to verify the relation of these landforms to the evolution of the relief. The methodological procedures consisted in searching the relationship between the different variables involved in the genesis and evolution of landforms, among them the morphological variables, lithological, structural, topographic, and related to the weathering profile. The landforms were framed in four sets according to their morphological properties and evolutionary sequence: Closed Depressions; Divider Headwater Drainages; Shallow Concavities; and Depression in the Valley Bottom. It was found that the landforms develop in the crossings between groups of lineaments direction SE and NE, and associated with the portions of the volcanic spills where the Amigdalar Brechoide Zone occurs. The hypothetical model of evolution of the relief for the Guassupi river basin, shows that the compartment Fundo de Vale Dissecado moves toward the Topo do Planalto as a consequence of the geomorphological evolution of the landforms researched.



**Keywords:** Closed Depression. Headwaters Drainage. Evolution of the relief. Morpho-structural lineaments. Planalto das Araucárias.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do Rio Guassupi. .....36
Figura 2 - Regiões Geomorfológicas do Rio Grande do Sul. .....38
Figura 3 - Perfil topográfico e geológico da bacia do Rio Guassupi. .....40
Figura 4 - Depressão Fechada localizada próxima ao divisor de água. .....41
Figura 5 - Cabeceira de drenagem próxima ao divisor e conectada a rede de drenagem. .....42
Figura 6 - Concavidade rasa na porção do topo do Planalto sobre rochas ácidas....42
Figura 7 - Depressão formando uma grande área rebaixada no contato entre derrames ácidos. .....43
Figura 8 - Depressão Fechada com barramento para o armazenamento de água. ..44
Figura 9 - Mapa Geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. .....49
Figura 10 - Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos. .....51
Figura 11 - Topografia de uma cabeceira de drenagem com a representação dos segmentos de encosta. .....63
Figura 12 - Forma das vertentes em perfil e plano de curvatura. .....64
Figura 13 - Roteiro metodológico. .....72
Figura 14 - Medição da orientação das fraturas no afloramento rochoso. .....80
Figura 15 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 1 com os pontos de tradagem. .....82
Figura 16 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 2 com os pontos de tradagem. .....83
Figura 17 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 3 com os pontos de tradagem. .....84
Figura 18 - Perfil de alteração hipotético com organização das diferentes sequências. .....85
Figura 19 - Visualização das Depressões Fechadas, Cabeceiras em Divisor, Concavidades Rasas e Depressões em Fundo de Vale. .....91
Figura 20 - Mapa das unidades geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi. .....95
Figura 21 - Depressão Fechada localizada próxima do divisor de água e imagem de satélite da área onde se localiza a depressão.....97
Figura 22 - Imagem de satélite da mostrando a paisagem onde está inserida a feição, caracterizada pela Unidade Geomorfométrica III e fotografia da Concavidade Rasa formando uma cabeceira de drenagem. .....98
Figura 23 - Imagem de satélite de uma cabeceira de drenagem do Arroio Guassupizinho, inserida na Unidade Geomorfométrica e fotografia da cabeceira mostrando a morfologia circular da feição e sua ligação com drenagem. .....100
Figura 24 - Imagem de satélite de uma cabeceira de drenagem com fundo em forma de “U”, conectada a rede de drenagem. e fotografia mostrando a morfologia da cabeceira com fundo plano. Nascente do Arroio Lajeado Negrinho.....101
Figura 25 - Lineamentos separados por grupos com destaque as orientações NE e SE. .....104
Figura 26 - Combinação dos lineamentos com as Depressões Fechadas e Cabeceiras. .....107
Figura 27 - Orientação dos lineamentos (A) e direção dos eixos principais das cabeceiras de drenagem (B). .....108

Figura 28 - Imagem de satélite mostrando o par de fraturas pertencentes aos grupos NE2 e SE, e fotografia destacando o cruzamento das fraturas que condicionam a evolução da cabeceira. ..... 115
Figura 29 - Mapa dos Derrames Vulcânicos. ..... 118
Figura 30 - Afloramento rochoso com direções de falha NE-SO e N-S, com inclinação das camadas para Oeste. Altitude 493 metros. ..... 119
Figura 31 - Imagem de satélite da vizinhança do afloramento mostrando as direções preferenciais dos lineamentos. ..... 120
Figura 32 - Fotografia mostrando a estrutura dobrada em riolito com as direções das fraturas. ..... 121
Figura 33 - Imagem de satélite dos arredores do afloramento rochoso, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos próximos. ..... 122
Figura 34 - Fotografia do talude da pedreira com as direções de falhas. ..... 123
Figura 35 - Imagem de satélite da vizinhança da pedreira. A direção preferencial dos lineamentos é muito semelhante a das fraturas medidas no talude da pedreira. ... 124
Figura 36 - Diagramas de rosetas correspondentes aos eixos maiores das cabeceiras de drenagem na Fácies Caxias (A) e Fácies Gramado (B). ..... 126
Figura 37 - Concavidade Rasa com orientação SSE no derrame A2. ..... 133
Figura 38 - Afloramento de rocha amigdalar brechada. ..... 143
Figura 39 - Representação em 3D da Cabeceira 1 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição. ..... 144
Figura 40 - Tradagem estrada (TE). Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas. ..... 146
Figura 41 - Esquema mostrando o perfil de alteração T1 e a distribuição das frações granulométricas. ..... 147
Figura 42 - Esquema mostrando o perfil de alteração T2 e a distribuição das frações granulométricas. ..... 148
Figura 43 - Esquema mostrando o perfil de alteração T3 e a distribuição das frações granulométricas. ..... 149
Figura 44 - Esquema mostrando o perfil de alteração T4 e a distribuição das frações granulométricas. ..... 150
Figura 45 - Topossequência da Cabeceira 1. ..... 152
Figura 46 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 1. As setas indicam a intensidade das forças atuantes. ..... 154
Figura 47 - Representação em 3D da Cabeceira 2 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição. ..... 156
Figura 48 - Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas. ..... 157
Figura 49 - Tradagem na meia encosta (T1). Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas. ..... 158
Figura 50 - Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas. ..... 159
Figura 51 - Topossequência da Cabeceira 2. ..... 161
Figura 52 - Imagem de satélite da Cabeceira 2 mostrando os pontos de tradagem com os lineamentos associados a feição. ..... 162
Figura 53 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 2. As setas indicam a intensidade das forças atuantes. ..... 164
Figura 54 - Representação em 3D da Cabeceira 3 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição. ..... 165
Figura 55 - Sequência III correspondente a linha de pedra exposta na superfície. 166

Figura 56 - Esquema mostrando o perfil de solo e a distribuição das frações granulométricas. ..... 167
Figura 57 - Tradagem no sopé da vertente (T2). Esquema mostrando o perfil de solo e a distribuição das frações granulométricas. ..... 168
Figura 58 - Topossequência da Cabeceira 3. ..... 171
Figura 59 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 3. As setas indicam a intensidade das forças atuantes. ..... 172
Figura 60 - Leito da drenagem sobre a rocha vulcânica ácida. Altitude, 470 metros. ..... 173
Figura 61 - Retração lateral das vertentes em direção a montante. ..... 174
Figura 62 - Modelo esquemático da evolução de depressões fechadas. ..... 176
Figura 63 - Evolução das vertentes em zonas de fraturas pela alteração da rocha e consequente subsidência do terreno. ..... 178
Figura 64 - Depressões em diferentes estágios de evolução morfológica. ..... 179
Figura 65 - Detalhe das feições circulares da rede de drenagem. ..... 180
Figura 66 - Drenagens retilíneas desenvolvidas sobre zonas de fratura. ..... 180
Figura 67 - Modelo hipotético de evolução da rede de drenagem em áreas com grande densidade de depressões fechadas. ..... 181
Figura 68 - Esquema evolutivo de zonas de fraturas numa sequência de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral. ..... 182
Figura 69 - Bloco diagrama com os conjuntos das feições e a correspondência com os derrames vulcânicos. ..... 185
Figura 70 - Proposta de evolução do relevo na bacia do rio Guassupi. ..... 190

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Informações básicas utilizadas para a determinação das unidades geomorfométricas.....76
Tabela 2 - Área e percentual ocupado por cada uma das unidades geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi.....93
Tabela 3 - Orientação, número, comprimento médio dos grupos de lineamentos. .105
Tabela 4 - Pares de lineamentos dos grupos NE e SE. .....114
Tabela 5 - Total de eixos principais e percentual de cabeceiras nas Fácies Caxias e Gramado. .....125

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Matriz dos pares de eixos principais x eixos menores associados às cabeceiras. .....113
Quadro 2 - Resumo das características morfométricas e litológicas das feições....141

## LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Histograma de frequência representando as direções dos lineamentos. .....102
Gráfico 2 - Distribuição dos valores dos eixos maiores das feições.....110
Gráfico 3 - Distribuição dos valores dos eixos menores das feições.....110
Gráfico 4 - Comprimento médio dos eixos maiores das feições.....111
Gráfico 5 - Comprimento médio dos eixos menores das feições. .....112
Gráfico 6 - Distribuição das áreas das feições nas Fácies Caxias. .....128
Gráfico 7 - Distribuição das áreas das feições nas Gramado.....128
Gráfico 8 - Distribuição das áreas das feições na Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2.....129
Gráfico 9 - Distribuição dos índices de circularidade das feições na Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2. .....130
Gráfico 10 - Distribuição das áreas das feições no derrame A2.....131
Gráfico 11 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame A2. 132
Gráfico 12 - Distribuição das áreas das feições na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A2/A1.....134
Gráfico 13 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A2/A1.....135
Gráfico 14 - Distribuição das áreas das feições no derrame A1.....136
Gráfico 15 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame A1. 136
Gráfico 16 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A1/B1.....137
Gráfico 17 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A1/B1.....138
Gráfico 18 - Distribuição das áreas das feições no derrame B1.....139
Gráfico 19 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame B1. 139
Gráfico 20 - Percentual médio das frações granulométricas de cada tradagem distribuídas na topossequência da Cabeceira 1 (T1,T2, T3, T4,).....151
Gráfico 21 - Percentual médio das frações granulométricas de cada tradagem distribuídas na topossequência da Cabeceira 2 (TE,T1, T2). .....160
Gráfico 22 - Percentual das frações granulométricas na tradagem T1 e T2 da Cabeceira 3. .....170

## LISTA DE ANEXOS

Anexo 1 - Diagrama de rosetas correspondentes aos grupos de lineamentos morfoestruturais. A) N-S; B) NNE; C) NE1; D) NE2; E) NE3; F) NE4; G) NE5; H) E-W; I) ESSE; J) SE; L) SSE. .....203
Anexo 2 - Diagrama de rosetas correspondentes aos grupos dos eixos principais das cabeceiras de drenagem. A) N-S; B) NNE; C) NE1; D) NE2; E) NE3; F) NE4; G) NE5; H) E-W; I) ESSE; J) SE; L) SSE. .....205

**SUMÁRIO**


**1 INTRODUÇÃO ..... 29**
1.1 OBJETIVO GERAL ..... 30
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS ..... 31
**2 A ÁREA DE ESTUDO ..... 35**
**3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA ..... 47**
3.1 GEOLOGIA REGIONAL ..... 47
3.2 A EVOLUÇÃO DO RELEVO SOB A ÓTICA DAS DIFERENTES TEORIAS GEOMORFOLÓGICAS ..... 55
3.3 A GÊNESE DAS DEPRESSÕES FECHADAS ..... 58
3.4 AS CABECEIRAS DE DRENAGENS ..... 62
**4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS ..... 71**
4.1 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS ..... 73
**5 A DISTRIBUIÇÃO DAS FEIÇÕES E SEUS CONDICIONANTES ..... 89**
5.1 AS FEIÇÕES NA PAISAGEM ..... 89
**5.1.1 As Unidades Geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi. ..... 92**
**5.1.2 As Unidades Geomorfométricas e a distribuição das feições ..... 97**
5.2 OS CONDICIONANTES ESTRUTURAIS E A GÊNESE DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM ..... 102
5.3 MAPEAMENTO DOS DERRAMES ..... 116
**6 RELAÇÃO ENTRE O PERFIL DE ALTERAÇÃO E A EVOLUÇÃO DAS VERTENTES DAS CABECEIRAS ..... 143**
6.1 CABECEIRA 1 ..... 144
**6.1.1 Perfis de alteração ..... 145**
**6.1.2 Evolução da vertente da Cabeceira 1 ..... 150**
6.2 CABECEIRA 2 ..... 155
**6.2.1 Perfis de alteração ..... 156**
**6.2.2 Evolução da vertente da Cabeceira 2 ..... 160**
6.3 CABECEIRA 3 ..... 165
**6.3.1 Perfis de alteração ..... 166**
**6.3.2 Evolução da vertente da Cabeceira 3 ..... 169**
6.4 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM 175
**7 HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI ..... 189**
**8 CONCLUSÃO ..... 193**
**REFERÊNCIAS ..... 197**
**ANEXOS ..... 201**

# 1 INTRODUÇÃO

No Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul, sobre a Formação Serra Geral é notória a presença de um número considerável de feições geomorfológicas correspondentes a depressões topográficas que apresentam diferentes propriedades morfológicas. Algumas concavidades são rasas, quase fechadas com formato arredondado, outras são rasas e alongadas com diversas ramificações, algumas são mais amplas e entalhadas exibindo forma circular em anfiteatro contendo o fundo coberto por solos hidromórficos e banhados. Uma característica comum destas formas é o afloramento do lençol freático e a ligação com um canal hidrográfico compondo as áreas de nascentes que abastecem os rios, constituindo-se nas cabeceiras de drenagem. Também é frequente a ocorrência de depressões circulares fechadas localizadas nos divisores sem um canal hidrográfico aparente, com acúmulo de água no interior formando pequenas lagoas.

Essas feições constituem-se em um elemento natural característico do quadro paisagístico da região, situadas nas extremidades das drenagens ou intercalando-se com a rede hidrográfica marcadamente controlada por fraturas.

Em trabalhos anteriores no Planalto das Araucárias, Maciel Filho, Cabral e Spinelli (1993), Gontan e Maciel Filho (1998), Gontan (2002) e Maciel Filho et al. (2013) atribuem a origem destas depressões topográficas a fatores tectônicos como falhas e fraturas e ao intemperismo químico dos vitrófiros. Desde então, estas formas vem sendo interpretadas como feições cársticas por acreditar-se que o fator principal de sua gênese está ligado à dissolução deste material, bem como pela sua semelhança com as dolinas e uvalas dos terrenos calcários, porém em dimensões menores.

No município de São Martinho da Serra - RS, Guareschi (2012) realizou a identificação e mapeamento de centenas de depressões fechadas em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral constatando que estas feições apresentam morfologias variadas e têm relação com os lineamentos morfoestruturais (falhas e fraturas) se desenvolvendo especialmente nas interseções dos lineamentos.

No entanto, no estudo de Guareschi (2012), muitas questões ainda ficaram sem respostas, tais como: i) além dos lineamentos morfoestruturais, quais seriam os outros agentes responsáveis pela gênese e evolução destas feições; ii) as cabeceiras de drenagem seriam atualmente formas geomorfológicas mais evoluídas

de depressões fechadas pretéritas?; iii) os processos que modelam as cabeceiras, incisão e aprofundamento dos vales no topo do Planalto estão associados à evolução das depressões fechadas? iv) qual a influência exercida pela litologia na gênese e evolução das feições? v) os lineamentos morfoestruturais estariam agindo como agentes facilitadores para os processos geoquímicos e consequente instalação das feições?

Neste sentido, o problema central desta pesquisa constituiu-se em questionar se a grande densidade de cabeceiras de drenagem na bacia hidrográfica do Rio Guassupi e adjacências no Planalto das Araucárias do Rio Grande do Sul está relacionada a gênese e evolução das depressões fechadas em divisores.

Reginato (2003), propõem que as zonas fraturadas dos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral podem estar associadas a formação de vales pelo aprofundamento da incisão vertical em camadas menos resistentes que, com o passar do tempo geológico, tende ao alargamento pelos processos de erosão lateral. Dessa forma, as zonas de fraturas constituem-se em um importante elemento de evolução geomorfológica do Planalto das Araucárias.

Essa reflexão do autor nos conduz a mais um importante questionamento para esta Tese, que engloba todos os anteriores, e que consiste em investigar qual seria o papel das depressões fechadas e das cabeceiras de drenagem na evolução do relevo na referida região Geomorfológica do Rio Grande do Sul, uma vez que essas feições apresentam estreita ligação com as zonas fraturadas, locais favoráveis a circulação interna da água e consequente alteração da rocha.

Na busca de respostas às questões formuladas acima, foram elaborados os objetivos geral e específicos desta pesquisa.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Compreender os processos morfogenéticos geradores das depressões fechadas e a condição destas como uma componente determinante para desenvolvimento das cabeceiras de drenagem, bem como averiguar a relação das cabeceiras com a evolução do relevo a partir da abertura de vales em divisores.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar, mapear e caracterizar morfologicamente as depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem na bacia hidrográfica do Rio Guassupi – RS.

- Entender a correlação dos lineamentos morfoestruturais com as depressões fechadas e cabeceiras de drenagem;

- Averiguar a influência da litologia na origem e desenvolvimento das depressões fechadas e das cabeceiras de drenagem.

- Interpretar como as depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem tem participação efetiva na evolução do relevo, mais especificamente na porção do Planalto das Araucárias inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Guassupi.

Alguns autores como Felizola; Boulet (1994), Castro; Coelho Netto (2002) e Coelho Netto (2003), Uagoda et al. (2009) relacionam a ocorrência de depressões fechadas com a abertura de vales de cabeceira sob forte controle estrutural. Os autores atribuem fundamental importância para os processos de denudação química na formação das depressões, argumentando que somente processos de natureza física como a remoção superficial de material não poderiam originar tais feições.

Dentre os processos responsáveis pela alteração dos materiais nestas zonas, atribui-se fundamental importância aos processos geoquímicos como agentes de transformação do relevo, em que o intemperismo químico, além de ser o fator responsável pela decomposição da rocha originando material friável para ser transportado pela erosão, constitui-se também em um mecanismo capaz de promover transformações no manto de alteração pela perda de elementos químicos em solução reorganizando os horizontes do solo com implicações nas formas adquiridas pela vertente.

A bacia do Rio Guassupi, reúne um conjunto de evidências que permite conjecturar sobre a participação das depressões fechadas e cabeceiras como feições determinantes para a evolução do relevo, seja pelo fato da rede de drenagem ser intensamente controlada por fraturas, seja pelo alinhamento entre às depressões fechadas e as cabeceiras com os lineamentos estruturais.

Nas últimas décadas, as cabeceiras de drenagem têm recebido atenção de estudos hidrológicos em diferentes países, visando compreender os processos responsáveis pela inicialização de canais hidrológicos e desenvolvimento de incisões erosivas (PAISANI; PONTELLI; GEREMIA, 2006).

Neste sentido, o entendimento da gênese e desenvolvimento das depressões fechadas e a relação com as cabeceiras de drenagem contribuí para a compreensão da evolução do relevo no Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul. Além disso, é imprescindível ampliar o conhecimento sobre estas feições por questões de proteção ambiental dessas formas diante das atividades antrópicas exercidas nestas áreas.

Guareschi (2012) ao mapear as depressões fechadas no município de São Martinho da Serra - RS, verificou que 87% destas feições encontram-se no interior de áreas agrícolas. Se forem levadas em conta as cabeceiras de drenagem que já estabeleceram comunicação com a rede hidrográfica, mais da metade de todas as zonas de nascente estão comprometidas devido ao uso do solo para a agricultura.

As depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem constituem-se em áreas úmidas com o afloramento do lençol freático, que além de contribuírem para a recarga dos mananciais de águas superficiais também consistem em pontos de recarga dos aquíferos subterrâneos.

Como ressaltam Reginato e Strieder (2006), o aquífero fraturado da Formação Serra Geral está localizado nas rochas vulcânicas sendo seu principal condicionante as estruturas tectônicas. Como o aquífero ocorre em rochas não permeáveis, as falhas, fraturas e descontinuidades representam a única forma de recarga e transmissão da água subterrânea. As depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem estabelecem a comunicação entre as águas superficiais e subterrâneas, pois tem origem preferencialmente em zonas de cruzamento de fraturas.

No entanto, são exatamente essas zonas que representam as maiores fragilidades para o sistema aquífero, pois se constituem em importantes pontos de concentração das águas superficiais podendo transmitir poluentes para o aquífero. São estas áreas que deveriam ser as mais protegidas, principalmente pela fácil identificação destas feições na paisagem.

Esta tese foi estruturada da seguinte forma: no primeiro capítulo encontra-se a Introdução contendo a apresentação do tema da pesquisa, os objetivos gerais e específicos, e a justificativa.

No segundo capítulo é apresentada a área de estudo, com a localização da bacia hidrográfica do Rio Guassupi e uma descrição sobre os aspectos geológico-geomorfológicos do Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul, bem como é

realizada uma breve descrição das características morfológicas das feições objeto de estudo desta Tese. Por último é realizada uma explanação sobre os aspectos climáticos da área de estudo.

O terceiro capítulo apresenta a fundamentação teórica do trabalho, em que são tratados os temas que embasam a pesquisa, tais como a Bacia Sedimentar do Paraná, a Formação Serra Geral e suas características litológicas estruturais. Também é realizada uma revisão sobre a evolução do relevo sob a ótica das diferentes teorias geomorfológicas e as relações estabelecidas entre a gênese e evolução de depressões fechadas com as cabeceiras de drenagem no contexto das vertentes. O quarto capítulo contempla as etapas metodológicas percorridas para o desenvolvimento da pesquisa.

Já no quinto capítulo são apresentados os resultados referentes a distribuição das feições e seus condicionantes, sendo abordado a classificação das feições pesquisadas e discutido como estas formas estão dispostas nas Unidades Geomorfométricas estabelecidas para a área de estudo. Além disso, também trata-se dos resultados referentes aos condicionantes estruturais e a gênese das cabeceiras de drenagem, bem como sobre os dados estatístico dos lineamentos morfoestruturais. Também é abordado o mapeamento dos derrames vulcânicos e a relação da litologia com as feições pesquisadas.

No sexto capítulo é realizada a discussão sobre a relação entre o perfil de alteração e a evolução das vertentes das cabeceiras, sendo apresentado inicialmente os resultados referentes as características morfológicas dos perfis de alteração para posteriormente tratar-se dos processos que estão envolvidos com a gênese e evolução das cabeceiras na área de estudo. No final do capítulo discute-se a evolução geomorfológica das cabeceiras de drenagem e as implicações para o relevo da bacia do rio Guassupi.

O sétimo capítulo trata da hipótese de evolução do relevo para a Bacia Hidrográfica do Rio Guassupi com base nos elementos discutidos anteriormente e que serviram de suporte para a elaboração desta hipótese. Por fim, no oitavo capítulo é realizada a conclusão da Tese.

## 2 A ÁREA DE ESTUDO

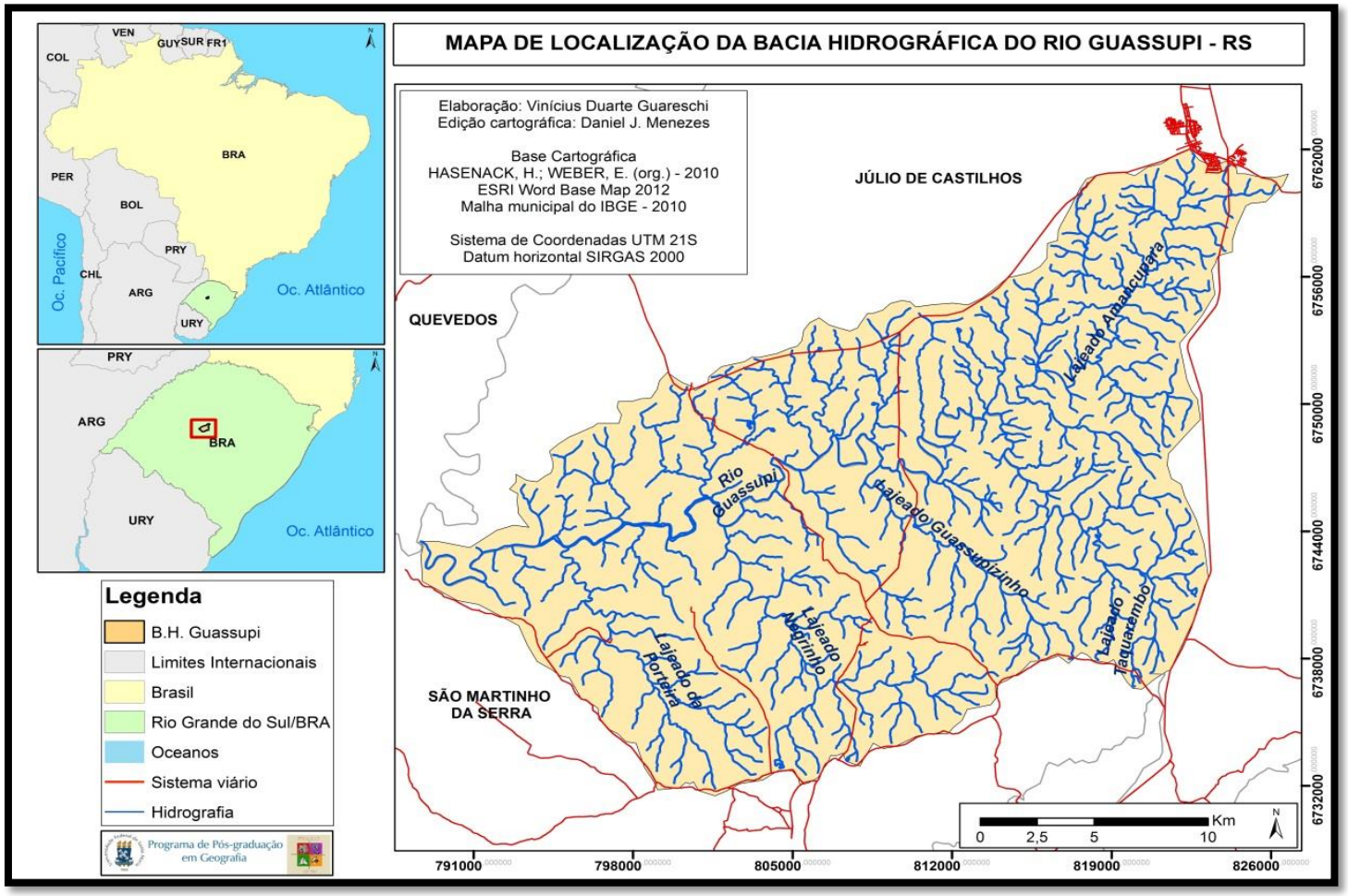
A área de estudo localiza-se no Planalto das Araucárias, na bacia hidrográfica do Rio Guassupi, abrangendo partes dos municípios de São Martinho da Serra e Júlio de Castilhos (Figura 1).

A região Geomorfológica Planalto das Araucárias corresponde a porção mais oriental do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares abrangendo trechos do estado do Rio Grande do Sul e a porção sul do estado Santa Catarina (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986).

O Planalto das Araucárias faz limite com as seguintes regiões geomorfológicas: a nordeste com a Depressão do Sudeste Catarinense, a leste com a Planície Costeira Interna, a Sul com a Depressão Central do Rio Grande do Sul e a oeste com o Planalto das Missões e o Planalto da Campanha.

As formas de relevo da Região Planalto das Araucárias foram esculpidas especialmente em rochas efusivas ácidas da Formação Serra Geral, que ocorrem normalmente capeando as rochas básicas. Este capeamento ácido corresponde aos relevos mais preservados dessa região geomorfológica. Em áreas mais restritas, os modelos de dissecação do relevo se desenvolvem em rochas básicas, geralmente resultando em formas de relevo mais dissecadas, a exemplo do que acontece na porção mais oeste da área de estudo que apresenta intensa dissecação com vales largos e entalhados.

Figura 1 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do Rio Guassupi.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Nas partes basais das vertentes escarpadas as formas de relevo se desenvolvem em arenitos da Formação Botucatu, siltitos, siltitos arenosos, com intercalações de arenitos finos da Formação Rosário do Sul, além de lamitos, argilitos e arenitos finos.

Em extensas áreas de relevo mais conservado das porções mais a leste dessa região geomorfológica, observa-se a predominância de cobertura vegetal de Savana Gramíneo-Lenhosa com floresta galeria acompanhando os cursos d'água e capões com presença de Araucária angustifolia.

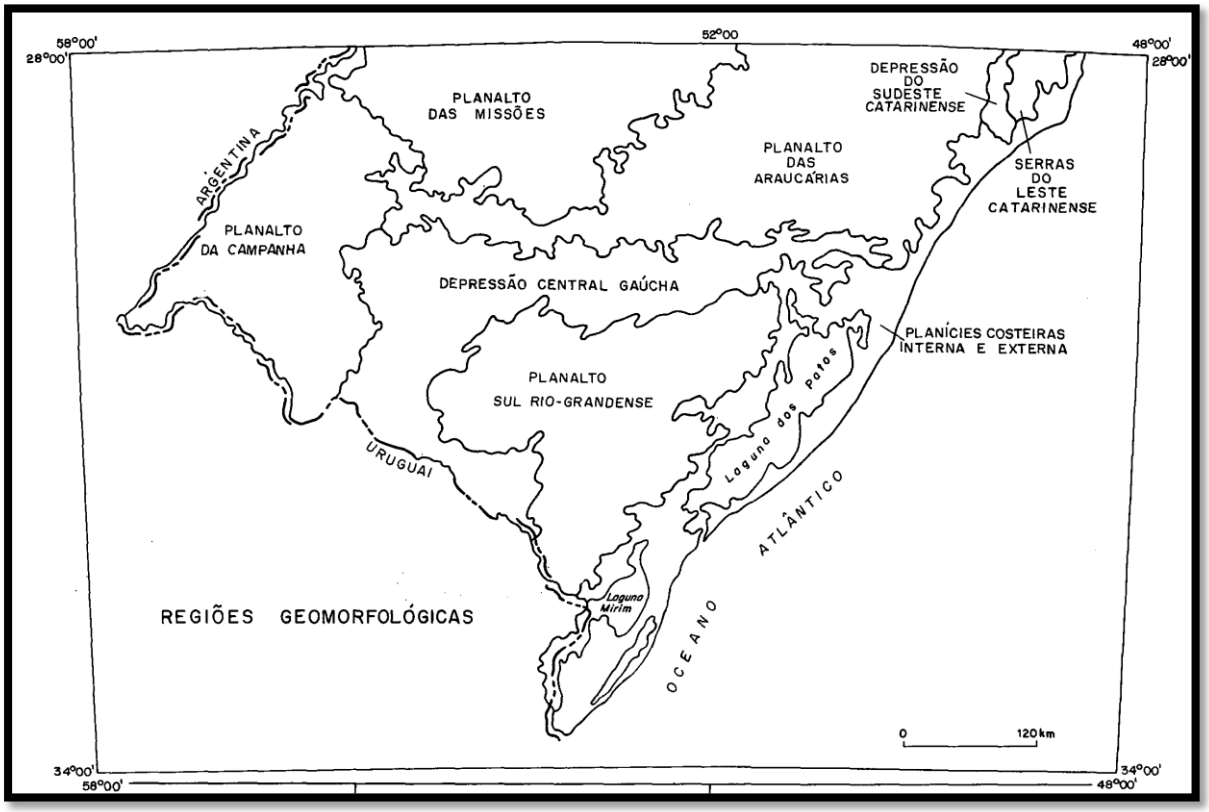
Para oeste onde se insere a bacia hidrográfica do Rio Guassupi, prevalece o caráter transicional das condições geomorfológicas, a cobertura vegetal original é composta de Floresta Ombrófila Mista, atualmente substituída por culturas cíclicas, principalmente a soja.

As características geomorfológicas da região do Planalto das Araucárias são bastante heterogêneas, variando desde formas de relevo amplas e aplanadas até o nível mais profundo de entalhamento, registrando 620 metros de aprofundamento nas áreas mais a nordeste englobando os Aparados da Serra. Devido a grande heterogeneidade das formas de relevo, esta região foi dividida em quatro unidades geomorfológicas: Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai, Serra Geral e Patamares da Serra Geral (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986).

A bacia hidrográfica do Rio Guassupi insere-se na Unidade Planalto dos Campos Gerais, na porção oeste desta unidade, onde se concentram as menores cotas altimétricas, em torno de 500 metros.

Esta unidade corresponde a 58,4% da Região Geomorfológica Planalto das Araucárias. Representa ampla área elevada, onde registram as maiores cotas altimétricas de todo o domínio. De acordo com Maciel Filho; Cabral; Espinelli (1994) esta unidade corresponde a uma superfície que individualiza o topo do Planalto, sendo distinguível pelo contato marcante com a Região Geomorfológica Depressão Central Gaúcha que ocorre através de um escarpamento mais rebaixado e festonado, conhecido regionalmente por "Região Serrana" e se estende espacialmente de leste a oeste no estado do Rio Grande do Sul. (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). A Figura 2 ilustra as Regiões Geomorfológicas do estado do Rio Grande do Sul.

Figura 2 - Regiões Geomorfológicas do Rio Grande do Sul.




Fonte: Justus, Machado e Franco (1986) - Projeto RADAMBRASIL.

A Unidade Planalto dos Campos Gerais apresenta-se como uma superfície inclinada, com caimento natural para oeste. O relevo plano e relativamente conservado, nas porções oeste da unidade é representado por superfícies de aplanamento denudadas retocadas e degradadas (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986).

Essas superfícies de aplanamento indicam a predominância dos processos de erosão areolar, truncando rocha sã ou pouco alteradas. As formas de relevo demonstram a ocorrência de etapas evolutivas de dissecação, observando-se as áreas bastante conservadas de morfologia planar, outras em que a erosão alargou os vales deixando rupturas de declive. Em outras áreas, o trabalho da erosão alargou extensões vales e deixou resíduos de antiga superfície de aplanamento.

No Planalto dos Campos Gerais é registrada a ocorrência de linhas estruturais, abordados nesta Tese como lineamentos morfoestruturais, com diversas orientações (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). As linhas estruturais são

responsáveis pela formação da drenagem que é acompanhada pela mata galeria e capões com exemplares de Araucárias no entorno das áreas de nascentes.

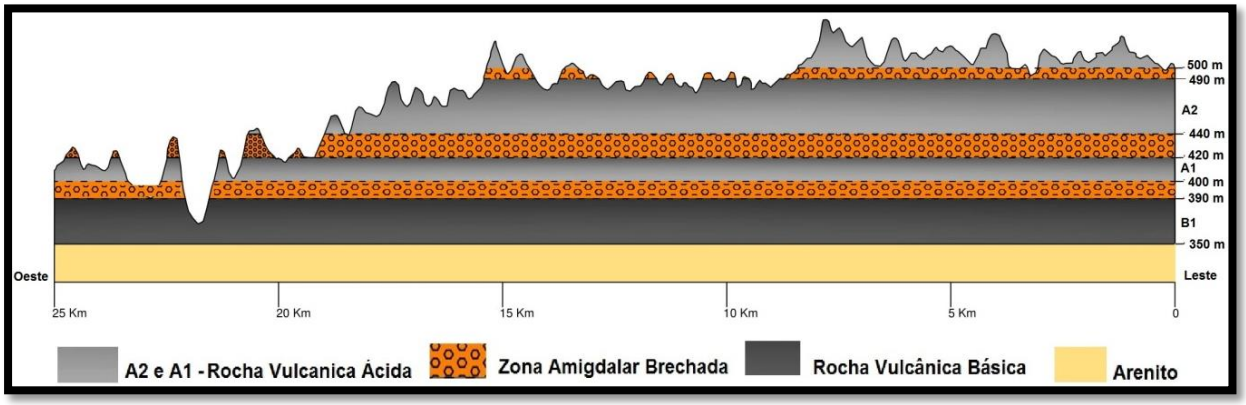
Nesta unidade, a vegetação predominante é Savana Gramíneo-Lenhosa (Campos) com floresta de galeria. Atualmente está ocorrendo um processo natural de expansão da Floresta Ombrófila Mista sobre a Região de Savana, devido às condições climatoedafológicas vigentes (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986).

A Unidade Planalto dos Campos Gerais é recoberta por rochas ácidas e básicas da Formação Serra Geral. De acordo com CPRM (2008), a Formação foi dividida em Fácies de acordo com suas características geoquímicas e afinidades de campo. Desta forma, na bacia do Rio Guassupi, são registrados as Fácies Caxias e Gramado. A primeira é caracterizada por derrames de composição intermediária a ácida, composta por riodacitos a riolitos, mesocráticos, microgranulares a vitrofíricos, textura esferulítica comum (tipo carijó), forte disjunção tabular no topo dos derrames e maciço na porção central, dobras de fluxos e autobrechas freqüentes, vesículas preenchidas dominantemente por calcedônias e ágata, fonte de mineralização da região.

A Fácies Gramado apresenta derrames básicos granulares finos a médio, melanocráticos cinza, horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e saponita, estruturas de fluxo e *pahoehoe* sendo comuns, intercalações com os arenitos Botucatu.

A Figura 3 ilustra o perfil topográfico leste-oeste da bacia hidrográfica do Rio Guassupi com a disposição dos derrames vulcânicos. É possível identificar dois níveis de derrames vulcânicos ácidos pertencentes a Fácies Caxias, separados por um pacote denominado Zona Amigdalar Brechada. Entre 340 e 390 metros foi identificado um derrame básico da Fácies Gramado sobreposto a uma camada de arenito na base da sequência.

Figura 3 - Perfil topográfico e geológico da bacia do Rio Guassupi.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Como é possível verificar na Figura 3, as rochas vulcânicas ácidas constituem a sequência mantenedora da topografia, resultando em uma morfologia fracamente ondulada, com coxilhas de formas tabulares, refletindo a disposição estrutural em camadas que mergulham suavemente para oeste (SARTORI, MACIEL FILHO e MENEGOTTO, 1975; SARTORI e MACIEL FILHO, 1978; GONTAN e MACIEL FILHO, 1993). Nesta porção observa-se fraca dissecação do relevo apresentando vales pouco entalhados com vertentes suaves, embora com significativa densidade de drenagem.

A grande densidade de drenagem é reflexo da intensa presença que de cabeceiras de drenagens e cursos d’água de primeira ordem que se constituem em áreas de nascentes e estão localizadas principalmente nas porções da bacia coberta por rochas ácidas.

Por outro lado, a base da sequência vulcânica é formada por rochas de constituição basáltica onde os processos de denudação se mostram mais atuantes e a topografia apresenta dissecação mais intensa refletida no entalhamento e abertura dos vales e pela presença de relevos residuais.

As feições do tipo cabeceiras de drenagem e depressões fechadas, objeto de pesquisa desta Tese, mostram-se mais presentes nas porções da bacia de domínio das rochas ácidas. Nas rochas básicas estas feições são em menor número, ou já se encontram vegetadas, fato que dificulta sua identificação tanto em campo como em imagens de satélites.

Estas formas geomorfológicas são características da paisagem natural do Planalto das Araucárias, localizando-se próximas aos divisores em terrenos planos no caso das depressões fechadas, ou em vertentes levemente côncavas quando se trata das cabeceiras de drenagem. A Figura 4 ilustra uma Depressão Fechada mostrando certo alongamento e estabelecida no divisor de água.

Figura 4 - Depressão Fechada localizada próxima ao divisor de água.

Fonte: Trabalho de campo (2015).

Geralmente a mata ciliar cobre a rede de drenagem deixando a extremidade da feição, onde ocorre maior concentração de umidade, apenas com uma vegetação rasteira típica de ambientes úmidos (Figura 5).

Figura 5 - Cabeceira de drenagem próxima ao divisor e conectada a rede de drenagem.

Fonte: Trabalho de campo (2014).

Também são frequentes feições do tipo concavidades rasas em vertentes suaves e eixo de alongamento se prolongando até a drenagem (Figura 6).

Figura 6 - Concavidade rasa na porção do topo do Planalto sobre rochas ácidas.

Fonte: Trabalho de campo (2014).

Nos contatos entre os diferentes níveis de derrames vulcânicos são registradas amplas áreas deprimidas que apresentam grandes dimensões, com vales largos em que as vertentes que circundam a feição têm forma de anfiteatro (Figura 7).

Figura 7 - Depressão formando uma grande área rebaixada no contato entre derrames ácidos.

Fonte: Trabalho de campo (2015).

Muitas destas feições, principalmente as depressões fechadas tem seu entorno modificado pela ação antrópica, pois a água é utilizada para o consumo dos animais e também para irrigação. Diversas delas encontram-se com barramentos na extremidade voltada para a jusante, como forma de garantir o armazenamento de água por parte dos proprietários das terras. Tem que se salientar que o Planalto das Araucárias, no Rio Grande do Sul destaca-se como uma das principais regiões produtoras de soja do Brasil, fato que coloca em risco a qualidade e a quantidade da água, devido a alteração das áreas de nascentes (Figura 8).

Figura 8 - Depressão Fechada com barramento para o armazenamento de água.

Fonte: Trabalho de campo (2014).

Na bacia hidrográfica do rio Guassupi, a utilização mais intensa do solo é verificada nos setores dos Arroios Guassupizinho e Lajeado Negrinho, fato bastante visível quando se verifica o grau de alteração antrópica das feições.

Com relação ao relevo, as maiores altitudes estão concentradas nas bordas sul, leste e Nordeste da bacia, estendendo-se até o centro acompanhando os divisores das sub-bacias dos rios Lajeado Amancupara, Taquarembó, Guassupizinho e Lajeado Negrinho. Estas elevações mais acentuadas estão relacionadas a distribuição das rochas ácidas na bacia hidrográfica com cotas acima de 400 metros.

No médio curso do rio Guassupi, as altitudes estão abaixo de 400 metros, justamente onde tem início a sequência de derrames básicos. Nesta porção da bacia, os vales são largos e muito entalhados, com a presença de relevos residuais atestando a intensidade dos processos denudacionais.

As declividades distribuem-se de meneira semelhante a hipsometria, ou seja, no domínio das rochas ácidas o terreno mostra menores inclinações, situação inversa com relação ao dominio das rochas básicas em que as declividades são bastante acentuadas, principalmente na transição entre estas litilogias.

Gontan (2002) identificou no topo do Planalto próximo ao Rio Guassupi, a nordeste do município de São Martinho da Serra, duas classes de solos, o Podzólico

Vermelho-Escuro, classificado como Argissolo Vermelho-Amarelo, e solo litólico classificados como Neossolo Regolítico. (Embrapa, 2006; STRECH et al., 2008).

O Argissolo é ferruginoso, com pouca permeabilidade devido ao alto teor de argila e ocorre em relevo suavemente ondulado ocupando principalmente as colinas. Já o Neossolo ocorre em relevos mais acidentados ou em terrenos que a resistência da rocha é mais acentuada, como os riolitos, apresentando pouco desenvolvimento e pequena espessura com o horizonte “A” assentado diretamente sobre a camada de rocha mais resistente.

No interior das depressões de grandes dimensões que não contenham água são encontrados solos hidromórficos, provavelmente Gleissolos.

O Topo do Planalto é drenado pelo Rio Toropi, tendo o Guassupi como seu principal afluente. A Bacia Toropi-Guassupi, através de seus tributários de primeira, segunda e terceira ordens, reflete a perenidade de seu regime devido ao clima úmido, seccionando a superfície do Planalto e destacando as coxilhas, caracterizando estas pelas formas arredondadas, associadas aos processos pedogenéticos resultantes do intemperismo químico (MACIEL FILHO; GONTAN, 1998).

Destacam-se duas direções principais de escoamento das águas na área de estudo, uma para norte que através dos Arroios[1] Lajeado Guassupizinho, Lajeado Negrinho, Lajeado da Porteira, conduzem as águas para o Rio Guassupi que se constituí no nível de base local. Outro sentido de escoamento dá-se para sul pelos tributários da margem direita do Rio Guassupi, que drenam as áreas mais ao norte da bacia. O padrão de drenagem predominante é paralela, mas também ocorre drenagem do tipo dendrítica, principalmente nos rios de primeira e segunda ordem.

De forma geral, a paisagem geomorfológica desta área é dominada pelas seguintes formas de relevo: a) topos tabulares suavemente ondulados em altitudes superiores a 400 metros, coincidindo com os derrames ácidos; b) patamares curtos, em degraus estruturais no entorno das depressões maiores, formando anfiteatro; c) vales com seguimentos ora encaixados, ora suspensos, constituindo alvéolos associados às cabeceiras de drenagem; d) rios com meandros estruturais comandados pelos fraturamentos; e) concavidades conectadas e desconectadas da

[1] Arroio é uma denominação dada aos pequenos rios no sul do Brasil, e “lajeados”, quando possuem leito rochoso associado às disjunções horizontais nas rochas vulcânicas (MACIEL FILHO; GONTAN, 1998).

rede hidrográfica.

De acordo com Rossato (2011), o clima da área de estudo é Subtropical Úmido com variação longitudinal das temperaturas. Os sistemas polares exercem menor influência, destacando-se a maior influência dos sistemas conjugados com o efeito do relevo devido à escarpa e os vales da borda do Planalto, com a continentalidade e maritimidade. A temperatura média anual varia entre 17º C e 20º C. A temperatura média do mês mais frio oscila entre 11ºC e 14ºC e a média do mês mais quente entre 23º e 26ºC.

A precipitação concentra-se entre 1700-1800 mm ao ano, com total de 100-120 dias de chuvas por ano. A precipitação mensal é em torno de 135 -155 mm na maior parte dos meses do ano, mas nos meses mais secos pode cair para 75-135 mm (meses de julho e agosto). Nesta área, ocorre o incremento da precipitação pelo contato da Depressão Central com a escarpa do Planalto, fato que favorece o desenvolvimento de chuvas orográficas.

O ar que chega pelo quadrante sul e oeste através dos vales dos rios Santa Maria, Jacuí e Ibicuí ao entrar em contato com a escarpa sobe e ocasiona a formação de nuvens provocando chuva na região (ROSSATO, 2011). Devido a relativa umidade do clima, a superfície do topo do Planalto é caracterizada por coxilhas com formas arredondadas, associadas aos processos pedogenéticos resultantes do intemperismo químico (MACIEL FILHO e GONTAN, 1998).

# 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo discorre sobre a Bacia Sedimentar do Paraná, a Formação Serra Geral, a morfologia dos derrames vulcânicos e os principais lineamentos que ocorrem na bacia sedimentar. Também é realizada uma abordagem sobre as principais teorias geomorfológicas através de uma breve exposição sobre como diferentes autores ao longo do desenvolvimento da Ciência Geomorfológica conceberam a evolução do relevo. Por fim, é discutida a gênese das depressões fechadas e a maneira como estas feições vem sendo abordadas na literatura, bem como sua interação com as cabeceiras de drenagem e os processos que modelam o relevo no contexto da evolução das vertentes.

## 3.1 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida na Bacia Sedimentar do Paraná, e encontra-se sobre uma sequência de rochas vulcânicas ácidas e básicas da Formação Serra Geral. A bacia do Rio Guassupi abrange parte dos municípios de São Martinho da Serra e Júlio de Castilhos. Os derrames classificados como de composição mais ácidos encontram-se na porção centro-sul, leste e nordeste da bacia hidrográfica, enquanto os de carácter básicos ocupam a parte centro-norte e oeste da referida bacia.

A bacia sedimentar do Paraná é uma bacia intracratônica que ocupa uma área de cerca de 1.000.000 de Km², no Brasil, estendendo-se pelo Paraguai, Uruguai e Argentina. Sua dimensão no sentido norte-sul no território nacional é em torno de 1.800 km, com largura média de 900 Km, apresentando orientação NNW-SSE no eixo maior. Abrange parte dos estados de Goiás e Minas Gerais, e grandes áreas de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul.

Cerca de 75% da superfície da Bacia do Paraná é recoberta por derrames vulcânicos pertencentes a Formação Serra Geral, estendendo-se por mais de 1,2 milhões de km² dentro do país.

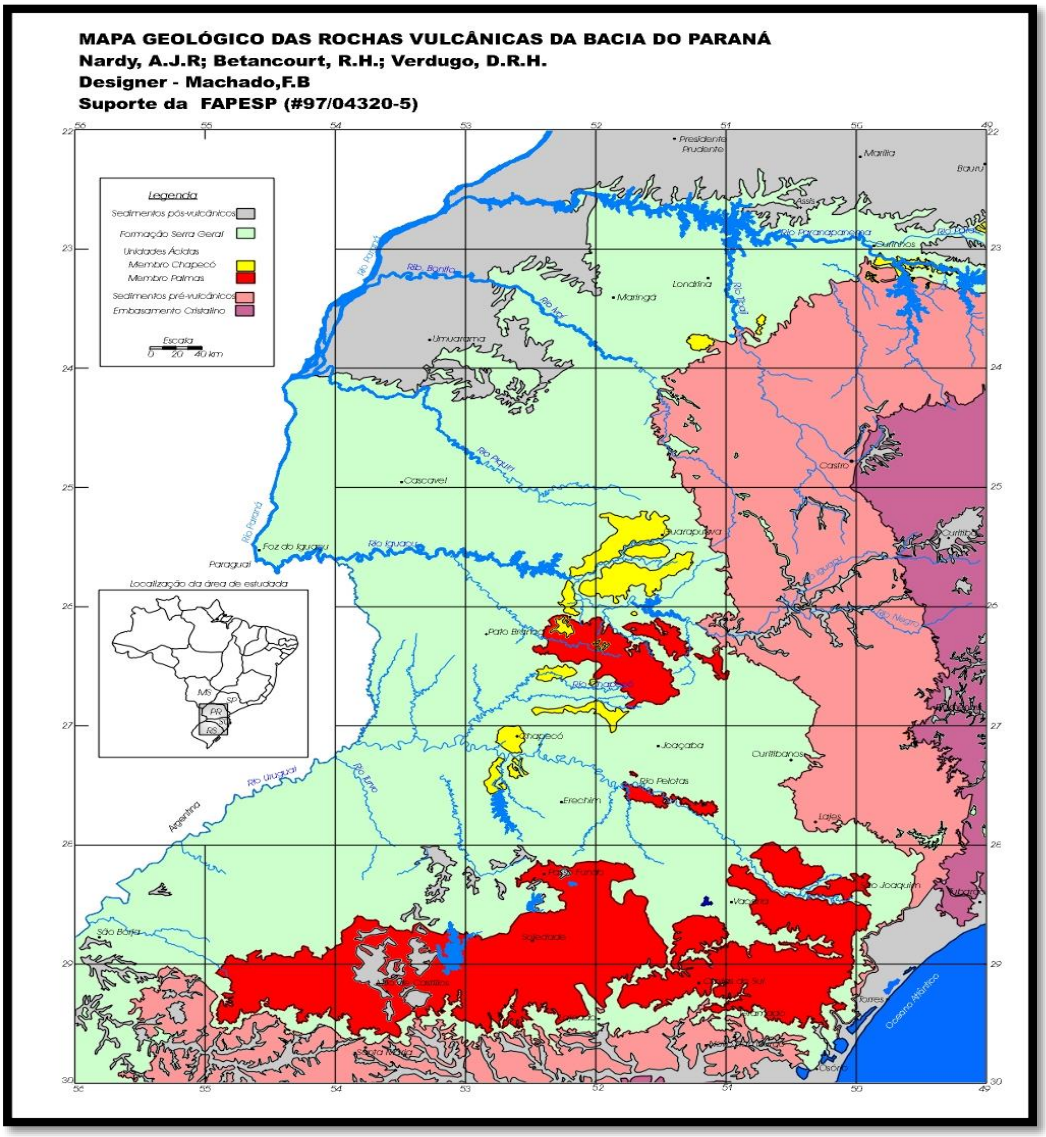
O pacote vulcânico, denominado de Formação Serra Geral é composto de rochas basálticas com andesitos em menor quantidade na sua base e rochas

ácidas-intermediárias no seu topo, estas normalmente associadas ao início ou ao final do magmatismo.

Frequentemente ocorrem interdigitações de derrames ácidos e básicos nas porções médias até o topo da seqüência vulcânica. São comuns as ocorrências de lentes de arenitos eólicos que se intercalam com os primeiros derrames básicos podendo aparecer até os níveis superiores da seqüência vulcânica (ROISEMBERG; VIERO, 2000). Cada vez mais se torna consenso entre muitos autores que atividade ígnea ocorreu num curto espaço de tempo, entre 133 e 130 Ma.

De acordo com Nardy et al (2008), a Formação Serra Geral registra a presença de dois grandes grupos de rochas, denominados de toleítico e toleítico-transicional. O primeiro, disperso pelo campo toleítico, é constituído por basaltos com baixo teor em Ti ($TiO_2$<2%) e por rochas ácidas do tipo Palmas; o segundo, também disposto no campo toleítico, porém, deslocado em direção ao transicional, é constituído por basaltos com alto teor em Ti ($TiO_2$≥2%) e rochas ácidas do tipo Chapecó. É importante assinalar que as rochas da associação toleítica ocorrem preferencialmente na região sul da Bacia do Paraná, ou seja, aquela situada abaixo do Alinhamento do Rio Uruguai. A Figura 9 mostra a distribuição das rochas vulcânicas ácidas e básicas na Bacia Sedimentar do Paraná.

Figura 9 - Mapa Geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.




Fonte: Nardy, Bitencourt e Verdugo (2008).

A incorporação destas duas novas unidades litoestratigráficas à Formação Serra Geral, denominadas de Membros Palmas e Chapecó decorre da proposta de Nardy el al. (2002), que tem por objetivo cartografar e refinar as classificações existentes sobre as rochas ácidas da Bacia do Paraná. O Membro Palmas é muito mais expressivo que o Chapecó, chegando a representar 95% da área e 80% do volume total dessas unidades.

