

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANÁLISE MORFOPEDOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO
INHACUNDÁ (RS).

MATEUS GLEISER OLIVEIRA

ORIENTADORA: PROF. DRA. DIRCE MARIA ANTUNES SUERTEGARAY

PORTO ALEGRE, OUTUBRO DE 2015.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ANÁLISE MORFOPEDOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO
INHACUNDÁ (RS).

MATEUS GLEISER OLIVEIRA

Orientadora: Prof. Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação
em Geografia como requisito
para obtenção do título de
Mestre em Geografia.

PORTO ALEGRE, OUTUBRO DE 2015.

CIP - Catalogação na Publicação

Gleiser Oliveira, Mateus
ANÁLISE MORFOPEDEOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
ARROIO INHACUNDÁ (RS). / Mateus Gleiser Oliveira. --
2015.
211 f.

Orientadora: Dirce Maria Antunes Surtegaray.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre,
BR-RS, 2015.

1. morfopedologia. 2. arenização. 3. processos
erosivos lineares. 4. pedologia. 5. geomorfologia.
I. Antunes Surtegaray, Dirce Maria, orient. II.
Titulo.

AGRADECIMENTOS

Ao longo deste anos de mestrados existem muitas pessoas que contribuíram para que o trabalho pudesse ser feito, e gostaria de deixar aqui meus agradecimentos.

Primeiramente a família, que sempre incentivou o gosto pela pesquisa. Em especial menciono minha avó, Maria Argélia, patrona das artes e das ciências na família Oliveira. Minha mãe, Débora, que sempre me incentivou e ajudou quando era, e não era, necessário. A memória de meu pai, Rommel Francisco, que tenho certeza estaria feliz e orgulhoso.

Aos amigos da geografia, que sempre estiveram à disposição para celebrar, discutir e ajudar. A Isabel Perez, que prestou ajuda inestimável durante as coletas de solo, e a e Fabiana Sirangelo, companheira de arenização, que se dispôs, mais de uma vez, a ajudar carregando “quilos de terra” para cima e para baixo por sangas e coxilhas. A minha orientadora Dirce Suertegaray, não só por estes anos de mestrado, mas pelos muitos anos de geografia ensinada, trabalhos afora, convivência e amizade. Muito Obrigado!

Ao Núcleo de Estudos Geografia e Ambiente (NEGA), e todos seus integrantes. Espaço que não só propiciou belíssimas experiências de trabalho mas também de lazer e companheirismo.

A CAPES pela bolsa de mestrado e ao PósGea/UFRGS e ao IGEO, que financiaram os campos para o trabalho e forneceram possibilidade para que as análises deste trabalho fossem realizadas.

RESUMO

Realizou-se nesta dissertação uma abordagem integrada para fim de avaliar e mapear unidades morfopedológicas na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá – RS (363,52244 km²), com o intuito de identificar diferentes meios de interação entre morfogênese e pedogênese, para cada unidade identificada, em sua relação à distribuição de ravinas, voçorocas e areais. Para alcançar os objetivos do trabalho se elaborou uma série cartográfica em escala de 1:100.000 da rede de drenagem, litologia, compartimentos geomorfológicos, feições superficiais (dentre elas ravinas, voçorocas e areais), distribuição de solos e o mapa síntese de compartimentos morfopedológicos. Os trabalhos de mapeamento se apoiaram no levantamento bibliográfico sobre a região em estudo, imagens de satélite e radar, aerofotografias, trabalhos de campo e análises de laboratório. O cadastro de ravinas, voçorocas e areais foram cruzados com os mapas bases para avaliar os impactos no quadro natural. O componente litológico demonstrou participação no controle da elaboração de diferentes resistências aos processos morfogenéticos e pedogenéticos, sendo somente as áreas que possuem rochas areníticas e depósitos superficiais como substrato propensas a evolução de ravinas, voçorocas e areais. A compartimentação do relevo permitiu visualizar que as rampas arenosas, coxilhas e áreas de várzea são os principais compartimentos afetados pelos processos de erosão linear. Os areais se instalam somente nas rampas arenosas e coxilhas. A declividade ondulada representa a classe preferencial para que o ravinamento se instale em todos os compartimentos afetados, seguido da suave ondulada. O voçorocamento também se instala preferencialmente nas classes onduladas de declividades, a exceção das áreas de várzea, onde a classe suave ondulada predomina. O entendimento da distribuição das classes de solo é outro fator importante. Observa-se que o processo de arenização ocorre somente sobre solos de textura arenosa e com baixos teores de matéria orgânica. Apontam-se somente os Latossolos e os Neossolos Quartzarênicos órticos como classes afetadas pela arenização. As ravinas e voçorocas se instalam preferencialmente nos setores ocupados pelo Argissolo nas coxilhas e partes da várzea, onde a diferença textural entre os horizontes superficiais controladas por um B textural desencadeiam a erosão em sulcos, em ação solidaria a mudança de declividade suave ondulada para ondulada. O voçorocamento se dá nas áreas onde é possível ocorrer o ravinamento, mas o lençol freático próximo a superfície contribui para sua evolução em voçorocas. Estas áreas são principalmente indicadas como cabeceiras de drenagem em anfiteatro e áreas em conexão com a rede de drenagem, como o terço inferior de coxilhas e rampas e a área de várzea cuja declividade não seja plana.

Palavras chave: morfopedologia, arenização, processos erosivos lineares.

ABSTRACT

In this work has been done a integrated approach to evaluate and map morphopedologic units in the Inhacundá's basin at São Francisco de Assis – RS (363,52244 km²), in order to identify different interaction environments between morphogenesis and pedogêneses, for each identified unit in their relation to the distribution of ravines, gullies and sand spots. To achieve the objectives of the work has been developed a cartographic series in the scale of 1: 100,000 of the drainage network, lithology, geomorphological compartments, surface features (among them ravines, gullies and sand spots), distribution of soil and the map synthesis of morphopedologic compartments. The mapping work was supported in the literature about the region under study, satellite images and radar, aerial photograph, field work and laboratory analysis. The registration of ravines, gullies and sand spots were crossed with the bases maps to evaluate the impacts on the natural environment. The lithological component controls diferent resistance to morphogenetic and pedogenic processes, being only the areas that have sandstone rocks and superficial deposits as a substrate will have the probability to evolution of ravines, gullies and sand spots. The compartmentalization of relief allowed to visualize the sandy slopes, hills and lowland areas are the main compartments affected by the linear erosion processes. The sand spots are installed only on the sandy slopes and hills. The undulating slope is the preferred class to the ravines occur on all affected compartments, followed by smooth undulating. The gullie process also settles preferably in the undulating slopes class, with the exception of the lowland areas where the smooth undulating class predominates. Understanding the distribution of soil classes is another important factor. It is observed that the sandization process occurs only on sandy textured soils with low organic matter content. It is indicated only Latosols and Quartzipsamments órtic as classes affected by sandization. Ravines and gullies are installed preferably in the areas occupied by Argisol in the hills and parts of the floodplain, where the textural difference between the surface horizons controlled by a textural B trigger linear erosion in solidarity action to the changing smooth undulating slope to undulating slope. The gullies occurs in areas where it is possible to the ravine evolve, but the ground water near the surface contributes to its evolution into gullies. These areas are mainly indicated as drainage amphitheater headboards and areas in connection with the drainage system, such as the lower third of the hills and sandy slopes, and the lowland areas whose slope is not flat.

Keywords: morphopedology, sandization, linear erosion.

Lista de Figuras.

Figura 1. Localização da área em estudo.....	16
Figura 2. Ordem de comandos para extração da rede de drenagem no ARCGis 10.2.....	43
Figura 3. Ilustração dos compartimentos mapeados através de aerofotografias.....	44
Figura 4. Classes de forma do terreno.....	45
Figura 5. Nomenclatura dos tipos de relevo em função da declividade.....	46
Figura 6. Ilustração de feições superficiais através de imagem de alta resolução.....	47
Figura 7. Associação solo paisagem.....	48
Figura 8. Pontos de coleta e observação de perfil de solo em campo.....	51
Figura 9. Pipetagem.....	53
Figura 10. Diagrama para agrupamento de Classes de Textura.....	54
Figura 11. Coletas de solo em análise de vertente.....	56
Figura 12. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá.....	60
Figura 13. Relação entre a oscilação de períodos úmidos e áridos com diferentes fácies da Formação Guará.....	62
Figura 14. Alçamento no interior do Muro de Manoel Viana.	71
Figura 15. Mapa litológico da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.....	72
Figura 16. Mapa Hipsométrico da bacia do arroio Inhacundá.....	75
Figura 17. Mapa de Declividade da bacia do arroio Inhacundá.....	76
Figura 18. Mapa de Formas do Terreno da bacia do arroio Inhacundá.....	77
Figura 19. Planalto, em sua porção norte.....	82
Figura 20. Perfil N-S do Planalto, apresentando degraus planos correspondentes à Superfície Cerro da Cadeia.....	81
Figura 21. Vale Encaixado em Imagem Obliqua.....	83
Figura 22. Em primeiro plano observa-se compartimento de coxilhas, enquanto ao fundo se eleva o patamar arenítico-basáltico.....	85
Figura 23. Perfil E-O do Patamar arenítico-basáltico, apresentando à Superfície da Campanha.....	84

Figura 24. Ao fundo observa-se encosta do patamar arenítico-basáltico, bem vegetado, e a frente encosta em morro testemunho com presença de afloramentos rochosos.....	87
Figura 25. Morro testemunho com a presença de areal no compartimento de rampa	90
Figura 26. Perfis topográficos de variados morros testemunhos, com orientação Este - Oeste e Norte Sul.....	88
Figura 27. Ao fundo morrote com afloramento de arenito Guará, a frente setor com presença de ravinamento.....	91
Figura 28. Perfil de morro testemunho com presença de rampa.....	93
Figura 29. Foto tirada do topo do Cerro da Esquina apresenta o agrupamento das rampas dos dois cerros, com presença de arenização e ravinamento.....	94
Figura 30. Coxilhas com presença de ravina.....	95
Figura 31. Exemplo de perfil topográfico no compartimento de coxilhas.....	96
Figura 32. Várzea do arroio Inhacundá, tirada da ponte que dá acesso a sede urbana de São Francisco de Assis.....	97
Figura 33. Várzea do Inhacundá próximo a ponte que dá acesso ao município de São Francisco de Assis.....	98
Figura 34. Várzea de setor inter-coxilhas.....	98
Figura 35. Mapa de compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.....	99
Figura 36. FT e erosão linear no Cerro da Esquina.....	105
Figura 37. Declividade e erosão linear no Cerro da Esquina.....	109
Figura 38. FT e erosão linear no compartimento de coxilhas.....	112
Figura 39. Declividade e erosão linear no compartimento de coxilha.....	115
Figura 40. FT e erosão linear no compartimento de várzea.....	118
Figura 41. Declividade e erosão linear no compartimento de várzea.....	122
Figura 42. FT e erosão linear no compartimento de patamar arenítico-basáltico.....	124
Figura 43. Declividade e erosão linear no compartimento de patamar.....	126
Figura 44. Classes de Forma do Terreno para areais em terço médio de coxilhas... ..	130
Figura 45. Classes de Declividade para areais em coxilhas.....	132
Figura 46. Classes de Forma do Terreno para areais em rampas.....	133

Figura 47. Classes de Declividade para areais em rampas.....	135
Figura 48. Mapa de feições superficiais na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá...	137
Figura 49. Perfil de Neossolo Litólico sobre basalto e paisagem associada.....	142
Figura 50. Paisagem de ocorrência de Neossolo Litólico sobre arenito.....	143
Figura 51. Cambissolo e paisagem de ocorrência, em associação ao Neossolo Litólico.....	144
Figura 52. RQg em várzea.....	146
Figura 53. RQo sobre rampas arenosas.....	148
Figura 54. RQo sobre coxilhas com afloramentos rochosos.....	148
Figura 55. Paisagem de PVd em topo de morro.....	151
Figura 56. Paisagem de PV em patamar arenítico-basáltico.....	152
Figura 57. Paisagem de PV vermelho sobre coxilhas.....	155
Figura 58. Paisagem de PV Bruno-Acinzentados sobre coxilhas.....	155
Figura 59. LVd sobre coxilha e paisagem de ocorrência.....	158
Figura 60. SX e paisagem de ocorrência.....	162
Figura 61. Mapa de classes e solos na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá...161	
Figura 62. Resultados das coletas de solo em perfil de vertente.....	163
Figura 63. Imagem de satélite com areal em rampa e campos de areia em várzea...	176
Figura 64. Foto dos campos de areia em várzea.....	176
Figura 65. Mapa dos compartimentos Morfopedológicos na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.....	178
Figura 66. Processo de mamelonização com a umidificação climática.....	187
Figura 67. RQg com presença de lamelas.....	192

Lista de Gráficos.

Gráfico 1. Formações e Depósitos da bacia hidrográfica do Inhacundá.....	61
Gráfico 2. Granulometria de topo de Morro Testemunho.....	64
Gráfico 3. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de rampa.	104

Gráfico 4. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de rampa.....	104
Gráfico 5. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em rampas.....	107
Gráfico 6. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de rampa.....	108
Gráfico 7. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de rampa.....	108
Gráfico 8. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de coxilhas.....	111
Gráfico 9. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de coxilhas.....	111
Gráfico 10. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em coxilhas.....	113
Gráfico 11. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de coxilha.....	114
Gráfico 12. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de coxilha.....	115
Gráfico 13. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de várzea.....	117
Gráfico 14. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de várzea.....	117
Gráfico 15. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em várzea.....	119
Gráfico 16. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de várzea.....	120
Gráfico 17. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de várzea.....	121
Gráfico 18. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de Patamar arenítico-basáltico.....	123
Gráfico 19. Porcentagem de ravinas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em patamar.....	125
Gráfico 20. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de patamar arenítico-basáltico.....	126

Gráfico 21. Distribuição das manchas arenosas em relação à forma do terreno, no interior das coxilhas.....	129
Gráfico 22. Distribuição das manchas arenosas em relação à declividade, no interior das coxilhas.....	131
Gráfico 23. Distribuição das manchas arenosas em relação à forma do terreno, no interior das rampas.....	133
Gráfico 24. Distribuição das manchas arenosas em relação à declividade, no interior das rampas.....	135
Gráfico 25. Distribuição percentual das classes de solo na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá.....	139
Gráfico 26. Granulometria em T1.....	165
Gráfico 27. Granulometria em S4.....	168
Gráfico 28. Granulometria em T6.....	171
Gráfico 29. Granulometria em T8.....	174

Lista de Tabelas.

Tabela 1. Escala de Wentworth.....	52
Tabela 2. Quantificação da rede de drenagem da bacia do Inhacundá.....	59
Tabela 3. Eventos de Erosão Linear por Forma de Relevo.....	100
Tabela 4. Densidade de Erosão Linear por Forma de Relevo.....	101
Tabela 5. Distribuição de ravinas por forma do terreno.....	101
Tabela 6. Distribuição de voçorocas por forma do terreno.....	102
Tabela 7. Distribuição de ravinas por classes de declividade.....	102
Tabela 8. Distribuição de voçorocas por classes de declividade.....	103
Tabela 9. Distribuição de areais por compartimento.....	128
Tabela 10. Relação de areais por compartimento e forma do terreno, em km ²	128
Tabela 11. Relação de areais por compartimento e declividade, em km ²	129
Tabela 12. Análises básicas de solo RL.....	141
Tabela 13. Análise granulométrica de RL.....	141
Tabela 14. Análise granulométrica de RQg.....	146
Tabela 15. Análise granulométrica de RQo.....	148

Tabela 16. Análise granulométrica em PVd1.....	150
Tabela 17. Análises básicas de solo PVd1.....	150
Tabela 18. Análises básicas de solo PVd2.....	152
Tabela 19. Análise granulométrica em PVd2.....	152
Tabela 20. Análise granulométrica em PVd3.....	154
Tabela 21. Análises básicas de solo PVd3.....	155
Tabela 22. Análise granulométrica de LVd.....	157
Tabela 23. Análises básicas de solo LVd.....	158
Tabela 24. Análise granulométrica em SX.....	160
Tabela 25. Relação entre eventos erosivos lineares, areais e classes de solo.....	164
Tabela 26. Coletas e resultados em RQo.....	164
Tabela 27. Coletas e resultados em LVd.....	168
Tabela 28. Coletas e resultados em PVd.....	169
Tabela 29. Coletas e resultados em RQg.....	173

SUMÁRIO

1. Introdução.....	14
1.1. Objetivo geral.....	17
1.2. Objetivos específicos.....	17
2. Referencial Teórico.....	18
2.1. Areais e Processo de Arenização.....	18
2.2. Erosão Linear e seus condicionantes.....	24
2.3. Análise Morfopedológica.....	32
3. Materiais e Procedimentos Metodológicos.....	42
Materiais de campo.....	42
Materiais de gabinete.....	42
Procedimentos.....	43
3.1. Mapeamento da rede de Drenagem.....	43
3.2. Mapeamento Geológico.....	43
3.3. Mapeamento Geomorfológico.....	45
3.4. Mapeamento Pedológico.....	45
3.5. Mapeamento Morfopedológico	57
4. Resultados e Interpretações.....	58
4.1 Clima.....	58
4.2 Rede de drenagem.....	59
4.3 Geologia.....	61
4.4 Geomorfologia.....	73
4.5 Classes de solos e sua distribuição.....	138
4.5 Compartimentação Morfopedológica.....	177
5. Conclusões.....	195
6. Referencial.....	199

1. INTRODUÇÃO.

A mais de vinte anos se vem estudando áreas em processo de arenização no interior do Rio Grande do Sul sob diferentes visões, entre elas a investigação sobre a origem e dinâmica dos areais. Até o momento significativas abordagens nestas perspectivas foram desenvolvidas, trabalhando com indicadores sob diferentes campos do conhecimento, a exemplo dos indicadores geológicos, geomorfológicos, arqueológicos e biológicos.

Com base nessas informações tem-se hoje a hipótese que norteia a investigação e que já se fazia presente na tese de doutorado defendida por Suertegaray em 1987, onde os areais, enquanto manchas de areia expostas e retrabalhadas na atualidade por processos naturais, em particular o escoamento superficial concentrado e a deflação de vento, correspondem a feições que representam ambientes de um passado recente (Pleistoceno e Holoceno). Este processo se dá atualmente sob condições de um clima subtropical, com invernos frios e verões quentes, variando a precipitação anual entre 1400 e 1700 mm e com precipitação distribuídas principalmente no outono, inverno e primavera, mas ocorrendo chuvas torrenciais. Com taxas de pluviosidade bem superiores aos 200 mm anuais dos encontrados em climas desérticos, o conceito ao mesmo tempo diferencia o processo de arenização com o de desertificação e é um indicador geomorfológico de um clima pretérito e recente mais seco.

Constata-se que o conceito de desertificação não alcança explicar áreas com exposição de areias inconsolidadas em regiões onde as médias anuais de precipitação são bem superiores do que a esperadas para climas áridos e semiáridos. De acordo com esta diferenciação conceitual nos últimos anos vemos pesquisadores de outros estados do Brasil utilizando-se do conceito arenização para explicar o aparecimento de manchas de areias em suas regiões de estudo, a exemplo do grupo de pesquisa em arenização de Goiás (SOUZA, M. S., SCOPEL, I., PEIXINHO, D.M., MARTINS, A.P. 2012)

Além de ser um indicador paleoambiental o areal também pode ser usado para inferir alguns possíveis elementos do quadro natural, pois o processo se desenvolve sobre certas condições específicas. Dentre os condicionantes para que

o processo se instale é necessário um substrato geológico arenítico, material parental para o surgimento de depósitos superficiais arenosos que irão capear topicamente ou extensivamente o substrato geológico.

Estes depósitos superficiais podem ser entendidos diferentemente de acordo com o campo do conhecimento que irá realizar a investigação. Geomorfólogos podem abordar o problema com finalidade de reconstrução paisagística ao longo do Quaternário ao relacioná-los com os compartimentos morfológicos em que se situam. Pedólogos os estudam com a finalidade de entender a estrutura pedológica em sua distribuição e extensão, o que nos remete a outro indicador do areal - os solos.

Ao estudar a região de ocorrência de areais no sudoeste goiano Sousa *et al.* (2012) relatam que embora o processo de arenização abranja mais características que somente a degradação do solo sua relação com os RQo é primordial, visto que o processo sempre se estabelece nesta classe de solos. Estes RQo são os Neossolos Quartzarênicos órticos, descritos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos como

“solos sem contato lítico dentro de 50cm de profundidade, com sequência de horizontes A-C, porém apresentando textura areia ou areia franca em todos os horizontes até, no mínimo, a profundidade de 150cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico; são essencialmente quartzosos, tendo nas frações areia grossa e areia fina 95% ou mais de quartzo, calcedônia e opala e, praticamente, ausência de minerais primários alteráveis (menos resistentes ao intemperismo).” (EMBRAPA, 2006, pg. 182)

Streck *et al.* (2008), embora sem trabalhos de mapeamento, indicam a ocorrência dos Neossolos Quartzarênicos órticos para região da Campanha gaúcha, nos municípios de São Francisco de Assis, Manuel Viana, Alegrete e Quaraí, encontrados nas áreas em processo de arenização. Além desta classe de solo os autores apontam que a arenização é um processo natural que ocorre sobre áreas ocupadas pelos Neossolos Quartzarênicos Órticos e em alguns Latossolos de textura média (arenosos). Sendo assim o areal pode ser utilizado como um indicador para a presença de solos com altos teores da fração areia.

O areal também tem relação com o quadro geomorfológico e seus parâmetros morfométricos. O fenômeno ocorre em cotas altimétricas mais rebaixadas, comuns

nas médias coxilhas e rampas arenosas de morros testemunhos entremeadas por áreas de várzea. Associada aos areais se encontram feições erosivas como ravinas e voçorocas, principalmente nas áreas de rampa em contato com os morros testemunhos e em médias coxilhas associadas às cabeceiras fluviais. Estas feições erosivas em sulcos, na continuidade do processo, desenvolvem-se por erosão lateral e regressiva, levando ao alargamento de suas bordas. A jusante destas ravinas e voçorocas os processos de transporte de sedimentos pelo escoamento superficial depositam material arenoso em forma de leque, que com o tempo irão agrupar-se e formar um areal (SUERTEGARAY, 1987).

Com estes elementos em mente se propõe aqui a realização de uma investigação que trate estes elementos da dinâmica natural de forma integrada, através da análise morfopedológica da sub-bacia hidrográfica do arroio Inhacundá (363,52244 km²), figura 1, integrante da bacia hidrográfica do rio Ibicuí, região de maior ocorrência de focos de areais no Rio Grande do Sul.

Localização da sub-bacia Arroio Inhacundá - Rio Grande do Sul

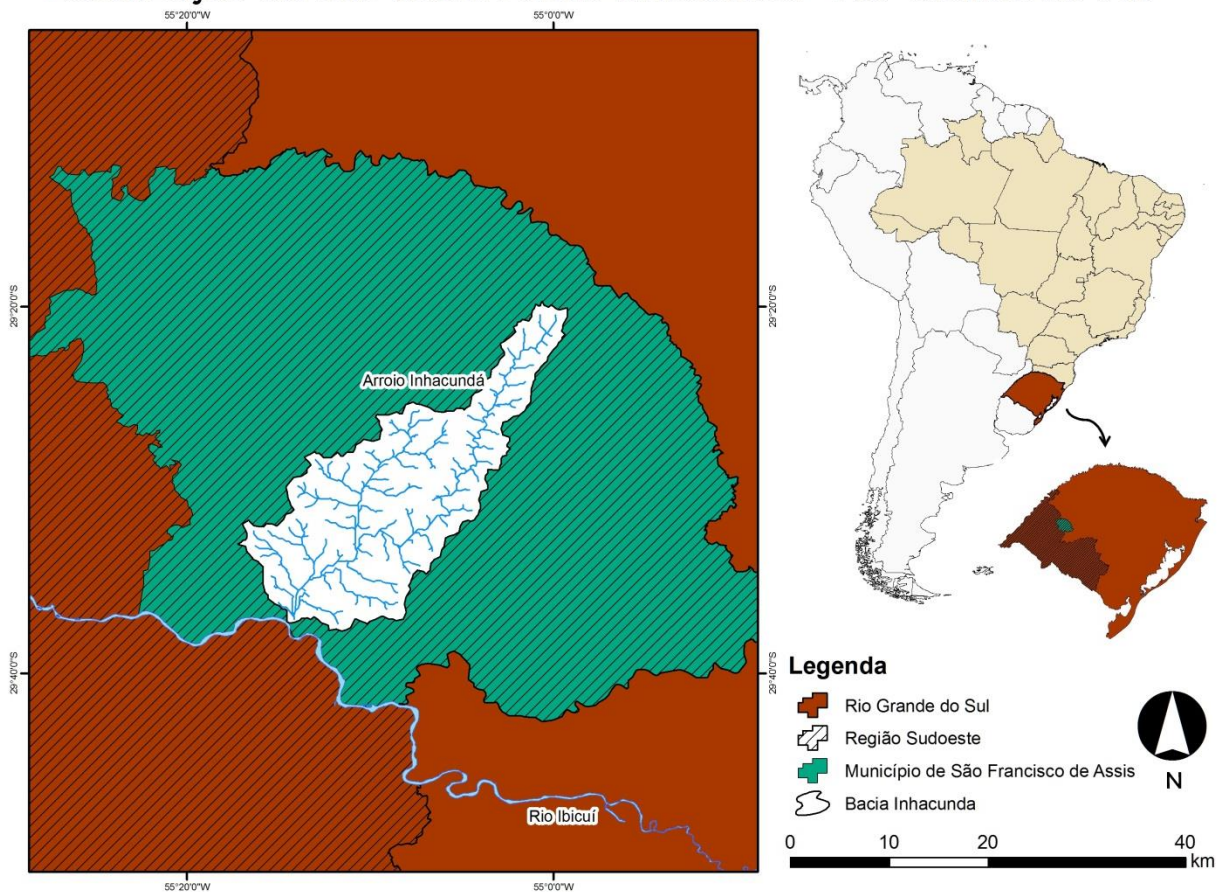


Figura 1. Localização da área em estudo. Fonte: Elaborado pelo autor.

1.1 Objetivo geral:

Pretende-se neste trabalho realizar uma abordagem integrada para fim de avaliar e mapear unidades morfopedológicas na sub-bacia hidrográfica do arroio Inhacundá, com o intuito de identificar diferentes meios de interação entre morfogênese e pedogênese, para cada unidade identificada, em sua relação à distribuição de ravinas, voçorocas e areais.

1.2 Objetivos específicos:

1. Elaborar uma caracterização geral do meio físico (hidrografia, geologia, geomorfologia e solos) da área de estudo, bem como carta na escala de detalhe (1/100.000).

2. Elaborar uma caracterização geral do impacto erosivo linear e arenização da área de estudo, bem como carta na escala de detalhe (1/100.000).

3. Elaborar uma caracterização morfopedológica da área de estudo, bem como carta na escala de detalhe (1/100.000).

4. Realizar o cruzamento do mapa de eventos erosivos lineares e areais, da área de estudo, em relação aos compartimentos morfopedológicos para avaliar os impactos.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. Areais e Processo de Arenização

O conceito de arenização surge pela primeira vez em 1987, quando Suertegaray em sua tese de doutorado estuda no município de Quaraí depósitos arenosos associados a feições erosivas de ravinas e voçorocas, cuja toponímia local designava como areais. Seus estudos foram realizados no esforço de compreensão genética dos areais e dos processos que os originam.

O reconhecimento de manchas de areia exposta, identificada como areais, era notório não somente para Quaraí, mas para demais áreas da campanha gaúcha. No interior do sudoeste do Rio Grande do Sul é fato em pelo menos dez municípios da região o aparecimento de areais, sendo eles Alegrete, Cacequi, Itaqui, Maçambará, Manoel Viana, Quaraí, Rosário do Sul, São Borja, São Francisco da Assis e Unistalda

Amplamente divulgados por via jornalística na época (1970-80) estas manchas de areias eram noticiadas como áreas de núcleos de desertificação resultados da ação antrópica, inclusive em concordância com trabalhos técnicos, como visto em Souto (1985). Com o desenvolver da tese, Suertegaray expõe uma interpretação divergente das apresentadas até o momento, retirando os processos que dão origem à um areal da esfera de compreensão da desertificação.

Estes processos morfogenéticos podem então ser descritos da seguinte maneira para Quaraí/RS: sobrepostos ao arenito da Formação Botucatu observam-se camadas arenosas pouco ou nada consolidadas resultantes de deposição hídrica e eólica em fases do Pleistoceno e Holoceno mais áridas do que a contemporânea. Estes depósitos arenosos sob clima atual úmido e em condições de escoamento superficial concentrado, relacionados à topografia favorável, entalham verticalmente pacotes sedimentares recentes e inconsolidados através do ravinamento e, ao encontrar o lençol freático, voçorocamento. Estas feições erosivas em sulcos, na continuidade do processo, desenvolvem-se por erosão lateral e regressiva, levando ao alargamento de suas bordas.

A jusante destas ravinas e voçorocas os processos de transporte de sedimentos pelo escoamento superficial depositam material arenoso em forma de leque, que com o tempo irão agrupar-se e formar um areal. O vento atuante preferencialmente de NE, SE e SO permite a ampliação desse processo e conseqüentemente dificulta ou impede a recolonização vegetal da mancha arenosa devido à intensa remobilização destes sedimentos (SUERTEGARAY, 1987).

Observa-se que o areal é resultado de retrabalhamento de depósitos arenosos inconsolidados de idade holocênica de uma fase mais antiga e mais seca que a atual. Este processo se dá atualmente sob condições de um clima subtropical, com invernos frios e verões quentes, variando a precipitação anual entre 1400 e 1700 mm de forma concentrada em 70 a 90 dias de chuva por ano. Estas chuvas concentram-se em apenas entre 6 a 9 dias por mês, nas estações de outono e primavera (ROSSATO, 2012). Nestas estações e durante o mês de julho, no inverno, ocorrem chuvas torrenciais que levam ao saturamento do solo, proporcionando condições para que se instalem processos erosivos como ravinas e voçorocas, que se vinculam à gênese do processo de arenização (VERDUM, 1997).

Com taxas de pluviosidade bem superiores aos 200 mm anuais das encontradas em climas desérticos, o conceito ao mesmo tempo diferencia o processo de arenização com o de desertificação e é um indicador geomorfológico de um clima pretérito e recente mais seco. Além dos indicadores geomorfológicos o estudo da vegetação de entorno aos areais indica a possibilidade de considerar a adaptação da flora como indicio de que manchas de areia e espécies vegetais coexistem naturalmente desde tempos passados:

“estão relacionadas à tolerância ao processo de arenização sendo, portanto, anteriores ao surgimento dos areais expressando não uma ineficiência da vegetação natural frente ao processo de arenização, como sugeriu Marchiori (1992), mas um potencial adaptativo da vegetação natural do entorno dos areais ...” (TRINDADE, 2003, p.38)

No estudo da fauna também residem dados importantes para a interpretação do areal com um indicador paleoclimático de tempos pretéritos mais secos, a exemplo de uma espécie de gafanhoto identificada no Cerro da Esquina e descrita pelo autor da seguinte forma:

“O gafanhoto-dos-areais é um sobrevivente que imprime em seu exoesqueleto as marcas de um ambiente escasso em cores e formas vivas, restando-lhe os sedimentos superficiais o modelo de sobrevivência aos pretensos predadores. A Família desse gafanhoto foi identificada, com auxílio do Augusto Ferrari, bolsista da Pós Graduação no Departamento de Zoologia da UFRGS, como Ommexechidae; Família neotropical, tendo sua origem evolutiva a aproximadamente 200 milhões de anos antes do presente (Triássico), o que contribui com nossa intuição sobre o espécime: um relicto vivo, indicador de ambientes pretéritos no Pampa gaúcho, mais secos e de solos pobres em cobertura vegetal ou uma espécie testemunha de configurações paleoclimáticas de ressecamento em um passado remoto”. (SILVA, L., 2008, p.75)

Embora do já exposto se conclua que o areal é produto de uma morfodinâmica natural o componente de uso da terra pode influenciar nesta dinâmica. Historicamente caracterizada pela prática pastoril de forma extensiva e em grandes propriedades, a partir dos anos 1970 parte do sudoeste gaúcho vem sofrendo uma intensa mecanização em decorrência do processo de arrendamento de campos para o plantio da soja, e mais recentemente do monocultivo arbóreo (GUASSELLI *et al.*, 2009). Em relação ao uso da terra vemos o pisoteio do gado e o uso de maquinaria pesada na atividade agrícola com capacidade, por vezes, de originar sulcos e desencadear condições de escoamento concentrado pela compactação do solo e criação de trilhas. O monocultivo arbóreo, principalmente o *Pinus* e o *Eucalipto*, também podem gerar condições de escoamento concentrado devido à geometria do seu plantio. Por sua vez estes sulcos poderão desenvolver-se em ravinas e voçorocas, processos que estão associados à origem dos areais e poderão levar ao surgimento de novas manchas.

A ocorrência de areais por pressão antrópica é atualmente observável, também, na região sudoeste do estado de Goiás, devido aos monocultivos de cana-de-açúcar e soja, associados a depósitos arenosos inconsolidados (SOUSA, 2010).

A parte das diferenças paisagísticas e territoriais devido à dimensão continental do Brasil e estas áreas se apresentarem em situações geográficas distintas, se observam muitas semelhanças. A partir destas semelhanças se começa a formar um quadro de indicadores para a ocorrência, ou não, de manchas arenosas e seus processos associados para o país em seus diferentes biomas – pampa e cerrado.

A primeira relação básica que se estabelece para o aparecimento e desenvolvimento de areais está intimamente relacionada ao substrato litológico da região de ocorrência. Como visto anteriormente o areal não se desenvolve diretamente sob o substrato geológico, mas sim sobre depósitos arenosos sobrepostos a ele. Estes depósitos arenosos são oriundos da meteorização de formações areníticas expostas às intempéries, que resultam em estruturas superficiais de areias quartzosas com variados teores de argila. Devido ao alto percentual de areias e baixo percentual de siltes e argilas o depósito sedimentar se torna friável e inconsolidado, e quando desvegetado suscetível ao processo de arenização.

No início das pesquisas sobre os areais, Suertegaray (1987) aponta para o município de Quaraí, no reverso da *Cuesta do Haedo*, o substrato geológico da Formação Botucatu como principal rocha fonte dos depósitos recentes. Os arenitos da Formação Botucatu são constituídos basicamente por arenitos finos a grosseira, quartzosos e localmente feldspáticos, bem selecionados com cores em tons avermelhados, subordinadamente amarelados (MACHADO, 2005). Além do arenito da Formação Botucatu, com final de deposição no Cretáceo, também é indicado como rocha fonte dos depósitos sedimentares para a região de ocorrência de arenização no sudoeste de Goiás os arenitos do Grupo Bauru (SOUSA *et al.*, 2012).

Com o desenvolvimento de pesquisas geológicas para o oeste do Rio Grande do Sul, Scherer e Lavina (2005 e 2006), destacam da porção inferior do arenito Botucatu outra formação arenítica, identificada como Formação Guará de idade Neojurrásica. A formação, em sua porção norte, é caracterizada por arenitos beges e esbranquiçados, com granulometria fina à média, por vezes fina com matriz argilosa, compostos principalmente por quartzo e subordinadamente por feldspato. Para a bacia hidrográfica do rio Ibicuí observa-se uma expressiva ocorrência de areais relacionada a esta formação, 52,92% dos areais na bacia, enquanto que 38,45% se relacionam com a Formação Botucatu. (GUASSELLI *et al.*, 2010)

A respeito do substrato geológico se aponta como semelhança arenitos de formação continental com início de deposição ainda à época do Gondwana, em ambiente árido ou com períodos úmidos intercalados. São estas formações areníticas que em período recente se desagregam e depositam material arenoso pouco ou não consolidado, que mediante retrabalhamento atual e em clima úmido irão originar um areal.

Outra relação que se estabelece como condicionante à ocorrência da arenização está na análise do componente geomorfológico. Para as áreas com ocorrência de areais no Rio Grande do Sul, região com maior acúmulo de estudos, se pode concluir algumas tendências.

Na bacia hidrográfica do rio Ibicuí/RS, na porção com ocorrência de areais, podemos compartimentar a área em pelo menos duas grandes unidades geomorfológicas. A primeira se refere à escarpa erosiva do Planalto Meridional, com relevo acidentado e dissecado. A segunda unidade diz respeito à Depressão Central, em cotas altimétricas mais rebaixadas, apresentando formas de coxilhas suaves e morros testemunhos com presença de rampa arenosa entremeados por áreas de várzea. É nesta segunda unidade que se encontram os areais, comuns nas médias coxilhas ou nas rampas em contato com escarpas de morros testemunhos.

Com a continuidade dos estudos, Guasselli *et al.* (2009) e Guasselli (2012), cruzaram informações referentes a distribuição de manchas arenosas e dados geomorfométricos da forma do terreno. Este cruzamento permitiu avançar quanto ao entendimento da presença de areais e as formas da vertente, tanto vertical quanto horizontalmente.

Para os areais formados em rampas de morros testemunhos se observam dois padrões majoritários para seu estabelecimento, ambos relacionados a vertentes retilíneas. O primeiro aponta para forma planar-retilínea e/ou divergente-retilínea quando formados a partir da média vertente. O fato se associa ao início dos processos erosivos de sulcagem, presentes neste setor da encosta. O segundo padrão indica forma convergente-retilínea para areais formados em encostas de morros testemunhos a jusante do ravinamento. A convergência do setor da encosta leva a concentrar o escoamento superficial, depositando a jusante de ravinas sedimentos arenosos em forma de leque.

Para os areais originados nas coxilhas policonvexas também são apontados dois padrões para seu estabelecimento. Para areais formados em coxilhas instalados na média vertente o padrão de forma observado é convergente-côncava e/ou convergente-retilínea. O padrão convergente leva a concentração do escoamento superficial, levando ao entalhamento de sulcos que se relacionam com a origem dos areais. Estes sulcos podem se expandir através de erosão lateral e regressiva e avançar pelo interior das cabeceiras de drenagem em anfiteatro,

levando ao segundo padrão de vertente para coxilhas. Este é caracterizado por forma divergente-convexa, e se relaciona aos areais de topo de coxilhas.

Estas manchas arenosas quando relacionados com a altimetria do terreno se apresentam em topografia baixa, entre 170m e 100m. A respeito da declividade têm sua maior área de ocorrência nas faixas de declividade de 0° - 3° e 3° - 6° (SUERTEGARAY, 2012). Isto se deve ao fato de que as cotas altimétricas mais altas, bem como as classes de declividade mais elevadas são encontradas na escarpa do Planalto Meridional.

Enquanto o compartimento de baixas altitudes da Depressão Central pode ser caracterizado pela presença de vegetação de campo, a encosta do planalto apresenta cobertura vegetal arbórea, associados aos litossolos e cambissolos (VERDUM, 2004). Estes compartimentos mais elevados e fortemente inclinados se associam a solos provenientes do basalto, com maiores teores de argila. Sendo assim, mesmo que com maiores valores de declividade, este compartimento não revela a presença de areais devido a maior agregação dos grãos e da cobertura vegetal mais densa.

Isto nos leva a ponderar outro componente para a formação de areais, a característica do solo. Para todas as áreas em atual estudo com ocorrência de manchas arenosas se observa a presença da formação de solo de idade recente, descritos como Neossolos Quartzarênicos Órticos (RQo).

É sobre este neossolo que se espera encontrar o desenvolvimento de manchas arenosas. Para a região de arenização do sudoeste goiano Sousa relata que

“ainda que os areais resultem de um processo de degradação, que é mais amplo que a degradação do solo, envolvendo um conjunto de fatores interdependentes, é primordial a relação entre RQo e os areais, pois os areais sempre ocorrem em RQo” (SOUSA et al., 2012, p. 576).

Embora sem trabalhos de mapeamento, Streck *et al.* (2008), indicam a ocorrência de Neossolos Quartzarênicos Órticos para região da Campanha gaúcha, nos municípios de São Francisco de Assis, Manuel Viana, Alegrete e Quaraí, nas áreas em processo de arenização. Os autores apontam que a arenização é um processo natural que ocorre sobre áreas ocupadas pelos Neossolos Quartzarênicos

Órticos e em alguns Latossolos de textura média (arenosos). Em concordância com demais estudos já efetuados descrevem que a arenização é acelerada pela pressão excessiva da lotação animal no pastejo, pelo uso intensivo de culturas anuais e praticas de manejo inadequadas dentro da história recente de uso do solo.

Para os municípios citados acima os RQo constituem ambientes muito frágeis, altamente suscetíveis à erosão hídrica e eólica. Constata-se que a coesão entre as partículas é fraca ou ainda inexistente, devido à ausência de agregados estruturais e baixo teor de matéria orgânica. Ainda “devido ao elevado teor de areia apresentam baixa fertilidade química e atingem rapidamente situações de deficiência hídrica, o que limita o desenvolvimento das plantas e a produção de cobertura vegetal. (STRECK *et al.*, 2008, pg. 100)”

Devido a estas condições de deficiência hídrica, propiciada pela alta capacidade de infiltração, a erosão laminar não é mais característica desses solos. “Experimentos feitos na área por Cabral e Maciel Filho (1991) demonstraram que de 100% da chuva precipitada em um dia 97% infiltra, sob solo com cobertura de campo. (SUERTEGARAY, 2012, pg. 155)”. Sendo assim os processos erosivos mais característicos nestes solos são os de sulcagem, que acabam por originar ravinas e voçorocas. A erosão eólica também pode ser observada, principalmente no verão quando os solos se encontram mais secos (VERDUM e SUERTEGARAY, 2012), mas esta só ocorre de forma significativa quando o solo já se encontra desvegetado e, conseqüentemente, exposto.

2.2. Erosão Linear e seus condicionantes

Para entender como diferentes unidades morfopedológicas se relacionam aos processos erosivos que se vinculam à origem dos areais, isto é, as feições de ravinas e voçorocas, passa-se pelo entendimento dos processos relacionados à dinâmica de funcionamento hídrico sobre o terreno. Este entendimento irá permitir, junto com demais fatores, uma abordagem integrada que busque a avaliação qualitativa do comportamento erosivo linear nas vertentes.

Responsável por destruir e criar saliências e reentrâncias na superfície terrestre o processo de erosão, em conjunto com outras duas fases do processo, o transporte e a deposição, tende a um nivelamento de níveis de base locais e

regionais. De maneira simples podemos dividir a erosão em natural ou acelerada. A erosão acelerada é aquela onde o uso e manejo inadequado do solo pela ação antrópica exerce uma pressão maior que a própria dinâmica natural de certo contexto, levando ao estabelecimento, em curto espaço de tempo, de feições erosivas não necessariamente típicas de dada paisagem. A erosão natural, ou geológica, é aquela onde a dinâmica natural leva ao ajustamento do equilíbrio do ambiente.

Independentemente se a erosão for normal ou acelerada podemos identificar que em ambos os casos atuam agentes erosivos em conjunto, em busca do equilíbrio do nível de base. Entre os agentes erosivos podemos destacar o homem, o vento, a água em suas diversas formas – chuva, rio, neve, gelo e mar – intemperismo e tectônica.

Para este trabalho iremos por maior atenção no agente erosivo da água, mais precisamente em relação ao seu escoamento nas vertentes. A literatura especializada identifica que o escoamento das águas em encosta pode se dar tanto superficialmente como subsuperficialmente, ou ainda de forma subterrânea.

O escoamento superficial ocorre quando a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração do solo, selando sua superfície pela ação do impacto da gota de chuva ou saturando seus horizontes pela abundância de água disponível. Este escoamento poderá se apresentar de duas formas na superfície, dependendo das condições do terreno. No início das chuvas, e logo que o solo é saturado, a água começa a escoar de maneira difusa e irregular, mas na continuidade da precipitação as pequenas irregularidades do terreno são vencidas, distribuindo o fluxo d'água de maneira mais ou menos uniforme pela superfície. Daí o nome de escoamento em lençol para este processo, onde não há canalização do escoamento das águas e camadas finas de sedimentos são transportadas vertente a baixo, resultando na remoção progressiva e relativamente homogênea dos horizontes superficiais do solo. (PENTEADO, 1983)

Christofolletti (1980) aponta que há necessidade de diferenciar do escoamento em lençol, quando as águas escorrem sem hierarquia e fixação de leito, anastomosando-se constantemente, daquele escoamento concentrado, onde há o aparecimento de enxurradas pela concentração das águas. Este segundo tipo de escoamento possui maior competência erosiva, fixando leito que deixam marcas na superfície topográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980, pg. 30). Diferentemente da erosão

areolar propiciada pelo escoamento em lençol, a erosão concentrada é entendida como uma erosão linear, onde ocorre uma convergência das linhas de fluxo das águas do escoamento superficial, resultando em incisões verticais na superfície, que com a intensificação do processo evoluem para ravinas de diferentes proporções.

Quando a erosão causada pelo escoamento das águas possui influência não só daquele superficial linear, mas se soma a ação do escoamento subsuperficial, irá se observar o desenvolvimento de voçorocas. A ação do fluxo de água em subsuperfície pode ser entendido pelo desenvolvimento de dutos (*piping*), onde pequenos ou médios canais em subsuperfície são abertos pela dissolução e transporte de minerais. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985) isto ocorre quando a água que flui dentro do solo encontra uma camada menos permeável. O material acima destes dutos pode entrar em colapso, contribuindo para a formação de uma voçoroca, que por continuidade do processo de entalhe hídrico em enxurradas poderá encontrar o lençol freático.

Embora didaticamente seja eficiente imaginarmos a voçoroca com um estágio final da evolução de uma ravina profunda, os dois termos devem ser diferenciados, pois seus processos morfogenéticos não são os mesmos. As ravinas muitas vezes são apenas características efêmeras nas encostas, que se formam após eventos de chuvas com alta intensidade. Por sua vez estas tempestades podem obliterar a rede de ravinas pré-existentes e levar a instalação de uma nova, sem relação com a anterior (GUERRA, 1994).

De acordo com Morgan (1986) *apud* Guerra (1999), enquanto que as ravinas não apresentam conexão com a rede de drenagem fluvial, “excepcionalmente algumas ravinas poderão evoluir para um canal de água permanente, desembocando em um rio; caso, quase sempre, quando chega a esse estágio, já evoluiu para uma voçoroca (pg. 181)”. Assim, no início da formação de uma voçoroca, poderá haver dificuldade de distinguir essas duas formas, sendo as voçorocas características erosivas relativamente permanentes nas encostas, diferentemente das ravinas.

Em síntese, Vieira (1987) diferencia estas duas formas da seguinte maneira:

"Enquanto o ravinamento se processa em função apenas da erosão superficial, com a linha de água apresentando grandes declives, canal profundo, estreito e longo, as voçorocas formam-se devido tanto à erosão superficial como à erosão subterrânea, com tendência

tanto para alargar-se como para aprofundar-se, até atingir o seu equilíbrio dinâmico" (Vieira, 1987 *apud* Salomão, 1999, pg. 231).

Ravinas e voçorocas podem ser consideradas como incisões que resultam da tendência de sistemas naturais a atingir um estado de equilíbrio entre energia disponível e eficiência do sistema em dissipar energia. Quando um sistema natural (encosta, bacia hidrográfica, etc.) não é eficiente para dissipar a energia disponível, o sistema se adapta, de forma a atingir novo estado de equilíbrio (BAK, 1997). No caso dos solos, tanto a mudança na quantidade de energia disponível (intensidade e frequência de precipitações, teor de umidade dos solos, etc.), quanto à alteração das características do sistema (uso do solo, cobertura vegetal, grau de estruturação, etc.) podem levar a uma situação de desequilíbrio entre energia disponível e capacidade de dissipação de energia (OLIVEIRA, M.A.T. pg. 58, 1999).

Assim sendo, se observa que existem alguns condicionantes que levam ao desequilíbrio de energia disponível no meio. Os principais fatores que levam ao escoamento superficial linear, segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985) e Salomão (1994) são a intensidade das chuvas em sua relação à infiltração. Por sua vez a infiltração relaciona-se com a natureza e organização dos solos, uso e ocupação do solo, vegetação, inclinação, geometria e comprimento das vertentes. O estudo da morfologia das vertentes por si só já é um dado valioso, visto que contribui ao entendimento do direcionamento de escoamento da água.

A precipitação é elemento importante no processo erosivo, pois é a fonte das águas que escoam em superfície e subsuperfície. Com o início de uma chuva intensa o impacto das gotas de chuva, principalmente em solos desvegetado, é responsável pela erosão por salpicamento e transporte de grãos do solo. O impacto da gota acaba por desagregar estruturas na superfície do solo promovendo seu selamento e criação de crostas em seu topo, o que dificulta a infiltração das águas no solo e contribui para o escoamento superficial (Guerra 1999). Quando a intensidade da chuva for maior que a taxa de infiltração irá ocorrer o saturamento do solo e conseqüentemente o escoamento superficial.