No mapeamento Geológico realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), em escala 1:750.000 para o estado do Rio Grande do

Sul, Wildner (2008), divide a Formação Serra Geral em fácies de acordo com suas características geoquímicas e afinidades de campo. Desta forma, as Fácies individualizados para a Formação Serra Geral são os seguintes:

- Fácies Jaguarão: derrames de composição intermediária a félsica, com textura vitrofírica, contendo abundantes xenólitos e granitóides, fortemente reabsorvidos;

- Fácies Alegrete: derrames de composição intermediaria a ácida, variando entre andesitos e riodacitos, microgranulares, melanocráticos, aspecto sacaroíde, freqüentes texturas de fluxo e autobrechas no topo e bases dos derrames;

- Fácies Esmeralda: derrames básicos, microgranulares, textura microgranular, dominantemente pretos, comuns vesículas mili a centimétricas com opala preta e ágata, eventual presença de Cu nativo, alteração amarelo ovo (jarosita) característica;

- Fácies Paranapanema: derrames básicos granulares finos, melanocráticos, contendo horizontes vesiculares espessos preenchidos por quartzo (ametista), zeolitas, carbonatos, seladonita, Cu nativo e barita, compreende a maior concentração das jazidas de ametista do Estado;

- Fácies Caxias: derrames de composição intermediária a ácida, riodacitos a riolitos, mesocráticos, microgranulares a vitrofíricos, textura esferulítica comum (tipo carijó), forte disjunção tabular no topo dos derrames e maciço na porção central, dobras de fluxos e autobrechas freqüentes, vesículas preenchidas dominantemente por calcedônias e ágata, fonte de mineralização da região;

- Fácies Chapecó: derrames ácidos variando entre riodacitos a riolítos, matriz vitrofírica contendo pórfiros;

- Fácies Gramado: derrames básicos granulares finos a médio, melanocráticos cinza, horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e saponita, estruturas de fluxo e *pahoehoe* comuns, intercalações com os arenitos Botucatu, e;

- Fácies Várzea do Cedro: derrames vitrofíricos pretos tipo *pichstone*, texturas de fluxo e autobrechas freqüentes, fino fraturamento perlítico.

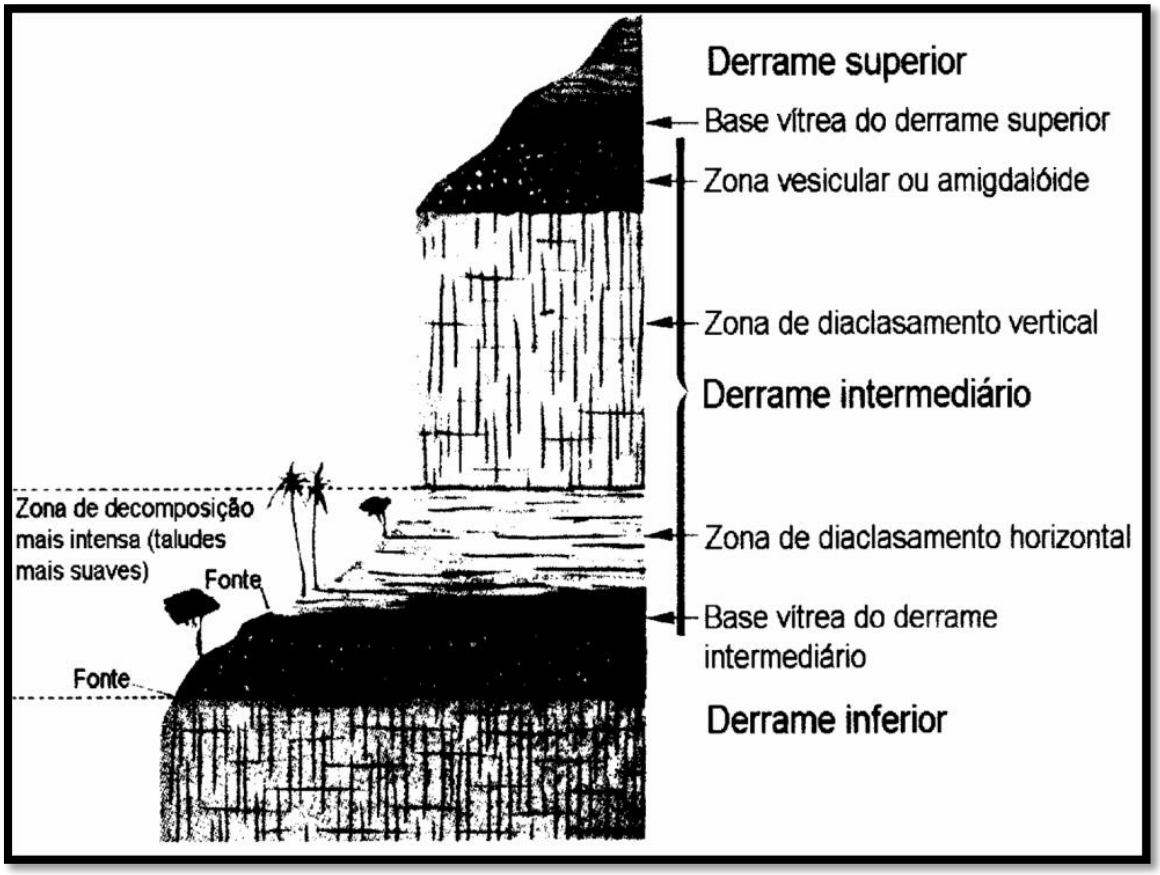
Na bacia hidrográfica do Rio Guassupi, são encontradas as Fácies Caxias e Gramado. Nesta classificação de Wildner (2008), a Fácies Caxias pertence ao Membro Palmas e a Fácies Gramado pertence às unidades básicas.

Como sugere Roisenberg; Viero (2000) a espessura da pilha vulcânica básica

cresce de oeste para leste, chegando a valores máximos de 600 m na escarpa da região Nordeste do Estado, onde são identificados derrames básicos intercalados ou sobrepostos até cinco unidades piroclásticas.

A morfologia dos derrames básicos, segundo Roisenberg; Viero (2000) mostra da base para o topo uma zona densa e parcialmente vítrea, relativamente delgada, seguida de uma zona de diáclases horizontais, enquanto que a parte central é mais volumosa e apresenta diáclases verticais. Segue-se mais uma zona de diáclases horizontais, enquanto que o topo do derrame é amigdalar, com vesículas cuja densidade de ocorrência e tamanho variam sem padrão definido. A Figura 10 mostra a morfologia de um derrame básico.

Figura 10 - Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos.




Fonte: Leinz; Amaral (1989).

As amígdalas são preenchidas por zeolitas e, subordinadamente, por apofilita,

ametista, calcedônia, ágata, opala, calcita, selenita, Cu nativo e outros minerais e agregados. Ocorrem comumente associados às amígdalas argilo minerais expansivos como esmectitas, de cor verde característica que resultam da alteração de minerais primários (piroxênios e plagioclásio).

Os basaltos e rochas associadas são geralmente afíricos a subafiricos, com um conteúdo de fenocristais e microfenocristais inferior a 5% do volume, sendo constituídos por plagioclásios, augita, pigeonita, ilmenita e rara olivina, usualmente pseudomorfizada para argilo minerais. Os resíduos subvítreos contém cristais aciculares de apatita tardia, quartzo e feldspato.

As unidades ácidas da Formação Serra Geral são constituídas por riolitos, riodacitos, quartzo-latitos e traquitos que cobrem cerca de 50.000 Km² no Rio Grande do Sul, com formas tabulares e homogêneas de espessuras médias de 40 m (Roisenberg; Viero, 2000).

Nardy et. al. (2008) estudaram quase cem perfis em rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas na bacia Sedimentar do Paraná e observaram que os corpos de natureza ácida são tabulares e de grande extensão lateral, chegando a apresentar algumas dezenas de quilômetros.

Segundo os autores, a base ou porção inferior do derrame é pouco expressivo frente à espessura total das seções, chegando a apresentar espessura entre um e cinco metros, sendo que na maioria dos perfis analisados é ausente.

Quando esta porção se faz presente, é caracterizada por uma zona de contato entre o substrato, de basalto, e o fluxo magmático de composição ácida. Dessa interação resultam brechas epiclásticas, constituídas por fragmentos angulosos de até 20 cm de comprimento de basalto, normalmente vesicular, unidos por uma matriz vítrea de composição ácida. É abundante a presença de minerais secundários e de preenchimento, como calcita, zeólitas, quartzo e limonita.

A porção intermediária é caracterizada por rochas de natureza maciça, embora vesículas e amígdalas levemente achatadas, com alguns milímetros de comprimento, estejam espalhadas ao longo de toda a seção. Em geral, não ultrapassam 1% do volume total da rocha, mas tornam-se mais abundantes e maiores, atingindo até 10 mm de comprimento, nas proximidades do topo da seqüência. Os autores destacam que o diaclasamento também é uma estrutura característica desse domínio, sendo representado por juntas de atitude vertical, contínuas, com espaçamento horizontal entre 1 e 2 m.

Na porção superior as espessuras variam de 10 a 20 cm e podendo formar uma pilha de até 10 m. Esse tipo de estrutura é também denominado de acamamento ígneo, tendo em vista ser produzido pela movimentação de um líquido viscoso sobre uma paleosuperfície praticamente lisa e horizontal.

Á medida que se aproxima do topo do domínio as estruturas assumem um padrão ondulado, que configura em escala de afloramento, anticlinais e sinclinais, podendo inclusive apresentar atitude vertical. Essas estruturas são mais comuns nas rochas ácidas do tipo Palmas.

É no topo que são observados a presença de uma zona de brechas, fortemente marcadas por estruturas de fluxo com até 2 m de espessura, que de acordo com Nardy et al. (2008), possivelmente foram geradas pelo movimento de uma massa magmática viscosa que engloba parte do material já extravasado à superfície, total ou parcialmente solidificado.

As rochas ácidas do tipo Palmas diferem das do tipo Chapecó por seus aspectos petrográficos e também geoquímicas. De maneira geral, as do tipo Chapecó possuem intervalo de $SiO_2$ entre 63,3% e 68,3%, enquanto que nas do tipo Palmas esse mineral é bem mais presente, variando de 63% a 72%. Por outro lado, para um mesmo intervalo de $SiO_2$, observa-se que as rochas do tipo Chapecó contêm maiores concentrações de álcalis (de 7,45% a 8,34%) em comparação com as do tipo Palmas (de 5,98% a 8,64%).

Com relação aos lineamentos, os trends de direção NW e NE são os mais importantes da Bacia do Paraná, pois estas orientações representam antigas zonas de fraqueza que foram reativadas durante a evolução da bacia. Também se destaca um terceiro grupo de lineamentos com orientação E-W (ZALÁN *et al.* 1990).

Soares et al. (1982) executaram estudos de lineamentos estruturais na Formação Serra Geral com uso de imagens LANDSAT/MSS e de Radar (escala 1: 250.000), realizados ao longo de uma faixa norte-sul, entre São Paulo e o norte do Rio Grande Sul, evidenciando seis direções principais de lineamentos: (1) N45±5W (Médio Ivaí); (2) N65 ±5 W (Médio Piquiri), (3) N25± 5W (Goioxim), (4) N35 ± 5E (Médio Paraná), (5) N05 ±5E (Tapiracuí) e (6) N60 ± 5E, (Pitanga).

A direção N45±5W apresenta a maior frequência (30%), sucedida pelas três direções seguintes (entre 19 e 22%), e posteriormente as últimas duas apresentando as menores frequências, com 8 e 6%, respectivamente.

Jacques; Machado e Nummer (2015), ao realizarem a análise estrutural (geométrica e cinemática) em pedreiras de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na porção centro-sul do Planalto Catarinense, agruparam os sistemas de falhas transcorrentes identificados na região em três eventos que correspondem a diferentes períodos de deformação rúptil segundo a interpretação dos autores. O campo de tensão E-W corresponde ao evento de deformação mais novo evidenciado na área estudada com idade provável entre o fim do Neógeno e o Quaternário, enquanto o campo de tensão N-S, com variações de NNW-SSE corresponde aparentemente ao evento deformacional mais antigo, estabelecido entre o Cretáceo Inferior e Superior. Já o campo de deformação NE-SW corresponde a um evento de deformação com idade entre estes dois eventos, ou seja, entre o Cretáceo e início do Terciário.

Strieder (2014) em sua tese de livre docência intitulada “Fases de deformação, estruturas e tensões atuantes no intervalo Jurássico-Cretáceo da Bacia do Paraná (Brasil)” realizou a análise geométrica e cinemática dos dados de planos de falhas estriadas que permitiu distinguir duas fases deformacionais ($D_1$ e $D_2$) durante os períodos Jurássico e Cretáceo. Ambas as fases produziram estruturas de escala local semelhantes. Entretanto, as fases deformacionais D1 e D2 podem ser distinguidas pela orientação de suas estruturas e por algumas feições estruturais particulares. A primeira fase deformacional (D1) possui domos e bacias alongadas nas direções NS e EW. A segunda fase deformacional (D2) também produziu domos e bacias alongadas, mas eles estão orientados na direção NW-SE e NE-SW. A segunda fase deformacional (D2) também está relacionada com anticlinais (arcos de Ponta Grossa e de Rio Grande) e Sinclinais (Sinclinal de Torres), que constituem as feições estruturais mais proeminentes na borda leste da Bacia do Paraná.

Para o autor, as duas fases de vulcanismo da Formação Serra Geral estão relacionadas com as duas fases de deformação.

i) o alojamento das suítes baixo $TiO_2$ ocorreu durante a primeira fase deformacional está melhor registrada nas unidades basais da Formação Serra Geral e expostas preferencialmente na região do Arco de Rio Grande, e;

ii) o alojamento de suítes de alto $TiO_2$ ocorreu predominantemente na porção norte da Bacia, por meio dos diques alimentadores implantados sobre juntas extensionais desenvolvidas no Arco Ponta Grossa.

Vale ressaltar que segundo CPRM (2008) as Fácies Caxias e Gramado, presentes na área de estudo, apresentam baixo $TiO_2$, sendo classificadas como ácidas do tipo Palmas e basaltos.

As características apresentadas pelo maciço rochoso, como a constituição da rocha, se de caráter predominantemente ácido ou básico, a morfologia dos derrames vulcânicos, os fatores tectônicos como falhas, fraturas e descontinuidades, tem implicações direta no que tange a evolução do relevo. Neste sentido, faz-se necessário uma explanação sobre a evolução do relevo de acordo com o ponto de vista de diferentes autores que trataram do tema.

## 3.2 A EVOLUÇÃO DO RELEVO SOB A ÓTICA DAS DIFERENTES TEORIAS GEOMORFOLÓGICAS

A dinâmica da paisagem foi objeto de diversas teorias geomorfológicas que buscaram explicações para o entendimento dos mecanismos que conduzem a evolução do relevo.

Um dos primeiros modelos que procura explicar a evolução do relevo foi proposto por Davis fundamentado no conceito de Ciclo Geográfico. Esta proposta tinha forte cunho evolucionista na qual o relevo surgia como uma função da estrutura geológica, com grande ênfase no tempo (ABREU, 2003).

Neste modelo o relevo teria início com formas pontiagudas sendo considerado jovem, posteriormente entraria na fase de maturidade em que a erosão suaviza os topos tornando-os arredondados, e por fim chegaria à senilidade, fase em que seu aplainamento estaria completo, a partir da qual o relevo pode retomar a juventude com um soerguimento de caráter tectônico.

O modelo proposto por Walther Penck (1953) apoia-se na concepção de que emersão e denudação ocorrem ao mesmo tempo e quando o processo de entalhamento dos vales é mais intenso que o de denudação, as vertentes convexas dominam; quando a intensidade do entalhamento é igual a da denudação, predominam as vertentes retilíneas; quando o entalhamento é menos intenso do que a denudação, as vertentes côncavas dominam (FLORENZANO, 2008).

Para Penck (1924) a natureza e o princípio da análise geomorfológica baseia-se em três elementos que são: a) os processos exogenéticos, b) os processos

endogenéticos, c) os processos devido aos dois anteriores, os quais podem ser chamados de feições atuais da morfologia (ABREU, 2003; ROSS, 2007).

Enquanto Davis afirmava que o relevo evoluía de cima para baixo (*wearing-down*), Penck acreditava no recuo paralelo das vertentes (*wearing-back*, ou desgaste lateral da vertente), constituindo-se no modelo aceito para o entendimento da evolução morfológica (CASSETI, 2005). No entanto, Abreu (2003) lembra que embora o autor previsse no seu modelo a evolução das vertentes pelo recuo paralelo, não ficou especificado o papel da litologia e do intemperismo na dinâmica dos canais fluviais e das vertentes.

Outro importante modelo de evolução geomorfológica é o proposto por Hack (1960, 1979, 1982) baseado no conceito de “equilíbrio dinâmico” fundamentado na Teoria Geral dos Sistemas. Dentro desta concepção o modelado terrestre comporta-se como um sistema aberto mantendo constantes trocas de matéria e energia com os demais sistemas terrestres (CHRISTOFOLETTI, 1980). A teoria prevê que as situações de desequilíbrio são geradas pela alteração na entrada de fluxos de energia e matéria no sistema, podendo ser de caráter intermitente (ROSS, 2007). Neste sentido, o equilíbrio pode ser mantido nos diferentes panoramas topográficos, determinado pela resistência diferencial litológica, que proporciona mesmo com declives fortes, um volume de material correspondente (CASSETI, 2005). Diante disso, o sistema pode atingir a estabilidade a qualquer momento, e a morfologia não tenderia necessariamente para o aplainamento, visto que o equilíbrio pode ocorrer sob as mais variadas circunstâncias topográficas.

Dessa forma, Casseti (2005) esclarece que enquanto a proposta de Penck considera o modelado como resultado da competição entre o levantamento e a erosão, Hack o considera como produto de uma competição entre a resistência dos materiais da crosta terrestre e o potencial das forças de denudação.

O modelo de King (1953), conhecido como Teoria da Pediplanação, propõe que os aplainamentos ocorrem em regiões que, além de estarem submetidas a condições de relativa calmaria tectônica, estão submetidas também a condições climáticas com tendência a aridez ou semi-aridez (SANTOS; SALGADO, 2010).

King utiliza o conceito de recuo paralelo das vertentes (proposto por Penk) para explicar a destruição mecânica destas e a consequente deposição de material detrítico em áreas mais deprimidas. A gênese de uma superfície aplainada teria início com uma incisão fluvial em razão de soerguimentos tectônicos ou

rompimentos de níveis de base. Após a dissecação/encaixamento da rede de drenagem, inicia-se o trabalho de alargamento destes vales fluviais e de retração lateral das vertentes. O processo de retração lateral das vertentes tem, por consequência, o acúmulo de material detrítico na base das mesmas. Esse material detrítico se acumula na forma de rampas suaves que se estendem da base das vertentes em direção aos leitos fluviais e são denominadas de pedimentos (SANTOS; SALGADO, 2010) e se daria por atividades ou processos torrenciais, originando as formas conhecidas como *bajadas*, proporcionando o mascaramento de toda irregularidade topográfica, caracterizando a morfologia dos pediplanos (CASSETI, 2005). Os relevos residuais que resistissem ao processo de aplainamento foram denominados de *inselbergs*.

Seguindo na linha climatogenética podem-se destacar as teorias de Büdel (1957, 1977) e Millot (1977, 1983), que relacionam as superfícies aplainadas a consequência das alterações climáticas. Büdel (1957, 1977) elaborou a teoria da etchplanação consolidando o papel do intemperismo na análise geomorfológica (THOMAS,1989, 1994 apud VITTE, 2001). Na sua concepção existe uma “integração dialética” entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial (BÜDEL, 1982), sendo que os processos de lixiviação e lessivagem promovem a disjunção nas ligações ferro-argila, instabilizando os horizontes superficiais, preparando-os para o processo erosivo nas encostas.

Inicialmente Büdel (1957, 1963, apud VITTE, 2001) considerou que os *etchplains*, ocorreriam apenas nos trópicos sazonais situados em áreas tectonicamente estáveis. Posteriormente, admitiu a existência dessas superfícies nos trópicos úmidos, onde além da alteração das rochas participariam também as variações climáticas. Para o autor a formação do relevo ocorre a partir da interação entre a superfície topográfica e subsuperficial existente no contato entre a rocha e a zona de alteração (VITTE, 2001).

Dessa forma o intemperismo químico seria responsável pela decomposição das rochas criando assim material friável para a erosão mecânica carrear. Logo, os aplainamentos são formados e evoluem graças a um “mecanismo de duplo front” (BÜDEL, 1957): (i) superfície exumada de lavagem (*washing surface*) e; (ii) superfície basal de intemperismo (*leaching surface*). A superfície de lavagem corresponde à superfície do modelado propriamente dita onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial (*washing*). Já a superfície basal de

intemperismo é extremamente irregular e se localiza em subsuperfície onde a rocha é lixiviada e predomina a denudação química (*leaching*) (SANTOS; SALGADO, 2010).

Os processos modeladores do relevo tem atuação sobre as vertentes que se constituem na superfície de interação entre os agentes internos e externos. Um elemento geomorfológico que se insere no contexto das vertentes e tem participação efetiva na evolução do relevo são as depressões fechadas, que serão descritas e caracterizadas a seguir.

## 3.3 A GÊNESE DAS DEPRESSÕES FECHADAS

As depressões fechadas são formas do relevo onde as encostas circundam uma zona de deposição, e o sedimento proveniente da erosão das encostas é retido dentro deste sistema (GILLIJNS; POESEN; DECKERS, 2005). Segundo os autores, estas feições têm sido frequentemente descritas na literatura, porém ainda existem poucos estudos que explicam a sua origem. São mais comuns relatos de depressões fechadas em relevos cársticos devido à dissolução da rocha calcária gerando as feições conhecidas como dolinas, uvalas e poljés.

No entanto, mais recentemente diversas pesquisas vêm demostrando que rochas ricas em sílica também podem sofrer processos de dissolução e as formas resultantes assemelham-se muito a do *carste* tradicional. De acordo com Piló (2000), esta propensão de inserir rochas silicatadas no grupo de rochas carstificáveis, principalmente o arenito e o quartzito, deriva da demonstração de que a sílica anteriormente considerada de baixa solubilidade tem tido um papel importante na elaboração de morfologias superficiais e subterrâneas tipicamente cársticas.

Para Jennings (1983), a dissolução não necessariamente deve ser o processo predominate no carste, já que este é formado por uma grande variedade de processos quimicos e fisicos. Ford; Willians (2007) corroboram com esta ideia considerando as feições cársticas como a conjunção entre processos de denudação química e física, mas devendo predominar o primeiro processo.

Na busca de coompreender os processos químicos que conduzem a dissolução, Wray (2003) encontrou em clima temperado no sudeste da Austrália, taxas de dissolução para a sílica amorfa entre 100-140 mg/l, e para o quartzo valores entre 6-14 mg/l em temperatura ambiente. Tal fato leva a concluir que a

sílica amorfa apresenta menor resistência ao intemperismo, constituindo o material mais acessível para o processo inicial de denudação. No entanto, o autor adverte que a solubilidade não é o único fator de controle na dissolução da sílica, sendo necessário considerar a termodinâmica e as reações cinéticas na formação do *carste.*

Wray (2003), cita os trabalhos de Briceflo et al. (1990) em rochas quartzíticas de Roraima, cuja complexa paisagem cárstica teria sido desenvolvida principalmente devido a solução do cimento silicioso do arenito, o que promoveu a liberação dos grãos de areia. O autor conclui que, após o cimento ser dissolvido, torna-se muito friável oferecendo as condiçoes ideais para erosão pelo escoamento canalizado da água preferencialmente ao longo das zonas de fraqueza, representada por falhas e fraturas.

A circulação da água ao longo das zonas de fraqueza promove o alargamento dos condutos, e em muitos casos este fenômeno é responsável pela formação de cavernas.

Também no território brasileiro destacam-se os trabalhos de Uagoda; Avelar; Coelho Netto (2006) que descrevem a ocorrência de depressões fechadas em quartzitos na Bacia do Ribeirão Santana - MG e RJ; Hardt et al. (2009) na Chapada dos Guimarães (MT) e na Serra do Itaqueri (SP) ambas as áreas em arenito; Sallum Filho; Karmann (2007) em arenitos da Bacia Sedimentar do Paraná, no MS e no PR.

No Sudeste do Brasil Felizola; Boulet (1996) estudaram a presença de depressões fechadas em rochas sedimentares Terciárias e Quaternárias na bacia de Taubaté, município de Caçapava (SP). Os autores concluíram que as depressões são formadas em cruzamentos de falhas e brechas onde a infiltração da água é mais intensa e atinge zonas mais profundas. A subsidência originada por processos geoquímicos seria o mecanismo formador destas feições. Esta hipótese é apoiada pela ocorrência de depressões onde a intersecção de lineamento é evidente.

Após longos anos de pesquisa na bacia do rio Bananal, no médio vale do rio Paraíba do Sul, Coelho Netto (1992; 2003; 2008) afirma que as depressões fechadas seriam *proto-vales* cuja evolução foi interrompida possivelmente por mudanças locais do regime hidrológico ou rebaixamento do nível freático regional, o que teria promovido sua estabilização. Estas depressões situadas nos divisores e estabilizadas atualmente apresentam a ausência de um canal de saída para os fluxos d’água superficiais.

Ao descrever uma depressão modelo, Coelho Netto (2008), salienta que esta feição apresenta morfologia semelhante às encontradas por Felizola; Boulet (1996) e Castro e Coelho Netto (2002), sendo assimétrica e possuindo uma ligeira inclinação no sentido da vertente, mostrando certo rebaixamento na encosta mais baixa da depressão, revelando uma passagem suspensa. Neste sentido, tal constatação corrobora com a ideia de Coelho Netto (2003), de que as depressões fechadas tenderiam a evoluir para concavidades estruturais com a abertura para um dos lados da vertente, sendo então considerada na condição de proto-vale.

O rompimento de uma das extremidades da depressão pode ocorrer por processos mecânicos como o escoamento superficial em clima atual. Assim, os processos geoquímicos tendem a promover a alteração do material em subsuperficie originando a feição, enquanto fatores morfogenéticos atuam na superfície dando início a esculturação dos vales de cabeceira.

Em rochas vulcânicas são mais escassos os estudos que procuram compreender a origem e evolução das depressões fechadas. Recentemente destacam-se os trabalhos de Paisani; Pontelli; Geremia (2006), Bragas et al. (2006), integrantes do grupo de pesquisa “Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais”, formado na Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Unioeste, que vem estudando o desenvolvimento de concavidades associadas a cabeceiras de drenagens no oeste dos estados do Paraná e Santa Catarina em substrato vulcânico da Formação Serra Geral.

No alto vale do rio Sargento, Oeste de Santa Catarina, em rochas vulcânicas básicas a intermediárias, Bragas et al. (2006), destaca que o grande número de concavidades registradas no mapeamento chama a atenção por se concentrarem no setor de topo da bacia hidrográfica e também por estarem distribuídas ao longo dos canais de 1ª ordem.

Na bacia hidrográfica do Rio Quatorze, na Formação Serra Geral – SW/Paraná, Paisani; Pontelli; Geremia (2006), ao analisarem a distribuição espacial das cabeceiras de drenagem concluem que estas feições em sua maioria ocorrem em superfície aplainada do topo do Planalto. Ao caracterizarem a forma dessas feições, definidas pelo índice de circularidade, constataram que são feições circulares e rasas e que a maioria das cabeceiras é controlada por fraturas.

No Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul, também sob a Formação Serra Geral, os primeiros estudos devem-se a Justus et al. (1986) que se referem as

depressões fechadas como "*dales",* e a Maciel Filho; Cabral; Spinelli (1993) que identificaram a presença de feições sob condições de tectônica especiais como falhas, fraturas e descontinuidade, no município de São Martinho da Serra, atribuindo sua gênese ao intemperismo químico dos vitrófiros.

De acordo com os autores, estas feições ocorrem em áreas de relevo do tipo "coxilhas" ou colinas com uma distribuição em área mais ou menos caótica, isto é, nem sempre seguindo as linhas determinadas pelos rios e formando semicírculos e círculos quase fechados ao redor das depressões.

No município de Júlio de Castilhos também foram registradas depressões circulares. De acordo com Pontelli; Silva (1992) as depressões úmidas são características da região podendo as mesmas apresentar acúmulo de água, dependendo da época do ano. Essas depressões são aproximadamente circulares e planas, com dimensões de dezenas a centenas de metros ligadas frequentemente ao vale de um rio de primeira ordem. Um pequeno córrego, cujas laterais também são baixas e alagadiças, alimentado pelo banhado ou pântano, liga essas depressões ao restante da drenagem.

No munícipio de Itaara-RS, na localidade conhecida como Vila Etelvina, Gontan; Maciel Filho (1998) constataram que estas feições ocorrem junto a superfície de contato entre derrames vulcânicos. Os autores destacam que as depressões encontram-se em estágios mais avançados de evolução, dificultando a análise de suas origens.

Em seus trabalhos, estes autores relacionaram estas depressões fechadas a feições cársticas pelo fato de que sua gênese está ligada a dissolução do vidro vulcânico (vitrófiro), material menos resistente aos processos de intemperismo, bem como a morfologia destas feições serem muito semelhante as dolinas e uvalas dos terrenos calcários, porém em menores dimensões. Em diversas publicações chegaram a denominar tais feições de pseudo-dolinas e pseudo-uvalas como de costume na literatura geomorfológica quando se tratava de feições de carste em litologias não calcárias.

Na bacia do Rio Pelotas, situada na divisa entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Maciel Filho et al. (2013), através de fotografias aéreas e levantamentos de campo identificam e descrevem dolinas, uvalas, lapiáz, cavernas e poljés em rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral. Para os autores, a origem destas feições se dá no contato de derrames vulcânicos que apresentam

uma espessa camada de vidro vulcânico, associado com as fraturas de direção NW e NE. Os autores buscaram discutir a gênese das feições a fim de classifica-las como *carste* desenvolvido sobre rochas ígneas.

De acordo com Cerling; Brown; Bowman (1985) o vidro vulcânico é facilmente alterado para fases mais estáveis, normalmente esmectitas ou outros minerais de argila.

A dissolução de mineral primário com formação de material secundário amorfo indica pobreza de lixiviação dos produtos dissolvidos na hidrólise dos minerais e pode indicar situação de drenagem pobre, geralmente em posição topográfica baixa ou material pouco permeável ou local com microssistemas de alteração fechados (MODENESI-GAUTTIERI et al. 2010). Esta situação é muito semelhante a condição encontrada no interior de depressões fechadas.

Os processos responsáveis pela gênese das depressões fechadas promovem a incisão linear em áreas próximas aos divisores, colaborando para o desenvolvimento de pequenos vales que conectam as depressões vizinhas e propiciam a evolução destas feições para as cabeceiras de drenagem.

## 3.4 AS CABECEIRAS DE DRENAGENS

O termo cabeceira de drenagem se refere à área côncava situada a montante de canal de primeira ordem (PAISANI; OLIVEIRA, 1999). Para Coelho Netto (2003) as cabeceiras de drenagem desenvolvem-se no domínio das encostas e apresentam topografia côncava sobre as quais se originam ou avançam as cabeças de canais. Estas concavidades podem se apresentar em formato arredondado, alongado ou em anfiteatro, e estar conectadas ou não aos canais de primeira ordem (AVELAR e COELHO NETTO, 1992).

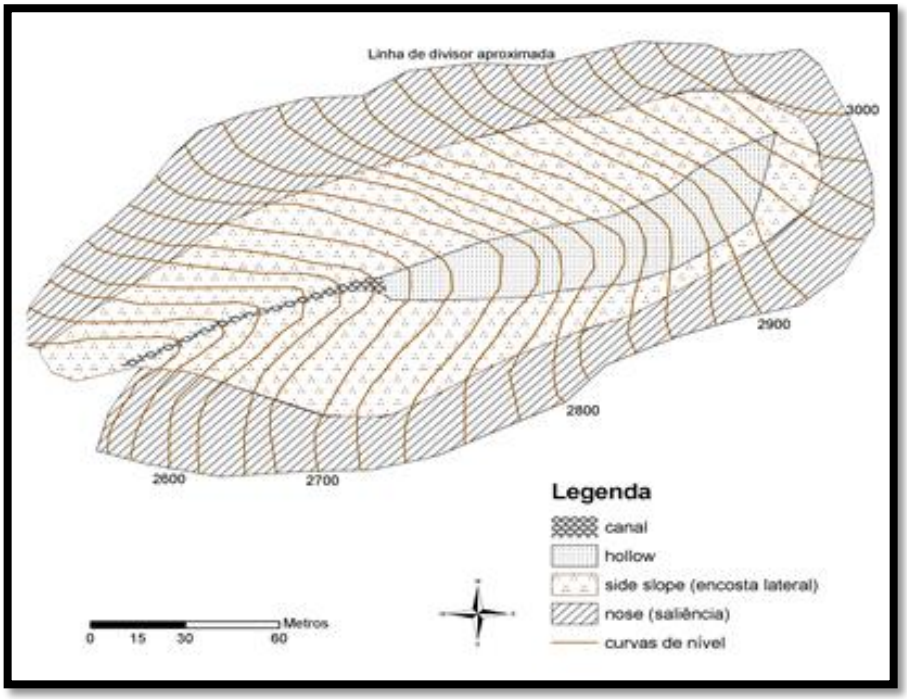
Paisani; Pontelli; Geremia (2006) lembram que estas feições também são designadas na literatura de bacia de ordem zero, vale não canalizado, cabeceira de vale, *hollow*, anfiteatro, concavidade, rampa e dambo (MEIS; MONTEIRO, 1979; TSUKAMOTO, 1982; MONTGOMERY; DIETRICH, 1989; MOURA et al., 1991; AVELAR; COELHO NETTO, 1992; DIETRICH; DUNNE, 1993; THOMAS, 1994; OLIVEIRA, 1992; COELHO NETTO, 2003; BIGARELLA et al., 2003).

O termo “cabeça de canal” refere-se às extremidades de montante dos canais erosivos que avançam progressivamente através dos fundos de vales das

cabeceiras de drenagem. Estes canais erosivos das cabeceiras de drenagem drenam através da rede principal de canais fluviais, integrando os processos de encostas com os processos fluviais (COELHO NETTO, 2003).

Moura; Peixoto; Silva (1991) consideram as cabeceiras de drenagem como uma unidade fundamental de evolução geomorfológica. Para uma melhor compreensão dos processos que ocorrem no seu interior, adotam a proposta de Hack e Goodlett (1960) que introduziram uma perspectiva tridimensional à análise das formas topográficas em cabeceiras de drenagem, estabelecendo classificação para os segmentos de encosta baseada na sua forma geométrica. Nessa perspectiva, a área do interflúvio cujos contornos são convexos é definida como *nose;* a zona aproximadamente retilínea existente entre o segmento convexo e o fundo do vale é denominada *side slope;* a parte central da cabeceira de drenagem ou qualquer outra área da encosta cujos contornos sejam côncavos é definida como *hollow* (Figura 11). Estes diferentes segmentos de encosta apresentam comportamentos hidrológicos distintos, refletindo na distribuição da umidade e da vegetação.

Figura 11 - Topografia de uma cabeceira de drenagem com a representação dos segmentos de encosta.

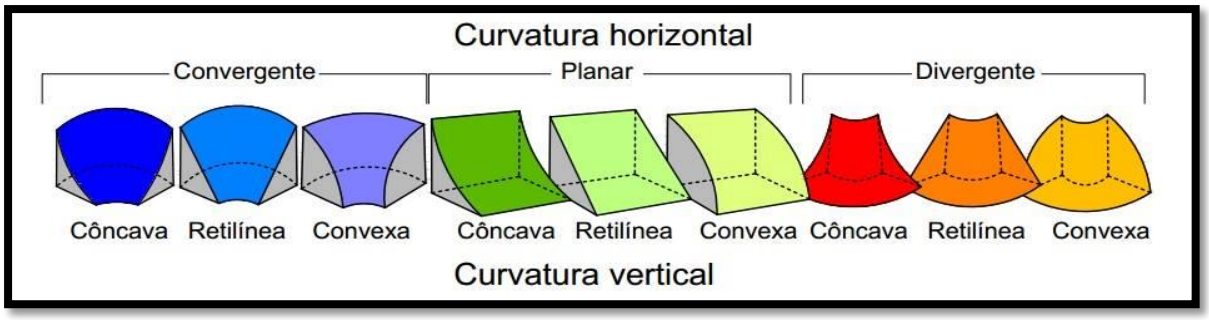



Fonte: Bragas et al. (2007), adaptado de Moura e Silva (1998).

Para Moura e Silva (1998), as depressões podem ser convexas e côncavas. As convexas correspondem aquelas em que não existe uma área de convergência central para o escoamento de água e sedimentos, enquanto as côncavas apresentam linhas de concentração de fluxo.

Moura; Peixoto; Silva (1991) destacam que a combinação dos três tipos de forma possíveis em planta e perfil de uma vertente (retilínea, côncava e convexa), resulta em nove geometrias básicas de encosta dentro da perspectiva tridimensional. As autoras citando Ruhe (1975) salientam que as formas côncavas em planta tendem à concentração dos fluxos formando canais de escoamento superficial, podendo gerar voçorocas e canais de primeira ordem. A Figura 12 exibe a combinação entre os diferentes perfis e planos de curvatura das vertentes.

Figura 12 - Forma das vertentes em perfil e plano de curvatura.




Elaboração: Leonardo Aguiar (2017).

Neste sentido, as cabeceiras de drenagem apresentam fundamental importância nos estudos hidrológicos e geomorfológicos, uma vez que interferem diretamente nos fluxos que escoam pela encosta, constituindo-se num elemento importante para os processos iniciais de incisões erosivas e geração de sedimentos que chegam aos cursos fluviais.

Os canais erosivos das cabeceiras de drenagem drenam através da rede principal de canais fluviais, integrando os processos de encostas com os processos fluviais (COELHO NETTO, 2003).

A água corrente, a gravidade e as mudanças de temperatura são as principais forças por trás dos processos que ocorrem nas vertentes. Na encosta a rocha firme

expostas aos elementos causadores do intemperismo sofre a transformação para regolito através dos processos químicos (HUGETT, 2007).

Como afirma Tricart (1983) para que se possa compreender a interação de tais processos, bem como a gênese e evolução das feições morfológicas, é necessário analisar a camada mais superficial da Terra. É neste contato entre a atmosfera e a litosfera que os processos geoquímicos e mecânicos agem sobre as rochas, originando a cobertura superficial.

O intemperismo é uma resposta das propriedades físicas, químicas e mineralógicas da rocha às condições ambientais existentes na superfície, resultando da interação entre a litosfera e a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera.

Para Thomas (1994, apud VITTE, 2001), o intemperismo químico constitui-se no processo pelo qual os agentes atmosféricos, hidrosféricos e biosféricos, agindo e reagindo com os minerais constituintes das rochas, produzem novas fases mineralógicas, relativamente mais estáveis. O processo se realiza por meio de trocas químicas, com a remoção dos componentes mais solúveis dos minerais e adição de hidroxilas, dióxido de carbono e oxigênio. A alteração ocorre em função do desequilíbrio termodinâmico entre as características dos minerais primários e as condições ambientais (MELFI; PEDRO, 1977, apud VITTE, 2001).

A susceptibilidade das rochas a alteração exógena depende de condições ambientais e das características da rocha matriz. A temperatura ambiente e o regime hidrológico são os principais fatores que determinam o efeito das condições ambientais, seguidas pelo relevo e os agentes biológicos (FRAZÃO, 2012).

Neste sentido, a que se considerar que os fatores controladores do intemperismo são: a precipitação média, a quantidade de $CO_2$ dissolvido na água que percola na rocha, o tempo de residência da água em contato com os minerais e a temperatura ambiente do intemperismo.

Na região tropical quente e úmida, o intemperismo atinge todos os minerais primários simultaneamente e constitui um manto de grande espessura que apresenta dois níveis correspondentes à camada superficial e ao perfil de intemperismo: o solum e o saprólito. Outro fato marcante na região tropical é que a neoformação é o processo dominante na constituição dos minerais secundários. (VITTE, 2001). Para o autor, as regiões de climas frio, temperado ou árido, a indisponibilidade ou de umidade ou de temperaturas elevadas acarreta a ausência do saprólito. Nessas regiões o intemperismo tende a ser diferencial e pouco

significativo, atingindo os minerais mais vulneráveis, sendo que os minerais secundários são herdados ou transformados.

Para diversos autores, a gênese do modelado do relevo em áreas de ocorrência de depressões fechadas, cabeceiras de drenagens com variadas geometrias e incisões erosivas podem estar ligadas a processos geoquímicos que são entendidos dentro dos princípios da etchplanação (COLTRINARI, 2011; UAGODA, 2006).

De acordo com a teoria da etchplanação, Büdel (1957) entende-se que a evolução do relevo ocorre devido a um “mecanismo de duplo front”. (i) superfície exumada de lavagem (washing surface); e (ii) superfície basal de intemperismo (leaching surface). A superfície de lavagem corresponde à superfície do modelado propriamente dita onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial (washing). Já a superfície basal de intemperismo é extremamente irregular e localiza-se em subsuperfície onde a rocha é lixiviada e a denudação química (leaching) predomina (SALGADO, 2007; SANTOS; SALGADO, 2010).

De acordo com Büdel (1982) as regiões tropicais com estabilidade tectônica e período chuvoso com duração de 6 a 9 meses se constituem como áreas ideais para a formação das superfícies de aplainamento (SALGADO, 2007). Em condições de temperaturas elevadas associadas a boas condições de umidade, o intemperismo químico é favorecido agindo de forma intensa e constante durante todo o ano, fato que permite a criação de um espesso manto de intemperismo.

Esse espesso manto de alteração tem por base a superfície basal irregular de intemperismo. Nessa superfície ocorrem o apodrecimento das rochas sãs e a perda de massa litosférica, graças à matéria que sai do sistema intemperizado em solução na água subterrânea (SALGADO, 2007).

No entanto, a principal contribuição da superfície basal de intemperismo aos aplainamentos reside na preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem. Esses processos são caracterizados pela erosão laminar, que, graças ao escoamento da água pluvial, erode e rebaixa as vertentes (SALGADO, 2007).

Vitte (2005) ressalta que na concepção de Büdel (1982) existe uma integração dialética entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial. Fica explícita a relação intrínseca entre morfogênese e pedogênese, uma vez que os processos de lixiviação e lessivagem promovem a disjunção nas ligações ferro-argila

instabilizando os horizontes superficiais e preparando-os para o processo erosivo nas encostas. A migração das argilas, oxihidróxidos de ferro e alumínio e ácidos orgânicos em profundidade intensificariam o aprofundamento do intemperismo.

Em zona morfoclimática subtropical úmida também é possível considerar a atuação dos mecanismos da etchplanação. Paisani; Pontelli; Andres (2008) relacionaram a presença de superfícies aplainadas no Planalto das Araucárias no Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina com fatores tectônicos associados à ação dos processos da etchplanação. Para os autores o fato de se registar em algumas superfícies espesso perfil de alteração em uma zona subtropical sugere que o intemperismo químico atuou por um longo tempo e que os processos erosivos tiveram menor expressão.

Rodrigues (2011) ao analisar um perfil de alteração com mais de 9 metros no município de Francisco Beltrão no estado do Paraná em uma das superfícies do Planalto estudadas por Paisani; Pontelli; Andres (2008), citado no parágrafo anterior, constata que o perfil apresenta transição difusa entre os horizontes, mostrando transformação vertical do horizonte B latossólico a partir do horizonte B nítico. O perfil encontra-se em avançado estágio de intemperismo, evoluindo de ferruginoso para ferralítico. A partir dessas constatações a autora sugere que o relevo da área está evoluindo de acordo com os mecanismos da etchplanação.

No Sudoeste do Rio Grande do Sul, Uagoda et al. (2003) e Fujimoto; Gonçalves; Zancanaro (2010) na busca pela origem dos processos de arenização relacionam as formas denudacionais em cabeceiras de drenagem com os pressupostos da etchplanação. Para os autores a perda de óxidos de ferro em superfície, devido remoção por escoamento superficial e/ou subsuperficial causa a desagregação das partículas, sua acomodação em consequência da retirada da matriz existente entre os grãos, originando os degraus de abatimento, que pode estar associado ao estágio inicial na formação de ravinas, as quais estão relacionadas ao processo de arenização.

Ávila et al. (2015), chega a conclusões semelhantes as apresentadas acima ao relacionar a coalescência de depressões fechadas com o avanço remontante de uma voçoroca em rocha sedimentar da Depressão Central do Estado. A gênese das feições doliniformes, encontra-se na baixa resistência do arenito frente à ação da água. A percolação da água, ao longo do arenito, daria origem a dutos pelo carreamento de partículas e/ou dissolução do cimento, provocando o colapso da

camada superficial de solo. Posteriormente o escoamento superficial promove a união das depressões expandindo o canal tronco da voçoroca.

O entendimento detalhado da cobertura superficial das depressões fechadas e cabeceiras de drenagens podem revelar quais os processos que atuaram e/ou atuam na gênese e evolução destas feições no contexto das vertentes.

Felizola e Boulet (1995) citado anteriormente, ao estudarem uma depressão fechada na Bacia do Taubaté-SP, com mais de 8,5 metros de profundidade, encontraram a partir de 6 metros de profundidade na borda oriental da depressão uma camada de turfa coberta por um horizonte orgânico de coloração acinzentada. A turfa e o horizonte orgânico foram datados indicando idades entre 13.130 a 16.850 AP, e 10.450 a 11.240 AP, respectivamente.

Xavier e Coelho Netto (2008) ao realizarem o levantamento pedológico em uma depressão fechada no Vale do Rio Paraíba do Sul-RJ, relatam a ocorrência de Latossolo Vermelho-Amarelo bastante profundo na borda superior da depressão. Em direção ao fundo da depressão observa-se a transformação lateral do Latossolo em Gleissolo, sob condições de hidromorfismo. De acordo com os autores, a cobertura latossólica parece ser anterior à formação da depressão, já que não há evidências de rupturas de declive nem de truncamentos erosivos, fato que indica a possibilidade de subsidência geoquímica. A datação absoluta por carbono 14 de uma amostra localizada a 80 centímetros de profundidade em uma camada rica em matéria orgânica localizada no fundo da depressão indica que essa camada foi depositada a 2.400 anos.

As mudanças climáticas ocorridas no Quaternário recente imprimem padrões de dissecação característicos às cabeceiras de drenagens como resultado de reajustamentos na produção e transporte de sedimentos.

Paisani, et al. (2013), ao relacionar vales de cabeceiras com a transição Pleistoceno/Holoceno no Planalto das Araucárias, concluí que a mudança na energia dos processos erosivos nas encostas, de baixa para alta, foi abrupta promovendo a colmatação do fundo de vale, originado uma morfologia de rampa de colúvios. A mudança para um regime mais restrito de umidade no ambiente foi suficiente para promover a morfogênese associada a eventos de alta energia erosiva. Moura; Peixoto; Silva (1991) ressaltam a sensibilidade das cabeceiras em anfiteatro em reproduzir em subsuperfície, a natureza dos processos que operam em sua evolução.

Oliveira; Behling; Pessenda (2008), ao analisarem os sedimentos de cabeceiras de vale em Santa Catarina, apontam que no Holoceno Médio, o predomínio de registro sedimentar relacionado com o escoamento superficial sugere regime paleohidrológico no qual a precipitacão tenderia a suplantar a evaporacão, conferindo uma situacão paleohidrológica baseada em períodos alternados de pedogênese e sedimentacão.

Aparecida et al (2011), ao analisar as características das formações superficiais de uma cabeceira de drenagem em substrato vulcânico no Planalto das Araucarias, aponta que a distribuição lateral dos horizontes na topossequência indicam uma evolução pedogenética autóctone. O material teria sido gerado *in situ* pela alteração do substrato rochoso, através da ação pedogeoquímica na elaboração dos horizontes e movimentação de material ao longo do perfil.

Para avaliar o intemperismo diferencial no interior de concavidades, Xavier (2004) propõem verificar a variação em profundidade da razão Quartzo/Feldspato (Q/F%) em frações granulométricas de 0,5 mm a 0,125 mm. Em estágio mais avançado de intemperismo a razão Q/F tende a aumentar já que as maiores perdas de feldspato estão nos solos superficiais.

Em áreas fraturadas o intemperismo tende a ser mais efetivo, seja pela percolação vertical da água ou pela flutuação do lençol freático contribuindo para a exportação de minerais em solução.

Vitte (2001) propõem que a evolução das formas de relevo em Juquiá - SP foi condicionada por processos de etchplanação, através da alteração química em áreas de intenso faturamento.

Segundo Thomas (1994a, p. 292, apud VITTE, 2005) as principais evidências do abaixamento das paisagens, são as seguintes: 1) acúmulo de ferro, níquel e outros minerais pesados no perfil de intemperismo; 2) acúmulo de seixos nos interflúvios e nas altas vertentes; 3) abaixamento não-abrasivo do fundo dos vales fluviais por *ecthing* e perda de finos e solutos pela drenagem; 4) ferrólise das argilas em ambiente hidromórfico com formação de areias brancas e 5) dissolução das rochas e formação de depressões cársticas em terreno cristalinos.

# 4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O presente trabalho busca compreender a gênese e evolução de formas geomorfológicas com topografia deprimidas no Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul, mais especificamente na Bacia hidrográfica do Rio Guassupi. Estas feições se estabelecem na paisagem como cabeceiras de drenagens e depressões fechadas com diferentes morfologias e constituem-se como áreas de nascentes.

Neste sentido, o delineamento da pesquisa se dá através da investigação dos diferentes elementos que, em conjunto expressam relações entre si e contribuem para a gênese e evolução destas feições.

Para cumprir os objetivos propostos a tese, o encaminhamento metodológico adotado baseia na proposta estabelecida por Ab'Saber (1969), na qual a análise e individualização metodológica para o estudo do relevo está estruturada em três níveis de investigação.

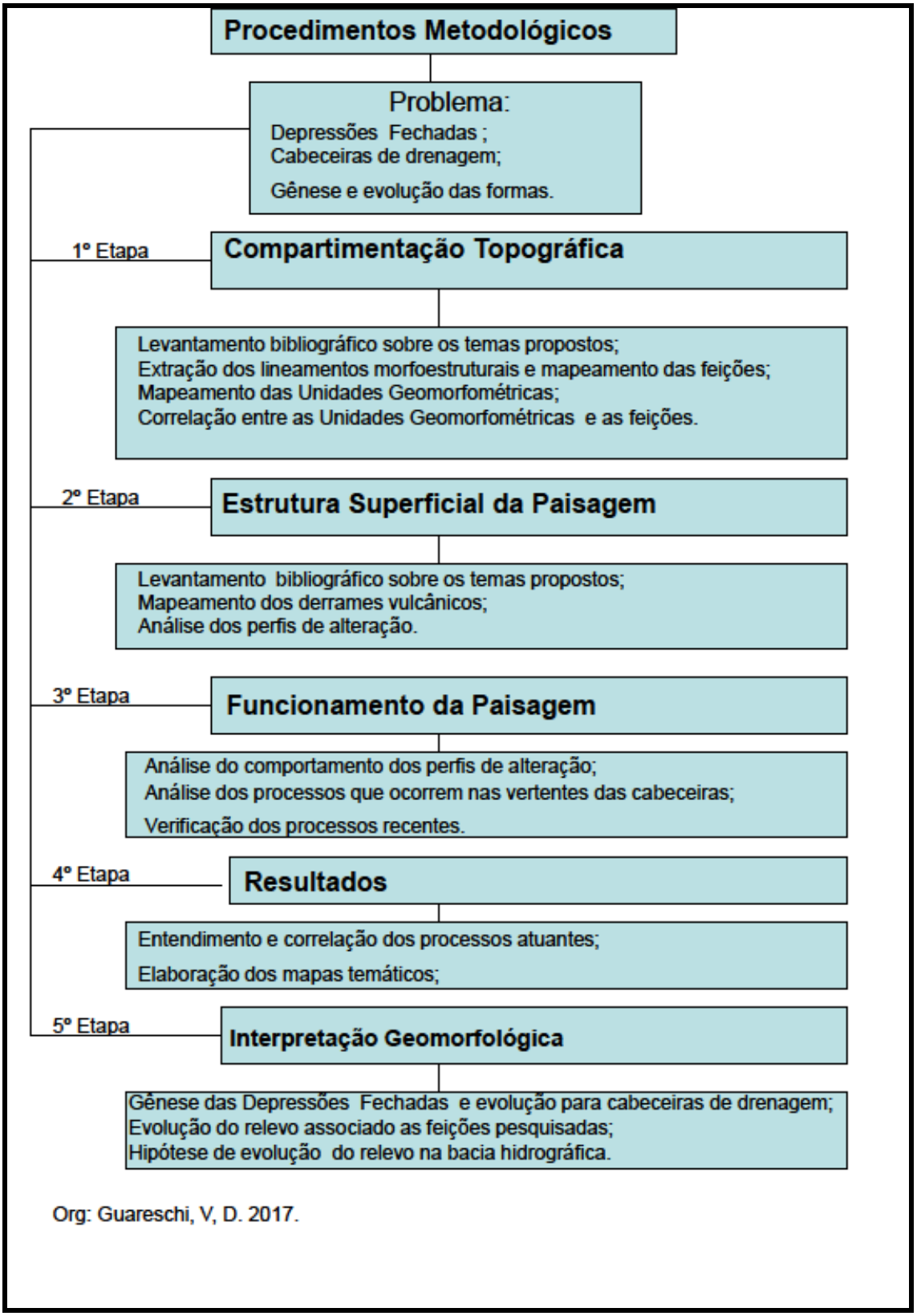
O primeiro nível de tratamento corresponde a "compartimentação do relevo" com descrição precisa e caracterização das formas. Esse nível trata da identificação de unidades geomorfológicas, de modo que seja possível agrupar formas de relevo semelhantes e relacioná-las com sua natureza genética.

O segundo nível relaciona-se a "estrutura superficial da paisagem". Este nível busca-se extrair informações sobre geologia, geomorfologia e pedologia, a fim de realizar uma interpretação genética e cronológica das formas de relevo.

O terceiro e último nível compreende a "fisiologia da paisagem" que está vinculada a sua dinâmica atual. Para entender o funcionamento da paisagem, trabalha-se com informações referente ao comportamento dos elementos do clima, comportamento dos solos e manto de alteração frente à ação da água, bem como o efeito da ação antrópica no terreno (AB' SABER, 1969). A Figura 13 ilustra as etapas metodológicas percorridas para cumprir os objetivos.

Dessa forma, a elaboração das Unidades Geomorfométricas e a correlação com as Depressões Fechadas e Cabeceiras de Drenagem atende o primeiro nível de análise, vinculada a compartimentação topográfica. Os segundo e terceiro níveis, referentes às estruturas superficiais e à fisiologia da paisagem, foram atingidos por meio de levantamentos de campo e das análises laboratoriais.

Figura 13 - Roteiro metodológico.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

## 4.1 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS

A pesquisa foi desenvolvida em três etapas. A primeira compreende as atividades de gabinete, a segunda os trabalhos de campo e a terceira constituiu-se nas atividades de laboratório.

a) Atividades de Gabinete

O ponto de partida para a elaboração da pesquisa foi à organização do referencial teórico sobre os seguintes temas: A Bacia Sedimentar do Paraná, a Formação Serra Geral, o Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul, a evolução do relevo, a gênese e evolução de depressões fechadas e cabeceiras de drenagem. Vale ressaltar que está etapa ocorreu ao longo de todo o desenvolvimento da pesquisa.

O mapeamento das feições foi realizado com base em imagens de satélite do Google Earth Pro. A vetorização das feições foi realizada diretamente sobre a imagem de satélite no monitor do computador e consistiu em delimitar as feições pelo traçado de seus perímetros. Posteriormente o arquivo foi exportado para software *ArcGis 10,* módulo *ArcMap* para a extração dos valores de área, e índice de circularidade que serão apresentados no momento oportuno. Ao final da tarefa, chegou-se ao total de 3855 feições delimitadas na bacia do rio Guassupi.

Pela análise visual das propriedades morfológicas como distribuição na bacia hidrográfica, tamanho, entalhamento da concavidade, abertas ou fechadas, e circulares ou alongadas, as feições foram separadas em quatro conjuntos que melhor resumem suas características fisionômicas e morfológicas recebendo uma denominação.

As feições que pertencem ao primeiro conjunto foram denominadas de Depressões Fechadas, devido a posição ocupada no terreno e a inexistência de um canal hidrográfico visível nas imagens de satélite que drenasse a água da depressão para a jusante. No segundo conjunto estão inseridas as Cabeceiras em Divisor, dada a sua relação direta com o ponto de origem das drenagens. O terceiro conjunto foi denominado de Concavidades Alongadas devido a aparência de um curso d’água bastante raso que esta feição apresenta na paisagem. O último conjunto compreende as áreas rebaixadas, que foram denominadas de Depressão em Fundo

de Vale, pela grande amplitude das vertentes e pelo fundo chato apresentado pela feição.

Para o entendimento da gênese e evolução das feições fez-se necessário conhecer os atributos do relevo onde estas formas estão inseridas. Para isso, foi realizado o mapeamento geomorfométrico da área de estudo.

O mapa de unidades geomorfométricas tem a finalidade de agrupar áreas que apresentam parâmetros morfométricos semelhantes. Dessa forma, torna-se possível relacionar a ocorrência das feições com a forma da vertente (perfil e plano de curvatura) a declividade e a altimetria. Para a confecção deste mapa, utilizou-se uma proposta de mapeamento automatizado apresentado por Silveira; Silveira (2013), a partir dos preceitos de Iwahashi e Pike (2007) e adotada por Guadagnin; Trentin (2014), na bacia hidrográfica do Arroio Caverá.

A classificação é realizada através do cruzamento de informações e atributos topográficos gerados por meio de um SIG (*ArcGis* 10) e hierarquizados através de uma árvore de decisão baseada em valores pré-definidos, em uma matriz de sobreposição, que levam em conta os conhecimentos da área. Foram empregados quatro atributos topográficos: altimetria, declividade, perfil de curvatura e plano de curvatura das vertentes.

Os atributos topográficos foram gerados a partir de imagem do radar orbital da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com resolução de 30 metros, sob a qual foram geradas curvas de nível de equidistância de 10 metros, para a elaboração do modelo digital do terreno (MDT). Essas informações permitem analisar as variações da amplitude altimétrica da área de estudo. Na bacia hidrográfica do rio Guassupi, as amplitudes foram consideradas em função da distribuição do histograma de frequência, no qual foi considerada a média geral das altimetrias que correspondem a 410 metros. A opção por este valor como limite corresponde também pelo fato de sua proximidade com a situação de quebra natural do relevo condicionada pela transição entre rochas básicas e ácidas que ocorre em torno de 400 metros.

A partir do modelo digital do terreno foram geradas as demais informações necessárias para a classificação das unidades geomorfométricas. A declividade foi discretizada em duas classes cujo limite é 5%. Este parâmetro pode fornecer evidências dos processos que atuam na vertente, uma vez que em situação de alta declividade os processos denudacionais são mais atuantes, enquanto que a

situação de baixa declividade favorece a condição de água parada, privilegiando a atuação dos processos geoquímicos.

As vertentes representam superfícies tridimensionais e por isso podem ser classificadas de acordo com a sua curvatura em plano (horizontal) e em perfil (vertical). A curvatura horizontal refere-se ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno, quando analisado em projeção horizontal. Essa variável está relacionada à intensidade dos processos de água, minerais e matéria orgânica no solo através da superfície, causados pela gravidade.

A curvatura vertical refere-se à forma côncavo/convexo do terreno, quando analisado em perfil. Os estudos de compartimentação topográfica apontam a curvatura vertical das vertentes como uma das variáveis de alto poder de identificação de unidades homogêneas de relevo (VALERIANO, 2008). A curvatura horizontal e vertical desempenha papel importante sobre o balanço hídrico e o equilíbrio entre os processos de pedogênese e morfogênese (Valeriano, 2008). Ambas as curvaturas foram obtidas a partir do MDT.

O perfil das vertentes, em ambiente SIG, é analisado de acordo com seu valor de curvatura (histograma de frequência) e teoricamente, vertentes retilíneas têm valor de curvatura nulo, vertentes côncavas têm positivos e convexas têm curvatura negativa (VALERIANO, 2003). Porém, vertentes com valores nulos são muito raras na natureza, assim muito pouco do que se julga retilíneo apresenta valor de curvatura realmente nulo, mas sim valores pertencentes a um intervalo de tolerância na vizinhança desse valor (GUADAGNIN; TRENTIN, 2014).

Da mesma forma, a classificação do plano das vertentes é analisada de acordo com o seu histograma de frequência que indica o valor da referida curvatura. Semelhante ao perfil, os valores nulos correspondem à inexistência de curvatura em vertentes planas, já os valores positivos representam curvatura divergente e os valores negativos correspondem à curvatura convergente.

Conforme recomendam Guadagnin; Trentin (2014) optou-se pela classificação das curvaturas das vertentes em duas classes: quanto ao perfil em côncavas e convexas e quanto ao plano em convergentes e divergentes. A Tabela 1 ilustra a classificação.

Tabela 1 - Informações básicas utilizadas para a determinação das unidades geomorfométricas.

| Altitude | Declividade | Perfil | Plano |
|---|---|---|---|
| 1 - <140m | 1 - <5% | 1 - Convexo | 1 - Convergente |
| 2 - >140m | 2 - >5% | 2 - Côncavo | 2 - Divergente |

Fonte: Guadagnin e Trentin (2014).

A partir da combinação dessas informações foram obtidas doze unidades geomorfométricas, que posteriormente foram reagrupadas em seis unidades, de acordo com a incidência e distribuição na bacia.

Assim, as feições com as diferentes propriedades morfológicas foram plotadas sobre as unidades geomorfométricas para dar subsídios as análises e relações entre cada conjunto de feições e as formas de relevo nas quais estão inseridas.

Partindo do pressuposto de que as feições se desenvolvem associadas aos lineamentos morfoestruturais (falhas e fraturas), foi adotada uma rotina de trabalho voltada para extração dos lineamentos estruturais do tipo 2 (STRIEDER; AMARO, 1997), para posterior correlação com a distribuição das feições. De acordo com os autores, os lineamentos do tipo 2 são normalmente associados com estruturas disjuntivas, e expressam principalmente características geomorfológicas negativas. As zonas de fratura são caminhos para o fluxo de água meteórica, que promove a corrosão das rochas dando origem às características geomorfológicas negativas controladoras dos padrões de drenagem. Os lineamentos do tipo 2 são estruturas retilíneas ou levemente curvilínea com localização espacial bem definida, apresentando orientação azimutal e comprimento.

A extração dos lineamentos seguiu a metodologia proposta por (STRIEDER; AMARO, 1997), realizada a partir de imagens de satélite do Google Earth Pro. Foi delimitado um quadrado útil dentro da área de estudo com escala suficiente para uma boa visualização da rede de drenagem para posterior impressão da imagem.

Manualmente foram traçados os lineamentos morfo-estruturais em uma lâmina de projeção transparente, com direções pré-definidas. As orientações foram determinadas arbitrariamente e divididas em quatro direções (N-S; E-W; NE-SW; NO-SE), de modo que cada direção fosse extraída em uma lâmina em separado. O

próximo passo foi o cruzamento das lâminas com as diferentes direções para compor um único arquivo analógico com as estruturas mais longas. Ao final do processo foi realizada a vetorização e georreferenciamento dos lineamentos em ambiente virtual, utilizando o *software* ArcGis 10*,* módulo *ArcMap*. Paralelamente realizou-se a vetorização dos lineamentos de menor extensão diretamente no monitor sobre a imagem do Google Earth Pro, em escala mais detalhada, a fim deixar o procedimento de extração mais completo. Este arquivo digital foi importado para o *ArcGis 10* e integrado ao banco da dados. Ao final do processo de extração obteve-se um total de 3851 lineamentos estruturais para a bacia do rio Guassupi.

Os procedimentos referentes à estatística vetorial dos lineamentos contou com o auxílio do professor Adelir Strieder. Determinou-se que os lineamentos seriam classificados em 11 grupos, que são: N-S; NNE; NE1; NE2; NE3; NE4; NE5; E-W; ESE; SE; SSE.

Devido a grande frequência de lineamentos de direção NE, este grupo foi dividido em cinco subgrupos. No *software* ArcGis 10 os lineamentos foram separados nos respectivos grupos, que permitiu a obtenção dos valores referentes aos valores azimutais e comprimentos. Assim é possível identificar cada lineamento e obter os valores referidos acima.

Com as informações referentes aos azimutes de cada lineamento, foi gerado o diagrama de rosetas no *software Stereonet 8* , que permite verificar as orientações predominantes dos lineamentos na bacia hidrográfica.

A extração e o tratamento estatístico dos lineamentos têm por finalidade fornecer subsídios para que se verifique a associação das morfoestruturas com as depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem. O objetivo é determinar quais grupos de lineamentos exercem maior influência no estabelecimento das feições.

Para isso, foi executada uma tarefa posterior, que consistiu na extração da direção dos eixos principais de cada feição, traçado diretamente sobre o perímetro das formas geomorfológicas. Destaca-se que a direção do eixo principal é representada pelo sentido de maior alongamento da feição. Posteriormente a extração, os eixos foram enquadrados nos grupos de lineamentos já pré-estabelecidos, conforme citado acima.

Dessa forma, foi possível comparar as direções dos lineamentos com as orientações dos eixos principais das feições procurando estabelecer uma relação entre ambos.

Para verificar a relação entre o cruzamento de fraturas, foi confeccionada a matriz de pares dos eixos maiores ou principais com os eixos menores, elaborada a partir da contagem do número de lineamentos que se cruzam, com registro de seus azimutes. Vale ressaltar que esta tarefa foi executada com os eixos maiores e menores extraídos das feições.

Para verificar a relação entre a litologia e o estabelecimento das feições, foi realizado o mapeamento dos derrames vulcânicos, tarefa que será detalhada na etapa referente ao trabalho de campo. Os resultados da distribuição e sequência dos derrames com relação as cotas altimétrica, permitiu que fosse confeccionado um perfil geológico esquemático da área da bacia hidrográfica, que serviu de base para a confecção do mapa geológico permitindo especializar a distribuição das feições de acordo com a litologia. A partir dessa tarefa, foi possível verificar a espacialização das feições na bacia hidrográfica de acordo com a litologia.

A definição do Pitting Index foi utilizada com a finalidade de estimar em qual litologia, se nas rochas ácidas ou básicas, as feições são mais presentes. O cálculo para este índice consiste na relação entre a área total estudada e a soma das áreas individuais das feições (MORAIS; SORIANO, 2017). Sendo obtido pela seguinte fórmula: Pindex = A/a.

Onde:
A= Área total da bacia hidrográfica, e;
a = soma das áreas de cada uma das feições.

Juntamente com o *Pitting Index* foram determinadas as áreas das feições para verificar em qual litologia as formas apresentam maior desenvolvimento.

Outro índice aplicado que permite verificar o desenvolvimento e evolução das feições é o Índice de Circularidade. A metodologia utilizada para determinar este índice estabelece que quanto mais próximo de 1,0 for o índice de circularidade, mais próxima de um círculo perfeito será a feição. Este índice expressa o controle das estruturas geológicas (lineamentos) sobre a forma das feições (PAISANI, PONTELLI E GEREMIA, 2006; MORAIS; SORIANO, 2017).

Partindo-se da hipótese que as cabeceiras de drenagem desenvolvem-se a partir da evolução das depressões fechadas controlada por linhas de fraturas, o índice de circularidade seria uma maneira de averiguar com maior precisão o grau

de evolução das depressões, ou seja, quanto maior o índice, mais próximas do estágio inicial de evolução estariam as feições.

O índice de circularidade é muito utilizado na definição da forma de bacias hidrográficas de ordens hierárquicas superiores (CHRISTOFOLETTI, 1969). A equação para determinar o índice é: IC = A\Ac.

Onde IC = índice de circularidade;

A = área da cabeceira de drenagem, e;

Ac = área de um círculo com mesmo perímetro da cabeceira de drenagem.

O índice de circularidade das feições foi calculado diretamente no Software *ArcGis 10.*

b) Atividades de campo

Inicialmente os trabalhos de campo tiveram como objetivo a realização de observações prévias da paisagem, bem como o levantamento de informações sobre a as feições pesquisadas, as cotas altimétricas que ocorrem, posição e forma da vertente e morfologia.

As atividades de campo também foram direcionadas para o levantamento de pontos de observação dentro da bacia hidrográfica, localizados em cortes de estradas; depressões fechadas, cabeceiras de drenagem, zonas de afloramento rochoso e cursos d’água.

O mapeamento dos derrames consistiu na busca de evidências de contato entre diferentes níveis de derrames vulcânicos que mostram a presença de zonas amigdalares, brechas vulcânicas, disjunções horizontais além das direções de fraturas. Estes pontos de interesse obtiveram sua coordenada geográfica e cota altimétrica registradas, bem como nos afloramentos rochosos foi medida a direção das fraturas e inclinação das camadas, conforme ilustra a Figura 14. Para a realização desta tarefa contou-se com o uso de *GPS* de navegação modelo E TREX 20, bússola geológica e câmera fotográfica.

Figura 14 - Medição da orientação das fraturas no afloramento rochoso.

Fonte: Trabalho de campo.

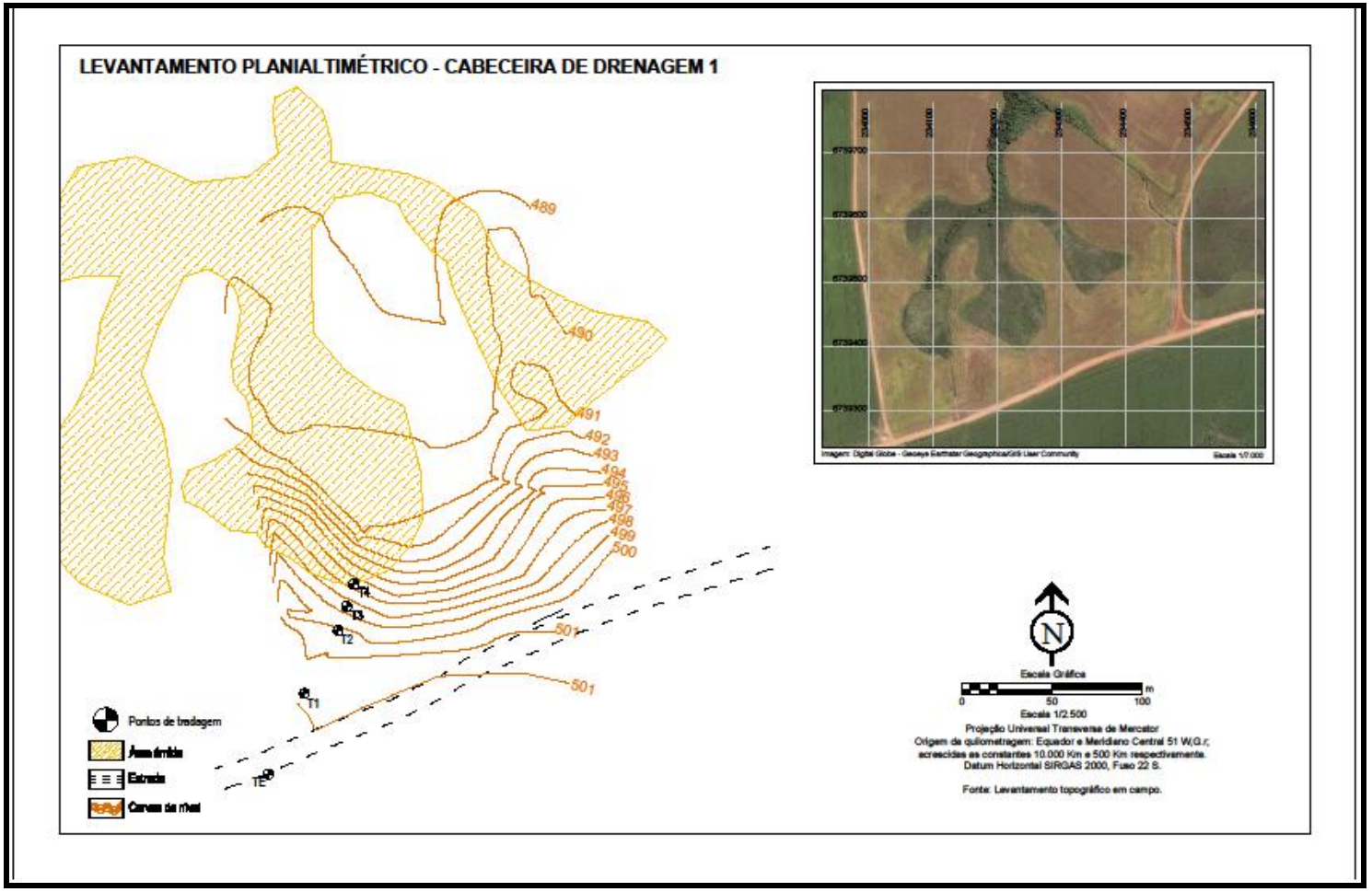
Procurando compreender a relação entre os horizontes pedológicos, denominados nesta tese de sequência, e a evolução geomorfológica e geológica da paisagem foram escolhidas para esta investigação três vertentes de cabeceiras de drenagem localizadas na Zona Vesicular Brechada, no material que recobre o último derrame ácido (A2) no topo do Planalto. Optou-se por realizar a investigação nas vertentes destas cabeceiras por acreditar-se que em virtude de serem pontos da bacia que concentram as maiores cotas altimétricas, se trata de uma faixa onde os processos de evolução das depressões fechadas para cabeceiras de drenagem tem início.

Em cada uma das vertentes das cabeceiras (1; 2 e 3) foi realizado o levantamento planialtimétrico de detalhe utilizando uma Estação total modelo (CST/Berger 302R) o que permitiu que fossem geradas curvas de nível com equidistância de 1 metro.

Em cada vertente os pontos de amostragem foram locados no topo, meia encosta e base próxima a área alagada. Esta tarefa contou com o auxílio do GPS de navegação.

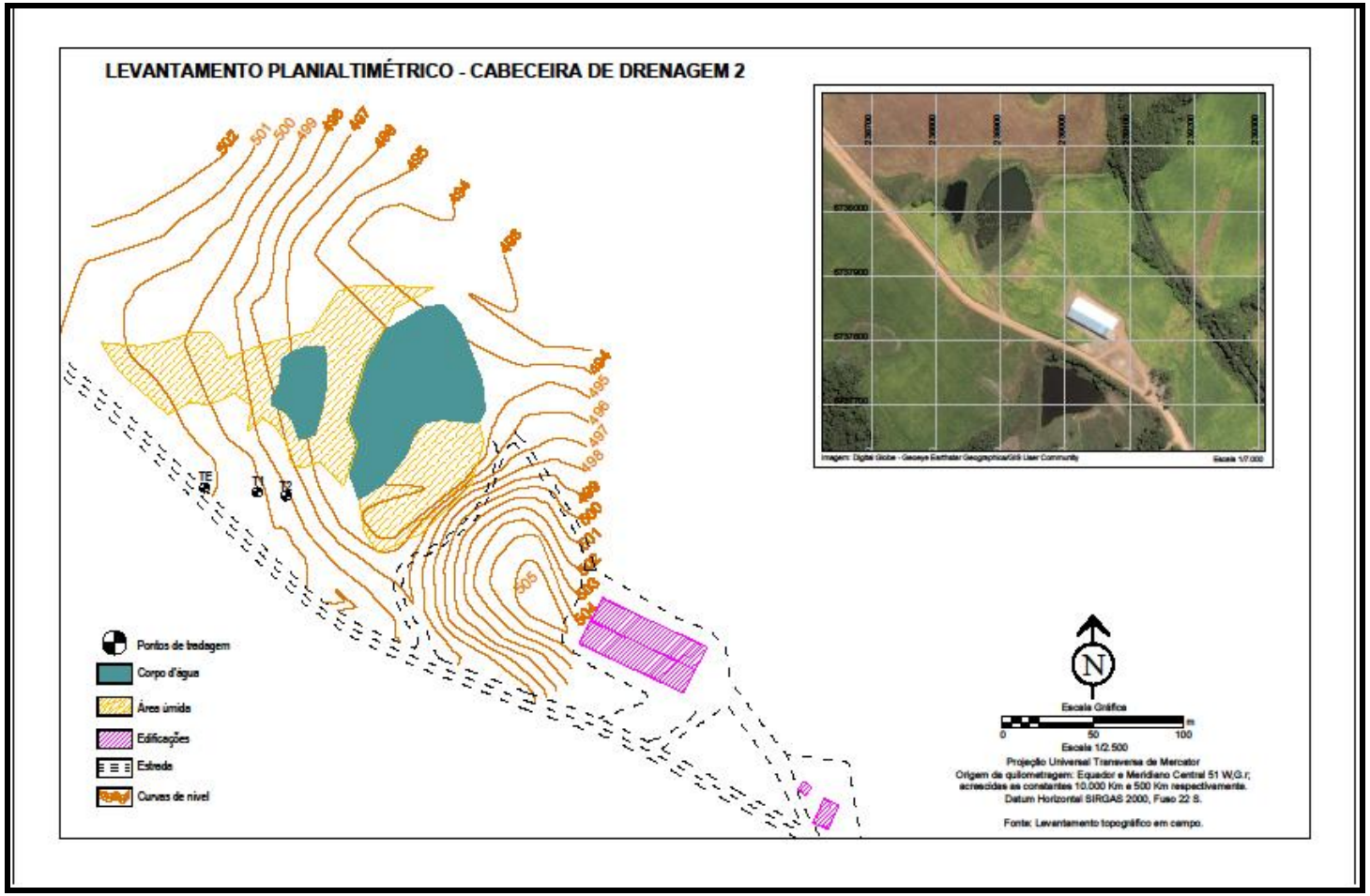
Assim, na vertente pertencente a Cabeceira 1, foram realizados 5 pontos de amostragem, na Cabeceira 2 foram 3 pontos e na Cabeceira 3 foram dois pontos de amostragem, conforme mostram as Figuras 15, 16 e 17.

Figura 15 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 1 com os pontos de tradagem.



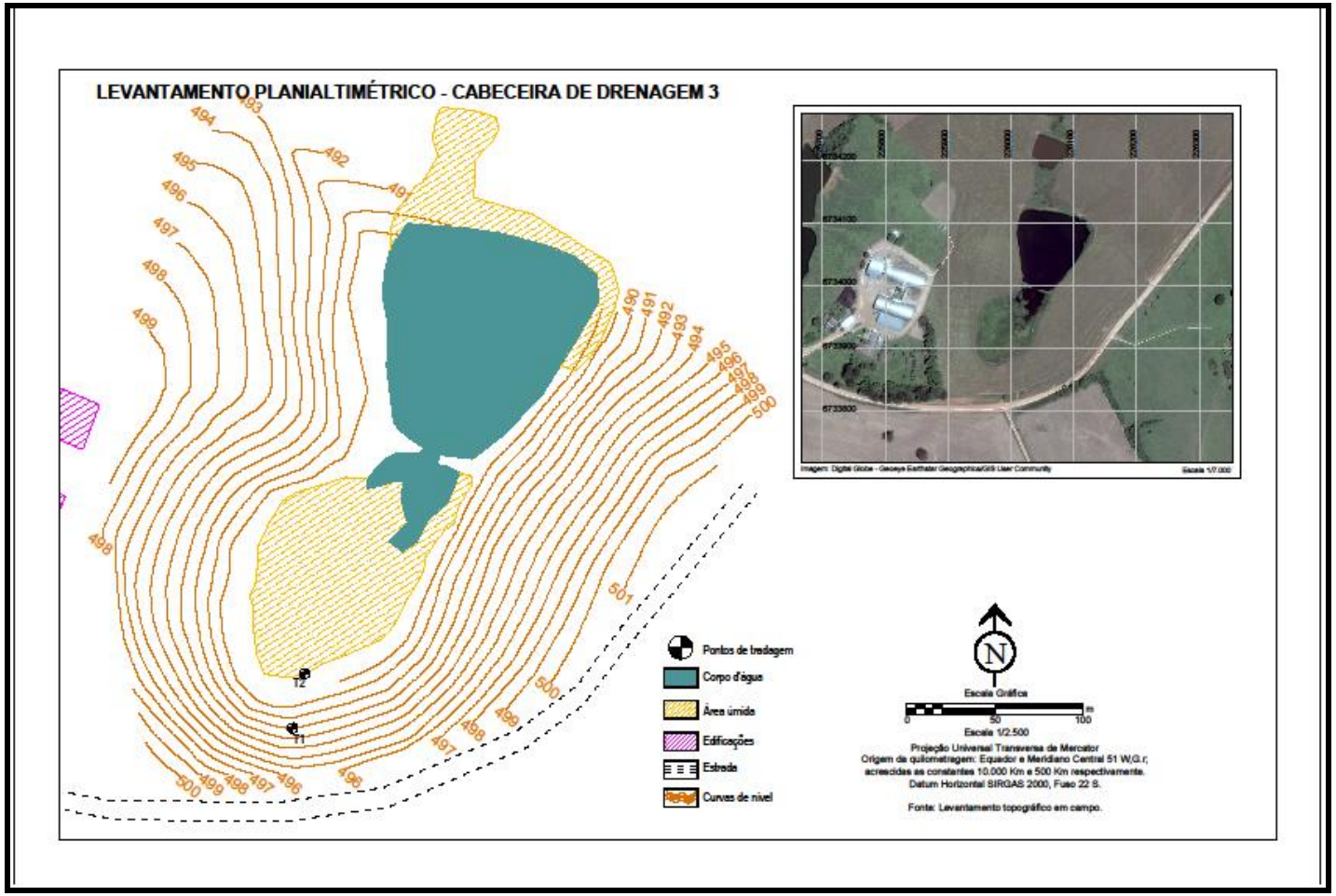

Fonte: Trabalho de campo.
Elaboração: Leonardo Aguiar.

Figura 16 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 2 com os pontos de tradagem.




Fonte: Trabalho de campo.
Elaboração: Leonardo Aguiar.

Figura 17 - Levantamento planialtimétrico da Cabeceira 3 com os pontos de tradagem.

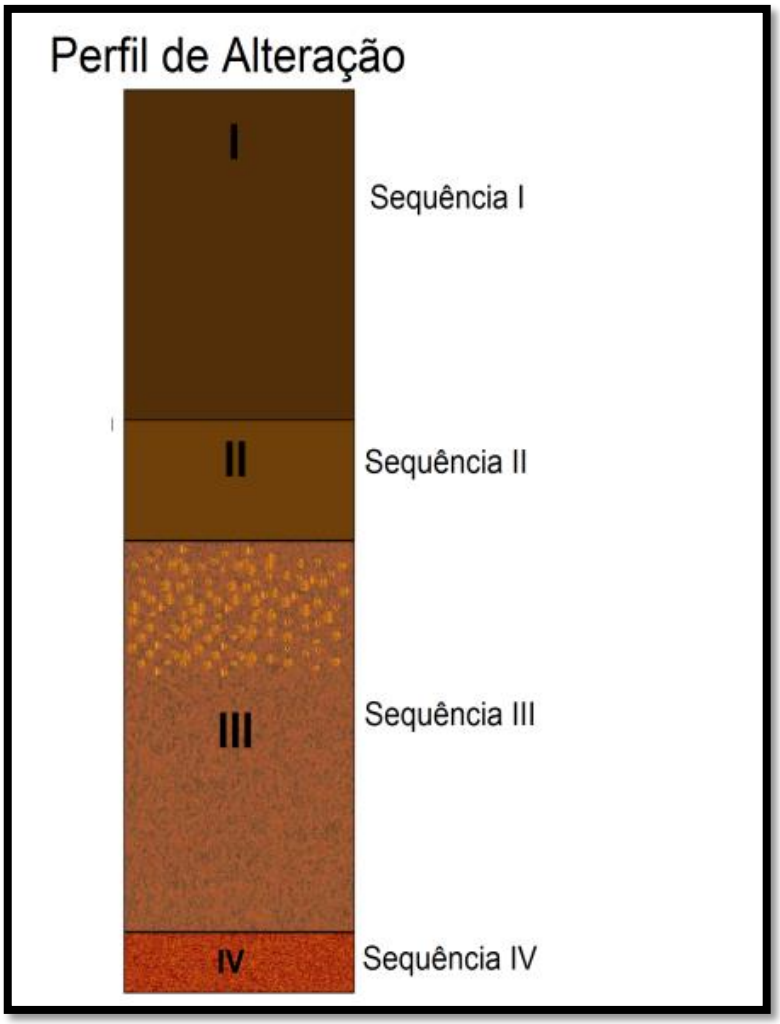



Fonte: Trabalho de campo.
Elaboração: Leonardo Aguiar.

É importante destacar que como o objetivo desta investigação consistiu em buscar informações sobre a organização do manto de alteração e sua geometria na vertente, não houve a classificação dos horizontes do solo, estes foram designados de sequência, de acordo com a semelhança morfológica, cor, textura, e posição no perfil de alteração, como proposto por Pastore; Fontes (2012).

Assim, as informações referentes aos perfis de uma mesma vertente foram organizadas de modo que cada sequência correspondesse à mesma posição no perfil e mostrasse características morfológicas semelhantes, conforme ilustra a Figura 18.

Figura 18 - Perfil de alteração hipotético com organização das diferentes sequências.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Paralelamente a realização das tradagens, os materiais dos perfis de alteração foram coletados e embalados para o transporte até o laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal de Santa Maria para a determinação das frações granulométricas.

c) Atividades de Laboratório

A atividade de laboratório buscou informações que serviram de subsídios para o entendimento dos processos pedogenéticos/morfogenéticos que conduzem a evolução das feições pesquisadas.

Neste sentido foram executadas análise granulométricas nos materiais coletados em cada um dos perfis de alteração avaliados nas três cabeceiras de drenagem.

De acordo com a EMBRAPA (2006) a análise granulométrica poder ser utilizada como indicativo do estágio de intemperismo do solo além de indicar a movimentação de argila no sentido vertical do perfil.

A metodologia utilizada para a análise granulométrica é baseada em Suguio (1973) e adaptada com base na norma ABNT NBR 7181/84. Segundo o autor, a metodologia combina métodos de análises, de maneira que os grosseiros sejam geralmente peneirados e os mais finos separados geralmente pelos diversos processos baseados na lei de Stokes.

Por conveniências práticas usa-se como limite das frações grossa e fina a granulação 1/16 mm (0,062 mm). Esta granulação corresponde ao extremo inferior (areia muito fina) de granulação para as diferentes classes de areias na classificação de Wentworth (AITA, 2016). Além disso, esta granulação está próxima do limite de aplicabilidade da lei de Stokes. Os valores granulométricos superiores a 2 mm neste trabalho serão considerados como material grosseiro.

Dentre os métodos de sedimentação, que são baseados na lei de Stokes, esta metodologia utilizou o método indireto de separação por pipetagem. Este método é baseado nas mudanças de concentração de partículas em uma suspensão originalmente uniforme, pela tomada de várias amostras com uma pipeta (em intervalos de tempo definidos), em profundidade que corresponde à do material que acabara de sedimentar naquele momento.

Uma vez encerradas as amostragens por pipetagem, o material em suspenção é lavado em peneira 0,062 mm, secado e peneirado. Para executar o

peneiramento dispomos de peneiras de 8 polegadas de diâmetro de armação com 1 ou 2 polegadas de altura, possuindo telas com malhas padronizadas, que geralmente podem ser combinadas seguindo uma determinada escala granulométrica (por exemplo, a escala de Wentworth).

A classificação granulométrica foi utilizada para a elaboração do perfil de alteração da vertente procurando compreender a sua evolução geomorfológica e também como uma forma de avaliar o estágio de intemperismo através da relação silte/argila. Com os resultados das análises granulométricas, determinou-se a relação silte/argila para cada sequência em todos os perfis de alteração avaliados.

Segundo Ávila; Carvalho (2012), solos de textura média que apresentam valores da relação silte/argila na maior parte do horizonte B inferior a 0,7, e nos solos de textura argilosa ou muito argilosa que têm esse valor inferior a 0,6, indicam tratar-se de solos com alto grau de intemperismo. Vale ressaltar que as classes de textura dos materiais pertencentes a cada uma das sequências foram determinadas com base no triângulo textural (STRECK, et al. 2008).

Nesse sentido, com as análises de laboratório, a partir das amostras coletadas em campo possibilitaram determinar o grau de intemperismo a fim de que se pudesse compreender melhor o comportamento do material de alteração na vertente e sua relação com a gênese e evolução das depressões fechadas e cabeceiras de drenagens na área de estudo.

A relação dos dados obtidos na etapa de gabinete, campo e laboratório foram correlacionadas em diferentes etapas desta pesquisa buscando compreender a evolução destas feições

# 5 A DISTRIBUIÇÃO DAS FEIÇÕES E SEUS CONDICIONANTES

## 5.1 AS FEIÇÕES NA PAISAGEM

O Planalto das Araucárias no Rio Grande do Sul é cenário para o desenrolar de uma série de processos geomorfológicos que resultam na formação de um número notável de feições circulares ou semicirculares formando uma área deprimida topograficamente que abriga um núcleo de umidade. Estas feições assumem uma variedade muito ampla de morfologias, se apresentando na paisagem como concavidades fechadas e circulares, outras rasas quase fechadas com formato arredondado, ou alongado, algumas mostrando ramificações, outras mais extensas e entalhadas com forma circular em anfiteatro. É comum que as menores e mais circulares formem pequenas lagoas que extravasam o excesso de água para o canal hidrográfico a jusante quando ocorre grandes volumes de precipitação.

Embora as depressões apresentem um grau de heterogeneidade elevado com relação às propriedades morfológicas citadas acima, é possível classificá-las em e diferentes grupos conforme as características observadas em campo e em imagens de satélite.

Neste sentido, incialmente as feições foram classificadas de acordo sua distribuição na bacia hidrográfica, tamanho, entalhamento da concavidade, abertas ou fechadas, e circulares ou alongadas. A partir de uma análise de campo aliada a observação nas imagens de satélite para verificar estas propriedades, as feições foram individualizadas em quatro conjuntos que expressam de maneira geral suas características.

O primeiro conjunto de feições identificadas na bacia refere-se às áreas que apresentam topografia rebaixada em relação ao entorno. Possuem formato circular ou elíptico e são desconectadas da rede de drenagem, estando situadas em divisores que apresentam topos planos. A maioria dessas feições apresenta um pequeno espelho d’água no interior, sendo raros os casos que armazenam grandes volumes de água.

O segundo conjunto compreende as feições que estão localizadas próximas dos divisores, nas maiores altitudes da bacia, apresentando formas mais ou menos circulares, algumas rasas, outras profundas, com a grande maioria mostrando

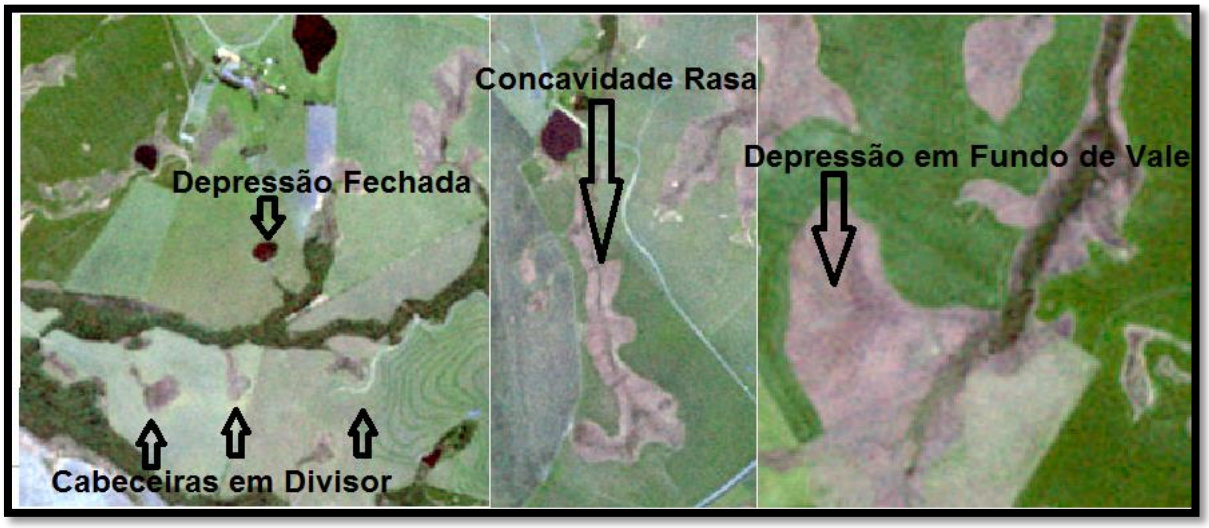
declividade elevada. Essas feições estão diretamente conectadas aos cursos d’água constituindo-se em cabeceiras de drenagem que devido às altitudes onde estão estabelecidas originam as nascentes dos principais rios da bacia hidrográfica.

Outro conjunto de feições identificadas na bacia são as concavidades alongadas, que tem aparência de diversos semicírculos encadeados, sendo na maioria dos casos rasa, com pequena declividade de suas vertentes, se estendendo na paisagem por dezenas a centenas de metros de extensão até desembocar em um curso d’água com maior envergadura. Apresenta grande extensão longitudinal encaixada em um pequeno canal hidrográfico levemente rebaixado em relação a seus divisores.

Por último são registradas grandes áreas rebaixadas, com vales largos e bastante entalhados, com vertentes que circundam a feição conferindo forma de anfiteatro. Geralmente apresentam comprimento com centenas de metros de extensão e largura média em torno de 100 metros.

Para facilitar a compreensão, as feições classificadas nos quatro conjuntos que melhor resumem suas características fisionômicas e morfológicas receberam uma denominação a qual serão referidas daqui por diante e podem ser assim resumidas: as feições que pertencem ao primeiro conjunto foram denominadas de Depressões Fechadas, devido a posição ocupada no terreno e a inexistência de um canal hidrográfico visível nas imagens de satélite que drenasse a água da depressão para a jusante; o segundo conjunto pertence às Cabeceiras em Divisor, dada a sua relação direta com o ponto de origem das drenagens; o terceiro conjunto foi denominado de Concavidades Alongadas devido a aparência de um curso d’água bastante raso que esta feição apresenta na paisagem, e; o último conjunto compreende as áreas rebaixadas, que foram denominadas de Depressão em Fundo de Vale, pela grande amplitude das vertentes e pelo fundo chato apresentado pela feição. A Figura 19 mostra como estas feições são identificadas na imagem de satélite.

Figura 19 - Visualização das Depressões Fechadas, Cabeceiras em Divisor, Concavidades Rasas e Depressões em Fundo de Vale.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Foram identificadas e mapeadas na área de estudo 3855 feições distribuídas em uma área de 589, 25 Km², o que resulta em uma densidade de 6,54 feições/km². É importante destacar que para efeito de mapeamento não houve uma separação entre as Cabeceiras de Divisor, as Concavidades Rasas e as Depressões em Fundo de Vale. Isto porque devido à variedade de formatos que as feições apresentam não foi possível distingui-las com precisão através de imagens de satélite.

As Depressões Fechadas, no entanto, foram mais facilmente distinguidas dos outros conjuntos, pela inexistência de um canal hidrográfico visível na imagem de satélite. Além disso, optou-se por adicionar o parâmetro Índice de Circularidade ao critério anterior para reforçar a precisão desta classificação. Dessa maneira, as feições que não possuem uma passagem suspensa para a saída de água e apresentam Índice de Circularidade superior a 0,91 e foram classificadas como Depressões Fechadas.

Vale ressaltar que ao longo do texto quando for usada a denominação genérica de cabeceira de drenagem sem a referência exata ao conjunto a qual a feição foi enquadrada, estamos nos referindo as Cabeceiras em Divisor, ou as Concavidades Rasas, ou as Depressões em Fundo de Vale. Do total de feições mapeadas na bacia, 3621 foram classificadas como cabeceiras de drenagem

(incluindo as Cabeceiras em Divisor, as Concavidades Rasas e as Depressões em Fundo de Vale) e 234 como Depressões Fechadas.

Observando a distribuição na bacia hidrográfica dos quatro conjuntos de feições descritos acima, é possível constatar uma estreita correlação com determinadas faixas hipsométricas, e de declividade, bem como exibem um padrão definido quanto a forma de suas vertentes.

Neste sentido, para responder o problema central desta pesquisa que reside em compreender quais são os fatores determinantes para o desenvolvimento e evolução destas feições, tem-se como o ponto de partida para esta investigação a busca pela relação entre os diferentes parâmetros morfométricos do terreno, como hipsometria, declividade e forma das vertentes que circundam estas depressões topográficas.

Para isso foi realizado o mapeamento geomorfométrico da bacia hidrográfica do rio Guassupi, com a finalidade de auxiliar no entendimento dos processos geomorfológicos responsáveis pela elaboração e evolução das feições pesquisadas.

### 5.1.1 As Unidades Geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi

Primeiramente é apresentado os atributos do relevo da bacia hidrográfica com relação a hipsometria, declividade e forma das vertentes, para posteriormente ser realizada a correlação entre estes atributos e as feições estudadas.

As geomorfométricas foram geradas a partir da combinação da altitude, declividade, perfil e plano de curvatura das vertentes. Estes atributos permitem deduzir os processos que estão ocorrendo no terreno, auxiliando na compreensão das formas que o relevo assume. Por outro lado, a interpretação das formas assumidas pelo terreno propicia um maior entendimento dos processos que estão em andamento.

A amplitude altimétrica da área é de 314 metros, sendo que a maior altitude encontra-se próximo da nascente do Arroio Amancupara a nordeste da bacia com 518 metros, e a menor cota é de 204 metros no vale do Rio Guassupi junto à confluência com o Rio Toropi.

A declividade tem ação direta no equilíbrio entre escoamento superficial e infiltração da água no solo (VALERIANO, 2008), permitindo inferir sobre os processos morfogenéticos e pedogenéticos atuantes.

Como destacam Guadagnin e Trentin (2014) as declividades acima de 5% marcam de forma geral o limite de ocorrência de processos morfogenéticos erosivos. Essa informação permite uma primeira aproximação entre o predomínio de processos pedogenéticos de acumulação e os processos morfogenéticos de esculturação do relevo.

As variáveis curvatura vertical (perfil convexo/côncavo) e curvatura horizontal (plano convergente/divergente) estão relacionadas aos processos de migração e acúmulo de água, minerais e matéria orgânica no solo através da superfície, causados pela gravidade.

A combinação entre as diferentes variáveis descritas acima possibilitou a compartimentação do relevo através das características das vertentes, permitindo a definição de 06 unidades geomorfométricas para a Bacia Hidrográfica do Rio Guassupi (Tabela 2).

Tabela 2 - Área e percentual ocupado por cada uma das unidades geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi.

| **Unidade** | **Área (km²)** | **Percentagem (%)** |
|---|---|---|
| Unidade I | 134,55 | 22,8 |
| Unidade II | 111, 35 | 18,8 |
| Unidade III | 163,99 | 27,8 |
| Unidade IV | 71,55 | 12,1 |
| Unidade V | 63,02 | 10,6 |
| Unidade VI | 44, 77 | 7,5 |

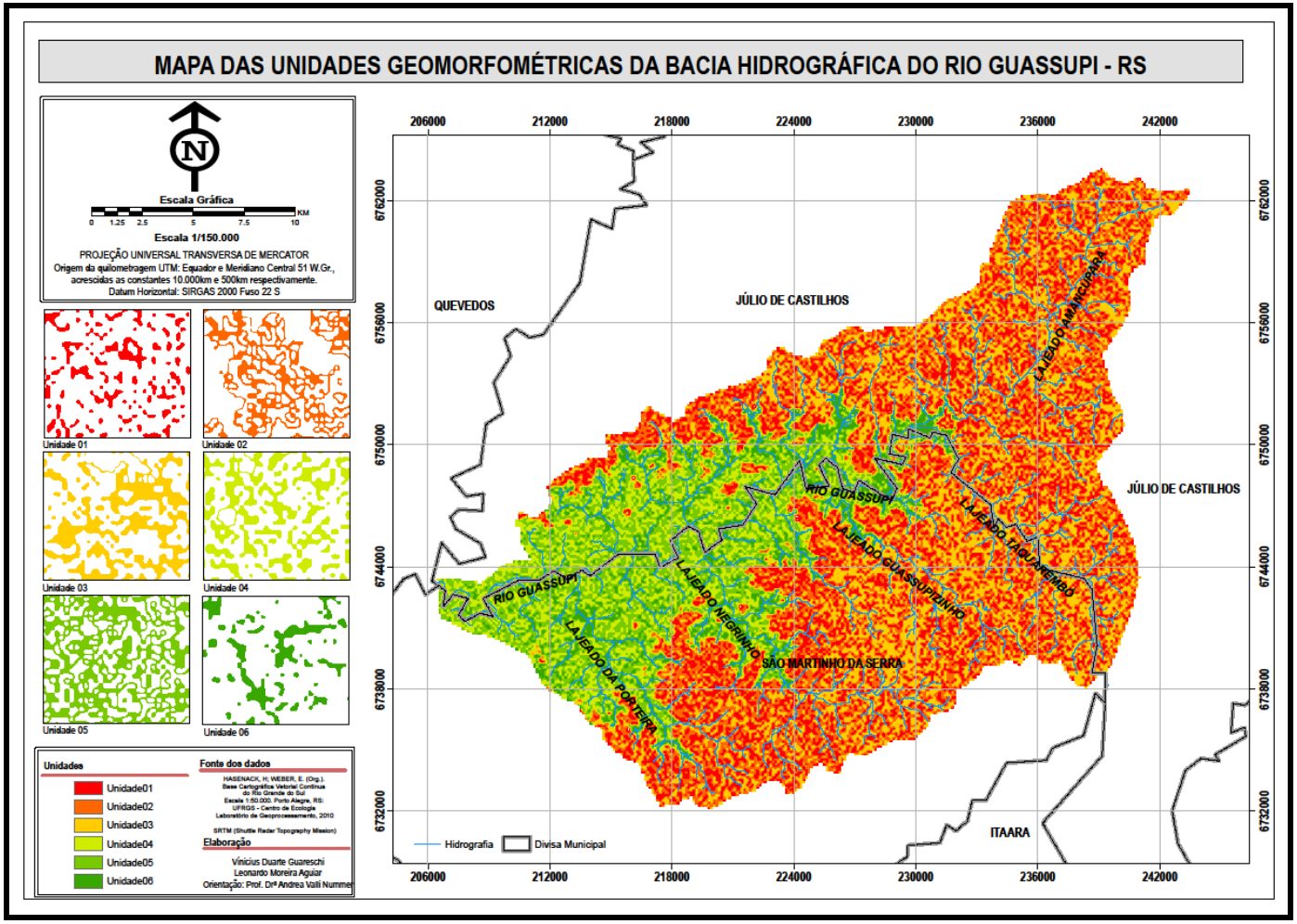
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A unidade I ocupa uma área de 134,55 $km^2$ (22,8%) da bacia e localiza-se na predominantemente nas porções próximas dos divisores com altitudes superiores à média e declividades acima de 5%. Esta unidade também está presente em relevos residuais situados próximo do vale do Rio Guassupi, conferindo perfil côncavo para as vertentes com altitudes superiores a 400 metros. Devido à declividade ser superior a 5% e a geometria das vertentes apresentarem formas côncavas e convergentes, permite inferir que neste segmento dos morros testemunhos esteja

ocorrendo a concentração dos fluxos superficiais, fato que intensifica os processos morfogenéticos.

A unidade II ocupa uma área de 111,35 km² (18,8%) da bacia e predomina em altitudes superiores a 420 metros e declividade superior a 5%, ocorrendo no terço médio das vertentes com perfil convexo e plano divergente. Nos relevos residuais citados anteriormente está unidade ocupa o terço superior das vertentes convexas em perfil e divergentes em plano. A Figura 20 mostra o mapa de unidades geomorfométricas da bacia do rio Guassupi.

Figura 20 - Mapa das unidades geomorfométricas da bacia hidrográfica do Rio Guassupi.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A unidade III apresenta altitudes superiores à 420 metros e declividades inferiores a 5%, cobrindo o maior percentual da bacia hidrográfica (27,8%). Em altitudes superiores a 440 está distribuída de forma homogênea acompanhando os cursos d'água formando os vales rasos sem vestígios de incisão profunda. Apresenta perfil predominantemente côncavo e plano de curvatura convergente. Nas drenagens de primeira ordem ocorre a partir do terço médio da vertente estendendo-se até a confluência com a drenagem de ordem superior. Nas altitudes superiores a 420 metros, esta unidade impõe fraca dissecação ao relevo constituindo a camada mantenedora da topografia nas maiores elevações do Planalto dentro da área de estudo. De forma semelhante, em altitudes com média inferior a 420 metros a unidade III mantém o topo plano dos morros testemunhos que se sobressaem nos arredores do vale do Guassupi, sugerindo que estas formas residuais tenha correspondência com o mesmo nível de derrame vulcânico responsável por manter o topo do planalto mais resistente aos processos intempéricos.

A unidade IV ocupa uma área de 71,55 km² (12,1%) da área de estudo, distribuindo-se de forma homogênea por toda a porção da bacia que apresenta altitudes inferiores a 400 metros. Ocupa a porção intermediária das vertentes que apresentam perfil côncavo e plano de curvatura convergente em altitudes inferiores a média e declividade superior a 5%.

A unidade V representa (10,6%) da área de estudo, sendo geomorfologicamente a continuação da unidade II em porções da bacia com altitudes inferiores a 400 metros, distinguindo-se desta apenas por apresentar altitudes inferiores à média. Dessa forma, ocupa a porção intermediária das vertentes com declividades superiores a 5% que possuem perfil convexo e plano de curvatura divergente.

A unidade VI restringe-se as altitudes inferiores a 400 metros, e declividades menores que 5%. As vertentes apresentam plano convergente e perfil convexo. Está associada à rede de drenagem e sua extensão lateral é proporcional a largura dos vales. Ocupa 7,5% do total da bacia, sendo significativa nos rios Lajeado Negrinho, Lajeado da Porteira, Lajeado Taquarembó e no alto e médio curso do rio Guassupi.

### 5.1.2 As Unidades Geomorfométricas e a distribuição das feições

Para compreender a gênese e evolução das feições pesquisadas, buscou-se conhecer como estas formas geomorfológicas estão distribuídas na bacia hidrográfica, bem como se relacionam com as unidades geomorfométricas. Essa combinação forneceu indícios dos processos que ocorrem no terreno, pois os atributos geomorfométricos expressam estreita relação com as vertentes, assim como as feições estudadas.

Como já foi descrito anteriormente, as feições foram separadas em quatro conjuntos de acordo com as características morfológicas identificadas em campo e nas imagens de satélite. O primeiro conjunto compreende as Depressões Fechadas, o segundo as Cabeceiras em Divisor, o terceiro conjunto incluí as Concavidades Rasas e o quarto as Depressões em Fundo de Vale.

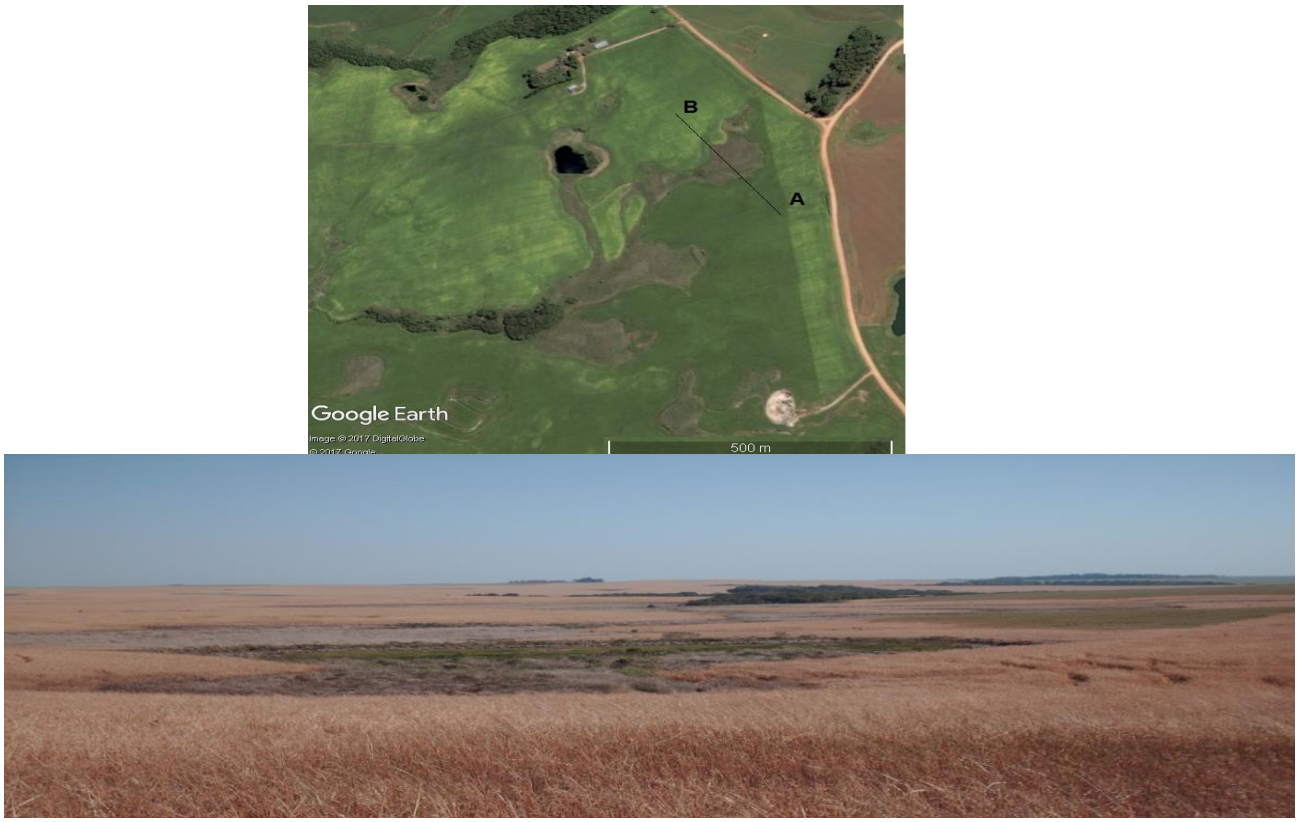
As feições denominadas de Depressões Fechadas estão distribuídas em toda a bacia, porém apresentam maiores concentrações na faixa de altitude superior a 400 metros. Localizam-se em divisores planos com declividades inferiores a 5%. Essas depressões apresentam bordas suaves, geralmente são circulares a alongadas, normalmente apresentam uma vegetação rasteira com bromélias do tipo caraguatás que ocupam a borda da feição. A Figura 21 ilustra a situação de uma Depressão Fechada na paisagem, mostrando sua forma alongada e sem comunicação com a rede de drenagem.