Verdum (2012) ao descrever, para a região de ocorrência de areais no Rio Grande do Sul, a relação entre os eventos atmosféricos de forte intensidade e as cheias aponta que estes aparecem a qualquer época do ano, mas sobretudo durante o outono e a primavera. Em sua análise "as chuvas que caem sobre áreas com seus reservatórios subterrâneos já saturados geram escoamentos superficiais de cheia e

de vazante brutais e que são capazes de provocar processos erosivos eficazes (VERDUM, 2012, pg. 83).”

O relevo é outro importante controlador dos processos de erosão linear. Expresso aqui por meio de sua topografia o relevo condiciona o tamanho e quantidade de material em suspensão transportado pelo escoamento da água por três dimensões: declividade, comprimento de rampa e forma da vertente. De forma geral elevando-se o grau da declividade da encosta irá aumentar o volume e velocidade das enxurradas que sobre ela escoam, aumentando assim a competência erosiva. O comprimento da rampa atua de forma parecida com a declividade. Quanto maior for seu comprimento maior a velocidade de escoamento da água e volume de enxurrada, se traduzindo em uma maior energia resultante que por sua vez irá propiciar uma maior erosão (BERTONI e LOMBARDI NETO, 1985). A forma da vertente, por sua vez, influencia na velocidade e direcionamento dos fluxos, determinando escoamento concentrado ou difuso (CASTRO *et al.*, 2004). Formas de vertente côncavas e convergentes favorecem o escoamento concentrado e a incisão de sulcos. Formas retilíneas favorecem o aumento de velocidade do escoamento, também contribuindo para o aumento de potencial erosão. Formas convexas e divergentes distribuem melhor o escoamento da água, dispersando seu potencial erosivo e propiciando o escoamento difuso.

Oliveira, M.A.T. (1999), analisando a evolução quaternária de bacias hidrográficas sugere que áreas de risco atuais são áreas que no passado foram submetidas a processos erosivos e deposicionais semelhantes. O referido autor também situa as cabeceiras de vale como áreas de risco potencial de erosão por voçorocas devido a sua dinâmica pretérita e atual, e às características mecânicas herdadas desta dinâmica. Isto condiz com a interpretação de Andrades Filho *et al*, (2007) para o estudo em áreas com ocorrência de areais no RS, onde

“Estas ravinas e voçorocas geralmente desencadeiam-se em cabeceiras fluviais e rios de primeira ordem, que pelos trabalhos de campo realizados permitem concluir que estiveram, por um determinado período, recobertos por um pacote arenoso inconsolidado e que mais recentemente apresentam um processo de reativação. Processo este que ao aprofundar os canais fluviais, transportam esses materiais para a jusante, contribuindo com esse aporte para a formação dos areais” (pg. 12)

Salomão (1999) também indica que áreas mais ou menos suscetíveis a fenômenos de *piping* e voçorocas normalmente se relacionam a processos erosivos de reativação de drenagem, especialmente em cabeceiras de curso de água. Evers (2010) por sua vez expõe a sua interpretação em relação à paleodrenagens dentro da bacia hidrográfica do Inhacundá, sugerindo que hoje voçorocas atuais são a reativação de antigos paleocanais. Assim sendo áreas de cabeceiras de drenagem e paleocanais são indicativos de possíveis áreas de atenção para a formação de voçorocas.

O substrato geológico também desempenha seu papel, contribuindo em diferentes graus para a ocorrência de feições erosivas em sulcos na paisagem. Primeiramente podemos destacar que diferentes litologias, associadas com a forma do relevo, levam a pedogêneses diferenciadas. A exemplo, podemos citar os relevos acidentados e com maior escoamento superficial, que propiciam a gênese de litossolos e cambissolos. Relevos relativamente planos, onde há infiltração da água, poderão levar ao surgimento de solos profundos nas regiões tropicais, tais quais os latossolos. A profundidade dos solos também se relaciona com o potencial erosivo, visto que solos rasos tendem a saturar-se mais facilmente com menores intensidade de chuva. Já depósitos sedimentares de um período recente poderão desenvolver-se em diferentes tipos de neossolos.

A natureza do substrato geológico também influenciará no material de origem para a constituição do solo. Enquanto basaltos intemperizados liberam maiores frações de argila, a intemperização de arenitos disponibilizará maiores teores de areia para a formação do solo. A estes diferentes teores de frações granulométricas nos horizontes do solo dá-se o nome de textura. A textura do solo irá influenciar na sua erodibilidade, ou seja, na resistência que eles oferecem a diferentes tipos de erosão. Bertoni e Lombardi Neto (1985) identificam que solos arenosos possuem maiores espaços entre suas partículas, traduzidos em maior porosidade. Uma maior porosidade propicia uma maior infiltração da água de precipitação, diminuindo a chance de ocorrer um escoamento superficial e, conseqüentemente, a erosão em lençol. Com exposto anteriormente os solos arenosos aos quais se relacionam os areais possuem altíssimas taxas de infiltração. Segundo Scopel (2012), ao estudar os RQo no sudoeste do Rio Grande do Sul, a taxa de infiltração, na maioria dos casos, supera a intensidade das chuvas. Se fossemos avaliar somente a infiltração chegaríamos à conclusão que estes solos não poderiam sofrer erosão pela água, o

que não é verdade, pois o processo erosivo é controlado por um complexo maior de variáveis. Uma dessas variáveis é a proporção de partículas argilosas no solo, que atuam na agregação entre as partículas maiores, dificultando a remoção do solo. Solos arenosos embora possuam altas taxas de infiltração possuem baixos teores de argila, aumentando sua erodibilidade. Já os solos argilosos que possuem maior coesão entre partículas tem sua erodibilidade reduzida sobre este aspecto, mas como a diferença de porosidade entre os horizontes superficiais é maior acabam por propiciar a erosão superficial.

A porosidade exerce função de extrema importância no funcionamento do solo, sendo responsável pela retenção de mais ou menos água no solo. Ela é entendida pelo volume não ocupado pelos constituintes sólidos do solo, ou seja, ocupada por ar e água. Deve-se estar atento às mudanças verticais significativas da porosidade dos diferentes perfis de solo, principalmente em solos com descontinuidades texturais e estruturais abruptas. (SILVA, 2012). Segundo o referido autor, solos onde o horizonte superficial seja arenoso, seguido por um horizonte B mais argiloso, a água que infiltra rapidamente nos horizontes superficiais sofre brusca redução de sua infiltração ao encontrar o “topo do horizonte B, levando a um encharcamento da superfície, iniciando um movimento lateral e podendo provocar erosão (SILVA, 2012, pg.110).”

A respeito das estruturas presentes no solo, ou seja, o arranjo espacial dos materiais constituintes do solo, Coelho Neto (1994) apresenta explicação de como elas influenciam no direcionamento e tempo de infiltração dos fluxos de água. Quando apresentam estrutura granular o número de poros do solo é elevado, permitindo o movimento dos fluxos em todas as direções. As estruturas em bloco, quando presentes, também permitem a formação de grande número de poros, embora de menor tamanho. Neste caso os fluxos também podem se mover para todas as direções. Para solos onde se encontrem estruturas prismáticas, onde os agregados são comumente maiores, ocorrendo o desenvolvimento de poros maiores e bem definidos no sentido vertical. O fluxo de água acompanha o sentido vertical dos poros. Já em solos que apresentem estruturas laminares a direção do fluxo será preferencialmente na direção horizontal.

A densidade de um solo pode ser entendida como a quantidade de matéria sólida em relação a um volume estipulado. Quanto mais denso for um solo menos infiltração ocorrerá. Por efeito de compactação do solo sua densidade irá aumentar,

tornando-o menos permeável pela diminuição dos macroporos, e, em teoria, tornando-o mais erodíveis. Embora o descrito a cima, Scopel (2012) ao estudar os Neossolos Quartzarênicos Órticos para áreas de ocorrência de arenização no Rio Grande do Sul aponta que

“...excepcionalmente desejada dadas as características dos poros existentes nesses RQo, na sua maior parte macroporos. Se houvesse compactação, haveria redução da porosidade, principalmente dos macroporos e, portanto, um potencial maior de retenção de água por capilaridade, maior condutividade hidráulica não saturada (K) e mais facilidades de mecanização, uma vez que o solo em geral apresenta-se solto quando seco. Entretanto a compactação desses solos é difícil dada sua consistência, tipo de estrutura, natureza das partículas e granulometria, exceto em uma fina camada superficial em torno de 1 a 2 mm onde se verifica, em alguns areais, o fenômeno do escoamento (SCOPEL *et al*, 2012, pg. 522)

A respeito da matéria orgânica cabe dizer que exerce significativo controle na erosão. Em solos argilosos modifica-lhes a estrutura, melhorando as condições de arejamento e de retenção de água. Nos solos arenosos aglutina as partículas, firmando a estrutura além de aumentar a capacidade de retenção de água no solo. A matéria orgânica pode reter de duas até três vezes o seu peso em água, aumentando a infiltração e conseqüentemente diminuindo a erodibilidade do solo (Bertoni e Lombardi Neto, 1985). Para os Neossolos Quartzarênicos Órticos no Rio Grande do Sul, se descreve que “a baixa cobertura vegetal e a rápida decomposição dos resíduos vegetais, por sua vez, proporciona baixos teores de matéria orgânica, dando ao solo características de baixa fertilidade (STRECK *et al* 2008, pg. 100)”

Vemos que a matéria orgânica se relaciona com a cobertura vegetal presente nos solos. Solos que possuam cobertura vegetal estão menos propensos ao impacto das gotas da chuva, preservando as estruturas em sua superfície e conseqüentemente seu selamento (GUERRA, 1999). Isto, aliado com a presença de raízes, aumenta a infiltração de água no solo, além de incorporar matéria orgânica ao mesmo. A presença de vegetação herbácea no solo ajuda a anastomosar o escoamento superficial, dificultando a erosão linear.

2.3. Análise Morfopedológica.

Como ponto central neste trabalho se quer realizar as interpretações através das unidades morfopedológicas segundo a concepção de Castro e Salomão (2000), mas que por sua vez se apoia nas concepções de paisagem, análise integrada, investigação geomorfológica e análise da cobertura pedológica. Vamos explorar estes tópicos.

Embora a análise de paisagem não seja o foco do trabalho a sua concepção é parte importante no entendimento da análise da morfopedologia, e possui suas raízes principalmente nos trabalhos dos geógrafos alemães. De acordo com o alemão C. Troll (1950) a geografia seria a ciência que trata dos fenômenos da superfície terrestre (litosfera, hidrosfera e atmosfera) em suas diferentes configurações e trocas funcionais. A síntese geográfica significaria a observação dos fenômenos que se dão na superfície terrestre e de suas convergências na unidade do espaço, isto é, a paisagem. Para Troll (1950) toda paisagem se apresenta ao geógrafo dotada de certa fisionomia. Seus distintos elementos, tanto visíveis como não visíveis se encontram em uma relação funcional, caso um destes elementos se altere, se altera toda a paisagem. Assim sendo podemos distinguir uma concepção fisionômica (**formal**) da paisagem e uma fisiológica (**funcional**).

A análise fisionômica da paisagem se baseia na identificação das características dos elementos da paisagem, os geofatores. Geofatores podem ser entendidos como os elementos que se inter-relacionam em dada paisagem observada, dentre eles o relevo, solo, clima, plantas, ou ainda aqueles provenientes do homem, tais quais fatores econômicos e culturais. A fisiologia da paisagem enfoca e põe em relevância as relações funcionais entre todos os geofatores apreciados na paisagem.

Para realizar a abordagem geográfica da análise da paisagem, segundo C. Troll, é necessário seguir certo caminho estabelecido. Primeiramente se identifica e delimita as distintas paisagens mediante observação dos diferentes geofatores inter-relacionados e contidos nos limites de cada paisagem. A este estudo dá-se o nome de morfologia da paisagem, que deve ser acompanhado da compreensão de sua estrutura, isto é, por em destaque como e quais interações os geofatores possuem entre si. Esta distribuição de diferentes paisagens passa necessariamente por um

problema de escala, o que leva a hierarquização de paisagens com extensões variadas.

Se tomarmos o mundo, como ponto de partida para diferenciar morfologias de paisagens, seus limites aproximar-se-ão espacialmente das zonas climáticas e de vegetação ao redor do globo, como nos ensina Passarge (1926) desde o início do século passado. No entanto não se pode fazer relação direta entre os geofatores, por exemplo, clima e relevo, sem levar em conta a dimensão do tempo, longo neste caso. Temos que ter em mente que as formas de relevo atuais são em sua maioria resultado da ação dos climas que imperaram no pleistoceno, sendo alvos de processos morfoclimáticos diferentes hoje em dia. Com essas concepções podemos passar para uma hierarquia menor na diferenciação de paisagens, tal qual a diferenciação de paisagens continentais. Para uma aproximação de paisagens a esta escala podemos trazer o exemplo dos domínios paisagísticos propostos por Ab'Saber (2003) em termos de 'domínios morfoclimáticos' do Brasil, que integra formas herdadas à formações vegetais atuais, tipos de solo e condições climato-hidrológicas.

Estas paisagens podem ser sucessivamente subdivididas, desde que levando em consideração **morfologia**, **estrutura** e **tempo**. A cada ampliação de escala o papel das estruturas geológicas e tipos climáticos caem na importância em detrimento do papel da pedogênese, morfogênese e biocenose associada. Poderá se prosseguir na divisão geográfica da paisagem até que se encontre um conjunto espacial onde os geofatores internos se apresentem sempre em associações dependente, com configuração e localização determinadas (Troll, 1950, pg. 327). A esta divisão mínima da paisagem dá-se o nome de **ecótopo**, onde se produz o nível máximo de interação entre os diferentes geofatores da paisagem.

Por sua vez, Tricart (1977) em seu livro *Ecodinâmica* propõe uma abordagem integrada para a análise do impacto das ações antrópicas sobre os diferentes ecossistemas. Para o autor na atualidade não existe nenhum ecossistema que já não tenha sido modificado pela presença humana, mesmo que estas modificações possuam intensidades variadas com importâncias diversas. Desde um ponto de vista objetivo é necessário distinguir uma situação inicial dos ecossistemas como se fora livre de toda intervenção humana, para melhor avaliar suas modificações a partir do tempo curto, e é o que se pretende neste trabalho.

Com este objetivo o autor propõe uma “metodologia baseada no estudo da dinâmica dos **ecótopos**, que chamaremos de **ecodinâmica** (Tricart 1977, pg. 31; grifo nosso).” A compreensão de unidades ecodinâmicas deve ser considerada dentro do entendimento de ecossistema: “conjunto de seres vivos mutuamente dependentes uns dos outros e do meio ambiente no qual eles vivem” como proposto por Tansley (*apud* TRICART 1977 pg. 17). Sendo assim ecossistema é uma categoria mais ampla que o próprio ecótopo, ao qual esta integrado.

A análise busca as relações de dependência mútuas entre o conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia. Trata-se de uma análise dinâmica, oposta a noção estática de inventário. A inventariação da natureza pode ser útil à ordenação e exploração dos recursos não renováveis, como os minerais, mas está longe de ser adequada aos recursos ecológicos renováveis como solo, água e vegetação.

A análise dinâmica na proposta de Tricart primeiramente situa os estudos da ecodinâmica fora da lógica predominante dos estudos em geomorfologia (no Brasil principalmente na década de 1960) baseados na teoria da biorrextasia. A teoria proposta por H. Ehrart (1956) se baseia em duas fases de evolução do modelado do relevo para as regiões intertropicais. A fase chamada de *biostasia* corresponderia àqueles períodos de relativa estabilidade geológica, sem grandes tectonismos e vulcanismo, onde o clima imperante é úmido, propiciando o *clímax* da vegetação e a expansão de áreas florestadas. Sob essas condições estaria fortemente atuando o intemperismo químico, favorecendo a formação de solos. Na fase da *rextasia*, a dinâmica é contrária, com forte componente morfogênico atuante sob ação de clima seco à árido, não fornecendo condições para o estabelecimento da cobertura vegetal. Esta fase é responsável por criar superfícies de erosão aplainadas fruto de processos físicos e mecânicos, sem uma pedogênese apreciável.

Tricart considera esta uma visão binária e catastrófica (1977 e 1979). Para o autor uma situação normal não é aquela em que primeiro ocorra à alteração das rochas (pedogênese) para posterior transporte e deposição dos produtos da alteração (morfogênese). O que sucederia é uma ação simultânea entre alteração da litologia e transporte e deposição de seus produtos, morfogênese e pedogênese se realizam simultaneamente e com interferências recíprocas. Assim Tricart (1979), baseado no *sistema de erosão* de Cholley (1950), propõe um balanço entre

pedogênese e morfogênese, sendo que a noção de balanço implica interações destes dois meios dinâmicos, cabível dentro do enfoque dinâmico.

Através do sistema de erosão a combinação de agentes morfogenéticos e pedogenéticos tende a modelar terrenos como diferentes graus de equilíbrio, em função da intensidade dos processos que nele atuam. Este ponto de vista dinâmico, onde existem meios mais ou menos instáveis, é o início para avaliação das relações morfogênese/pedogênese. Tricart (1977) distingue três grandes meios ecodinâmicos em função da intensidade dos processos atuais que nele ocorre, mas sem deixar de lado o entendimento da sucessão de tempos passados e períodos de maior e menor estabilidade. Os três meios idealizados pelo autor são: meios estáveis, meios *intergrades* e os fortemente instáveis.

Os **meios estáveis** possuem evolução lenta do modelado, podendo ser considerado em equilíbrio e com tendência para uma situação de clímax vegetal. Estas condições são encontradas em regiões de atividade geodinâmica interna fraca, e de fraca intensidade dos processos mecânicos da dinâmica externa. A respeito das características geomorfológicas encontradas neste meio podem ser distinguidos dois casos, um onde o meio se encontra estável desde o tempo longo e outro onde a estabilidade é relativamente recente. Em casos extremos se aproxima a condição de biostasia de Ehrart.

No meio estável desde longo tempo a evolução superficial do modelado é lenta e se encontra em condições de equilíbrio com as condições bioclimáticas atuais, pouco diferentes daquelas que imperaram durante sua gênese. A pedogênese evolui com menor grau de interferência e os materiais permanecem *in situ*, ou são submetidos à fraca ablação. Os solos são bem desenvolvidos, tais quais os Latossolos, e encontrados em formações antigas. A influência da litologia é indireta, visto que os produtos de sua meteorização tornam-se espessos o suficiente para recobrir o substrato. A atuação da morfogênese e pedogênese atuam sobre os mantos de alteração que capeiam a rocha.

O meio estável desde tempo relativamente recente é frequentemente encontrado, fruto das oscilações climáticas ocorridas durante o Quaternário e sendo sua estabilidade geralmente adquirida a partir do início do Holoceno. Observam-se na paisagem formas testemunho herdadas através de sucessivas oscilações climáticas, típicas do modelado poligênico. Em geral esta evolução leva a erosão das partes elevadas das encostas e uma acumulação correlata nas partes

deprimidas e rebaixadas. Quando ocorrem períodos de estabilização os sedimentos que estavam em trânsito nas encostas depositam-se onde se encontram, não tendo relevância a posição topográfica em que se situam. Nestas condições o tempo que a pedogênese dispõe para atuar é o tempo em que o ambiente entrou em estabilidade, sendo este relativamente recente. Neste sentido se faz interessante o estudo geomorfológico precedente ao estudo pedológico, pois a geomorfologia irá fornecer a cronologia da pedogênese. Observa-se um mosaico de solos onde o material parental para pedogênese poderá ser formações superficiais quaternárias. Mas a interação dos processos pode ser tanto generalizada quanto localizada, resultando em solos de histórias diferenciadas e evoluções variadas. A influência litológica será importante na medida em que o manto de alteração e os depósitos superficiais sejam careados topicamente, expõe o substrato rochoso, ou ainda na resistência aos processos pedogenéticos que diferentes rochas possuem.

Os **meios *intergrades*** são aqueles em que a dinâmica atual é comandada pelo balanço pedogênese/morfogênese, onde hora a dinâmica recaia para um ou outro geofator, mas sempre de maneira branda. Caso o balanço pese para a pedogênese, aproximar-se-á aos meios estáveis. Caso o balanço pese para a morfogênese, aproximar-se-á dos meios instáveis. As interações entre processos morfo/pedogenéticos desempenham papel tais quais as propriedades do solo que comandam a infiltração da água, fluxo superficial e subsuperficial nas encostas, e outros melhor debatidos no item 2.

Quando a pedogênese sobrepuja a morfogênese a intervenção da morfogênese interrompe a evolução dos solos, que mesmo em condições climáticas ideais e por ação de períodos longos de tempo não se apresenta em graus elevados de evolução. Pode ocorrer assim um rejuvenescimento constante do solo de acordo com a intensidade da morfogênese. Contudo este balanço entre os dois meios dinâmicos não varia apenas em relação ao tempo, mas também no espaço. Em decorrência desta variação, em função de diferentes sítios, se observará um mosaico de solos com evolução variada, que devem ser analisados levando em conta sua inserção dinâmica na paisagem.

Quando é a morfogênese que sobrepuja a pedogênese teremos solos bem pouco evoluídos na maioria dos sítios e o mosaico de solos irá depender de qual agente morfológico age com maior intensidade. Quando ocorre erosão por escoamento superficial o solo erode nas partes superiores da encosta se alargando

na base. Quando ocorrem deslizamentos de massa a diferenciação entre os horizontes é impedida, podendo ocorrer misturas entre horizontes.

Nos **meios fortemente instáveis** a morfogênese é o geofator predominante da dinâmica natural, subordinando a pedogênese a ela. As causas para que isso ocorra podem ser diversas e combinarem-se entre si. Tais condições podem ser encontradas em regiões onde exista tectonismo ativo, relevos acidentados com dissecação vigorosa, declives acentuados e extensos. O clima é caracterizado por extremos, com variações fortes e irregulares, desfavoráveis à cobertura vegetal. A intensa dinâmica deste meio arruína formas pretéritas, dificultando a reconstrução do passado por falta de testemunhos. A gênese dos solos é estritamente subordinada à ação morfogenética, sendo, normalmente, encontrados solos em via de formação. A configuração deste meio se assemelha aqueles *intergrades* onde o balanço dinâmico pese mais para a morfogênese, mas de maneira muito mais agressiva. Observa-se forte ravinamento, voçorocamento e reptações, que interferem na pedogênese, recomeçando do zero a cada novo episódio erosivo. Para Tricart (1977) as oscilações climáticas não poderiam ser responsáveis por fenômenos semelhantes, visto que vão gradualmente modificar o meio, levando aos *intergrades* com predominância morfogenética. O agente mais efetivo na dinâmica deste meio seria a intervenção antrópica despreocupada com o manejo adequado, sendo os principais casos de resistasia resultantes da erosão provocada pelo homem, embora autores como Ab'Sáber (1971) discordem, apontando fases de pedimentação em climas áridos ou semiáridos como representantes de fases de resistasia natural.

Tricart e Kilian (1979), ao realizarem trabalhos de caráter ecodinâmico na América do Sul se utilizaram da cartografia morfopedológica como instrumento de análise investigativa. A unidade morfopedológica se define como unidade fisiografia nas quais as relações morfogêneses/pedogêneses são homogêneas. Este método de avaliação do meio integrado propicia o estudo dos solos em integração ao ambiente e, quando realizados em escala de detalhe e semi-detalhe, se pode relacionar, sem forçar as coisas, as unidades de paisagem dos geógrafos alemães (TRICART, 1979 pg. 472).

Castro e Salomão (2000), baseados na análise integrada proposta por Tricart (1977) e Tricart e Kilian (1979), formulam uma metodologia para a distinção e mapeamento de unidades morfopedológicas, foco do trabalho. Nesta formulação

Castro e Salomão (2000) apontam que as unidades morfopedológicas são fisionomias do meio físico que delatam uma história evolutiva, tanto no tempo como no espaço, através da interação reconhecível e delimitável dos atributos litológicos, pedológicos e geomorfológicos. Estas unidades “refletem uma história climática que pode ser deduzida a partir de suas formas e materiais, sobretudo inconsolidados, entendidos como testemunhos de processos geomorfopedogenéticos (Castro e Salomão 2000, pg. 33)”. O correto entendimento destas unidades também é base para a identificação dos impactos do uso e ocupação do solo, tais qual o desenvolvimento de processos erosivos.

As bases metodológicas para o desenvolvimento do trabalho são adaptadas da proposta de geomorfologia tripartite de Ab'Saber (1969) e da análise estrutural da cobertura pedológica de Boulet (1988). Para Ab'Saber (1969), os três níveis importantes de tratamento para as pesquisas geomorfológicas serão descritos a seguir.

O **primeiro nível de tratamento** se preocupa com o entendimento da compartimentação da topografia regional, sua morfometria bem como a descrição e representação as formas do relevo de maneira tão isomorfa como possível. Este nível de pesquisa elementar é básico para realizar as conexões de compartimentos com a estrutura superficial da paisagem e a dinâmica atual que é influenciada, entre outros fatores, por padrões básicos como forma da vertente. A simples análise das formas já traz interpretações referentes à qual sistema climático atuou na modelagem recente do terreno, e quais formas hoje estão em instabilidade dinâmica.

O **segundo nível de tratamento** proposto é aquele que busca analisar a estrutura superficial das paisagens, em cada compartimento identificado no nível de tratamento anterior, através dos estudos das formações superficiais. Formações superficiais podem ser entendidas como depósitos materiais que recobrem a parte emersa da crosta. Estes depósitos são produtos da alteração das rochas por intemperismo e podem ou não ter sido retrabalhados sobre as vertentes, superfícies de erosão, planícies fluviais, ou outros compartimentos. (Dewolf, 1983 apud Queiroz Neto, 2001). Através do estudo dos depósitos e sua relação com o quadro geomorfológico se pode remontar uma cronologia relativa dos eventos passados, inferindo quais processos morfoclimáticos quaternários ocorreram na área de estudo. Esta cinemática recente da paisagem pode ser resgatada através do estudo

das marcas deixadas pelos processos naturais atuantes no passado, pois existe uma relação genética entre o clima, a forma do relevo e o seu depósito associado.

O **terceiro nível de tratamento** concerne ao entendimento dos processos morfoclimáticos e pedogênicos da dinâmica atual da paisagem. Este nível de tratamento busca a compreensão da funcionalidade atual da paisagem através do correto entendimento da dinâmica hídrica e climática, quando possível apoiado em observação de campo e medições. Formas de relevo, solo e subsolo, estão sujeitos à atuação conjunta dos fatores hidro-climáticos e biológicos, e se interferem mutuamente. Além disso “a intervenção humana nos solos responde por complexas e sutis variações na fisiologia de uma determinada paisagem, imitando até certo ponto os acontecimentos de maior intensidade e extensividade, relacionados às variações climáticas quaternárias (Ab’Saber 1969, pg. 2).” Assim mais uma vez vemos a importância de entender a fisiologia e funcionamento pretérito da paisagem, para melhor entender as ações ocorridas no tempo curto.

Com essa concepção investigativa em mente Castro e Salomão (2000) adaptam os níveis de tratamento em investigação geomorfológica para as unidades morfopedológicas, acrescentando-lhes mais dois níveis de tratamento. Embora os autores proponham cinco níveis nossa pesquisa dará atenção para os quatro primeiros, visto que o quinto nível foge a intencionalidade deste trabalho.

O **primeiro nível** procede-se em um diagnóstico regional, traduzido em termos de mapeamento e compartimentação. Nesta etapa é realizado o mapa de compartimentos morfopedológicos através do cruzamento por superposição cartográfica de mapas temáticos de litologia, geomorfologia e pedologia, elaborados por fotointerpretação com controle e validação de campo. A escala do material cartográfico deve manter um padrão e são indicadas escalas de 1:100.000; 1:50.000 ou maiores.

O **segundo nível de tratamento**, que para Ab’Saber se relaciona com o estudo da estrutura da paisagem na relação com as formações superficiais, é entendido aqui através da análise da estrutura da cobertura pedológica, proposta por Boulet (1988). Queiroz Neto (2001) em texto referente à revisão do entendimento das formações superficiais demonstra como o mesmo objeto (depósitos superficiais) foram entendidos de maneira diferente através dos estudos de geomorfólogos e pedólogos. Como o estudo destes diferentes profissionais não possuem o mesmo objetivo, e nem os mesmos métodos de investigação, aconteceu

uma divergência de resultados interpretativos. Segundo Queiroz Neto (2001) isto se deve ao fato dos geomorfólogos (na década de 1960 principalmente) estarem embasados na teoria da biorexistasia de Ehrhart, que põe em antagonismo os processos de morfogênese e os de pedogênese. Como resultado o geomorfólogo se preocupa em estudar a estrutura e distribuição, nos diferentes compartimentos morfológicos, de colúvios e alúvios. Estes seriam comandados pelos processos morfogênicos durante diferentes fases de oscilação climática no Pleistoceno e Holoceno. Esta interpretação não valoriza os processos pedogenéticos na contribuição do modelado de relevo, ignorando a existência de diferentes tipos de solos e tratando-os genericamente como formações superficiais. A pedologia clássica por sua vez estava embasada em análises verticais do perfil de solo, onde a geomorfologia seria reduzida ao seu componente topográfico na relação com o solo, não valorizando o trânsito de material sobre a vertente.

Com a introdução da análise da cobertura pedológica se pode avançar em relação aos estudos de depósitos superficiais, tendo em vista a dinâmica solidaria de morfogênese e pedogênese. A análise tem como princípio que o “solo é um meio organizado e estruturado, constituindo uma cobertura contínua ao longo das vertentes” (Queiroz Neto 2002), avançando nesse sentido nas análises meramente verticais de solos. Como capeia a paisagem em todas as direções também possui três dimensões espaciais (duas laterais e uma vertical), além de uma dimensão temporal, pois os diferentes tipos de solo contam diferentes histórias. O reconhecimento destas organizações e estruturas de solo deve passar pelo tratamento de escala, não se podendo ampliar ou reduzir mapeamentos sem produzir distorções das características e propriedades originalmente descritas. Seu estudo denota uma atenção a gênese, dinâmica e funcionamento dos solos, “possibilitando relacionar os solos/formações superficiais com a evolução do relevo, levando a identificar a importância da *pedogênese* para a *geomorfogênese* (Queiroz Neto 2010).”

O procedimento para tal tipo de análise se inicia pela reconstituição bidimensional da organização dos solos com seus horizontes, através da investigação de solos em perfil de vertente, realizada no sentido de maior para o menor declive. Conjugada com sondagens a trado devem ser abertas trincheiras para cada unidade morfopedológica identificada, permitindo a observação das transições verticais e laterais entre horizontes, bem como estruturas no solo. As

análises tem como intenção a diferenciação entre os horizontes do solo, realizando-se análises granulométricas, de densidade e porosidade.

O **terceiro nível de tratamento** é relativo à dinâmica físico-hídrica atual, e é obtida através de ensaios de infiltração em campo em cada sistema pedológico identificado. Quando possível deve ser realizado o monitoramento do nível do lençol d'água através de piezometria. Infelizmente não foi possível realizar tais amostras para este trabalho. Se pode também relacionar os resultados desta etapa com o uso e ocupação do solo atual bem como a suscetibilidade a processos erosivos através do cadastramento de feições superficiais como focos erosivos, permitindo a identificação de setores mais vulneráveis. Para o trabalho são cadastradas ravinas, voçorocas, areais, afloramentos rochosos e cabeceiras em anfiteatro.

O **quarto nível de tratamento** propõe a generalização dos resultados. Através do cruzamento das informações obtidas até este nível se pode elaborar cartas de risco ou restrição para o uso e ocupação do solo, ou à vulnerabilidade aos processos erosivos. Neste trabalho se pretende a caracterização do impacto natural à erosão linear e arenização através do entendimento da dinâmica dos meios de acordo com Tricart (1977).

O último e **quinto nível de tratamento** é relativo ao planejamento territorial da área. Nesta etapa são elaboradas cartas de recomendações agrônômicas para cada unidade morfopedológica em relação ao uso e ocupação adequados. Caso em áreas urbanas pode ser traduzido na elaboração ou adequação do plano diretor.

3. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.

Para se realizar a análise morfoopedológica em relação à suscetibilidade à erosão linear e arenização se faz necessária a confecção de uma série cartográfica de mapas temáticos, em mesma escala, de geologia, geomorfologia e pedologia.

Os mapas são gerados através da articulação de técnicas digitais e de campo, utilizando o software ARCGis 10.2, controle de campo, mapas pré-existentes, aerofotos, imagens de satélite e radar e material bibliográfico. O software Global Mapper será utilizado para a representação gráfica de perfis topográficos.

Os materiais de apoio para a confecção dos mapas citados são:

Materiais de campo:

- Aparelho GPS - Garmin GPSmap 60CS;
- Bobina plástica para armazenamento de amostras;
- Borrifador de Água;
- Câmera Digital para registro fotográfico;
- Munsell Soil Color Charts (1954);
- Pá de Corte;
- Pá de Jardinagem
- Trado manual (holandês) de 2 m.

Materiais de gabinete:

- **Cartas Topográficas** do DSG 1:50.000, folhas: São Francisco de Assis (1998), Vila Kramer (1978), Manoel Viana (1978), Boa Esperança (1992).
- **Imagem de radar** SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução espacial de 90 m, folha SH-21-X-D (2000).
- **Aerofotografias** 1:60.000 VM AST-10, números do ano de 1964: 61289; 61288; 61287; 61286. Números do ano de 1965: 19700; 1971; 19702; 19703; 19704.
- **Imagens de satélite** Quickbird da Digitalglobe de 60 cm de resolução espacial, adquiridas pelo complemento *Base Maps* do ArcGis 10.2;

- **Mapas temáticos** do IBGE 1:250.000 folha SH-21-X-D: Geologia (2003), Geomorfologia (2003) e Solos (2003);
- **Mapa pedológico** 1:50.000 da folha Vila Kramer (FLORES, C.A. 2009);
- **Mapa geológico** 1:50.000 da folha Vila Kramer (AUZANI, G.M 2010);
- **Mapa geológico** 1:750.000 do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2008);
- **Dados Morfométricos** com resolução espacial de 30m: declividade, forma do terreno e altimetria. (VALERIANO, 2009);

Procedimentos.

3.1. Mapeamento da rede de Drenagem.

A drenagem foi extraída da imagem de radar SRTM, folha SH-21-X-D, através das ferramentas de análise espacial *Hydrology* do ARCGis 10.2, figura 2, bem como a delimitação da bacia, utilizando-se o comando *Watershed*. Os vetores foram ajustados visualmente com sobreposição às imagens *Quickbird*. Em sequência foram utilizadas as cartas topográficas 1:50.000 do DSG para nomear os principais cursos d'água.

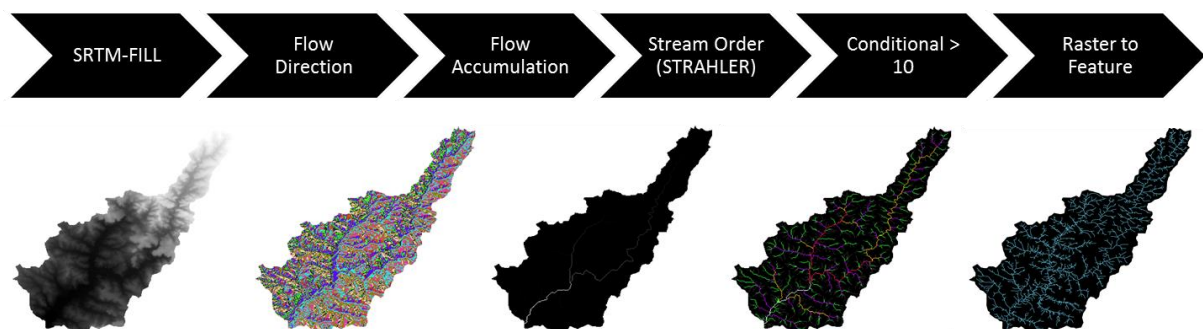


Figura 2. Ordem de comandos para extração da rede de drenagem no ARCGis 10.2. Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2. Mapeamento Geológico.

Para a confecção do mapa geológico, base para a distinção do material parental de solos e estruturas geomorfológicas, se utilizaram mapas em escala

regional elaborados pelo CPRM (2008), IBGE (2003) e em média escala elaborados por AUZANI, G.M. (2010). A estes mapas base foram articuladas as cartas topográficas 1:50.000, imagem de radar SRTM folha SH-21-X-D e controle de campo para o ajustes de limites. Foi realizada a coleta de amostra de rocha do topo de um morro testemunho ($29^{\circ} 31' 02,58''$ S e $55^{\circ} 07' 08,23''$ O), para análise morfoscóptica e granulométrica, a fim de sanar dúvidas a respeito da classificação da formação. O mapa final foi elaborado no software ARCGis 10.2 e impresso em 1:100.000.

3.3. Mapeamento Geomorfológico.

Segundo orientação da metodologia proposta por Castro e Salomão (2000), a ordem de grandeza geomorfológica que mais se adéqua para este tipo de trabalho é aquela que corresponde aos 4^o e 5^o táxons da metodologia proposta por Ross (1992). Como não existe mapa geomorfológico abrangendo estes níveis de detalhamento para a área de estudo se realizou o mapeamento da área para coincidir com o nível de detalhamento necessário, embora se utilizando da proposta de geomorfologia tripartite de Ab'Saber (1969), mais precisamente o primeiro e terceiro nível de tratamento.

Assim se compartimentou a área de estudo através de controle de campo e interpretação das aerofotografias listadas nos materiais, figura 3, com o intuito de diferenciar formas de relevo individualizadas, compatíveis com o 4^o táxon proposto por Ross (1992).

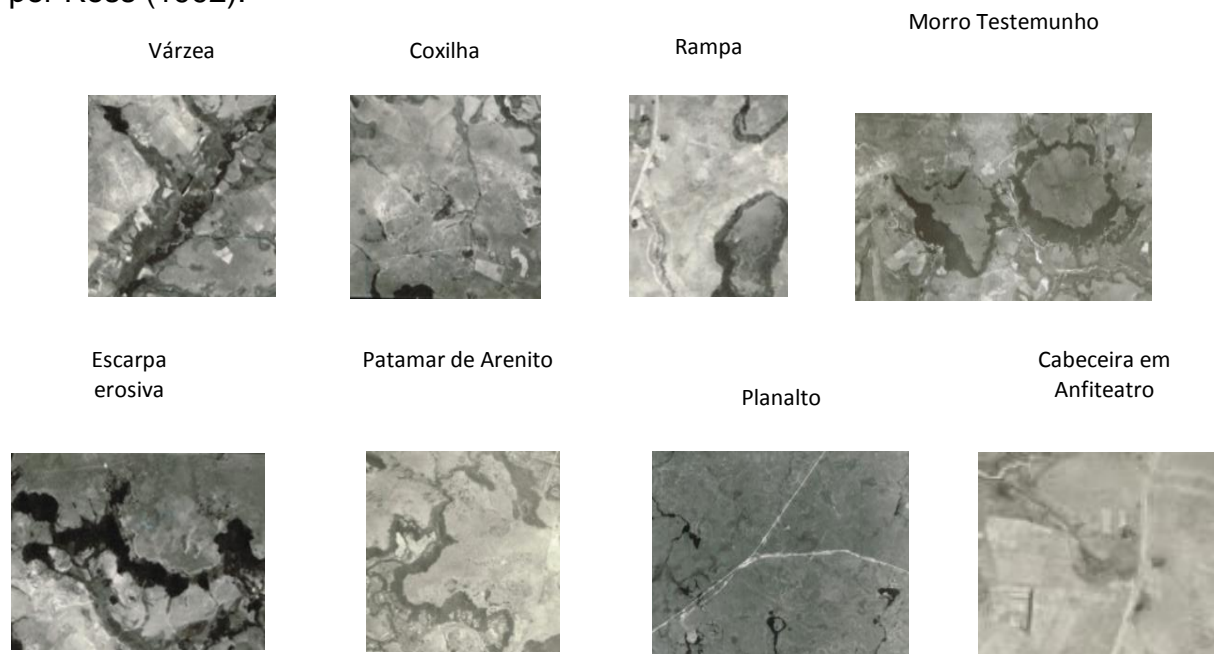


Figura 3. Ilustração dos compartimentos mapeados através de aerofotografias. Fonte: Elaborado pelo autor.

Para o controle das formas de vertente, correspondentes ao 5º táxon, foi utilizado produtos do sensoriamento remoto extraídos de Valeriano (2009).

Estes materiais são produtos de variáveis geomorfométricas derivados de dados SRTM disponíveis gratuitamente para todo o território brasileiro. Os dados foram refinados da resolução espacial original de 3 arco-segundos (com resolução de aproximadamente 90 m) para 1 arco-segundo (de resolução aproximadamente para 30 m) através do método de krigagem. Devido a resolução espacial final são indicados para trabalhos para trabalhos entre as escala de 1:100.000 e 1:250.000, motivo pelo qual se optou por manter a escala de 1:100.000 para os demais mapas elaborados no trabalho, sendo possível realizar cruzamentos sem incompatibilidade de escala.

A forma do terreno é um dos produtos adquiridos do projeto. Ele é obtido através da junção das curvaturas verticais e horizontais das vertentes. A curvatura vertical expressa o formato da vertente quanto está é vista em perfil. É obtida através da análise do modelo digital de elevação em sistema de informação geográficas, onde a diferença de altimetria entre pixel vizinhos em uma determinada distancia possibilita o entendimento da curvatura vertical da vertente, expressa em três classes: côncavo, retilíneo e convexo. A curvatura horizontal é entendida como o formato da vertente quando esta é observado em projeção horizontal. O cálculo para obtenção de seus valores é similar aquele da curvatura vertical, mas os valores analisados são os de orientação da vertente ao longo da curva de nível, e o produto final é expresso também em três classes: convergente, planar e divergente.

Assim ao unir as curvaturas verticais e horizontais da vertente se obtêm como produto a forma do terreno, que é expresso em nove classes, conforme a figura 4.

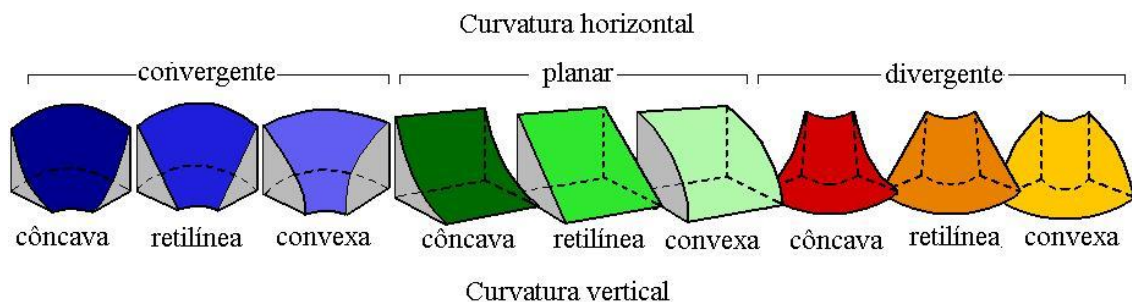


Figura 4. Classes de forma do terreno. Fonte: Valeriano, 2009.

Através da análise das formas do terreno se pode ponderar o comportamentos das águas em superfície, e inferir situações preferenciais onde irão se instalar processos erosivos realizados através do trabalho esculptor das águas em escoamento. Segundo Valeriano (2009)

“Os casos extremos de combinações de curvatura do terreno são representados pela forma côncavo-convergente (máxima concentração e acúmulo do escoamento) e pela forma convexa-divergente (máxima dispersão do escoamento). As combinações intermediárias têm características hidrológicas mais dependentes das relações entre as intensidades (módulos) dos efeitos individuais. (VALERIANO, 2009, p. 42)”

Outro dado obtido do projeto TOPODATA são os valores de declividade. A declividade é entendida como o ângulo de inclinação em reta que a superfície do terreno apresenta em relação horizontal. Ela é obtida através do desnível entre pixels vizinhos em um modelo digital de elevação e é expressa em classes através de agrupamento dos valores de porcentagens obtidos, segundo EMBRAPA (2006), conforme a figura 5.






Classe	Declividade (%)	Ilustração
Plano	0 a 3	
Suave-ondulado	3 a 8	
ondulado	8 a 20	
forte-ondulado	20 a 45	
montanhoso	>45	

Figura 5. Nomenclatura dos tipos de relevo em função da declividade. Adaptado de Cardona (2012).

Os produtos do TOPODATA são adquiridos em formato *raster* e foram recortados com o polígono da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá e posteriormente transformados em polígonos. Isto é realizado para que se possa calcular valores de área e efetuar o cruzamento com os compartimentos do relevo, classes de solo e feições superficiais.

Relativos às feições erosivas e deposicionais que ocorrem ao longo das vertentes na atualidade (6º táxon), se utilizou as imagens de alta resolução para mapear os elementos pertinentes à este trabalho: ravinas, voçorocas e areais. Somados a estes também se fez uso da imagem de satélite para a demarcação das áreas com presença de afloramento rochoso, figura 6.

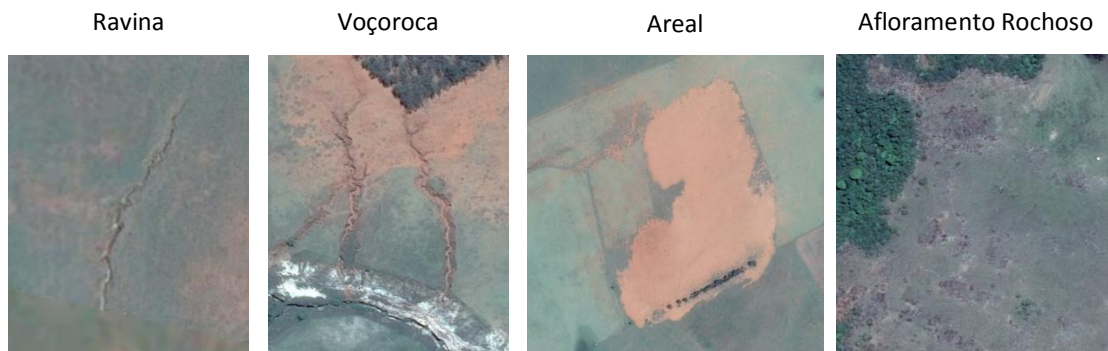


Figura 6. Ilustração de feições superficiais através de imagem de alta resolução. Fonte: Elaborado pelo autor.

O mapa final de geomorfologia, elaborado com o software ARCGis 10.2 foi impresso em escala final de 1:100.000.

3.4. Mapeamento Pedológico.

Por definição o levantamento pedológico é um prognóstico da distribuição geográfica dos solos como corpos naturais, determinados por um conjunto de relações e propriedades observáveis na natureza (FERNANDES, 2009). O levantamento de solos identifica e separa unidades de mapeamento, prevê e delinea suas áreas nos mapas.

De acordo com Demattê (2009) existe uma sequência básica para a realização de um levantamento de solos, descrita a seguir com orientação a realização deste trabalho.

1) Definição dos objetivos, obtenção do material pré-existente sobre a área como o histórico, mapas base, mapas de solo pré-existente.

Este trabalho propõe avaliar e mapear unidades morfopedológicas de acordo com a metodologia de Castro e Salomão (2000). Tem-se o objetivo de identificar diferentes graus de suscetibilidade à erosão linear e ocorrência de areais, e o tipo de levantamento que se faz mais adequado é aquele de reconhecimento.

Este tipo de levantamento apresenta grau de detalhamento intermediário, compatível com escalas médias, dependendo do nível de intensidade do levantamento. As escalas compatíveis com a intensidade de trabalho de campo e laboratório são: Baixa intensidade (1:250.000 a 1:750.000); Média intensidade (1:100.000 a 1:250.000); Alta intensidade (1:50.000 a 1:100.000).

Neste tipo de levantamento as unidades de mapeamento são reconhecidas por extrapolação a partir de observações em campo, realizadas a partir de tradagens, observação de barrancos de estrada, mini-trincheiras e exposição em ravinas e voçorocas (IBGE 2007). Em articulação ao campo se utiliza do instrumental de um SIG, para avaliação do quadro natural e paisagístico com o qual o solo se relaciona e possibilita a delimitação prévia de unidades de mapeamento, figura 7.

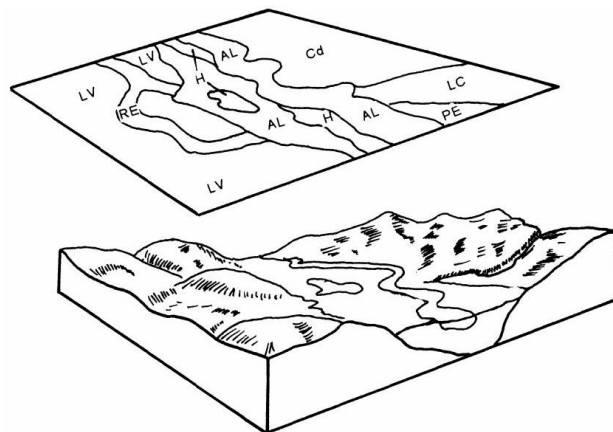


Figura 7. Associação solo/paisagem. Fonte: FERNANDES (2009).