Figura 21 - Depressão Fechada localizada próxima do divisor de água e imagem de satélite da área onde se localiza a depressão.

Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

As feições interpretadas como Concavidades Rasas, estão situadas em cotas altimétrica superiores a 400 metros com declividade das vertentes inferior a 5%. Suas vertentes apresentam inclinação suave com rampas longas conferindo morfologia com perfil côncavo e plano convergente a feição. Estas concavidades apresentam formato arredondado, ou alongado, com ramificações que se prolongam em direção aos divisores formando micro canais de drenagem. A feição principal se estende por grandes distâncias até atingir uma drenagem de ordem superior. O talvegue é levemente encaixado formando um vale pouco profundo que se encontra acima do nível do lençol freático, conservando pouca água, e originando riachos em períodos de chuva por onde escoam água e sedimentos que são drenados das porções mais elevadas da bacia. A Figura 22 mostra a paisagem onde se insere a Concavidade Rasa e a fotografia da feição.

Figura 22 - Imagem de satélite da mostrando a paisagem onde está inserida a feição, caracterizada pela Unidade Geomorfométrica III e fotografia da Concavidade Rasa formando uma cabeceira de drenagem.




Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

A combinação do mapeamento geomorfométrico com a distribuição espacial das feições permite verificar que as Depressões Fechadas e as Concavidades Rasas predominam na Unidade III, representada por cotas altimétricas superiores a 400 metros e declividade inferior a 5%. Esta unidade que se caracteriza por apresentar uma ampla área composta por colinas com formas tabulares e vertentes suaves. A baixa declividade permite a infiltração e o maior tempo de residência da água nessa superfície, fator que pode facilitar os processos de alteração da rocha ligados à origem destas feições.

Também foi verificado a ocorrência de Depressões Fechadas na Unidade VI, que compreende cotas altimétrica abaixo de 400 metros e declividade inferior a 5%. Essas feições inserem-se em vertentes com plano convergente e terreno pouco inclinado, fatores que contribuem para a manutenção da umidade do terreno onde as depressões estão instaladas.

As feições denominadas de Cabeceiras em Divisor predominam nas porções da bacia com altitudes superiores a 490 metros e declividade acima de 5%. As vertentes têm perfil côncavo e plano convergente com geometria semicircular, fato que potencializa a concentração dos fluxos d’água, dando origem a importantes áreas de nascentes, que por estarem nas maiores altitudes do terreno formam as cabeceiras que drenam para os principais rios da bacia. Pelos parâmetros geomorfométricos apresentados, verifica-se que as Cabeceiras em Divisor estão inseridas principalmente na Unidade I, conforme mostra a Figura 23.

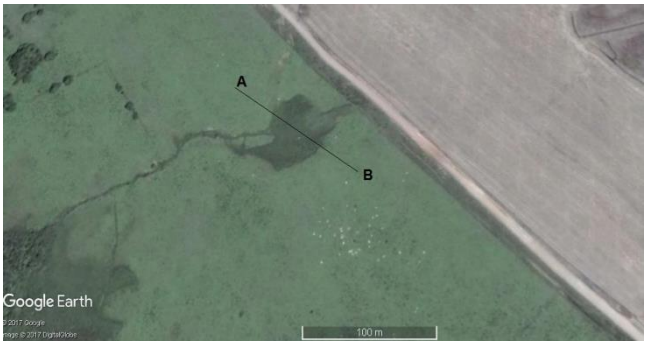
Figura 23 - Imagem de satélite de uma cabeceira de drenagem do Arroio Guassupizinho, inserida na Unidade Geomorfométrica e fotografia da cabeceira mostrando a morfologia circular da feição e sua ligação com drenagem.

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As feições do tipo Depressões em Fundo de Vale caracterizam-se por distribuírem-se em duas faixas distintas de altitude. A primeira situada em cotas entre 420 - 440 metros e a segunda no intervalo entre 390-400 metros. Em ambas as faixas de altitude a declividade das vertentes é superior a 5%.

As vertentes que delimitam o perímetro da depressão com forma de anfiteatro sendo que, na maioria dos casos observados apresentam vale em formato de “U”. É comum a ocorrência de micro depressões no interior da feição maior, que funcionam como pontos de infiltração vertical de água, conferindo solos hidromórficos e proporcionando característica de banhado a essas áreas (Figura 24).

Figura 24 - Imagem de satélite de uma cabeceira de drenagem com fundo em forma de “U”, conectada a rede de drenagem. e fotografia mostrando a morfologia da cabeceira com fundo plano. Nascente do Arroio Lajeado Negrinho.



Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

As dimensões geralmente excedem a 500 metros de extensão no sentido longitudinal, com morfologia característica, em que as extremidades à jusante encontram-se conectadas a rede de drenagem e as laterais possuem vertentes com perfil convexo e plano convergente que servem como limite da depressão.

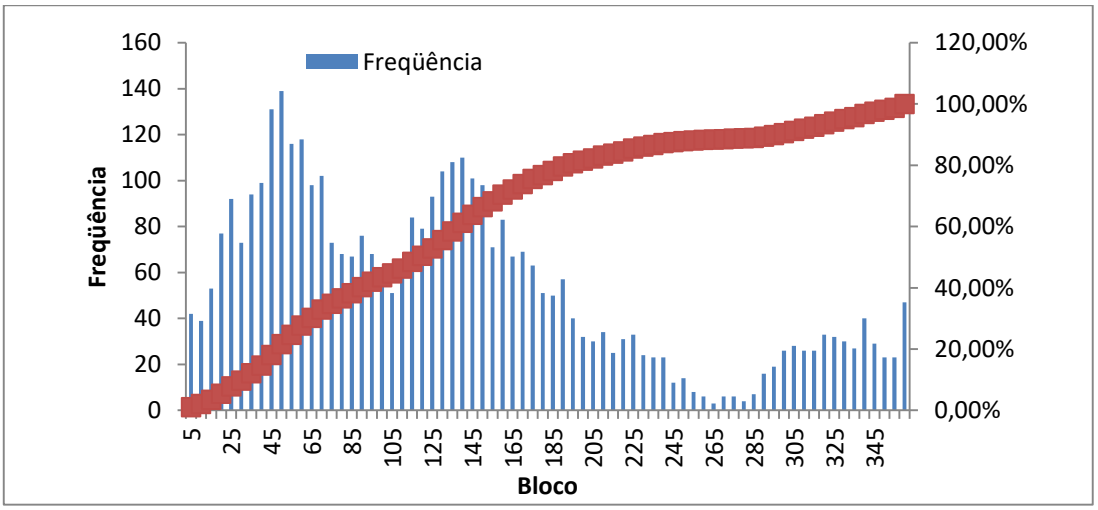
Um fato que chama a atenção nesses vales é o seu superdimensionamento em relação ao atual curso fluvial que o drena, o que permite conjecturar que sua elaboração vem ocorrendo em uma porção dos derrames vulcânicos menos resistente ao intemperismo.

## 5.2 OS CONDICIONANTES ESTRUTURAIS E A GÊNESE DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM

Os lineamentos foram extraídos através da interpretação visual das imagens de satélite *Google Earth,* de modo que o primeiro procedimento foi a extração de forma analógica no papel impresso das estruturas que mostravam maior alongamento. Para complementar a tarefa, realizou-se uma segunda extração dos lineamentos, desta vez diretamente do monitor do computador sobre a imagem de satélite em escala maior, com a finalidade de tornar o produto final mais detalhado. Finalizada as duas etapas de extração, os lineamentos foram unidos formando um único arquivo e vetorizados no *software* ArcGIS 10. Ao final do procedimento se chegou a um total de 3851 lineamentos morfoestruturais na área de estudo.

A análise do histograma de frequência (Gráfico 1) permite verificar a combinação entre o sentido de orientação dos lineamentos, dada pelo seu azimute, com o número repetições de cada direção. Como resultado desta correlação os lineamentos foram separados em 11 grupos que são: N-S; NNE; NE1; NE2; NE3; NE4; NE5; E-W; ESE; SE; SSE.

Gráfico 1 - Histograma de frequência representando as direções dos lineamentos.

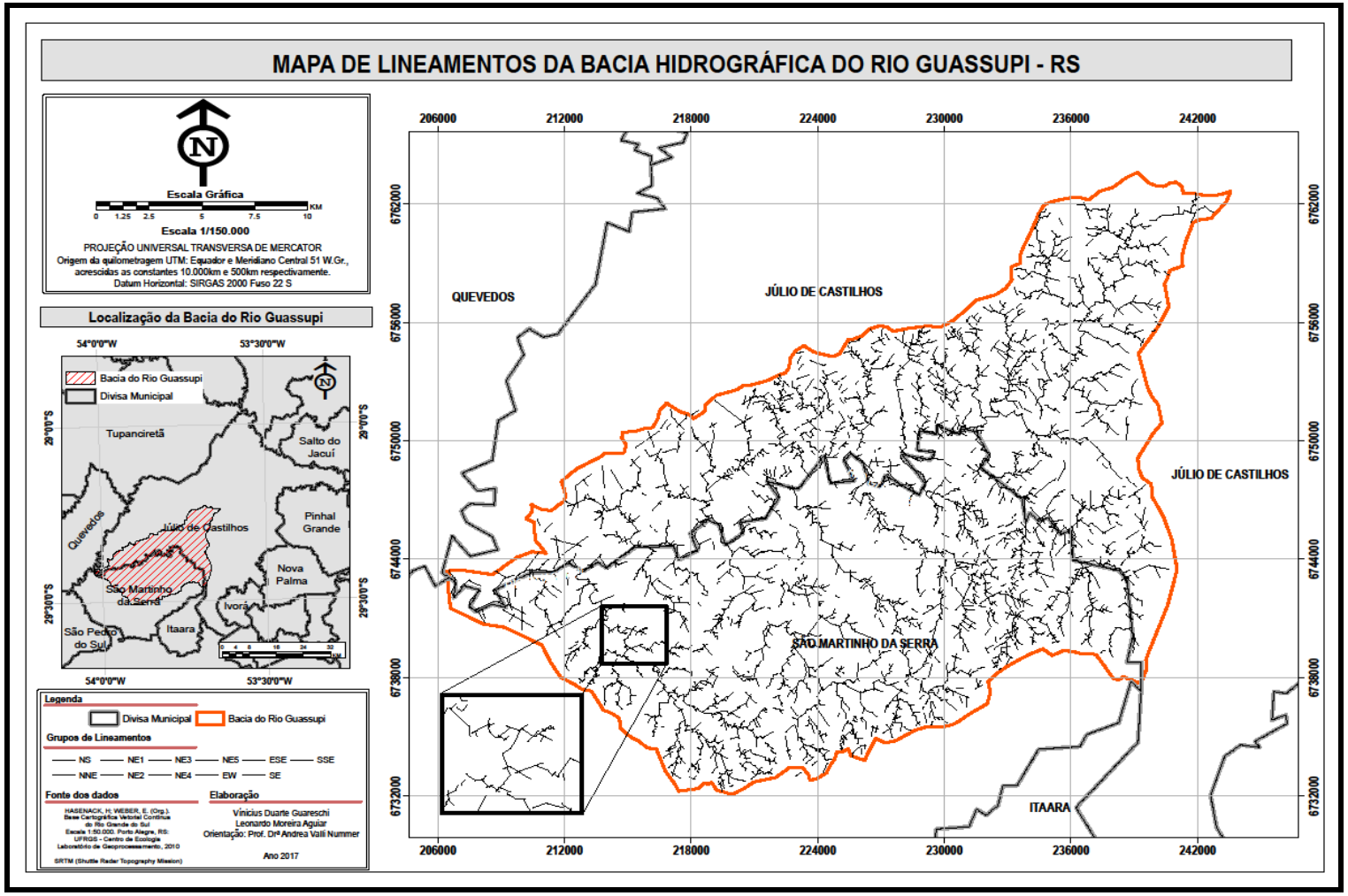



Fonte: Strieder (2014).

O grupo NE (27,5 – 77,5º) foi dividido em cinco subgrupos devido a grande dispersão de dados das estruturas neste quadrante. Quando analisamos o total de

lineamentos da área de estudo, constatamos que 32% dos lineamentos pertencem ao grupo. Entre os subgrupos NE, destaca-se o NE2 com direção de 35º-52,5º que concentra 42,3% dos lineamentos do grupo. A Figura 25 mostra o mapa da Bacia Hidrográfica com os respectivos grupos de lineamentos, sendo destacados os grupos NE e SE.

Figura 25 - Lineamentos separados por grupos com destaque as orientações NE e SE.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A maior parte do vale do Rio Guassupi, principal drenagem da bacia, está encaixado em um conjunto de falhas de direção 52,5º-63,7º coincidindo com o grupo NE3. As falhas nessa direção orientam os principais cursos d'água nas adjacências da bacia originando vales bastante pronunciados. Os interflúvios e o grau de entalhamento dos canais associados a este sistema de falhamentos principalmente no médio e baixo curso do rio Guassupi refletem o intenso processo de dissecação conferindo vales largos e profundos para essa porção da bacia.

O grupo SE com azimute de 117,5º-152,5º, apresenta o maior número de lineamentos, 23,2% do total da bacia conforme mostra a tabela 1. As falhas e fraturas pertencentes ao grupo SE (117,5º-152,5º) condicionam o curso dos principais tributários do rio Guassupi, entre eles Lajeado da Porteira, Lajedo Negrinho, Lajeado Guassupizinho e Lajeado Taquarembó. SSE (152,5º-170º). O grupo SE, está associado aos cursos d'água de primeira e segunda ordem, que tem aspecto mais retilíneo, por esse motivo apresenta o maior comprimento médio entre todos os grupos. A Tabela 3 mostra a orientação, número de lineamentos e o comprimento médio dos grupos de lineamentos.

Tabela 3 - Orientação, número, comprimento médio dos grupos de lineamentos.

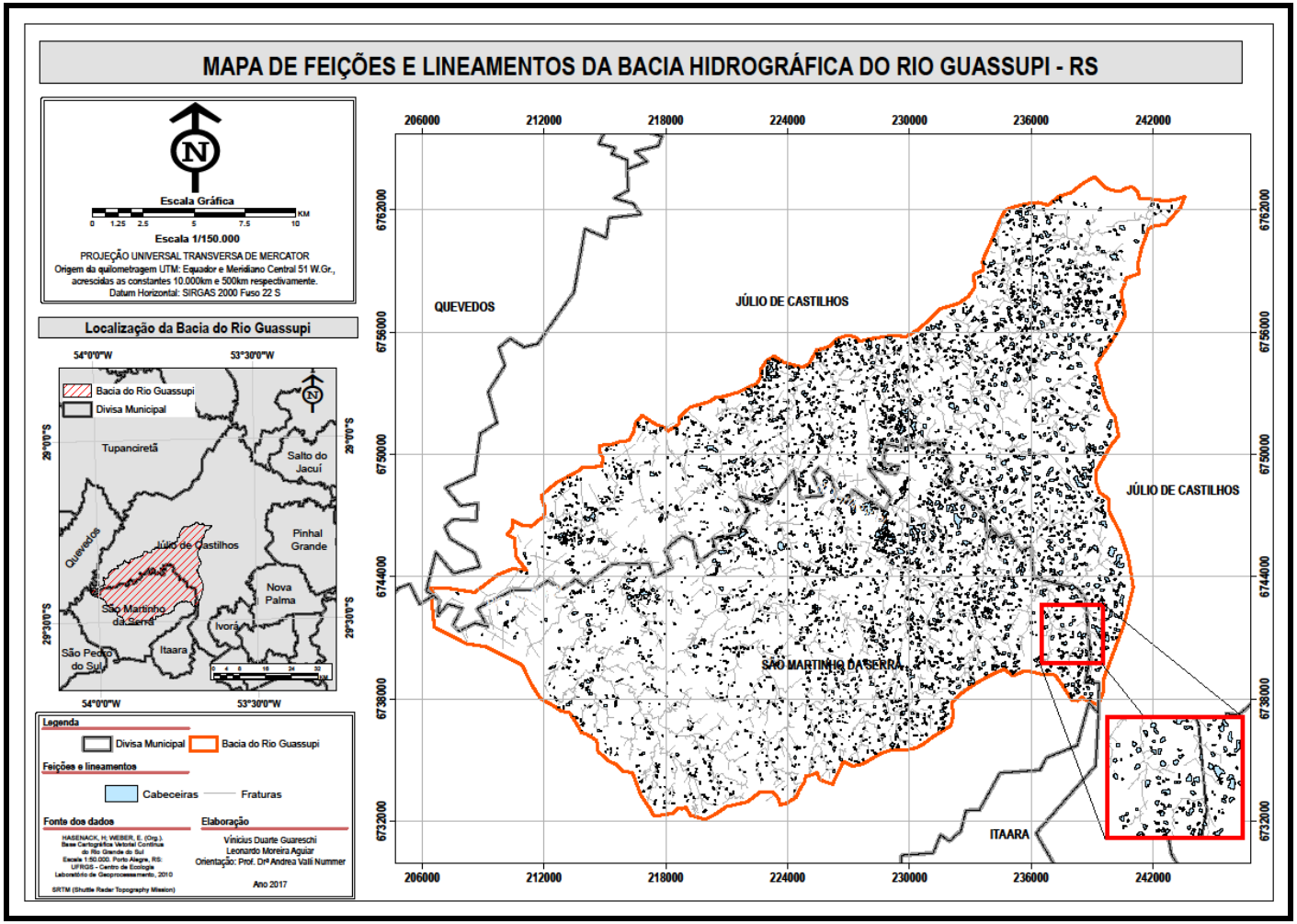
| Grupos | Direção | Nº de Lineamentos | Comprimento médio (m) |
|---|---|---|---|
| N-S | 350º - 10º<br>170º - 190º | 372 | 292,5 |
| NNE | 10º - 27,5º | 384 | 274,5 |
| NE1 | 27,5º - 35º | 166 | 270 |
| NE2 | 35º - 52,5º | 524 | 265 |
| NE3 | 52,5º - 63,7º | 300 | 264,3 |
| NE4 | 63,7º - 71,2º | 160 | 267,9 |
| NE5 | 71,2º - 77,5º | 89 | 277,5 |
| E-W | 77,5º - 105º | 374 | 237,1 |
| ESE | 105º - 117,5º | 228 | 290 |
| SE | 117,5º - 52,5º | 897 | 280,21 |
| SSE | 152,5º - 170º | 357 | 295,43 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

As estruturas com orientações NE-SO e NW-SE, originam os vales mais largos e profundos na bacia hidrográfica, principalmente em cotas altimétricas inferiores a 400 metros, o que coincide com o médio curso do rio Guassupi, e seus principais tributários. Conforme (ZALÁN et al. 1987, 1991), estas estruturas são as mais antigas da Bacia Sedimentar do Paraná sendo originadas a partir da reativação de zonas de fraqueza ativas durante o Fanerózoico. Por serem estruturas muito antigas, estes lineamentos vem submetendo o relevo a um período mais longo de dissecação, fato que se reflete na morfometria.

Para verificar a correlação das feições estudadas (depressões fechadas e cabeceiras de drenagem) com os lineamentos morfoestruturais realizou-se a combinação entre os dois produtos cartográficos, cujo resultado pode ser visto na Figura 26.

Figura 26 - Combinação dos lineamentos com as Depressões Fechadas e Cabeceiras.



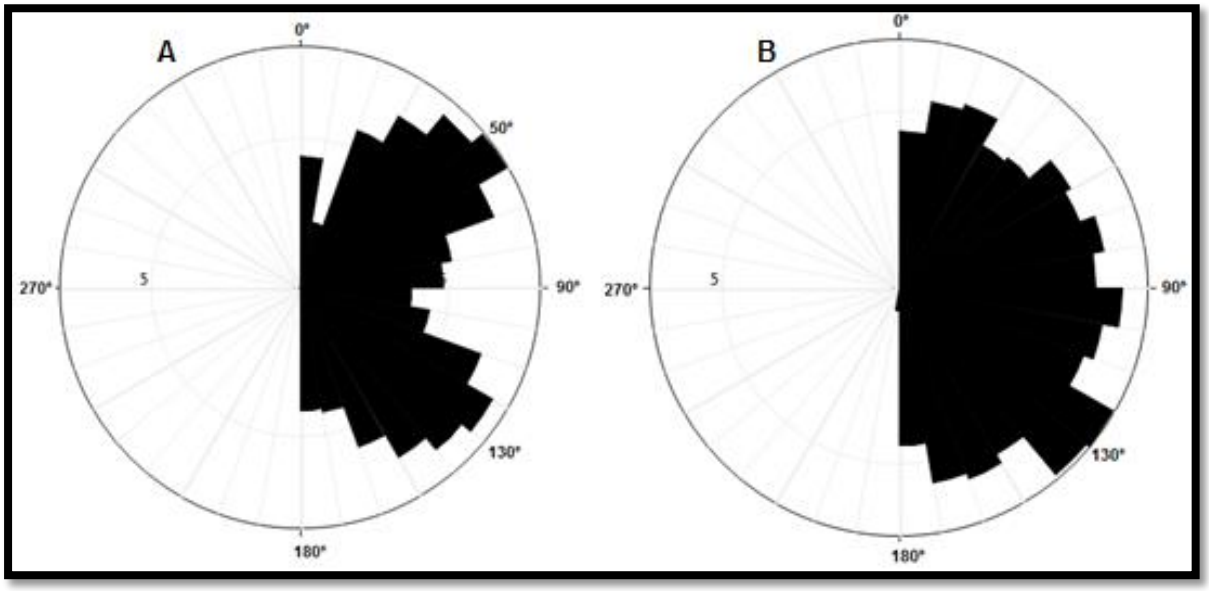

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Apenas pela análise visual é possível verificar que existe grande correspondência entre os lineamentos e as feições. No entanto, como o mapeamento dos lineamentos foi voltado para a extração de estruturas que possuem comprimento considerável dentro da bacia, este produto não está apresentado em uma escala que seria a mais adequada para verificar com maior precisão a correlação entre as feições e os lineamentos.

Para analisar está correlação com mais detalhe, foram extraídas as direções dos eixos principais das depressões e cabeceiras. Vale ressaltar que a direção do eixo principal é representada pelo sentido de maior alongamento da feição. Posteriormente a extração, os eixos foram enquadrados nos grupos de lineamentos previamente definidos, como mostra a Tabela 3.

É importante destacar que a extração dos eixos das cabeceiras foi realizada diretamente sobre o polígono formado pela feição e constituiu-se em uma tarefa a parte da extração dos lineamentos morfoestruturais. A Figura 27 apresenta os diagramas de rosetas dos lineamentos e dos eixos principais das cabeceiras de drenagem.

Figura 27 - Orientação dos lineamentos (A) e direção dos eixos principais das cabeceiras de drenagem (B).




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Com os dados de orientação dos eixos das depressões e cabeceiras, é possível fazer a correlação entre os lineamentos e as direções predominantes das feições. Essa tarefa indica quais grupos de estruturas estão balizando a orientação das feições.

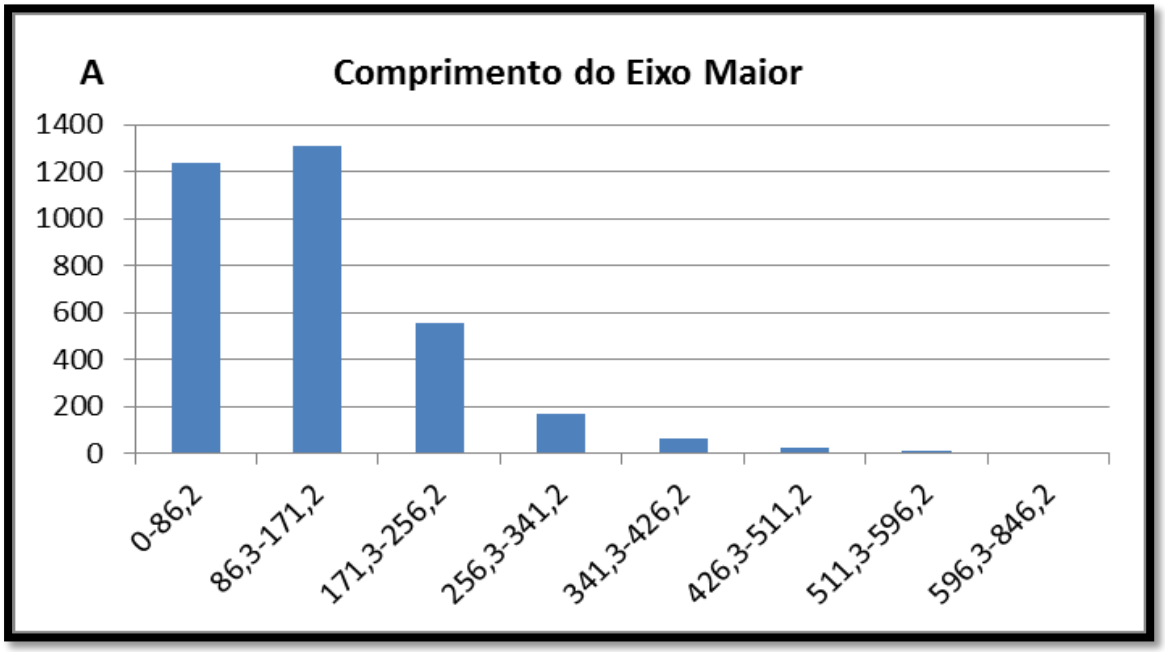
As estruturas de direção NE (27,5-77,5º) quando analisadas no conjunto, representam o grupo de maior correlação com as feições, condicionando a orientação de 25,7% do total das cabeceiras e depressões fechadas na bacia. Posteriormente destacam-se os lineamentos de direção SE (117,5-152,5º) responsáveis pela orientação de 22,7% do total das cabeceiras.

É importante destacar o grupo E-W (77,5-105º) pela grande correlação com as feições concentrando 16% do total dos eixos principais. Os lineamentos E-W foram desenvolvidos durante a separação do Gondwana que promoveu a abertura do Oceano Atlântico, ativos, portanto, a partir do Triássico, sendo os *trends* de formação mais recentes da Bacia Sedimentar do Paraná (JACQUES, MACHADO, NUMMER, 2010).

Determinou-se o comprimento médio dos eixos maiores e menores das feições. O eixo maior é expresso pelo alongamento das cabeceiras e depressões sendo obtido pela medida dos extremos da feição. A distribuição simplificada dos alongamentos mostra uma assimetria positiva, ou seja, que o desvio padrão é inferior à média. (Gráfico 2). Os valores oscilaram entre 12 e 846,2 metros, com média de 131 metros e desvio padrão de 90 metros.

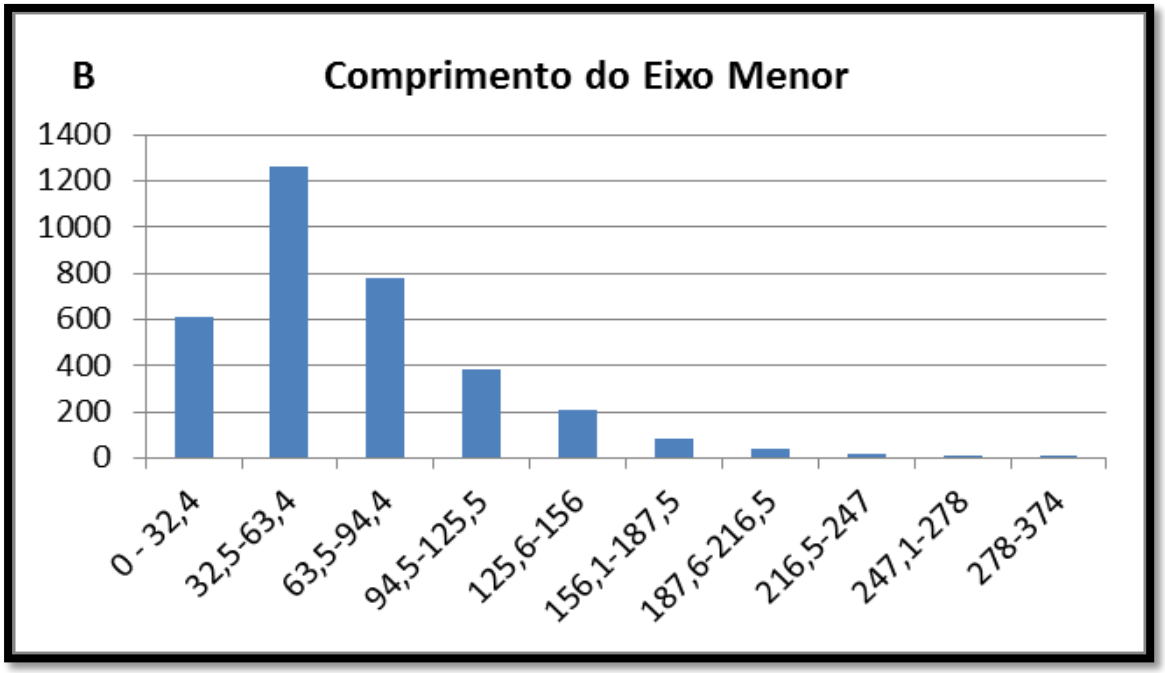
As larguras das cabeceiras são determinadas pela maior distância perpendicular ao eixo do alongamento, sendo definido pelo eixo menor. Semelhante ao alongamento, as larguras apresentaram uma assimetria positiva em sua distribuição (Gráfico 3). Os valores encontrados apresentaram variação de 14 a 374 metros, com média de 68,7 metros e desvio padrão de 42,4 metros.

Gráfico 2 - Distribuição dos valores dos eixos maiores das feições.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

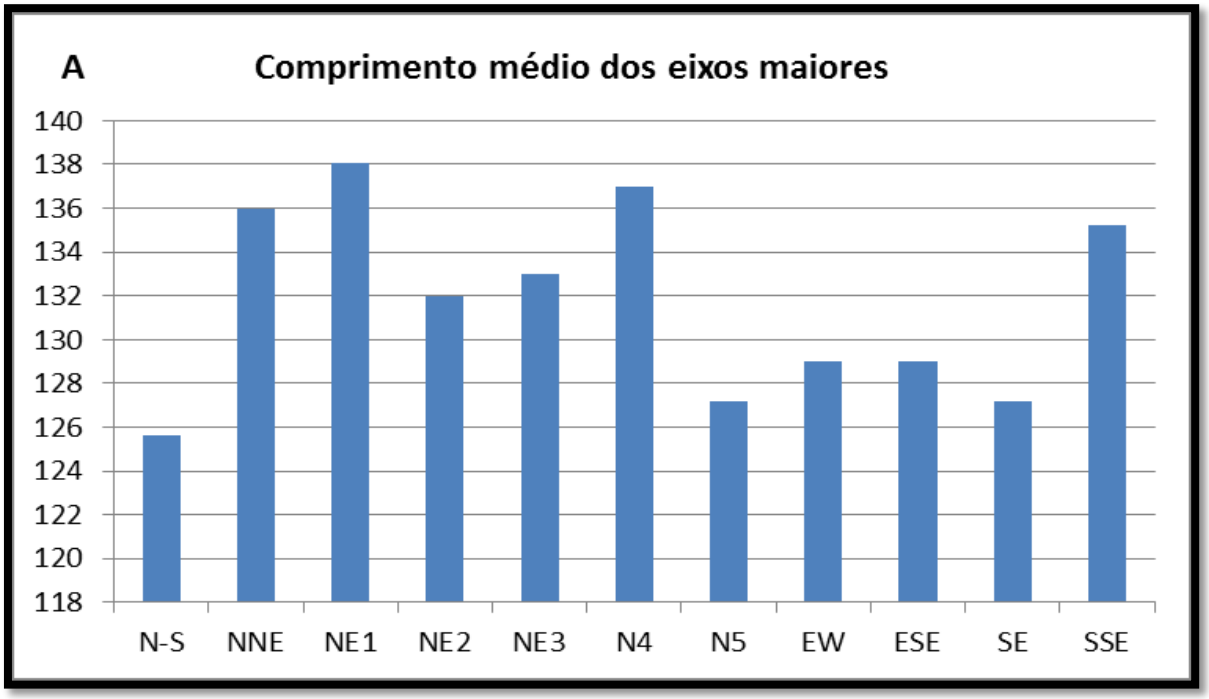
Gráfico 3 - Distribuição dos valores dos eixos menores das feições.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

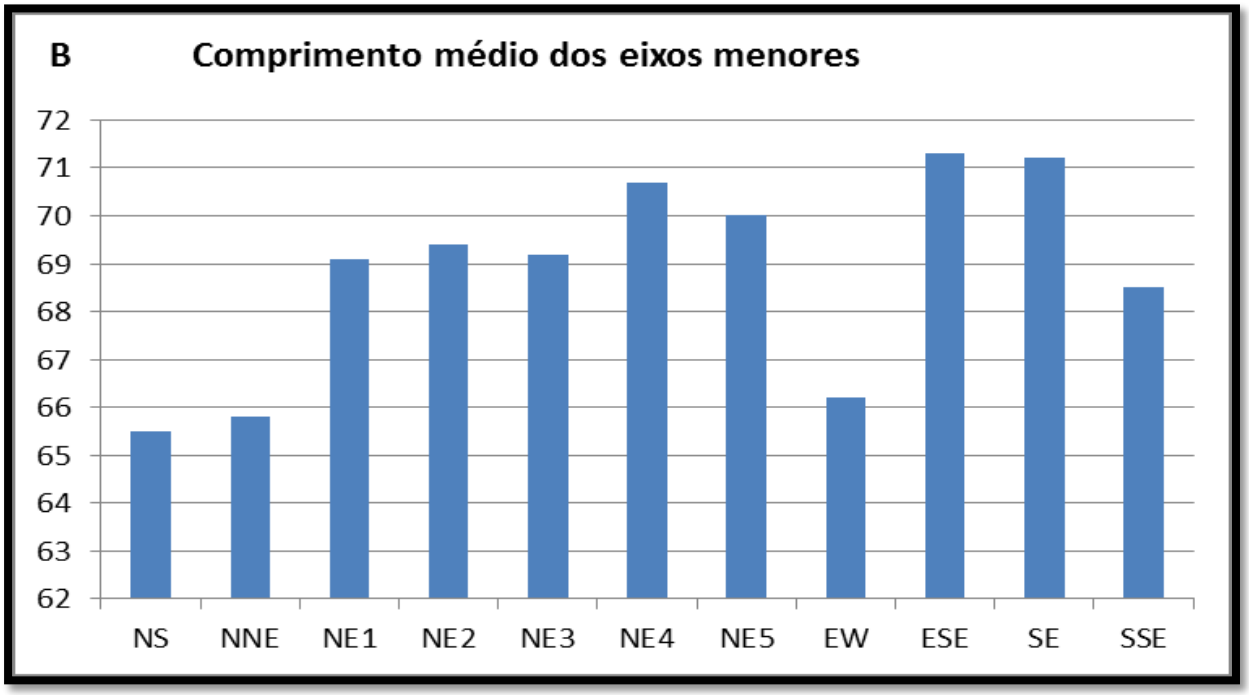
Os eixos foram classificados de acordo com a orientação e enquadrados nos grupos de lineamentos pré-estabelecidos. Entre os eixos maiores, a maior média de comprimento pertence ao grupo NE1, no entanto este grupo possuí o menor número de eixos entre todos os grupos, apenas 119. Em relação aos eixos menores, o grupo ESE apresenta as maiores médias de comprimento. Os Gráficos 4 e 5 mostram a o comprimento dos eixos maiores e menores das feições de acordo com as orientações de cada grupos.

Gráfico 4 - Comprimento médio dos eixos maiores das feições.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Gráfico 5 - Comprimento médio dos eixos menores das feições.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

A orientação das feições está diretamente ligada às direções das fraturas formadoras do cruzamento entre os eixos maiores e menores. Foi verificado o cruzamento entre os eixos maiores e menores de cada uma das cabeceiras da bacia hidrográfica e plotados em uma matriz para melhor visualização e quantificação dos resultados, conforme mostra o Quadro 1.

O grupo SE orienta o sentido de alongamento da maioria das cabeceiras, formando 551 pares com os demais grupos. Posteriormente destaca-se o grupo EW, que orienta 371 cabeceiras com o eixo maior nesta direção. Já com relação ao eixo menor, destaca-se o grupo SE formando 569 pares, seguido pelo NE2 que forma 343 pares com os outros grupos.

Quadro 1 - Matriz dos pares de eixos principais x eixos menores associados às cabeceiras.

| | | | | Eixo menor | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Eixo maior | NS | NNE | NE1 | NE2 | NE3 | NE4 | NE5 | EW | ESE | SE | SSE | Total dos Eixos maiores |
| NS | | 0 | 1 | 3 | 6 | 9 | 6 | 127 | 8 | 3 | 0 | 163 |
| NNE | 0 | | 0 | 0 | 4 | 4 | 3 | 83 | 75 | 13 | 0 | 182 |
| NE1 | 0 | 0 | | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 35 | 36 | 2 | 88 |
| NE2 | 0 | 0 | 0 | | 0 | 0 | 0 | 9 | 19 | 209 | 8 | 245 |
| NE3 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 | 0 | 0 | 5 | 172 | 27 | 204 |
| NE4 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 | 0 | 0 | 76 | 26 | 107 |
| NE5 | 9 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 | 0 | 38 | 42 | 90 |
| EW | 174 | 79 | 11 | 15 | 0 | 1 | 0 | | 0 | 20 | 71 | 371 |
| ESE | 12 | 73 | 45 | 45 | 5 | 2 | 2 | 0 | | 0 | 0 | 184 |
| SE | 6 | 20 | 43 | 268 | 109 | 71 | 21 | 12 | 0 | | 1 | 551 |
| SSE | 0 | 0 | 1 | 12 | 29 | 64 | 62 | 48 | 3 | 2 | | 221 |
| Total dos Eixos menores | 206 | 173 | 101 | 343 | 153 | 151 | 94 | 294 | 145 | 569 | 177 | |

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Os pares eixo principal x eixo menor mais frequentes que são responsáveis pela gênese das cabeceiras pertencem aos grupos SE e NE2, condicionando a ocorrência de 268 cabeceiras, sendo a orientação do primeiro grupo referente ao eixo maior e do segundo ao eixo menor. Considerando os eixos maiores do grupo NE2, este grupo origina 209 cabeceiras em pares com os eixos menores do grupo SE.

Posteriormente destacam-se os pares EW x NS, registrando 174 pares na formação de cabeceiras, com eixos maiores pertencentes ao primeiro grupo e eixos menores referentes ao segundo grupo. Invertendo a ordem dos eixos, de modo que o eixo maior passe a pertencer ao grupo NS, tem-se um total 127 cabeceiras com o grupo EW.

Devido à grande associação dos grupos SE e do conjunto NE com as cabeceiras, investigou-se o cruzamento dos eixos NE com os demais grupos, bem como as combinações entre os dois grupos citados (Tabela 4).

Tabela 4 - Pares de lineamentos dos grupos NE e SE.

| **Eixo maior** | **Eixo menor** | **Total** | **Percentual** |
|---|---|---|---|
| NE | Demais Grupos | 734 | 20 |
| Demais Grupos | NE | 842 | 23,2 |
| NE | SE | 531 | 14,6 |
| SE | NE | 512 | 14,1 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Observa-se que o grupo NE está relacionado com 43,2% das cabeceiras, enquanto que os pares NE e SE e vice versa originam 28,7% das cabeceiras. Dessa forma, pode-se concluir que estes grupos estão associados na formação de 71,9% das cabeceiras na área de estudo. Este fato sugere que as cabeceiras da bacia do Guassupi apresentam uma correlação forte com os *trends* desta direção.

O eixo principal determina o alongamento da cabeceira, enquanto o eixo menor define o alargamento da feição. A Figura 28 mostra uma cabeceira encaixada em um sistema de fraturas de direção NE2 com SE.

Figura 28 - Imagem de satélite mostrando o par de fraturas pertencentes aos grupos NE2 e SE, e fotografia destacando o cruzamento das fraturas que condicionam a evolução da cabeceira.

Fonte: Elaborado pelo autor (2014).

Com base na relação apresentada entre as feições e os lineamentos morfoestruturais, é possível constatar que as falhas, fraturas e diaclases constituem-se em zonas que oferecem maior facilidade de para alteração da do material rochoso provavelmente pelo contato por tempo prolongado da água com a rocha. Como destaca Queiroz Neto (2010) são nessas zonas, pontual ou linearmente que ocorrem as maiores perdas de matéria e acabam provocando deformações na superfície sob as quais vão se acumular as águas das chuvas.

O interior das fraturas armazena e transmite maior quantidade de água, fato que favorece a alteração geoquímica e o transporte mecânico dos materiais (WRAY, 1997; FORD; WILLIANS, 2007). É importante destacar que a água subterrânea desempenha importante contribuição para a alteração da rocha em áreas fraturadas pelos fluxos artesianos ascendentes que modificam as condições hidrostáticas ao longo das fraturas.

## 5.3 MAPEAMENTO DOS DERRAMES

Embora fique evidente que os lineamentos apresentem forte associação com as depressões fechadas e as cabeceiras de drenagem, somente as estruturas não explicam por completo a distribuição espacial e a morfologia das feições na bacia do rio Guassupi. Constatou-se que os lineamentos apresentam uma distribuição homogênea na bacia, enquanto as feições mostram variações de densidade, bem como de formas e tamanhos diversos, mesmo quando controladas pelo mesmo grupo de lineamentos.

A partir desta constatação foi necessário realizar o mapeamento dos derrames vulcânicos na área de estudo procurando inserir a litologia como mais uma variável dentre as já analisadas para auxiliar na compreensão sobre os fatores que determinam a gênese e evolução das depressões fechadas e cabeceiras de drenagem na bacia do Guassupi.

O mapeamento dos derrames foi realizado ao longo de uma estrada de terra que atravessa o município de São Martinho da Serra. Com base no mapeamento dos derrames vulcânicos foi confeccionada uma coluna litoestratigráfica que permitiu compreender e individualizar com mais detalhe a distribuição das sequências vulcânicas na área de estudo.

A base da sequência vulcânica é formada por um derrame de rocha básica denominada B1 com espessura média de 60 metros tendo início na cota de 340 metros até 400 metros. Abaixo desta cota ocorrem rochas sedimentares. As cotas entre 390 e 400 metros marcam o contato entre o derrame básico e o ácido, sendo formada por uma zona amigdalar com uma estrutura de brecha.

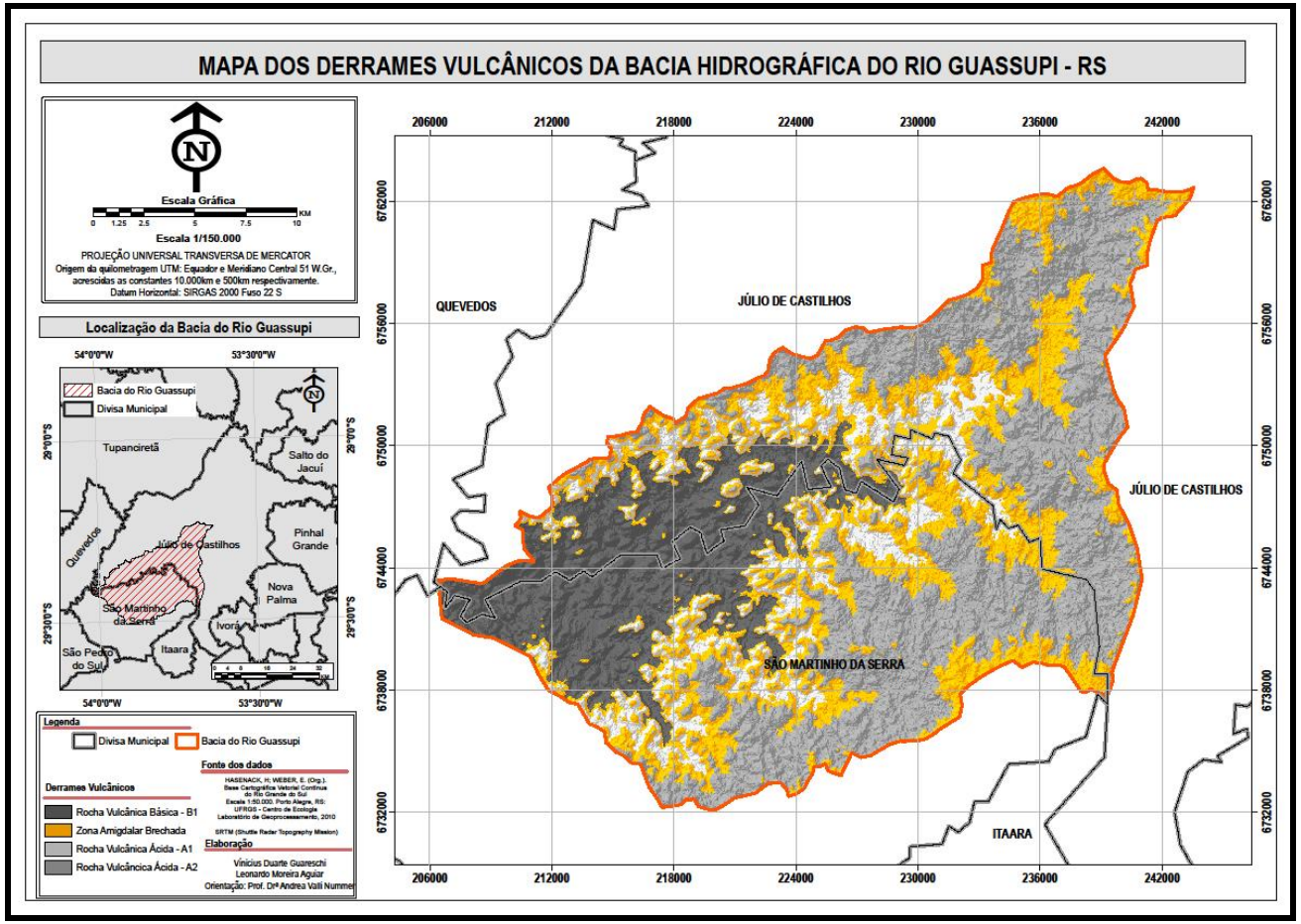
Já a sequência vulcânica ácida apresenta dois derrames, sendo o primeiro (A1) com a base próxima a cota de 400 metros e topo em 420 metros. Entre 420 e 440 metros foi verificado uma segunda zona amigdalar brechada. Em alguns pontos foi observado o afloramento de vidro vulcânico no interior de extensas cabeceiras de drenagem situadas na cota de 440 metros.

Subindo na coluna litoestratigráfica é encontrado o último derrame ácido (A2) que se estende de 440 até 518 metros. O topo deste derrame, em cotas próximas de 490 metros apresenta-se coberto por uma terceira zona amigdalar que envolve uma faixa contendo material brechado com distribuição horizontal muito heterogênea.

A espessura dos derrames ácidos verificados em campo corroboram com as descrições de Nardy et al. (2008) para os derrames do Tipo Palmas, pois de maneira geral as espessuras das unidades vulcânicas na bacia do rio Guassupi apresentam-se em torno de 20 a 50 metros, variações que segundo o autor devem-se ao paleorelevo.

De forma geral, a área de estudo está sob uma sequência de três níveis de derrames, sendo dois de caráter ácido, ocupando as maiores altitudes da bacia e um básico que ocupa porções com cotas altimétricas inferiores a 400 metros. O mapa que corresponde aos derrames vulcânicos identificados em campo pode ser visto na Figura 29.

Figura 29 - Mapa dos Derrames Vulcânicos.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Os derrames básicos ocupam a porção centro-oeste da bacia onde se insere o vale do rio Guassupi, com o predomínio de vales largos e entalhados. Já os derrames ácidos se estendem em cotas altimétricas acima de 400 metros ocupando a maior parte da bacia.

De acordo com Wildner (2008), as rochas ácidas do tipo Palmas no Rio Grande do Sul enquadram-se na Fácies Caxias, enquanto as rochas básicas pertencem a Fácies Gramado. Nesse sentido, os derrames A1 e A2 identificados na bacia, correspondem a Fácies Caxias e o derrame B1 a Fácies Gramado.

Juntamente com o mapeamento dos derrames realizou-se a extração das fraturas em campo. Esta tarefa tem por finalidade verificar a correlação entre as descontinuidades do maciço rochoso e os lineamentos extraídos da imagem de satélite com as cabeceiras de drenagem e as depressões fechadas.

Próximo de uma das nascentes do rio Lajeado Guassupizinho, foi identificado um afloramento rochoso de riolito apresentando disjunção horizontal com direção de mergulho de 100º. Chama a atenção que este afloramento também é cortado por uma falha preenchida por material amigdalar brechado de direção NE-SO. Destaca-se ainda uma segunda zona amigdalar intrusiva com menor extensão de direção aproximada de N-S. As Figuras 30 e 31 mostram o afloramento rochoso e a imagem de satélite do entorno do afloramento, respectivamente.

Figura 30 - Afloramento rochoso com direções de falha NE-SO e N-S, com inclinação das camadas para Oeste. Altitude 493 metros.

Fonte: Trabalho de campo (2017).

A extração das direções dos eixos principais das cabeceiras próximas ao afloramento permite constatar que predominam azimutes NE 40º e NE 55º, valores que se enquadram nos grupos NE 2 e NE3, respectivamente. Também ocorrem as direções N-S 0º e SSE 166º.

Figura 31 - Imagem de satélite da vizinhança do afloramento mostrando as direções preferenciais dos lineamentos.

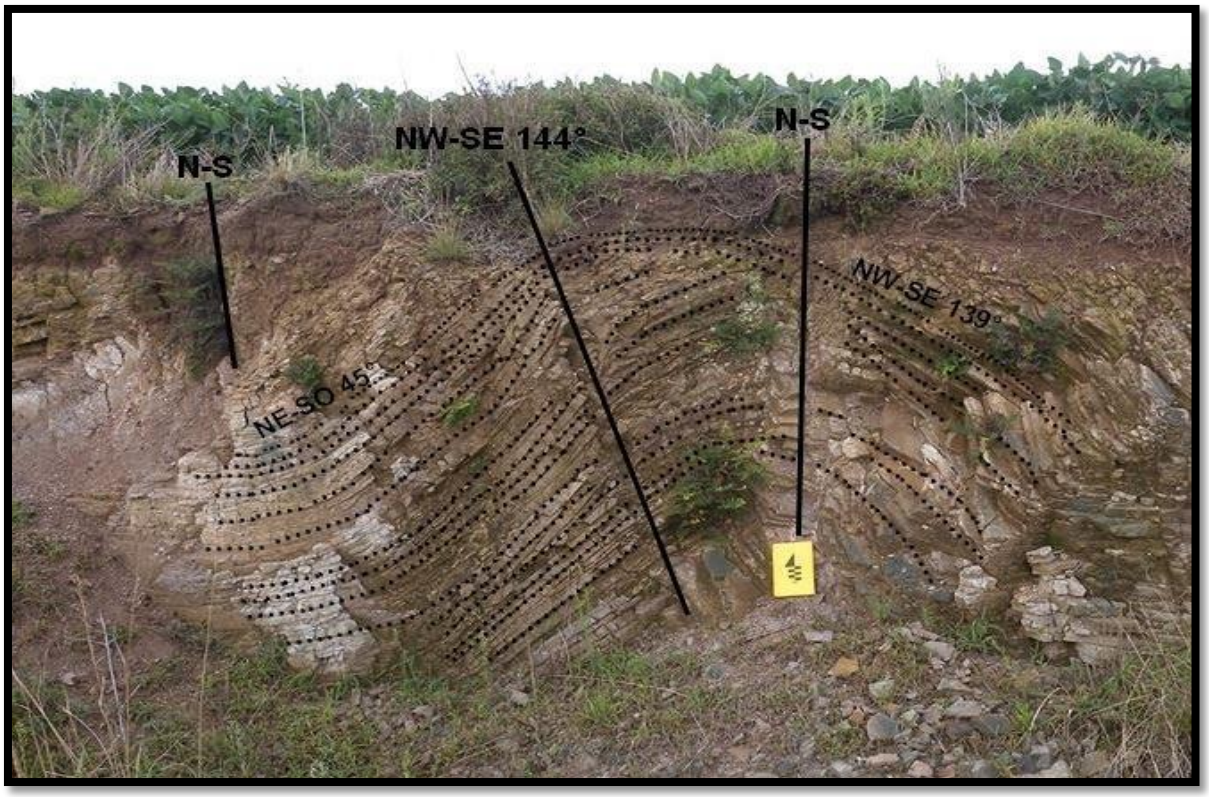
Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

É possível identificar quatro cabeceiras de drenagem com orientações NE-SO e outras quatro com orientação N-S, ou seja, orientações que corroboram com as direções das fraturas medidas no afloramento. Estas feições identificadas na imagem de satélite pertencem ao conjunto classificado como Cabeceiras em Divisor, e geologicamente estão situadas no topo do derrame A2, na camada Zona Amigdalar Brechada na Unidade Geomorfométricas I com altitudes acima da média e declividade superior a 5%.

Em outro ponto de afloramento, próximo das nascentes do Lajeado Negrinho, o maciço rochoso apresenta uma dobra com falhas, N-S e NW-SE, sendo a primeira no centro da dobra com azimute 0,4º mostrando intensa alteração e a segunda

próxima do centro, com azimute de 144º. No flanco direito a inclinação das camadas tem azimute de 139º. No flanco esquerdo a inclinação corresponde a 45º. As Figuras 32 e 33 mostram, respectivamente, o afloramento rochoso descrito e a imagem de satélite da paisagem no entorno do afloramento com a orientação das feições.

Figura 32 - Fotografia mostrando a estrutura dobrada em riolito com as direções das fraturas.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

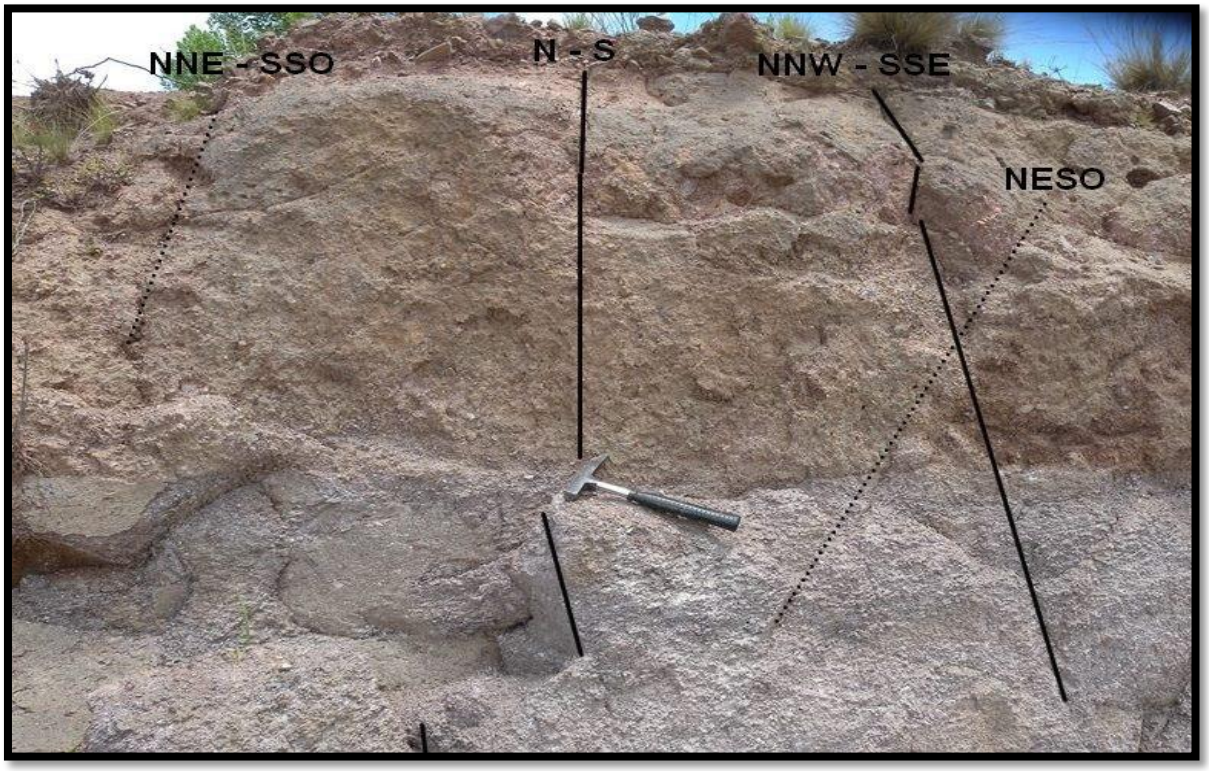
Figura 33 - Imagem de satélite dos arredores do afloramento rochoso, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos próximos.

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As cabeceiras com orientação NE-SO, NNW-SSE parecem ter relação com os flancos das dobras, provavelmente influenciada pelo mergulho das camadas que se reflete na declividade do terreno e acaba por direcionar o plano de inclinação do eixo da cabeceira. Também merece destaque as falhas N-S que mostram abertura preenchida por material vesicular brechado. São registradas três cabeceiras mostrando esta orientação. A exemplo das cabeceiras vizinhas do afloramento anterior, estas também estão situadas na zona brechada do topo do derrame A2, na Unidade Geomorfométrica I.

No afloramento Pedreira, uma área de jazida de material de alteração localizado próxima da área urbana de São Matinho da Serra, o padrão estrutural das fraturas mais perceptíveis está orientado em duas direções predominantes, N-S e NNW-SSE com valores de 5º e 165º, respectivamente, conforme mostra a Figura 34.

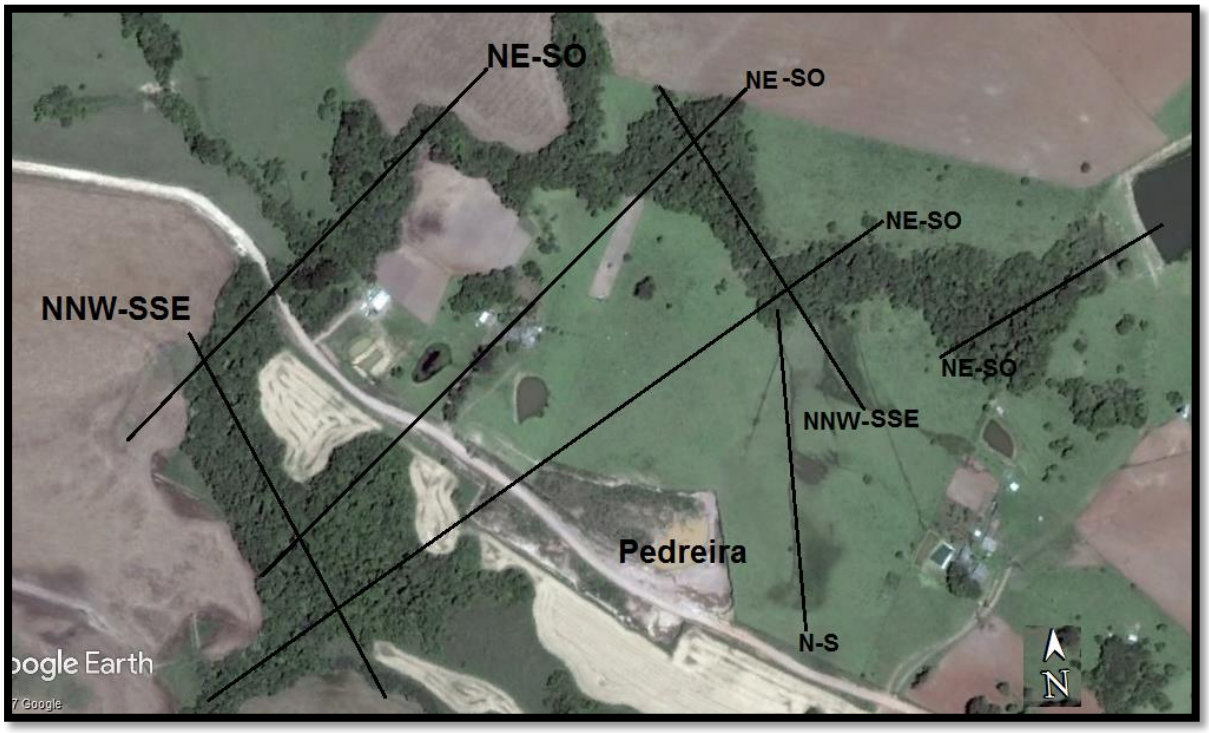
Figura 34 - Fotografia do talude da pedreira com as direções de falhas.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

A rede de drenagem próxima à pedreira exibe padrão geométrico quase retangular condicionada pela orientação das estruturas, coincidindo com as direções das fraturas avaliadas na pedreira (Figura 35).

Figura 35 - Imagem de satélite da vizinhança da pedreira. A direção preferencial dos lineamentos é muito semelhante a das fraturas medidas no talude da pedreira.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Este afloramento marca o contato entre os derrames ácidos (A2/A1), ficando exposto o material brechóide da zona amigdalar que preenche o contato entre os dois níveis de derrames, visível na parte inferior da foto.

Nota-se que embora seja uma área de divisor de águas, como revelado pela própria estrada, não são encontradas Cabeceiras de Divisor. O que se observa é a rede de drenagem já estabelecida com segmentos semicirculares em alguns trechos, já totalmente vegetadas, fato que sinaliza para uma correspondência entre as feições estudadas e o desenvolvimento da rede de drenagem condicionada pelas linhas de fraturas.

Para verificar a influência exercida pela litologia na concentração das feições, realizou-se a avaliação da distribuição destas formas geomorfológicas na bacia hidrográfica, levando em consideração os derrames ácidos pertencentes a Fácies Caxias e os básicos da Fácies Gramado. Além das feições serem separadas de acordo com a litologia, essa tarefa considerou a orientação dos eixos principais, para indicar as direções preferenciais das feições em cada litologia.

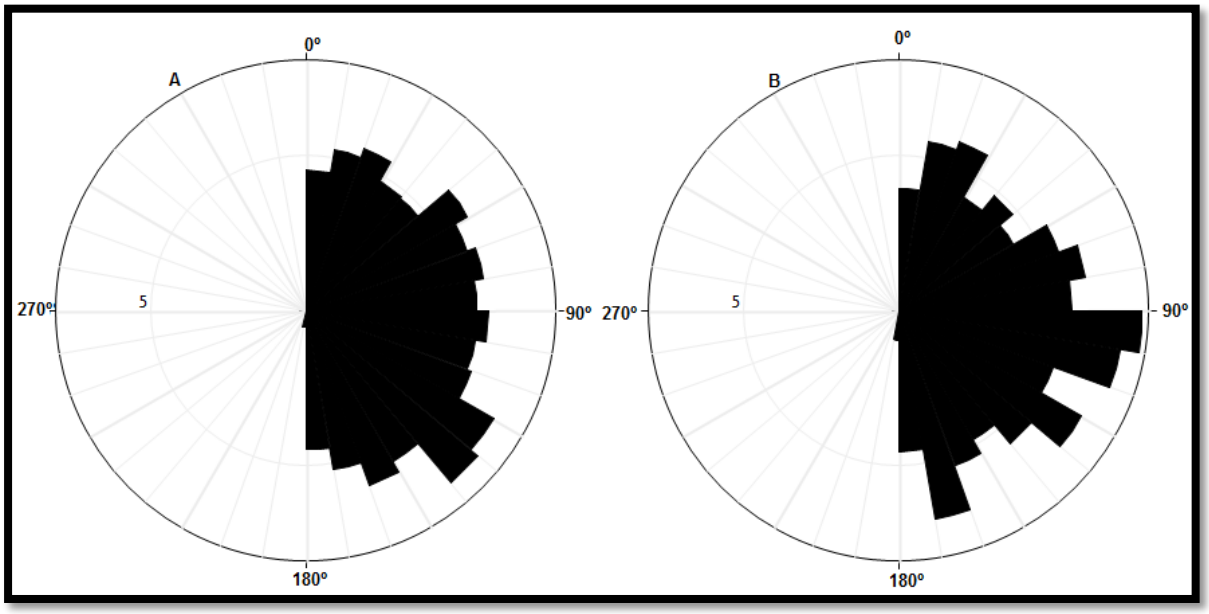
Tabela 5 - Total de eixos principais e percentual de cabeceiras nas Fácies Caxias e Gramado.

| Grupos | Fácies Caxias | | Fácies Gramado | |
|---|---|---|---|---|
| | N° de eixos principais das cabeceiras | % | Nº de eixos principais das cabeceiras | % |
| N-S | 254 | 9,4 | 83 | 9,3 |
| NNE | 249 | 9,2 | 90 | 10,1 |
| NE1 | 97 | 3,6 | 22 | 2,8 |
| NE2 | 232 | 8,6 | 61 | 7,6 |
| NE3 | 178 | 6,6 | 54 | 6,2 |
| NE4 | 116 | 4,3 | 35 | 4,0 |
| NE5 | 105 | 3,9 | 31 | 3,5 |
| E-W | 411 | 15,2 | 170 | 18,9 |
| ESE | 195 | 7,2 | 60 | 6,9 |
| SE | 606 | 22,4 | 217 | 24 |
| SSE | 258 | 9,5 | 96 | 10,9 |

Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Foram mapeados 2702 eixos principais de cabeceiras na Fácies Caxias, com predomínio em valores absolutos da direção SE (117,5-152,5°) registrando-se 606 eixos, equivalendo a 22,4% do total dos eixos nessa litologia. No conjunto, os eixos de direção NE (27,5-77,5°) representam 27% do total registrado nas rochas ácidas. A Figura 36 mostra a distribuição da direção dos eixos das cabeceiras de drenagem na Fácies Caxias e Gramado.

Figura 36 - Diagramas de rosetas correspondentes aos eixos maiores das cabeceiras de drenagem na Fácies Caxias (A) e Fácies Gramado (B).




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Na Fácies Gramado foram mapeados 919 eixos, prevalecendo em termos totais também a direção SE, com 217 eixos, o que equivale a 24%. No conjunto, a direção NE se destaca com 24,1% do total dos eixos. Ocorre uma grande concentração de eixos maiores com direção entre 90-110º coincidindo com o grupo de lineamentos E-W, como é possível observar no diagrama de rosetas.

Como é possível concluir, não são registradas grandes diferenças com relação à orientação das cabeceiras e depressões em função da litologia. De forma geral predominam as orientações NE e SE, com uma observação em relação aos eixos E-W na Fácies Gramado que exibe um agrupamento maior que a Fácies Caxias.

No entanto, com relação a distribuição das feições de acordo com a litologia foi registrado diferenças significativas que mostram uma concentração maior das feições na Fácies Caxias.

Foi contabilizado um total de 2702 cabeceiras (Cabeceiras em Divisor, Concavidades Rasas e Depressões em Fundo de Vale) na Fácies Caxias em uma área de 397 km², o que resulta em uma densidade de 6,80 cabeceiras/Km². Na

Fácies Gramado, foi registrada a ocorrência de 919 cabeceiras distribuídas em uma superfície de 192 km², resultando em uma densidade de 4,78 cabeceiras por Km².

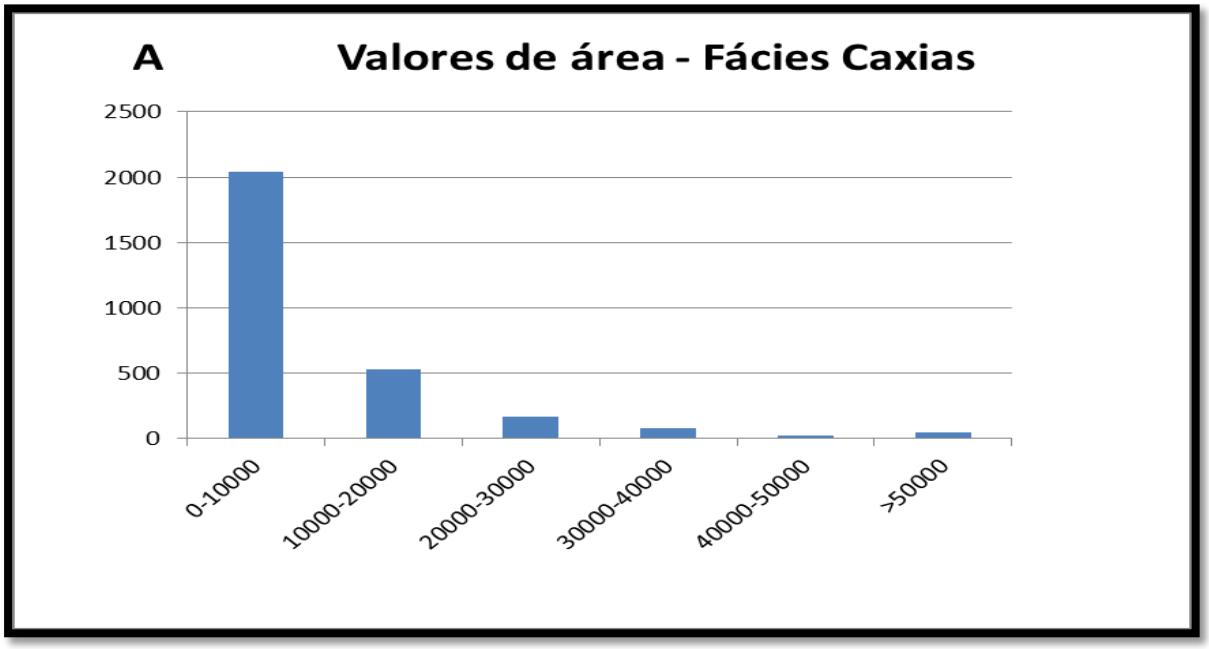
As Depressões Fechadas são 169 na Fácies Caxias, resultando em uma densidade de 0,42 depressões por Km², enquanto que na Fácies Gramado registrou-se 65 depressões fechadas, o que resulta em uma densidade de 0,33 depressões por Km².

O cálculo da relação entre a superfície total estudada e a soma das áreas individuais das cabeceiras e depressões permite a obtenção do *Pitting index*. Este índice é comumente utilizado para estimar o grau de desenvolvimento do carste, ou a intensidade dos processos de carstificação (MORAIS; SORIANO, 2017), sendo aplicado na área de estudo como parâmetro para avaliar a intensidade dos processos responsáveis pela gênese das feições nas diferentes litologias da bacia hidrográfica. Para as cabeceiras (Cabeceiras de Divisor, Concavidades Rasas e Depressões em Fundo de Vale), a Fácies Caxias, apresenta Pitting index de 15,20 e a Fácies Gramado 26,23. Para as Depressões Fechadas, a Fácies Caxias tem índice de 694,17 e a Fácies Gramado apresenta índice de 1.150,59.

Este índice é melhor compreendido quando analisado juntamente com os valores percentuais ocupado pelas feições em cada litologia. Na Fácies Caxias, as cabeceiras ocupam 6,57% da área total desta litologia, enquanto que no Gramado o percentual é de 3,81%. Já para as Depressões Fechadas, estas feições ocupam na Fácies Caxias 0,14% da área, enquanto que na Fácies Gramado o valor é de 0,086% da área total dessa litologia. Esses valores são coerentes e confirmam que a ampla maioria das cabeceiras e das Depressões Fechadas são de dimensões areais pequenas e que ambos os conjuntos de feições estão mais presentes na Fácies Caxias.

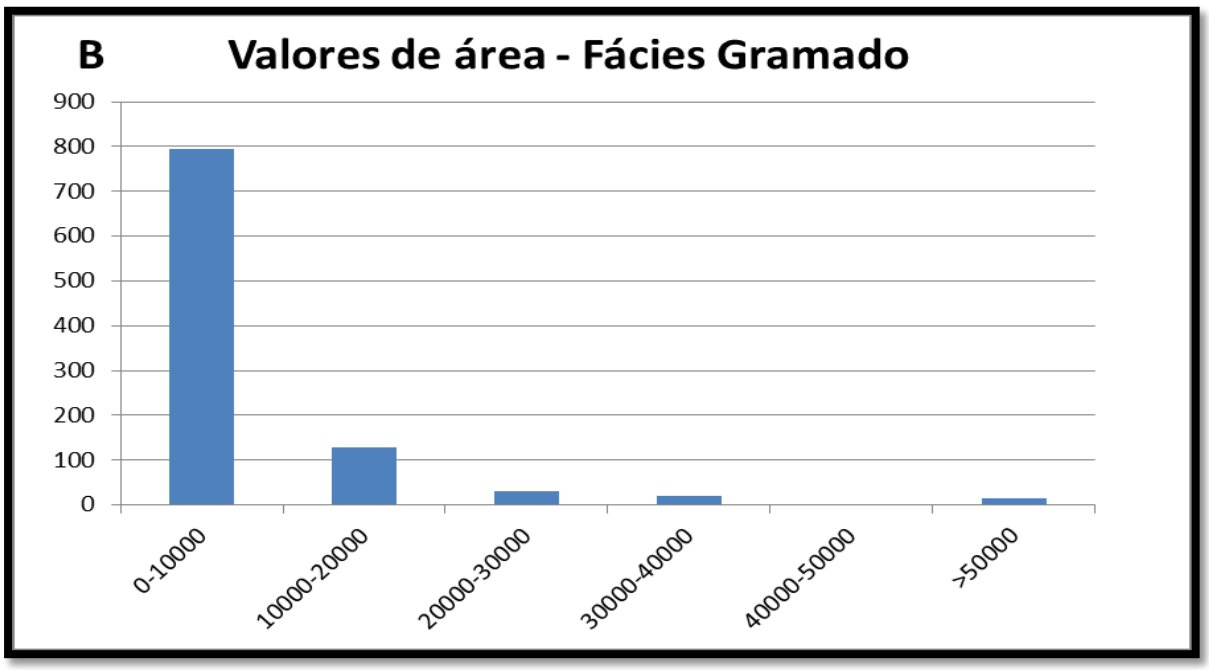
Analisando as áreas das feições em cada litologia verificou-se que na Fácies Caxias os valores oscilaram entre 39,7 e 159.794,73 m² com média de 9.075,42 m² e desvio padrão de 12.019,4 m². Na Fácies Gramado, os valores de área variaram entre 84,3 e 159.717,98 m² com média de 7.376,20 m² e desvio padrão de 12.581,70. Os Gráficos 6 e 7 mostram a distribuição das áreas das feições nas Fácies Caxias e Gramado, respectivamente.

Gráfico 6 - Distribuição das áreas das feições nas Fácies Caxias.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Gráfico 7 - Distribuição das áreas das feições nas Gramado.



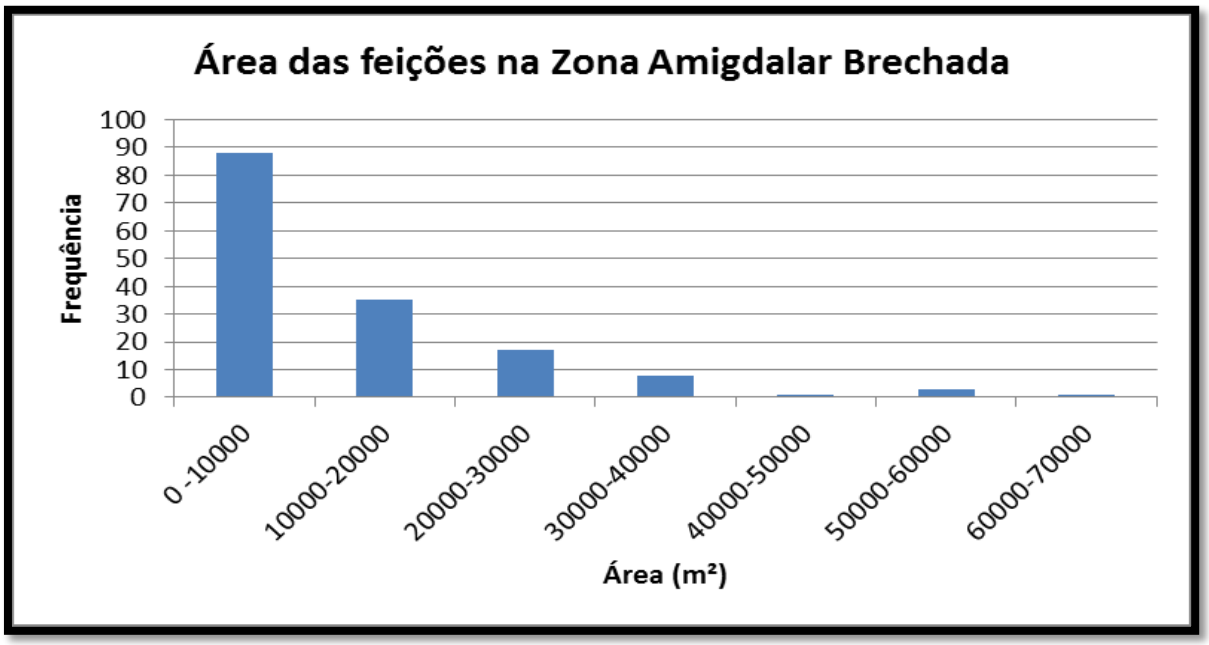

Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Os valores observados indicam o predomínio de cabeceiras com tamanhos pequenos em ambas as litologias, com poucas feições apresentando grandes formas individuais. A maioria das feições tem dimensões areais inferior a 10000 m².

Foram avaliadas as áreas e o índice de circularidade das feições, de acordo com a distribuição nos diferentes níveis de derrames vulcânicos identificados em campo.

Na Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2, em cotas altimétricas superiores a 490 metros são registradas 153 feições, com o valor máximo de área de 63.389 m², média de 12.862,8 m² e desvio padrão de 11.786,50252 m². Do total das feições, 57,5% apresentam área menor que 10.0000m$^2$. Acima de 50.000 m$^2$ foram identificadas apenas quatro feições. Os Gráficos 8 e 9 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

Gráfico 8 - Distribuição das áreas das feições na Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2.

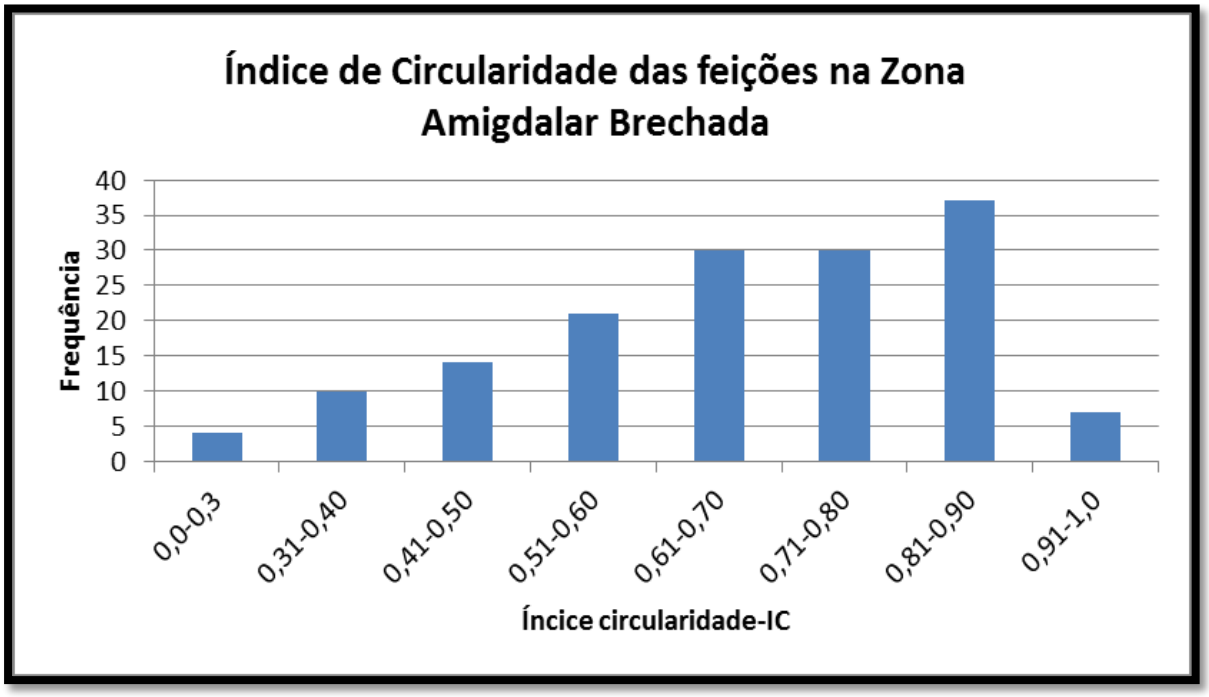



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Com relação ao índice de circularidade das feições, predomina a classe com índice entre 0,81 a 0,90 representando 24,1% do total das feições mapeadas na

Zona Amigdalar Brechada do topo do A2. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,21 e 0,94 com média de 0,67 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 9 - Distribuição dos índices de circularidade das feições na Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

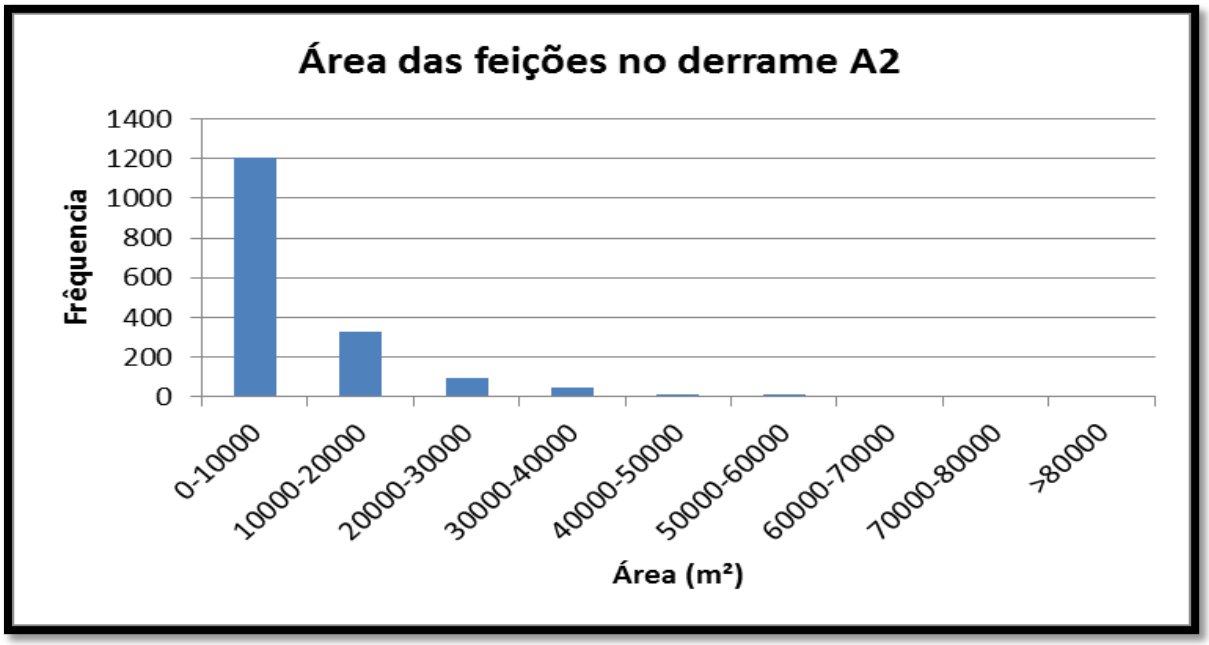
O índice de circularidade tem o objetivo de identificar a similaridade entre a geometria da feição estudada e a forma perfeita de um círculo. Mills; Starnes (1983) chamaram o índice de circularidade de índice de irregularidade, pois expressa a possibilidade do controle da estrutura geológica sobre a forma das feições (MORAIS; SORIANO, 2017).

A distribuição do índice de circularidade na zona amidalar brechada do topo se explica por uma maior frequência de pequenas feições, que tendem a apresentarem-se menos irregulares que as grandes formas.

Os principais grupos de lineamentos responsáveis pela orientação das feições nesta porção da bacia são os de direção SE, NE2 e NNE. Estes grupos orientam o sentido de alongamento de grande parte das Cabeceiras de Divisor formando as nascentes dos principais tributários do rio Guassupi.

No derrame ácido A2 em cotas altimétricas entre 440 e 490 metros foram mapeadas 1714 feições, com o valor máximo de área de 119.358,4m², média de 9.098,8 m² e desvio padrão de 11.328,2 m². Do total das feições, 70,1% apresentam área menor que 10.0000m². Acima de 50.000 m² foram identificadas apenas 29 feições. Os Gráficos 10 e 11 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

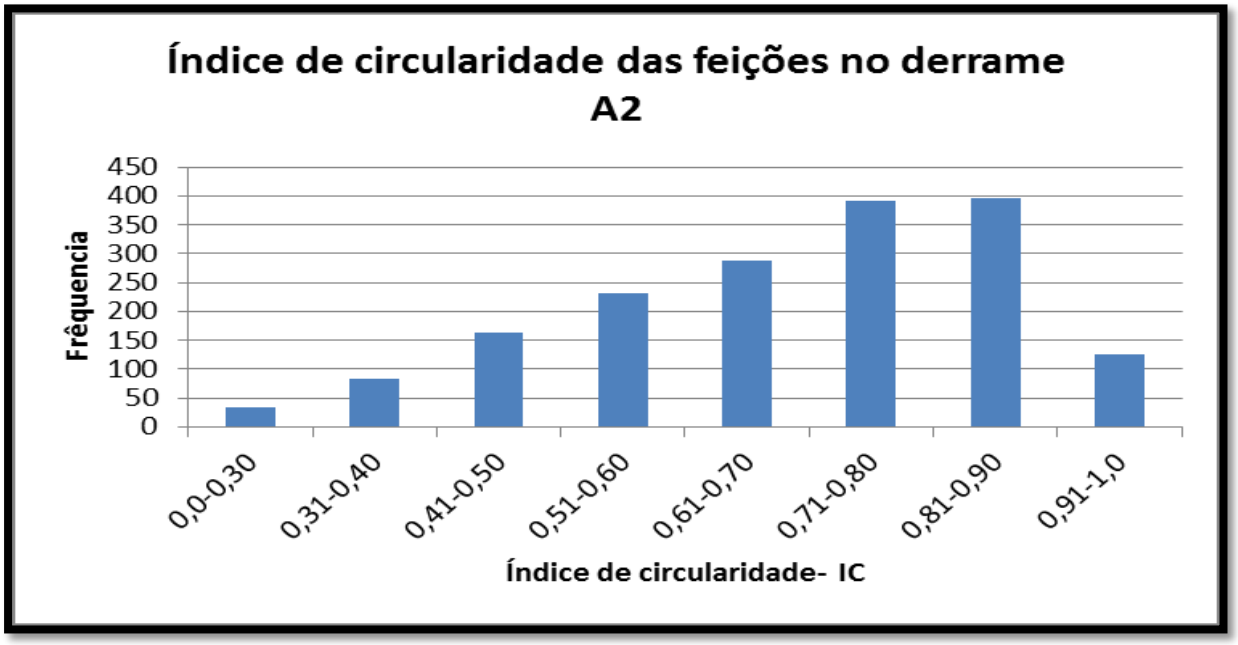
Gráfico 10 - Distribuição das áreas das feições no derrame A2.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O índice de circularidade das feições mostra predomínio das classes entre 0,81 a 0,90 e 0,71 a 0,80 representando 23,1% e 22,8% do total das feições mapeadas, respectivamente. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,1 e 0,99 com média de 0,69 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 11 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame A2.

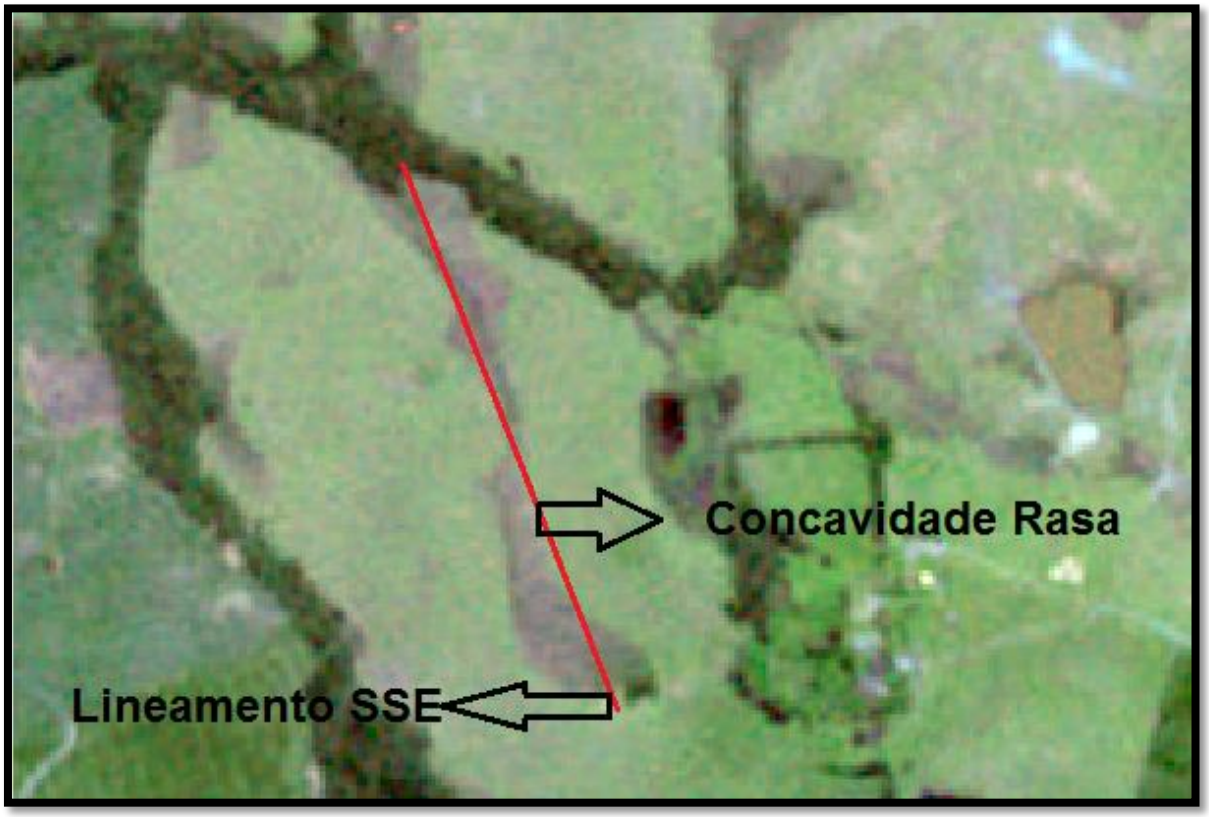



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A orientação principal das feições é determinada pelo grupo SE, responsável pela direção da maior parte dos lineamentos que formam o eixo maior das cabeceiras e depressões fechadas. Entre os pares de lineamentos que mais estão relacionados às feições nesta porção dos derrames destacam-se o grupo SE e o NE2, que orientam os eixos maiores e menores das feições, respectivamente.

As feições com índice de circularidade inferior a 0,6 são 502, representando 29,2% do total das feições no de derrame A2. A grande maioria destas feições tem seu eixo principal determinado pelos lineamentos de direção SE e SSE. Este último grupo é responsável pela formação de grande parte das Concavidades Rasas, que tem seu alongamento principal com orientação SSE.

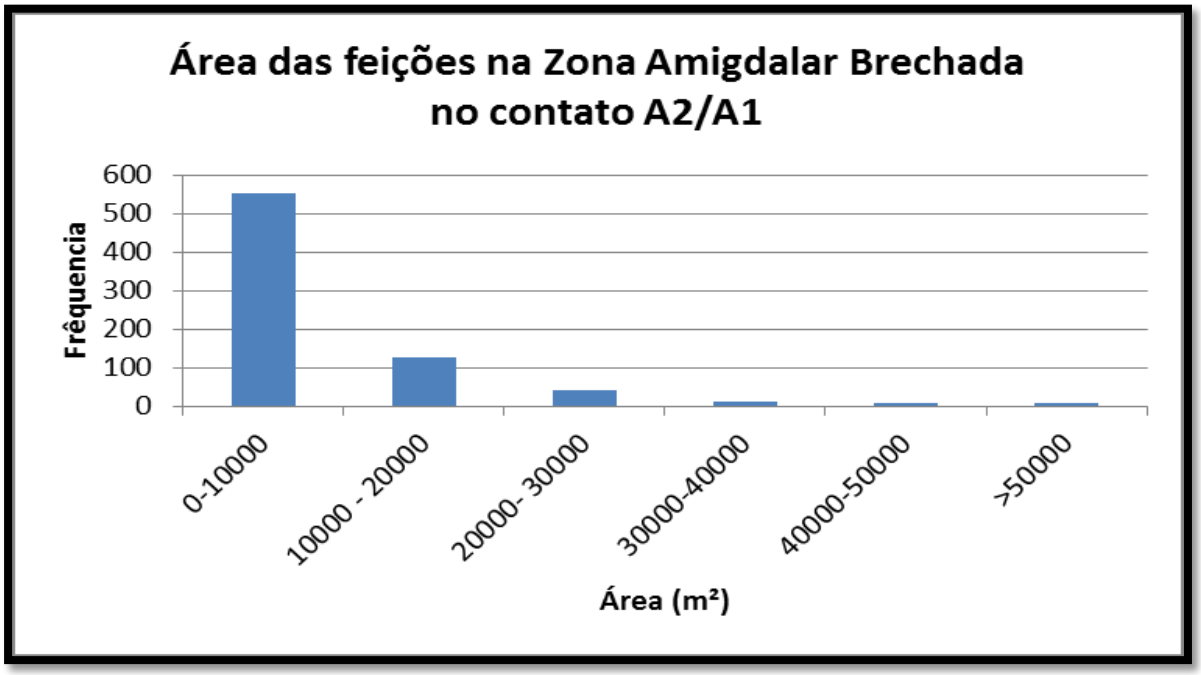
Figura 37 - Concavidade Rasa com orientação SSE no derrame A2.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Na segunda Zona Amigdalar Brechada no contato entre os derrames ácidos A2/A1 em cotas altimétricas entre 420 e 440 metros foram identificadas 747 feições, com o valor máximo de área de 159.794,7 m², média de 8.299,2 m² e desvio padrão de 12.047,8 m². Do total das feições, 74% apresentam área menor que 10.0000m$^2$. Acima de 50.000 m$^2$ foram identificadas apenas 10 feições. Os Gráficos 12 e 13 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

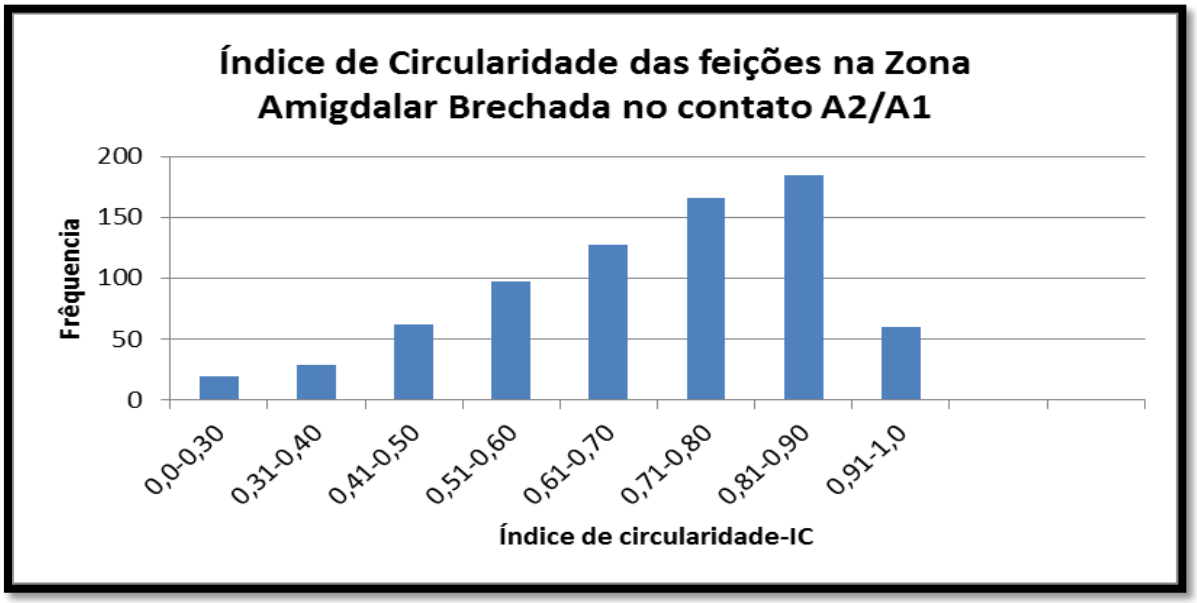
Gráfico 12 - Distribuição das áreas das feições na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A2/A1.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O índice de circularidade das feições mostra predomínio da classe entre 0,81 a 0,90 representando 24,7% do total desta porção. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,12 e 0,96 com média de 0,69 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 13 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A2/A1.

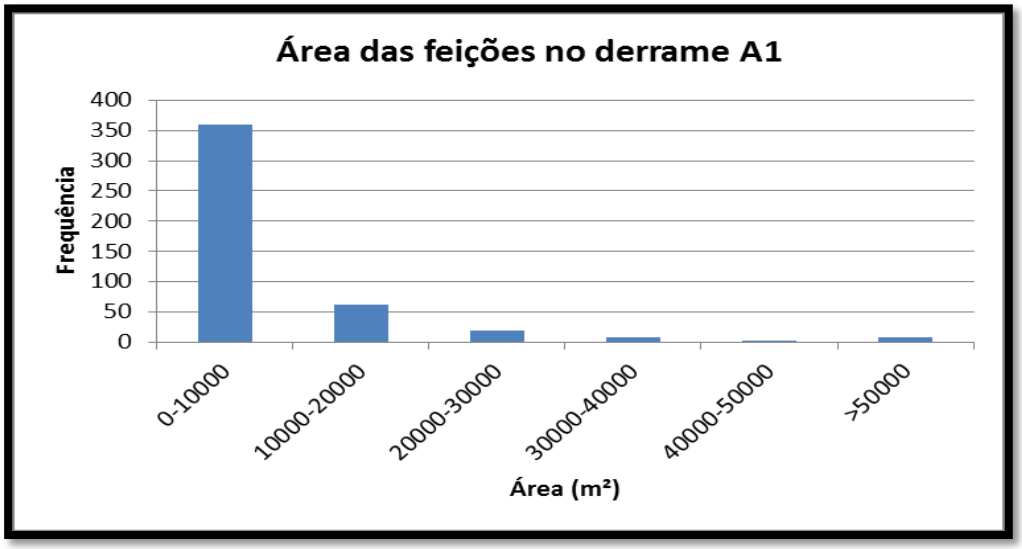



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As feições com área menor que 10.000 m$^2$ possuem índice médio de circularidade de 0,74, enquanto que as 10 feições com valores de área superior a 50.000 m$^2$ apresentam média de circularidade de 0,35. Tal fato indica que o comportamento da relação entre as áreas das feições e o índice de circularidade nesta segunda Zona Amigdalar Brechada, são inversamente proporcionais, quando se analisa os extremos destes parâmetros. As feições que apresentam as maiores áreas pertencem ao conjunto das Depressões em Fundo de Vale e têm suas orientações condicionadas pelos lineamentos pertencentes aos grupos SE e SSE.

No derrame ácido A1 em cotas altimétricas entre 400 e 420 metros foram mapeadas 457 feições, com o valor máximo de área de 156.371,7m², média de 7.565,2 m² e desvio padrão de 13.512,3 m². Do total das feições, 78,8% apresentam área menor que 10.0000m$^2$. Acima de 50.000 m$^2$ foram identificadas apenas 8 feições. Os Gráficos 14 e 15 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

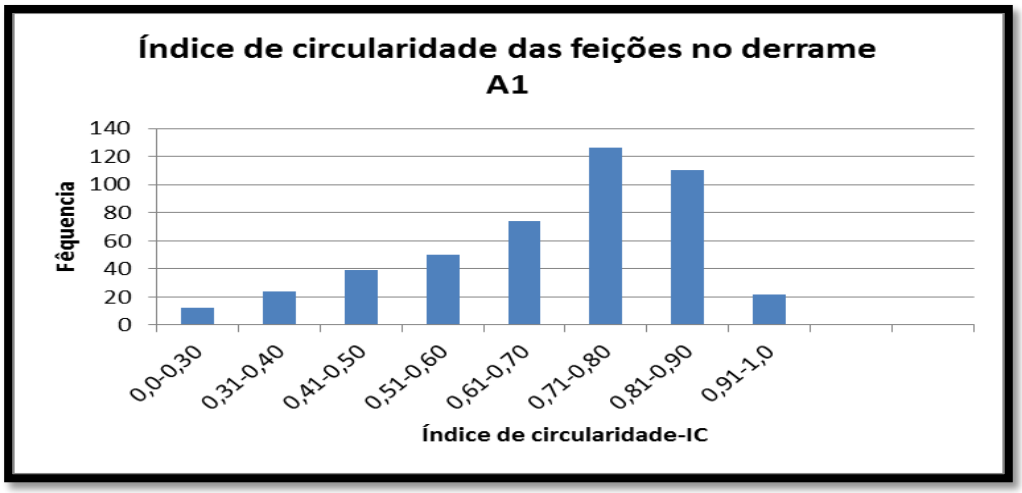
Gráfico 14 - Distribuição das áreas das feições no derrame A1.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O índice de circularidade das feições apresenta predomínio da classe entre 0,71 a 0,80 representando 27,5% do total das feições no derrame A1. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,12 e 0,95 com média de 0,69 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 15 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame A1.

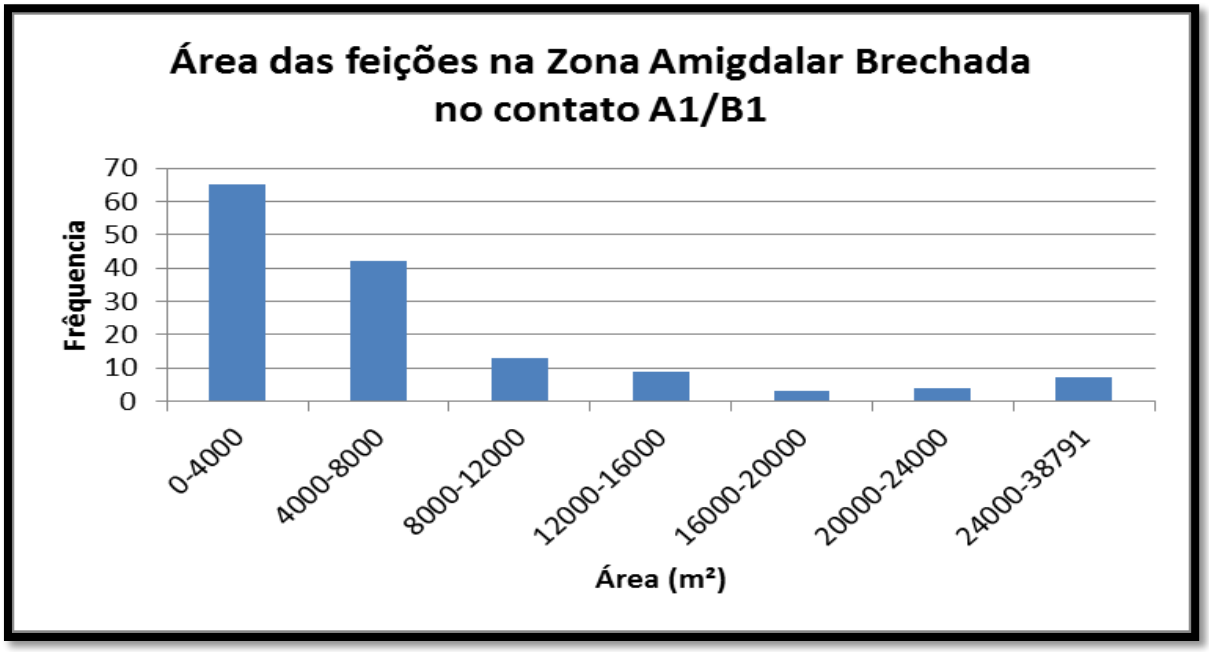



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

As feições que apresentam as maiores áreas tem sua montante assentada sobre a Zona Amigdalar Brechada e a porção da jusante se estendendo em direção ao derrame A1. As 8 feições com áreas acima de 50.000 possuem índice de circularidade de 0,39 sendo condicionadas pelos lineamentos de direção SE e SSE.

A Zona Amigdalar Brechada no contato entre os derrames ácido e básico (A1/B1) em cotas altimétricas de 390 a 400 metros registra 143 feições, com o valor máximo de área de 38.791 m², média de 6.954 m² e desvio padrão de 7.805 m². Do total das feições, 79% apresentam área menor que 10.0000 m². Os Gráficos 16 e 17 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

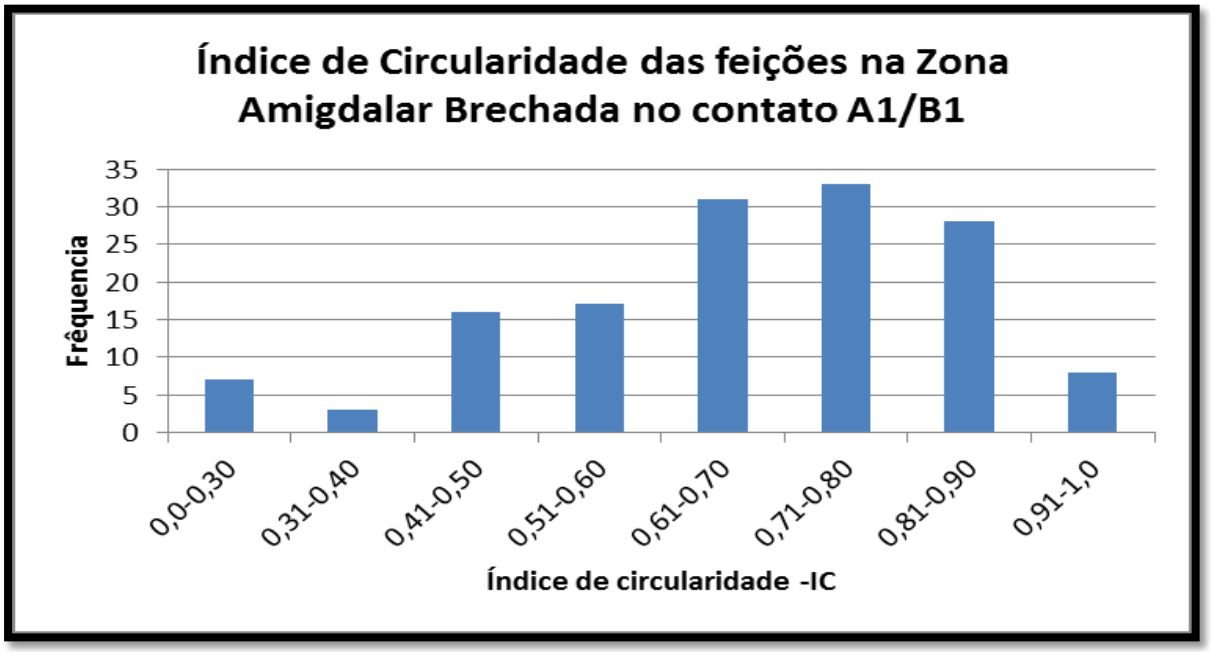
Gráfico 16 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A1/B1.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O índice de circularidade das feições mostra predomínio da classe entre 0,71 a 0,80 representando 23% do total das feições desta porção. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,2 e 0,95 com média de 0,66 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 17 - Distribuição dos índices de circularidade na Zona Amigdalar Brechóide entre os derrames A1/B1.