A obtenção dos mapas e imagens bases para esta avaliação são orientados para aquisição de: mapas topográficos (1:50.000 do DSG, apresentadas nos materiais), aerofotos (1:60.000), drenagem, vegetação, geomorfológico e geológico (realizados neste trabalho previamente ao mapa de solos na escala 1:100.000), imagens de radar (folha SH-21-X-D), dados morfométricos de declividade e altimetria (VALERIANO, M.M; 2009), e dois mapas de solos já realizados para a área de estudo: um regional (IBGE, 2003) e um em detalhe para a porção norte da bacia hidrográfica do rio Inhaçundá (FLORES, C.A. 2009). Acrescido a estes materiais é utilizada uma carta imagem de alta resolução adquirida pelo complemento *Base Maps* do ARCGis 10.2, para visualização do terreno.

2) Realização de mapa base e definição de locais para a realização de observação em campo.

Com base no conhecimento prévio da área de estudo e confirmação em campo inicia-se, em gabinete, a elaboração de uma legenda preliminar (1ª ordem da classificação de solos segundo EMBRAPA, 2006) bem como a distinção de unidades de mapeamento esperadas. Uma unidade de mapeamento é entendida como um polígono de solos em relação e posição definidas na paisagem em função do conjunto de propriedades do solo (IBGE, 2007).

O mapa base é feito sobre carta imagem através da correlação de curvas de nível e interpretação de elementos da paisagem. Esta interpretação é realizada através de aerofotos e imagens de satélite. Segundo Fernandes (2009) os principais elementos utilizados na interpretação de aerofotos são:

“Relevo: É diretamente visível na fotografia aérea e é um fator de formação do solo (mudança de relevo = mudança de solo). É o principal elemento utilizado na fotopedologia.

Erosão: A análise desse elemento possibilita estudar e relacionar as formas e dimensões dos canais de rede de drenagem com solos de diferentes texturas.

Vegetação: É um elemento de fácil visualização em fotografias aérea e pode ser associado ao solo. Exemplo: Uma grande concentração de vegetação de grande porte pode indicar solos mais profundos. Um grande problema que ocorre é que grande parte da vegetação natural já foi removida.

Tonalidade fotográfica: • Fatores que influenciam a tonalidade da fotografia: • Umidade: quanto maior a umidade do solo, mais escura a tonalidade; • Textura: solos arenosos refletem mais e solos argilosos menos e • Teor de ferro e matéria orgânica: quanto maior o teor desses elementos, mais escura a tonalidade.

Rede de drenagem: É um ótimo indicador das condições do terreno, depois do relevo é o elemento mais consistente e confiável. A sua fácil visualização nas fotos aéreas favorece a utilização nas correlações com os solos.” (pg. 7)

Em articulação a análise das aerofotos interpretou-se imagens de satélite de alta resolução e mapas bases previamente elaborados (geomorfologia, declividade, elevação, geologia). A legenda preliminar tem como base as classes de solo identificada pelo mapeamento de Flores (2009) e a descrição de solos realizada por Streck *et al.* (2008) e Reinert *et al.* (2007) para a região de estudo.

Tendo-se em mãos o mapa base com a delimitação de unidades de mapeamento esperadas se realiza um roteiro para a observação de pontos específicos e coletas de solo em campo. A observação e coleta têm como objetivo confirmar as classes de solo esperada em cada unidade, verificar associações de solos, confirmar relações solo/paisagem e estabelecer maior acurácia entre os limites de unidades de mapeamento. A figura 8 ilustra os locais de coleta e observação em campo.

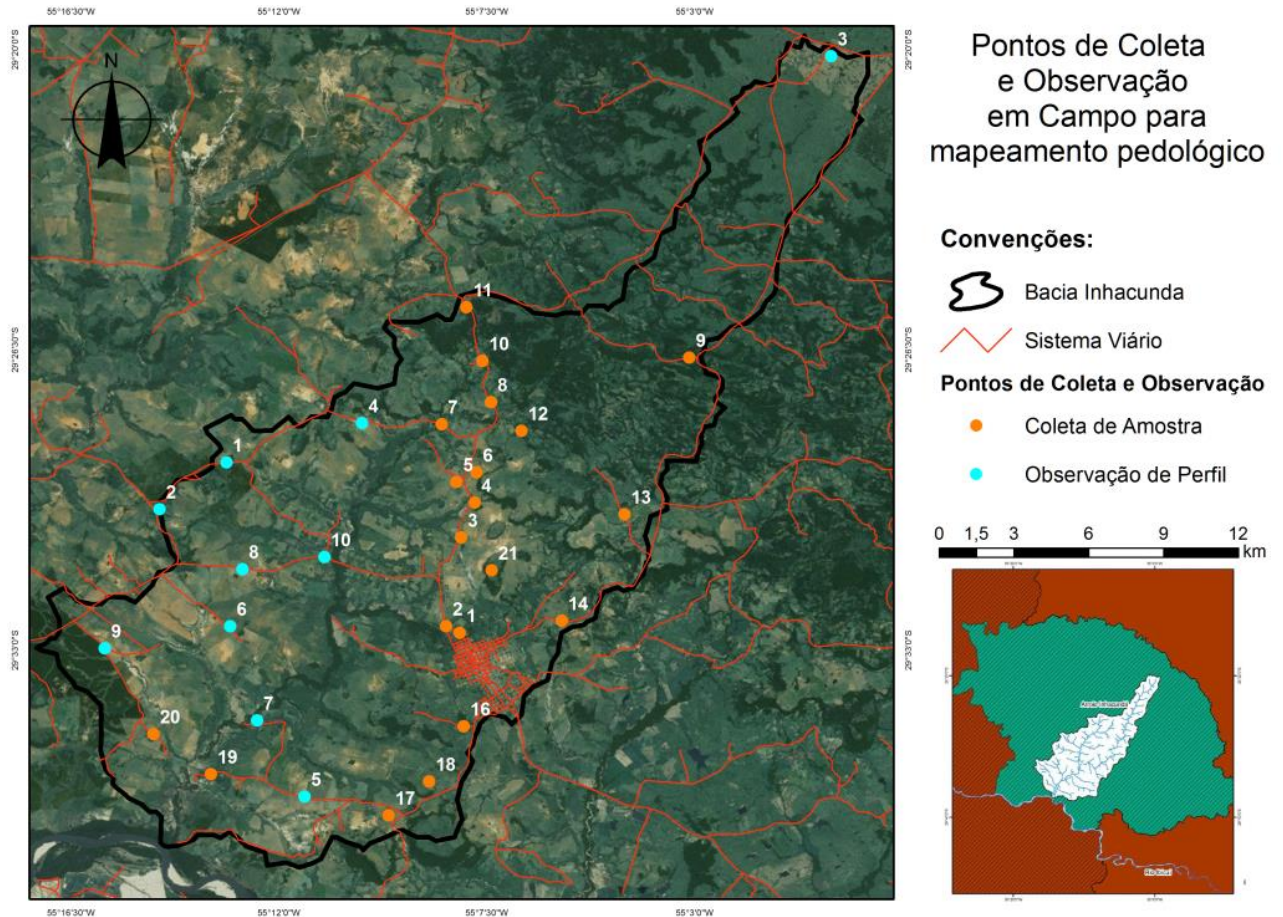


Figura 8. Pontos de coleta e observação de perfil de solo em campo. Fonte: Elaborado pelo autor.

A determinação de qual será a densidade de observações leva em conta o tipo de levantamento de solo, escala de mapeamento, extensão e homogeneidade paisagística da área. Segundo IBGE (2007) para os levantamentos de reconhecimento se espera de 0,04 até 2,0 observações por quilometro quadrado. Para a bacia hidrográfica do rio Inhacundá (363,34 km²) se realizou a coleta de 20 pontos, correspondendo de 0,06 observação/km². Somados a este número de coletas se realizaram 10 pontos de observação de perfis de solo em campo.

Os métodos de observação visam à descrição dos solos em campo, verificação de limites do mapeamento e coleta de amostra para classificação do solo. O método de coleta com tradagem foi realizado em três profundidades diferentes, são elas: 0-20, 40-60 e 80-100 cm, de acordo com orientação encontrada em FERNANDES (2009). Quando foi possível expor um perfil de solo com o uso da pá de corte foram coletadas as amostras por horizonte identificado. A observação de campo visou a distinção entre horizontes do solo, profundidade, cor, textura,

estrutura e fase da unidade de mapeamento. A fase é entendida como uma subdivisão homogênea dentro de uma unidade de mapeamento de solo onde as condições do ambiente expressão condições no qual o ponto esta inserido, como pedregosidade, rochiosidade, condição de drenagem, relevo e vegetação.

3) Análise em laboratório

Após a coleta do material se deu inicio as análises no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos (CECO) – IGEO-UFRGS, onde se realizaram as análises de granulometria e matéria orgânica.

Inicia-se com a identificação de cada amostra e sua secagem em estufa a 60°C. As amostras foram desagregadas com um almofariz de porcelana e mão de almofariz com ponta emborrachada, visando não romper os grãos. Após a desagregação o próximo passo é o quarteamento de cada amostra, armazenado uma parte e pesando o montante (cada amostra individualizada) em balança eletrônica de precisão para dar sequência as análises.

A análise granulométrica consiste em duas partes, a primeira para os sedimentos de tamanho fino e a segunda para os sedimentos de tamanho grosseiro. Para tanto se faz necessário a separação destas duas categorias distintas, através da lavagem com água destilada de cada amostra sobre uma peneira de malha espaçada entre 0.062mm, resguardando o sedimento grosseiro para secagem em estufa à 80°C e posterior análise, e os finos em provetas de 1000 ml, adicionados 50ml de pirofosfato de sódio, impedindo a floculação das siltes argilas e facilitando o método de Pipetagem. A peneira de 0,062 mm é escolhida pois é o tamanho limítrofe entre sedimentos finos e grosseiros, conforme a tabela 1.

Diâmetro (mm)	Escala (phi) Ø	Wentworth	Sedimentos
2	- 1	Grânulo	Grosseiros
1	0	Areia muito grossa	
0.5	1	Areia grossa	
0.25	2	Areia média	
0.125	3	Areia fina	
0.062	4	Areia muito fina	
0.0039	8	Silte	Finos
0.0002	12	Argila	

Tabela 1. Escala de Wentworth - Fonte: Oliveira, M.G. 2011.

Baseado na Lei de Stokes (1850) a Pipetagem (figura 9) é utilizada para analisar a concentração de finos nas amostras. Após o tempo necessário para a decantação de cada tamanho (silte e argila) se recolhe amostras de cada proveta em copos de Becker, pesando-os. Em seguida a amostra é seca em estufa (60°C) e, quando a água evapora, pesa-se novamente cada amostra, sendo a diferença do peso inicial e final a quantidade de argila.

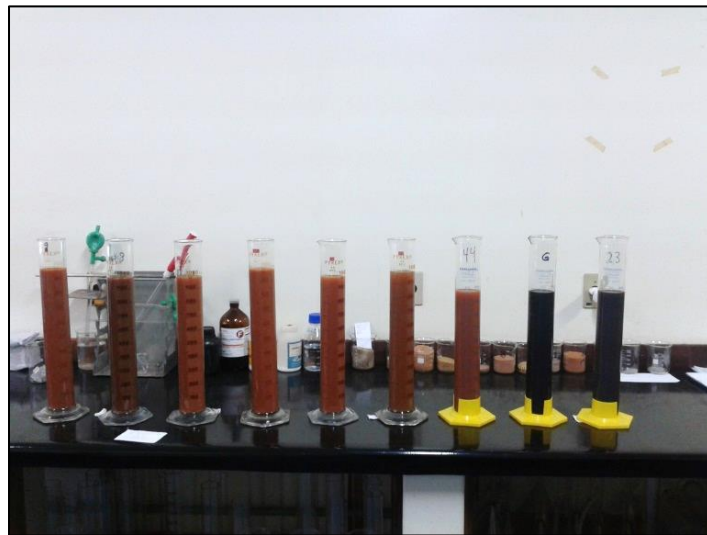


Figura 9. Pipetagem. Foto: Acervo pessoal.

Para a fração grosseira, anteriormente reservada e seca é necessário agora que se pese a amostra total e em seguida que se passe cada amostra em um jogo de peneiras, sendo cada uma delas confeccionadas com malhas correspondente aos intervalos granulométricos de Wentworth e dispostas em ordem decrescente, sendo a malha mais espaçada (2mm) a primeira por qual passam os sedimentos e a menos espaçada (0.062mm) a ultima. O montante de sedimentos retidos em cada peneira é pesado, estabelecendo assim a porcentagem de cada tamanho granulométrico. Os dados obtidos foram plotados também em diagramas ternários, estabelecendo assim parâmetros de textura segundo EMBRAPA (2006), figura 10.

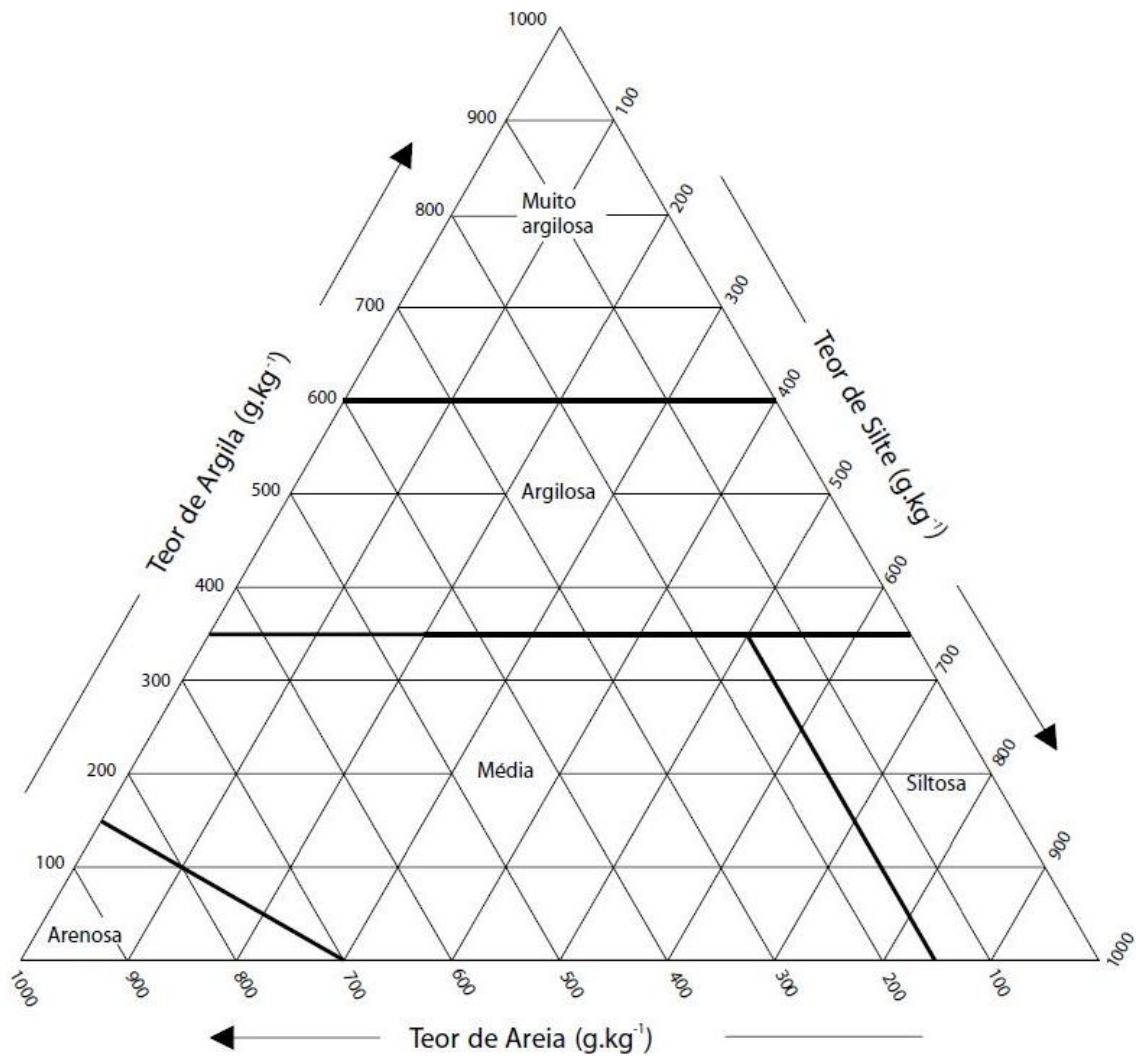


Figura 10. Diagrama para agrupamento de Classes de Textura. Fonte: IBGE, 2007.

Para obtenção dos teores de matéria orgânica se utilizou o método por queima, seguindo-se os seguintes cálculos:

- 1) Peso Cadinho AQ – DQ = MQ
- 2) $MQ \times 100 / \text{Cadinho AQ} = \text{MO} \%$.

Deve-se pesar um cadinho de porcelana com o material a ser amostrado antes da queima (AQ) em forno e subtrair o valor depois da queima (DQ), obtendo-se assim o valor de material queimado (MQ). O MQ representa os componentes de carbono que foram removidos com a queima da amostra, e para se obter as porcentagens de matéria orgânica (MO) segue-se o segundo passo.

Para as análises básicas necessárias para caracterização dos horizontes diagnósticos foram enviadas ao laboratório de química agrícola da Fepagro (Porto Alegre), obtendo-se os elementos básicos. Em posse destes se utilizou o Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 1997) para obtenção dos seguintes dados:

a) Soma Das Bases Trocáveis (S)

A soma de bases é expressa em cmolc/dm^3 . No caso do potássio (K) e do sódio (Na) foram convertidos seus valores originais de mg/dm^3 para cmolc/dm^3 . O cálculo é realizado da seguinte forma:

$$S = K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+$$

b) CTC potencial (T)

É a soma de todos os cátions trocáveis, ou seja, os bons nutrientes - K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , e os nutrientes nocivos às plantas, como o H^+ e Al^{3+} . O cálculo é realizado da seguinte forma:

$$T = S + (H^+ + Al^{3+})$$

c) Porcentagem de saturação por bases (V%)

A saturação por base é utilizada para a diferenciação entre solos eutróficos e distróficos. Para a distinção entre classes de solos por este critério é considerada a saturação por bases no horizonte diagnóstico subsuperficial (B ou C). Quando se diz que o solo apresenta alta saturação (maior ou igual a 50 %) caracteriza-o como eutrófico, considerado um solo fértil. Quando os valores são menores a 50 % classifica-o como distrófico, ou um solo de baixa fertilidade. O cálculo é realizado da seguinte forma:

$$V \% = 100. S/T$$

4) Validação do Mapa preliminar e coletas finais.

Em gabinete se retrabalhou o mapa preliminar, readequando limites e classificação dos solos. Ampliasse a legenda para o terceiro nível de classificação

segundo EMBRAPA (2006). De posse deste novo mapa se definiu a vertente para realização de abertura de trincheira e realização da análise de solos em perfil de vertente.

A vertente escolhida se situa entre o final da encosta de um morro testemunho e a linha de drenagem em área de várzea inter-coxilha. Esta vertente embora não apresente todas as unidade morfo-pedológicas da bacia possui todas as classes de solo onde se desenvolvem os processos superficiais pertinentes ao trabalho: ravinas voçorocas e areais. Os pontos de coleta na vertente são expostos através da figura 11.

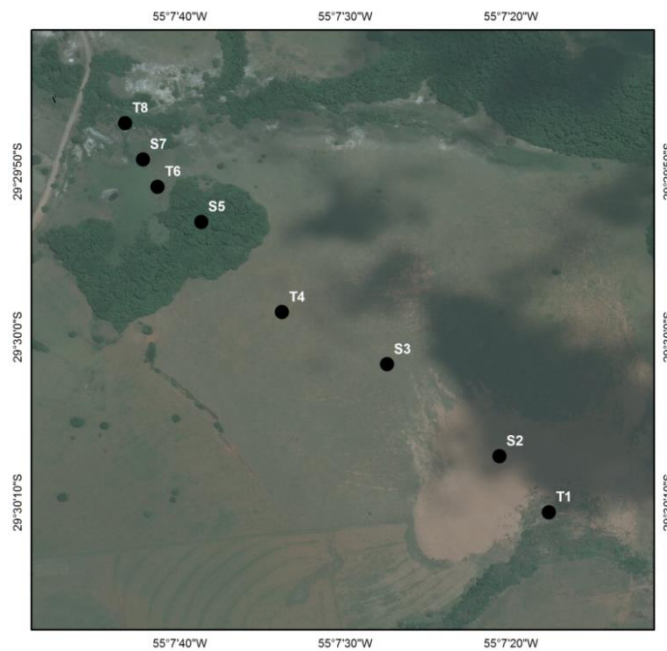


Figura 11. Coletas de solo em análise de vertente. Fonte: Elaborado pelo autor.

Foram coletadas uma amostra por horizonte de solo identificado, e enviados para o Laboratório de Substratos da UFRGS, onde as análises de porosidade total, macro porosidade, micro porosidade e densidade do solo seco foram realizadas. Além destas análises foi realizada a granulometria dos horizontes de um ponto (T1; T4; T6 e T8) de cada classe de solo identificada na vertente junto ao Laboratório de sedimentologia do CECO/UFRGS.

Através de todos os dados adquiridos se confecciona o mapa final de solos em média escala (1:100.000), bem como o relatório de mapeamento e análises.

3.5. Mapeamento Morfopedológico

O mapeamento de compartimentos morfopedológicos é realizado através do cruzamento dos mapas base de geologia, geomorfologia e pedologia gerados em mesma escala para o trabalho, e melhor debatidos no item Análise Morfopedológica. Os compartimentos devem apresentar uma história evolutiva em comum entre os mapas cruzados, permitindo a interpretação e caracterização de diferentes meio de interação entre morfogênese e pedogênese. Com o entendimento da distribuição e comportamento das feições erosivas lineares e focos de arenização obtidas até este ponto do trabalho se identificam diferentes tipos de áreas impactadas.

4. RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.

4.1 Clima.

Conforme a classificação climática do Rio Grande do Sul elaborada por Rossato (2011) o tipo de clima onde se encontra a bacia hidrográfica do arroio Inhacundá se enquadra no Subtropical II. A autora descreve o tipo de clima ocupando a área da Depressão Central, cortando o Rio Grande do Sul de Leste a Oeste. Esta região sofre forte influencia dos sistemas polares associados às massas de ar tropical continental, sendo esta última atuante principalmente no verão. O relevo também é um fator de influencia no clima, sendo que a descida do ar proveniente das encostas do Planalto Meridional acaba comprimindo-se e aquecendo-se adiabaticamente, o que resulta em altas temperaturas quando conjugada aos sistemas tropicais continentais que atuam no verão. A temperatura média anual varia entre 17 e 20°C, embora os meses mais quentes do verão possam alcançar temperaturas entre 38 e 41°C e as mínimas absolutas do inverno possam se aproximar a valores ente -4 e -1°C, configurando invernos frios e verões quentes.

Os sistemas frontais que ocorrem entre estas duas massas de ar são responsáveis pela maior parte das precipitações que aqui ocorrem. A média anual de precipitação se enquadra entre 1400 e 1700 mm, distribuindo-se entre 70 a 80 dias de chuva no ano. Os principais meses de chuva na região oeste do clima Subtropical II se concentram nas estações de outono e primavera, entre 6 a 9 dias de chuva por mês. Na maior parte dos meses a precipitação mensal se enquadra, aproximadamente, entre valores de 114 a 155 mm.

Em sua tese Verdum (1997) identifica para a região sudoeste do Rio Grande do sul os meses de abril e maio, no outono, e julho, no inverno, apresentam os maiores valores de precipitação, superando a 400 mm de chuva. A primavera também apresenta alta precipitação, embora ligeiramente inferior aos meses citados, sendo setembro o mês mais chuvoso. Segundo o autor nestes meses ocorrem chuvas torrenciais (de até 160 mm/dia, Verdum (2012)), que desencadeiam a saturação dos solos e favorecem o escoamento superficial concentrado. Aí se

observa um dos principais agentes de formação de ravinas e voçorocas, processos diretamente associados à gênese dos areais.

4.2 Rede de drenagem.

Uma bacia hidrográfica é entendida como uma área onde ocorre a captação das águas de precipitação através de um rio principal e seus afluentes. Ao conjunto destes rios se dá o nome de rede de drenagem, que pode ser hierarquizada de acordo com a quantidade e qualidade que cada segmento de rio recebe de seus afluentes. A rede de drenagem da bacia possui uma seção fluvial onde se concentra o escoamento total do interior da bacia, denominada exutório, que no caso da bacia Hidrográfica do arroio Inhacundá, figura 12, desagua no rio Ibicuí. A delimitação da área de uma bacia hidrográfica é realizada através da conexão dos altos topográficos, que separam o escoamento das águas para diferentes exutórios, entre bacias adjacentes. Os principais divisores de água na bacia do Inhacundá são observáveis nos morros testemunhos e altas coxilhas, quando na Depressão Central, e pontos altos do planalto, quando no Planalto Meridional.

A bacia hidrográfica do arroio Inhacundá é apontada como uma bacia de 6ª ordem, apresentando área de captação de 363, 52244 km², e um total de 1413 rios de 1ª a 6ª ordem, tabela 2, com 922,36 km totais de extensão.

Hierarquia	nº de canais	Extensão total	Comprimento médio dos canais
1ª Ordem	1122	517,19 km	1,12 km
2ª Ordem	229	202,49 km	1,92 km
3ª Ordem	50	103,45 km	3,38 km
4ª Ordem	9	56,27 km	15,46 km
5ª Ordem	2	30,59 km	15,3 km
6ª Ordem	1	12,37 km	12,37 km
TOTAL:	1413	922,36 km	-

Tabela 2. Quantificação da rede de drenagem da bacia do Inhacundá.

A bacia possui dois arroios principais, de 5ª ordem, sendo eles o Carai-Passos (14,2 km) e o Inhacundá (16,39 km) que ao confluírem formam o trecho de 6ª ordem do arroio Inhacundá, apresentando sua extensão total de 28,76 km, sendo o maior rio e dando nome a bacia. Enquanto o arroio Carai-Passos possui suas nascentes localizadas nas escarpas do planalto e patamar arenítico-basáltico, o

arroio Inhacundá apresenta suas nascentes nos pontos mais altos do planalto, adquirindo sua 5ª ordem ao sair do compartimento de vale encaixado e encontrar tributários que nascem no patamar arenítico-basáltico. Os canais de 2ª a 4ª ordem configuram a maioria das sangas inter-coxilhas da região, embora os canais de 2ª ordem também representem afluentes do arroio Inhacundá quando instalado no vale encaixado. Os canais de 1ª ordem, localizados sem preferência entre os diferentes compartimentos geomorfológicos, são em sua maioria intermitentes de acordo com o cruzamento com as cartas topográficas da área da bacia, e representam as nascentes da rede hidrográfica.

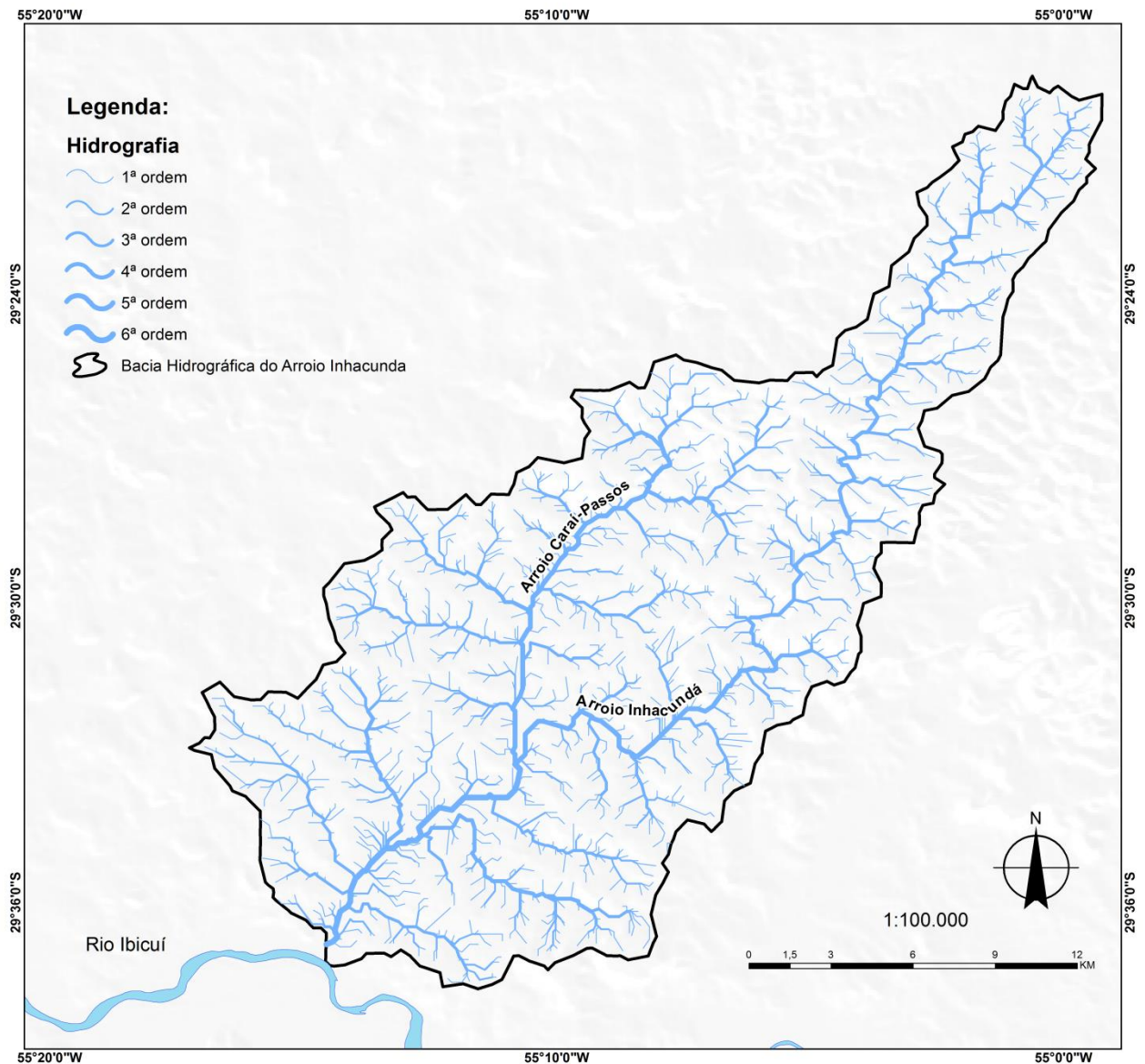


Figura 12. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá. Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3 Geologia.

Na região Oeste do Rio Grande do Sul se constata uma sequência de rochas de idade Mesozóica que preenchem o espaço da bacia sedimentar do Paraná. Dentro do recorte da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá persistem três formações de uma sequência maior, a saber, por ordem cronológica: Formação Guará, Formação Botucatu e Formação Serra Geral. Sobrepondo topicamente a estas formações existem depósitos mais jovens, de origem Quaternária, formalmente mapeados como depósitos aluviais. Somados a estes últimos ainda há a indicação de formações superficiais também quaternárias, que capeiam extensivamente o substrato rochoso. A porcentagem que cada Formação ocupa na bacia é expressa no gráfico 1.

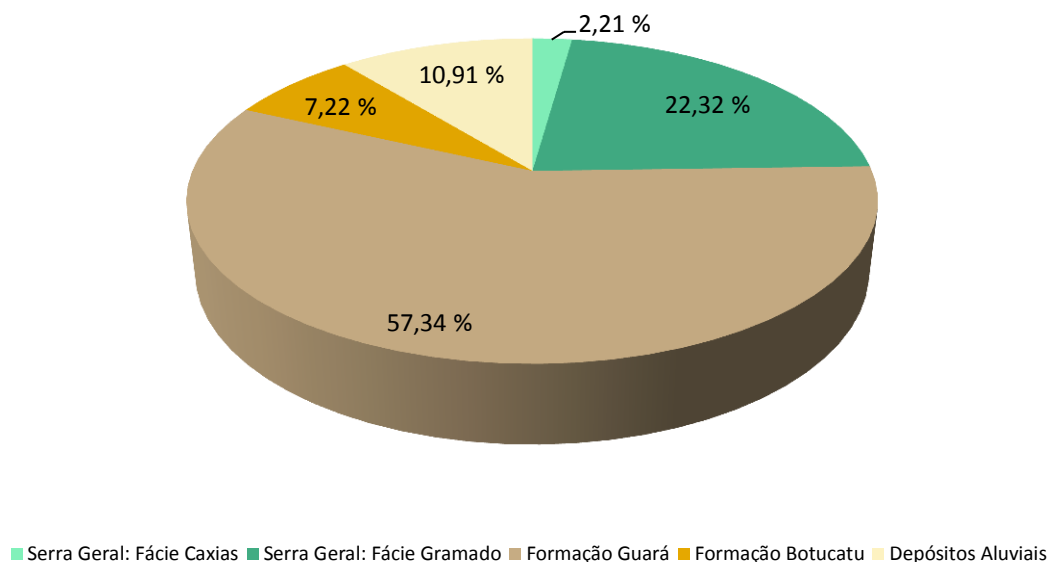


Gráfico 1. Formações e Depósitos da bacia hidrográfica do Inhacundá.

Formação Guará.

Esta formação possui uma espessura média de 60m, mas pode chegar até 120m de espessura. Apresenta um limite de discordância em seu topo com a Formação Botucatu e em sua base com a Formação Sanga do Cabral. Segundo Schultz et al., (2002) a Formação Guará possui registros de pegadas de paleoictiofauna de sauropodes, terópodes e ornitópodes, indicando sua idade entre

o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior. Scherer et al., (2005) ao interpretar a discordância superior da Formação Guará com a Formação Botucatu, de idade Cretácea Inferior, assumem que sua idade deve enquadrar-se para no Período Jurássico Superior.

Scherer et al (2005) e Scherer et al (2006) descrevem na Formação Guará a presença da alternância de ambientes deposicionais eólicos e fluviais devido a associação de fácies de arenitos com estratificação cruzada, relacionados a existência de paleodunas, arenitos com estratificação horizontal, relacionados a existência de lençóis de areia, siltitos e arenitos com grânulos típicos de canais fluviais.

A base da formação é descrita como um erg, um campo de areia sem a presença de depósitos interdunas, típico de um ambiente deposicional sem a presença de lençol freático em superfície, encontrados em ambiente de deposição eólico árido.

Este ambiente é seguido por um período de umidificação, erguendo o nível freático e possibilitando o aumento do escoamento superficial que promoveu a ocorrência de deposição fluvial sobre o campo de dunas. Com um novo ressecamento climático o campo de dunas volta a recobrir a antiga superfície, erodindo e preservando diferentes porções do relevo. Os mesmo processos se repetem nas sucessivas fases de umidificação e ressecamento, conforme a figura 13.

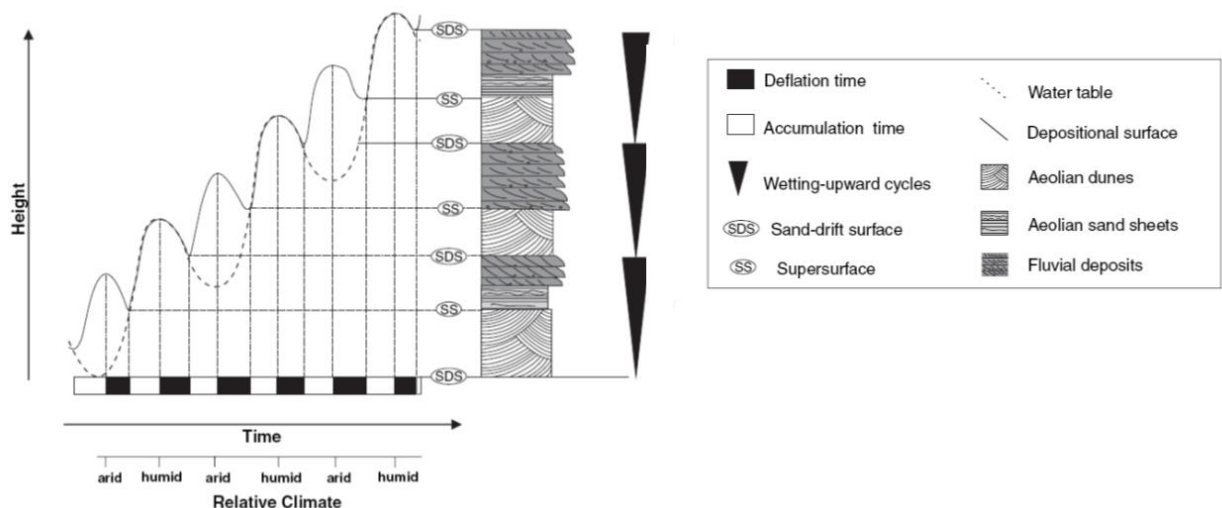


Figura 13. Relação entre a oscilação de períodos úmidos e áridos com diferentes fácies da Formação Guará. Fonte: Scherer et al (2005).

Devido aos sucessivos ciclos de mudança climática o lençol freático segue um ritmo de descida e subida controlado pela umidificação do ambiente. Este processo leva ao preenchimento nos poros da rocha por um cimento silicoso ou óxido de ferro, dotando-a de boa resistência à erosão (RIGHI e ROBAINA, 2007 e TRENTIN, 2007).

Na descontinuidade entre a Formação Guará e Formação Botucatu, neste momento ainda porvir, as fraturas no topo da Formação Guará são interpretadas por Scherer *et al.* (2005) como contrações formadas em areia com cimento de evaporito. A presença de rede de fraturas poligonais no campo de areia representa dessecação e rachaduras de uma superfície úmida e sugerem deflação eólica até o lençol freático. A este fenômeno são atribuídos a formação de clastos de silcreto em meio subaquoso de ambiente semi-árido (SCHERER *et al.*, 2006).

A abundância deste cimento silicoso na discordância entre as formações Guará e Botucatu age como uma camada resistente, promovendo a erosão diferencial. Hoje vemos o topo dos morros testemunhos nos municípios de Manoel Viana e São Francisco de Assis sustentados por este efeito de silificação (Machado, 2005).

Em trabalhos mais antigos (MACIEL FILHO, 1971; SUERTEGARAY, 1987 e VERDUM, 1997) a existência dos morros testemunhos para região é explicada pela silificação do arenito Botucatu. Esta interpretação é de uma data onde ainda não se havia proposto formalmente a existência da formação Guará, e vem persistindo como explicação em outros trabalhos para a região. Devido à existência de dúvida no mapeamento geológico sobre qual seria a formação rochosa dos morros testemunhos se coletou uma amostra do topo do cerro da esquina, situado a 190 m, para análise.

Sob a ótica da morfoscopia a amostra possui grãos foscos e pouco trabalhados, essencialmente subarredondados à angulares, com raríssimos grãos polidos. A granulometria, gráfico 2, condiz com a descrição do bloco norte da Formação Guará, caracterizada por arenitos bege e esbranquiçados, com granulometria fina à média, por vezes fina com matriz argilosa, compostos por principalmente por quartzo e subordinadamente por feldspato (SCHERER, 2006). Diferenciam-se dos grãos bem arredondados da Formação Botucatu, de

granulometria fina a grosseira. A Formação Guará pode ser observada na bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá em altitudes entre 200 m e 100 m.

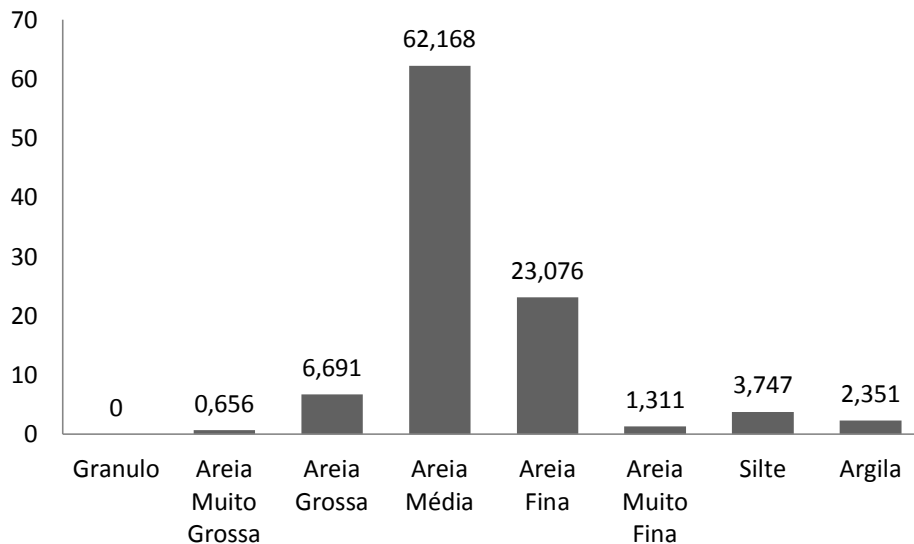


Gráfico 2. Granulometria de topo de Morro Testemunho.

Formação Botucatu.

Para a área de estudo vemos situada entre a Formação Guará, na base, e a Formação Serra Geral, no topo, a Formação Botucatu. Esta possui uma espessura média entre 50 m e 100 m na região entre os municípios de São Francisco de Assis e Manoel Viana (SCHERER, 2000 e MACIEL FILHO, 1971). Interpreta-se o início de sua idade de formação para o fim do Jurássico Superior e início do Cretáceo Inferior, com o cessar de sua evolução com a sobreposição dos derrames de lava que elaboraram a Formação Serra Geral, durante o Cretáceo (SCHERER, 2000).

A Formação Botucatu apresenta em sua caracterização granulométrica grãos quartzosos e localmente feldspáticos, bem selecionados de areais finas à grossas e com grãos bem arredondados (SCHERER, 2006; MACIEL FILHO, 1971 e MACHADO, 2005). O arenito possui feições de estratificação cruzada em grande escala com marcas de ondulação eólica, apresentando movimentação de grãos em sentido de subida e descida em perfil (SCHERER, 2005 e SOARES *et al.*, 2008). Sua coloração avermelhada, segundo Soares *et al.*, (2008) é resultado de um processo de laterização associado a infiltração da água, durante clima quente de estação seca.

A combinação destes elementos aponta para a interpretação de um campo de dunas em constante movimento. Este erg se desenvolveu no paleocontinente do Gondwana, em clima árido, e possui Formação correlata na Namíbia, denominada de Etjo (WARREN, 2013). O cessar de sua evolução está associado com a derivação continental que vem a separar América do Sul e África, seguida de uma série de fraturamentos e *rifts* que levam ao extravasamento de lavas para formação de basaltos, riolitos e outras rochas de menor expressão da Formação Serra Geral.

Esta sucessão de derrames de lava sobre o paleodeserto do Botucatu dota porções do arenito de uma qualidade diferenciada, silicificando-os. Segundo Montanheiro *et al.*, (2011) existe uma origem físicoquímica para a silicificação, entendida pela dissolução dos derrames basálticos e preenchimento silicoso nos poros do arenito Botucatu. Somados a isto ainda existe uma intercalação de camadas de arenito e sucessivos derrames da Formação Serra Geral, que levariam, neste contado, a criação de um arenito *intertrap*, de alta resistência aos processos erosivos.

Essa silicificação do Botucatu promove a erosão diferencial durante processos de aplainamento, e é marcado na área pela presença de um patamar arenítico ao final da escarpa do Planalto Meridional elaborado pela Superfície da Campanha (AB'SÁBER, 1969). Na área da bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá pode ser observada na forma de patamar arenítico-basáltico ou nas escarpas erodidas do Planalto, entre 250 m e 200 m.

Formação Serra Geral.

Dando continuidade a sequencia estratigráfica para a bacia do Arroio Inhacundá existe sobreposta a Formação Botucatu o registro de vulcanismo ocasionado pela ruptura do paleocontinente Gondwana. Este registro foi denominado formalmente por White (1908) como Formação Serra Geral, na bacia do Paraná, e possui correlação com as Formações Awahab e Tafelbert (PETRY, 2006) na Namíbia. Segundo Nardy *et al.*, (2008) as rochas desta Formação se encaixam no Período Cretáceo, em um curto espaço de tempo datado entre 133 e 130 milhões de anos atrás.

A Formação Serra Geral é composta por derrames de basalto, basalto andesitos, riolitos e riolito (NARDY *et al.*, 2008 e CPRM, 2009). Estas rochas

podem ser diferenciadas entre si através de suas características químicas, texturais e de arranjo entre sucessivos derrames, possibilitando dividi-la em seis fácies distintas (WILDNER, 2004). Dentre estas seis fácies apenas duas são encontradas no interior da área de estudo, sendo uma máfica: **Fácies Gramado** e uma félsica: **Fácies Caxias**.

A **Fácies Gramado** é composta por um conjunto de derrames de espessura máxima de 300 m (WILDNER *et al.*, 2005 e GODOY *et al.*, 2011) assentados sobre os sedimentos arenosos da Formação Botucatu. A este período ocorre a interdigitação entre derrames de basalto e sedimentos arenosos, gerando camadas de arenito resistente denominado de *intertrap*, não possuindo mais de 10 m de espessura cada (SCHERER, 2000). Esta interdigitação aponta a coexistência do deserto Botucatu com os sucessivos derrames de lava, até que cesse o aporte de sedimentos arenosos e se inicie um período de intensidade vulcânica, cuja gênese pode estar relacionada a um intervalo do vulcanismo (REIS *et al.*, 2014). Os sucessivos derrames geram rochas básicas com espessura entre 15 m e 30 m por derrame, composta de basaltos granulares finos a médios de cor cinza, contendo horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e intercalados com os arenitos Botucatu (CPRM, 2009). Na bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá pode ser observada entre cotas altimétricas entre 250 m e 400 m.

Sobreposta a esta fácies existe uma sequência de rochas ácidas agrupadas na **Fácies Caxias** (Wildner *et al.*, 2005 e Godoy, *et al.*, 2011). Esta fácies possui derrames espessos podendo chegar a 80 m de espessura por derrame de lava, e cujo empilhamento de derrames pode chegar entre 150 m e 450 m no centro oeste do Rio Grande do Sul (Nardy, 2008). Estes derrames são compostos predominantemente de riolitos a riolitos de composição intermediária a ácida, possuem coloração cinza claro a esbranquiçado. Apresentando por vezes uma matriz vítrea com aspecto mosqueado, informalmente denominada de “sal e pimenta” (Nardy *et al.*, 2008 e Godoy *et al.*, 2011). No interior da rocha ainda podem ser observados vesículas preenchidas por calcedônia e ágata (CPRM, 2009). Na bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá está presente nas maiores altitudes, entre 400 m e 425 m, o topo para a área em estudo.

Depósitos e coberturas Cenozóicas.

Do exposto até o momento se observa que as formações rochosas sedimentares e ígneas têm sua idade e gênese evolutiva datada para a Era Mesozoica. Estas rochas se apresentam expostas em superfície topicamente, em forma de afloramentos de menor ou maior extensão ou podem ser observados através de matacões e vertentes erodidas. Ainda é possível visualiza-las em corte para aberturas de estradas.

Caapeando os substratos rochosos acima descritos existem depósitos superficiais de origem Cenozoica, de rasos a profundos, produtos da erosão das Formações Guará, Botucatu e Serra Geral. Estes depósitos possuem idade e gênese distintas entre si, de acordo com o processo morfogenético a qual foram submetidos. Eles podem ser genericamente compreendidos de acordo com o compartimento geomorfológico que se apresentam hoje, mesmo que estes não tenham sido elaborados em condições atuais.

Depósitos Aluviais recentes e Depósitos de Terraços tem sido descritos e mapeados formalmente por inúmeros trabalhos (MACIEL FILHO, 1971, SANGOI, 2006 e CPRM, 2009). Os depósitos aluviais são relacionados à deposição de sedimentos inconsolidados de areias finas a grossas, com presença de cascalho e material siltico-argiloso (CPRM, 2009). Sua evolução é relacionada ao trabalho de erosão, transporte e deposição nas calhas e planície de inundação dos rios de tamanho mais expressivo da região, notadamente o Ibicuí e as porções média e inferior dos arroios Inhacundá e Caraí-Passos, no interior da bacia em estudo. Relacionados ao trabalho de esculturação dos cursos d'água se observam depósitos em forma de terraços fluviais de 3 m a 4 m de espessura, atestando a evolução e movimentação do rio Ibicuí e seus afluentes (MACIEL FILHO, 1971). Estas formas de deposição têm sido datadas para o Período Quaternário, Era Cenozoica.

Para as porções mais elevadas do relevo, e outros compartimentos que não as planícies fluviais, também podemos observar a cobertura de depósitos superficiais recentes entre os municípios de São Francisco de Assis e Manoel Viana, embora estes não tenham sido formalmente alvos de extensivos trabalhos de mapeamento foram identificados por Medeiros *et al.* (1989) *apud* Da-Rosa (2009). São denominadas de Unidade Cerro do Tigre e Unidade São João. A unidade Cerro do Tigre é caracterizada por pacotes sedimentares pós-cretácios de cor vermelha-

ocre, conglomerática na base, passando a areno-conglomerática e arenosa no topo, indicando origem fluvial. A unidade São João é constituída de areia fina muito friável, com estratificação cruzada, indicando sua origem para ambiente eólico.