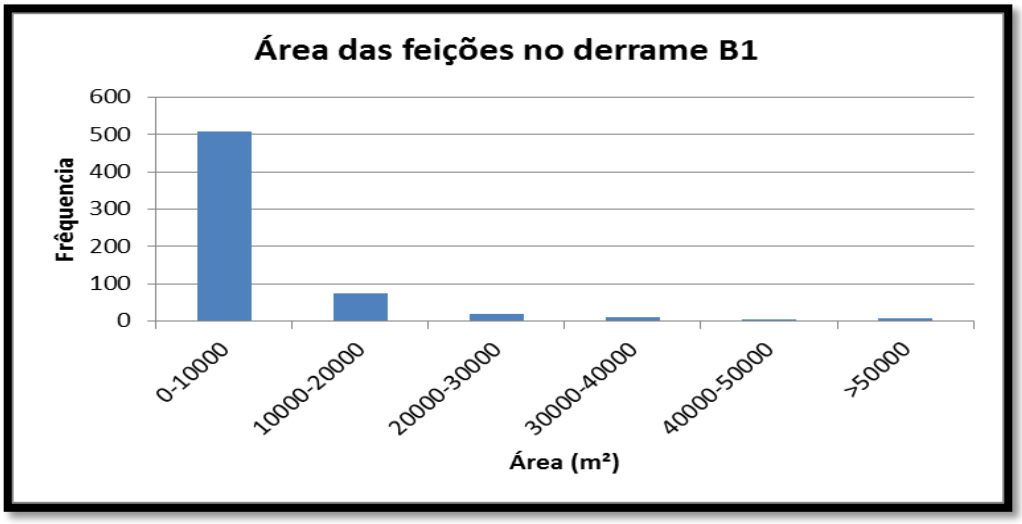



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Esta primeira Zona Amigdalar Brechoide consiste em uma estreita faixa de transição confinada entre os derrames B1/A1, com classe de declividade em alguns locais entre 12 e 30%. Essa característica do relevo com inclinação acentuada estabelece um eixo com pequena extensão longitudinal conferindo as feições tamanhos pequenos, não excedendo 40.000 $m^2$, bem como a menor média de circularidade entre as feições presentes em todos os derrames na bacia.

No derrame básico B1 em cotas altimétricas inferiores a 390 metros foram mapeadas 623 feições, com o valor máximo de área de 159.717,9 $m^2$, média de 15.138,7 $m^2$ e desvio padrão de 19.006,7 $m^2$. Do total das feições 81,7% apresentam área menor que 10.0000$m^2$. Acima de 50.000 $m^2$ foram identificadas apenas 8 feições. Os Gráficos 18 e 19 mostram, respectivamente, os valores de área e de índice de circularidade das feições nesta porção do derrame.

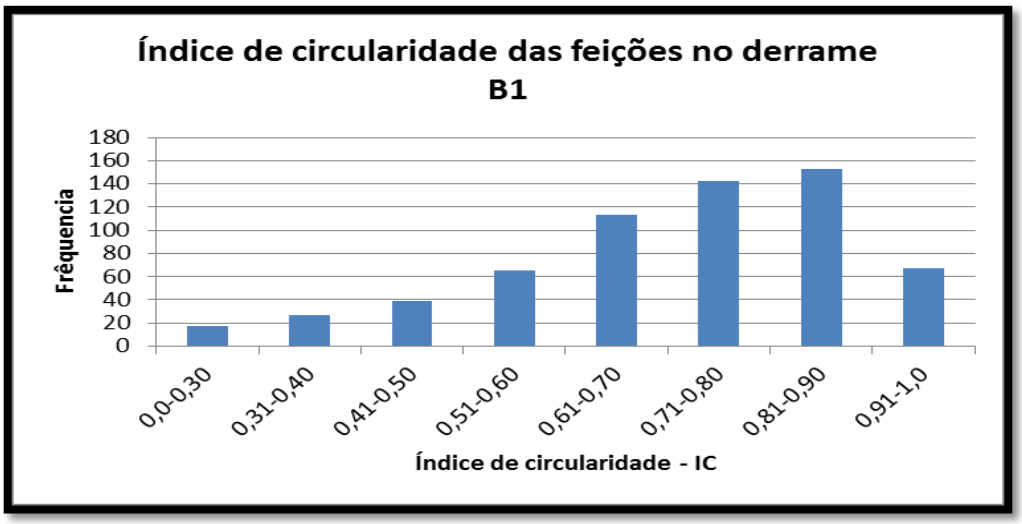
Gráfico 18 - Distribuição das áreas das feições no derrame B1.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

O índice de circularidade das feições mostra predomínio da classe entre 0,81 a 0,90 representando 24,5% do total das feições desta porção. Os valores do índice de circularidade oscilaram entre 0,09 e 0,95 com média de 0,71 e desvio padrão de 0,17.

Gráfico 19 - Distribuição dos índices de circularidade das feições no derrame B1.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Chama a atenção a grande variação no tamanho das áreas apresentadas pelas feições, fato que fica evidente quando se observa o desvio padrão mostrado pelas formas. As feições com área superior a 50.000 $m^2$ tendem a se concentrarem próximas do alto e médio curso do rio Guassupi, constituindo-se nas Depressões em Fundo de Vale, com as declividades de suas vertentes entre 12 e 30%. O Quadro 2 mostra um resumo das características morfométricas e litológicas das feições.

Os quatro conjuntos de feições (Depressões Fechadas, Cabeceiras em Divisor, Concavidades Rasas e Depressões em Fundo de Vale) identificadas e analisadas expressam uma sequência evolutiva. Com os dados levantados até o momento formulou-se a ideia de que estas feições encontram-se em estágios evolutivos diferentes. Presume-se que a ordem de evolução das feições tenha a seguinte disposição: i) primeiramente surge na paisagem uma Depressão Fechada como consequência do intemperismo e erosão no cruzamento de fraturas; ii) posteriormente, com a continuidade do processo de alteração nas fraturas, a depressão tende ao alongamento no sentido do lineamento dominante, fato que promove a coalescência de duas ou mais feições do tipo Depressão Fechada; iii) a união das depressões e a formação de um canal hidrográfico origina as Cabeceiras em Divisor, principalmente nas zonas menos resistente ao intemperismo, fato que promove a incisão e aprofundamento da feição; iv) em uma fase mais evoluída as Cabeceiras em Divisor tendem a redução nas taxas de incisão por um determinado período de tempo geológico, devido o *front* de intemperismo atingir uma camada mais resistente. No entanto este processo, mesmo que lento avança pelo tempo geológico até novamente atingir uma camada menos resistente, que pode ser representada pela Zona Amigdalar Brechada, dando origem a uma feição com dimensões bastante significativa em relação aos estágios evolutivos anteriores denominada Depressão em Fundo de Vale.

Para compreender melhor dos materiais que ocorrem nas vertentes destas feições e que estão associados com a sua evolução, optou-se por investigar três Cabeceiras de Divisor. Esta escolha se deve pelo fato de que elas encontram-se nas maiores altitudes da bacia, locais onde o relevo tem maior energia favorecendo ao fluxos de materiais ao longo da vertente o que é comprovado pelo grau de desenvolvimento destas feições que mostram uma subsidência do terreno expressa pelas formas assumidas pelas suas vertentes.

Quadro 2 - Resumo das características morfométricas e litológicas das feições.

| Feições | Unidades Geomorfométricas | Parâmetros morfométricos do terreno | Associação litológica | Índice de Circularidade IC | Direção do lineamento principal |
|---|---|---|---|---|---|
| **Depressões Fechadas** | III | Altitudes superiores à 400 m e declividades inferiores a 5%. Vertentes: côncavas/ convergentes | A1 e A2 | IC superior a 0,91 | Sem direção definida |
| | VI | Altitudes inferiores a 400 m e declividades inferiores a 5%. Vertentes: convexas/ convergentes | | | |
| **Cabeceiras em Divisor** | I | Altitudes superiores à 490 m e declividades acima de 5%. Vertentes: côncavas /convergentes | Zona Amigdalar Brechada do topo do derrame A2 | Classe predominante: 0,81 a 0,90 Média de IC: 0,67 | SE; NE2; NNE |
| **Concavidades Rasas** | III | Altitudes entre 440-490 m e declividades inferiores a 5%. Vertentes: côncavas/ convergentes | Derrame ácido A2 | IC inferior a 0,6 | SSE |
| **Depressões em Fundo de Vale** | II | Altitudes entre 420-440 m e declividade superior a 5%. Vertentes: convexas /divergentes | Zona Amigdalar Brechada no contato A2/A1 | Média de IC: 0,35 | SE e SSE |
| | V | Altitudes entre 390-400 m e declividade superior a 5%. Vertentes: convexas /divergentes | Zona Amigdalar Brechada no contato A1/B1 e B1. | Média de IC: 0,66 | Sem direção definida |

Fonte: Elaborado pelo autor (2018).

# 6 RELAÇÃO ENTRE O PERFIL DE ALTERAÇÃO E A EVOLUÇÃO DAS VERTENTES DAS CABECEIRAS

Inicialmente serão apresentados os resultados referentes a algumas características morfológicas gerais dos perfis de solo avaliados nas três cabeceiras pesquisadas a fim de fornecer elementos para que posteriormente, sejam discutidos os processos que acontecem ao longo da topossequência e estão relacionados com a gênese e evolução das cabeceiras na área de estudo.

É importante destacar que a cota altimétrica de 500 metros, altitude aproximada na qual estão situadas às cabeceiras investigadas, é referência como divisor de águas que delimita a porção sul da bacia do rio Guassupi.

As Cabeceiras 1; 2 e 3 encontram na Zona Amidalar Brechada no topo do último derrame ácido (A2), bem como em algumas falhas geológicas que ocorrem nesta porção do planalto das Araucárias. A Figura 38 mostra um afloramento de rocha vulcânica amigdalar brechada.

Figura 38 - Afloramento de rocha amigdalar brechada.

Fonte: Nummer (2014).

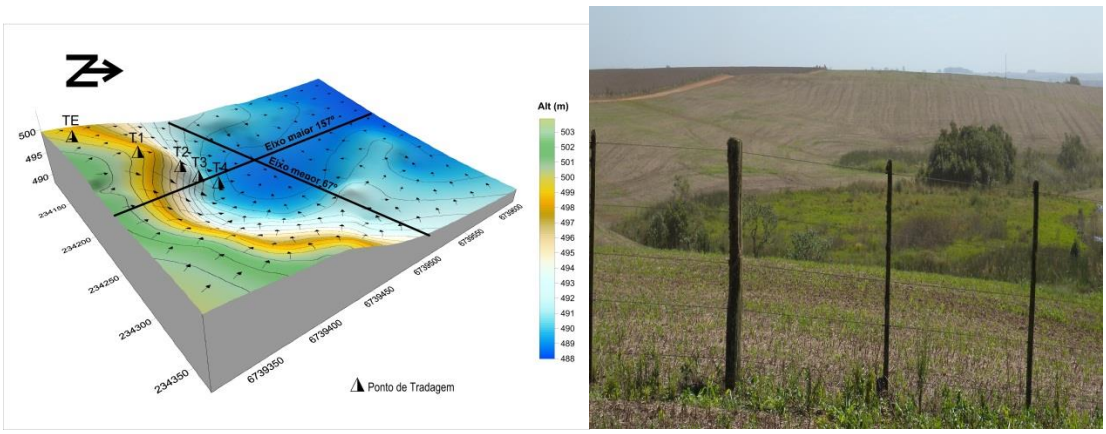
A porção amigdalar é associada a uma brecha vulcânica representando um material muito heterogêneo, principalmente quando alterado. Apresenta espessura

média em torno de 10 metros e como já mencionado anteriormente, tem sua porção superior em cota altimétrica por volta de 500 metros.

## 6.1 CABECEIRA 1

A Cabeceira 1, está situada no divisor de águas em cota altimétrica de 500 metros, configurando-se em uma das nascentes do Arroio Lajeado Guassupizinho. Apresenta uma ramificação estando subdividida em três canais tronco que se unem para formar um curso d'água a jusante. A feição que foi avaliada tem cota de 492 metros no fundo, com distância horizontal do topo até a base de 90 metros, o que confere uma declividade de 9% para suas vertentes (Figura 39).

Figura 39 - Representação em 3D da Cabeceira 1 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição.




Fonte: Trabalho de campo.

A cabeceira tem eixo maior orientado por lineamentos de direção SSE (157º) e eixo menor NE4 (67º). Após a união das três cabeceiras tronco em um único canal, a drenagem mostra uma inflexão para NE (23º) e posteriormente para SE (130º) já como rio Guassupizinho, seguindo esta direção até sua foz. Seus afluentes da margem esquerda seguem direções NNE e os da margem direita ESE e SSE.

### 6.1.1 Perfis de alteração

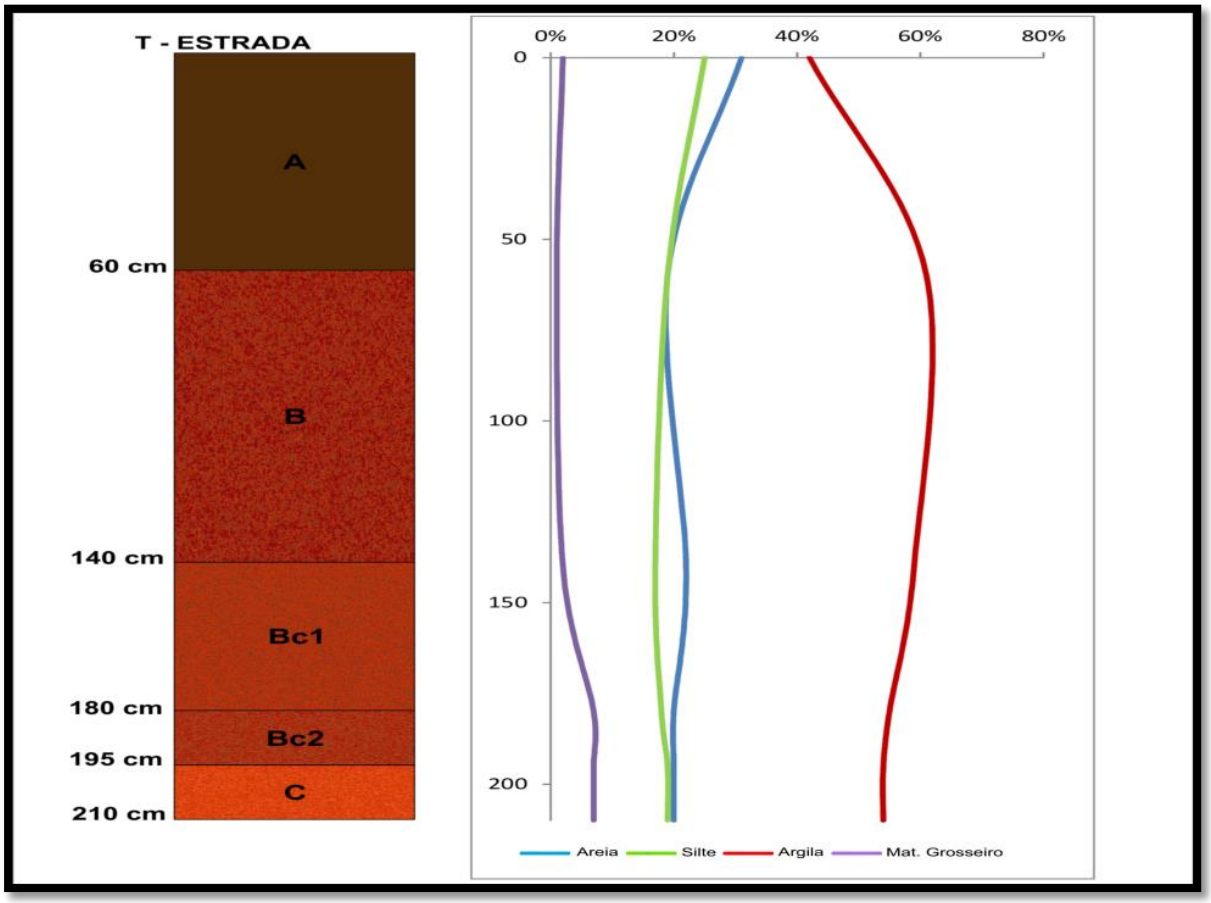
Foram executadas quatro tradagens na Cabeceira 1: i) a primeira, TE foi realizada no divisor de águas na cota altimétrica de 500 metros, junto a estrada, ii) T1- realizada na cota altimétrica de 500 metros, sob o topo plano de uma colina em condição de baixa declividade, iii) T2- localizada no terço superior da vertente, com cota altimétrica de 496 metros; iv) T3 - realizada na meia encosta, na cota de 494 m, e; v) T4- próxima da cabeceira sob influência da umidade, em cota de 489 m.

A seguir são apresentadas as descrições morfológicas referentes às coletas realizadas nos pontos de tradagem.

- Tradagem Estrada (TE)

Este perfil apresenta espessura de 2,10 metros, sendo o perfil mais espesso avaliado para a Cabeceira 1. A Sequência I de cor muito escura indica a presença de matéria orgânica, o que pode ser constatado pela presença de raízes. Apresenta 31% de areia, valor que tende a sofrer pequena redução nos horizontes inferiores. A Sequência II apresenta textura muito argilosa (61%). Já as sequências III, IV e V tendem a apresentar pequena redução no teor de argila quando comparados com a II, sendo também de textura argilosa. Este horizonte apresenta cor avermelhada distribuída de forma bem homogênea o que serve como indicativo de boa condição de drenagem, fato que era esperado devido a posição que a tradagem foi realizada, no divisor em condição local de baixa declividade. A Figura 40 resume as características do perfil de alteração TE.

Figura 40 - Tradagem estrada (TE). Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas.



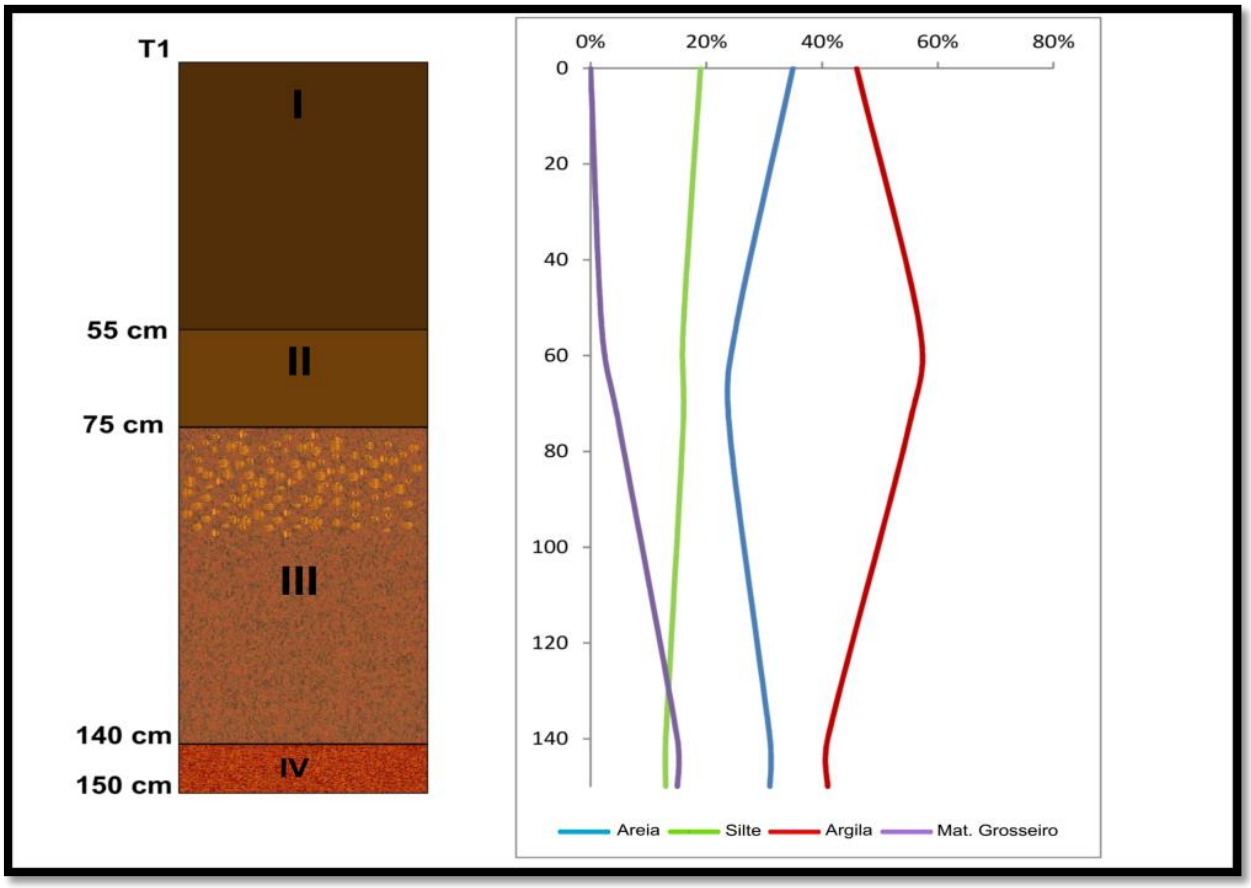

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 1 (T1)

Neste perfil de alteração a sequência I, semelhante ao do perfil anterior, apresenta cor marrom escura, evidenciando a presença de matéria orgânica. Já a sequência II, tem cores marrom mais clara que a I devido a redução da matéria orgânica e o aumento do teor de argila. Todas as sequências apresentam uma predominância de argila, o que confere textura argilosa a todo o perfil. Observando o comportamento das frações granulométricas no sentido vertical, nota-se que os percentuais de areia e argila se comportam de maneira inversamente proporcional, ou seja, nos horizontes em que ocorre aumento ou redução de argila, acontece a situação inversa na fração areia, de modo que a fração silte tem comportamento constante. Nos primeiros centímetros da sequência III, destaca-se a presença de

uma linha de pedra composta por material grosseiro formada por concreções de óxidos de ferro, quartzo e calcedônias provenientes da alteração da Zona Amigdalar Brechada. Isso fica visível ao observar o esquema do perfil de alteração, que mostra a partir da sequência III o aumento em percentual de areia e material grosseiro em contrapartida da redução da fração argila. A Figura 41 resume as características do perfil de alteração T1.

Figura 41 - Esquema mostrando o perfil de alteração T1 e a distribuição das frações granulométricas.



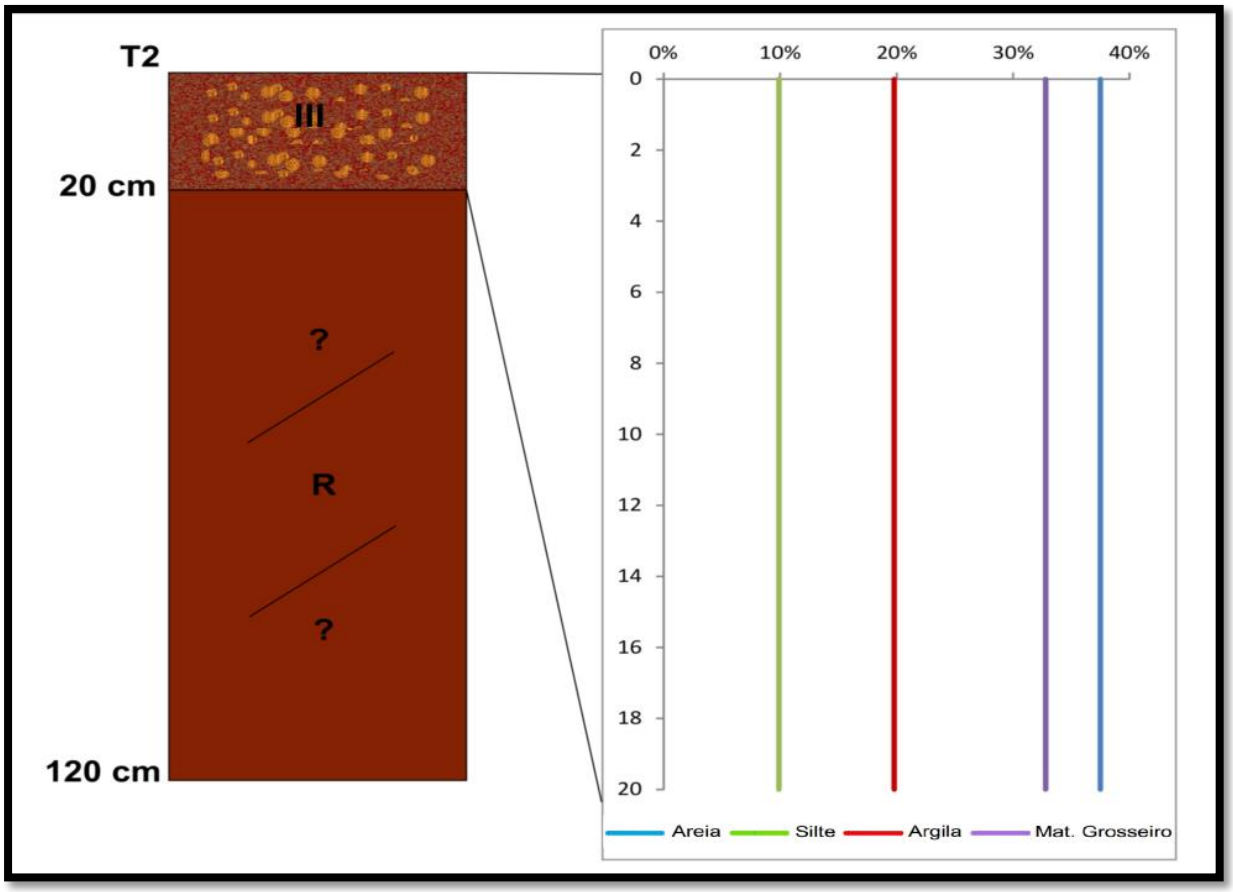

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 2 (T2)

Este perfil apresenta apenas a sequência de material de alteração, já que os horizontes superficiais neste ponto foram completamente removidos. Este horizonte corresponde a linha de pedra observada na T1, com materiais apresentando grande semelhança, contendo fragmentos mais grosseiros (areia muito grossa e material

grosseiro) compostos por fragmentos de quartzo, calcedônia e óxidos de ferro. Foi observada a presença de manchas amarelas, que indicam que o perfil está sujeito à oscilação do lençol freático. A Figura 42 resume as características do perfil de alteração T2.

Figura 42 - Esquema mostrando o perfil de alteração T2 e a distribuição das frações granulométricas.



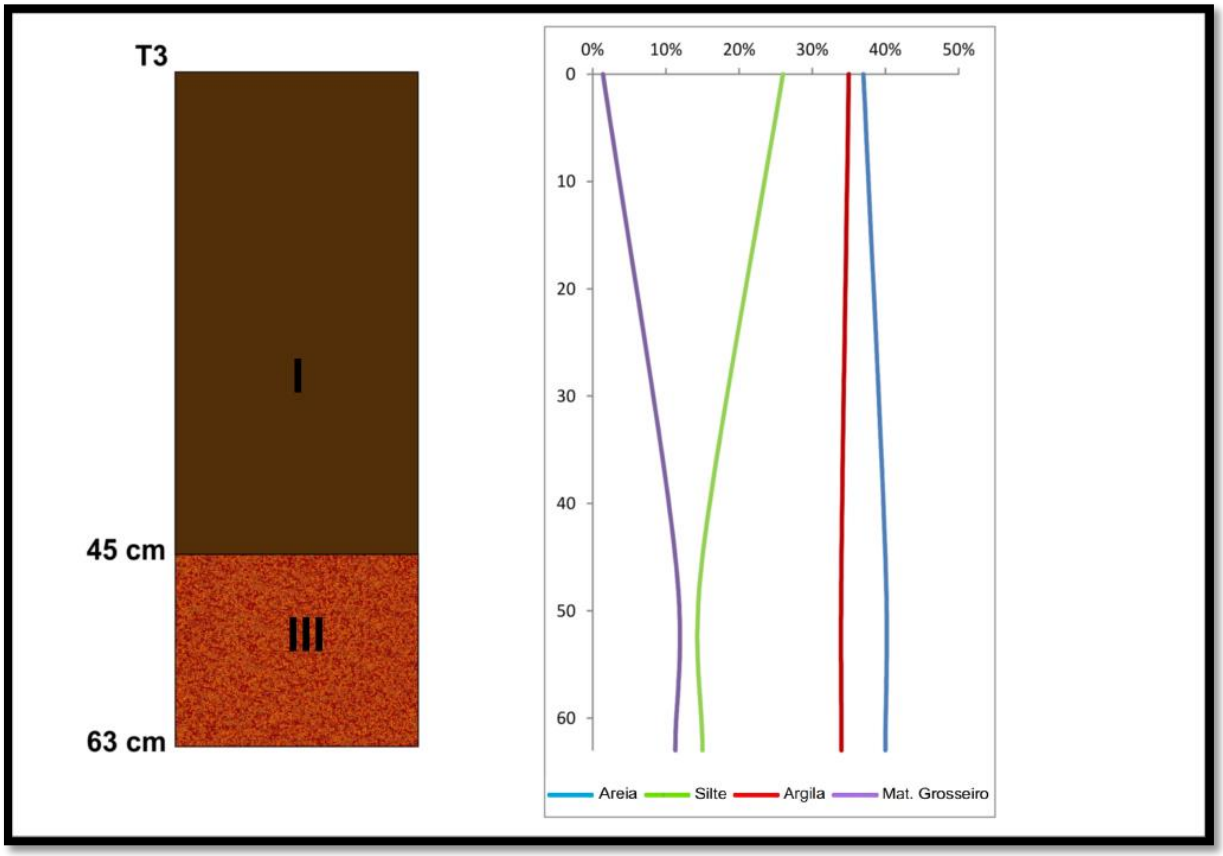

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 3 (T3)

Foram identificadas duas sequências, a I assentada diretamente sobre o material de alteração. A sequência I tem cor marrom escuro devido a presença de matéria orgânica, e apresenta grãos muito pequenos o que mostra indícios de contribuição de porções superiores da vertente. O material de alteração sofre influência do lençol freático evidenciado pelas manchas amarelas e avermelhadas

encontradas nesta sequência. Chama a atenção o incremento de material grosseiro (maior que 2mm) com o aumento da profundidade, fato que mostra a semelhança entre este material e o observado na T2 e T1 (sequência III). A Figura 43 resume as características do perfil de alteração T3.

Figura 43 - Esquema mostrando o perfil de alteração T3 e a distribuição das frações granulométricas.



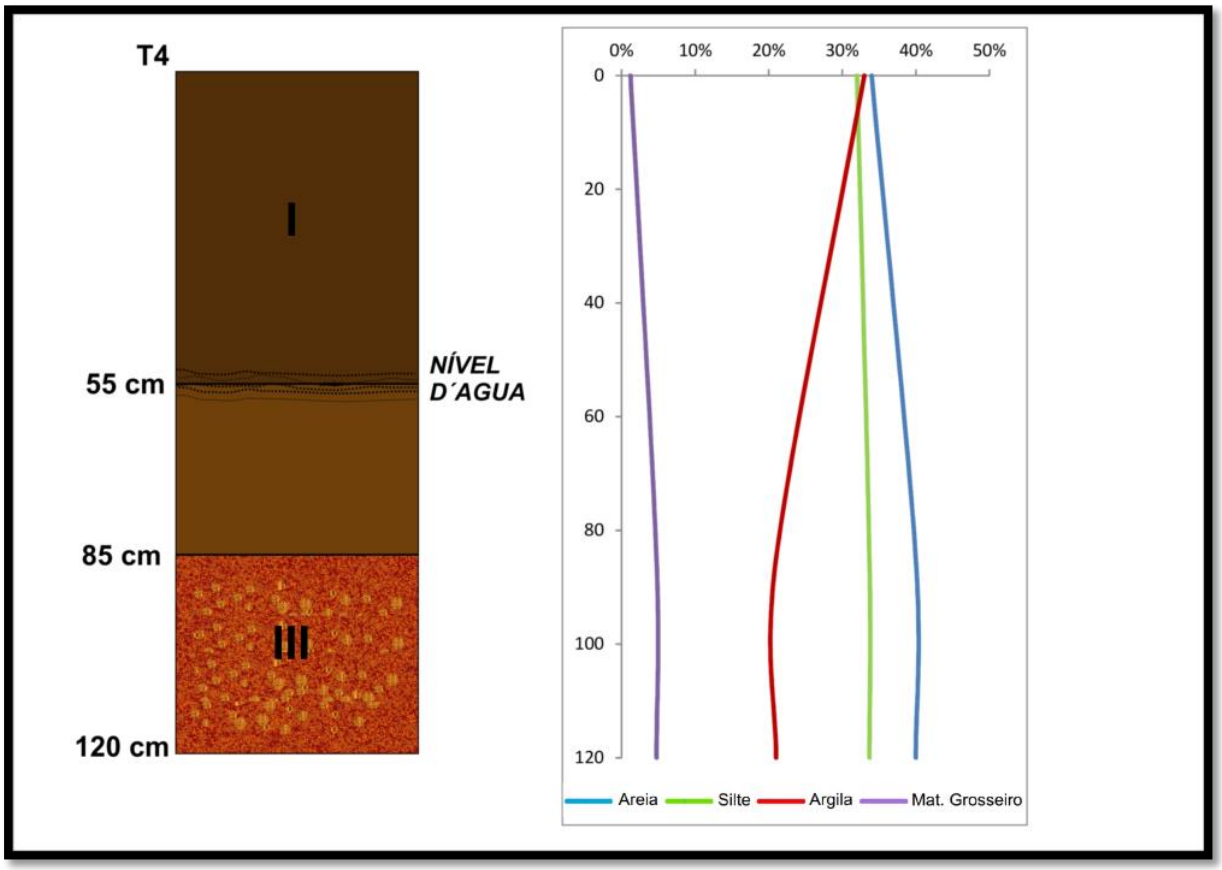

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 4 (T4)

A profundidade do perfil é de 120 cm divididos em duas sequências onde a I se estende até 85 cm e partir dessa profundidade ocorre o material de alteração da sequência III. Nesse ponto, o nível da água aflora a 55 cm de profundidade e, portanto, parte da sequência I permanece em contato com a água. Apresenta cor marrom escuro devido à presença de matéria orgânica, já que no entorno da cabeceira é comum a ocorrência de uma vegetação típica de ambientes úmidos.

Tem textura franco argilosa com 34% de areia e 33% de argila. A sequência III, por permanecer sob condição de umidade, apresenta manchas amareladas e muito friável devido ao aumento do percentual de areia (40,5%) e a redução da argila (21%) a partir de 85 cm. É importante destacar a presença de material grosseiro (quartzo, calcedônia e óxidos de ferro) a exemplo do que foi registado nos perfis anteriores. A Figura 44 resume as características do perfil de alteração T4.

Figura 44 - Esquema mostrando o perfil de alteração T4 e a distribuição das frações granulométricas.



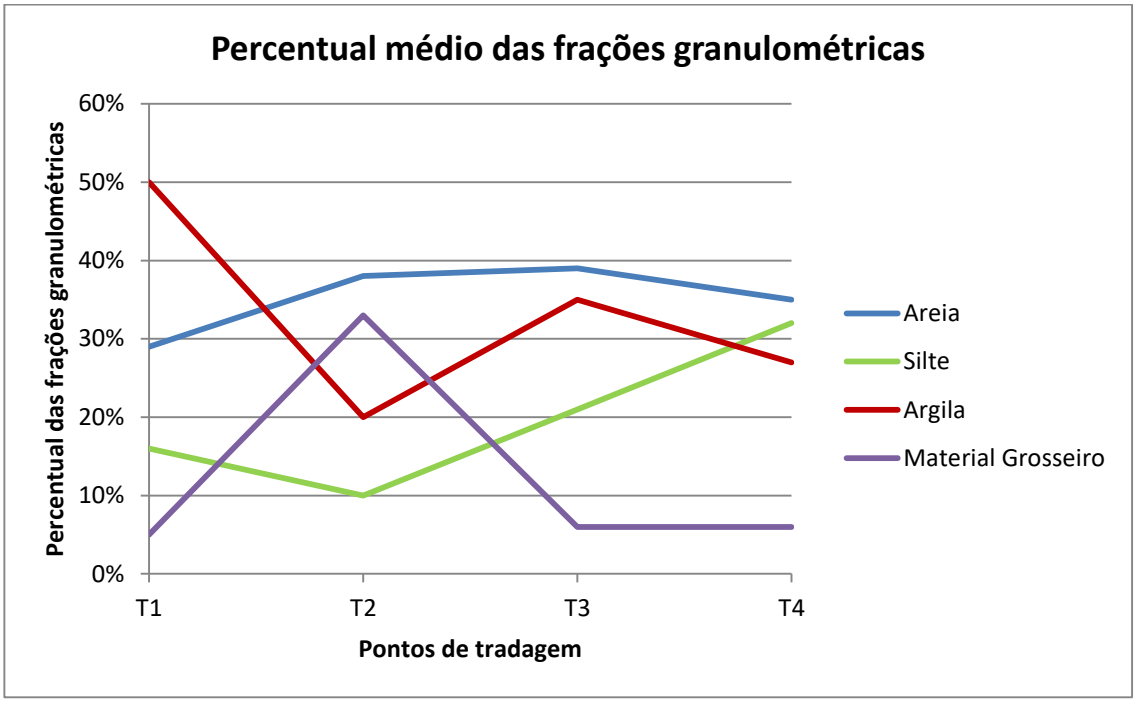

Fonte: Trabalho de campo (2017).

### 6.1.2 Evolução da vertente da Cabeceira 1

Para compreender os processos pedogenéticos e morfogenéticos relacionados ao desenvolvimento da Cabeceira 1, buscou-se avaliar a relação entre as sequências de alteração dos perfis ao longo da topossequência. As frações

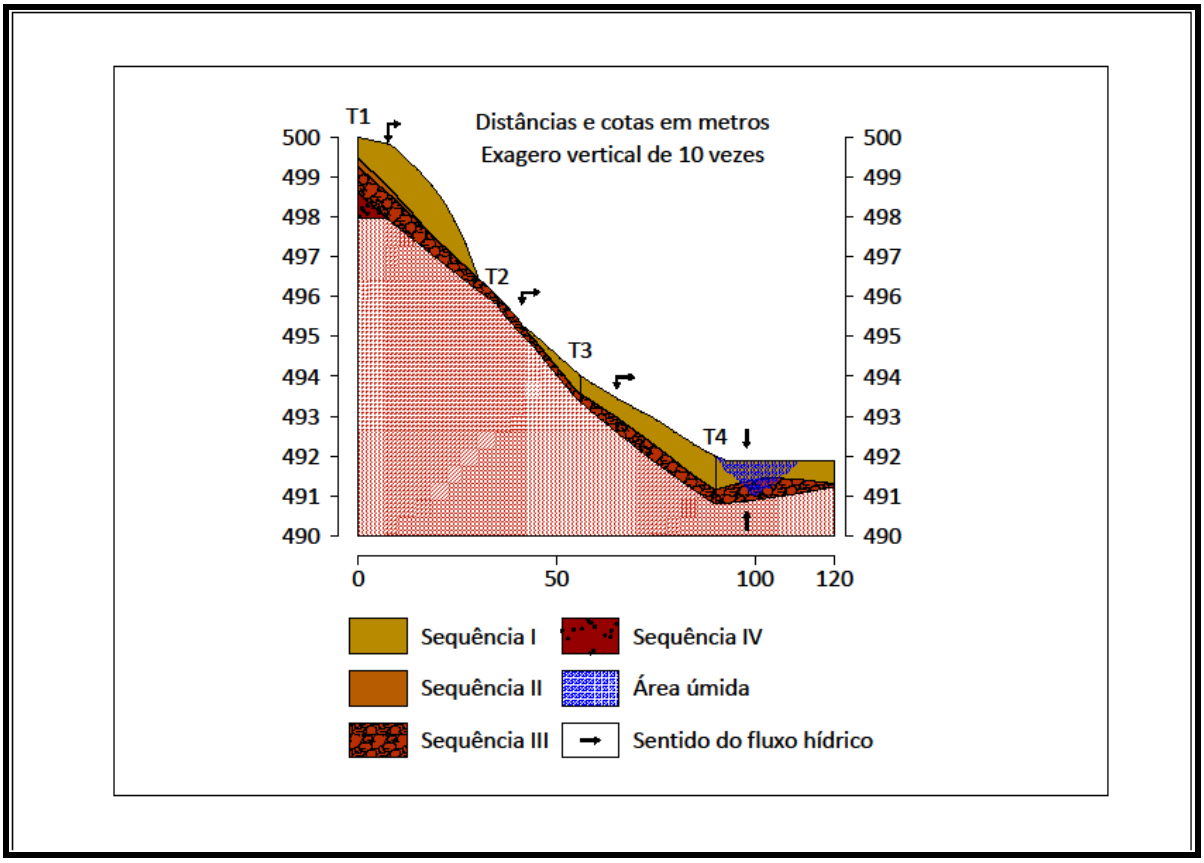
granulométricas de cada perfil que compõem a topossequência estão relacionadas no Gráfico 20 e serviram de base, juntamente com as descrições de campo, para compreender a evolução da vertente e elaborar o perfil esquemático da Figura 45.

Gráfico 20 - Percentual médio das frações granulométricas de cada tradagem distribuídas na topossequência da Cabeceira 1 (T1,T2, T3, T4,).




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 45 - Topossequência da Cabeceira 1.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

As tradagens TE e T1 são muito semelhantes e revelaram perfis de alteração bem maduros com sequências bem desenvolvidas apresentando espessura significativa quando comparados com os demais perfis desta cabeceira. Tal fato se deve a localização (condições topográficas) destas duas tradagens, nos divisores com declividade muito baixa, situação que favorece a infiltração da água em detrimento do escoamento lateral.

A tradagem T2 revela que as sequências I e II do perfil foram removidas entre os dois pontos de coleta (T1 e T2), deixando exposta a sequência III. Isso provavelmente ocorreu devido a textura da sequência II do perfil 1 que registra um incremento de argila significativo em relação a sequência I. Essa mudança textural entre os horizontes no terço superior da encosta sob condição de maior declividade é responsável pela redução vertical dos fluxos de água e aumento do fluxo

horizontal provocando a remoção completa dos horizontes superficiais. Soma-se a isso o intensivo uso agrícolas a que os solos da bacia são submetidos.

Na tradagem T3, a sequência I volta a ocorrer, sendo mais arenosa e com textura franco argilosa, apresentando grande quantidade de material grosseiro.

Comparando os materiais coletados em T2 e T3, observa-se que existe grande semelhança na porcentagem da fração granulométrica areia grossa nos dois perfis (10 a 11%) na sequência III que pode indicar a ocorrência de transporte de material ao longo da vertente.

Os materiais das sequências I das tradagens T3 e T4 mostram certa semelhança principalmente na porcentagem da fração silte e argila, com discrepância na fração areia revelando que a T4 apresenta maior percentual de areia na classe fina. A sequência III da T4 e T5 apresentam quartzo, calcedônia, concreções ferruginosas.

Há um incremento da fração argila da sequência I para a II nos perfis TE e T1 e apresentam relação silte/argila de 0,31 e 0,35 respectivamente, valores que indicam solos altamente intemperizáveis.

A tradagem T1 apresenta as sequências II e III com relação silte/argila de 0,28 e 0,29, respectivamente, ambos com textura argilosa. Embora houvesse uma redução no teor de argila das sequências II e III em comparação com os mesmos horizontes na TE, o perfil T1 mostra-se mais intemperizável já que esta redução da argila também é acompanhada da redução do teor de silte.

O comportamento do silte e argila variam drasticamente na T2 com 10 e 20%, respectivamente. O perfil exibe manchas amareladas como resultado da flutuação do lençol freático, fato que promove a erosão geoquímica *in situ*, tanto que a relação silte/argila é 0,5, indicando um solo altamente intemperizável, mas que não se traduz em um perfil que mostre desenvolvimento pedológico devido a forte atuação dos fluxos de água que promovem a migração das partículas finas ao longo do perfil.

Tal fato pode ser comprovado na análise da T3 que apresenta aumento significativo das frações silte e argila na sequência I (26 e 35%), valores superiores a sequência III subjacente, o que provavelmente seja resultado do acúmulo das frações finas provenientes de T2. A sequência III (T3) também mostra sinais de influência do lençol d’água que promove forte intemperismo como evidenciado pela relação silte/argila de 0,44, porém em condições de menor declividade, o que reduz

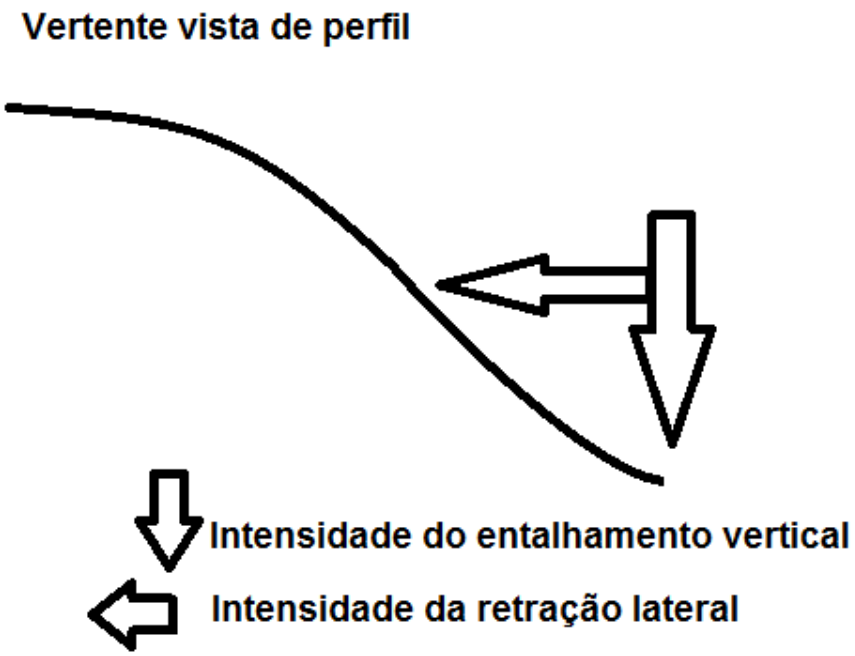
a atuação dos fluxos superficiais e propicia menor mobilidade lateral as partículas finas.

Na tradagem 4, a argila mostra uma significativa redução a partir de 55 cm, profundidade que marca o nível de saturação do perfil. O teor de argila diminui de 33% na sequência I para 21% na III. O ambiente de saturação do perfil favorece a remoção da argila por erosão geoquímica, restando alto percentual de quartzo. Isso pode ser confirmado pela relação silte/argila que nesta sequência é de 1,5, valor que admite classificar este perfil como pouco intemperizável, permitindo constatar que o front de intemperismo está avançando para maiores profundidades.

Tomando como base os pressupostos de Penck (1954) é possível estabelecer algumas conclusões sobre a intensidade das forças que estão atuando na evolução das vertentes da Cabeceira 1.

A vertente da Cabeceira 1 onde foi realizada a topossequência apresenta até o terço médio, perfil suavemente convexo, na média encosta o perfil torna-se retilíneo e próximo do sopé adquire forma levemente côncava conforme ilustra o croqui da Figura 46.

Figura 46 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 1. As setas indicam a intensidade das forças atuantes.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Observando o perfil da vertente é possível concluir que o entalhamento ainda é superior a retração lateral, mas já é considerado significativo uma vez que já foi suficiente para tornar a base da vertente côncava.

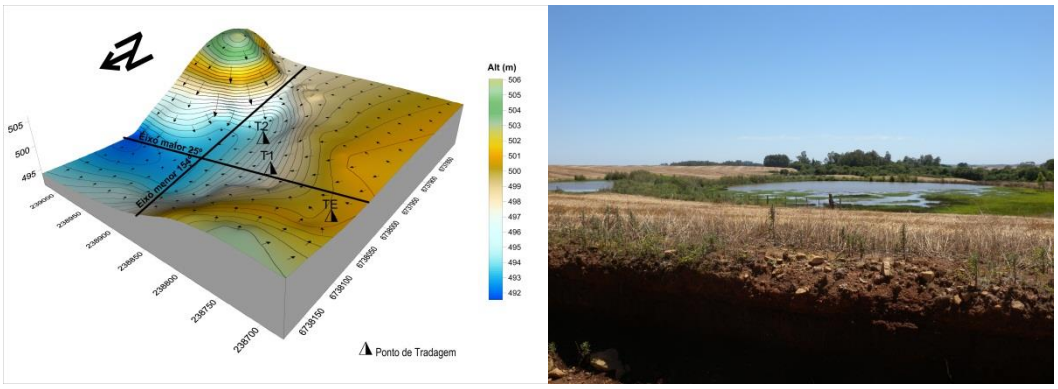
Essa mudança no perfil da vertente provoca alterações significativas na velocidade, na concentração e na distribuição dos fluxos de água que percorrem a vertente. Como foi visto anteriormente, a porção superior da vertente apresenta um volume pedológico mais espesso e horizontes bem definidos. Na média encosta, próximo a tradagem (T2) as sequências superficiais desaparecem, restando apenas à sequência III (material de alteração), fato que se deve ao aumento da inclinação da vertente ocorrida provavelmente em uma fase de entalhamento mais acelerado, que acentuou a convexidade juntamente com a declividade causando a remoção completa do solo naquela porção.

A medida que a velocidade de entalhamento vai se reduzindo, as forças responsáveis pela retração lateral passam a promover a denudação, modificando o perfil da vertente na porção próxima a base, que vai adquirindo forma côncava. Essa forma côncava contribui para a deposição de material proveniente da alta vertente, favorecendo a redução da declividade e permitindo maior infiltração vertical de água em detrimento dos fluxos laterais. Estas modificações permitem o reaparecimento da cobertura superficial e a formação de solo, mesmo que ainda incipiente como evidenciado nas tradagens (T3 e T4) pela sequência I.

## 6.2 CABECEIRA 2

A Cabeceira 2, também está situada no divisor de águas em cota altimétrica de 502 metros. É uma das nascentes do Arroio Lajeado Taquarembó. O interior da cabaceira apresenta altitude de 492 metros, o que confere 10 metros de amplitude e uma declividade de 7%.

Figura 47 - Representação em 3D da Cabeceira 2 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

A cabeceira é alongada no sentido do eixo maior que é orientado por um lineamento de direção NNE (25º). Já o eixo menor tem direção SSE (154º).

### 6.2.1 Perfis de alteração

Foram executadas 03 tradagens na Cabeceira 2: i) a primeira, TE foi realizada no divisor de águas na cota altimétrica de 502 metros, junto a estrada; ii) T1- realizada na meia encosta em cota altimétrica de 496 metros, e; iii) T2 - próxima ao espelho d'água da cabeceira sob influência da umidade, em cota de 494 metros.

A seguir são apresentadas as descrições morfológicas referentes às coletas realizadas nos pontos de tradagem.

- Tradagem Estrada (TE)

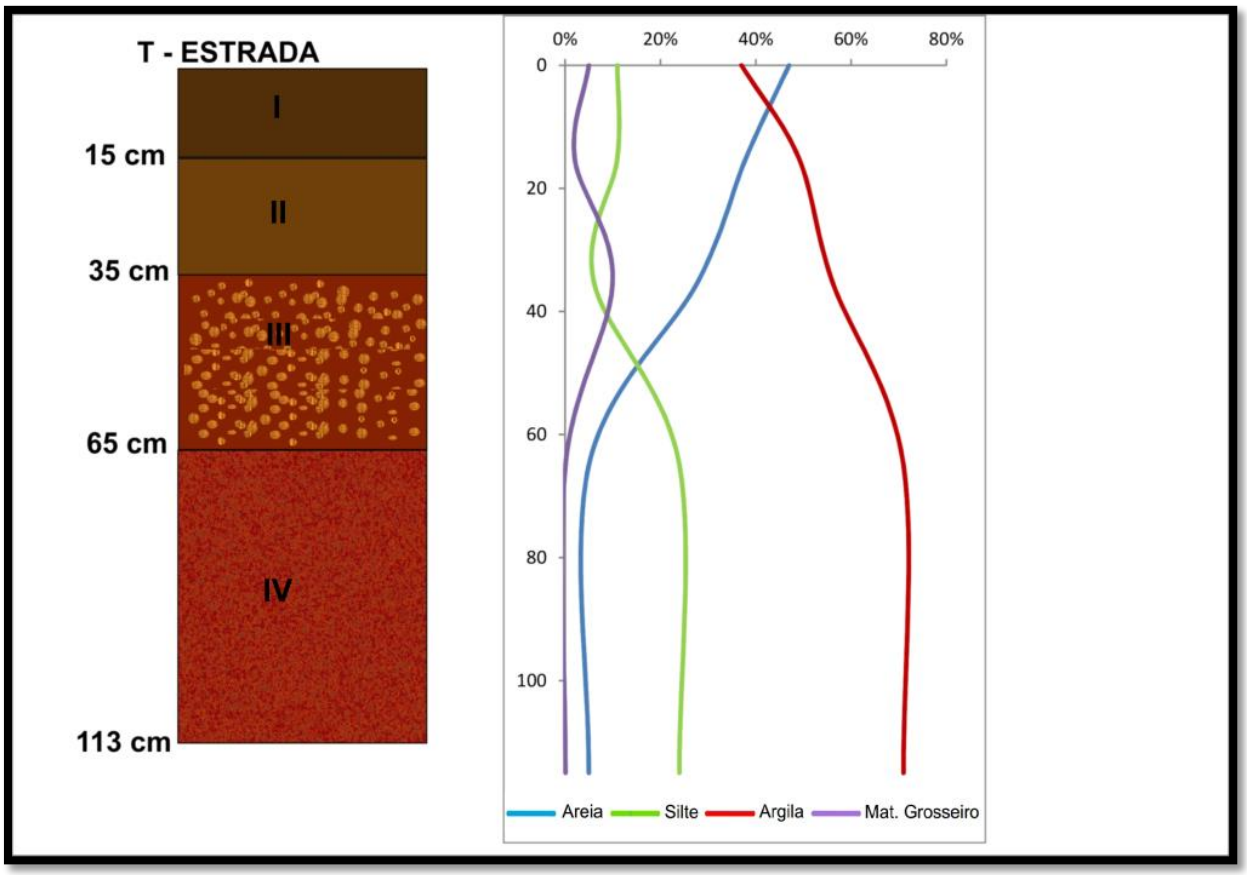
Este perfil apresenta espessura de 115 centímetros, mostrando bom desenvolvimento pedológico. A sequência I de cor marrom escura registra a presença de raízes indicando certo teor de matéria orgânica. Apresenta 47% de areia, valor que tende a sofrer redução nas sequências inferiores, chegando a apenas 5% na sequência IV.