Suertegaray (1987) ao estudar a geologia para área de ocorrência do processo de arenização no município de Quaraí, e mais tarde identificando também em São Francisco de Assis (Suertegaray, 1998), identifica duas unidades de origem Quaternária sobrepostas aos arenitos Mesozoicos.

Estas unidades são identificadas como A e B. A unidade A é encontrada em cotas altimétricas de 120 m a 140 m, identificada como uma unidade fluvial e encontra-se assentada em contato erosivo com a formação Botucatu, onde se identifica um pacote com conglomerado basal de seixos envoltos em matriz arenosa, sobrepostas por um pacote de estratificação cruzada indicando correntes de canais. Recobrimo esta ultima se identifica um pacote areno-argiloso de estratificação paralela, cuja sequencia deposicional indicaria uma variação ambiental de um deposito tipicamente fluvial para um ambiente de águas calmas a exemplo de um lago. Devido a sua posição estratigráfica a autora relaciona o pacote sedimentar da unidade A ao Pleistoceno.

A unidade B se sobrepõe ora a unidade Pleistocênica A ora arenitos Mesozoicos, e é constituída de depósitos arenosos eólicos não consolidados, dispondo-se topograficamente em áreas mais elevadas entre 140 e 180m. Suertegaray (1987) aponta sua formação para o Holoceno, associando-a a um ressecamento climático de um período anterior mais úmido que os depósitos da unidade A, do Pleistoceno.

Oliveira, M.G. (2011), Oliveira e Suertegaray (2012 e 2014) ao estudar as formações superficiais em São Francisco de Assis relacionam as unidades descritas A e B à análise de duas colunas sedimentares (T1 e T2) em diferentes compartimentos do relevo, demonstrando a evolução de rampas de pedimento e depósitos de várzea.

Os trabalhos indicam três fases para a evolução da área, a saber:

A primeira fase: ao que parece, no Pleistoceno superior, a região era caracterizada por áreas deprimidas inter-coxilhas ou rampas relacionados a áreas de *bajada*. Nessas áreas baixas de acumulação pequenos lagos poderiam aparecer e estabelecer sistemas a exemplo de banhados ou pântanos ao seu redor, enquanto

zonas mais elevadas deveriam ser de solos arenosos ocupadas por vegetação de campos, a exemplo dos que hoje existem.

A possibilidade da existência de áreas deprimidas e úmidas é indicada devido aos 42.000 anos A.P. e, novamente, aos 23.000 anos A.P., se observar a formação de camadas de turfa, datadas por C14. Estas estão relacionadas com ambientes pantanosos e com a presença de água em sub-superfície. Isto nos leva a pensar que, enquanto T1 representaria um ambiente de águas calmas e eventualmente aflorantes, marcada pela diminuição gradativa do tamanho de seus sedimentos depositados, T2, em posição topográfica mais elevada e com solo mal drenado, seria a borda deste banhado. Assim, neste momento, tanto T1 quanto T2 estariam relacionados ao compartimento de várzea até uma mudança climática responsável por, lentamente, soterrar a turfa em T2 e secar o lago em T1. O pacote sedimentar em análise revela que um período de ressecamento estaria começando, se bem que com intervalos sub-úmidos responsável por elevar o nível d'água o suficiente para, novamente, o aparecimento de uma turfeira em T1. Isto apresenta correlação com interpretação de Suertegaray (1987), quando descreve a unidade A, e aponta que se trata de um depósito inicialmente fluvial, passando para uma condição lacustre.

A segunda fase: provavelmente no Holoceno evidencia-se um avanço da unidade de rampas de pedimento sobre as zonas baixas, neste momento já colmatadas, onde depósitos arenosos avermelhados cobririam a área a exemplo de um lençol de areia, inclusive com uma linha de pedra inclusa, evidenciando um pico de semi-aridez ou período seco muito prolongado que fez com que o paleopavimento regional se apresentasse pedregoso. Neste momento, enquanto o compartimento de rampa deveria ser um manto de areia de vegetação escassa, as áreas deprimidas começam timidamente a ser invadidas por florestas galerias, devido ao início de condições úmidas.

Suertegaray, em sua tese, atribui a este tempo geológico depósitos eólicos, caracterizados pela autora como unidade B, correspondendo a uma fase recente do Holoceno. Não se espera, necessariamente, um novo período de aridez, mas provavelmente esta fase se relacionada a uma período seco quando precipitações não tão intensas, e quiçá mal distribuídas, permitiram uma evolução lenta da vegetação e uma atuação de processos eólicos em áreas descobertas que, por deflação, originaram aqueles depósitos eólicos. (SUERTEGARAY, 1998).

A terceira fase: se relaciona ao passado mais recente, onde, há pouco tempo, antes do atual, existiu um incremento da disponibilidade de água no ambiente, dissolvendo incrustações ferruginosas, entalhando as antigas várzeas, (vide as sangas atuais), e rampas, (vide atuais ravinas e voçorocas) e fornecendo condições suficientes para a formação do solo hidromórfico escuro que coroa ambos testemunhos estudados.

Estes pacotes sedimentares inconsolidados, descritos a cima, são alvo da interação morfogênese-pedogênese, principal foco de estudo neste trabalho. As formações geológicas Mesozoicas são interessantes ao estudo ao representarem o material parental para a formação destes depósitos, além de condicionar em contatos entre diferentes litologias o sentido preferencial do escoamento das águas.

As coberturas Cenozoicas representam as menores altitudes da região. Os depósitos aluviais se situam entre cotas de 100 m até 72m, a menor altitude da bacia. Os demais depósitos Cenozoicos que geram feições como coxilhas, rampas junto a encostas e várzeas se encontram entre 100 m e 200 m, e são apresentados no item Geomorfologia.

Estruturas Geológicas

Uma importante estrutura identificada na região diz respeito ao Domo de Itu, identificado por Carraro *et al.*, (1972). Ao estudar o padrão da rede de drenagem os autores identificam um padrão anelar associado a radial centrífugo, que denunciariam a existência do domo. Segundo Carraro *et al* apud Trentin (2007) a origem desta estrutura dômica estaria ligada a intrusão de um corpo ígneo lacólito, à época dos eventos vulcânicos que deram origem a Formação Serra Geral. Associados ao Domo de Itu se observa a existência de fraturamentos cuja direção preferencial seria NW-SE (MACIEL FILHO, 1971).

Trainini (2005) ao estudar o mapeamento geológico de Wildner *et al.*, (2005) identifica que no centro desta estrutura dômica se encontra uma zona saliente em relação aos terrenos adjacentes, com inclinação geral orientada no sentido norte-sul, onde seus limites estariam dentro de uma estrutura denominada como Muro de Manoel Viana.

Devido a soerguimentos crustais pós-mesozoicos até o tempo recente ocorreram alçamentos estruturais de blocos que colocaram por meio da

neotectônica as Formações Guará, Botucatu e Serra Geral em elevação no interior do Muro de Manoel Viana (figura 14), forçando uma retomada nos processos de erosão devido a alterações no nível de base regional.

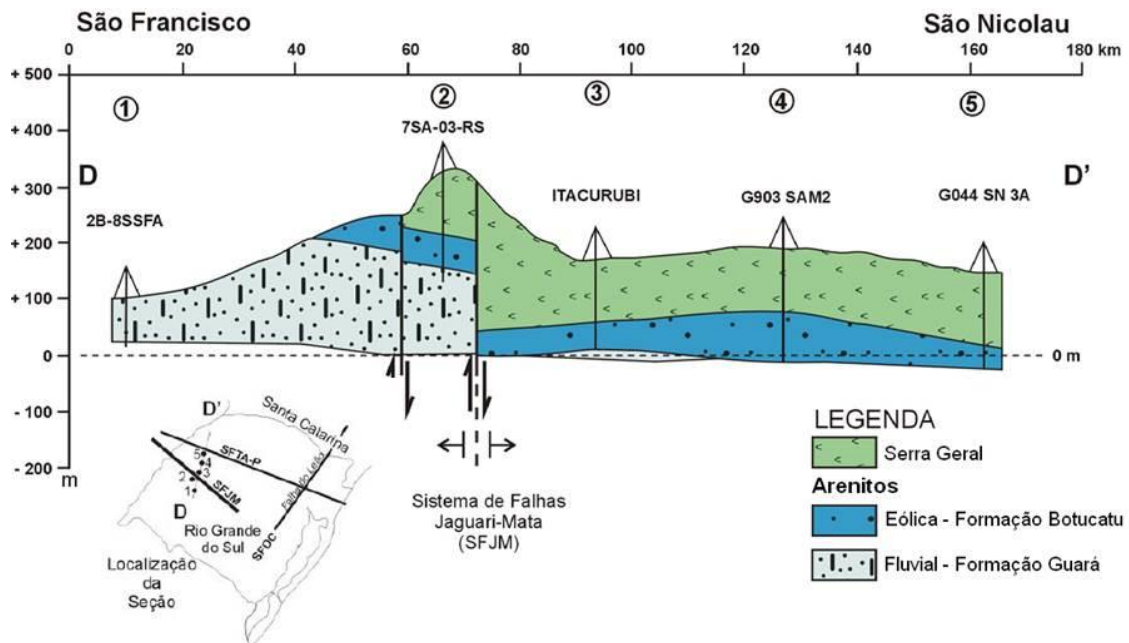
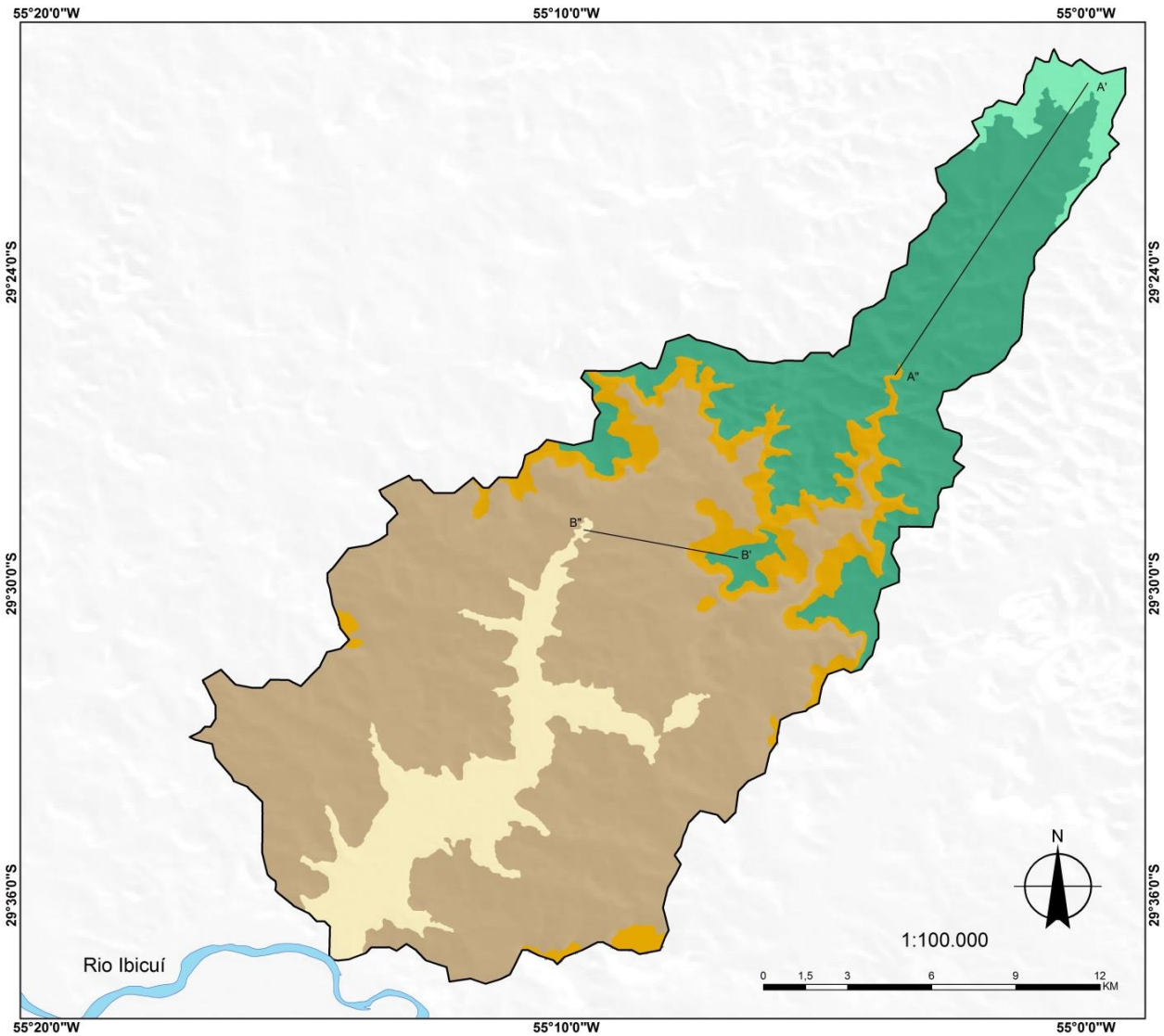


Figura 14. Alçamento no interior do Muro de Manoel Viana. Fonte: Modificado de Machado (2005) e Guasselli *et al* (2010)

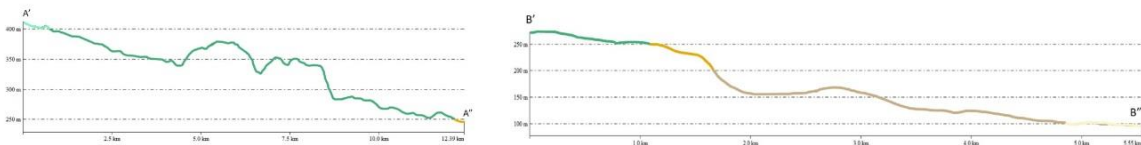
A distribuição das Formações geológicas no interior da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá é apresentada através da figura 15. Observa-se que as maiores altitudes se relacionam as porções recobertas pelo basalto, e vão gradativamente decaindo até o aparecimento das formações areníticas. O arenito Botucatu aparece comumente nas escarpas basálticas ou sustentando partes do patamar arenítico-basáltico e alguns morros testemunhos, enquanto o arenito da Formação Guará é indicado como substrato dos depósitos cenozoicos não incorporados ao mapeamento litológico. Os depósitos aluviais aparecem no mapeamento nas áreas mais rebaixadas, ocupadas por rios de 5^a a 6^a ordem, onde se tornam mais espessos, embora eventualmente se associem a rios de menor ordem, mas sem tamanho suficiente para que apareçam no mapeamento.

Mapa Litológico da Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



Formação	Idade	Média da Cota Altimétrica	Área na Bacia (km ²)	(%)
Depósitos Aluviais	Quaternário	< 100m	39,34604	10,91
Serra Geral: Fácies Caxias	Cretáceo	> 400m	7,97186	2,21
Serra Geral: Fácies Gramado	Cretáceo	250 m a 400 m	80,45268	22,32
Botucatu	Juro-Cretáceo	200 m a 250 m	26,04206	7,22
Guará	Jurrásico	100 m a 200 m	206,7098	57,34

Perfis Topográficos



Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: 1) Cartas Topográficas do DSG 1:50.000, folhas: São Francisco de Assis(1968), Vila Kramer (1978), Manoel Viana (1978), Boa Esperança(1992). 2) Imagem de radar SRTM, folha SH-21-X-D. 3) Mapa geológico 1:750.000 do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2008); 4) Mapas Geológico IBGE 1:250.000 folha SH-21-X-D 5) Mapa geológico 1:50.000 da folha Vila Kramer (AUZANI, G.M 2010); Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 15. Mapa litológico da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.

4.4 Geomorfologia.

O item geomorfologia é analisado em três partes. A primeira diz respeito ao quadro morfométrico, utilizado para a análise do segundo e terceiro itens. O segundo item trata da compartimentação e individualização das formas de relevo. O terceiro item trata das feições superficiais e sua relação com os itens 1 e 2.

Variáveis Morfométricas.

Para posterior cruzamento com cada compartimento e feição superficial identificada e mapeada na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá se fez necessário antes a elaboração de quadros morfométricos da bacia. Foram utilizados três variáveis morfométricas, Altimetria, Declividade e Forma do Terreno, descritas a seguir de forma geral para toda bacia e melhor setorizados no item Compartimentação das Formas de Relevo.

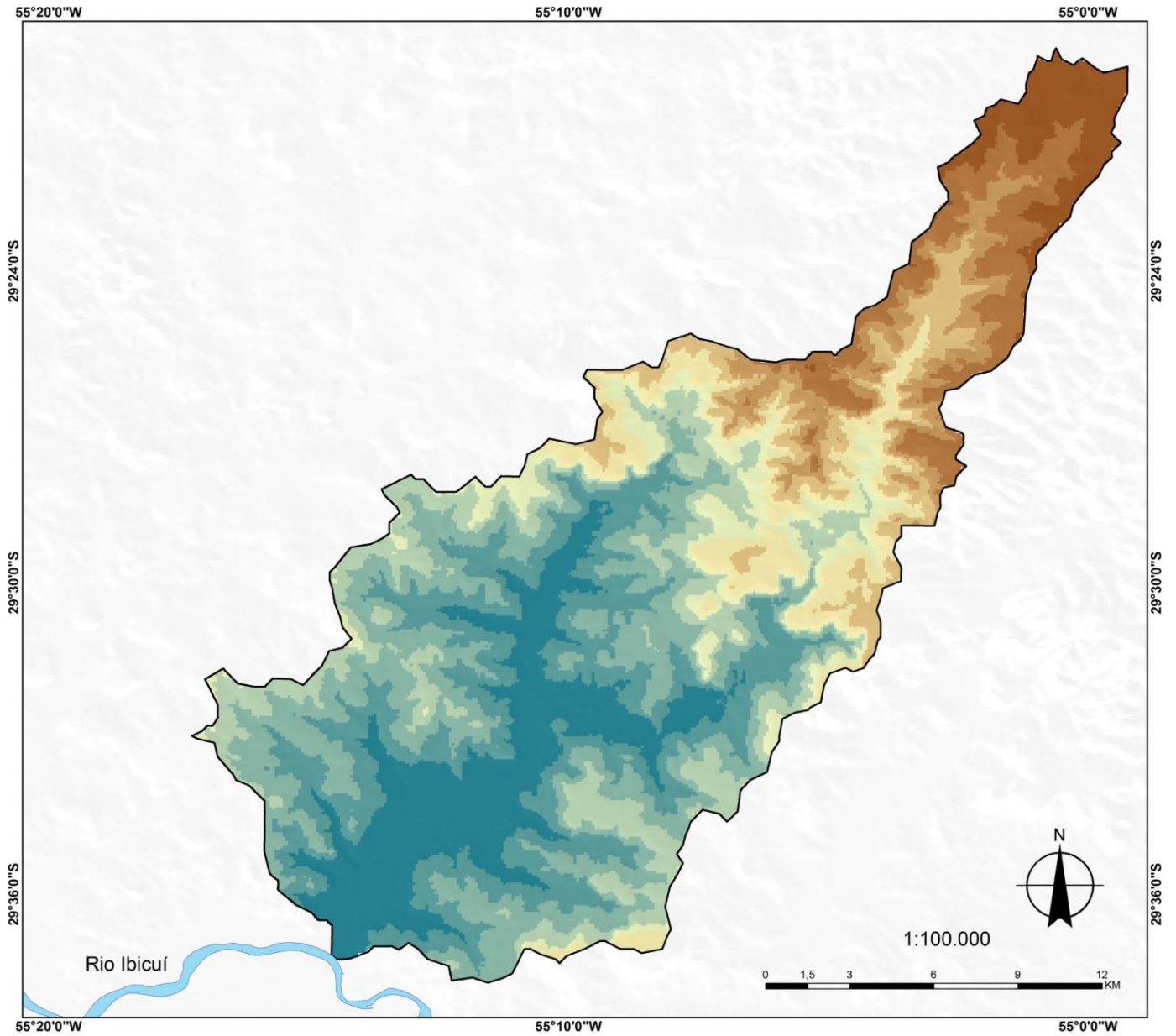
Pela variável altimétrica se observam valores que vão desde 429 m até 72 m, apresentando uma diferenciação de 357 m do ponto mais elevado ao mais rebaixado no interior da bacia. Observando-se o mapa, figura 16, vemos os valores mais elevados de diferentes tons de marrom e bege representando o Planalto Meridional e suas escarpas até o patamar arenítico-basáltico que marca a transição entre o Planalto Meridional e a Depressão Central. Eventualmente, no interior da Depressão Central Sul Rio-Grandense representada pelas cores verdes, aparecem valores intermediários de coloração bege que apontam a existência de morros testemunhos e morrotes em diferentes estágios de erosão. Os menores valores altimétricos estão presentes nas áreas de várzea ocupadas por depósitos aluviais quaternários, diminuindo conforme se aproximam do rio Ibicuí.

A declividade, figura 17, se distribui em cinco das seis classes propostas pela EMBRAPA (2006), não sendo observável as faixas acima de 75 % de relevos escarpados. A classe de maior expressão no interior da bacia corresponde a um relevo suave ondulado (3 a 8 %), encontrado tanto nas maiores altitudes do Planalto Meridional quanto em variados setores das coxilhas no interior da Depressão Central. A segunda classe de maior ocorrência é o terreno ondulado (8 a 20 %), presentes principalmente nos compartimentos de rampa e coxilhas, embora seja encontrado nas escarpas do vale encaixado contiguas as encostas do Planalto. A terceira classe mais encontrada é o de relevo forte ondulado (20 a 45 %), bem

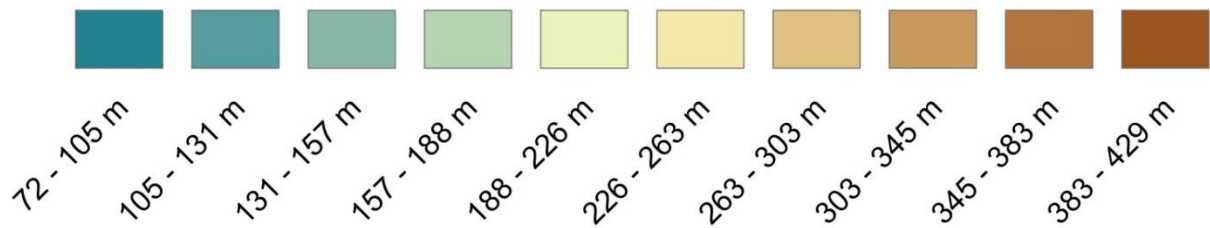
representado pelas diferentes encostas no interior da bacia. A quarta classe mais encontrada é a de relevo plano, quase toda confinada a várzea dos arroios Inhacundá e Carai-Passos, embora esteja presente nos topos de morros testemunhos e algumas coxilhas. A classe menos encontrada, de relevo montanhoso (45 a 75 %), está presente somente nas encostas mais íngremes do patamar arenítico-basáltico e eventualmente nas encostas do Planalto que emolduram o vale encaixado.

A forma do terreno, figura 18, é a variável de maior complexidade, sendo encontradas todas as classes distribuídas em quase todos os compartimentos. De forma geral os valores mais encontrados são os convergentes-retilíneos, associados ao trabalho morfogenético dos cursos d'água em suas planícies. Em segundo os valores divergentes-retilíneos são os mais presentes, associados ao terço médio das coxilhas e rampas arenosas. A análise das formas do terreno é feita de maneira mais detalhada no cruzamento com as feições superficiais erosivas e deposicionais, adiante no texto.

Mapa Hipsométrico da Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



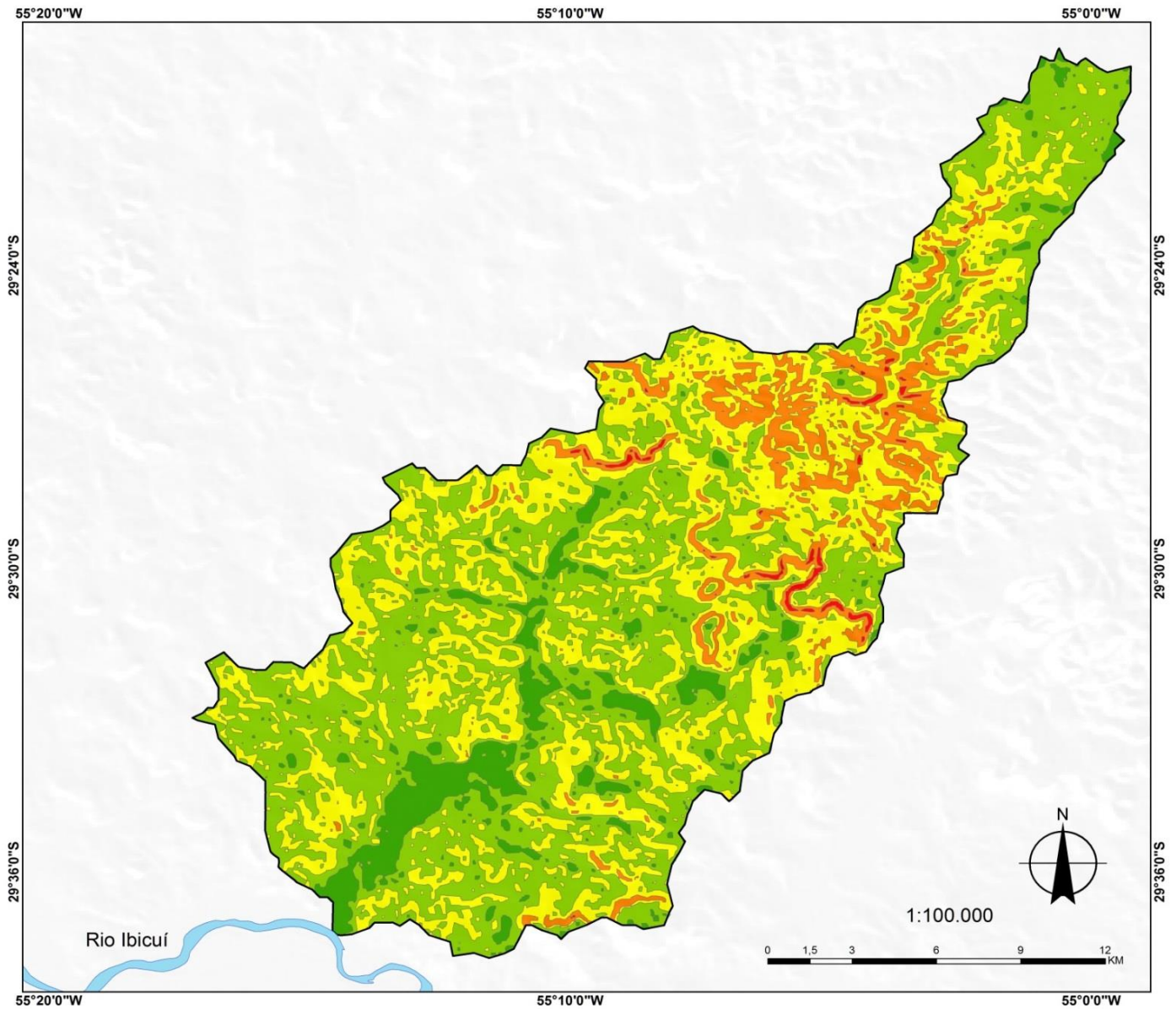
Classes de Altimetria:



Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Imagem SRTM: Folha SH-21-X-D, EMBRAPA. Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: Janeiro de 2015. Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 16. Mapa Hipsométrico da bacia do arroio Inhacundá.

Mapa de Declividade da Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS

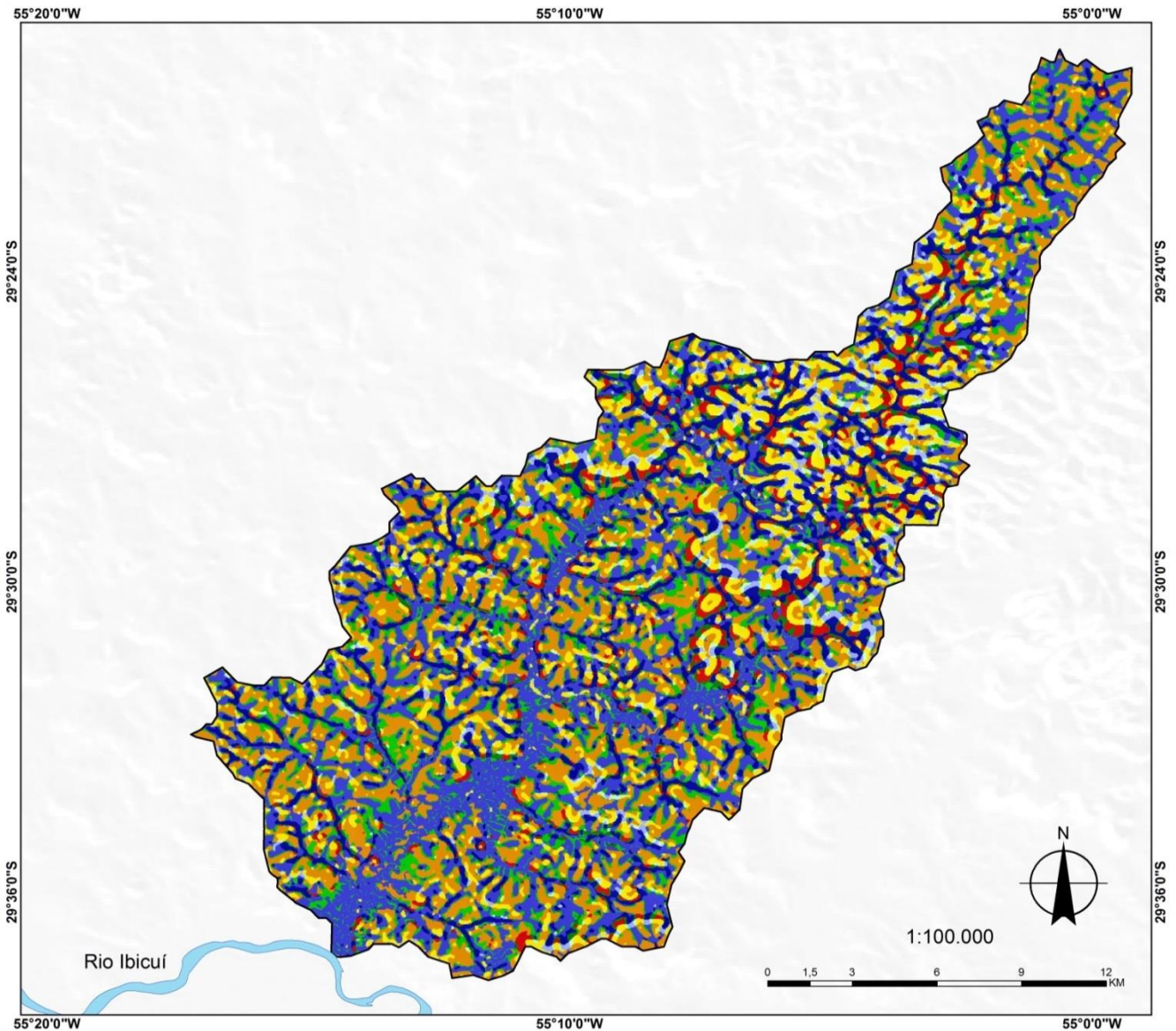


Relevo	Declividade	Área na bacia (km ²)	(%)
Plano	0 a 3 %	27,98663	7,76%
Suave Ondulado	3 a 8 %	162,7821	45,15%
Ondulado	8 a 20 %	137,9337	38,25%
Forte Ondulado	20 a 45 %	30,07986	8,34%
Montanhoso	45 a 75 %	1,82651	0,50%

Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: Folha 29S55SC, VALERIANO, M. M. TOPODATA: Banco de dados Geomorfométricos do Brasil. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/topodata/>>. Acesso em Janeiro de 2015. Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 17. Mapa de Declividade da bacia do arroio Inhacundá.

Mapa de Forma do Terreno da Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



Curvatura Horizontal	Curvatura Vertical	Área na bacia (km ²)	(%)
Convergente	Côncava	48,61516	13,48%
Convergente	Retilínea	91,84997	25,50%
Convergente	Convexa	9,40021	2,60%
Planar	Côncava	14,47661	4,01%
Planar	Retilínea	43,1405	11,96%
Planar	Convexa	9,13493	2,53%
Divergente	Côncava	16,61044	4,60%
Divergente	Retilínea	83,60101	23,20%
Divergente	Convexa	43,70488	12,12%

Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: Folha 29S555FT, VALERIANO, M. M. TOPODATA: Banco de dados Geomorfométricos do Brasil. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/topodata/>>. Acesso em Janeiro de 2015. Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura18. Mapa de Formas do Terreno da bacia do arroio Inhacundá.

Compartimentação das Formas de Relevo.

A bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá se insere inteiramente dentro da grande unidade Morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná, onde observa-se duas unidades morfoesculturais: O Planalto Meridional e suas escarpas, localizada na porção norte da bacia, e a Depressão Central, localizada na porção sul.

A história da compartimentação do relevo no Rio Grande do Sul está intimamente ligada a participações sucessivas de fases de pediplanação resultantes em superfícies de aplainamento que arrasaram diferentes formações geológicas e, hoje, são perceptíveis através da paridade topográfica que seus topos apresentam. Ab'Sáber (1969b) ao estudar o quadro geomorfológico do RS identifica e apresenta uma explicação genética para cinco diferentes superfícies de aplainamento, apontadas como Superfície de Vacaria (entre 950 – 1.100 m), Superfície de Caçapava do Sul (entre 450 – 460 m), Superfície Cerro da Cadeia (300 -320 m), Superfície da Campanha (200 – 220 m) e Superfície de Gravataí (50 – 60m) e congêneres (situados entre 50 – 100 m abaixo da Superfície da Campanha).

Devido à localização da bacia em estudo (entre 72 – 429 m) apenas três das superfícies apontadas por Ab'Sáber são hoje encontradas, identificados através do nivelamento topográfico remanescente em seus topos. Como explicado no item geologia, a região sofreu soerguimento pós-mesozoicos que alçaram o terreno a altitudes maiores que os adjacentes ao Muro de Manoel Viana, assim verificamos valores pouco mais elevados do que aqueles descritos por Ab'Sáber em uma análise de escala regional.

A mais alta e antiga superfície de aplainamento identificada no interior da bacia é aquela que Ab'Saber (1969b) denominou de Superfície Cerro da Cadeia. Ocorre no Paleógeno a elaboração desta superfície, onde a altimetria indicada gira entre 300 e 320 m, embora na área em estudo observa-se que seus limites estão ligeiramente acima, enquadrando-se entre 300 e 350 m e localizadas no planalto e suas escarpas. Para o autor os remanescentes desta superfície são encontrados hoje nos bordos da Depressão Central gaúcha em sua conexão com as diferentes escarpas que a circundam - do Escudo Uruguaio Sul-Riograndense, do Planalto Meridional e da Cuesta do Haedo, embora se estendendo por seu reverso. Estando os testemunhos da elaboração desta superfície nas bordas da Depressão Central, espera-se que, a grosso modo, o paleoespaço do Cerro da Cadeia ocupasse o que

hoje é a Depressão Central, pois provavelmente estes remanescentes estariam conectados, configurando um antigo nível topográfico. A partir do final da elaboração desta superfície a ocorrência de novos entalhamentos resultaram na elaboração da Cuesta do Haedo devido a fixação para oeste do rio Ibicuí, instalando-se em forma de drenagem consequente e obrigando seus afluentes a se expandirem subsequentemente.

Em nova retomada de processos de aplainamento, no Neogeno, existe a elaboração da denominada Superfície da Campanha. Esta se configura como uma superfície interplanáltica, desenvolvida nos terrenos sedimentares Paleozóicos e Mesozóicos entre as escarpas do Escudo e do Planalto. Ocupando já no início de sua formação a mesma posição da antiga Superfície Cerro da Cadeia a Superfície da Campanha teve de reescavar um terreno previamente aplainado através da qual uma pedimentação marcante conseguiu “penetrar um pouco no Escudo e um pouco na zona basal marginal dos derrames” (AB’SABER, 1969b, p. 7). Embora no início da formação da Superfície da Campanha existiu grande probabilidade de circundesnudação em fase úmida, responsável por escavar o compartimento, ocorreu o trabalho de grandes cursos d’água, configurando uma drenagem exorréica responsável por carrear o aporte de sedimentos gerado pela pediplanação em clima árido posterior.

Devido às condições exorréica não se observaria depósitos correlativos nas formas remanescentes desta superfície, mas sua principal denuncia estaria na paridade altimétrica nos mais diversos pontos da Superfície da Campanha e na capacidade de aplainar por igual vários tipos de litologias e de idades distintas, a exemplo das formações Botucatu e Guará para área em estudo, mas se estendendo pelas formações Santa Maria, Sanga do Cabral e Pirambóia no centro da Depressão Central. A paridade altimétrica utilizada por Ab’Sáber (1969b) para identificar esta superfície é apontada entre 200 e 220 m, embora na área da bacia ela é vista entre 200 e 250 m, observáveis no nivelamento dos topos de morros testemunhos e patamar arenítico-basáltico. Após o término generalizado da elaboração desta superfície é que se definem os vales dos rios Ibicuí, drenando para o Oeste, e o Jacuí, drenando para o Leste, como hoje observamos. Assim a superfície da Campanha afeiçoou aproximadamente os limites da atual Depressão Central, impedido seu avanço por litologias mais resistentes do Escudo e dos rebordos dos planalto da Formação Serra Geral.

Com o rebaixamento do nível do mar durante glaciações no Pleistoceno ocorrem fases mais secas tanto nas zonas sublitorneas quanto principalmente na interior do continente, que levam a novas fases de elaboração do relevo. Esta retomada de erosão devido a um ressecamento climático do Plioceno para o Pleistoceno estaria associado a superfície do Gravataí (50 – 60m), cronologicamente bem mais nova que a superfície da Campanha e que é descrita por Robert Morris apud Ab'Sáber (1969b) no desvão de relevo situado entre o de Porto Alegre e as escarpas areníticas do alinhamento Sapucaia-Itacolomi-Morungava e nos terraços do rio Jacuí e seus maiores tributários. No entanto Ab'Sáber (1959) também aponta a ocorrência de níveis de pedimentos embutidos entre 50 e 100 m abaixo da Superfície da Campanha no interior do continente e congêneres a superfície de Gravataí.

A retomada de erosão pós-superfície da Campanha configura níveis parciais de erosão dando origem a baixas coxilhas e desgastando os remanescentes da antiga superfície da campanha. A proposição de um nível mais recente de pedimentação embutido na superfície da Campanha não é apenas de Ab'Sáber, levando em conta que Andrade et al (1963) já relatam entre o trecho do município de Bagé até Treinta y Tres, no nordeste uruguaio, um embutimento de pedimentos mais novos que declinam entre cotas de 160m até 130m. Suertegaray (1987) embora sem relacionar com um nível mais novo de pedimentação embutida na superfície da Campanha, descreve diferentes coberturas superficiais mais novas e abaixo da Superfície da Campanha, depositadas ao ritmo das flutuações climáticas Quaternárias. Devido à cota altimétrica destes depósitos (120 – unidade A e 160 – Unidade B) é possível que se trate de um embutimento restrito contemporâneo a superfície de Gravataí, enquadrando-se nos valores de 50 a 100 metros abaixo da Superfície da Campanha (200 – 220m). Oliveira (2011) também aponta níveis recentes de embutimento abaixo da superfície da Campanha para a região de São Francisco de Assis, identificando o avanço e retração de rampas de pedimentos em área atual de várzea, a uma altitude de 130 – 180 m, semelhantes as demais descrições de níveis de pedimentos embutidos. No interior da bacia se observam também um conjunto de rampas, coxilhas e várzeas localizadas a baixas altitudes, inferiores aos 200 – 250m do topo da Superfície da Campanha, relacionáveis a esta recente retomada de erosão.

A seguir são expostas os padrões de formas de relevo individualizadas encontradas nos dias atuais, mas elaborada pelas sucessivas fases de erosão e deposição que atuaram, pelo menos, desde o Paleogeno.

1. Planalto.

O Planalto, figura 19, possui uma extensão total de 63,62471 km², correspondendo a 17,50 % da área total da bacia. Se situa nas faixas altimétricas entre 270 e 429 m, o topo da bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá. As principais faixas de declividade encontrada correspondem ao intervalo de 0 a 3 %, correspondendo a um terreno plano na porção norte do compartimento. Conforme a altitude decresce a declividade sofre um incremento próximo ao limite com as áreas de encostas, onde a faixa de declividade encontrada é um terreno ondulado, de 8 a 20 %, no setor sul do compartimento (entre 270 e 300 m). A forma do terreno que melhor a representa é a divergente, em sua curvatura horizontal e retilínea, em sua curvatura vertical. Algumas parcelas próximas a suas encostas apresentam curvatura horizontal convergente e curvatura vertical convexa.

Interessante fato é o perfil em degraus que este compartimento apresenta, principalmente nas altitudes intermediárias de sua porção norte. Estes degraus se configuram em um terreno plano, entre 300 e 350 m, figura 20, e são relacionados ao trabalho de aplainamento da Superfície Cerro da Cadeia.

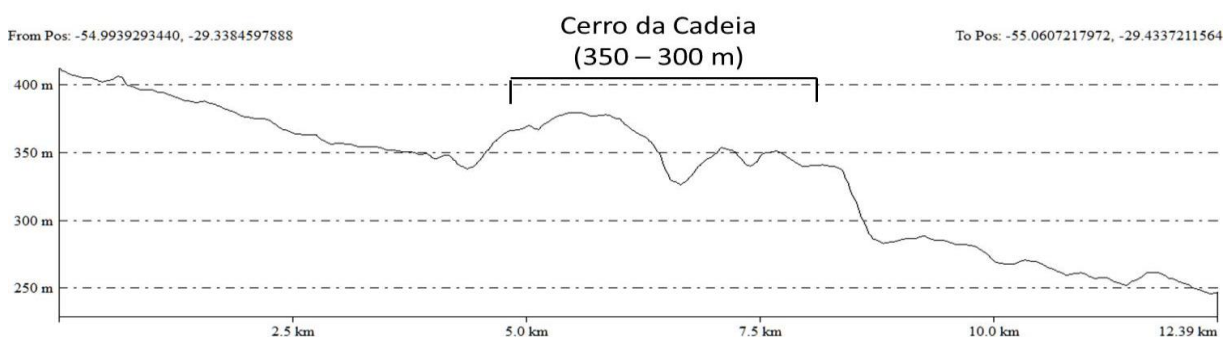


Figura 20. Perfil N-S do Planalto, apresentando degraus planos correspondentes à Superfície Cerro da Cadeia. Fonte: Elaborado pelo autor.

O Planalto se encontra inteiramente dentro dos limites da Formação Serra Geral, e corresponde a parte do Planalto Meridional. Não foi observado nenhum tipo

de processo erosivo do tipo ravinamento ou voçorocamento, bem como nenhuma ocorrência de manchas arenosas. É possível verificar afloramentos rochosos de basalto nos cortes para abertura de estradas e em setores de menor altitude, entre 270 e 280 m. O compartimento é bem recoberto por vegetação de herbáceas, embora quando se instala a rede de drenagem surgem pequenas matas galerias associadas. As nascentes se caracterizam por serem depressões rasas e úmidas, preenchidas de sedimentos e matéria orgânica.



Figura 19. Planalto, em sua porção norte. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

2. Vale Encaixado

O compartimento denominado de Vale Encaixado, figura 21, possui extensão de 13,52241 km², correspondendo a 3,71% da área total da bacia. Se situa nas faixas altimétricas entre 205 a 322 m. A respeito de sua declividade se aponta a faixa de suave ondulado (3 a 8 %) em seus setores mais alargados e ondulado (8 a 20 %) em seus setores mais estreitos. A forma do terreno apresenta, de forma expressiva, a curvatura horizontal divergente e a vertical côncava.

O vale encaixado é produto do entalhe do Arroio Inhacundá quando instalado no Planalto Meridional. Devido ao processo erosivo de entalhamento fluvial o arroio

Inhacundá escavou parcialmente a Facie Gramado da formação Serra Geral, expondo nos setores de média altitude as rochas da Formação Botucatu, encontrando-se o compartimento sobre estas duas formações. Possui um desnível entre o talvegue e as encostas ao seu redor de 55 m em média. Seus setores mais largos apresentam 1 km de comprimento, enquanto os mais estreitos possuem de 300 a 500 m. Não são identificados processos erosivos lineares do tipo ravina ou voçoroca, bem como nenhuma ocorrência de mancha arenosa. As vertentes contíguas à calha do rio se apresentam densamente vegetadas por formações arbóreas e, por vezes, apresentam afloramentos de basalto e arenito Botucatu.



Figura 21. Vale Encaixado em Imagem Obliqua. Fonte: Elaborado pelo autor.

3. Patamar Arenítico-basáltico.

O Patamar arenítico-basáltico, figura 22, possui 14,83691 km² de extensão, perfazendo 4,08 % da área total da bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá. Sua altitude encontra-se na faixa entre 220 m a 270 m. Analisando a faixa de declividade que se encontra observam-se terrenos em duas faixas, associados às diferenças litológicas. Quando associado ao arenito Botucatu (220 – 250 m) forma um terreno

ondulado (8 a 20%) e quando associado ao basalto da Fácies Gramado (250 – 270 m) forma terrenos suavemente ondulados (3 a 8%). Quanto à forma do terreno, em maior expressão, apresenta a curvatura horizontal divergente e vertical retilínea. Em menor expressão se encontram formas de curvatura horizontal planar e vertical retilínea.

O patamar arenítico-basáltico configura um degrau de superfície tabular com estrutura resistente ao fim da escarpa do Planalto Meridional, figura 23, em transição para a Depressão Central. Devido a suas características é relacionado à Superfície de aplainamento da Campanha. Segundo Ab'saber (1969b) este período de aplainamento forçou o recuo de arenitos da Formação Botucatu e por vezes os próprios terrenos basálticos, em médias entre 200 m e 220 m para a região da Campanha. Vale ressaltar que estas medidas são uma média para uma superfície muito mais abrangente que a porção da área de estudo, que aparentemente tem seu limite superior para 250 m ou 270 m no interior da bacia. Devido à posição imediatamente sotoposta do arenito Botucatu ao basalto da Serra Geral e sua resistência aos processos erosivos provavelmente está é uma porção silicificada. É improvável que se trate de uma seção *intertrap*, pois sotoposta a ela não se observa outro derrame de lava, mas sim o arenito da Formação Guará.

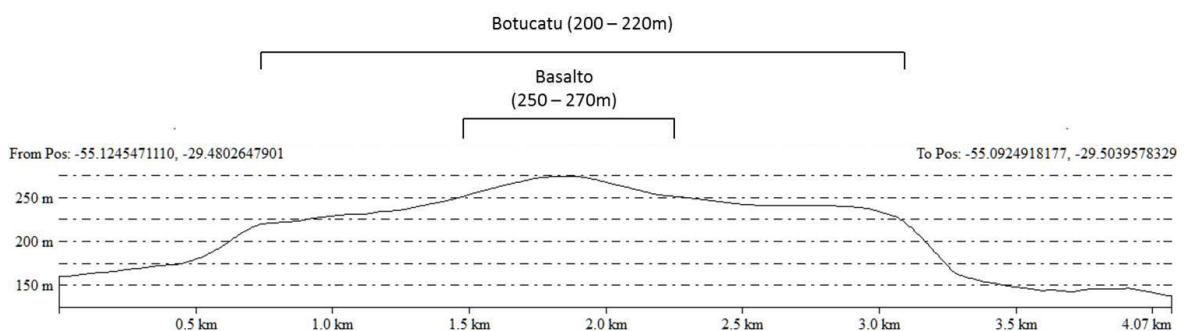


Figura 23. Perfil E-O do Patamar arenítico-basáltico, apresentando à Superfície da Campanha. Fonte: Elaborado pelo autor.

Neste compartimento, sobre o arenito Botucatu, é possível observar a presença de poucas ravinas, mas nenhuma voçoroca ou areal. Os afloramentos rochosos são predominantemente de basalto, embora também ocorram afloramentos de Botucatu. A vegetação que ocorre é a de campo, apresentado algumas porções de baixa densidade de cobertura herbácea.



Figura 22. Em primeiro plano observa-se compartimento de coxilhas, enquanto ao fundo se eleva o patamar arenítico-basáltico. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

4. Encostas

O compartimento de encostas, figura 24, possui extensão total de 28,11504 km², correspondendo a 7,73 % da área total da bacia. Estas áreas são entendidas como uma ruptura de declive contígua a outros compartimentos mais elevados e, para melhor descreve-las, se opta por separá-las por sua associação com as diversas formas, a saber.

Quando as encostas se localizam contíguas ao Planalto e Vale Encaixado possuem 18,65653 km² de extensão, ou 5,13 % da área da bacia. Possuem a declividade dentro da faixa forte ondulado (20 a 45 %) e a forma de terreno que a melhor caracteriza é a divergente em sua curvatura horizontal e a retilínea em sua curvatura vertical. Estas encostas surgem tanto na Formação Botucatu (entre 200m e 250m) quanto na Fácies Gramado da Formação Serra Geral (entre 250m e 366m),

dependendo da posição altimétricas em que se encontram. Não foram identificadas nenhuma feição erosiva do tipo ravina ou voçoroca, bem como não há ocorrência de manchas arenosas. Estas encostas apresentam-se densamente vegetadas por formações arbóreas.

Quando contiguas ao Patamar Arenítico-Basáltico apresentam extensão total de 5,98165 km², ou 1,64 % da área da bacia. Sua declividade é mais acentuada, representada por um terreno montanhoso (45 a 75 %). A forma do terreno que melhor a representa é a convergente em sua curvatura horizontal e convexa em sua curvatura vertical. Estas encostas se associam majoritariamente a Formação Botucatu quando dispostas no intervalo altimétrico de 200 m a 220 m, e adentrando na Formação Guará nas altitudes de 150 m a 200 m. Não foram identificadas manchas arenosas, ravinas ou voçorocas. Estas encostas apresentam-se densamente vegetadas por formações arbóreas.

Quando apresentam ruptura com morros testemunhos perfazem uma área total de 2,85197 km², ou 0,78 % da área da bacia. Sua declividade encontra-se nas faixas de 20 a 45 %, representados por um terreno forte ondulado. A forma do terreno que a melhor representa é a divergente em sua curvatura horizontal e côncava em sua curvatura vertical. Quanto sua posição altimétrica é de difícil enquadramento, visto que depende da situação que se encontra o morro testemunho à que a encosta se associa. Em termos gerais se aponta a faixa entre 200 m e 150 m, todas correspondentes ao arenito da Formação Guará. Estas encostas apresentam-se bem vegetadas por formações arbóreas, mas não raro existem afloramentos rochosos associados. Não são encontradas manchas arenosas ou episódios de ravinamento e voçorocamento, muito embora no contato da encosta com as rampas arenosas existam inúmeras ravinas, mas no mapeamento são incorporadas ao compartimento de rampa.

Por fim, quando associadas aos morrotes, apresentam extensão de 0,62489 km², ou 0,17 % da área da bacia. Sua declividade é mais suave que nos morros testemunhos, caracterizando relevos ondulados, de 8 a 20 %. A forma do terreno é divergente em sua curvatura horizontal e convexa em sua curvatura vertical, mas por vezes, quando surgem cabeceiras de drenagem, apresenta nestes setores uma curvatura horizontal convergente e vertical côncava. Assim como nas encostas de morros testemunhos a Formação Guará é a encontrada. Não é perceptível nenhum evento erosivo linear ou manchas arenosas nestas encostas. Estas encostas

também apresentam boa cobertura vegetal de formações arbóreas associadas a afloramentos rochosos e matacões depositados em seu sopé.



Figura 24. Ao fundo observa-se encosta do patamar arenítico-basáltico, bem vegetado, e a frente encosta em morro testemunho com presença de afloramentos rochosos. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

5. Morro Testemunho

O compartimento de morros testemunhos, figura 25, possui uma área total de 4,18987 km², ou 1,15 % da área total da bacia. São caracterizados por topo plano (0 a 3% de declividade) e à medida que se aproximam da ruptura de suas encostas adquirem suave ondulação (3 a 8 %). A forma de seu topo é divergente em sua curvatura horizontal e retilínea em sua curvatura vertical, e conforme se aproxima de sua encosta adquirem um padrão convexo em sua curvatura vertical. Possuem uma altimetria variada, podendo enquadrar seus valores mais baixos entre 190 m e 200 m e em seus valores mais elevados entre 210 m e 250 m, conforme a figura 26.

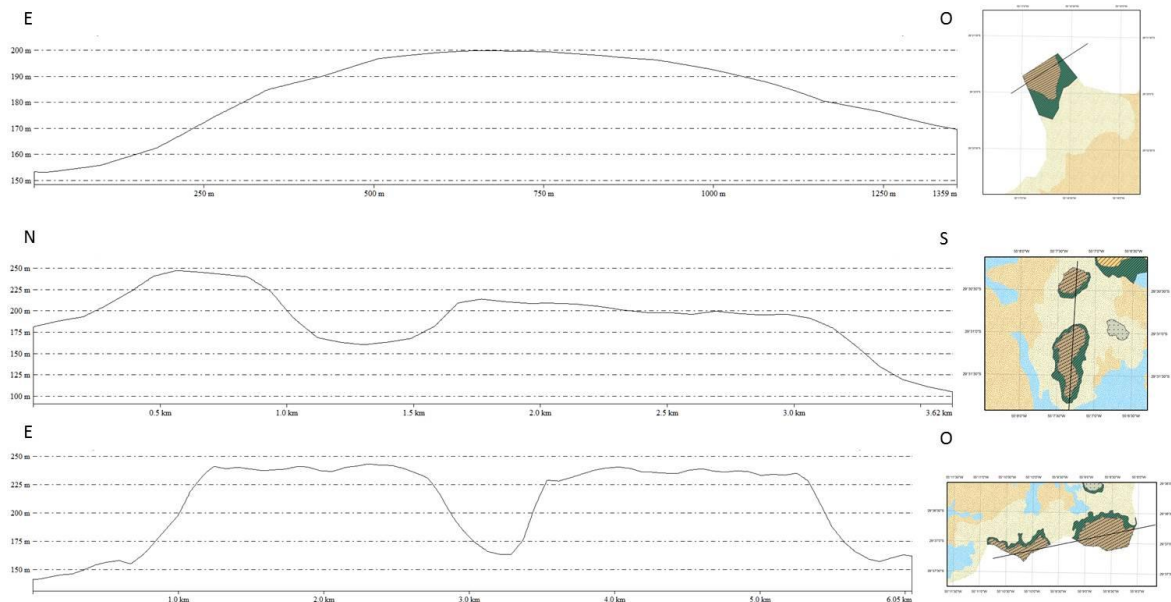


Figura 26. Perfis topográficos de variados morros testemunhos, com orientação Este - Oeste e Norte Sul. Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise dos morros testemunhos apresenta duas características relevantes sobre a evolução regional da área. A primeira, devido suas posições topográficas e topo plano, denunciam a existência da superfície de aplainamento da Campanha. Novamente os valores que se enquadram para a o topo da superfície, na área da bacia, devem girar ao redor dos 200 - 250 m.

A segunda característica se dá justamente pela existência destes morros testemunhos. Como o nome da forma sugere, estes morros testemunham o recuo paralelo das vertentes do Planalto Meridional, onde a desagregação mecânica causada pela contração e expansão da rocha em intensa amplitude térmica e em clima árido ou semiárido faz com que as vertentes, provavelmente paredões verticais de rocha exposta, se decomponham e recuem paralelamente. Por vezes podemos observar formas residuais tabulares de topo mais resistente que os materiais friáveis ao seu redor e que não chegam a ser completamente erodidos pelo recuo paralelo, dando origem a estas formas. Estas formas ocorrem no interior da Depressão Central, precedendo as frentes do Planalto.

Pelas análises realizadas em amostra do topo de um dos morros testemunhos, a 190 m, foi indicada rocha da Formação Guará. O contato desta formação com a Formação Botucatu apresenta cimento silicoso, configurando uma

camada mais resistente e propiciando a erosão diferencial que denudou as áreas menos resistentes ao seu redor.

No entanto não parece provável que todos os morros testemunhos da região estejam relacionados à camada silicificada do arenito Guará, visto que esta forma relictica aparece em altimetrias variadas, de 190 m até 250 m. Na área da bacia é possível encontrar morros testemunhos com topo situado acima dos 200 m, cota altimétrica que apresenta o contato das Formações Botucatu e Guará. Visualizando o terceiro perfil da figura 26 vemos dois destes morros testemunhos com topo entre 240 m e 250 m, enquanto a topografia ao seu redor, próximo ao rio Ibicuí, apresenta altitudes girando ao redor de 70m. Parece improvável que o soerguimento no interior do muro de Manoel Viana tenha alçado o arenito Guará, próximo ao rio Ibicuí, as mesmas altitudes do Patamar arenítico-basáltico ao final da escarpa do Planalto Meridional sem alçar também as demais formações ao seu redor. Além disso a altitude que o topo destes morro testemunhos se encontram (240 – 250 m) é identificado como o limite entre o contato das Formações Botucatu e o basalto da Serra Geral.

Assim ainda se tem como válida a explicação do arenito Botucatu silicificado sustentar o topo de morros testemunhos em altitudes superiores aos 200 m, enquanto os topos inferiores e dentro deste limite devam ser sustentados pelo cimento silicoso da Formação Guará.

Os morros testemunhos não apresentam feições erosivas lineares, bem como não apresentam a ocorrência de manchas arenosas. Seus topos são bem recobertos por formações herbáceas.



Figura 25. Morro testemunho com a presença de areal no compartimento de rampa. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

6. Morrotes

O compartimento denominado de morrotes, figura 27, possui extensão de 1,59928 km², ou 0,43 % da área da bacia. Sua declividade se situa em duas faixas: de suave ondulado (3 a 8%) e ondulado (8 a 20%). A forma do terreno que melhor a representa são as divergentes em curvatura horizontal e convexa em sua curvatura vertical quando encontrados em relevo ondulado. Quando encontrados em relevo de suave ondulação apresentam curvatura horizontal também divergente, embora sua curvatura vertical se apresente retilínea.

Estes morrotes devem ter sua gênese vinculada a erosão de antigos morros testemunhos, que sofreram processos morfogênicos mais intensos, apresentando grande quantidade de afloramentos e matacões e ainda conservando rampas arenosas associadas. Devido a estes processos, em clima recente e mais úmido acabam por ter seus topos convexizados. Suas altitudes não ultrapassam os 190 m

e em média se encontram entre 170 m e 180 m, tendo o arenito Guará como rocha estruturante, sem bem que já sem a presença de topo com cimento silicoso.

Os morrotes não apresentam a presença de feições erosivas lineares, bem como não apresentam a ocorrência de manchas arenosas, embora suas rampas associadas apresentem episódios de erosão linear e arenização.



Figura 27. Ao fundo morrote com afloramento de arenito Guará, a frente setor com presença de ravinamento. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

7. Rampa Arenosa

Associada ao final das encostas dos compartimentos de morros testemunhos e morrotes aparece o compartimento denominado rampa arenosa, figura 28 e figura 29. Em menor extensão as rampas arenosas se conectam com o nível inferior da encosta do patamar arenítico-basáltico. Possui 32,11234 km² de área total, correspondendo a 13,56 % da área da bacia. A declividade que melhor lhe corresponde vai de 8 a 20 %, configurando um terreno ondulado.

Expressivamente se distribuem em duas classes de formas do terreno: primeiramente, e um pouco mais expressiva, é a divergente em sua curvatura horizontal e retilínea em sua curvatura vertical. Em segundo, de maneira ligeiramente menos expressiva, é a forma planar em curvatura horizontal e retilínea em curvatura vertical. Associados a estas faixas existem pequenas porções no interior das rampas com curvatura horizontal convergente e retilínea na vertical, onde se instalam nascentes de 1ª ordem. Sua altitude dependerá da cota altimétrica que está o compartimento associado que lhe forneceu material para sua evolução. Quando originadas contiguas a encosta do patamar arenítico-basáltico estão entre 200 m e 160 m. Quando contiguas a encosta de morros testemunhos podem variar de 200 m a 150 m. Quando contiguas aos morrotes variam de 160 m a 130 m. Embora todas as rampas arenosas se encontrem sobre a Formação Guará seria difícil conceber que esta é a única rocha fonte para os sedimentos que dão origem a esta forma. De acordo com a análise sedimentológica encontradas em Oliveira (2011) e Oliveira e Suertegaray (2012 e 2014) este compartimento possui classe textural imatura, com classe modal distribuída entre diferentes tamanhos de grãos de areias, bem como a presença de seixos de calcedônia, opala e ágata. Aparentemente possui a contribuição de todas formações rochosas encontradas na região, que vão tendo seus sedimentos transportados para estas áreas mais baixas onde se encontram não só as rampas, mas também coxilhas e áreas de várzea.

A origem destas rampas arenosas esta atribuída a depósitos de *glacis* com superfície inclinada entre a base das encostas acima descritas e coxilhas ou áreas de várzea. É constituída por um pacote de matriz arenosa com presença de detritos. Quando setorizadas percebe-se uma queda da granulometria de montante para jusante, onde o contato com a base das encostas é perceptível inúmeros matacões de arenito, denominados caos de blocos, enquanto que porções a jusante vão se tornando mais arenosas com menos detritos. A evolução das rampas é recente, ocorrendo com a retomada dos processos erosivos pós superfície da Campanha, relacionados aos níveis de embutimento congêneres a Superfície de Gravataí.

A presença de processos erosivos do tipo ravinamento e voçorocamento é extremamente comum neste compartimento, bem como a presença de areais.

Ravinas são excepcionalmente comuns no contato com as encostas, onde a mudança de declividade mais abrupta para uma mais suave com presença de substrato arenoso inconsolidado desencadeia os processo erosivo decorrente dos

fluxos de água provenientes de montante, ou das áreas de cabeceiras em topos de morro.

Por sua vez as voçorocas são encontradas ao final deste compartimento, e apresentam conexão com a rede de drenagem, possivelmente evoluindo através de ravinas, também presentes neste setor. Estas ravinas, por entalhamento do fluxo d'água que se forma em episódios de chuva torrencial alcançam erodir até o lençol freático e se ampliam por erosão remontante, possibilitando o alargamento do sulco (SUERTEGARAY, 1987).

As manchas arenosas são muito comuns nas rampas, principalmente a jusante das ravinas que se instalam na transição entre rampa e encosta. Como explicado no item Arenização, os leques de material arenoso a jusante destas ravinas se agrupam com o tempo, e associados a dinâmica eólica originam o areal. Quando não ocupam o setor próximo às encostas se alongam do terço médio ao final das rampas. Aí o areal se apresenta a jusante das ravinas no terço médio ou inferior da rampa. Ainda associam-se aos próprios sulcos de ravinas e voçorocas, paralelos entre si, que provavelmente com o tempo e erosão lateral se agrupam, formando a mancha de areia, no terço inferior da rampa.

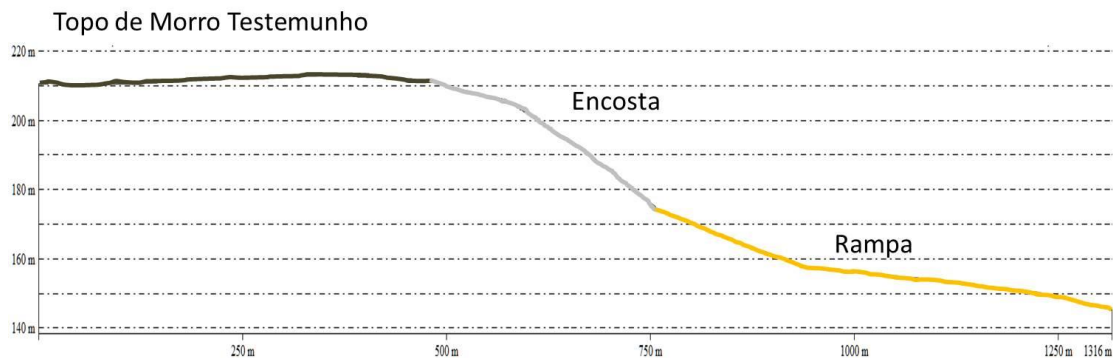


Figura 28. Perfil de morro testemunho com presença de rampa. Fonte: Elaborado pelo autor.



Figura 29. Foto tirada do topo do Cerro da Esquina apresenta o agrupamento das rampas dos dois cerros, com presença de arenização e ravinamento. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

8. Coxilhas

O compartimento de coxilhas, figura 30 e 31, possui 125,62455 km² de extensão, correspondendo a 34,55% da área da bacia, sendo o mais expressivo. Possui, representativamente, a declividade entre 3 a 8 %, correspondendo a um terreno suave ondulado, mas se associa com terrenos ondulados (8 a 20 %) conforme se aproxima das várzeas. Se encontram em cotas altimétricas que vão de 180 m a 100 m, diminuindo sua altitude conforme se aproxima da calha do rio Ibicuí. As coxilhas, quando vistas na paisagem, se apresentam como formas policonvexas, mas pela análise de forma do terreno se constata todos os tipos de curvaturas horizontais e verticais. Isto se deve a setorização que ocorre no interior da forma, com topos divergentes e convexos em sua maior faixa embora apresentem, por vezes, topos planos. No terço médio passam para formas divergentes e retilíneas, em sua faixa mais expressiva. Já no terço inferior, formando áreas inter-coxilhas, apresentam curvatura horizontal convergente e vertical retilínea ou planar e retilínea. Todas as coxilhas se assentam sob as rochas da Formação Guará, mas como dito no item anterior, são formadas por depósitos pouco consolidados pela contribuição de todas as formações presentes na bacia.

O compartimento de coxilhas se dispõe nos interflúvios entre os compartimentos de várzea e rampas arenosas. Sob um recente estabelecimento de uma condição climática mais úmida dentro do Quaternário, associada ao intemperismo químico e pedogênese, vemos a mamelonização das formas de modo geral, mas notadamente em altitudes médias dentro da Depressão Central Sul-Riograndense, gerando o que Ab'Sáber (2003) denominou de coxilhas subtropicais com pradarias mistas. Devido à altitude em que se encontram a evolução das formas de coxilhas é recente, após os eventos erosivos da superfície da Campanha, relacionadas à embutimento congêneres a Superfície de Gravataí.

Este compartimento é o mais afetado por episódios de erosão linear. O aparecimento de ravinas e voçorocas se dispõe em setores preferencias das coxilhas: quando associadas a cabeceiras de drenagem se dispões nas porções médias e inferiores; quando associadas à mudança de declividade e solo se apresentam na passagem do terço médio para o terço inferior. Os areais também estão presentes, embora menos expressivos que nas áreas de rampa. São encontrados principalmente no terço médio das coxilhas, conjugados a episódios de ravinamento, embora possam se encontrados no terço inferior quando conjugados a áreas deprimidas inter-coxilhas, também intensamente ravinadas. Por vezes aparecem na transição entre o topo e o terço médio, quando as coxilhas apresentam afloramentos rochosos no topo.



Figura 30. Coxilhas. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

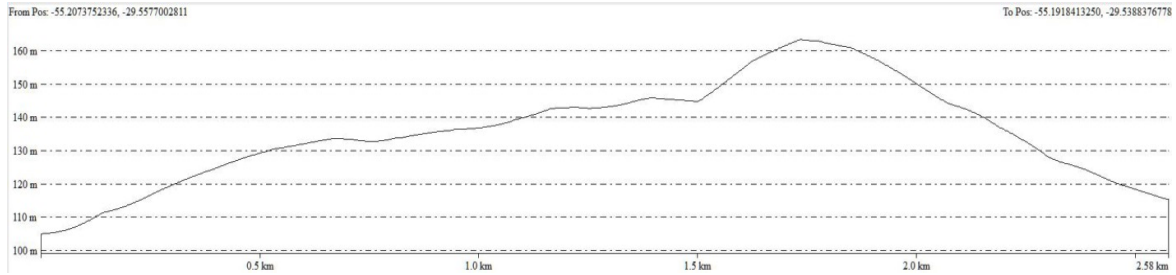


Figura 31. Exemplo de perfil topográfico no compartimento de coxilhas. Fonte: Elaborado pelo autor.

9. Várzea

As áreas de várzea, figura 32, possuem 72, 32584 km² de extensão, correspondendo a 19,89 % da área da bacia, sendo o segundo compartimento mais expressivo no interior da área de estudo. Sua declividade corresponde largamente a um terreno plano, de 0 a 3 %, embora apresente pequenas faixas de relevo suave ondulado, de 3 a 8 %. Enquadram-se na faixa altimétrica de 100 m até 72 m, decaindo de altitude ao aproximar-se do rio Ibicuí, mas pode estar ligeiramente mais elevada, entre 140 m e 110 m quando próximas à base da encosta do Planalto.

Quanto à forma do terreno observamos duas preferências: quando instaladas nas várzeas de arroio de maior ordem (5^a e 6^a), como o Carai-Passos e o Inhacundá, toma uma forma convergente em sua curvatura horizontal e retilínea em sua curvatura vertical, traduzindo-se em vales de fundo chato, figura 33. Quando instaladas nos contribuintes de menos ordem (2^a a 4^a), nas porções inter-coxilhas, adquirem uma curvatura horizontal convergente e a retilínea côncava, dando origem a vales de fundo côncavo, figura 34.

As áreas de várzea compreendem toda a planície de inundação, mas devido a escala de mapeamento não foi possível distinguir terraços, leitos maiores e menores. É o compartimento mais recente da bacia hidrográfica, sendo considerada uma área de agradação formada por depósitos Quaternários da rede de drenagem que se instalou, da forma que hoje observamos, com o ultimo período úmido do Quaternário.

Por vezes excede os limites da Formação de Depósitos Aluvias, apresentados no item Geologia, e se assenta na Formação Guará se cruzados com o mapa litológico. Isto não signifique que o compartimento de várzea nos setores presentes sobre o arenito não sejam compostos de depósitos aluviais também. O mais certo é

a diferenciação frente a espessura dos depósitos, de tamanho reduzido para ser incorporada a Formação de Depósitos Aluviais no mapeamento litológico. Nas áreas de várzea inter-coxilhas se observa uma interdigitação entre materiais aluvio-coluvionais, como apresentados no item Depósitos e coberturas Cenozoicas.

O compartimento também é afetado por episódios de ravinamento e voçorocamento. As ravinas possuem extensão reduzida se comparada aos demais compartimentos, bem como as voçorocas. De forma geral os eventos erosivos se iniciam no fim do terço inferior das rampas ou coxilhas, adentrando na área de várzea, condicionados pela mudança de declividade e classe de solos. Não se aponta nenhum areal no interior do compartimento, embora apareçam cordões de areia nas margens do arroio Inhacundá em altitudes abaixo de 100 m e próximas ao Ibicuí. Nas porções inter-coxilhas ocupada pela várzea, em nível topográfico ligeiramente mais elevado que o canal de escoamento, aparecem campos de areia exposta de coloração esbranquiçada, semelhantes aos areais.



Figura 32. Várzea do arroio Inhacundá, tirada da ponte que dá acesso a sede urbana de São Francisco de Assis. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

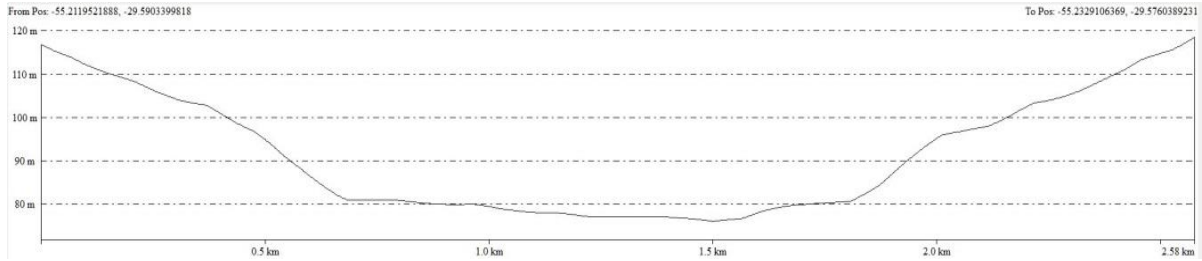


Figura 33. Várzea do Inhacundá próximo a ponte que dá acesso ao município de São Francisco de Assis. Fonte: Elaborado pelo autor.

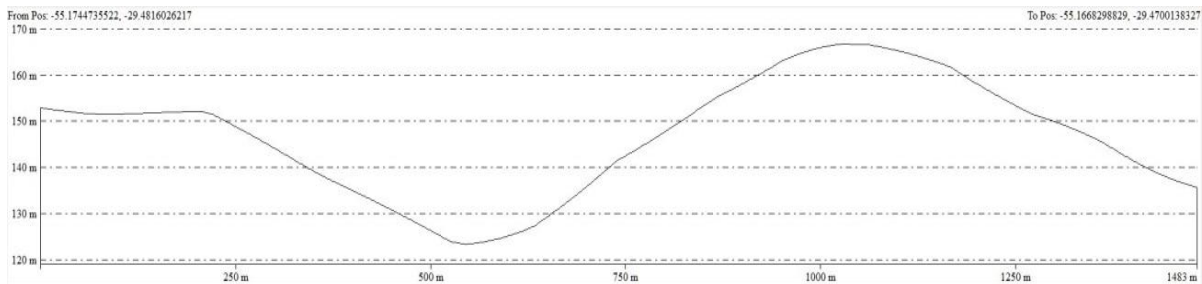
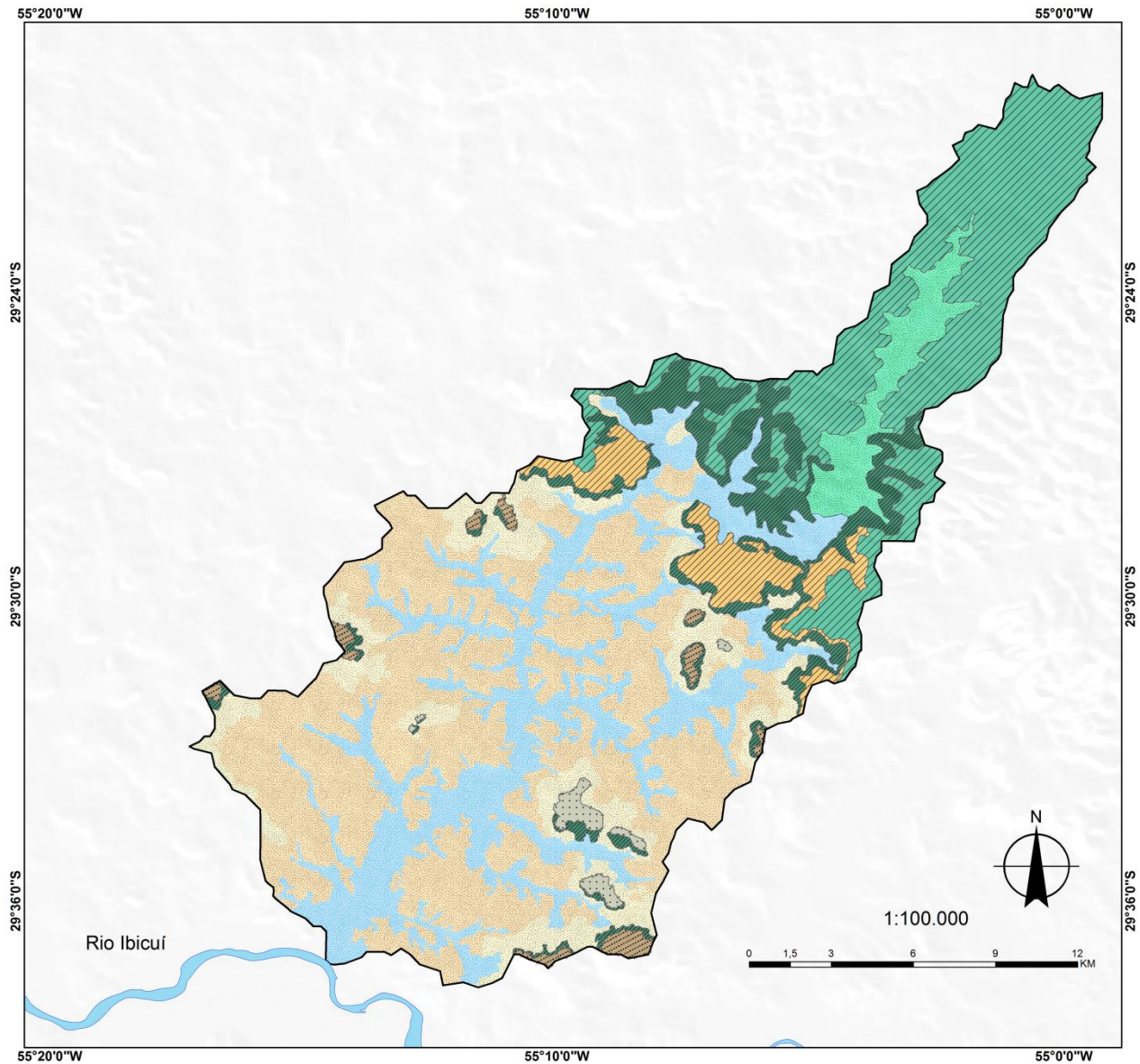


Figura 34. Várzea de setor inter-coxilhas. Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 35 expõe a distribuição dos compartimentos de relevo a cima descritos para a bacia hidrográfica do arroio Inhacundá. Observa-se, na porção norte da bacia, os compartimentos que fazem parte do Planalto Meridional: planalto, vale encaixado e patamar arenítico-basáltico representando as maiores altitudes, de 220 até 429 m. A porção sul da bacia se enquadra na Depressão Central, onde as formas que a compõe são indicadas como morros testemunhos, morrotes, rampas arenosas, coxilhas e várzea, representando baixas altitudes que vão decaindo até a 72 m, próximo ao rio Ibicuí. As encostas aparecem em ambos os compartimentos morfoesculturais, relacionadas a diferentes formas de relevo.

Compartimentação do Relevo na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



COMPARTIMENTO	SUBSTRATO	DECLIVIDADE	ALTIMETRIA	FORMA DA VERTENTE	% da Bacia
PLANALTO	Formação Serra Geral	Plano a Suave ondulado	270 - 429 m	Divergente-retilínea	17,5
VALE ENCAIXADO	Formação Serra Geral	Suave ondulado a Ondulado	205 - 322 m	Divergente-côncava	3,71
ENCOSTAS	Formação Serra Geral, Botucatu e Guará	Forte ondulado a montanhoso	Varia conforme com o compartimento ao qual se associa	Divergente-retilínea	5,13
PATAMAR ARENÍTICO-BASÁLTICO	Formação Serra Geral e Botucatu	Suave ondulado a Ondulado	220 - 270 m	Divergente-retilínea	4,08
MORRO TESTEMUNHO	Formação Botucatu e Guará	Plano	190 - 250 m	Divergente-retilínea	1,15
MORROTE	Formação Guará	Suave ondulado a Ondulado	170 - 180 m	Divergente-Convexa	0,43
RAMPA ARENOSA	Formação Guará	Ondulado	130 - 200 m	Divergente-retilínea e planar-retilínea	13,56
COXILHA	Formação Guará	Suave ondulado	100 - 180 m	Varia de acordo com a posição, de forma geral são côncavo-convexas	34,55
VÁRZEA	Depósitos Aluviais	Plano a Suave ondulado	72 - 100 m	Convergente-retilínea ou Convergente-côncava	19,89

Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: 1) Cartas Topográficas do DSG 1:50.000, folhas: São Francisco de Assis(1998), Vila Kramer (1978), Mancel Viana (1978), Boa Esperança(1992); 2) Imagem de radar SRTM, folha SH-21-X-D. 3) Mapa geológico 1:750.000 do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2008); 4) o Aerofotografias 1:60.000 VM AST-10, números do ano de 1964: 61289, 61288; 61287, 61286. Números do ano de 1965: 19700, 1971; 19702, 19703; 19704. Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 35. Mapa de compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.

Feições Superficiais

Para além da compartimentação das formas de relevo foi realizado o mapeamento de feições superficiais e o seu cruzamento por cada compartimento identificado. A seguir são expostos os resultados por feição identificada a partir da análise morfométrica.

1. Processos Erosivos Lineares

Os processos identificados nesta categoria se dividem entre ravinas e voçorocas. No mapeamento foram identificadas 1008 ravinas e 168 voçorocas, no total. Existe uma discrepância entre os valores totais e os apresentados por forma, tabela 3, pois por vezes uma mesma feição desenvolve-se ao longo de mais de uma forma. Este desenvolvimento de ravinas e voçorocas, quando presentes em mais de uma forma, se dá na passagem de rampa arenosa para coxilha ou várzea ou na passagem da coxilha para área de várzea.

Compartimento	Categoria de erosão		Total
	Ravinas	Voçorocas	
Rampa	352	43	395
Coxilha	454	96	550
Várzea	246	58	304
Patamar	9	0	9
Total	1061	197	1258

Tabela 3. Eventos de Erosão Linear por Forma de Relevo.

Além de números de ocorrência dos processos erosivos lineares se realizou o cálculo de densidade de ravinas e voçorocas para melhor relação entre ocorrência da erosão linear por compartimento. O cálculo de densidade é realizado da seguinte forma: Dd corresponde a densidade, LT a extensão total da categoria de erosão e A a área da forma a ser relacionada:

$$Dd = \frac{LT(km)}{A(km^2)}$$

Assim, através da densidade, tabela 4, se observa de forma mais precisa quais compartimentos são mais ou menos impactados pelos processos erosivos tanto do tipo ravina quanto voçoroca, sendo o compartimento de rampa o mais afetado pela erosão.

Compartimento	Categoria de erosão	
	Ravinas	Voçorocas
Rampa	0,73 km/km ²	0,18 km/km ²
Coxilha	0,21 km/km ²	0,11 km/km ²
Várzea	0,13 km/km ²	0,07 km/km ²
Patamar	0,01 km/km ²	0 km/km ²

Tabela 4. Densidade de Erosão Linear por Forma de Relevo

A forma do terreno, levando em conta a curvatura horizontal (H) e a curvatura vertical (V), em que as ravinas se enquadram por compartimento é exposta na tabela 5, apresentando a extensão das ravinas em metros.

Forma Do Terreno	COXILHA	RAMPA	VARZEA	PATAMAR
1: (H) Convergente (V) Côncava	4449,70197	4844,99369	2674,88641	93,93661
2: (H) Convergente (V) Retilínea	8156,78975	3461,01466	2451,45242	73,91032
3: (H) Convergente (V) Convexa	711,34908	97,23227	0	0
4: (H) Planar (V) Côncava	1267,28186	2970,13384	864,89545	0
5: (H) Planar (V) Retilínea	5677,95984	2880,64957	1801,82068	4,48389
6: (H) Planar (V) Convexa	434,78456	444,95152	70,29423	0
7: (H) Divergente (V) Côncava	830,18017	4739,56986	491,5577	0
8: (H) Divergente (V) Retilínea	4503,09017	3568,01508	1423,18772	0
9: (H) Divergente (V) Convexa	981,67813	735,22033	119,93892	0
TOTAL:	27012,81553	23741,78082	9898,03353	172,33082

Tabela 5. Distribuição de ravinas por forma do terreno.

Para a forma do terreno em que se inserem as voçorocas os resultados são expostos na tabela 6, também em metros.

Forma Do Terreno	COXILHA	RAMPA	VARZEA	PATAMAR
1: (H) Convergente (V) Côncava	3803,68049	2663,96672	1339,9774	0
2: (H) Convergente (V) Retilínea	6622,55099	1731,34961	2482,68661	0
3: (H) Convergente (V) Convexa	413,07282	0	0	0
4: (H) Planar (V) Côncava	176,09591	398,37462	177,05733	0
5: (H) Planar (V) Retilínea	1999,04736	705,65646	914,3658	0
6: (H) Planar (V) Convexa	51,57021	0	38,70821	0
7: (H) Divergente (V) Côncava	122,41973	205,59138	51,9536	0
8: (H) Divergente (V) Retilínea	1439,89577	220,90232	202,37064	0
9: (H) Divergente (V) Convexa	76,15542	28,26206	50,86291	0
TOTAL:	14704,4887	5954,10317	5257,9825	0

Tabela 6. Distribuição de voçorocas por forma do terreno.

A declividade é outro dado analisado, e a exemplo das tabelas de forma de terreno será apresentada em duas tabelas. A tabela 7 expõe a extensão de ravinas por faixa de declividade enquanto a tabela 8 expõe a das voçorocas. Ambas as tabelas apresentam valores em metros.

Classes de Declividade	COXILHA	RAMPA	VARZEA	PATAMAR
Plano (0 a 3 %)	278,86426	56,38827	779,66222	0
Suave Ondulado (3 a 8 %)	8894,14272	2297,02382	3563,98494	135,06098
Ondulado (8 a 20 %)	17786,68836	17610,76637	5451,32985	37,26984
Forte Ondulado (20 a 45 %)	53,12019	3777,60236	103,05652	0
Montanhoso (45 a 75 %)	0	0	0	0
TOTAL	27012,81553	23741,78082	9898,03353	172,33082

Tabela 7. Distribuição de ravinas por classes de declividade.

Classes de Declividade	COXILHA	RAMPA	VARZEA	PATAMAR
Plano (0 a 3 %)	416,6763	50,65243	248,7365	0
Suave Ondulado (3 a 8 %)	5515,14846	2477,17154	3042,63247	0
Ondulado (8 a 20 %)	8745,66085	3282,71834	1966,61353	0
Forte Ondulado (20 a 45 %)	27,00309	143,56086	0	0
Montanhoso (45 a 75 %)	0	0	0	0
TOTAL	14704,4887	5954,10317	5257,9825	0

Tabela 8. Distribuição de voçorocas por classes de declividade.

Observa-se que as ravinas e voçorocas se distribuem de maneira não uniforme em relação ao quadro morfométrico, dependendo do compartimento em que estão inseridas. Após expostos os dados base a seguir será apresentada a análise da ocorrência de ravinas e voçorocas por compartimento do relevo, para que se possam apresentar os dados de forma mais precisa.

1.1 Erosão linear em Rampa.

Este é o compartimento mais afetado, em termos de densidade, pelos processos de erosão linear tanto do tipo ravina quanto voçoroca, apresentando 352 ravinas e 43 voçorocas, correspondendo a uma densidade de 0,73 km/km² de ravinas e 0,18 km/km² de voçorocas por área de rampa. Em relação ao número total de ocorrências o compartimento é colocado em segundo lugar em relação ao ravinamento, com 353 episódios, e em terceiro em relação ao voçorocamento, com 43 episódios.

Estes sulcos apresentam diferentes comprimentos, tendo por média de 20 m a 150 m as ravinas e 30 m a mais de 300 m as voçorocas. Estes são os valores mais encontrados, mas são perceptíveis ravinas muito menores (de 4 m) ou maiores (de 360 m).

A respeito da distribuição das ravinas, gráfico 3, e voçorocas, gráfico 4, por forma do terreno são apresentados dois gráficos com a porcentagem que cada feição ocupa.

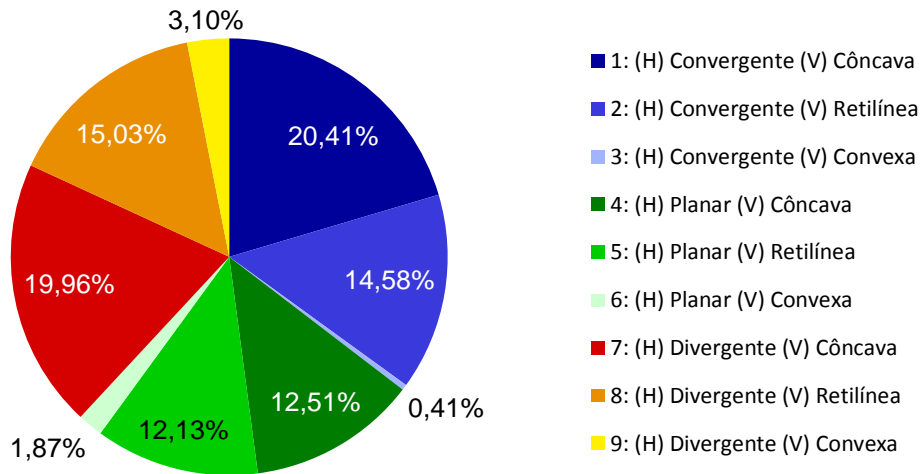


Gráfico 3. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de rampa.

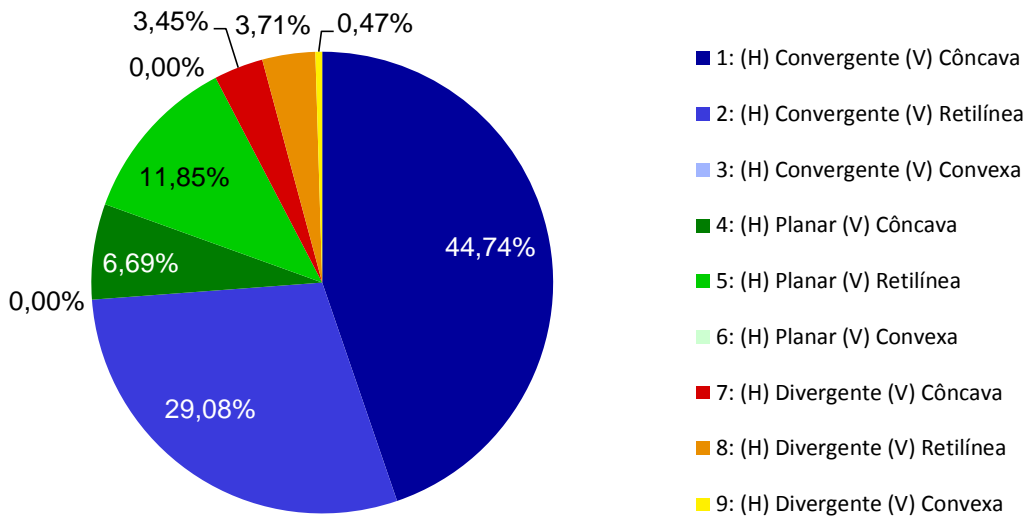


Gráfico 4. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de rampa.

Observa-se que existem classes preferenciais onde as ravinas e voçorocas se instalam, não sendo necessariamente as mesmas. Isto se relaciona com a posição na rampa que ocupam. Para ilustrar a distribuição dos sulcos no interior do compartimento se apresenta a figura 36, demonstrando rampas de morros testemunhos e morrote.

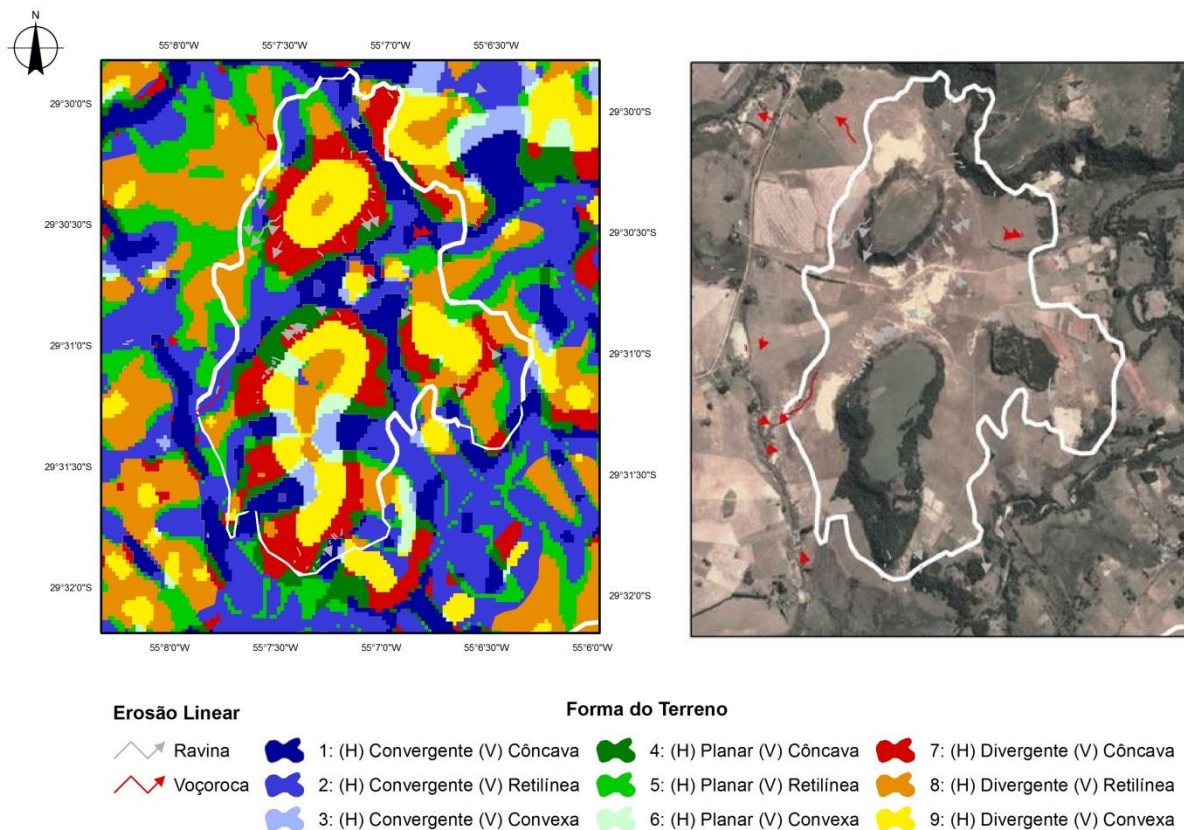


Figura 36. FT e erosão linear no Cerro da Esquina. Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 36 delimita em linha branca o fim do compartimento de rampa, com dois morros testemunhos com topo plano, de cor laranja, e um morrote a direita destes, com topo convexo representado pela cor amarela.

Vemos que a preferência das ravinas na classe divergente-côncava, em vermelho, se relaciona ao contato com os morros. A divergência do setor acompanha a própria divergência da encosta da qual a rampa evoluiu, enquanto a concavidade vertical do setor propicia a concentração de água em episódios de chuva, favorecendo o entalhe linear. As ravinas se instalam paralelas entre si, de forma numerosa, embora de tamanho reduzido. Contudo algumas de comprimento maior evoluem penetrando setores médios da rampa.

Contiguas a estas áreas, e a jusante, vemos o terço médio das rampas representada por diferentes classes de curvatura. Elas são representadas por diferentes tons de verde das formas planares côncavas e retilíneas. Somada a estas duas classes também se instalam formas divergentes-retilíneas representada pela cor laranja. Este setor se configura como um declive retilíneo, podendo por vezes

ocorrer uma divergência no setor, sem contudo alterar a sua característica retilínea. Estas formas favorecem o incremento da velocidade da água de escoamento, que ao não encontrarem rugosidades adquirem maior competência erosiva conforme se direcionam rampa a baixo.

O terço inferior da rampa adquire um curvatura horizontal convergente, podendo por vezes ser retilínea ou côncavo. Na figura 36 vemos diferentes tons de azul representando estas formas convergentes. Elas se situam entre os dois morros testemunhos, onde o final das rampas coalescem formando um “corredor” preferencial de escoamento das águas, ou ao fim do polígono das rampas, quando contíguas às áreas de várzea. Nesta última situação vemos a grande maioria das voçorocas se instalarem. Tanto a convergência quanto a concavidade influenciam no redirecionamento das águas que escoam em superfície para linhas de fluxo em comum, propiciando um forte entalhamento vertical nos pacotes arenosos. Normalmente contíguas às áreas de várzea estas voçorocas instalam-se nas cabeceiras de drenagem e acabam por conectar-se ao sistema de drenagem por entalhamento do fluxo d'água que se forma em episódios de chuva torrencial. Esse entalhamento alcança erodir até o lençol freático e se ampliam por erosão remontante, possibilitando o alargamento do sulco (SUERTEGARAY, 1987).

As ravinas também se relacionam as classes convergentes acima citadas, embora quando encontradas nestas classes não necessariamente instalem-se no terço inferior da rampa. Quando instaladas no terço inferior podem evoluir para voçorocas. Quando instaladas nos terços médio ou superior se instalam decorrente dos fluxos de água provenientes de montante, ou das áreas de cabeceiras em topos de morro.

Ao agrupar as classes de forma do terreno em suas curvaturas horizontais e verticais, gráfico 5, vemos algumas tendências gerais.

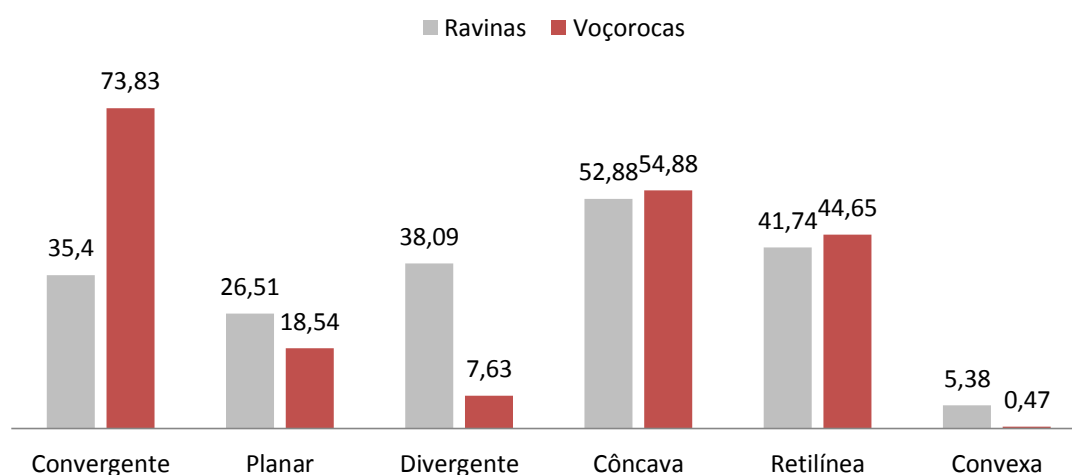


Gráfico 5. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em rampas.