A sequência III é argilosa correspondendo a linha de pedra com presença de material no tamanho material grosseiro composta por concreções de óxidos de ferro, quartzo e calcedônias.

A fração argila aumenta progressivamente com a profundidade do perfil, mostrando acúmulo na sequência IV (71%) em virtude da eluviação dos horizontes superiores.

A fração material grosseiro é mais presente na sequência III, com percentual de 10%. Observando a Figura 48 nota-se que nesta sequência o material grosseiro aumenta para logo após ser reduzido na sequência IV. Este horizonte marca o aumento drástico da argila e a redução da areia, fato que tem grande relevância para os processos pedogenéticos e morfogenéticos que ocorrem na vertente.

Figura 48 - Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas.



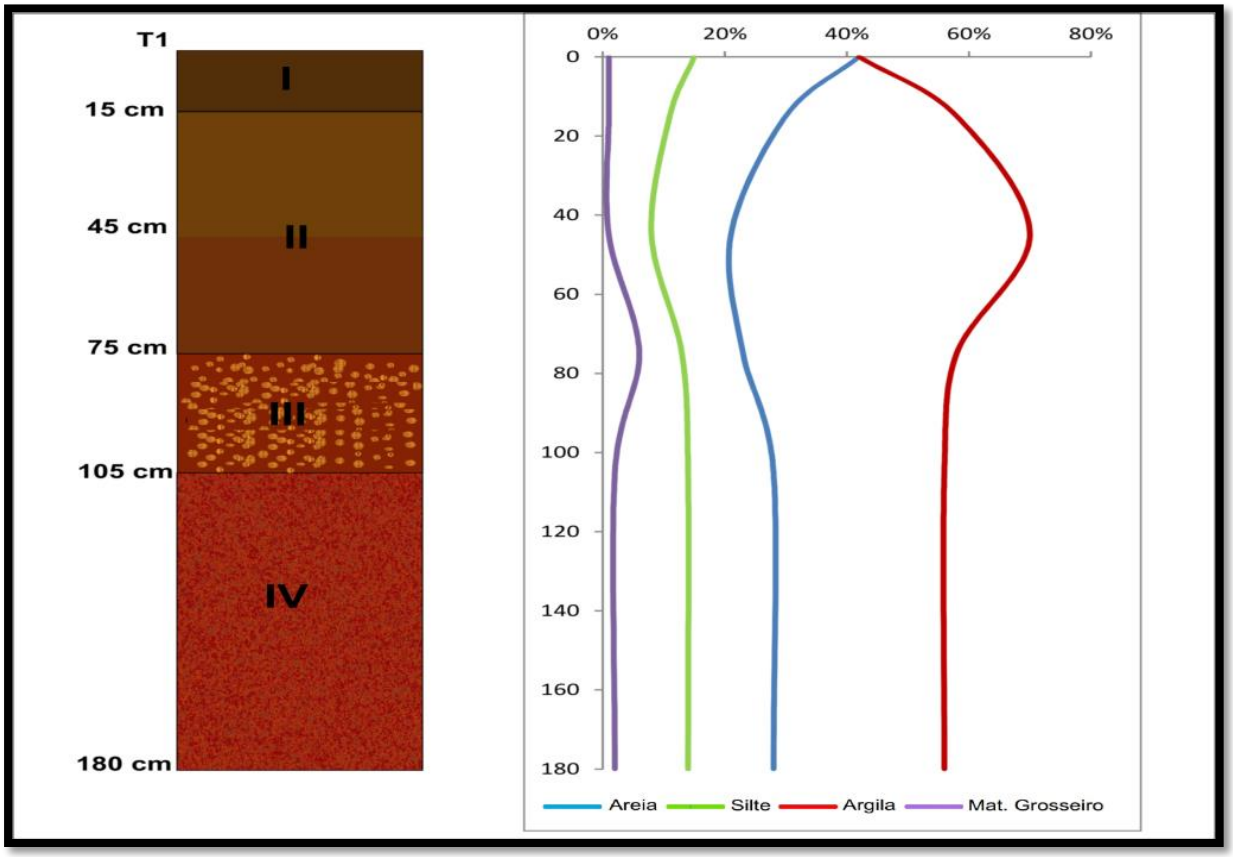

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 1 (T1)

Na tradagem 1 distinguiram-se quatro sequências que se apresentam bem individualizadas indicando que o perfil apresenta bom desenvolvimento pedológico.

De forma geral a areia tende diminuir com a profundidade, semelhante ao que acontece com a TE. Ocorre uma exceção na sequência IV que se mostra mais arenosa que o horizonte sobrejacente. Esta sequência mostra cores com tons mais claros e mosqueados na base indicando flutuação do lençol freático. A sequência II mostra um incremento significativo de argila provavelmente devido a eluviação proveniente da sequência I. A sequência III é argilosa e registra a presença da fração material grosseiro. A Figura 49 ilustra as características apresentadas por T1.

Figura 49 - Tradagem na meia encosta (T1). Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

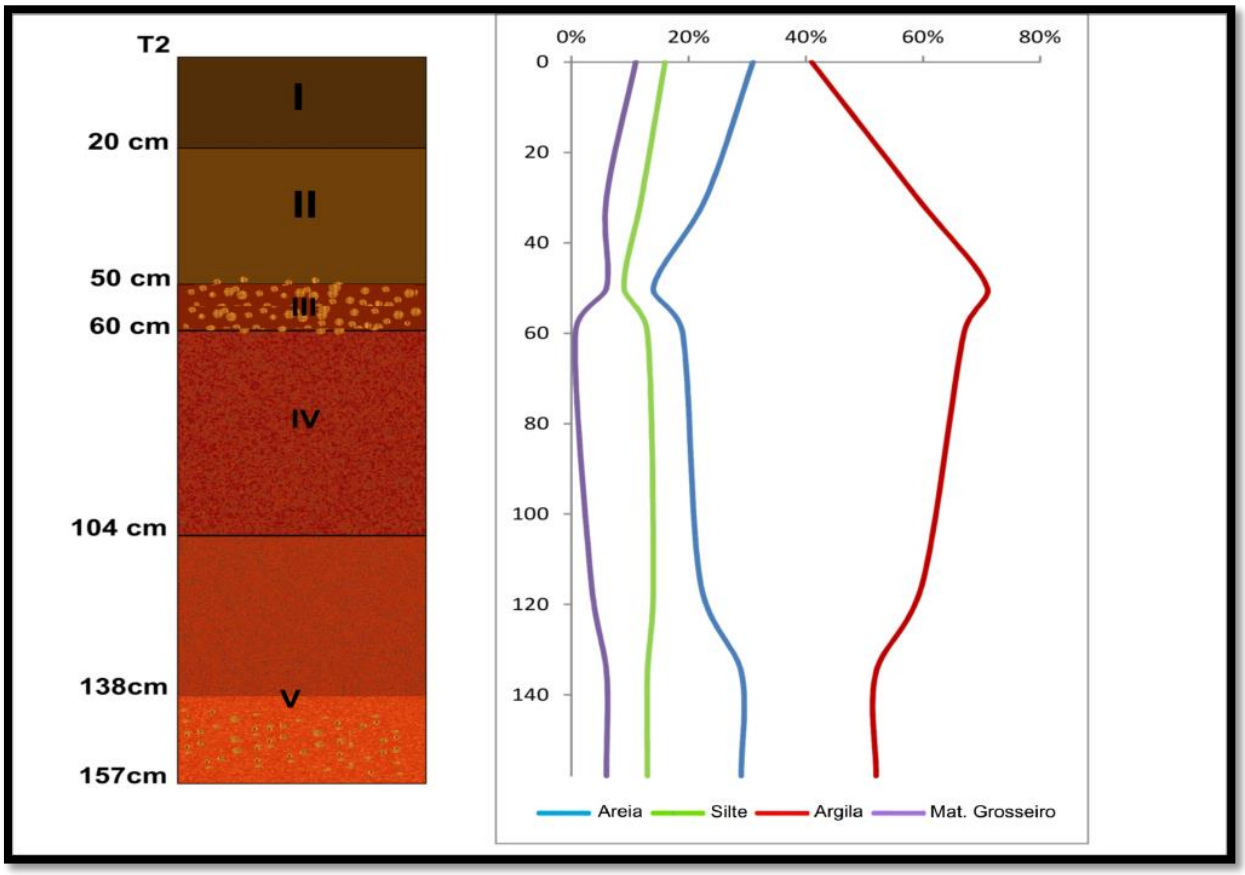
- Tradagem 2 (T2)

Esta tradagem foi realizada próximo ao espelho d'água da cabeceira. O perfil apresenta seis sequências bem desenvolvidas, a exemplo do anterior, embora sob maior influência da umidade.

A sequência I apresenta cor marrom escura com textura argilosa com 40% de argila. A areia apresenta redução de percentual na sequência II até o final da sequência III para posteriormente aumentar nas sequências subjacentes. Na sequência V o percentual de areia é de 25%, com predomínio da classe fina, o que indica contribuição dos fluxos laterais ao longo da vertente.

A sequência III apresenta pequena espessura, sendo marcada pela presença da fração material grosseiro. Possui o maior percentual de argila da topossequência, fato que se deve a contribuição dos horizontes subsuperficiais, bem como pela contribuição dos fluxos laterais na vertente. Em maiores profundidades, após a sequência III, o teor de argila sofre redução, situação inversa a da areia, como ilustra a Figura 50.

Figura 50 - Esquema mostrando o perfil de alteração e a distribuição das frações granulométricas.

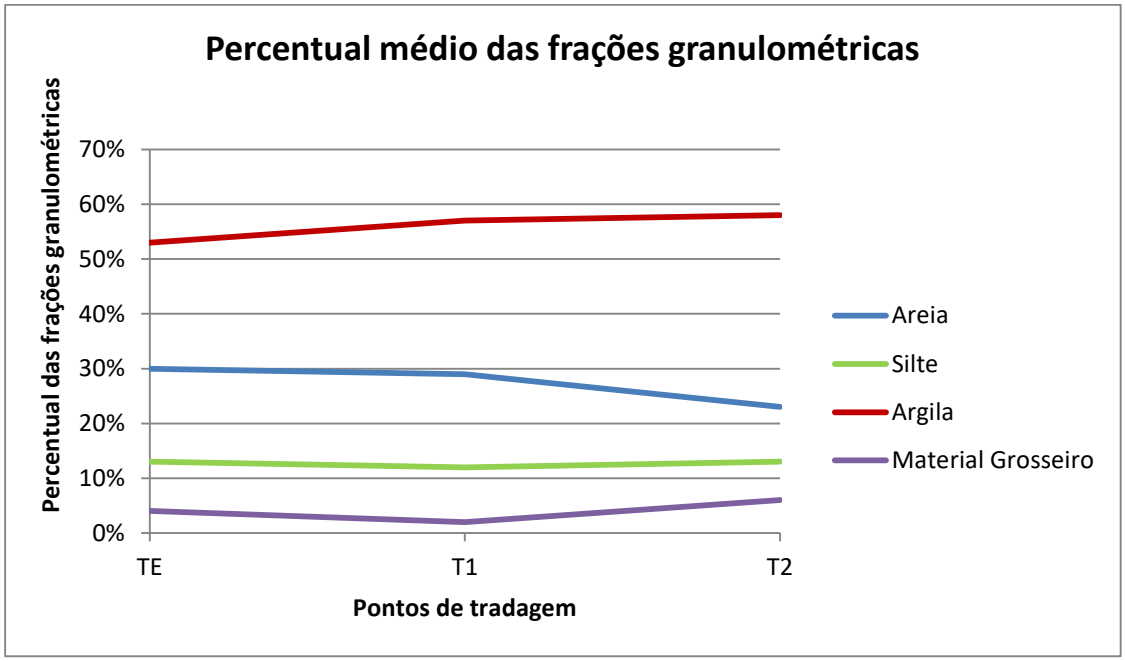



Fonte: Trabalho de campo (2017).

### 6.2.2 Evolução da vertente da Cabeceira 2

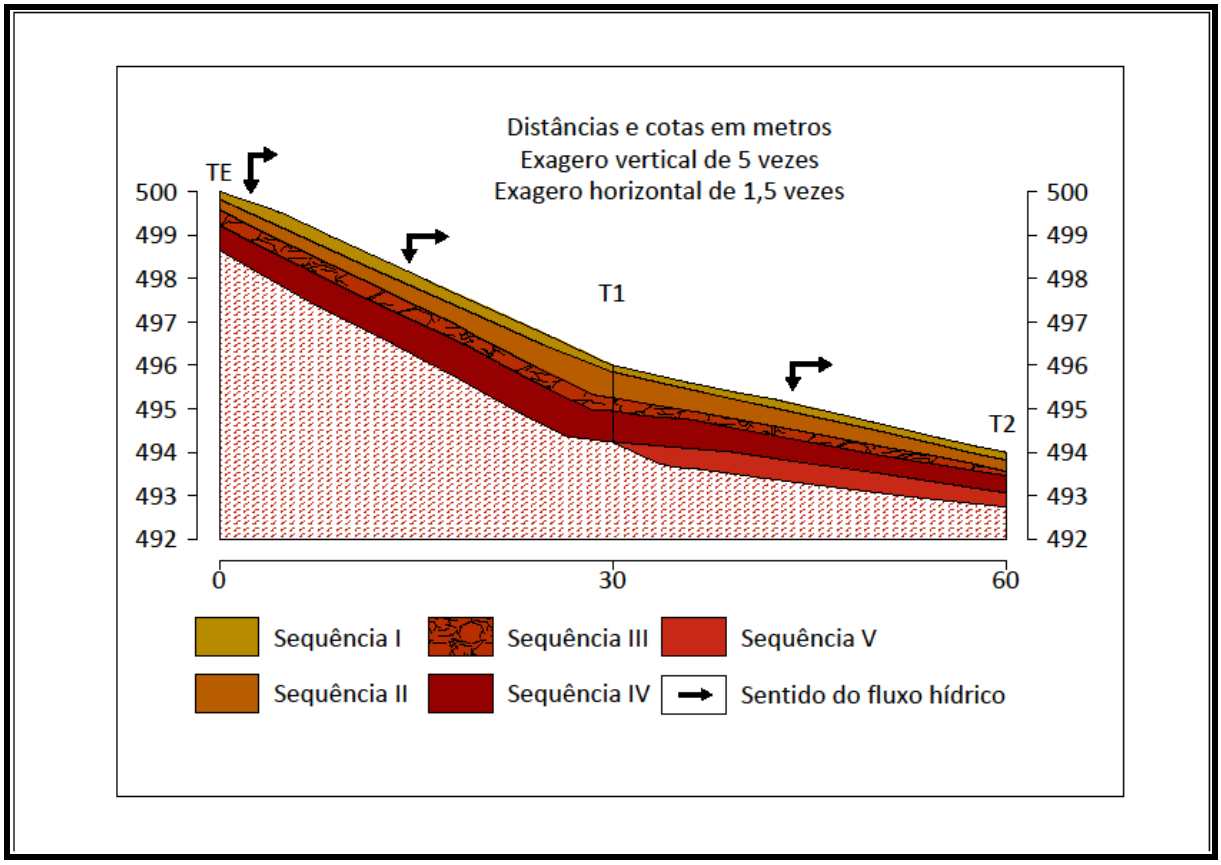
Para compreender os processos pedogenéticos e morfogenéticos relacionados ao desenvolvimento da Cabeceira 2, buscou-se avaliar a relação entre as sequências de alteração dos perfis ao longo da topossequência. As frações granulométricas de cada perfil que compõem a topossequência estão relacionadas no Gráfico 21 e serviram de base, juntamente com as descrições de campo, para compreender a evolução da vertente e elaborar o perfil esquemático da Figura 51.

Gráfico 21 - Percentual médio das frações granulométricas de cada tradagem distribuídas na topossequência da Cabeceira 2 (TE,T1, T2).




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Figura 51 - Topossequência da Cabeceira 2.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

Os perfis de alteração avaliados na vertente da Cabeceira 2 são mais espessos do que os da Cabeceira 1. Analisando a distribuição média das frações de areia, silte, argila e material grosseiro ao longo da topossequência verifica-se um progressivo aumento médio das argilas do topo para a base da vertente em contrapartida da redução do percentual médio das areias. Já o silte, mesmo apresentando pequenas reduções na sequência III de todos os perfis, mostra comportamento uniforme ao longo da topossequência, mantendo uma média de 12% em todas as tradagens. Já o material grosseiro apresenta pequena redução na meia encosta (T1). Na T2 esta fração exibe ligeiro crescimento em função do surgimento de fragmentos da rocha matriz na sequência IV.

A tradagem T2 mostra um grande acúmulo de argila na sequência III, 71%, desse total 66% são coloides provavelmente resultante dos fluxos laterais que se deslocam do topo e meio da vertente em direção a base.

O ponto de tradagem T1, locado no meio da vertente, intercepta o lineamento que forma o eixo maior da cabeceira com direção NNE (25º), conforme mostra a Figura 52.

Figura 52 - Imagem de satélite da Cabeceira 2 mostrando os pontos de tradagem com os lineamentos associados a feição.

Fonte: Trabalho de campo (2017).

A circulação e o armazenamento da água nesta fratura ocasiona a remoção de argila principalmente da sequência III da tradagem T1 em direção a base da vertente, depositando este material nas sequências III e IV da tradagem T2.

O incremento de argila na sequência III de T2 é mais facilmente compreendido quando se analisa a sequência II da T1 (meia encosta). Esta sequência apresenta 64% de argila, com 58% de coloide, fato que reforça a hipótese da migração lateral da argila em solução ao longo da vertente.

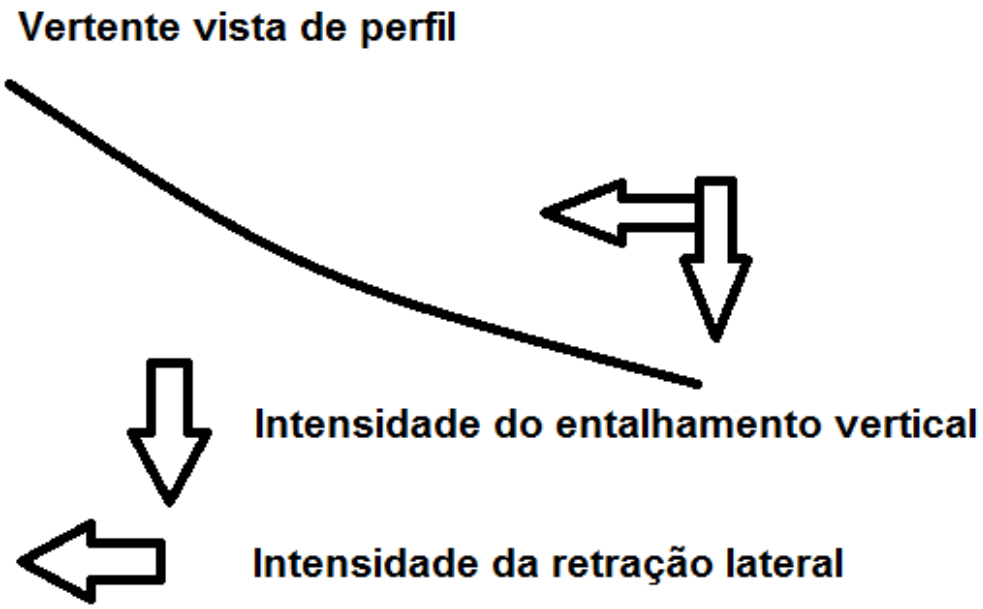
Para corroborar com a ideia exposta acima, apresenta-se os valores da relação silte/argila da sequência II e III da T1, que são 0,15 e 0,12, respectivamente,

indicando se tratar dos materiais mais intemperizáveis de toda a topossequência, posicionados justamente sobre a zona de falha onde ocorre a confluência entre os fluxos ascendentes provenientes do lençol freático com os fluxos laterais que escoam seguindo a inclinação da vertente.

Estas perdas de argila na porção central da topossequência (T1) nas sequências mencionados acima e também na sequência IV, a medida que se acentuam são responsáveis pela modificação da forma da vertente estabelecendo uma leve concavidade na média encosta que tende a se intensificar com o avanço do processo. Essa transformação na forma da vertente é pouco perceptível na superfície do terreno, ficando mais evidente quando se observa as sequências nos respectivos perfis da topossequência.

Esta concavidade é bem marcante na porção média da vertente, justamente onde esta é cortada pelo lineamento de eixo maior da cabeceira de orientação 25º. Esse lineamento modifica a circulação interna da água no perfil, seja por maior infiltração vertical, seja pela flutuação do lençol freático, promovendo perdas significativas de argila na sequência III e provocando uma subsidência nesta sequência que é acompanhada pelas sequências sobrejacentes e se reflete na concavidade vista na superfície. A Figura 53 ilustra o perfil da vertente avaliada na Cabeceira 2.

Figura 53 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 2. As setas indicam a intensidade das forças atuantes.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A base da vertente mostra aumento significativo do teor de argila nas sequências III E IV, provavelmente devido ao fluxo lateral de água da média vertente em direção ao terço inferior que transporta partículas finas e coloides. O transporte de matéria pela movimentação horizontal de água no interior do perfil juntamente com o fluxo superficial contribuí para intensificar a concavidade da vertente e acelerar a retração lateral.

No entanto é possível verificar que a geometria dos horizontes não sofreu transformações significativas, mantendo o paralelismo, do topo até a base da vertente, fato que sugere que os processos responsáveis pelo entalhamento estão ocorrendo na mesma velocidade do processo de retração (PENCK, 1954). Como não há truncamento nas sequências de alteração, é possível concluir que estas evoluíram conjuntamente com a vertente em um processo de subsidência diretamente ligado com a gênese da cabeceira.

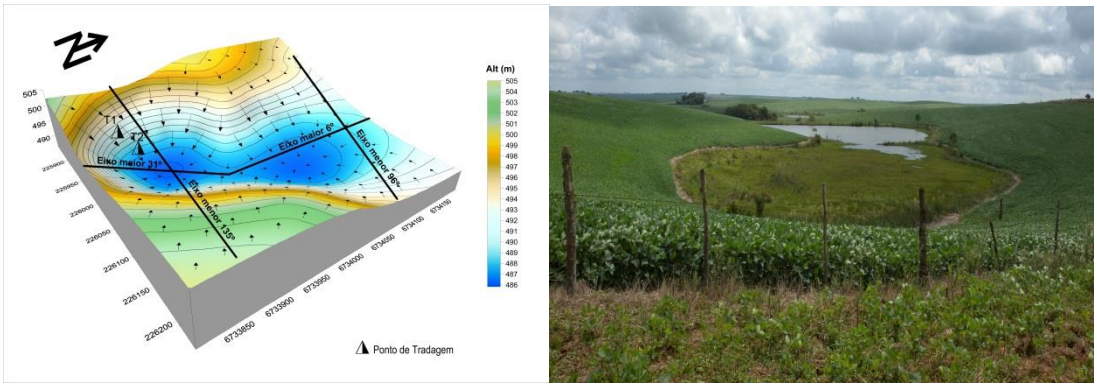
Quando se verifica as relações silte/argila na sequência IV das tradagens TE, T1 e T2, elas apresentam valores de 0,33; 0,25; e 0,19 respectivamente, que indicam alto grau de intemperismo o que se traduz em grande “potencial pedogenético”, ou seja, revelando que existe certa disponibilidade de argila para ser

transformada no perfil. Isso permite inferir que a incisão está ocorrendo na porção central da Zona Amigdalar Brechóide, fato que justifica o espesso volume pedológico e uma grande individualização dos horizontes em direção ao interior da cabeceira.

## 6.3 CABECEIRA 3

A Cabeceira 3 está localizada no divisor de água em cota altimétrica de 500 metros com sua base em conta de 486 metros, o que dá uma declividade de 13% para a feição. A cabeceira apresenta dois núcleos circulares de umidade, sendo que o primeiro, mais a montante tem eixo maior encaixado em um lineamento de direção NE2 (35º) e eixo menor com direção SE (135º). O segundo núcleo, mais a jusante, tem eixo maior com direção N (6º) eixo menor E-W (96º), conforme mostra a Figura 54. A cabeceira constitui-se em uma das nascentes do Lajeado Negrinho.

Figura 54 - Representação em 3D da Cabeceira 3 com cotas altimétrica e lineamentos dominantes e fotografia da feição.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

Na cota de 500 metros se observa o afloramento da Zona Amigdalar Brechada de cor vermelha com material mostrando grande quantidade de grânulos, amigdalas e vesículas dispersas pela superfície. Este material foi identificado como a sequência III que corresponde ao que foi descrito como linha de pedra nas Cabeceiras 1 e 2, sendo registrado apenas nesta porção da topossequência. A Figura 55 ilustra as características do referido material.

Figura 55 - Sequência III correspondente a linha de pedra exposta na superfície.

Fonte: Trabalho de campo (2015).

Esta sequência III foi encontrada somente no divisor de água em condições de ausência de declividade, já nos dois pontos posteriores de tradagem, meia encosta e base da vertente não foi mais detectado material com estas características.

### 6.3.1 Perfis de alteração

Foram executadas duas tradagens na Cabeceira 3: i) a primeira, T1- realizada na meia encosta em cota altimétrica de 495 metros, e; iii) T2 - próxima ao espelho d'água da cabeceira sob influência da umidade, em cota de 492 metros.

A seguir são apresentadas as descrições morfológicas referentes às coletas realizadas nos dois pontos de tradagem.

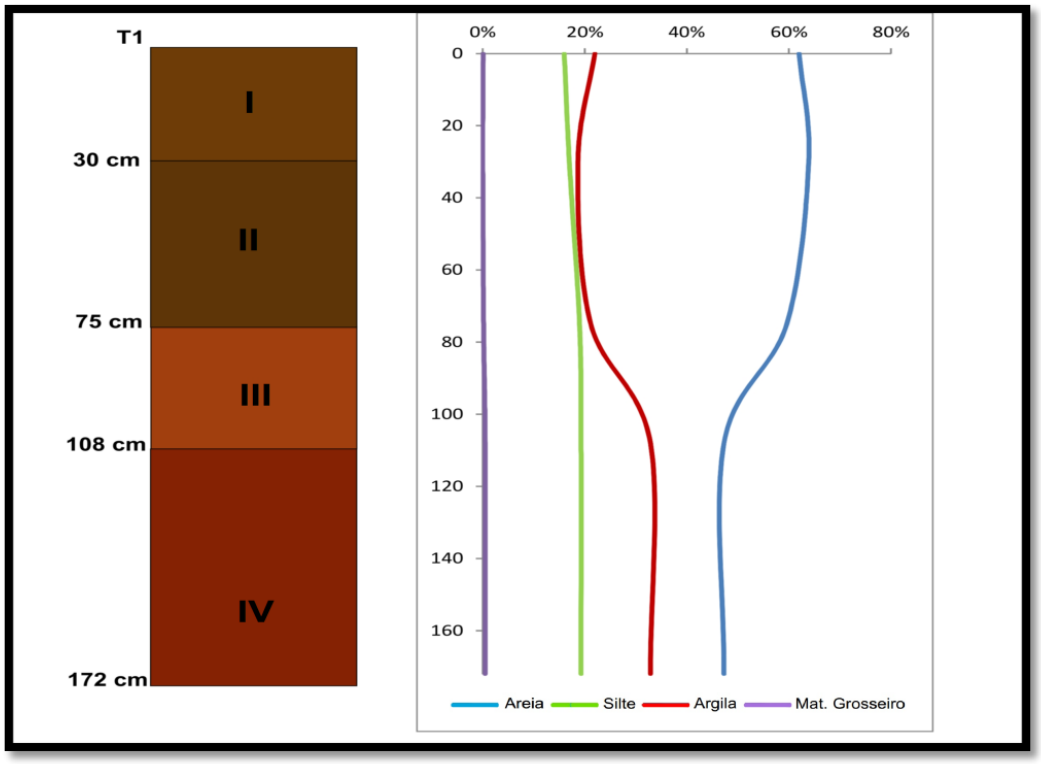
- Tradagem 1 (T1)

Foram identificadas quatro sequências, sendo que três (I, IV, V) tem textura franco argilo arenosa, e somente a II tem textura franco arenosa devido ao baixo teor de argila (19%) e ao alto percentual de areia (64%).

De forma geral, a fração areia sofre redução significativa a partir da sequência IV, ao passo que a argila mostra aumento na mesma proporção nesta sequência. Fica nítido o caráter da sequência de transição da IV, pois desempenha um papel importante na translocação de argila das sequências superiores para a V. Já a fração silte, apresenta um pequeno aumento gradativo com a profundidade, mantendo uma média de 18% ao longo de todo o perfil (Figura 56).

Chama a atenção o baixo percentual de material grosseiro neste perfil, sendo o valor máximo encontrado de 0,5% na sequência V, situação bem diferente dos perfis sondados nas Cabeceiras 1 e 2, que mostram a sequência III com materiais grosseiros, ausente neste perfil.

Figura 56 - Esquema mostrando o perfil de solo e a distribuição das frações granulométricas.



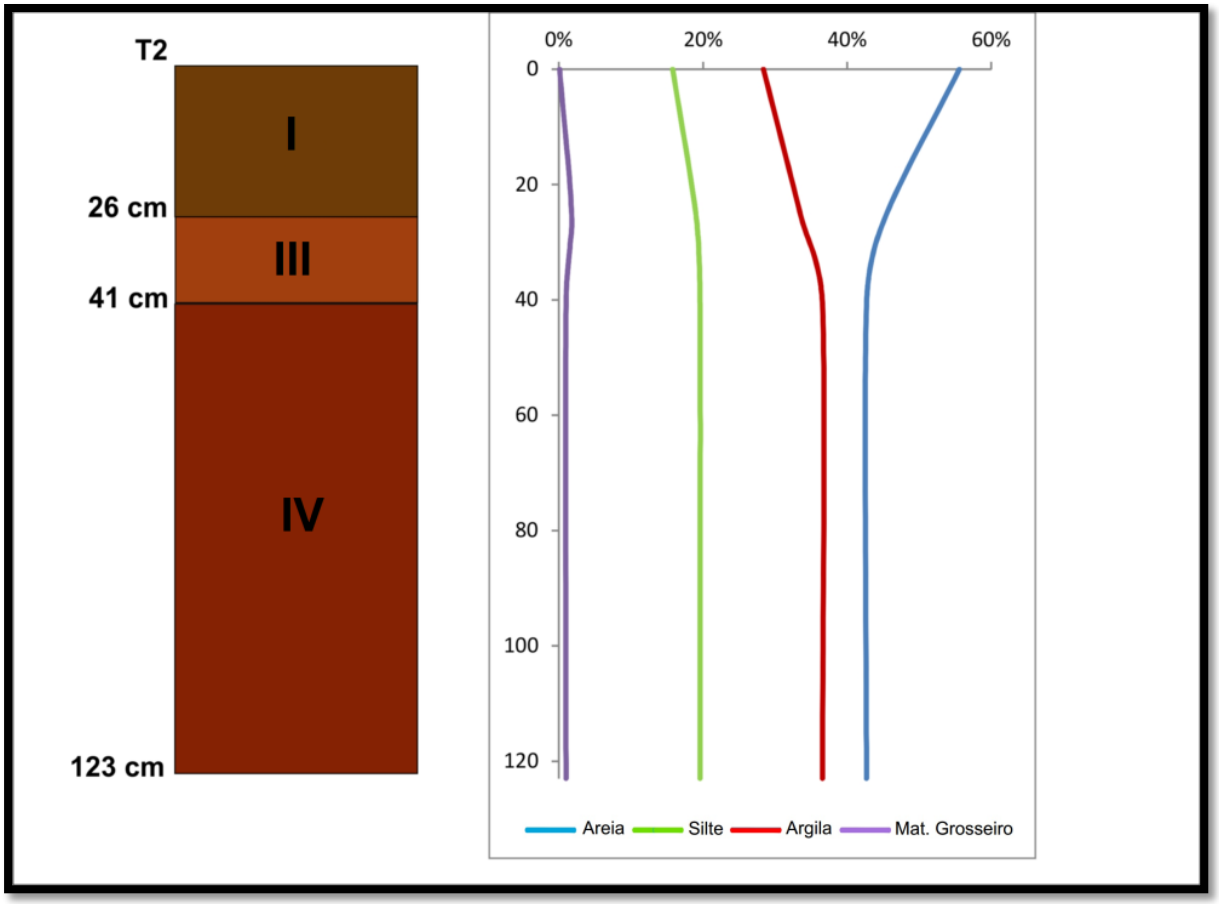

Fonte: Trabalho de campo (2017).

- Tradagem 2 (T2)

Locado no sopé da vertente, próxima a zona de umidade da cabeceira, neste perfil foram identificadas três sequências. A sequência I apresenta cor marrom escura com textura franco argilo arenosa, com 58% de areia e 30% de argila. As sequências IV e V apresentam textura franco argilosa com aumento no teor de argila e redução da areia.

Assim como em T1, este perfil também apresenta percentuais muito baixos da fração material grosseiro com concentração máxima na sequência V (1%). A Figura 57 ilustra o perfil e a distribuição das frações granulométricas de acordo com a profundidade.

Figura 57 - Tradagem no sopé da vertente (T2). Esquema mostrando o perfil de solo e a distribuição das frações granulométricas.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

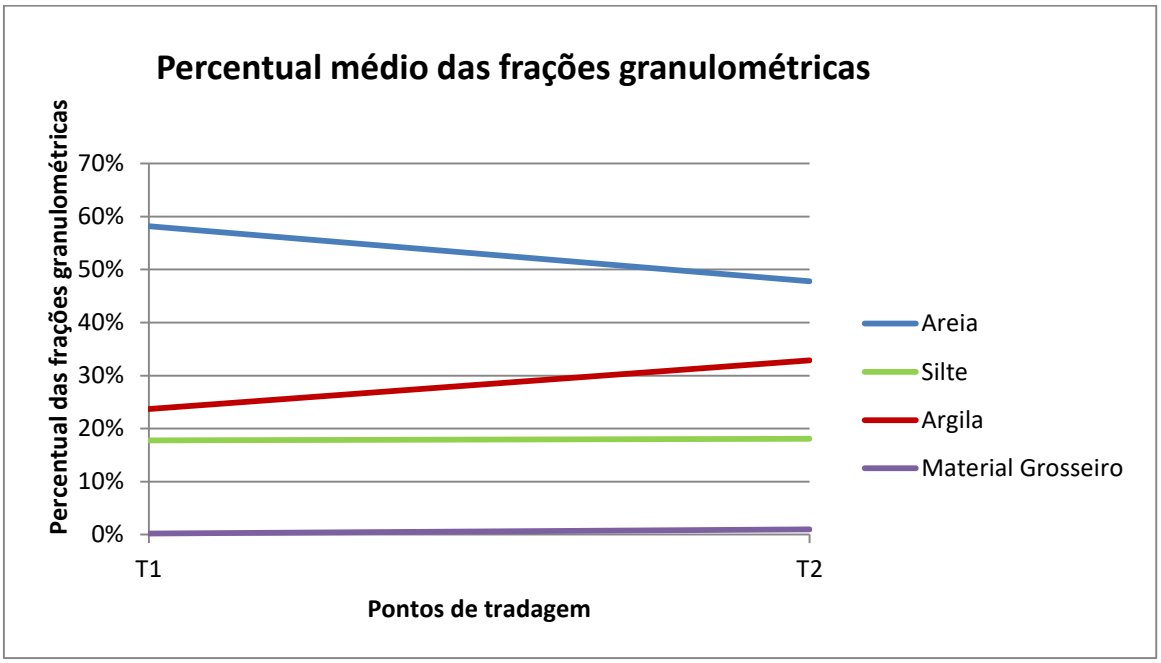
### 6.3.2 Evolução da vertente da Cabeceira 3

Para compreender os processos pedogenéticos e morfogenéticos relacionados ao desenvolvimento da Cabeceira 3, buscou-se avaliar a relação entre as sequências de alteração dos perfis ao longo da topossequência. As frações granulométricas de cada perfil que compõem a topossequência estão relacionadas no gráfico 22 e serviram de base, juntamente com as descrições de campo, para compreender a evolução da vertente e elaborar o perfil esquemático da Figura 58.

As sequências de alteração são bem desenvolvidas nos dois perfis avaliados. De forma geral, a areia apresenta redução em direção ao sopé da vertente, enquanto que a argila tende a aumentar, comportamento semelhante aos perfis da Cabeceira 2.

No perfil T1, a mudança textural na passagem da sequência IV para a V mais argilosa, potencializa o escoamento lateral da água entre estes dois horizontes, o que promove a retirada de materiais mais finos, principalmente a fração argila que migra em direção a base da vertente. Tal fato pode ser reforçado quando se verifica que dos 21% de argila deste horizonte, 17% são de coloides. Essa perda de argila pode ser constatada através da relação silte/argila, que na sequência IV é de 0,89, valor que indica se tratar de um horizonte pouco intemperizável evidenciando que a fração argila está sendo removida do horizonte neste ponto. O Gráfico 22 mostra o comportamento médio das frações das frações granulométricas nos perfis T1 e T2.

Gráfico 22 - Percentual das frações granulométricas na tradagem T1 e T2 da Cabeceira 3.

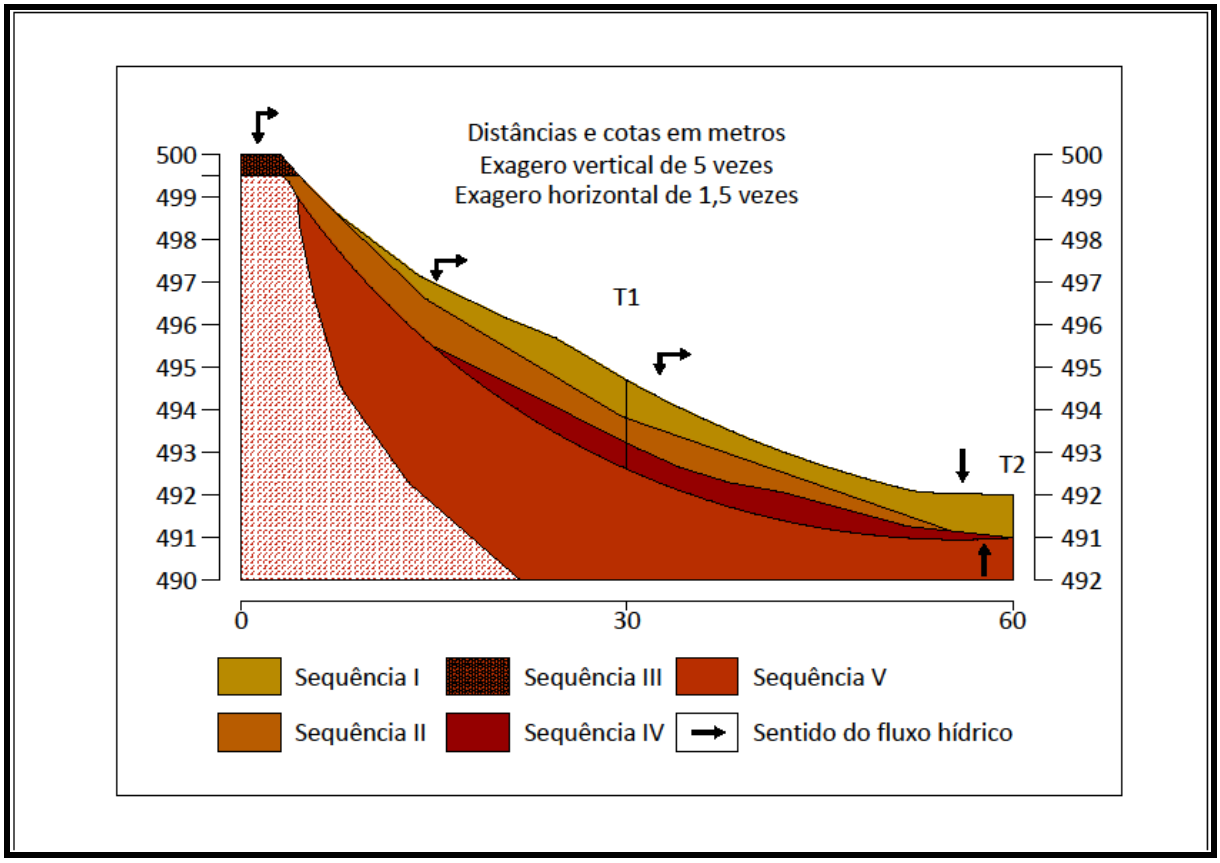



Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

Para corroborar com estas evidências verifica-se que o percentual de argila na sequência IV da T2 (base da vertente) é de 34%, revelando um incremento de argila que provavelmente seja contribuição do perfil T1. O valor da relação silte/argila é de 0,56 apontando que o horizonte está mais intemperizável neste ponto quando comparado com T1.

Esse processo tem implicação direta na conformação da vertente. À medida que ocorre perda de argila na sequência IV da porção central da vertente, esta passa a sofrer uma subsidência e transfere esse ajuste de geometria para as sequências sobrejacentes que também passam a expressar esta subsidência na forma de uma concavidade observada na superfície do terreno. A Figura 58 mostra o perfil esquemático da Cabeceira 3.

Figura 58 - Topossequência da Cabeceira 3.




Fonte: Trabalho de campo (2017).

O perfil T2 apresenta a sequência V com 37% de argila e 43% de areia, o que confere textura franco argilosa para a sequência. Isso é reforçado através da relação silte/argila que é 0,53 para este horizonte, que mesmo estando dentro da faixa de solos intemperizáveis apresenta um valor considerado alto quando comparado com a sequência V dos perfis das Cabeceiras 1 e 2.

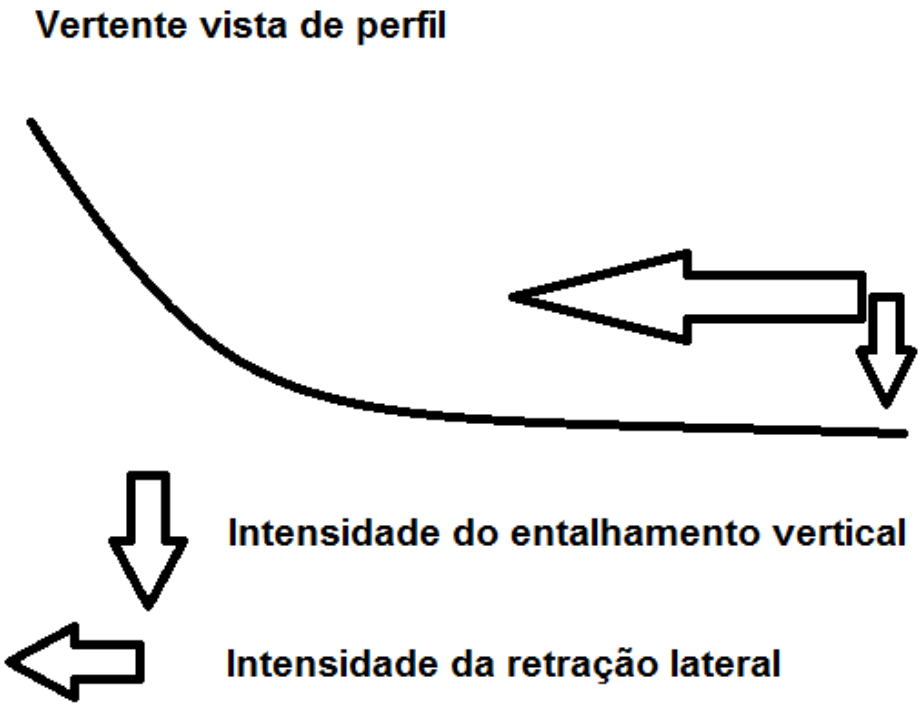
Tal fato demonstra que mesmo a base da vertente recebendo argila das porções superiores, as perdas avançam para a montante pela remoção da argila do sistema em função da umidade, ocasionado a desestabilização do sopé da vertente e contribuindo para intensificar a concavidade.

A conformação topográfica é resultado dos processos que ocorrem no interior e exterior da vertente. Uma vez que o equilíbrio dos horizontes pedogenéticos é modificado, ocorrem reflexos na superfície, principalmente relacionados ao

escoamento da água, que em vertentes côncavas tende a concentração das linhas de fluxo, fato que contribui para intensificar a concavidade da vertente.

A cabeceira apresenta perfil côncavo e plano de curvatura convergente, com forma de anfiteatro refletindo muito bem o encaixe no sistema de lineamentos, visto que o alongamento e a largura são coincidentes com o padrão das estruturas da área. A Figura 59 ilustra o perfil da vertente avaliada na Cabeceira 3.

Figura 59 - Perfil da vertente representativa da Cabeceira 3. As setas indicam a intensidade das forças atuantes.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

De acordo com os resultados do mapeamento de campo, a cota de 490 metros marca o topo do Derrame ácido (A2). A base da vertente da cabeceira apresenta cota de 492 metros, o que indica que o entalhamento está ocorrendo na zona de brecha sobrejacente ao A2. Tal fato pode ser comprovado a 350 metros em direção a jusante, quando foi constatado que o curso d’água originário da cabeceira já promoveu o entalhamento completo da camada de brecha e está escavando o

leito rochoso de riolito do topo derrame A1, conforme ilustra a Figura 60.

Figura 60 - Leito da drenagem sobre a rocha vulcânica ácida. Altitude, 470 metros.

Fonte: Trabalho de campo (2013).

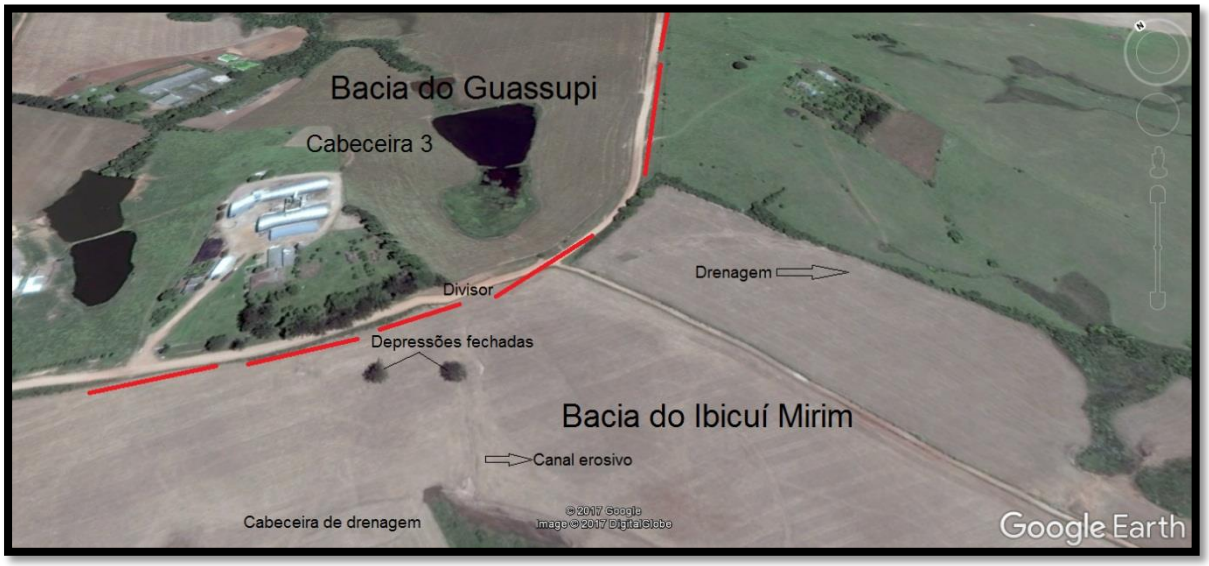
É possível observar que neste ponto, a zona de brecha tem espessura de aproximadamente 2 metros, o que mostra a tendência de redução deste pacote a medida que as altitudes diminuem, confirmando a presença de um grupo de cabeceiras diretamente ligada a alteração deste material amigdalar brechado que recobre o último nível de derrame ácido na bacia.

No início do processo, a incisão na camada de brecha ocorre de forma mais acelerada, alterando o perfil da vertente para a convexidade, pois o aumento na declividade intensifica a velocidade dos fluxos internos das partículas finas e coloides na base da vertente. Posteriormente quando a incisão atinge a camada rochosa mais resistente, ocorre a saturação do perfil de solo que por erosão geoquímica e mecânica provoca a remoção da argila e desestrutura a base da vertente. A partir de então, a vertente passa a exibir forma côncava na base que avança em direção a montante em um processo de retração lateral.

Este processo parece que está atuando a um tempo considerável na Cabeceira 3, pois a denudação quase completa da sequência III e uma organização pedológica com horizontes bem estruturados e espessos, em níveis topograficamente mais baixos atesta que a porção média e base da vertente está ajustada as condições impostas pelo agentes da denudação.

No terço superior da vertente a retração lateral se mostra muito intensa, de modo que o avanço da feição para montante está promovendo a dissecação do divisor. Processo semelhante acontece na vertente oposta, que abriga as cabeceiras que constituem as nascentes dos cursos d'água que drenam para bacia do Ibicuí-Mirim. Nesta face do divisor a retração lateral é atestada pela expansão de cabeceiras próximas, por duas depressões fechadas alinhadas com a Cabeceira 3 e um curso d'água que teve sua progressão barrada para a bacia do Guassupi devido as obras da estrada (Figura 61).

Figura 61 - Retração lateral das vertentes em direção a montante.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

A alteração desta zona de brecha proporciona um padrão de drenagem alveolar do tipo dendrítico para os cursos d'água que tem suas cabeceiras originadas nesta porção do derrame.

É importante destacar que a retração lateral das vertentes que formam as

cabeceiras de drenagem avança seguindo o par conjugado das linhas de fraturas. A medida que vai ocorrendo o avanço em direção ao divisor, este processo vai tornando o perfil da vertente côncavo. Quando a feição encontra-se nos primeiros estágios de evolução são bem evidentes os traços deixados pelos lineamentos expressos pelo comprimento e pela largura da forma geomorfológica.

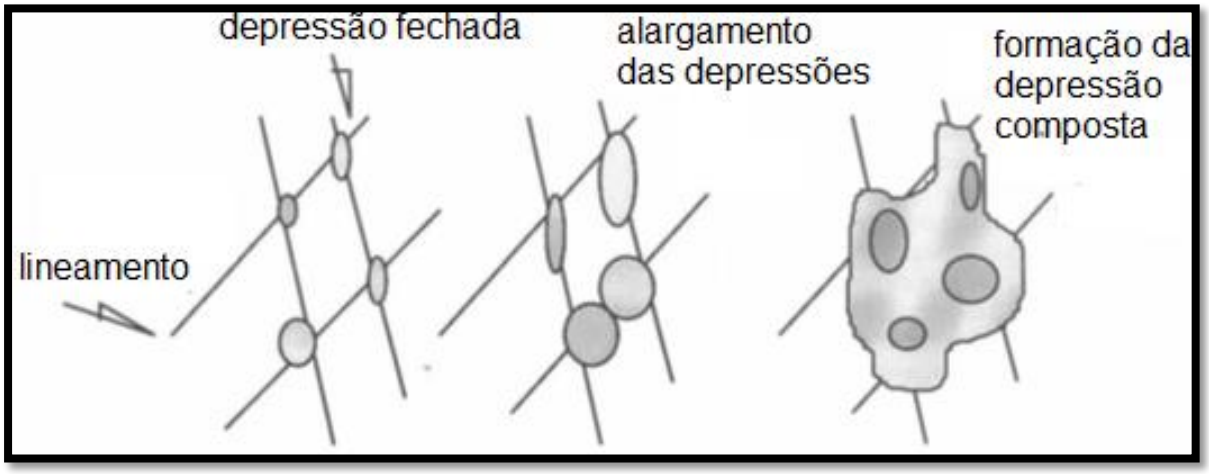
Chama a atenção a grande densidade de drenagem desta porção da bacia, fato que está ligado a alteração do material menos resistente. A medida que os cursos d'água entalham toda a camada de brecha e atingem a disjunção tabular do riolito abaixo, passam a mostrar um comportamento retangular controlado pelos lineamentos SE, estes formando os principais afluentes do rio Guassupi (Lajeado Taquarembó, Guassupizinho, Negrinho e Porteira) e os de direção NE e E-W, que formam os cursos dos afluentes destes citados anteriormente. Como essa área é a de maior altitude da bacia, constitui uma importante faixa de nascentes que alimenta os tributários da margem esquerda do Guassupi.

## 6.4 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM

Inicialmente estas feições se desenvolvem em áreas planas que tem a circulação e o armazenamento da água facilitada pelo cruzamento das linhas de fraturas, locais onde a alteração da rocha é mais intensa. Em um primeiro estágio, o desenvolvimento compreende a evolução dos condutos pela erosão geoquímica e pela retirada mecânica de material. Com o decorrer deste processo, surge uma pequena depressão circular na paisagem resultante dos vazios subterrâneos deixados pelo transporte ou pela redução do volume do material subjacente. A feição que no princípio está individualizada no terreno, tende a coalescência com as depressões vizinhas que tem sua gênese pelo mesmo processo, passando então a formação de depressões compostas que dependendo da litologia, do padrão de lineamentos, clima e condições topográficas podem evoluir para formar vales ou grandes áreas rebaixadas.

White (1984) apresenta uma proposta de evolução de depressões fechadas em rocha calcárias com elevada interseção de lineamentos (Figura 62) que pode ser utilizado para auxiliar no entendimento da evolução das Depressões Fechadas para cabeceiras de drenagens na área de estudo.

Figura 62 - Modelo esquemático da evolução de depressões fechadas.




Fonte: Adaptado de White (1984).