As voçorocas parecem receber maior influência da curvatura horizontal do que as ravinas, visto que 73,83 % delas se enquadram na classe convergente. Pode-se entender isto devido a própria condição de formação de voçorocas, onde as áreas convergentes representam setores baixos em conexão com a rede de drenagem, evidenciando assim a participação desta no entalhe da feição. As ravinas se distribuem quase igualmente entre as três classes, com ligeiro incremento na classe divergente, visto que a maioria das ravinas se instalam neste setor próximo as encostas, acompanhando sua divergência. Contudo, as ravinas parecem ser mais controladas pelos elevados valores de declividade em que se associa do que unicamente pela forma da curvatura. Quanto à curvatura vertical os valores se distribuem entre côncavos e retilíneos, com valores superiores na primeira classe. Os valores convexos, por dispersar o fluxo d'água, apresentam-se muito inferiores as demais classes, sendo pouco suscetíveis a erosão linear.

As faixas de declividade em que se encontram as ravinas e voçorocas é outro dado analisado, e são apresentados no gráfico 6, para ravinas, e gráfico 7, para voçorocas.

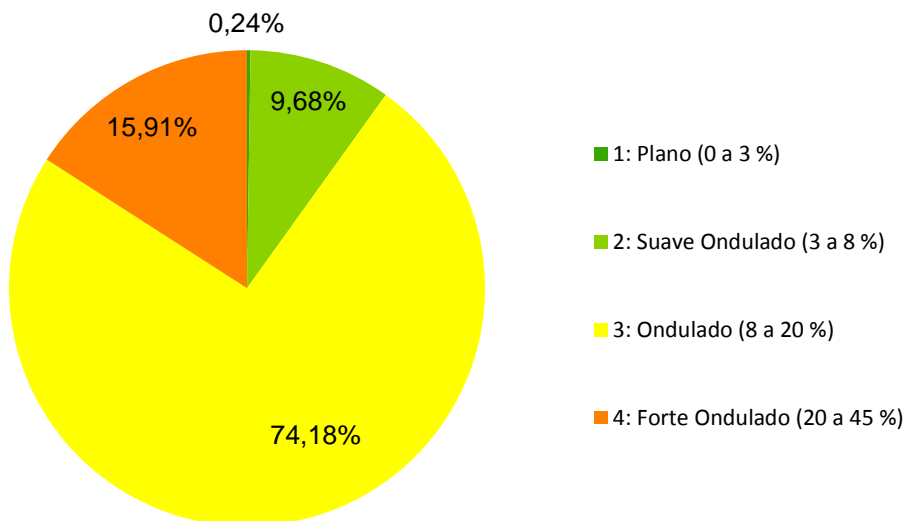


Gráfico 6. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de rampa.

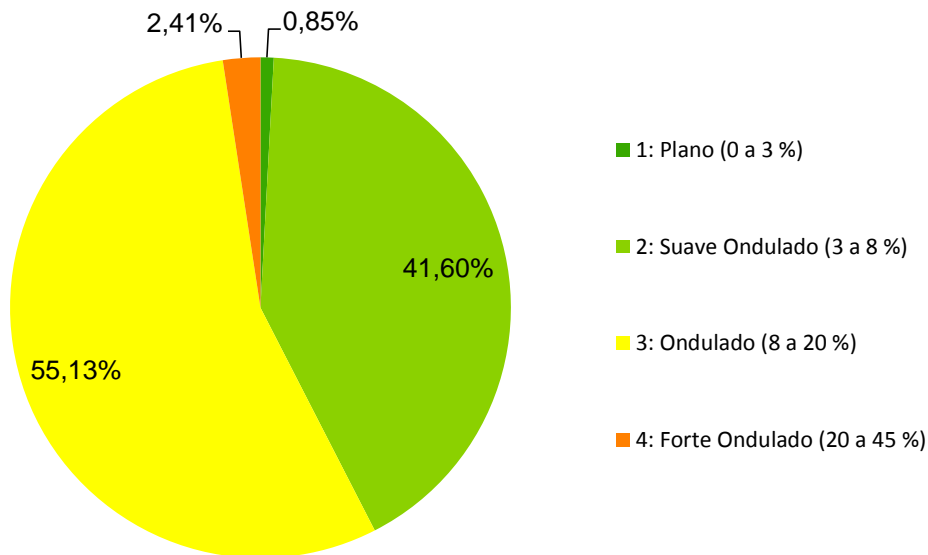


Gráfico 7. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de rampa.

A exemplo das classes de forma do terreno a declividade também ocupa diferentes setores do compartimento, relacionando-se com diferentes elementos encontrados no interior da rampa. Para exemplificar se apresenta figura 37.

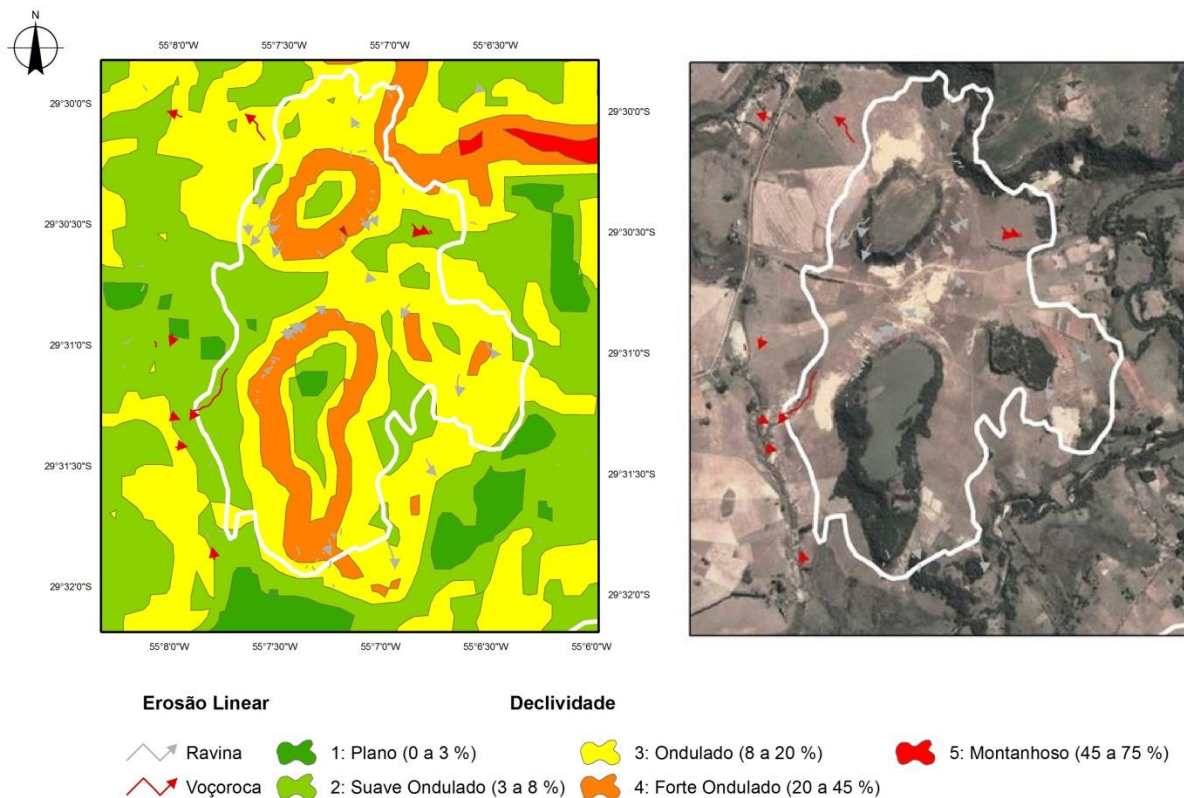


Figura 37. Declividade e erosão linear no Cerro da Esquina. Fonte: Elaborado pelo autor.

Ravinas são excepcionalmente comuns no contato com as encostas, onde a mudança de declividade mais abrupta para uma mais suave com presença de substrato arenoso inconsolidado desencadeia os processo erosivo decorrente dos fluxos de água provenientes de montante. Este setor, o terço superior da rampa, é caracterizado por uma declividade de 20 a 45 %, e se relaciona a classe divergente-côncava. Embora a divergência do terreno não seja um fator que propicie a incisão das águas, a elevada declividade associada com a concavidade vertical faz com que este setor seja caracterizado por inúmeras ravinas paralelas entre si.

A exemplo da mudança de declividade que ocorre das encostas para o terço superior da rampa, a passagem do terço superior para o médio apresenta a mudança de um relevo forte ondulado para um ondulado, onde as ravinas se expandem em terrenos planares ou retilíneos. A faixa ondulada (8 a 20 %) representa a maior classe onde se encontram tanto ravinas e voçorocas.

Os terrenos suaves ondulados (3 a 8 %) são encontrados no terço inferior da rampa, relacionados a cabeceiras de drenagem e as áreas contíguas as várzeas. Daí a porcentagem muito mais elevada para esta classe nas voçorocas (41,60 %) do

que nas ravinas (9,68 %). Mesmo com uma baixa declividade estes setores convergentes facilitam o entalhamento pelo direcionamento comum da linha de fluxo d'água.

Os terrenos planos não propiciam o entalhamento, sendo quase inexistentes processos de erosão linear nestas áreas.

1.2 Erosão linear em Coxilhas.

Este compartimento é o mais afetado por episódios de erosão linear, comportando 454 ravinas e 96 voçorocas, embora não seja o mais impactado, com a densidade de 0,21 km/km² de ravinas, menos de um terço da densidade das rampas, e 0,11 km/km² de voçorocas, um pouco mais da metade da densidade em comparação com as rampas.

As ravinas formadas em coxilhas apresentam extensão menor do que aquelas formadas em rampas, tendo extensão de apenas 5 m até 200 m em suas formas mais alongadas. Já as voçorocas se apresentam mais extensas, possuindo comprimentos que vão de 40 m a 400 m.

A respeito da distribuição das ravinas, gráfico 8, e voçorocas, gráfico 9, por forma do terreno são apresentados dois gráficos com a porcentagem que cada feição ocupa.

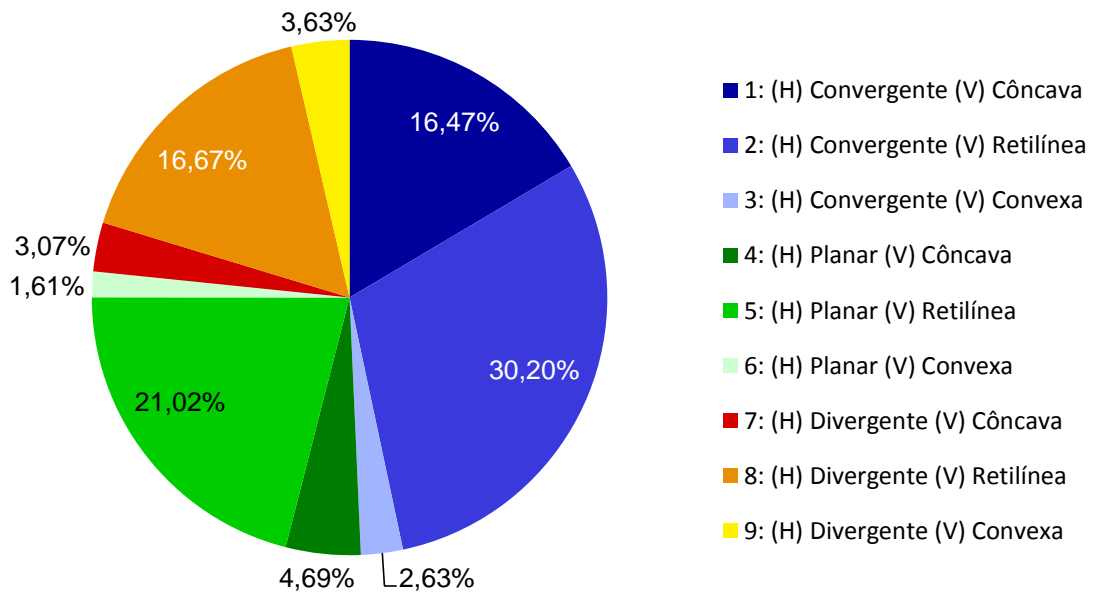


Gráfico 8. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de coxilhas.

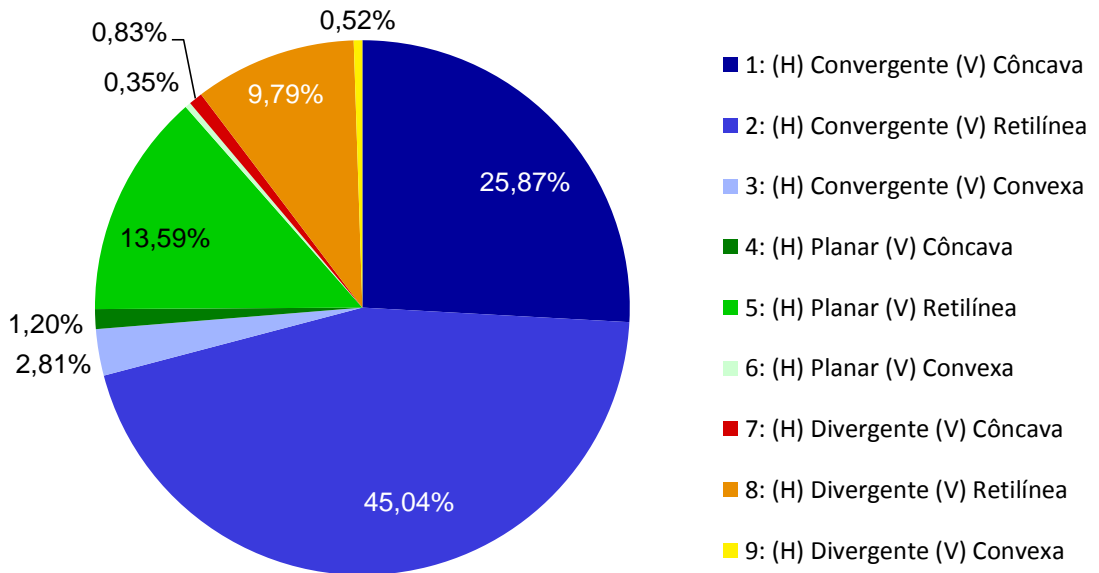


Gráfico 9. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de coxilhas.

Tal qual o compartimento de rampas observa-se que existem classes preferenciais onde as ravinas e voçorocas se instalam, não sendo necessariamente as mesmas. Isto se relaciona com a posição na coxilha que ocupam. Para ilustrar a distribuição dos sulcos no interior do compartimento se apresenta a figura 38, demonstrando um polígono de coxilha.

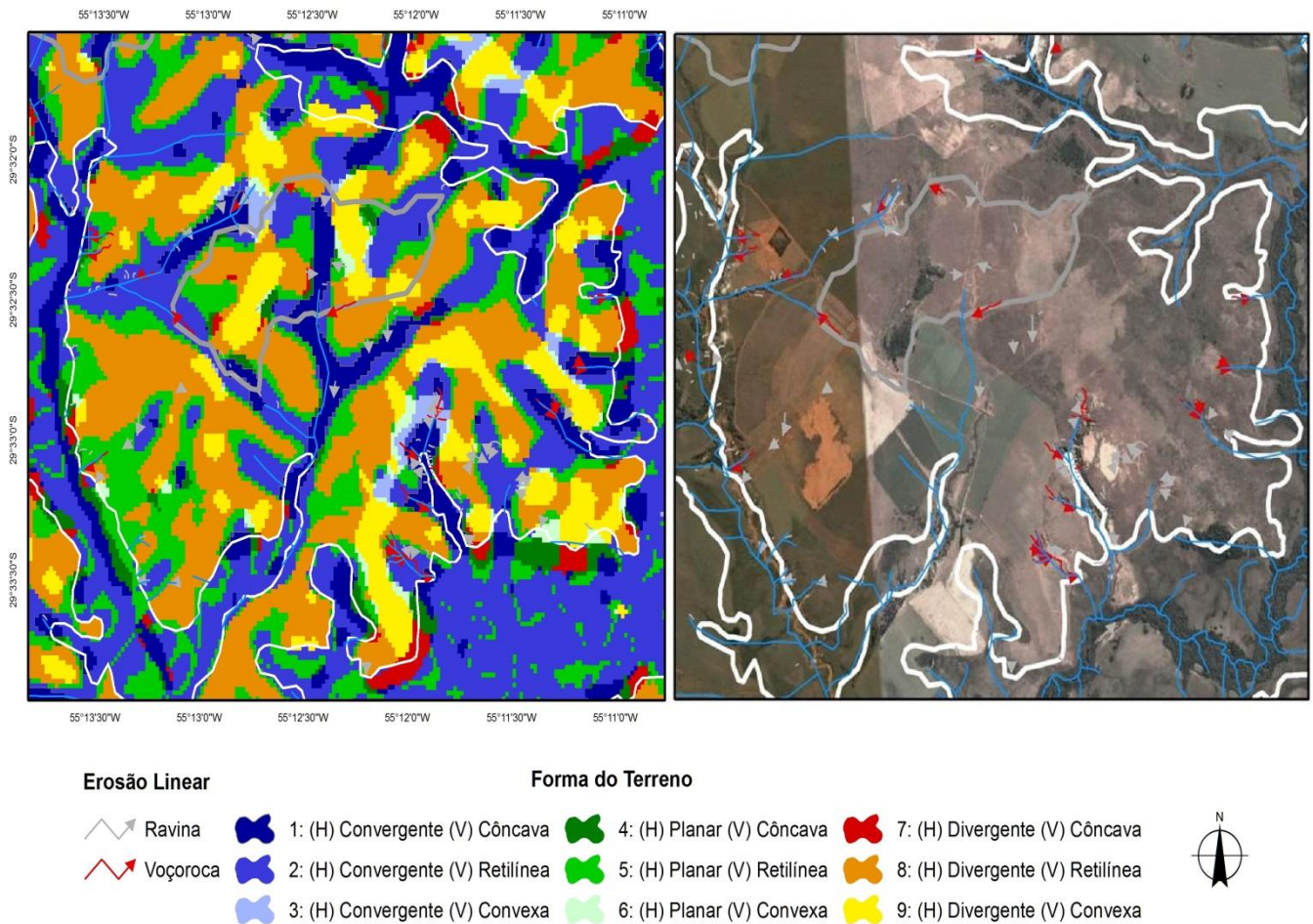


Figura 38. FT e erosão linear no compartimento de coxilhas. Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 38 delimita em linha branca o limite do compartimento de coxilhas, em contato com o compartimento de várzea. No interior do polígono se observa outro, de linha cinza, representando um compartimento de rampa.

As áreas representadas em amarelo são os topos, ou terço superior, divergentes-convexos das coxilhas, onde tanto a divergência quanto a convexidade são fatores dispersores das linhas de fluxo d'água em superfície e, conseqüentemente, de baixo condicionante para que se instalem os processos erosivos de sulcagem. Embora raro por vezes aparecem algumas ravinas, no entanto não é perceptível o voçorocamento.

O terço médio das coxilhas é caracterizado pelas cores laranjas (divergente-retilínea) e diferentes tons de verde (formas planares). Por vezes aparecem setores de cor azul médio (convergentes-retilínea) e azul claro (convergente-convexo) que indicam as cabeceiras de drenagem que provavelmente evoluíram do terço inferior

por erosão remontante, a exemplo das voçorocas que se instalam nestes setores. Todas estas áreas, com exceção das formas com curvatura vertical convexa, apresentam forte ravinamento. O setor planar e retilíneo é o mais afetado pelo ravinamento (21,02 %) do terço médio, visto que permite que as águas vindas de montante adquiram velocidade e competência erosiva. Ligeiramente menos afetado é o setor divergente-retilíneo (16,67 %), visto que a divergência do terreno dispersa as linhas de fluxo d'água. As áreas convergente são extremamente ravinadas, devido a sua posição em cabeceiras de drenagem. Embora estejam presentes neste setor sua maior expressão se dá no terço inferior das coxilhas.

O terço inferior é basicamente composto por formas convergentes retilíneas e côncavas. Representam a conexão com a área de várzea ou ainda o contato entre duas coxilhas, configurando uma área rebaixada côncava inter-coxilhas. Aqui aparecem a grande maioria das cabeceiras de drenagem, áreas extremamente afetadas por ravinas e associadas a grande maioria das voçorocas, que apresentam conexão com a rede de drenagem.

Ao agrupar as classes de forma do terreno em suas curvaturas horizontais e verticais, gráfico 10, vemos algumas tendências gerais.

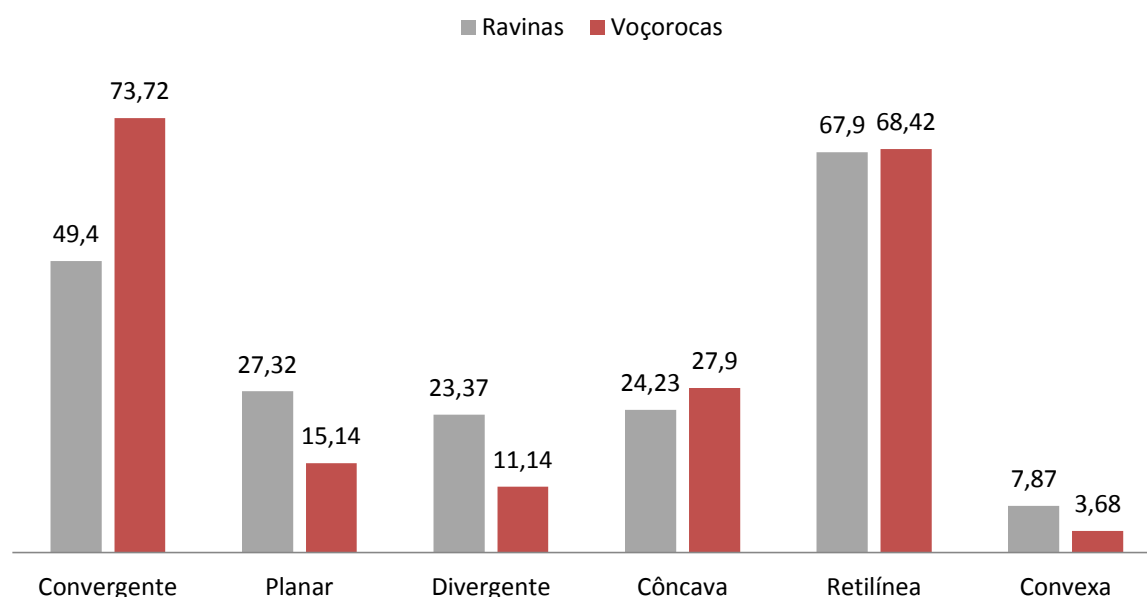


Gráfico 10. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em coxilhas

Tanto ravinas quanto voçorocas apresentam a curvatura horizontal convergente como maior condicionante para instalação e evolução do processo. As

ravinas apresentam maior distribuição entre as classes horizontais, visto que se apresentam em todas as posições da coxilha, embora mais presentes no terço inferior e em segundo no terço médio. As voçorocas se instalam quase todas nos setores convergentes inferiores da coxilha, mas por vezes evoluem remontantemente para o terço médio. As voçorocas também evoluem das ravinas no terço médio, principalmente quando instaladas nos setores planares e retilíneos. A curvatura vertical retilínea é a mais afetada pelos processos de sulcagem, apresentando quase 70 % das ocorrências. Vemos uma diferenciação do compartimento de rampas, onde as curvaturas côncavas são as mais afetadas. Tanto para o compartimento de rampa quanto para o de coxilhas a curvatura vertical convexa parece ser um fator de forte dispersão das águas, perfazendo os menores valores em todas as curvaturas horizontais.

As faixas de declividade em que se encontram as ravinas e voçorocas é outro dado analisado, e são apresentados no gráfico 11, para ravinas, e gráfico 12, para voçorocas.

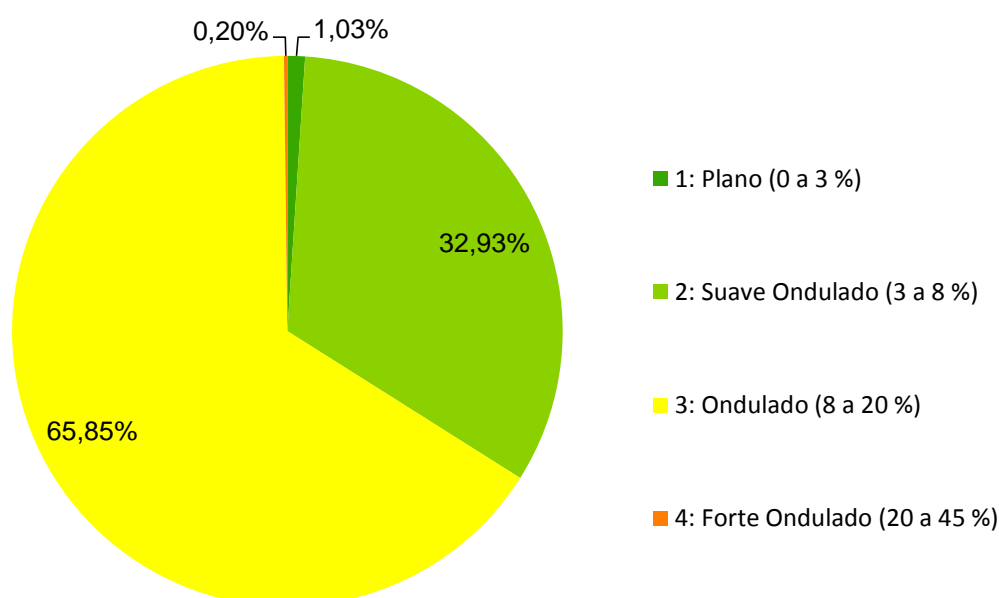


Gráfico 11. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de coxilha.

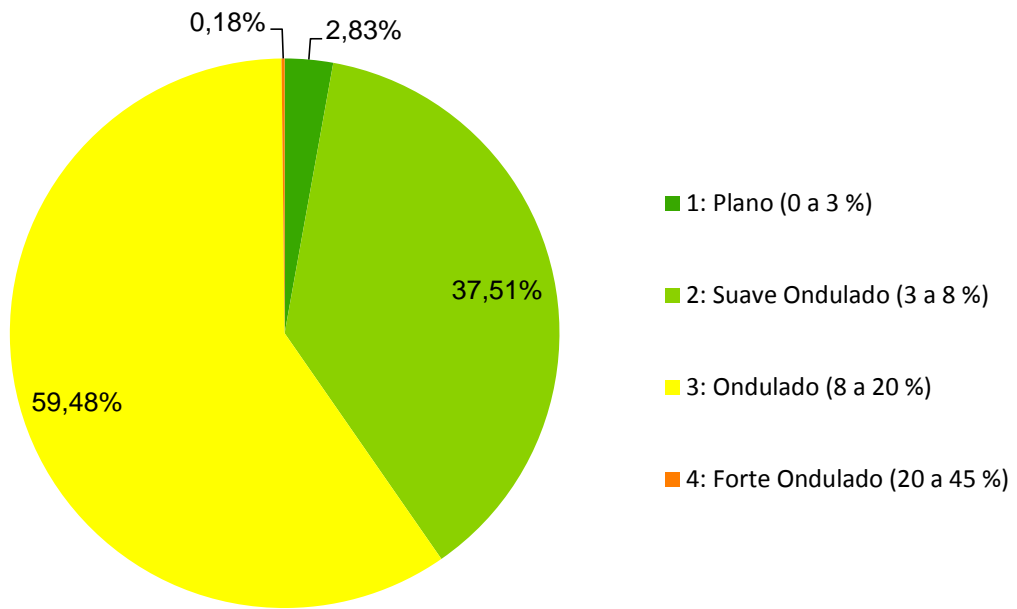


Gráfico 12. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de coxilha.

A exemplo das classes de forma do terreno a declividade também ocupa diferentes setores na coxilha. Para exemplificar se apresenta figura 39.

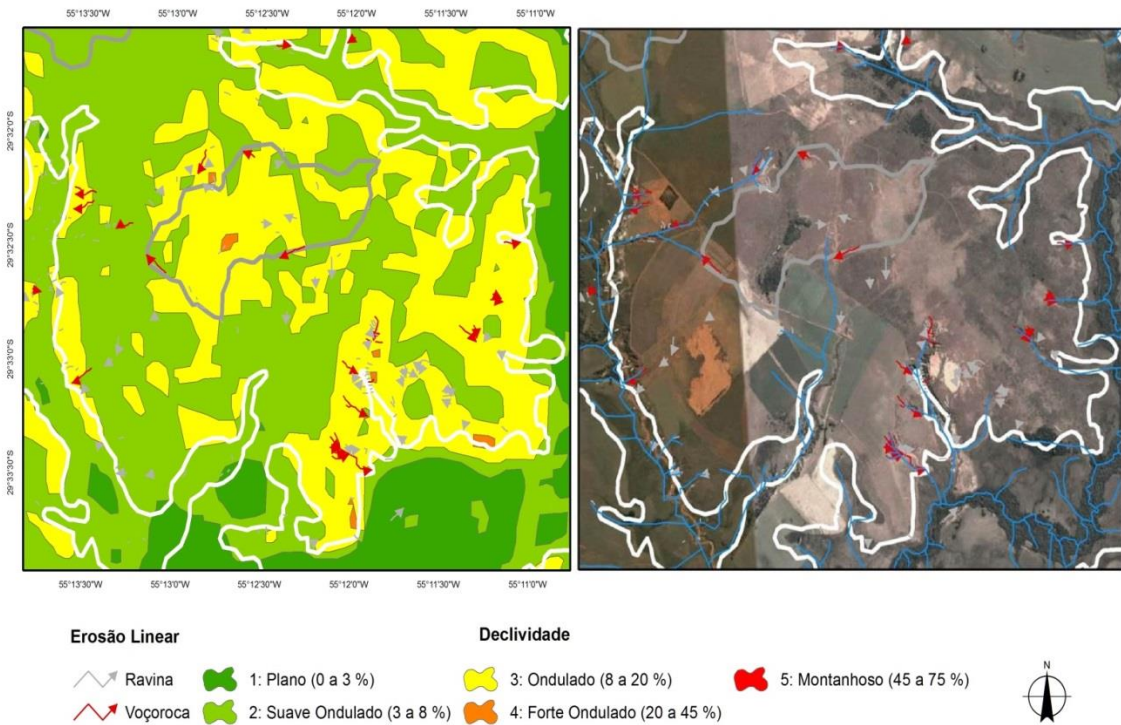


Figura 39. Declividade e erosão linear no compartimento de coxilha.

De forma generalizada observa-se que os topos das coxilhas são mais suaves (3 a 8 %) e por vezes planos (0 a 3 %) e vão incrementando seus valores conforme se aproximam da base, adquirindo ondulação (8 a 20 %). Os valores ondulados iniciam do terço médio para o inferior nas coxilhas, normalmente em conexão com as várzeas. Aí observa-se a grande maioria dos focos erosivos, vinculadas a mudança de classe de solo e ao maior grau de declive, favorecendo o entalhe hídrico.

A distribuição entre as faixas de declividade entre ravinas e voçorocas se aproximam, ambas com maior porcentagem em terrenos ondulados e em segundo em terrenos suave ondulados. As voçorocas são mais comumente encontradas nos terrenos planos (2,83 %), embora de maneira esporádica, do que as ravinas (1,03 %), justamente por se encontrarem contiguas a áreas planas de várzea e conectarem-se a rede de drenagem através de canais efêmeros de 1ª ordem.

Os baixos percentuais dos valores de forte ondulado e zero em montanhoso não signifiquem necessariamente que estas faixas são resistentes ao processo erosivos, mas se dá pela característica que estes valores não são encontrados de forma expressiva no interior do compartimento.

1.3 Erosão linear em Várzea

O compartimento é terceiro mais afetado por episódios de ravinamento e segundo de voçorocamento. Presentes 246 ravinas e 58 voçorocas, correspondendo a uma densidade de 0,13 km/km² de ravinas e 0,07 km/km² de voçorocas. As ravinas possuem extensão reduzida se comparada aos demais compartimentos, de 10 a 150 m, bem como as voçorocas, de 50 m a 250 m.

A respeito da distribuição das ravinas, gráfico 13, e voçorocas, gráfico 14, por forma do terreno são apresentados dois gráficos com a porcentagem que cada feição ocupa.

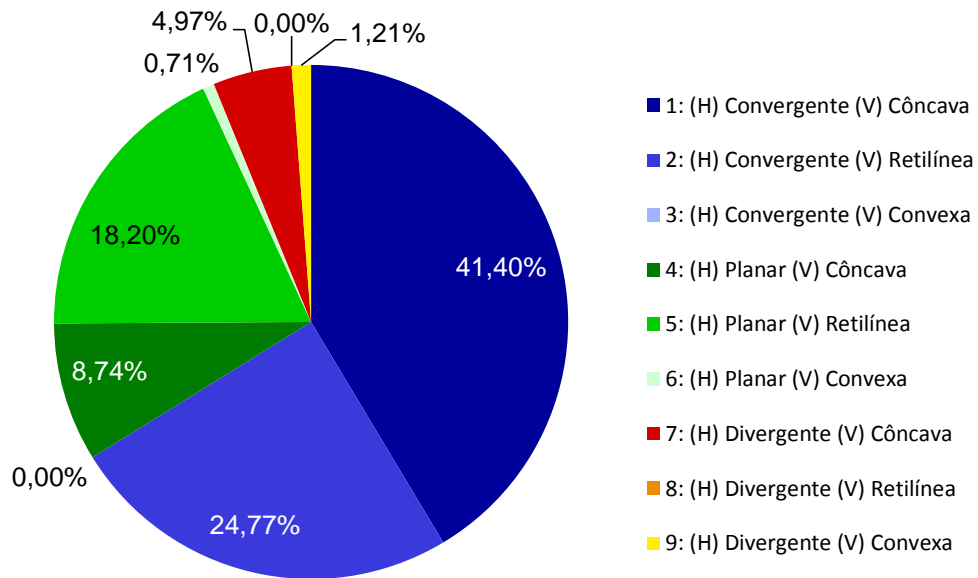


Gráfico 13. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de várzea.

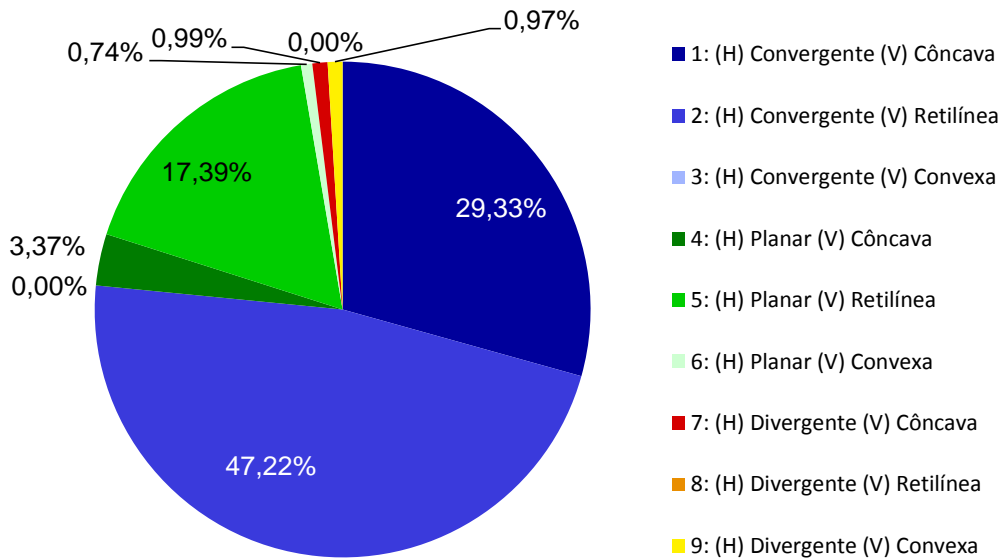


Gráfico 14. Porcentagem de voçorocas em diferentes FT, no compartimento de várzea.

Assim como nos outros compartimentos observa-se que existem classes preferenciais onde as ravinas e voçorocas se instalam, não sendo necessariamente as mesmas. Isto se relaciona com a posição na várzea que ocupam. Para ilustrar a distribuição dos sulcos no interior do compartimento se apresenta a figura 40, demonstrando área de várzea circundada por coxilhas.

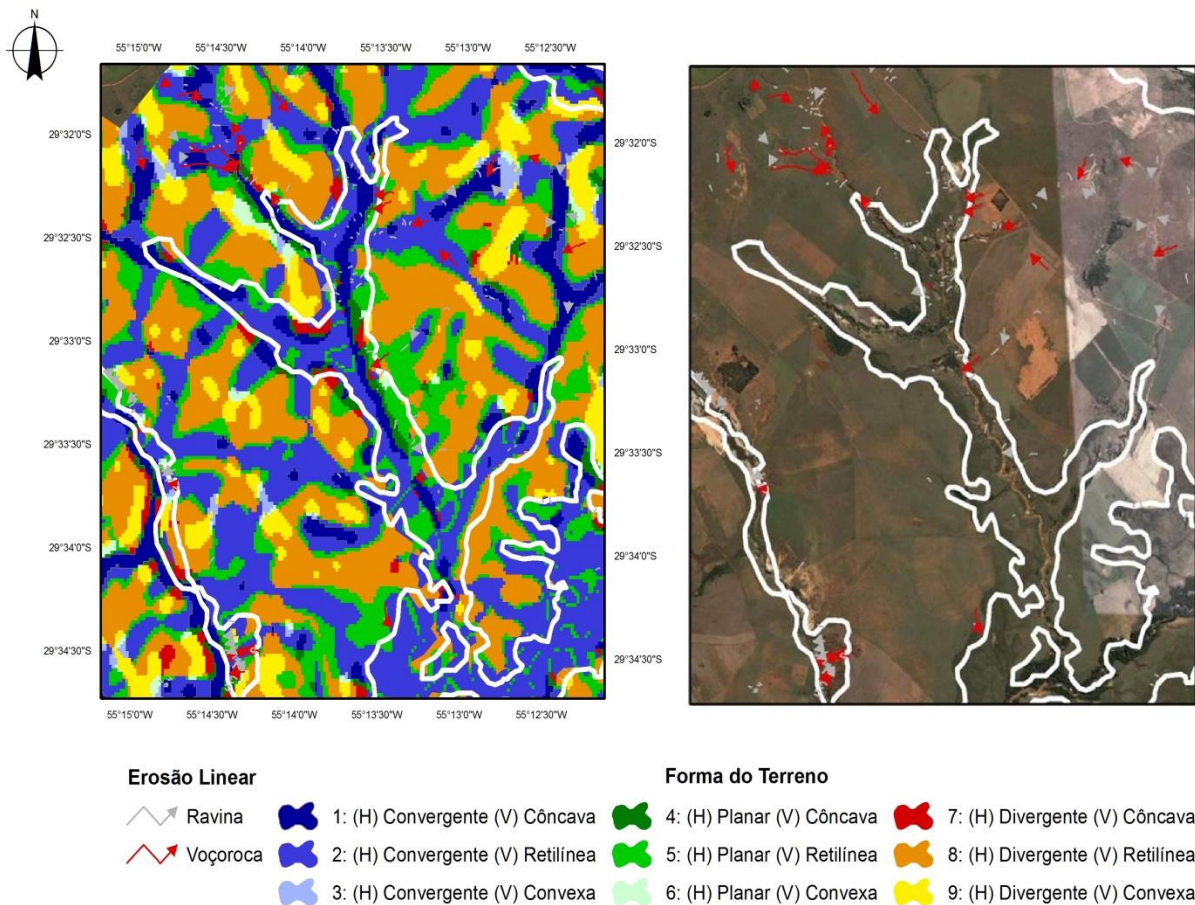


Figura 40. FT e erosão linear no compartimento de várzea. Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 40 apresenta em linha branca o limite da área de várzea em conexão com coxilha, sendo praticamente todo ele composto pelas curvaturas verticais côncavas e retilíneas da curvatura horizontal convergente. Estas formas ocupam a porção de leito menor dos rios. Quando côncavas costumam indicar várzeas intercoxilhas, quando retilíneas se associam a várzea dos maiores rios da bacia, como o Inhacundá e o Carai-Passos.

Embora devido a escala das aerofotografias em que o mapeamento dos compartimentos foi realizado não seja possível distinguir os diferentes leitos do rio, devido a sua posição de transição entre compartimento e maior altitude se pode inferir através da forma do terreno onde estão os leitos maiores e menores. Pela análise da imagem se indica em menor expressão alguns setores divergentes-côncavos, seguido em maior porcentagem por setores planares-retilíneo e planares-côncavos e em maior expressão setores convergentes-retilíneos, condizentes com a forma plana suavemente inclinada em direção a calha do rio dos leitos maiores. Nem

todas as áreas de várzea apresentam um leito maior, está sendo mais associada aos arroios Inhacundá e Carai-Passos, enquanto que as várzeas mais estreitas localizadas inter-coxilhas apresentem comumente somente o leito menor-convergente-côncavo.

As ravinas e voçorocas se apresentam quase todas nas transições entre coxilhas e leito maior (quando existente) ou rampas e leito maior (quando existente). Muitas vezes esta transição entre compartimentos é caracterizada por cabeceiras de drenagem, setor preferencial para que se instalem estes processos, principalmente no caso das voçorocas.

As ravinas também são muito numerosas nas várzeas inter-coxilhas estreitas, onde a passagem do terço inferior das coxilhas ocorre diretamente sobre o leito menor, correspondendo ao alto percentual (41,40 %) na classe convergente-côncava.

Não são observados episódios de sulcagem no leito menor dos arroios Inhacundá e Carai-Passos, que se encontram normalmente vegetados pela mata ciliar, correspondendo a setores de maior resistência aos processos erosivos.

Ao agrupar as classes de forma do terreno em suas curvaturas horizontais e verticais, gráfico 15, vemos algumas tendências gerais.

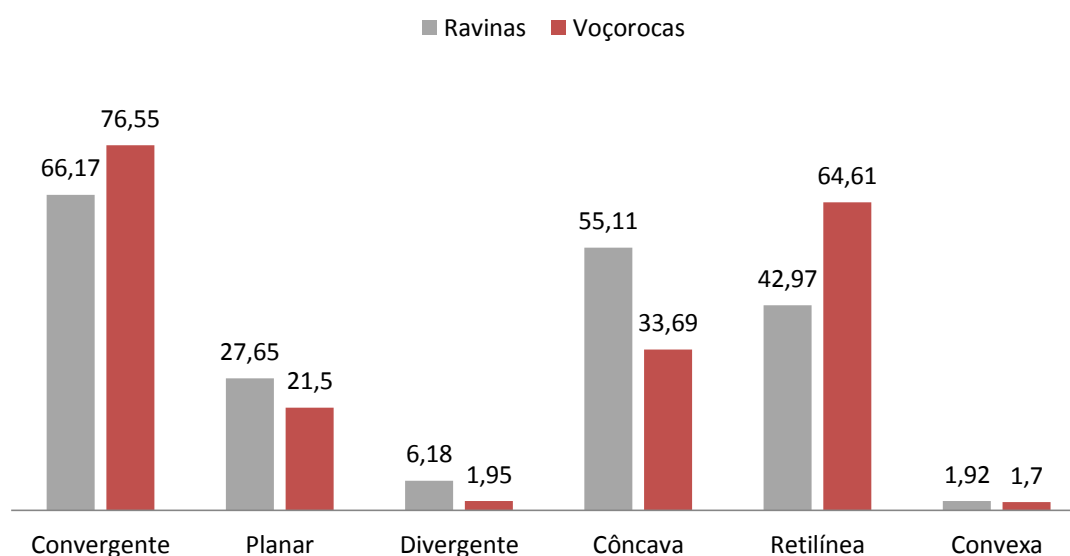


Gráfico 15. Porcentagem de ravinas e voçorocas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em várzea.

As curvaturas horizontais convergentes são aquelas que mais propiciam a confluência dos fluxos de linha d'água, representando a classe com maior abundância dos processos. As curvaturas verticais se diferenciam entre ravinas e voçorocas, devido a situação no compartimento em que se encontram. As ravinas são mais expressivas em setores côncavos, indicados para cabeceiras de drenagem e várzeas inter-coxilhas estreitas. As voçorocas são mais comuns no setor retilíneo, próprio da transição de coxilhas e rampas para as áreas de várzea mais alargadas, muitas vezes acopladas as cabeceiras de drenagem. Embora estas sejam situações preferencias também se observa voçorocas nos setores côncavos inter-coxilhas, assim como ravinas nas transições de compartimento. As curvaturas divergentes e convexas além de não serem expressivas no compartimento não são condicionantes para que se instalem os processo erosivos nas várzeas, apresentando os menores valores.

As faixas de declividade em que se encontram as ravinas e voçorocas é outro dado analisado, e são apresentados no gráfico 16, para ravinas, e gráfico 17, para voçorocas.

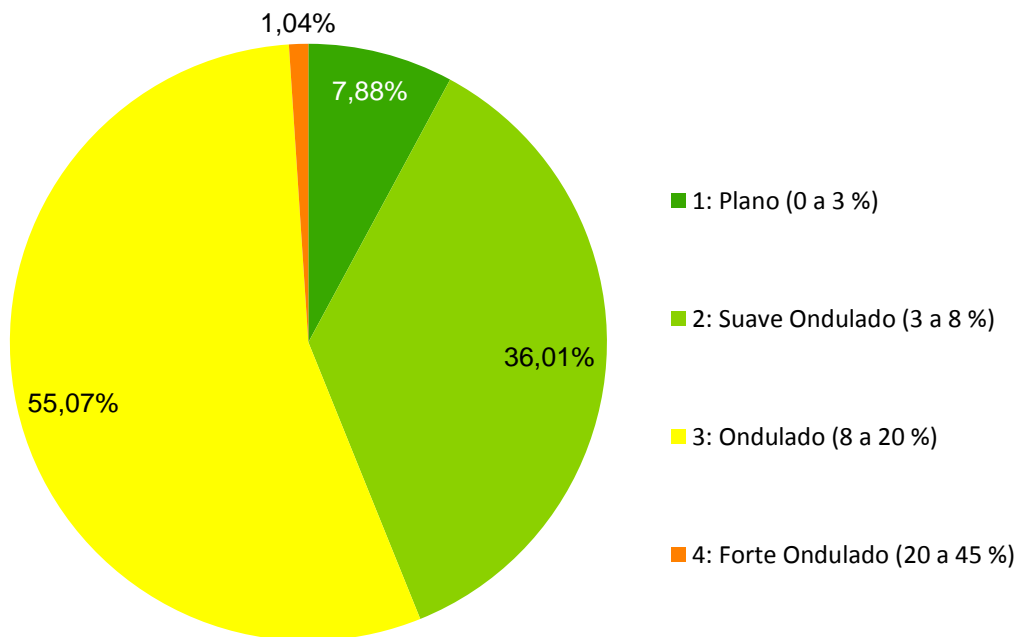


Gráfico 16. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de várzea.

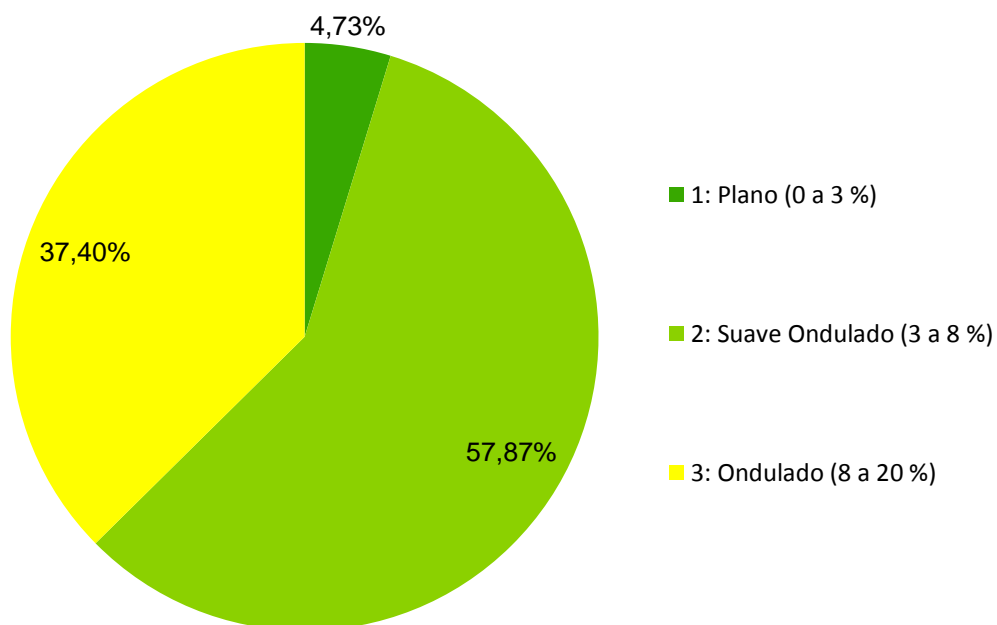


Gráfico 17. Porcentagem de voçorocas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de várzea.