Neste sentido, as Depressões Fechadas tem seus primeiros estágios de desenvolvimento de maneira individual e controlada por um cruzamento de lineamentos, sobre um material menos resistente. A água meteórica cai sobre a superfície, escoa e tende a infiltrar na zona de fratura, pois é o local de maior permeabilidade e susceptibilidade aos processos de alteração da rocha. Assim, há uma erosão descendente, que incide sobre a Depressão Fechada, que promove o aprofundamento e o alongamento da feição no sentido do seu eixo principal.

Reginato (2003) propõem um esquema para a evolução geomorfológica em zonas fraturadas com base nas observações de campo. De acordo com a proposta do autor e baseado nas conclusões decorrentes desta pesquisa se chegou a um modelo que busca explicar a evolução das feições pesquisadas.

A Formação Serra Geral é caracterizada por derrames de rochas vulcânicas que apresentam diferentes estruturas deformacionais (juntas, falhas e zonas de fraturas) e estruturas primárias geradas pelo fluxo e resfriamento da lava. Todas essas estruturas constituem locais preferenciais para a alteração da rocha (REGINATO, 2003).

Dessa forma, é possível afirmar que na bacia hidrográfica do rio Guassupi, as Depressões Fechadas inicialmente evoluem para Cabeceiras em Divisor associadas as fraturas que cortam o material menos resistente da Zona Amigdalar Brechada dos

diferentes níveis de derrames, seja no topo do A2, no contato A2/A1 ou entre os contatos A1/B1.

A medida que a alteração da rocha na zona fraturada promove a coalescência das Depressões, ocorre a formação de um canal hidrográfico que drena a feição composta em direção a jusante. Com a continuidade do processo passa a ocorrer o aprofundamento deste canal que tende a formar um pequeno vale de cabeceira que modifica a declividade das vertentes devido ao processo de subsidência causado pela erosão geoquímica na fratura. A cabeceira de drenagem tem seu alongamento no sentido do lineamento dominante que é concordante com o eixo do vale.

Enquanto a incisão ocorrer nas camadas rochosas menos resistentes a vertente da cabeceira tente a exibir formas convexas. A medida que o entalhamento atinge as camadas mais resistentes, as taxas de incisão reduzem e aumentam as taxas de retração lateral, modificando o perfil da vertente para côncavo.

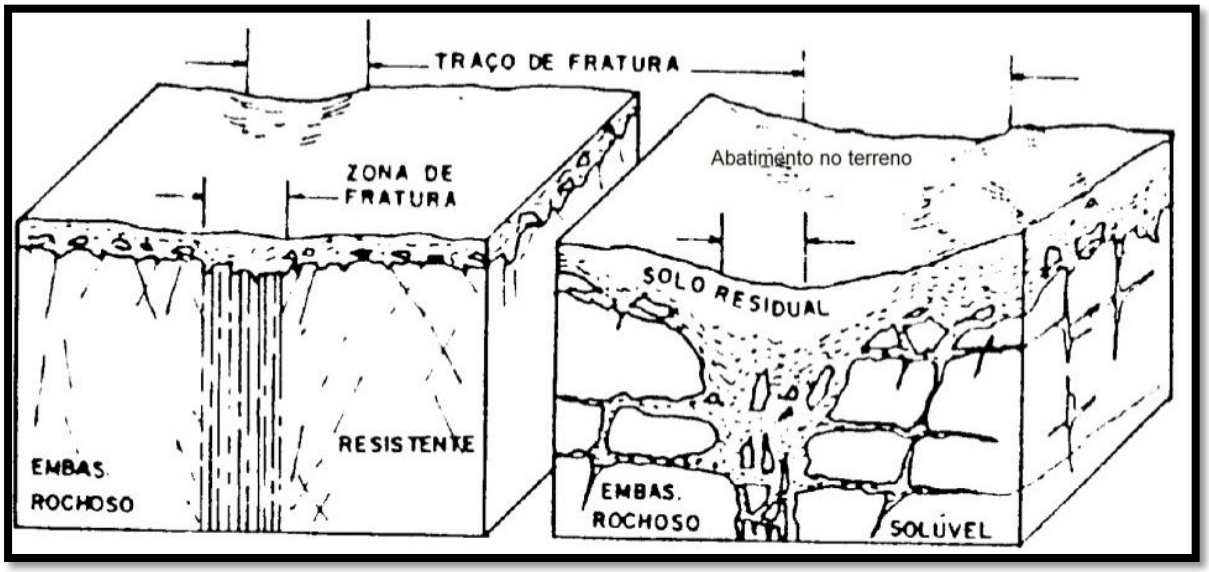
Estas diferenças observadas no perfil da vertente das cabeceiras permite classificá-las de acordo com o estágio de evolução em que se encontram. As Cabeceiras 1; 2 e 3 investigadas em detalhe nesta pesquisa, embora pertencendo ao mesmo conjunto, ou seja, Cabeceiras de Divisor encontram-se em diferentes fases de evolução.

A Cabeceira 1, devido ao perfil convexo da vertente que foi analisada, permite inferir a incisão vertical é mais intensa que a retração lateral, permitindo concluir que encontra-se em um estágio de evolução mais recente em relação as cabeceiras 2 e 3.

Já a Cabeceira 2, encontra-se em um estágio de evolução intermediário, pois as forças de incisão e retração praticamente se equivalem, porém mostrando tendência para uma atuação mais incisiva das forças de retração, refletida pela leve concavidade que a feição mostra na porção média da sua vertente.

A Cabeceira 3 apresenta-se em um estágio de evolução mais avançado com relação as duas anteriores. O grau de evolução mais avançado é atestado pelo perfil côncavo e plano convergente da vertente que evidência que a retração lateral está mais atuante pelo fato de que a incisão já entalhou por completo a Zona Amigdalar Brechada e está incidindo sobre a disjunção tabular do topo do riolito do derrame A2. A Figura 63 mostra o modelo de evolução das vertentes em terrenos fraturados.

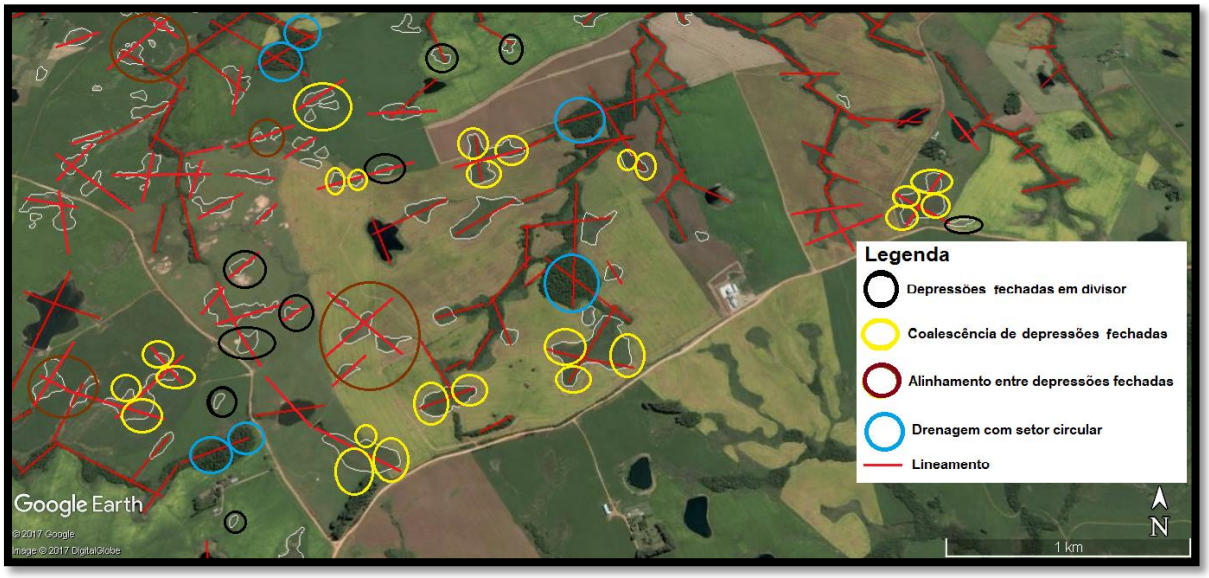
Figura 63 - Evolução das vertentes em zonas de fraturas pela alteração da rocha e consequente subsidência do terreno.




Fonte: Reginato (2003), modificado de Schrader (1992).

A Figura 64, mostra as cabeceiras dos cursos d'água que formam o Arroio Lajeado Negrinho com altitudes em torno de 500 metros. É possível observar que as depressões circulares encontram-se próximas aos divisores e que estão alinhadas com os lineamentos estruturais. É comum que em alguns casos já tenha ocorrido a coalescência de duas ou até diversas depressões formando as cabeceiras das drenagens de primeira ordem. Esta identificação na imagem de satélite, ou até mesmo em campo, é facilitada porque a feição composta formada a partir da união das anteriores preserva segmentos semicirculares como resquício da feição primitiva.

Figura 64 - Depressões em diferentes estágios de evolução morfológica.



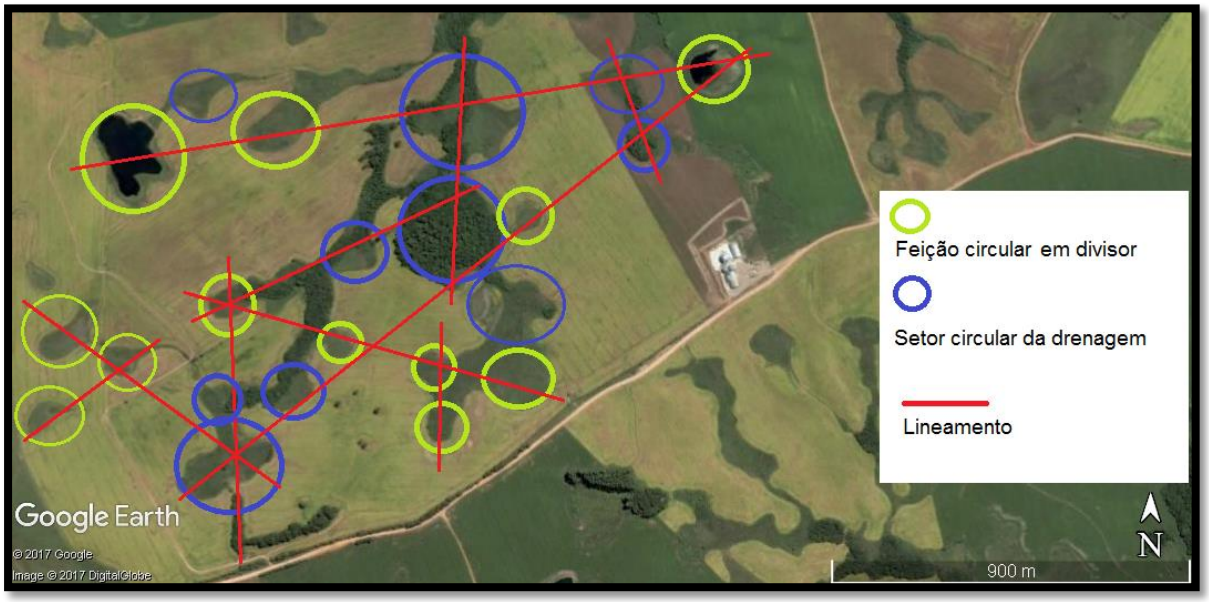

Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Também é possível constatar que em alguns trechos os cursos d'água apresentam setores semicirculares, permitindo conjecturar que a própria drenagem tenha sido elaborada a partir da coalescência das depressões fechadas seguindo o controle da malha de faturamentos.

Muitos autores vêm reunindo evidências para demonstrar a instalação da drenagem a partir da evolução de depressões fechadas como por exemplo, Queiroz Neto; Feltran Filho; Shineider (1998); Uagoda (2009); Queiroz Neto (2010); Alves, Pinheiro, Queiroz Neto (2012).

Próximo das cabeceiras dos tributários do Lajeado Negrinho é possível encontrar diversos trechos da drenagem com morfologia semicircular, alinhadas com depressões circulares ou alongadas nas extremidades das drenagens, permitindo considerar que a rede de drenagem se desenvolve e expande a partir da evolução das Depressões Fechadas (Figura 65).

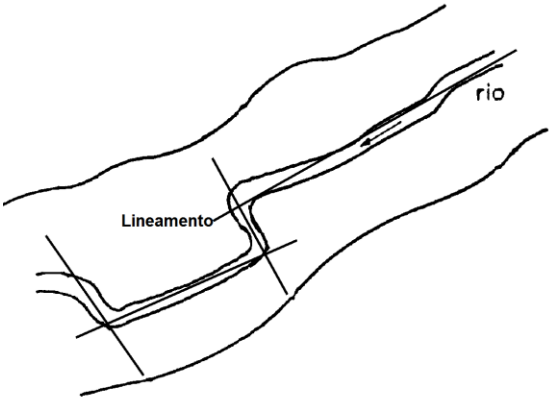
Figura 65 - Detalhe das feições circulares da rede de drenagem.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

A relação existente entre zonas de fraturas e sistemas de drenagem tem fundamentação em um tipo específico de feição denominado riacho-fenda, que está associada a tipologias de lineamentos, sendo um exemplo as estruturas tipo 2 de Strieder & Amaro (1997) que, em geral, estão representadas por drenagens controladas por fraturas (REGINATO, 2003). A Figura 66 ilustra essa situação.

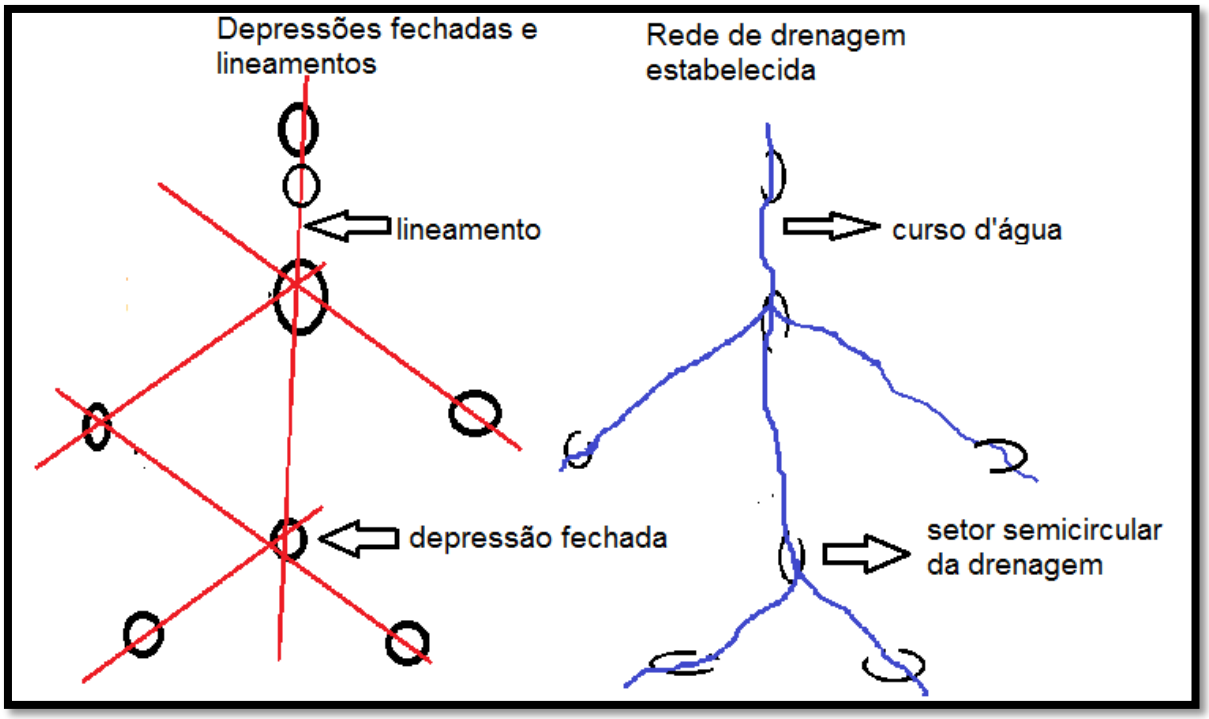
Figura 66 - Drenagens retilíneas desenvolvidas sobre zonas de fratura.




Fonte: Schrader (1992, apud REGINATO, 2003).

Neste sentido, propõem-se que as Depressões Fechadas no passado geológico da bacia tenham evoluído para cabeceiras de drenagens que avançaram em direção aos divisores seguindo o alinhamento das fraturas. A Figura 67 ilustra a instalação da rede de drenagem a partir das Depressões Fechadas.

Figura 67 - Modelo hipotético de evolução da rede de drenagem em áreas com grande densidade de depressões fechadas.




Fonte: Elaborado pelo autor (2017).

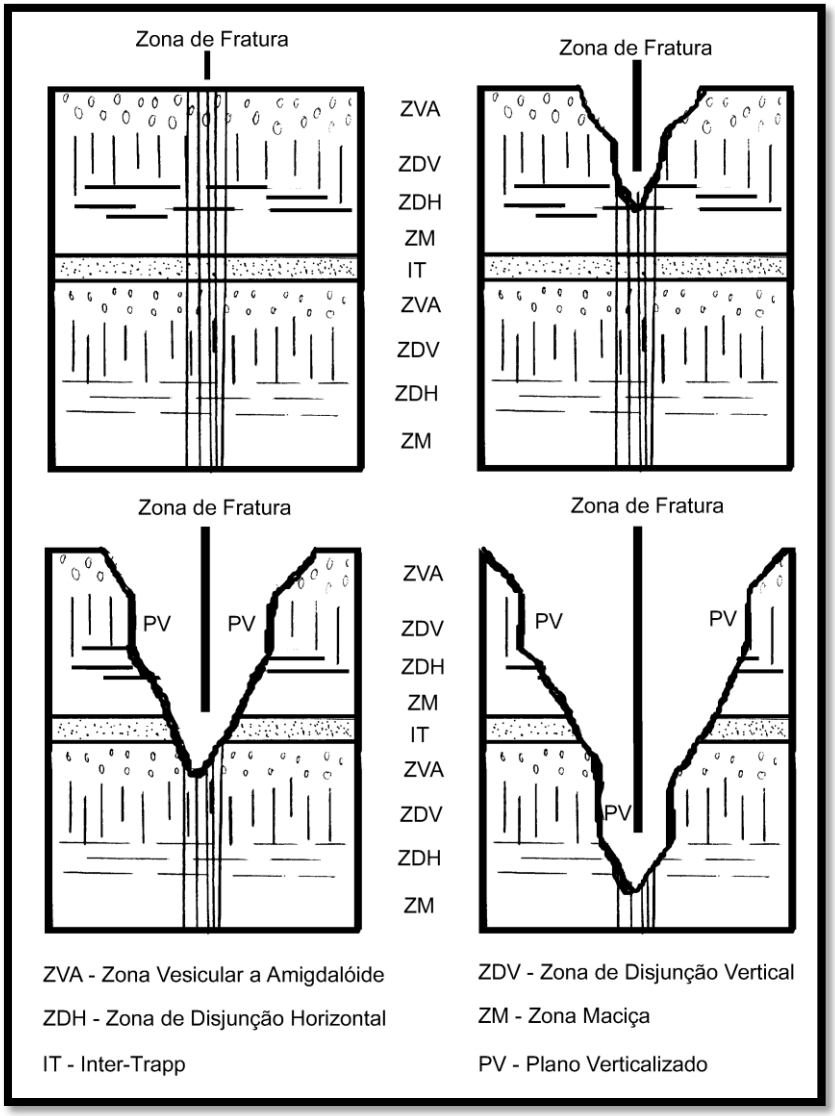
Estes setores semicirculares da drenagem que encontram-se preservados, estão situados em zonas de cruzamento de fraturas, com diferentes direções, fato que explica o maior desenvolvimento dos cursos d'água nestes pontos.

Utilizando se do esquema de evolução geomorfológica proposto por Reginato (2003), para a Formação Serra Geral é a apresentada uma proposta de evolução geomorfológica para as feições na bacia do rio Guassupi.

O início do processo de evolução das feições em escala regional está associado com a infiltração da água na zona de fratura, e a consequente alteração da rocha. As Depressões Fechadas evoluem para Cabeceiras em Divisor e associam-se com a evolução das drenagens seguindo as linhas de fraturas. Assim,

há uma erosão descendente, principalmente basal, que proporciona a formação de um pequeno vale em “V”. À medida que o tempo geológico avança, os processos de erosão continuam agindo e há um aprofundamento maior do vale na parte basal em detrimento da lateral. Além disso, são gerados movimentos de massa, do tipo quedas, tombamentos, escorregamentos planares e corrida de detritos, responsáveis pela formação de depósitos nas encostas e sopés das elevações, modificando assim a morfologia da região. A Figura 68 ilustra o entalhamento dos vales nas zonas de fraturas.

Figura 68 - Esquema evolutivo de zonas de fraturas numa sequência de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral.



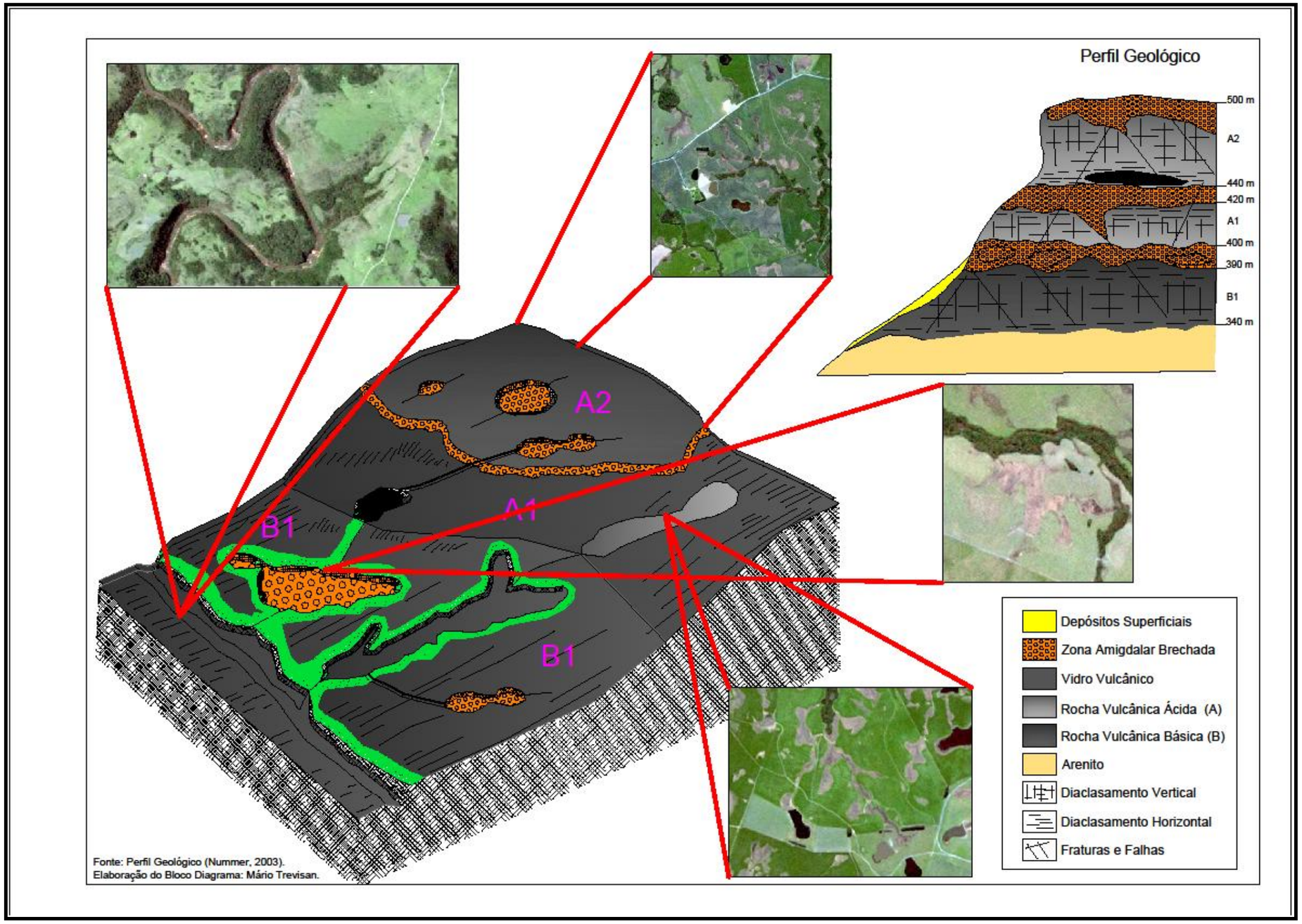

Fonte: Reginato (2003).

Quando o entalhamento atinge as camadas menos resistentes como, por exemplo, a Zona Amigdalar Brechada as taxas de incisão são mais aceleradas, situação oposta quando a incisão atinge camadas mais resistentes como as disjunções tabulares nos riolitos, em que as taxas de aprofundamento tornam-se mais lentas.

As feições na área de estudo são consequência dos processos de intemperismo nas zonas fraturadas, de modo que os fatores tectônicos, como falhas, fraturas e descontinuidades controlam os caminhos preferenciais em que a evolução ocorre e os fatores litológicos determinam a intensidade dessa evolução.

Dessa forma, o bloco diagrama da Figura 69 ilustra os quatro conjuntos de feições identificadas na área de estudo, a relação de cada conjunto com os tipos litológicos da bacia, bem como demostra como estas feições são visualizadas nas imagens de satélite.

Figura 69 - Bloco diagrama com os conjuntos das feições e a correspondência com os derrames vulcânicos.




Fonte: Perfil Geológico (Nummer, 2003).
Elaboração do Bloco Diagrama: Mário Trevisan.

O bloco diagrama da Figura 69 mostra a sequência evolutiva das feições na área de estudo. A evolução ocorre a partir do vale do Rio Guassupi, que atualmente entalha o derrame básico B1. Em direção aos divisores da bacia, as Depressões em Fundo de Vale surgem como feições amplas e profundas na paisagem como resultado do entalhamento no derrame B1, bem como na Zona Amigdalar Brechada no contato entre os derrames A1/A2.

Nos derrames A1 e A2 se destacam as Concavidade Rasas que por estarem situadas sobre os derrames ácidos, mais resistentes a alteração, não apresentam entalhamento significativo, tendo seu desenvolvimento vertical limitado pela camada de riolito de base de derrame. Por fim, as últimas feições a serem atingidas pela evolução do relevo são as Cabeceiras em Divisor, situadas nas porções de maiores altitudes do terreno.

Nesse sentido, é importante destacar que em nossa concepção, as Cabeceiras em Divisor representam o início da evolução das feições, mais precisamente a segunda fase que acontece posteriormente a coalescência das Depressões Fechadas, mas, no entanto, quando se trata da evolução do relevo em escala de bacia, estas feições representam a fase final, pois estão situadas temporal e espacialmente na porção da bacia que é última a ser atingida pelos processos de retração lateral dos vales e rebaixamento dos divisores.

A sequência evolutiva das feições não ocorre sempre de forma linear e ordenada, mas de maneira geral pode ser expressa na seguinte ordem: i) Depressões Fechadas; ii) Cabeceiras em Divisor; iii) Concavidades Rasas, e; iv) Depressões em Fundo de Vale.

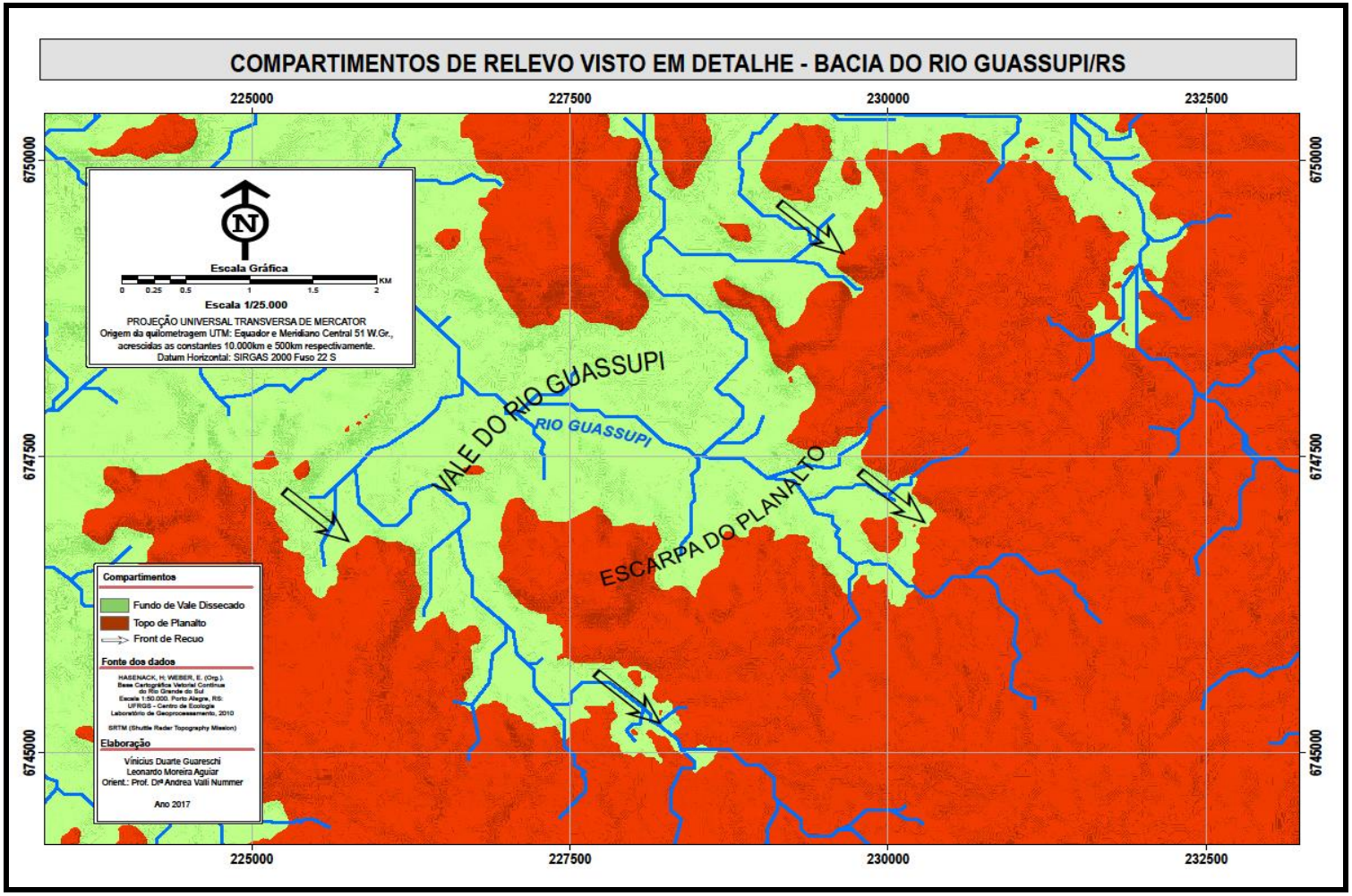
# 7 HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DO RELEVO PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUASSUPI

A partir do entendimento da evolução das Depressões Fechadas para Cabeceiras de Drenagem, foi possível sugerir uma hipótese que explique de que forma se dá à evolução do relevo na bacia hidrográfica do rio Guassupi. Com base na pesquisa realizada foi possível dividir a área em dois grandes compartimentos: a) Topo do Planalto; b) Fundo de Vale Dissecado.

O compartimento Topo do Planalto é formado pelas unidades I, II e III, com altitudes acima de 400 metros e sustentado por rochas ácidas. Como citado anteriormente, nesse compartimento registra-se a maior incidência de Depressões Fechadas e Cabeceiras de Drenagens. A evolução do relevo é condicionada pela coalescência das depressões fechadas que tenham a circularidade rompida no sentido da inclinação da vertente, originando as cabeceiras de drenagem em concordância com as linhas de falha.

O compartimento Fundo de Vale Dissecado é predominantemente formado pelas unidades IV, V e VI, no domínio das rochas básicas. As demais unidades que ocorrem neste compartimento estão restritas aos morros testemunhos. A cota altimétrica deste compartimento concentra-se entre 200 metros nos fundos de vale mais rebaixados e 455 metros nos topos dos morros testemunhos mais elevados. A evolução do relevo ocorre pela associação entre o rebaixamento vertical das vertentes (*downwearing*) e a retração lateral dos vales (*backwearing*) que avançam em direção ao compartimento Topo do Planalto. A Figura 70 ilustra os compartimentos de relevo da Bacia do Rio Guassupi e indica o sentido em que a evolução do relevo ocorre.

Figura 70 - Proposta de evolução do relevo na bacia do rio Guassupi.




Fonte: Elaborado pelo autor (2016).

Neste sentido, propõe-se que o relevo da área evolui em um front a partir do compartimento Fundo de Vale Dissecado, que como já mencionado acima, evolui através do recuo paralelo das encostas e rebaixamento vertical das vertentes, ganhando área sobre o compartimento Topo do Planalto. A evidência desta evolução é atestada pelos relevos residuais alinhados (morros testemunhos) com topos planos cobertos por rochas ácidas, bem como pela expressiva largura e profundidade dos vales no domínio das rochas ácidas. Para comprovar está hipótese será preciso buscar em trabalhos futuros sinais de capturas fluviais, vales secos e superdimensionados que possam indicar o avanço do compartimento Fundo de Vale Dissecado sobre o Topo do Planalto.

# 8 CONCLUSÃO

Foram mapeadas um total 3855 feições na bacia hidrográfica do Rio Guassupi, identificadas como Cabeceiras de Drenagem e Depressões Fechadas em uma área de 589,25 km², resultando em uma densidade de 6,54 feições/Km². Do total das feições, 3621 são Cabeceiras de Drenagem e 234 depressões fechadas.

As feições foram classificadas em quatro conjuntos que melhor resumem suas características fisionômicas e morfológicas. As feições que pertencem ao primeiro conjunto foram denominadas de Depressões Fechadas, devido a posição ocupada no terreno e a inexistência de um canal hidrográfico para escoamento das águas para a jusante. O segundo conjunto pertence às Cabeceiras em Divisor, devido a posição que estas feições ocupam na paisagem relacionada com a origem dos cursos d'água. O terceiro conjunto foi denominado de Concavidades Rasas devido a aparência do canal hidrográfico bastante raso que esta feição apresenta. Já o último conjunto compreende as áreas rebaixadas, que foram denominadas de Depressão em Fundo de Vale, pela grande amplitude das vertentes e pelo fundo chato apresentado pela feição.

Do total de feições mapeadas na bacia, 3621 foram classificadas como cabeceiras de drenagem (incluindo as Cabeceiras em Divisor, as Concavidades Rasas e as Depressões em Fundo de Vale) e 234 como Depressões Fechadas.

Para compreender a gênese e evolução das feições pesquisadas, buscou-se conhecer como as Depressões Fechadas e as Cabeceiras de Drenagem se relacionam com as Unidades Geomorfométricas da bacia hidrográfica.

As Depressões Fechadas e as Concavidades Rasas apresentam as maiores concentrações na faixa de altitude superior a 400 metros. Localizam-se em terrenos planos com declividades inferiores a 5%, apresentando inclinação suave e rampas longas com morfologia das vertentes mostrando perfil côncavo e plano convergente, estando inseridas na Unidade Geomorfométrica III.

As Cabeceiras em Divisor predominam nas porções da bacia com altitudes superiores a 490 metros e declividade acima de 5%. As vertentes têm perfil côncavo e plano convergente estando inseridas principalmente na Unidade Geomorfométrica I.

As Depressões em Fundo de Vale caracterizam-se por distribuírem-se em duas faixas distintas de altitude. A primeira situada em cotas entre 420 a 440 metros

e a segunda no intervalo entre 390 a 400 metros. Em ambas as faixas de altitude a declividade das vertentes é superior a 5%.

Foram extraídos 3855 lineamentos morfoestruturais, na bacia hidrográfica, permitindo verificar que os grupos de lineamentos NE e SE estão associados na formação de 71,9% das cabeceiras na área de estudo.

Presume-se que a ordem de evolução das feições tenha a seguinte disposição: i) primeiramente surge na paisagem uma Depressão Fechada como consequência do intemperismo e erosão no cruzamento de fraturas; ii) posteriormente, com a continuidade do processo de alteração nas fraturas, a depressão tende ao alongamento no sentido do lineamento dominante, fato que promove a coalescência de duas ou mais feições do tipo Depressão Fechada; iii) a união das depressões e a formação de um canal hidrográfico origina as Cabeceiras em Divisor, principalmente nas zonas menos resistente ao intemperismo, fato que promove a incisão e aprofundamento da feição; iv) em uma fase mais evoluída as Cabeceiras em Divisor tendem a redução nas taxas de incisão por um determinado período de tempo geológico, devido o front de intemperismo atingir uma camada mais resistente.

É possível encontrar diversos trechos da drenagem com morfologia semicircular, alinhadas com depressões circulares ou alongadas nas extremidades das drenagens, permitindo considerar que a rede de drenagem se desenvolve e expande a partir da evolução das Depressões Fechadas em áreas com grande densidade de fraturamento.

O desenvolvimento das feições está associada a evolução do relevo em escala regional através da incisão e aprofundamento das cabeceiras de drenagem e formação de vales de cabeceira que expandem-se para montante promovendo o recuo dos divisores. Este avanço ocorre seguindo as linhas de fraturas associada a Zona Amigdalar Brechoide que oferece menor resistência ao intemperismo.

Neste sentido, propõe-se que o relevo da área evolui em um front a partir do compartimento Fundo de Vale Dissecado, ou seja, das porções com menores cotas altimétricas junto ao vale do Rio Guassupi, nível de base da bacia, promovendo o recuo paralelo das encostas e rebaixamento vertical das vertentes, ganhando área sobre o compartimento Topo do Planalto.

Sugere-se que em trabalhos futuros seja explorado o modelo hidrológico da área como forma de compreender melhor os fluxos subsuperficiais responsáveis

pela retirada e alteração de material que acabam por desencadear os processos iniciais de formação das feições. Para isso, faz-se necessário a determinação de parâmetros geofísicos como a condutividade elétrica dos materiais superficiais que possam auxiliar no entendimento da subsidência no terreno que origina as depressões topográficas, bem como fornecer mais explicações com relação a concentração das feições em certas porções da bacia.

Também é de grande importância estudos sobre os processos geoquímicos associados a alteração dos minerais envolvidos. Entre as análises laboratoriais que podem ser realizadas, sugere-se determinar os parâmetros referentes ao potencial de intemperismo (WPI) e o produto do intemperismo (PI) que estão relacionados à perda de óxidos móveis e indica o estágio de intemperismo do solo.

Outro aspecto importante para análises posteriores diz respeito aos aspectos climáticos e como as modificações ao longo do Quaternário contribuíram para a alteração nos padrões de umidade que tem consequências diretas na intensidade do intemperismo.

Por fim, também destacamos a importância de avaliações referentes a neotectônica que tem implicações direta na morfogênese da paisagem regional através de modificações na dinâmica evolutiva da rede hidrográfica por processos de rearranjo da drenagem e alterações no nível de base, contribuindo assim para mudanças na velocidade de escoamento dos fluxos acarretando em transformações nos padrões do intemperismo.

## REFERÊNCIAS


ABREU, A. A. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.]: ano 4, n. 2, p. 51-67, 2003.

AB' SÁBER A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Instituto de Geografia**. Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 1-21, 1969.

AITA, R. A. A. **Variação espacial da argila numa topossequência em um segmento de vertente no distrito de Pains - Santa Maria, RS.** 124f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do Rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 2, v.22, p.222-227, 1992.

ÁVILA, F. F.; CARVALHO, V. L. M. Morfogênese, Pedogênese e Etchplanação: Análise Integrada dos Aspectos Geoquímicos, Mineralógicos e Micromorfológicos dos Solos de Uma Topossequência na Depressão de Gouveia – Serra do Espinhaço - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, v.13, p.223-233, 2012.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982, 443 p.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 20 jun. 2011.

CERLING, T. E.; BROWN, F. H.; BOWMAN J. R. Low-Temperature Alterationo Of Volcanic Glass: Hydration, Na, K, 180 and Ar mobility. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, Amsterdam, v. 52, p. 281-293, 1985.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blucher. 1980. 188p.

COLTRINARI, L. Paleosurfaces in Southeastern Brazil: São José Dos Campos Plateau Landform Evolution. **Revista Brasileira de Geociências,** n. 1, v. 30, p.113-120, 2011.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, p. 69-100, 2003.

DOERR, S. H. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: **Pseudokarst or “real” karst?** Zeitschrift fur Geomorphologie, 43:1-17, 1999.

FELIZOLA, H. F.; BOULET, B. Evolution and opening of closed depressions devoloped in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. **Geomorphology**, v.16 p.77-86, 1994.

FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In:_____. **Geomorfologia**: Conceitos e Tecnologias Atuais**.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FRAZÃO, E. B. **Alteração de rochas como critério de seleção de agregados**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 2012. 123p.

GILLIJNS, K.; POESEN, J.; DECKERS, J. On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. **Catena**, v.60, p. 43-58, 2005.

GONTAN. J. E. N. **Mapeamento e caracterização de feições pseudo-cársticas em duas áreas do Rio Grande do Sul, através de técnicas e sensoriamento remoto e SIG**. 2002. 81f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2002.

GONTAN, J. E. N.; MACIEL FILHO, C. L. Levantamento das feições cársticas no planalto vulcânico do Rio Grande do Sul – Área de São Martinho da Serra. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2., 1998, Punta Del Leste. **Anais**... Punta Del Leste: SUG, 1998. p. 442-446.

GUADAGNIN, P. M. A.; TRENTIN, R. Compartimentação Geomorfométrica da Bacia Hidrográfica do Arroio Caverá - RS. **Geo UERJ**, v. 25, p. 183-199, 2014.

GUARESCHI, V. **Feições de carste sobre a formação Serra Geral no município de São Martinho da Serra – RS**. 97f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

HARDT, R. Exemplos Brasileiros de carste em arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 28., 2009, Campinas. **Anais...** Campinas: SBE, 2009. Disponível em: <http://www.sbe.com.br/espeleo-tema/espeleo-tema_v20_n1-2_007-023.pdf>. Acesso em: 10 jun. 2010.

JENNINGS, J. N. **Karst***:* An Introduction to Systematic Geomorphology. Cambridge and London: MIT Press, 1971.

MACIEL FILHO, C. L.; CABRAL, I. L. L.; SPINELLI, J. Feições Semelhantes à Morfologia Cárstica no Planalto Vulcânico do Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 5., 1993, São Paulo. **Anais**... São Paulo: Universidade de São Paulo, 1993, p. 147-150.

MACIEL FILHO, C. L. et al. Feições de carste sobre a formação Serra Geral na região de Vacaria, RS, e Lages, SC. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 14, n. 48, p.197-208, 2013.

MILLS, H. H.; STARNES, D. D. Sinkhole morphometry in a fluviokarst region: eastern Highland Rim, Tennessee, U.S.A. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 27, n. 1, p. 93-54, 1983.

MORAIS, F.; SORIANO, M. A. Análisis morfométrico de dolinas y parámetros geofísicos aplicados al estudio de los flujos de agua subterránea en la cuenca del Ebro, Zaragoza, España morphometric. **Geociências,** São Paulo, v. 36, n. 2, p. 221-232, 2017.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.38, n. 1, p. 178-195, 2008.

NUMMER, A. V. **Parâmetros Geológicos-Geotécnicos controladores dos movimentos de massa na RS 486/rota do Sol-Itati – RS.** 257p.Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2003.

OLIVEIRA, M. A. T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L. C. R. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences.** v. 26, p. 55–67, 2008.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; GEREMIA, F. Cabeceiras de drenagem da Bacia do Rio Quatorze – Formação Serra Geral (SW do Paraná): Distribuição espacial, propriedades morfológicas e controle estrutural. **RA'eGA**, Curitiba, n. 12, p. 211-219, 2006.

PASTORE, E. L.; FONTES, R. M. **Caracterização e classificação de solos.** Geologia de Engenharia, 1998. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia – ABGE, 586p.

PILO, L. B. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.]: v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000.

QUEIROZ NETO, J. P. O Papel da Pedogênese no Modelado do Relevo: Busca de Novos Paradigmas. In: VI SEMINÁRIO LATINO AMERICANO DE GEOGRAFIA FISICA, 2010. Coimbra. **Anais...** Coimbra, p. 1-19, 2010.

REGINATO, P. A. R. **Integração de Dados Geológicos para Prospecção de Aquíferos Fraturados em Trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS).** 254p. Tese (Doutorado em Engenharia de Minas, Metalúrgica e dos Materiais) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

REGINATO, P. A. R.; STRIEDER, A. J.. Caracterização estrutural dos aquíferos fraturados da formação Serra Geral na Região Nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 36, p. 13-22, mar. 2006.

RODRIGUES, R. A. R. **Estágio de intemperismo de perfil laterítico em área subtropical com subtrato basáltico – superfície aplainada VI (SW-PR)**. 67f.

Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade do Oeste do Paraná, Curitiba, 2011.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológico e a Questão da Taxonomia do Relevo**. Revista do Departamento de Geografia, FFLCH/USP,** São Paulo, n. 06, p. 17-29, 1991.

SANTOS, J. M.; SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido - Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia**, Recife, v. especial, n. 1, p. 236-247, 2010.

STOKES, G. G. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. **Trans. Camb. Phil. Soc.** 9, Part II, p. 8-106, 1851.

STRIEDER, A. J.; AMARO, V. E. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. **Revista da Escola de Engenharia**, Porto Alegre, v. 25, n. 4, p.109-117, 1997.

STRIEDER, J, A. **Fases de deformação, estruturas e tensões atuantes no intervalo Jurássico-Cretáceo da Bacia do Paraná (Brasil).** 105p. Tese (Livre Docência) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2014.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia.** São Paulo: Ed. Edgard Blucher. EDUSP, p. 317, 1973.

UAGODA, R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Contribuição a Geomorfologia Cárstica em Rochas Quartzíticas: Médio Vale do Rio Preto, RJ/MG. In: VI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORFOLOGY, 2006, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 2006.

VALERIANO, M. M. Dados Topográficos. In: FLORENZANO, T.G. **Geomorfologia**: Conceitos e Tecnologias Atuais**.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

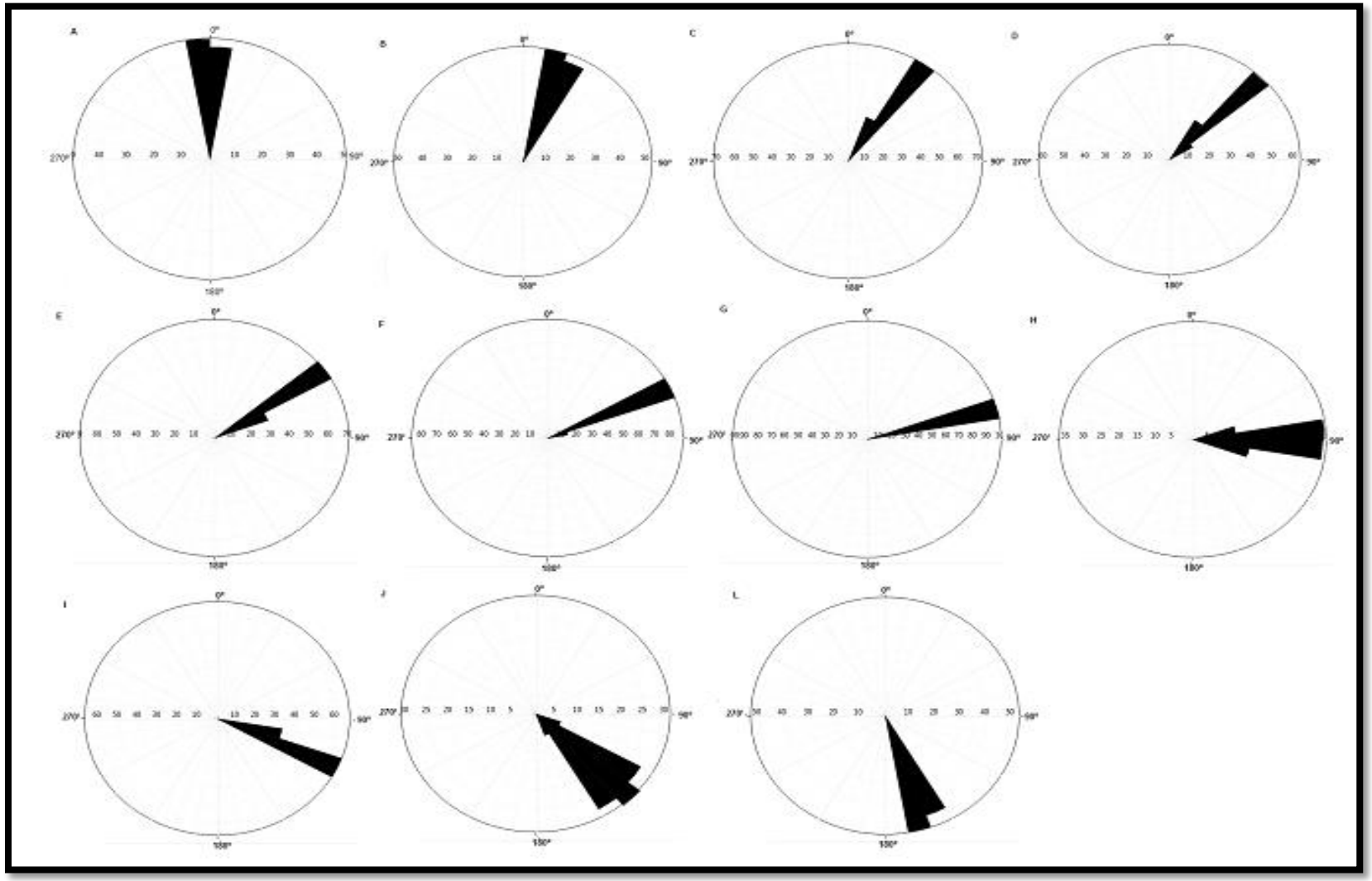
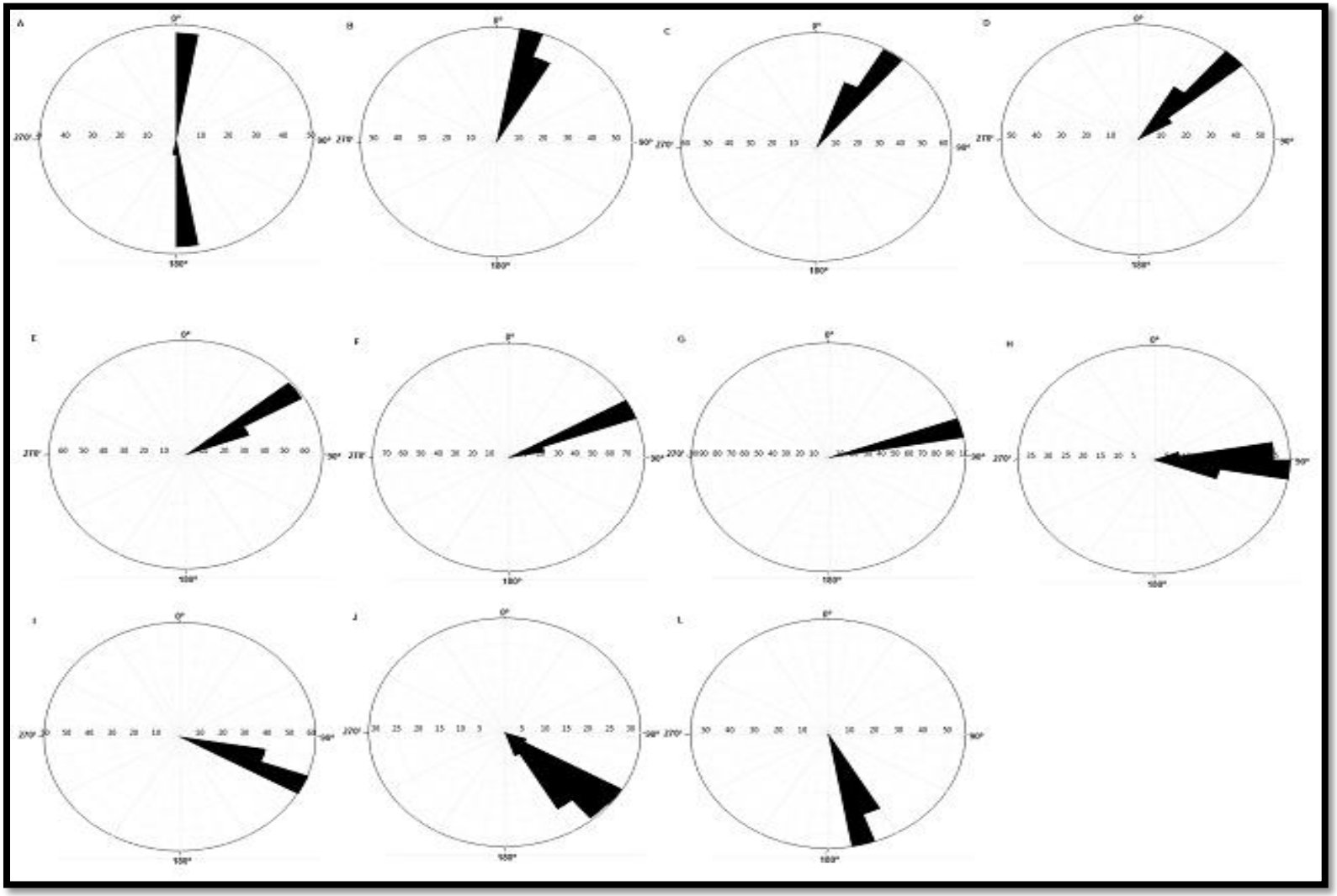
VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da *etchplanação* e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Revista Terra Livre**, n 16, p. 11-24, 2001.

WRAY, R. A. L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers,** n. 1, p. 9, 2003.

XAVIER, R. A., COELHO NETTO, A. L. Ocorrência de Depressões Fechadas em Divisores de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Revista Geografias**, n. 4, 61-68, 2008.

# ANEXOS

Anexo 1 - Diagrama de rosetas correspondentes aos grupos de lineamentos morfoestruturais. A) N-S; B) NNE; C) NE1; D) NE2; E) NE3; F) NE4; G) NE5; H) E-W; I) ESE; J) SE; L) SSE.



Anexo 2 - Diagrama de rosetas correspondentes aos grupos dos eixos principais das cabeceiras de drenagem. A) N-S; B) NNE; C) NE1; D) NE2; E) NE3; F) NE4; G) NE5; H) E-W; I) ESE; J) SE; L) SSE.