Como nas classes de forma do terreno a declividade também ocupa diferentes setores na coxilha. Para exemplificar se apresenta figura 41.

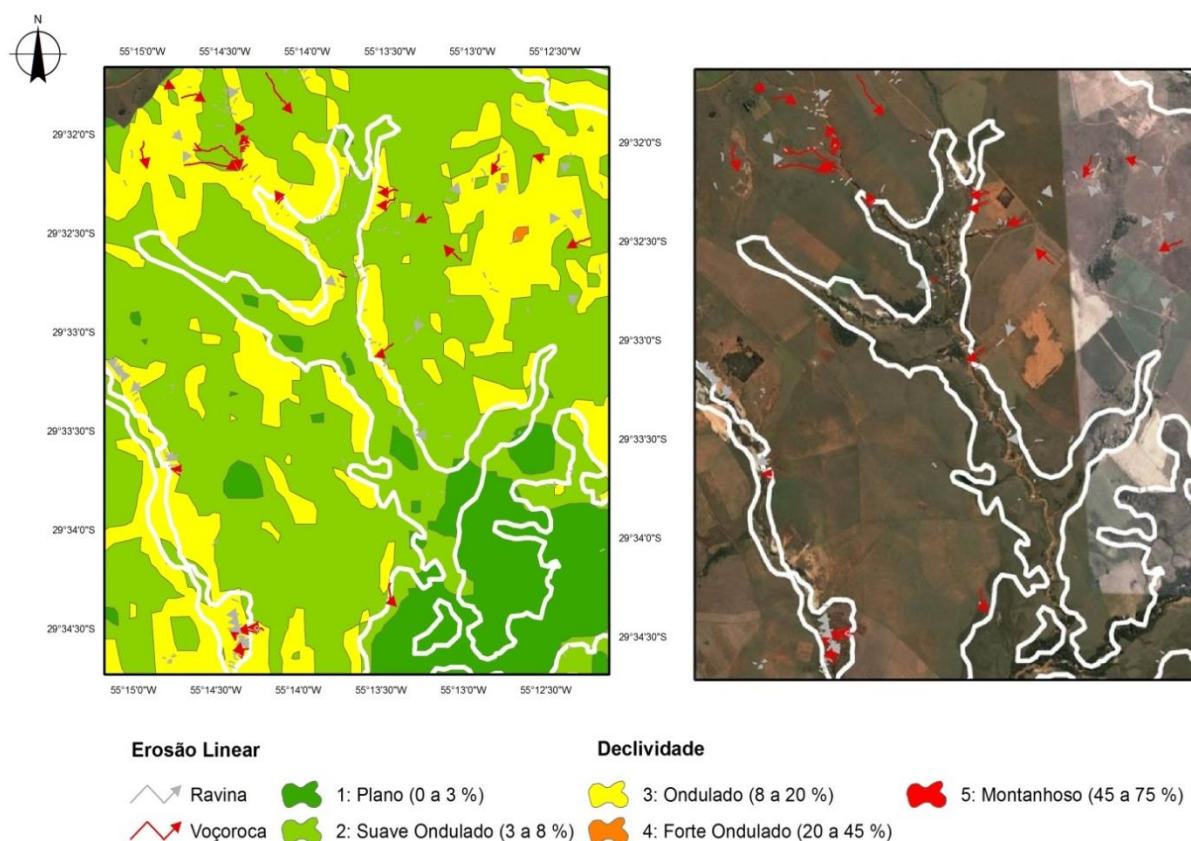


Figura 41. Declividade e erosão linear no compartimento de várzea. Fonte: Elaborado pelo autor.

Observa-se uma distribuição mais ou menos uniforme da declividade quanto à posição na várzea que ocupa. Na passagem dos compartimentos mais elevados para os mais rebaixados da várzea se observa um incremento de declividade, correspondentes aos valores ondulados (8 a 20 %). Estes valores acompanham os terços inferiores de coxilhas e rampas, e costumam adentrar um pouco na transição para a várzea. As áreas de várzeas estreitas inter-coxilhas por vezes são ocupadas como um todo por estes valores ondulados, embora de maneira mais usual se vinculem as faixas de suave ondulação (3 a 8 %), com alguns poucos setores contíguos aos leitos dos rios com declividade plana (0 a 3%). As áreas com várzeas largas, relacionadas a rios de 5^a e 6^a ordem, são extensivamente ocupadas por relevos planos, embora apresentem, por vezes, setores suaves ondulados.

Os valores mais elevados de ravinas em classe onduladas acompanham a sua maior disposição nos setores inter-coxilhas, enquanto as voçorocas acompanham declividades suaves onduladas das várzeas mais alargadas. Como já foi dito ambas categorias de erosão ocupam em segundo plano valores preferencias

inversos, sendo presente também voçorocas nos setores estreitos ondulados e ravinas em várzeas mais alargadas e mais suaves.

1.4 Erosão linear em Patamar arenítico-basáltico.

Este é o compartimento menos afetado pelos processos de erosão linear tanto do tipo ravina quanto voçoroca. Apresenta apenas 9 ravinas e nenhuma voçoroca, correspondendo a uma densidade de 0,01 km/km² de ravinas e 0,00 km/km² de voçorocas por área no patamar, todas ocorrendo sobre a porção do arenito Botucatu.

As ravinas apresentam diferentes comprimentos, tendo por média 48 m. Este é o valor médio, mas as ravinas possuem diferentes comprimentos, sendo as menores de 4 m e as maiores de 100 m.

A respeito da distribuição das ravinas por forma do terreno é apresentados o gráfico 18 com a porcentagem que a feição ocupa.

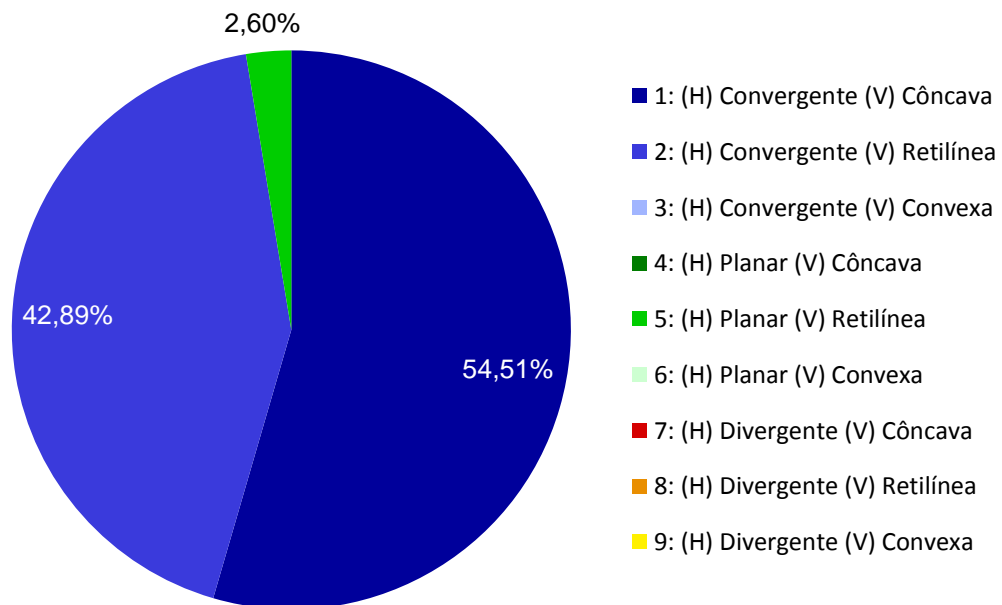


Gráfico 18. Porcentagem de ravinas em diferentes FT, no compartimento de Patamar arenítico-basáltico.

Assim como nos outros compartimentos observa-se que existem classes preferenciais onde o processo de erosão linear se instala. Isto se relaciona com a posição no interior do patamar que ocupam. Para ilustrar a distribuição de ravinas no interior do compartimento se apresenta a figura 42, demonstrando uma área de patamar arenítico-basáltico.

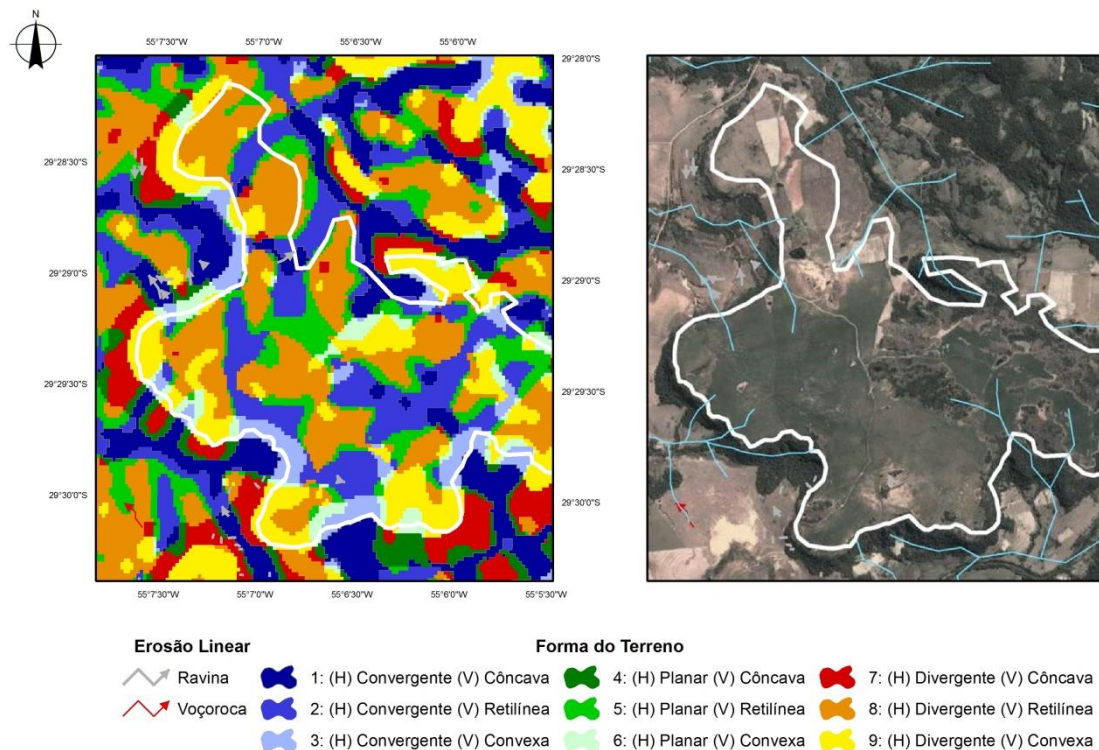


Figura 42. FT e erosão linear no compartimento de patamar arenítico-basáltico. Fonte: Elaborado pelo autor.

Diferentemente dos outros compartimentos afetados por episódios de ravinas e voçorocas o patamar arenítico-basáltico apresenta estas feições em classes bem definidas. A figura 42 que representa uma parcela deste compartimento é lida através da forma do terreno tendo seus topos representados pela cor amarela (divergente-convexa), decaindo suavemente em formas retilíneas divergentes (quando laranja) ou planares (quando verde). Entremeados a estas vertentes se observam faixas azuis convergentes, representando as cabeceiras de drenagem que surgem no patamar e escoam para as partes baixas das várzeas.

São nestas cabeceiras de drenagem onde as ravinas ocorrem. Acompanhando a curvatura convergente-côncava, situação preferencial onde o escoamento se instala, o trabalho erosivo das águas que escoam de montante a

jusante entalham verticalmente ravinas de pequenas dimensões. Acima do canal de escoamento, mas no interior da área de captação de águas nas cabeceiras, elas também surgem nos setores convergentes-planares.

De forma bem menos expressiva elas ocorrem nos setores planares-retilíneos, fora das cabeceiras de drenagem. Quando isto é observável as ravinas ocorrem associadas a afloramentos rochosos, onde no contato entre a mudança de litologia cria-se uma linha preferencial de escoamento. Ao agrupar as classes da forma do terreno por curvatura horizontal e vertical se apresenta o gráfico 19.

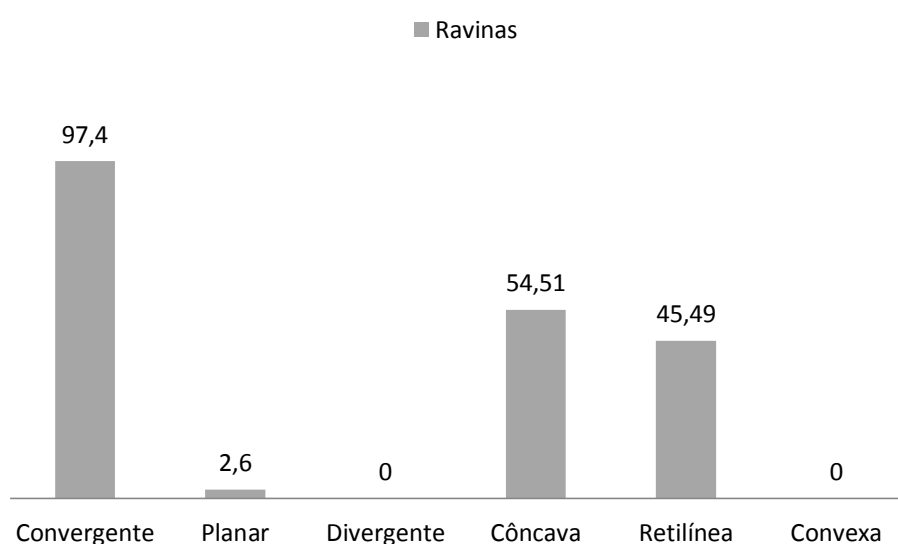


Gráfico 19. Porcentagem de ravinas por agrupamento de curvatura horizontal e vertical em patamar.

O patamar arenítico basáltico parece sofrer uma influência muito maior da curvatura horizontal do que qualquer outro compartimento. Isto pode ser relacionado com a disposição dos cursos d'água por compartimento. Enquanto rampas, coxilhas e áreas de várzea apresentam inúmeros cursos d'água e cabeceiras de drenagem no seu interior o patamar arenítico-basáltico não apresenta cursos correntes e apenas esporadicamente se instalam pequenas cabeceiras de drenagem. O trabalho erosivo em busca de um nível de base acaba confinado a estes pequenos setores convergentes, onde a competência erosiva é maior. As voçorocas por sua vez não se encontram presentes no compartimento, talvez pelo diminuto tamanho das cabeceiras, ou ainda, devido a ausência do freático devido a situação topográfica elevada. Ainda é possível que o lençol freático se encontre muito rebaixado, não

ocorrendo o entalhe vertical até ele e, conseqüentemente, não se instalando o processo.

As faixas de declividade em que se encontram as ravinas é outro dado analisado, e são apresentados no gráfico 20, e ocupam diferentes setores do patamar, exemplificado pela figura 43.

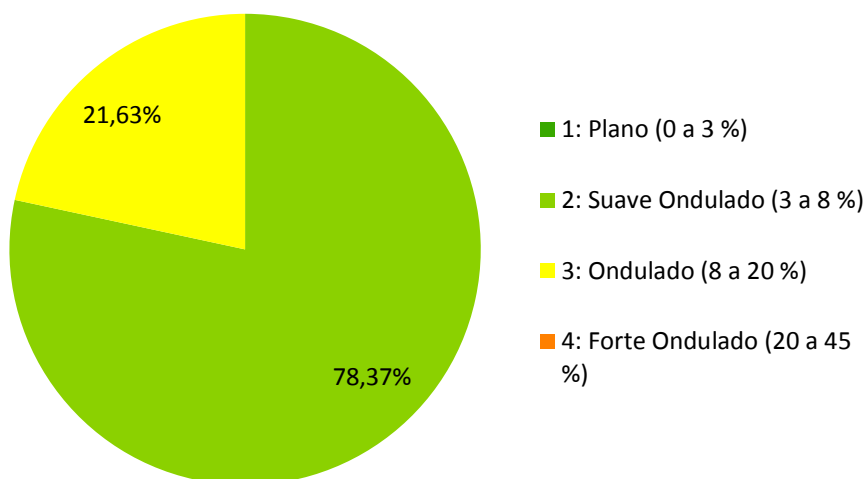


Gráfico 20. Porcentagem de ravinas em diferentes faixas de declividade, no compartimento de patamar arenítico-basáltico.

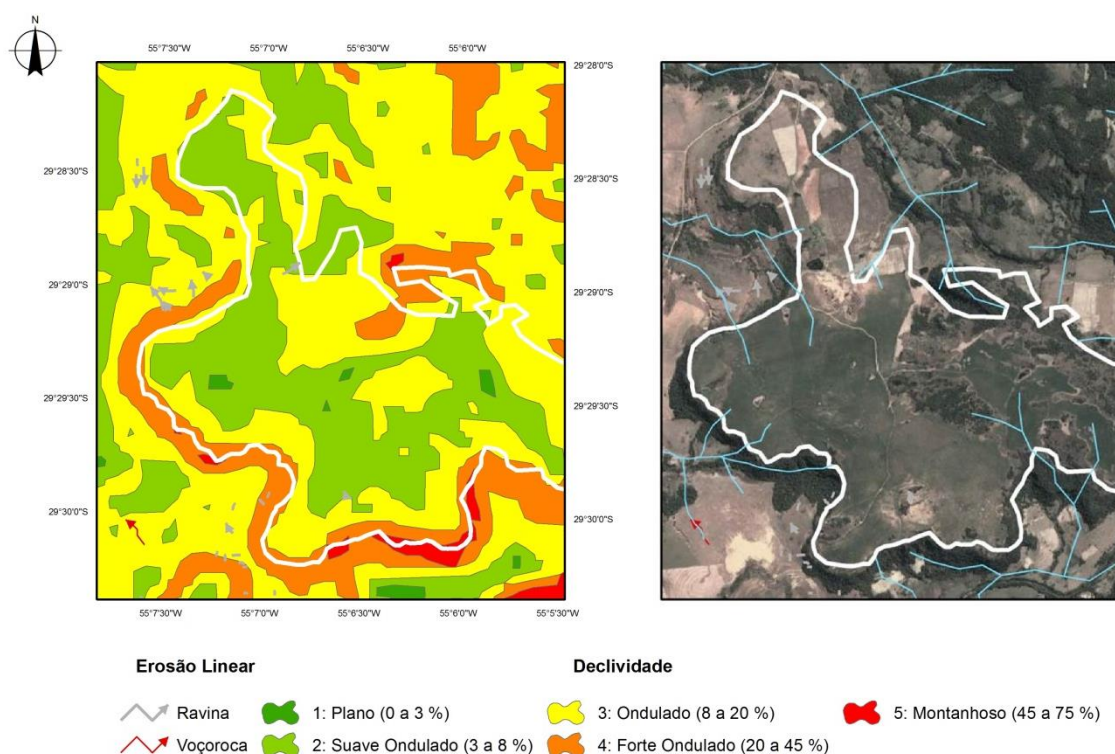


Figura 43. Declividade e erosão linear no compartimento de patamar. Fonte: Elaborado pelo autor.

A declividade no compartimento se apresenta relativamente bem setorizada. Os relevos ondulados (8 a 20 %) se encontram ou nos topos divergentes-convexos quando presente o basalto ou ao final do compartimento, onde se encerram abruptamente com o início das encostas, de maior declividade. Em alicive suave ondulado entre estes dois setores se observa a faixa verde claro (3 a 8 %) onde preferencialmente se instalam as cabeceiras de drenagem. De forma incipiente estão presentes faixas de forte ondulação (20 a 45 %) marcando a transição entre patamar e encosta.

As ravinas se apresentam expressivamente na transição entre os relevos ondulados e de suave ondulação, avançando no interior deste segundo.

2. Areais

Foram identificadas 106 manchas arenosas para toda a bacia hidrográfica do arroio Inhacundá. Estas estão distribuídas entre dois compartimentos, conforme a tabela 9.

	Coxilhas	Rampa
Areais	44	62
Área em km²	1,22734	1,11626
(%) em relação ao compartimento	0,97	3,47

Tabela 9. Distribuição de areais por compartimento.

A exemplo das feições erosivas o mapeamento de manchas arenosas foi cruzado com duas variáveis morfométricas: forma do terreno, tabela 10, e declividade, tabela 11. Os valores são apresentados em km².

Forma Do Terreno	COXILHA	RAMPA
1: (H) Convergente (V) Côncava	0,17756	0,20672
2: (H) Convergente (V) Retilínea	0,271	0,14103
3: (H) Convergente (V) Convexa	0,00793	0,0114
4: (H) Planar (V) Côncava	0,06192	0,10442
5: (H) Planar (V) Retilínea	0,26907	0,13592
6: (H) Planar (V) Convexa	0,02358	0,00419
7: (H) Divergente (V) Côncava	0,02773	0,20358
8: (H) Divergente (V) Retilínea	0,30122	0,26688
9: (H) Divergente (V) Convexa	0,08738	0,04212
TOTAL:	1,22734	1,11626

Tabela 10. Relação de areais por compartimento e forma do terreno, em km².

Classes de Declividade	COXILHA	RAMPA
1: Plano (0 a 3 %)	0	0
2: Suave Ondulado (3 a 8 %)	0,60161	0,3677
3: Ondulado (8 a 20 %)	0,61967	0,65108
4: Forte Ondulado (20 a 45 %)	0,00602	0,09748
5: Montanhoso (45 a 75 %)	0	0
TOTAL	1,22734	1,11626

Tabela 11. Relação de areais por compartimento e declividade, em km².

Estes dados gerados são apresentados em conjuntos para melhor comparação e são discutidos individualmente por cada compartimento a seguir.

2.1 Areais em Coxilhas.

O compartimento de coxilhas possui 44 manchas arenosas que ocupam 0,97 % de sua área, sendo o segundo compartimento mais afetado. Devido à área média das manchas arenosas, 0,022 km², ser superior ao do compartimento das rampas

mesmo com um número inferior de episódios de areais apresenta a maior área dos três compartimentos, 1,22734 km². As menores manchas possuem 0,00019 km² enquanto as maiores possuem 0,21315 km².

Os areais se instalam preferencialmente no terço médio das coxilhas, embora ocupem porções do terço inferior e, eventualmente, pequenas porções de topo de coxilha, especialmente se há presença de afloramentos rochosos. Quando encontrados no terço médio das coxilhas se encontram conjugados a episódios de ravinamento ou a jusante dos mesmos. Quando encontrados no terço inferior estão associados a áreas deprimidas inter-coxilhas, também intensamente ravinadas, onde ocorre a deposição das areias em movimento.

A análise da forma do terreno oferece subsídios para interpretação da posição no interior do compartimento em que os areais se encontram, conforme o gráfico 21 e figura 44.

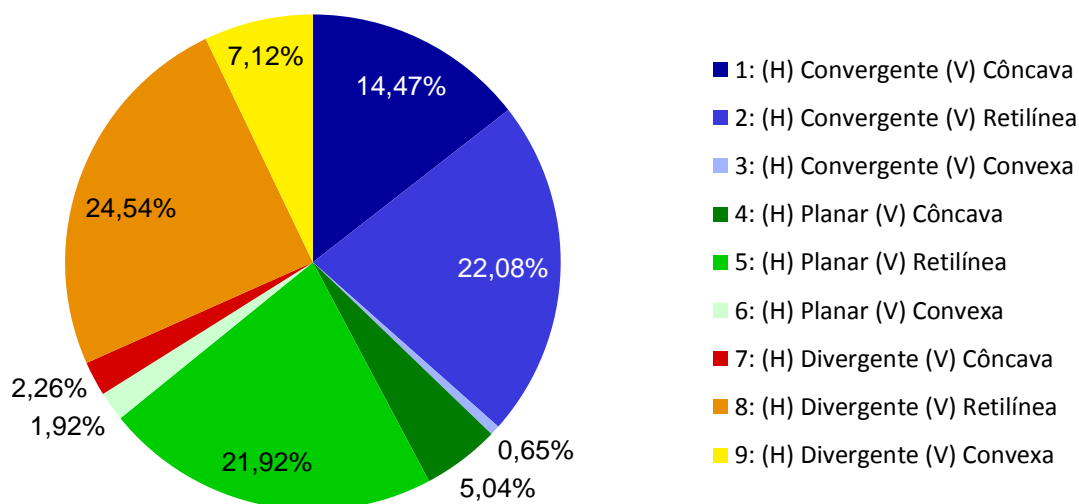


Gráfico 21. Distribuição das manchas arenosas em relação à forma do terreno, no interior das coxilhas.

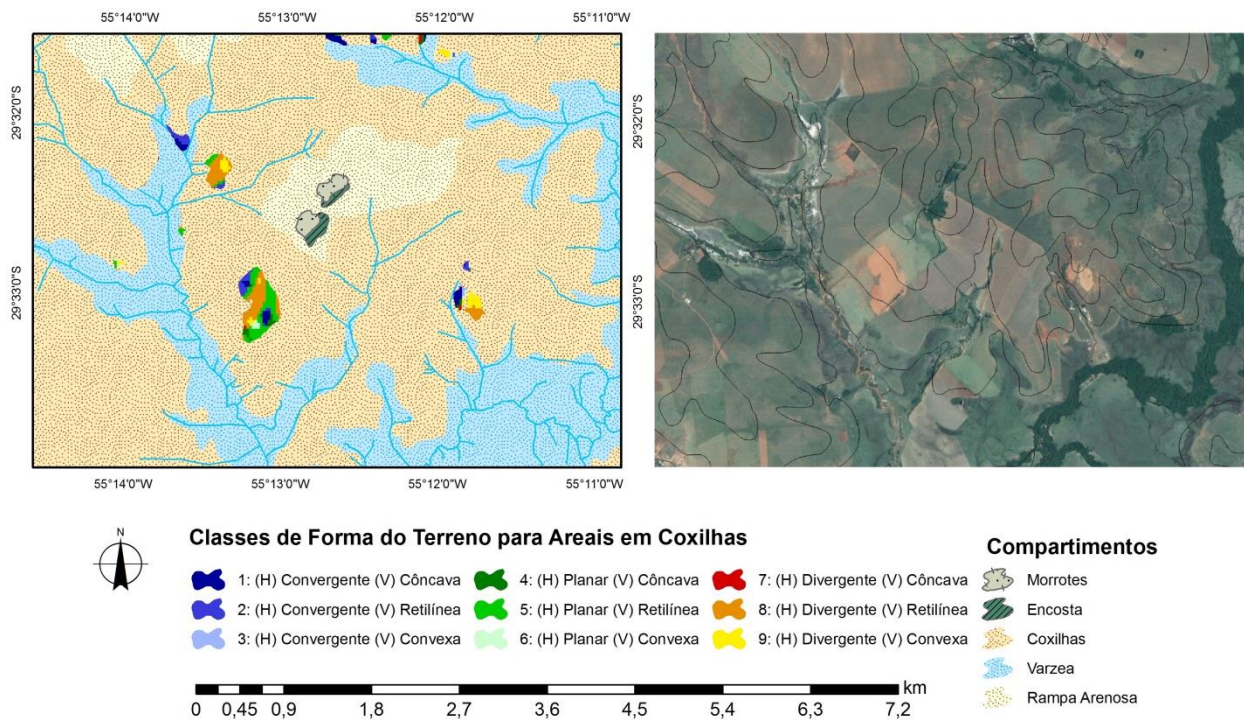


Figura 44. Classes de Forma do Terreno para areais em terço médio de coxilhas. Fonte: Elaborado pelo autor.

A figura 44 ilustra algumas manchas arenosas em terço médio de coxilhas, bem representado pelas curvaturas divergente-retilínea (em laranja) e planar-retilínea (em verde). As manchas arenosas que se depositam neste setor acompanham a própria curvatura da vertente e se associam com as mesmas classes preferencias para instalação de processos erosivos de ravinas. A forma retilínea permite a coalescência de leques arenosas a jusante de ravinas, que se encontram paralelas entre si nesta classe de curvatura vertical. De forma mais esporádica se observa alguns setores divergente-convexo no interior das manchas, apontando porções mais elevadas. Quando situadas em setor inter-coxilhas aparecem curvaturas convergentes representadas pela cor azul.

Assim como ocorre no terço médio das coxilhas os areais que se formam no terço inferior acompanham a forma da própria vertente. Representados principalmente por formas convergentes, com 8 % de presença a mais na classe retilínea que na côncava e valores quase nulos para convexa.

A respeito das classes de declividade em que se encontram os areais o gráfico 22 expõe seus respectivos valores e a figura 45 a ilustra.

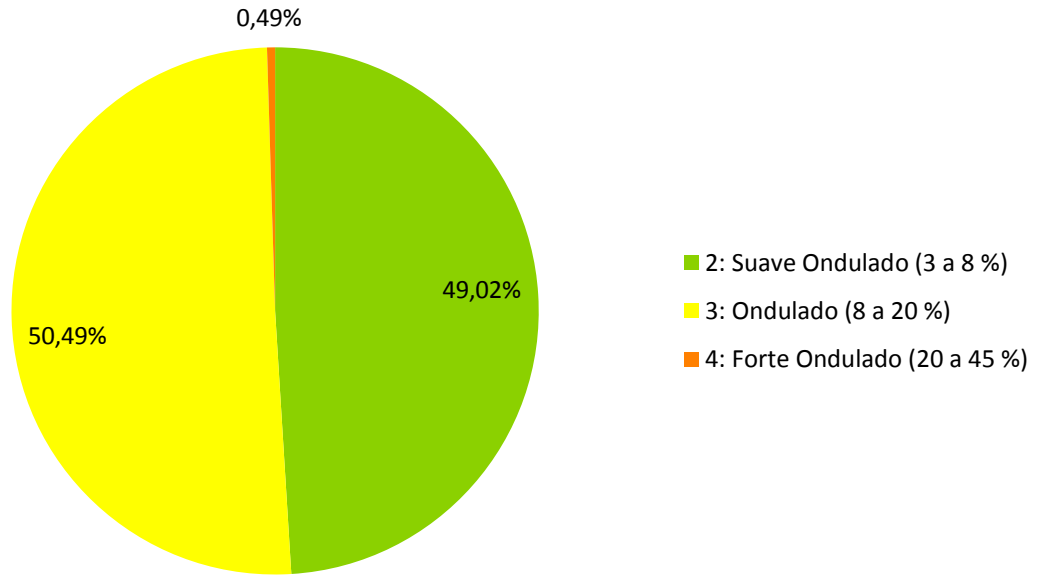


Gráfico 22. Distribuição das manchas arenosas em relação à declividade, no interior das coxilhas.

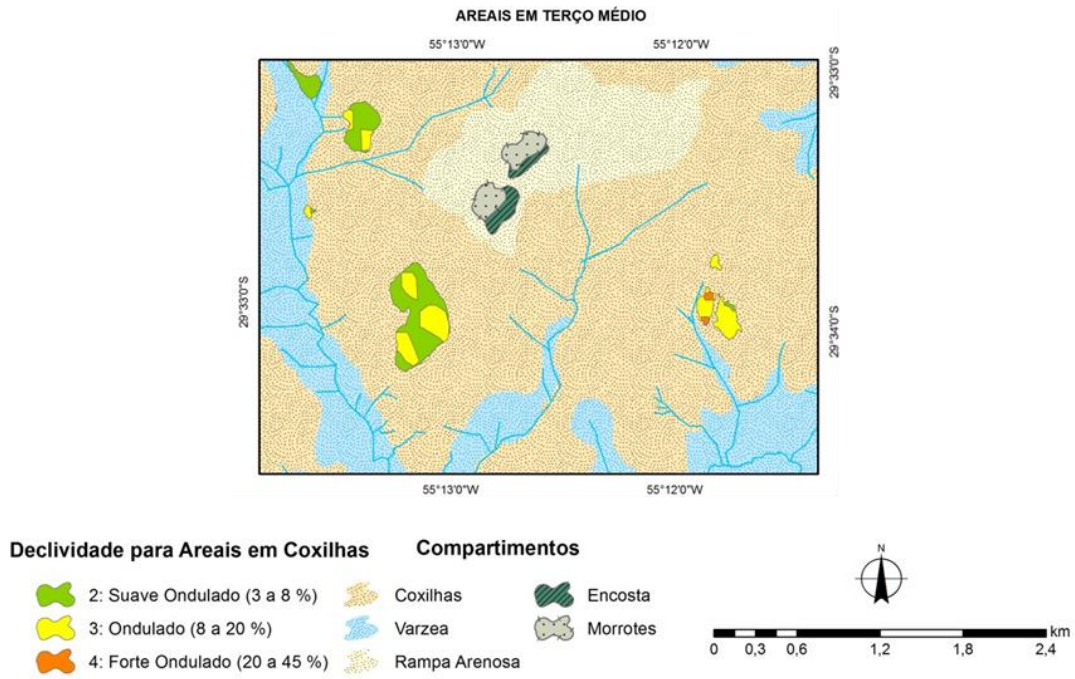


Figura 45. Classes de Declividade para areais em coxilhas. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os valores de declividade encontrados se distribuem quase igualmente entre as classes suave ondulado (3 a 8 %) e ondulado (8 a 20 %), sendo quase desprezíveis os valores de forte ondulado (20 a 45 %) e inexistente as demais classes. Embora episódios de erosão linear possam ser encontrados na classe plana (0 a 3 %) no interior do compartimento não são perceptíveis areais associados a eles. A distribuição quase igual entre valores suave ondulados e ondulados pode ser entendido devido ao fato que a maioria dos areais que ocorrem em coxilha se apresentam a média vertente, onde ocorre a passagem gradual das classes suave ondulados do topo para as onduladas na base.

2.2 Areais em Rampas Arenosas.

O compartimento de rampas arenosas possui 62 manchas arenosas que ocupam 3,47 % de sua área, sendo o compartimento mais afetado. A área média dos areais é de 0,016 km², enquanto as menores manchas possuem 0,00006 km² e as maiores 0,15635 km².

Os areais se instalam preferencialmente no terço superior das rampas, associadas a inúmeros episódios de ravinamento ocasionados pela ruptura de declividade das encostas dos morros testemunhos com o declive mais suave das rampas. Em situação de menor ocorrência aparecem a jusante de ravinas em terço médio de rampas que podem, eventualmente, se alongar para o terço inferior.

A distribuição de formas do terreno no interior das manchas arenosas quando situadas no compartimento de rampa arenosa se diferencia daquela apresentada para o compartimento de coxilhas. Os valores da distribuição entre as nove classes são apresentados no gráfico 23 e ilustrados pela figura 46.

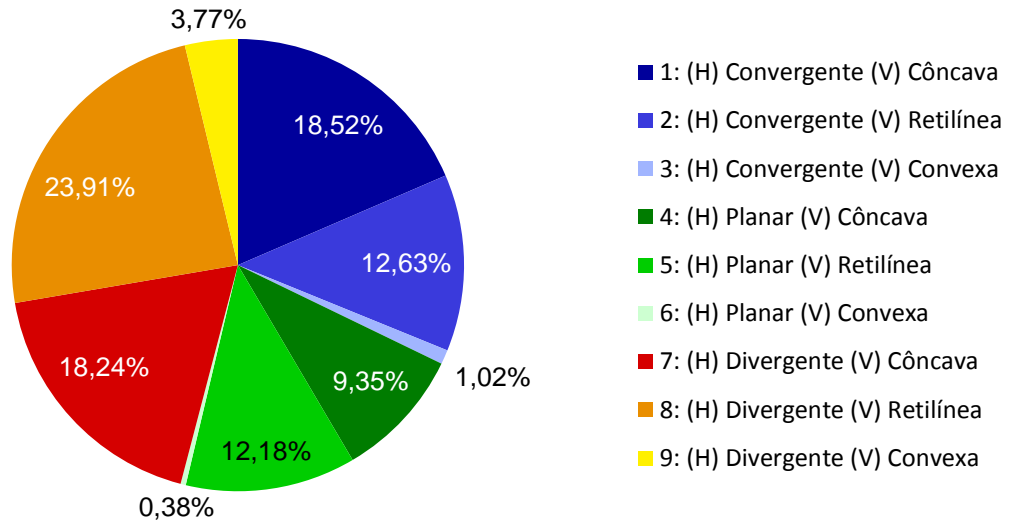


Gráfico 23. Distribuição das manchas arenosas em relação à forma do terreno, no interior das rampas.

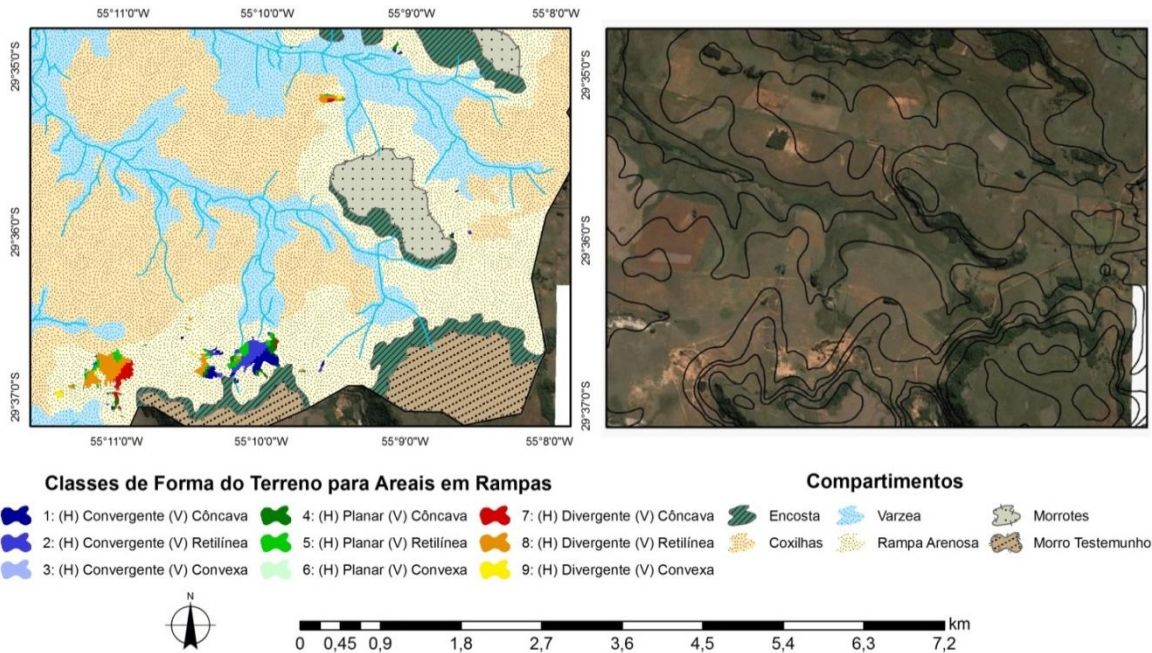


Figura 46. Classes de Forma do Terreno para areais em rampas. Fonte: Elaborado pelo autor.

A distribuição das classes de forma de terreno no interior das manchas arenosas parece acompanhar a própria curvatura da vertente a qual o areal depositou-se. Isto explicaria o percentual mais elevado encontrado nos valores divergente do que no compartimento de coxilhas, pois as rampas arenosas tendem a manter a divergência das encostas dos morros testemunhos. Embora a maioria das

classes divergentes se relacionem ao terço superior da rampa elas podem ser encontradas avançando para o terço médio. Os valores convergentes normalmente se situam no terço inferior da rampa, mas isto não pode ser tomado como regra, visto que aparecem acompanhando cabeceiras de drenagem em todas as posições do compartimento. Melhor setorizado são as curvaturas planares, quase sempre presentes no terço médio. Torna-se difícil classificar os areais pelos dados da curvatura horizontal da vertente, visto que eles aparecem distribuídos de forma similar em todas as três classes. Quanto a curvatura vertical as manchas aparecem bem relacionadas às curvaturas retilíneas (48,73 %) e côncavas (46,11 %). Guasselli *et al.* (2009) e Evers (2010) interpretam que o trabalho erosivo relacionado ao processo de arenização acaba por realizar uma mudança setorial nas rampas arenosas, modificando formas originalmente retilíneas para côncavas. Isto explicaria os elevados percentuais côncavos. Outra possibilidade interpretativa é que as curvaturas côncavas fornecem um bom ambiente de deposição, onde os leques arenosos a jusante dos ravinamento, acabam por preencher as concavidades do compartimento.

Os valores de declividade associados as manchas arenosas são expostos no gráfico 24 e ilustrados pela figura 47.

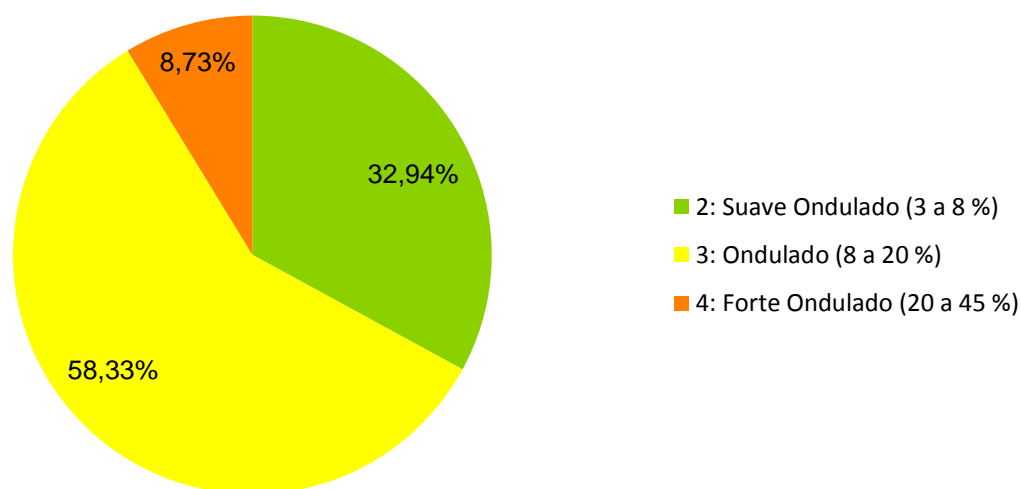


Gráfico 24. Distribuição das manchas arenosas em relação à declividade, no interior das rampas.

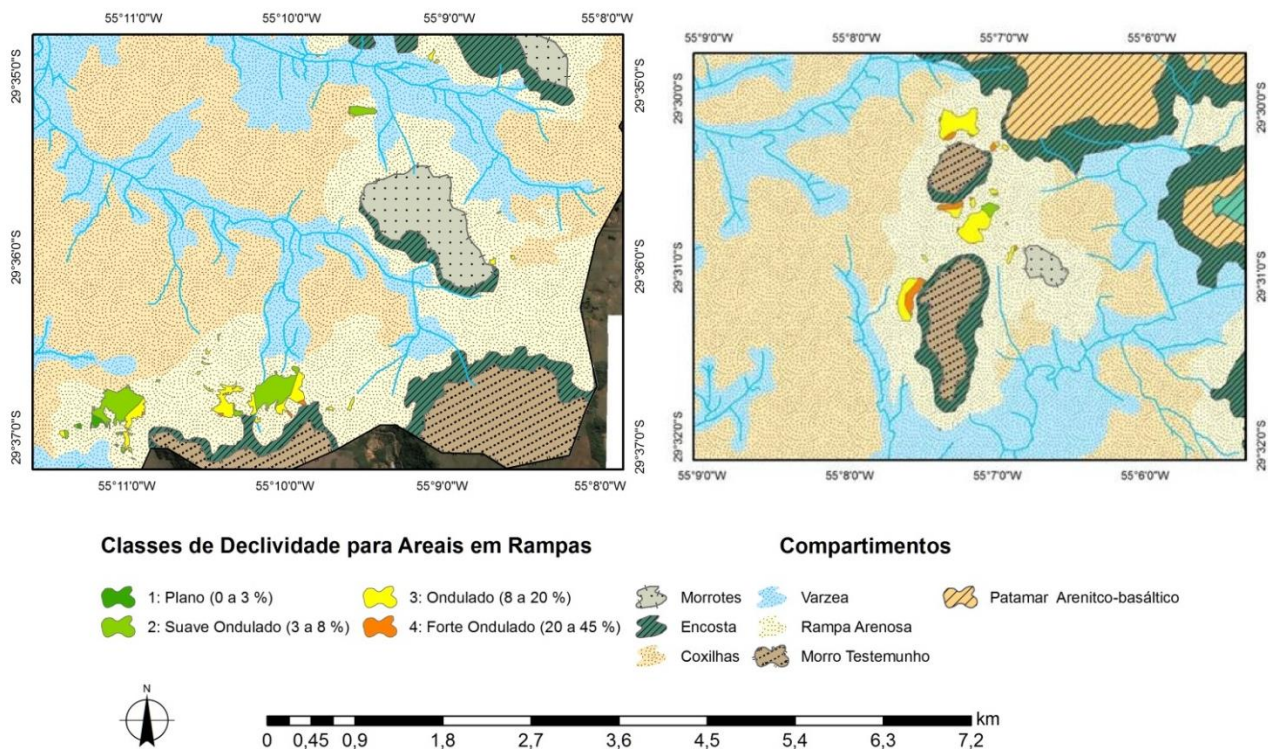


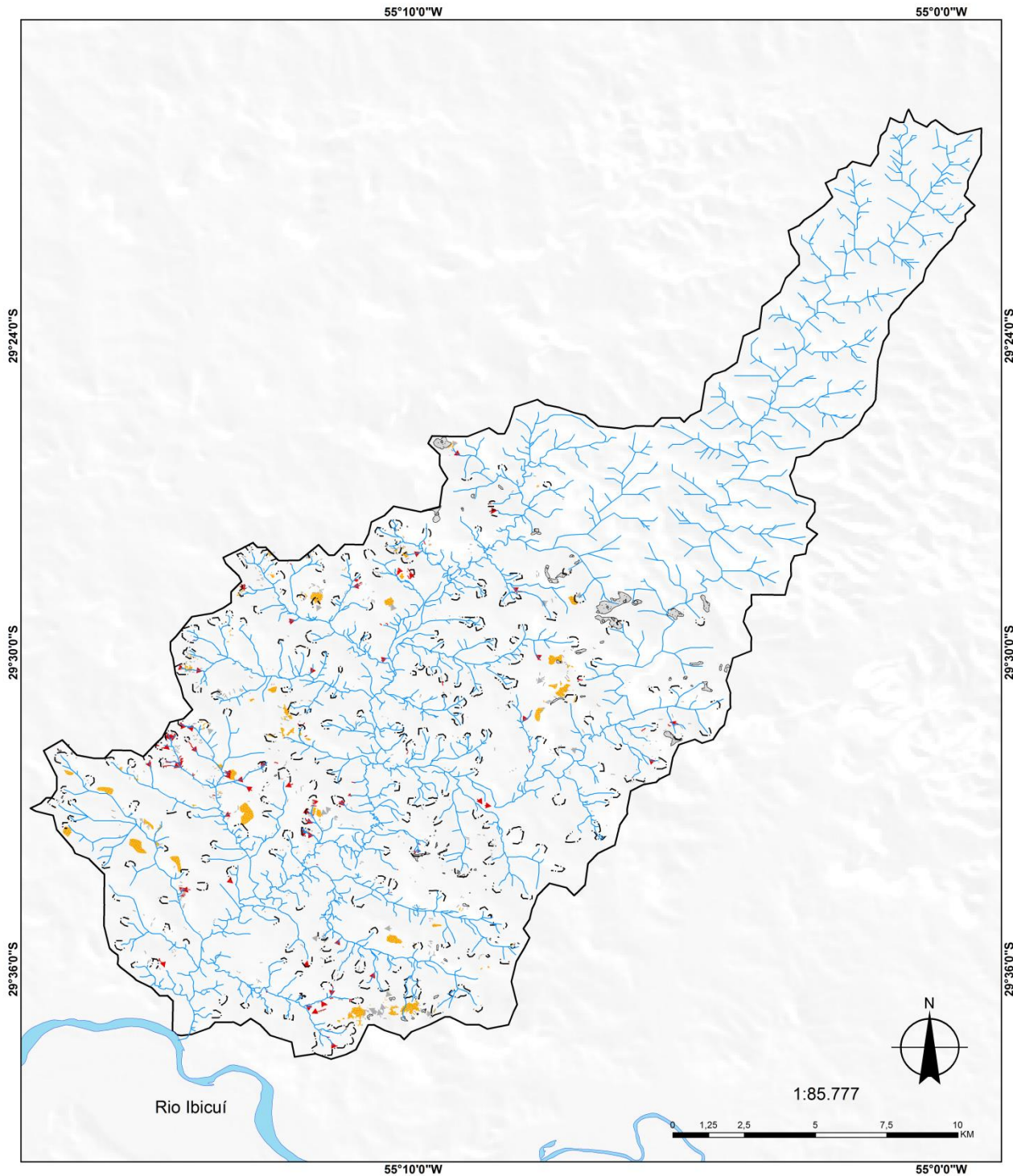
Figura 47. Classes de Declividade para areais em rampas. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os areais situados nas rampas arenosas apresentam maiores valores de declividade, justamente por estarem distribuídos no compartimento de rampa, que apresenta declividades superiores ao compartimento de coxilhas. Quando mais próximo da encosta associada à rampa em que se encontra o areal maior será sua declividade. Assim observam-se os maiores valores na classe ondulado (8 a 20 %), embora as partes superiores das manchas próximas as encostas apresentem valores de forte ondulação (20 a 45 %). Os valores de suave ondulação (3 a 8 %) aparecem a partir do terço médio da rampa, estendendo-se até seu limite com áreas de coxilha ou várzea. Associados as maiores declividades é encontrada a presença de blocos de arenito, depositados juntos ao final das encostas dos morros testemunhos.

A figura 48 representa a distribuição das feições superficiais no interior da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá. Devido a escala de apresentação do mapa não é possível observar todas as ravinas, voçorocas e areais mapeados para o trabalho, sendo somente observáveis os maiores episódios erosivos, possíveis de serem representados na escala de 1:100.000. Claramente se vê que, à exceção dos afloramentos rochosos, todas as feições superficiais mapeadas se vinculam à

Depressão Central, configurada por rochas areníticas e depósitos superficiais. No Planalto Meridional, de litologia basáltica, não ocorrem episódios de erosão linear e areais, e as cabeceiras de drenagem não se configuram em anfiteatro.

Feições Superficiais na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



Feições Superficiais:

-  Afloramento Rochoso
-  Cabeceiras em Anfiteatro
-  Ravina
-  Voçoroca
-  Areais

Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: 1) Cartas Topográficas do DSG 1:50.000, folhas: São Francisco de Assis(1998), Vila Kramer (1978), Manoel Viana (1978), Boa Esperança(1992); 2) Imagem de radar SRTM, folha SH-21-X-D. 3) Mapa geológico 1:750.000 do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2008); 4) o Aerofotografias 1:60.000 VM AST-10, números do ano de 1964: 61289; 61288; 61287; 61286. Números do ano de 1965: 19700; 1971; 19702; 19703; 19704. Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 48. Mapa de feições superficiais na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.

4.5 Classes de solos e sua distribuição.

Podemos entender o solo como um recurso natural, lentamente renovável, constituído tridimensionalmente por partes líquidas, sólidas, sendo estas minerais e/ou orgânicas, e gasosas. Limita-se em sua porção superior com a atmosfera, lateralmente apresenta contatos com corpos d'água, formações rochosas, gelo ou matérias detríticas não consolidados. O limite inferior do solo contrasta como o topo pelo decréscimo de constituintes e atividade biológica, além de menor ritmo de intemperismo sobre o substrato rochoso, ou material inconsolidado, sobre qual o solo evolui.

O solo é um corpo dinâmico, fruto da interação entre o relevo (que modifica a condição de penetração da água, exposição ao sol, e movimentação de material sobre o terreno), o clima (que influencia no intemperismo através da temperatura, umidade, precipitação), da geologia (que fornece o material de origem para a formação de um solo), dos organismos que existem no solo (que fornecem matéria orgânica para o solo, além da atividade de raízes e animais), do uso e manejo antrópico e do tempo que todas estes elementos tiverem para atuar em diferentes graus e combinações.

As diferentes combinações entre estes fatores resultam em diferentes organizações no perfil de solo. Quando observados verticalmente apresentam seções aproximadamente paralelas entre si que se distinguem do material que lhes deu origem, através de adições, perdas, translocações e transformações de energia e matéria, que ocorrem ao longo do tempo e sob a influência dos fatores clima, organismos e relevo (EMBRAPA, 2006). Estas seções paralelas são entendidas como os horizontes do solo e, segundo Streck *et al.* (2008), os principais horizontes encontrados são:

A: horizonte mineral situado na superfície (ou abaixo do horizonte O ou H, quando presentes), que apresenta concentração de matéria orgânica decomposta, incorporada pela atividade biológica. Geralmente possui coloração mais escura que os horizontes subjacentes.

E: horizonte de coloração mais clara devido a perda de argila, matéria orgânica ou óxidos de ferro, transferidos para o horizonte B por eluviação. Em consequência este horizonte apresenta maior concentração de areia, constituída principalmente de quartzo.

B: horizonte mineral formado abaixo dos horizontes A ou E, de coloração mais viva em comparação aos horizontes A e C. Apresenta estrutura bem desenvolvida, podendo ou não apresentar maior concertação de argilas que os horizontes superiores.

C: horizonte mineral subjacente ao horizonte B ou A, quando B está ausente. É um horizonte constituído de rocha alterada, pouco afetado pelos processos pedogenéticos. Em geral aponta o material de origem do solo.

R: representa o substrato rochoso consolidado.

Os horizontes do solo podem ser diferenciados entre si através de observações de campo, onde características observáveis a olho nu como cor, espessura, textura, presença de atividade ou matéria orgânica, cerosidade, rochosidade e pedregosidade permitam classifica-los, juntamente com análises em laboratório quando necessário, em diferentes classes de solo. Diferentes classes de solos apresentam estágios de evolução que vão do jovem ao maduro, fértil ou infértil, incipientes ou espessos, evidenciando diferentes gêneses, normalmente vinculadas a diferentes porções da paisagem.

No interior da área de estudo foram identificados cinco diferentes classes de solo, Neossolos Litólicos (RL), Neossolos Quartzarenicos (RQ), Argissolos (PV), Latossolos (LV) e Planossolos (SX), conforme gráfico 25. A figura 61, ao final deste item, expõe no interior da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá a distribuição destas classes de solo em forma de mapa.

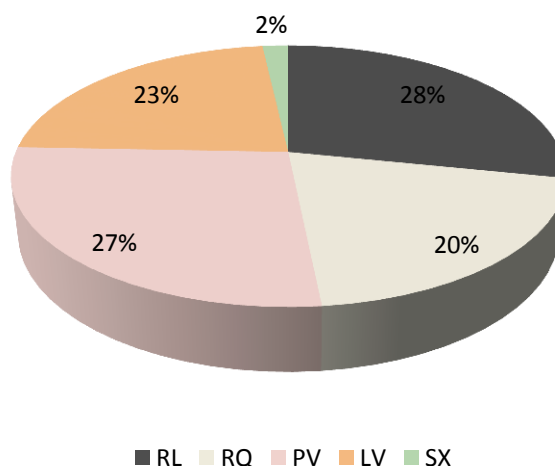


Gráfico 25. Distribuição percentual das classes de solo na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá.

A seguir são descritas as classes de solo encontradas para bacia hidrográfica do arroio Inhacundá através do levantamento bibliográfico, trabalho de campo e laboratório. As classes de solo são descritas através dos parâmetros do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006)

4.4.1 Neossolos

Os neossolos são entendidos como solos novos, como sugere o prefixo *Neo*, sendo pouco desenvolvidos. Esta classe compreende aqueles solos constituídos por material mineral, ou orgânico pouco espesso, não apresentando alterações expressivas em relação ao material parental sobre o qual evoluiu, devido à baixa intensidade dos processos pedogenéticos atuantes. Isto pode ocorrer em razão das características do próprio material de origem, como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou ainda devido aos próprios fatores que influenciam na formação dos solos, como o clima, relevo e o tempo, que atuam de forma a impedir ou limitar a sua evolução pedológica (EMBRAPA, 2006).

Para a área de estudo os neossolos podem ser distribuídos entre Neossolos Litólicos e Neossolos Quartzarênicos em sua segunda ordem, e serão apresentados a seguir de acordo com esta diferenciação.

Neossolos Litólicos Eutróficos

Segundo ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006) os Neossolos Litólicos são descritos como:

“Solos com horizonte A ou hístico, assentados diretamente sobre a rocha ou sobre um horizonte C ou Cr ou sobre material com 90% (por volume) ou mais de sua massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2mm (cascalhos, calhaus e matações), que apresentam um contato lítico típico ou fragmentário dentro de 50cm da superfície do solo. Admite um horizonte B em início de formação, cuja espessura não satisfaz a qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. (EMBRAPA, 2006, pg.181)

No interior da bacia hidrográfica o arroio Inhacundá foram identificados 102,22395 km² de unidades de mapeamento onde estão presentes os Neossolos

Litólicos, perfazendo 28,12 % da área da bacia. De acordo com os resultados das análises básicas desta classe de solo, tabela 12, este apresenta uma saturação por bases alta (81,6 %), enquadrando-se como Eutrófico.

cmolc/dm ³										
AMOSTRA	pH	K	Ca	Mg	Na	Al	H + Al	S	T	V %
11C	5,6	0,27	12,9	4	0,025	0,8	3,9	17,19	21,095	81,51

Tabela 12. Análises básicas de solo RL

Deste total se subdividiu três diferentes tipos de classes de Neossolo Litólico, sendo elas:

a) Neossolo Litólico Eutrófico de origem basáltica (RLe1). Esta classe se refere somente aqueles Neossolos Litólicos cujo material de origem é identificado como basalto. Possui a maior expressão dentro das classes de Neossolo Litólicos estipuladas, ocupando 52,83875 km², ou 14,53 % da área da bacia.

O RL1, figura 49, se relaciona expressivamente com os relevos suave ondulados (3 a 8%) e topicamente com os relevos planos (0 a 3 %) do Planalto e do Patamar Arenítico-basáltico, em sua porção basáltica. O perfil aponta um solo raso, com 1 metro de profundidade em média, com textura média em ambos os horizontes. Se localiza em fase pedregosa e rochosa, associada com vegetação de campo subtropical, sem erosão aparente. Foram coletadas amostras dos horizontes A e C do ponto 11, altamente friável, onde se realizou desagregação para análise textural, tabela 13. Além da análise granulométrica se obteve a porcentagem de matéria orgânica (MO) em cada horizonte, sendo 2,70 % para o horizonte A e 2,14 % para o horizonte C, sendo considerados valores médios (SOUZA e LOBATO, apud SCOPEL, p. 62).

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	CASCALHO	AREIA	SILTE	ARGILA
11 A	0 – 26 cm	10R 3/4	0,2893	59,1556	29,6116	10,9435
11 C	26 – 80 cm		19,2358	48,6883	24,6555	7,4203

Tabela 13. Análise granulométrica de RL



Figura 49. Perfil de Neossolo Litólico sobre basalto e paisagem associada. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

b) Neossolo Litólico Eutrófico de origem arenítica (RLe2). Esta classe se refere aqueles Neossolos Litólicos cujo material de origem é identificado como os arenitos das Formações Botucatu e Guará. Possui a menor expressão dentro das classes de Neossolo Litólicos estipuladas, ocupando 15,26785 km², ou 4,19 % da área da bacia.

O RLe2, figura 50, evolui nas encostas areníticas de Morros Testemunhos e Morrotes, enquadrando-se nas faixas de forte ondulado (20 a 45 %). Segundo observações em campo e de FLORES (2009) apresenta uma textura arenosa, com fase pedregosa e rochosa. A vegetação que se associa a esta classe é a floresta subtropical, típica das encostas da região. Não foram observados focos de erosão aparente. Seu horizonte A é pouco espesso, situando-se ao redor de 20 cm, assentando ora sobre o arenito bem intemperizados ora sobre setores de arenito silicificados de maior resistência, conforme observações de campo.



Figura 50. Local de ocorrência de Neossolo Litólico sobre arenito. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

c) Associação entre Neossolo Litólico e Cambissolo (RL3). Devido a dificuldade de separação de unidades de mapeamento entre Neossolos Litólicos e Cambissolos optou-se por apresentar em associação estas duas classes de solo. Possui extensão de 34,11735 km², perfazendo 9,38 % da área da bacia. O cambissolo, figura 51, é entendido como um solo de pedogênese pouco avançada, com um horizonte diagnóstico B incipiente (Bi) subjacente a qualquer horizonte superficial e sobreposto ao horizonte C. O cambissolo aponta uma fase de evolução do Neossolo Litólico, com formação de um horizonte B pouco desenvolvido, normalmente de textura franco-arenosa ou mais argilosa (EMBRAPA, 2006). Na região o incremento da fração fina é associado ao intemperismo do basalto.

Ocupa principalmente a porção do Vale Encaixado, embora avance junto com as cabeceiras de drenagem a montante do vale, em pequenas porções do Planalto e nas encostas do patamar arenítico-basáltico. Associa-se principalmente aos Neossolos litólicos de origem basáltica, embora em altitudes mais rebaixadas também se associe aos de origem arenítica. Encontra-se sobre declividades de forte ondulação (20 a 45 %) e por vezes ondulado (8 a 20 %). A fase rochosa e pedregosa é comum, e a vegetação em que se associa é a floresta subtropical.



Figura 51. Cambissolo e paisagem de ocorrência, em associação ao Neossolo Litólico. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

Neossolos Quartzarênicos

Segundo ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006) os Neossolos Quartzarênicos são descritos como:

“Outros solos sem contato lítico dentro de 50cm de profundidade, com sequência de horizontes A-C, porém apresentando textura areia ou areia franca em todos os horizontes até, no mínimo, a profundidade de 150cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico; são essencialmente quartzosos, tendo nas frações areia grossa e areia fina 95% ou mais de quartzo, calcedônia e opala e, praticamente, ausência de minerais primários alteráveis (menos resistentes ao intemperismo). (EMBRAPA, 2006, pg.181)”

No interior da bacia hidrográfica o arroio Inhacundá foram identificados 73,28141 km² de unidades de mapeamento onde estão presentes os Neossolos Quartzarênicos, perfazendo 20,15 % da área da bacia. Deste total se dividiram os Neossolos Quartzarênicos em duas classes distintas, de acordo com a terceira ordem do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006), por estes apresentarem interesse especial para o trabalho. São eles os Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos e os Órticos.

a) Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos (RQg). Esta classe de solo se diferencia em sua terceira ordem por apresentar o lençol freático elevado durante grande parte do ano, sendo imperfeitamente ou mal drenado e somado a horizontes com matiz de 10YR ou 2,5Y, com croma 3 ou menor.

Os RQg, figura 52, são encontrados em áreas planas ou suave onduladas no interior das áreas de várzea mais afastadas do Ibicuí, ocupando 36,63684 km², ou 10,07 % da área da bacia. Notadamente se encontram nas várzeas estreitas inter-coxilhas, normalmente emolduradas pelos Argissolos, embora possam fazer limites com os Neossolos Quartzarênicos Órticos quando contiguas as áreas de rampa e Latossolos, quando se estendem pelas cabeceiras de drenagem no interior das coxilhas. Também estão presentes nas várzeas dos maiores rios da bacia (Carai Passos e Inhacundá) quando instalados no seu leito menor, embora com a proximidade do Rio Ibicuí exista uma mudança de classe de solos dos RQg para Planossolos.

Possuem uma textura arenosa em todos os horizontes composta de estrutura de grãos simples e se associam ora com vegetação de campo subtropical, quando conjugados a drenagens de 2^a a 4^a ordem, ora com as formações de mata ciliar, quando instalados nos arroio de 5^a ordem. Devido a sua gênese jovem e posição é provável que estes solos evoluam sobre depósitos aluviais quaternários, e não sobre outras formações rochosas presentes na área de estudo, levando ao horizonte C ser relativamente profundo. Frequentemente se observa no interior do horizonte C, paralelas entre sí, lamelas argilosas com alguns centímetros de espessura e de coloração vermelha, sem expressividade para alterar a textura arenosa do horizonte. Não é perceptível uma fase pedregosa ou rochosa.

Os RQg apresentam erosão aparente, tanto de ravinas como voçorocas. Em setores próximos a cabeceiras de drenagem se observa alguns campos de areia, semelhantes aos areais, notadamente de coloração esbranquiçada a exemplo do horizonte C. Foram coletados amostras dos horizontes A e C de dois perfis, 1 e 4, conforme a tabela 14. Juntamente com a granulometria foi obtido o teor de MO, sendo em média 2,64 % para o horizonte A e 0,04 % para o horizonte C. Levando em conta os valores para solos arenosos o horizonte A é considerado com valores altos, vistos a coloração negra que apresenta, enquanto o horizonte C, marcadamente mais claro, possui valores baixos. Para registro fotográfico se apresenta imagem do perfil amostrado número 4, bem como situação na paisagem.

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	AREIA	SILTE	ARGILA
1 A	0 - 16 cm	10 YR 5/2	95,9140	2,6246	1,4614
1 C	16 > 2 m	10 YR 7/3	95,2327	3,3373	1,43
4 A	0 - 30 cm	10 YR 3/1	85,5108	8,0124	6,4769
4 C	30 > 2 m	10 YR 8/3	97,8987	0,9203	1,181

Tabela 14. Análise granulométrica de RQg.



Figura 52. RQg em várzea. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

b) **Neossolos Quartzarênicos Órticos (RQo)**. Os RQo são classificados dentro dos Neossolos Quartzarênicos mas não atendendo os requisitos necessários para configurarem um Neossolo Quartzarênico Hidromórfico. Segundo Souza (2004) são solos que tem por sua origem depósitos arenosos, apresentando textura areia ou areia franca ao longo do perfil até pelo menos 2 m de profundidade. O teor máximo de argila pode chegar até 15 % quando o silte não está presente. São solos de coloração vermelha ou amarela e essencialmente constituídos de grãos de quartzo, praticamente destituídos de minerais primários que são pouco resistentes ao intemperismo. Conforme Oliveira M.G. (2011) são encontrados, em perfil amostrado localizado em compartimento de rampa, de forma expressiva minerais ultra-estáveis como a turmalina e o zircão, corroborando a classe de RQo associadas a este compartimento.

Os RQo evoluem sobre os depósitos de *glacis* nas áreas de Rampa Arenosa associadas ao Morros Testemunhos, figura 53, Morrotes e Patamar Arenítico-basáltico, apresentando 36,64457 km² de extensão e 10,07 % da área da bacia. Enquadram-se nas faixas onduladas de declividade (8 a 20 %) em praticamente todas as situações, embora em menor expressão avancem em relevos suave ondulados (3 a 8 %) quando associados a afloramentos rochosos contíguos as áreas de rampas ou sobre topo de coxilhas, figura 54. São solos de profundidade média a profundos, por se desenvolverem sobre depósitos espessos. A textura em todos os horizontes é arenosa e a estrutura é composta de grãos simples. Pode ou não apresentar fase não pedregosa, e quase sempre é ligeiramente rochosa. Quanto à situação de drenagem são excessivamente drenados. A vegetação que recobre é a de campo subtropical, mas muitas áreas são recobertas por pastejo ou iniciativas de florestamento com espécies exóticas.

Esta classe de solo é extremamente afetada por episódios de ravinamento e de maneira mais branda por episódios de voçorocamento. Em seu terço superior costumam fazer contato com os RL, enquanto seu terço inferior está em contato com os Latossolos quando conectados a porções altas de coxilhas. Quando avançam para partes mais rebaixadas de coxilhas podem fazer contato com Argissolos ou os RQg. Foram coletadas amostras dos horizontes A e C de cinco pontos, tabela 15, para realizar análises de granulometria. Além disto foi obtida a porcentagem de MO da amostra 17, resultando em 0,82 % no horizonte A e 0,58 % no horizonte C, considerados valores baixos.

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	CASCALHO	AREIA	SILTE	ARGILA
6 TA 0-20	0 – 40 cm	5 YR 5/6	0	88,7389	7,9199	3,1225
6 TC 40 -80	40 > 2m	5 YR 5/6	0	86,1275	5,6035	7,6249
8 A	0 – 40 cm	5 YR 5/6	0	94,7543	2,547	2,6988
8 C	40 > 2 m	5 YR 4/6	0	95,8454	1,435	2,7197
10 TA 0-20	0 – 40 cm	5 YR 4/6	0	84,3627	7,6045	7,4253
10 TC 60-100	40 > 2 m	2.5 YR 3/6	0	84,5648	6,3921	8,8075
14 A	0 – 20 cm	5 YR 5/6	0	93,3429	4,9684	1,6886
14 C	20 > 2 m	5 YR 5/6	0	92,8883	2,7914	4,3203
17 A	0 – 15 cm	2.5 YR 5/6	0	86,9766	9,9277	3,0956
17 C	15 > 2m	2.5 YR 4/6	0,1080	83,8419	6,0996	9,9505
18 A	0 – 20 cm	5 YR 4/8	0	90,2917	5,9665	3,7418
18 C	20 > 1,5 m	2.5 YR 4/8	0,2886	88,1279	5,5279	6,0555

Tabela 15. Análise granulométrica de RQo



Figura 53. RQo sobre rampas arenosas. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).



Figura 54. RQo sobre coxilhas com afloramentos rochosos. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

4.4.2 Argissolos

Segundo ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006) os Argissolos são definidos como:

“solos constituídos por material mineral, que têm como características diferenciais a presença de horizonte B textural de argila de atividade baixa, ou alta conjugada com saturação por bases

baixa ou caráter alítico. O horizonte B textural (Bt) encontra-se imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial, exceto o hístico, sem apresentar, contudo, os requisitos estabelecidos para serem enquadrados nas classes dos Luvisolos, Planossolos, Plintossolos ou Gleissolos.” (EMBRAPA, 2006, p. 76)

Esta classe de solos apresenta um incremento no teor de argila no horizonte B em relação ao horizonte superficial que está sobreposto a ele, com ou sem decréscimo nos horizontes subjacentes ao mesmo. A transição do horizonte A, que varia de arenosa a argilosa, para o horizonte Bt, que varia de arenosa a muito argilosa, é usualmente clara, abrupta ou gradual. Normalmente apresenta colorações vermelhas ou amareladas, embora mais raramente possam apresentar-se brumadas ou acinzentadas.

O horizonte B textural é um horizonte mineral subsuperficial que deve apresentar uma mudança textural abrupta, calculada pela divisão da média aritmética do teor de argila total do horizonte B pela média de argila total do horizonte A, satisfazendo valores maiores ou iguais a 1,5.

Devem possuir pelo menos 15 cm de espessura quando a soma dos horizontes A e B forem maior que 150 cm ou quando a textura do horizonte E ou A for de areia franca ou areia. Se a textura do horizonte B for média ou argilosa o horizonte Bt deve possuir pelo menos 7,5 cm.

No interior da bacia hidrográfica o arroio Inhacundá foram identificados 99,90164 km² de unidades de mapeamento onde estão presentes os Argissolos, perfazendo 27,48 % da área da bacia. Deste total, devido à situação em que se encontram, se subdividiu três diferentes tipos de classes de Argissolos, sendo elas:

a) Argissolos Vermelhos Distróficos em topo de morro (PVd1). Esta classe se refere aos Argissolos, figura 55, que evoluíram sobre os topos areníticos dos morros testemunhos e morrotes da região, se estendendo por 7,09022 km², correspondendo a 1,95 % da área da bacia, sendo a classe menos expressiva de Argissolos. Instalam-se nas declividades suave onduladas (3 a 8 %) dos topos, embora apresentem pequenos setores planos (0 a 3 %). Apresentam textura média nos horizontes A e B, ambos de coloração vermelha amarronzada (*reddish brown*), associada à vegetação de campo subtropical. A fase não é pedregosa nem rochosa. Não são observáveis eventos erosivos do tipo ravina provavelmente relacionados às

baixas declividades, ou voçorocas, devido à posição de topo de morro situar-se muito acima do freático. Manchas arenosas também não são observáveis. Para a análise granulométrica foi tomada uma amostra em topo de morro, conforme tabela 16. A relação textural é de 1,93, enquadrando a amostra na classe de Argissolo Vermelho, devido a matiz 2.5 YR.

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	AREIA	SILTE	ARGILA
21 A 0-20	0 -40	2.5 YR 4/3	73,5681	19,7975	6,6344
21 B 60 – 1 m	60 >	2.5 YR 4/6	67,0422	20,139	12,8188

Tabela 16. Análise granulométrica em PVd1.

De acordo com os resultados das análises básicas desta classe de solo, tabela 17, apresenta uma saturação por bases baixa (44,05 %), enquadrando-o como distrófico.

cmolc/dm ³										
AMOSTRA	pH	K	Ca	Mg	Na	Al	H + Al	S	T	V %
21B	5,3	0,13	1,7	1,2	0,01	0,8	3,9	3,04	6,9	44,05

Tabela 17. Análises básicas de solo PVd1.

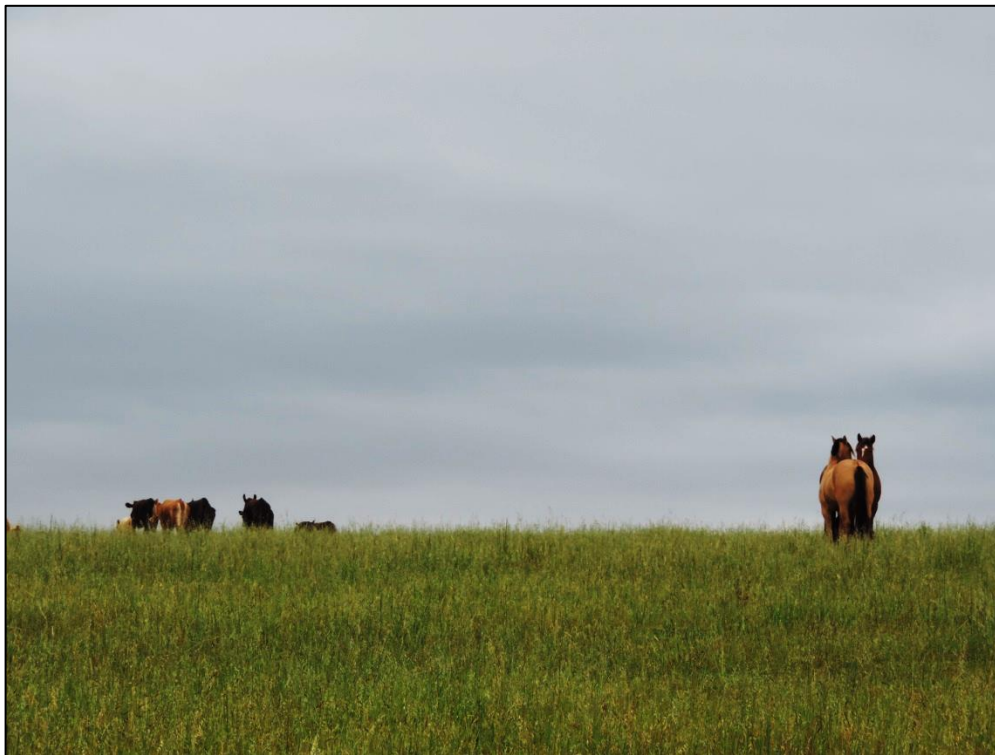


Figura 55. Paisagem de PVd em topo de morro. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

b) Argissolos Vermelhos Distróficos em Patamar Arenítico-basáltico (PVd2). Estes se relacionam com os Argissolos formados sobre o patamar arenítico-basáltico, figura 56, tendo contribuição de ambas às formações rochosas. Esta unidade perfaz 16,89987 km², correspondendo a 4,64 % da área da bacia. Se instalam tanto nos relevos ondulados (8 a 20 %) como os suave ondulados (20 a 45 %), associados à vegetação de campo subtropical. Não é observável pedregosidade, embora a fase seja ligeiramente rochosa. Assim como na classe PVd1 a textura de ambos os horizontes é considerada média e a coloração se encontra na matiz 2.5 YR. A erosão linear é rara e, quando presente, é observável através de pequenas ravinas associadas as cabeceiras de drenagem dos rios que escoam para as áreas baixas da depressão central. As manchas arenosas estão ausentes. Para a análise granulométrica foi tratada uma amostra em uma unidade de mapeamento no interior do Patamar arenítico-basáltico, conforme tabela 19. A relação textural é de 1,79, e em conjunto com sua coloração confirma o enquadramento da unidade de mapeamento na classe de Argissolo Vermelho.

De acordo com os resultados das análises básicas desta classe de solo, tabela 18, apresenta uma saturação por bases baixa (46,94 %), enquadrando-o como distrófico.

cmolc/dm³										
AMOSTRA	pH	K	Ca	Mg	Na	Al	H + Al	S	T	V %
13B	5,2	0,04	1,3	0,6	0,007	0,1	2,2	1,947	4,147	46,94

Tabela 18. Análises básicas de solo PVd2.



Figura 56. Paisagem de PV em patamar arenítico-basáltico. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	AREIA	SILTE	ARGILA
13 A 0-20	0 -50	2.5 YR 4/3	72,7874	14,1907	12,9416
13 B 40-60	50 -150	2.5 YR 4/6	63,9149	12,8758	23,2094

Tabela 19. Análise granulométrica em PVd2.

c) Associação Argissolos Vermelhos Distróficos e Argissolos Bruno-Acinzentados Distróficos (PVd3). Esta unidade de mapeamento situa-se inteiramente na depressão central, e faz a conexão entre as coxilhas e rampas com as áreas de várzea. Se estendem por 75,91155 km², correspondendo a 20,88 % da área da bacia. Os Argissolos desta unidade, figuras 57 e 58, ocupam do terço médio das coxilhas até sua conexão com a várzea. Enquanto o terço superior é ocupado por Latossolos ou Neossolos Quartzarênicos órticos o terço médio é compartilhado com estas duas classes, dependendo do compartimento associado e sua declividade.

Como visto no capítulo de geomorfologia as várzeas podem apresentar somente o leito menor, quando situadas inter-coxilhas, ou apresentar no mesmo polígono o leito maior com os terraços fluviais, quando associadas aos arroios Inhacundá e Carai Passos. Nesta segunda situação os Argissolos se estendem sobre estes terraços, conectando o leito menor, onde os RQg se desenvolvem, com o terço médio das vertentes. Ocupam expressivamente as porções de declividade ondulado (8 a 20 %) do relevo, embora possam ocupar pequenas porções de relevo suave ondulado (3 a 8 %) quando este se insere no interior dos terrenos ondulados.

Quando encontrados em locais de boa drenagem apresentem-se de coloração vermelha, embora com a piora das condições de drenagem passem para uma coloração bruno-acinzentada. Como estas condições são de difícil separação na escala trabalhada optou-se por apresentar a unidade PV3 em associação. De forma generalizada as condições para o aparecimento dos Argissolos bruno-acinzentados se instalam quando próximas aos RQg, enquanto os Argissolos vermelhos se conjuguem próximos aos LVd e RQo.

Não se encontram em fase pedregosa e tampouco rochosa. A vegetação ao qual se associam é a de campo subtropical, embora de maneira pouco comum se associem a pequenos bosques quando existem áreas deprimidas no interior dos Argissolos. A estrutura do horizonte A é composta de grãos simples, enquanto que os horizontes Bt e C apresentam estrutura em blocos angulares a sub-angulares. Nas amostras números 2; 3 e 7 o horizonte A é de textura arenosa, enquanto o B é de textura média, a relação textural é de 1,57; 2,16 e 4,48, respectivamente. Na amostra número 12 o horizonte A, B e C são de textura média e relação textural é de 2,62. Na amostra 20 os horizontes A e C são de textura média, enquanto o B se

apresenta argiloso, enquanto a relação textural é de 1,46. Para a amostra 12 foram obtidos os teores de matéria orgânica, sendo 1,04 % para o horizonte A, 1,28 % para o horizonte B e 1,05 % para o horizonte C, sendo considerados valores baixos. O PV3 é altamente afetado por episódios de ravinamento e de forma mais branda por voçorocamento. As amostras 2; 3; 7 e 12 apresentam matiz de 2.5 YR, enquadrando-os na classe de Argissolo Vermelho, enquanto a amostra 20 apresenta matiz de 5 YR, enquadrando-a nos Argissolos Bruno-Acinzentados. Os resultados das amostras são apresentados na tabela 20.

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	AREIA	SILTE	ARGILA
2 A	0 - 50 cm	2.5 YR 4/6	81,5388	8,7616	9,6996
2 B	>50 cm	2.5 YR 4/4	78,0322	6,6188	15,3057
3 A	0 - 60 cm	2.5 YR 3/6	79,7819	11,259	9,0121
3 B	60 cm > 1 m	2.5 YR 4/4	71,0015	9,3908	19,5377
7 A	0 - 78 cm	2,5 YR 4/8	94,7885	2,1402	2,7481
7 B	78 - 1,10 m	2,5 YR 3/6	76,9426	10,7319	12,3255
7 C	> 1,10 m	25 YR 5/8	94,0411	2,1791	3,6489
12 A	0 - 60 cm	2,5 YR 4/8	73,0569	15,7269	11,2163
12 B	60 - 1,60 m	2.5 YR 3/4	65,4102	3,8058	30,784
12 C	> 1,60 m	2.5 YR 5/8	66,2722	4,3034	29,4244
20 A	0 - 56 cm	5 YR 4/4	54,0852	19,0805	26,8343
20 B	56 - 1,10 m	5 YR 3/3	49,6084	11,1787	39,2129
20 C	1,10 > 1,50 m	10 YR 8/3	51,5193	12,9309	35,5498

Tabela 20. Análise granulométrica em PVd3.

Foram realizadas análises para as duas colorações distintas de Argissolo nesta classe, sendo a amostra 2B a de um Argissolo Vermelho e a 3B de um Argissolo Bruno-Acinzentado. De acordo com os resultados das análises básicas desta classe de solo, tabela 21, ambas amostras apresentam uma saturação por bases baixa (28,2 % para a 2B e 25,98 % para a 3B), enquadrando-o como distrófico. Vale destacar que os valores de saturação por base dos Argissolos desenvolvidos nas coxilhas apresentam porcentagens marcadamente menores daqueles de maior altitude nos topos de morro e patamar arenítico-basáltico. Isto pode se vincular a menor aporte de material vindo das formações basálticas, que apresentam V% mais altos, ou ainda que este material se encontra em maior via de remoção nestes horizontes.

AMOSTRA	cmolc/dm ³									
	pH	K	Ca	Mg	Na	Al	H + Al	S	T	V %
2B	5	0,07	0,8	0,5	0,005	0,7	3,5	1,375	4,875	28,2
3B	4,8	0,04	1,1	0,4	0,005	0,8	4,4	1,545	5,945	25,98

Tabela 21. Análises básicas de solo PVd3



Figura 57. Paisagem de PV vermelho sobre coxilhas. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).



Figura 58. Paisagem de PV Bruno-Acinzentados sobre coxilhas. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

4.4.3. Latossolos

Segundo ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2006) os Latossolos são definidos como:

“compreende solos constituídos por material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico.” (EMBRAPA, 2006, p. 82)

Esta classe de solo varia de fortemente a bem drenado, sendo normalmente muito profundos. Apresentam sequência de horizontes A, B e C de difícil diferenciação entre eles, sendo as transições normalmente difusas ou graduais. Enquanto o horizonte A apresenta coloração mais escura o horizonte B possui cores mais vivas, que variam do amarelo, bruno-acinzentado até o vermelho escuro-acinzentado, das matizes 2.5 YR ao 10 YR. O horizonte B latossólico deve estar imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A e dentro de 200cm da superfície do solo. Pode ainda estar ou dentro de 300cm se o horizonte A apresenta mais que 150cm de espessura.

O incremento de argila do horizonte A para o horizonte B é inexpressivo ou inexistente, não atendendo uma relação textural que satisfaça os requisitos para um horizonte B textural. Geralmente são solos com baixa saturação por base, distróficos ou alumínicos, embora possam ocorrer solos com saturação por bases média ou alta, geralmente encontrados em regiões que apresentem estação seca prolongada, semi-árido ou não, ou ainda por influencia de rochas básicas.

Os Latossolos são solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, típicos das regiões equatoriais e tropicais, mas também ocorrem nas zonas subtropicais. Nestas últimas estão distribuídos principalmente nas amplas superfícies de erosão, pedimentos ou terraços fluviais antigos, associados normalmente a terrenos planos e suave ondulados, embora possam ocorrer nas áreas mais acidentadas.

O horizonte B latossólico (Bw) deve apresentar uma espessura de pelo menos 50 cm, com textura franco arenosa ou mais finas. Os teores de silte devem ser baixos, de maneira que a relação silte/argila seja inferior a 0,7 nos solos de textura média e inferior a 0,6 nos solos de textura argilosa. (EMBRAPA, 2006).

Apresentam estrutura granular de tamanho pequeno ou muito pequeno, mas de maneira rara podem se desenvolver estruturas em blocos sub-angulares. Conforme se afasta da superfície os teores de matéria orgânica tendem a diminuir.

No interior da bacia hidrográfica o arroio Inhacundá foram identificados 107,39897 km² de unidades de mapeamento onde estão presentes os **Latossolos Vermelhos Distróficos (LVd)** perfazendo 22,54 % da área da bacia.

Estes são os latossolos que se desenvolvem sobre as coxilhas da Depressão Central, vinculados a Formação Guará. São solos espessos, com mais de 2 m de profundidade, se instalam do topo ao terço média das coxilhas, principalmente na classe de suave ondulado (3 a 8 %), embora possam timidamente avançar sobre setores ondulados (8 a 20 %) quando instalado à meia encosta. Estes solos apresenta uma diferença textural entre seus horizontes, onde o horizonte A apresenta textura média, enquanto o B e o C uma textura arenosa. A estrutura dos horizontes não apresenta diferença entre eles, sendo composta de blocos sub-angulares de fácil desagregação. Não se apresentam em fase pedregosa nem rochosa, associando-se a vegetação de campo subtropical e, frequentemente, com área de pastagem e cultivos de soja ou milho. Em relação a episódios erosivos encontram-se de forma mais branda que nos outros solos identificados, com focos de ravinamento ocupando majoritariamente as porções de terço médio, embora possam ocupar setores do terço superior das coxilhas. As voçorocas também encontram-se presentes, de maneira esporádica, e instalam-se sempre em situações associada as cabeceiras de drenagem. Em relação à matéria orgânica foram amostrados os horizontes A, B e C do perfil 16, correspondendo a 1,20 %; 0,78 % e 0,46 % de teor de matéria orgânica, apontando valores baixos que diminuem conforme se afastam da superfície. A tabela 22, demonstra os valores granulométricos encontrados nos perfis amostrados, e a figura 59 ilustra um perfil de Latossolos e sua paisagem associada.

AMOSTRA	ESPESSURA	COR	CASCALHO	AREIA	SILTE	ARGILA
5 A	0 -44 cm	2,5 YR 4/6	0	80,1725	7,1441	12,6181
5 B	44 – 1,10 m	2.5YR 5/8	0	93,4866	3,168	3,3454
5 C	> 1,10 m	2.5 YR 5/6	0	94,6467	3,4445	1,9088
16 A	0 – 40 cm	10 R 3/6	0,5598	61,6262	5,0904	32,7237
16 B	40 – 1,30 m	10 R 4/8	0	77,6644	4,2591	18,0765
16 C	> 1,30 m	10 R 5/8	0	86,0733	7,02	6,9066

Tabela 22. Análise granulométrica de LVd.

De acordo com os resultados das análises básicas desta classe de solo, tabela 23, apresenta uma saturação por bases baixa (12,35 %), enquadrando-o como distrófico. A amostra também apontou um elevado teor de alumínio em comparação com o restante das amostras, como esperado de horizontes Bw, o que pode resultar na dificuldade de desenvolvimento da cobertura vegetal.

cmolc/dm ³										
AMOSTRA	pH	K	Ca	Mg	Na	Al	H + Al	S	T	V %
16B	5	0,02	0,4	0,2	0,002	2,2	4,4	0,62	5,02	12,35

Tabela 23. Análises básicas de solo LVd.



Figura 59. LVd sobre coxilha e paisagem de ocorrência. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

4.4.4 Planossolo (SX).

Segundo ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) os Planossolos são definidos como:

“compreende a solos minerais imperfeitamente ou mal drenados, com horizonte superficial ou subsuperficial eluvial, de textura mais leve, que contrasta abruptamente com o horizonte B ou com transição abrupta conjugada com acentuada diferença de textura do A para o horizonte B imediatamente subjacente, adensado, geralmente de acentuada concentração de argila, permeabilidade lenta ou muito lenta, constituindo, por vezes, um horizonte pã, responsável pela formação de lençol d’água sobreposto (suspenso), de existência periódica e presença variável durante o ano.” (EMBRAPA, 2006, p. 87)

Os Planossolos ocorrem preferencialmente nas áreas de relevo plano ou de suave ondulação, onde as condições do ambiente, e do próprio solo, favorecem um período anual de excesso de água, mesmo que de curta duração, mas especialmente em regiões sujeitas à prolongada estiagem. Devido a condição cíclica de umidade as cores dos horizontes apresentam-se pouco vivas, com tendência ao acinzentado, escurecida ou ainda neutras. Devido a flutuação do freático pode, ou não, ocorrer mosqueamento.

Esta classe de solo apresenta diferenciação marcante entre os horizontes A ou E e o B, demarcada por uma mudança textural abrupta. Quando secos o contato entre os horizontes forma um limite bastante perceptível de forma paralela.

Os planossolos apresentam um tipo de horizonte B textural categorizado como Horizonte B Plânico. Este se encontra subjacente ao horizonte A ou E. As cores deste horizonte devem satisfazer pelo menos uma dos seguintes critérios:

- “a) cor da matriz (com ou sem mosqueado)
 - 1) matiz 10YR ou mais amarelo, cromas ≤ 3 , ou excepcionalmente 4; ou
 - 2) matizes 7,5YR ou 5YR, cromas ≤ 2 ;
- b) coloração variegada com pelo menos uma cor apresentando matiz e croma conforme especificado no item a; ou
- c) solos com matiz 10YR ou mais amarelo, cromas ≥ 4 , combinado com um ou mais mosqueados, tendo cromas conforme especificado no item a” (EMBRAPA, 2006, p. 58)

Foram mapeados 6,5351 km² da classe Planossolo (SX), correspondendo a 1,79 % da área da bacia. Esta classe se encontra na várzea do arroio Inhadundá, quando ganha 6^a ordem de grandeza, a altitudes de 80 m ou inferiores, muito próximas à várzea do rio Ibicuí. Se desenvolve sobre depósitos aluviais recentes com declividades planas (0 a 3 %), em fase não pedregosa e não rochosa. A vegetação à que se associa é a de mata galeria e banhado. Enquanto a textura do horizonte A é arenosa o horizonte B apresenta textura média, com mudança textural abrupta. A mudança textural abrupta, a coloração acinzentada e mosqueada e a transição plana e abrupta o classificam como um horizonte B plânico. Embora não sejam observáveis episódios de ravinamento ou voçorocamento este solo apresenta-se com grandes focos de solapamento quando contíguos a calha do rio e cordões de areia nas margens meandrantas. Não é observável nenhuma mancha arenosa. Para análise granulométrica é apresentada a tabela 24, e a figura 60 para ilustração do perfil e paisagem ao qual a classe de solo se associa.

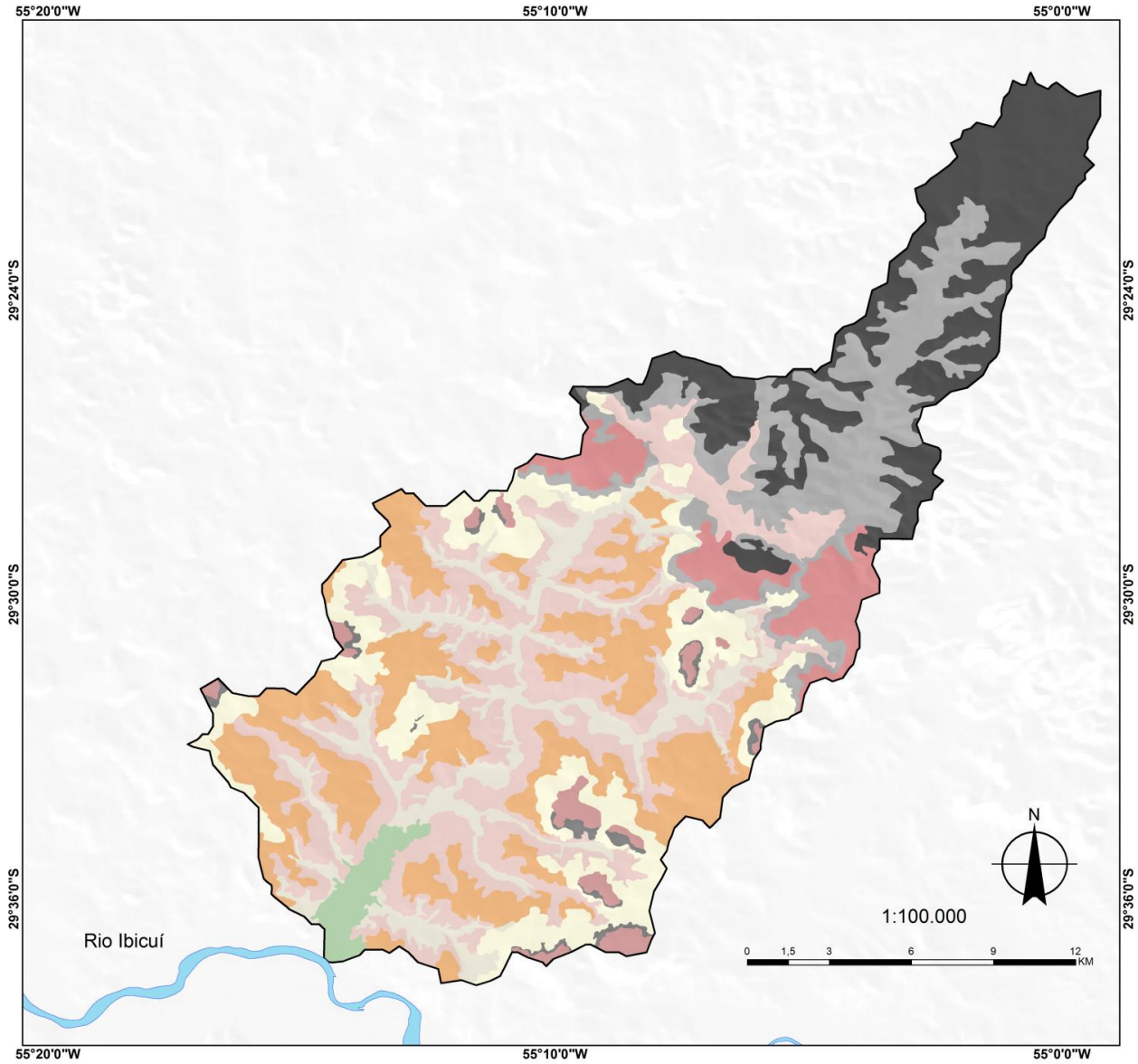
AMOSTRA	ESPESSURA	COR	AREIA	SILTE	ARGILA
19 A	0 -16 cm	10 YR 5/2	98,7798	0,5709	0,6493
19 B	16 - 1 m	10 YR 5/2 (MOSQUEADO 10 YR 3/4)	51,8013	34,1465	14,0522

Tabela 24. Análise granulométrica em SX



Figura 60. SX e paisagem de ocorrência. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

Classes de Solos na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



Classe de Solo	Textura	Vegetação	Relevo	Declividade	% da Bacia
RLe1	Média	Campo	Planalto basáltico	Suave ondulado	14,53
RLe2	Arenosa	Floresta	Encostas	Forte ondulado	4,19
RL3	Média	Floresta	Encostas e Vale Encaixado	Ondulado e Forte Ondulado	9,38
RQo	Arenosa	Campo	Rampa e Coxilha	Ondulado	10,07
RQg	Arenosa	Campo e Mata Ciliar	Várzea	Suave Ondulado a Plano	10,07
PVd1	Média	Campo	Morro Testemunho e Morrote	Suave Ondulado a Plano	1,95
PVd2	Média	Campo	Patamar Arenítico-Basáltico	Ondulado a Suave Ondulado	4,64
PVd3	Média	Campo	Coxilha e Várzea	Ondulado	20,88
LVd	Arenosa	Campo	Coxilha	Suave Ondulado	22,54
SX	Média	Banhado e Mata Ciliar	Várzea	Plano	1,79

Elaborado por: Oliveira, M.G. 2015. Mapas e cartas base: 1) Cartas Topográficas do DSG 1:50.000, folhas: São Francisco de Assis(1998), Vila Kramer (1978), Manoel Viana (1978), Boa Esperança(1992). 2) Mapeamento Geomorfológico próprio. 3) Mapa geológico 1:750.000 do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2008). 4) Aerofotografias 1:60.000 VM AST-10, números do ano de 1964: 61289; 61288; 61287; 61286. Números do ano de 1965: 19700; 1971; 19702; 19703; 19704. 5) Mapa pedológico 1:50.000 da folha Vila Kramer (FLORES, C.A. 2009); Sistema de Coordenadas: GCS_South_American_1969 Datum: D_South_American_1969

Figura 61. Mapa de classes e solos na bacia hidrográfica do arroio Inhacundá.

4.5.2. Representação de solos em Perfil de Vertente e Feições Superficiais.

Para melhor entendimento da disposição dos solos na paisagem se realizou o estudo destes ao longo de um perfil de vertente considerado representativo para o foco deste trabalho, figura 62, coletando amostras para análises granulométricas, de densidade e porosidade. As amostras foram coletadas em perfil de solo exposto em ravinas e voçorocas, quando presentes, e realizada abertura de trincheira, ou sondagem à trado, quando não foi possível encontra-los expostos. De acordo com o levantamento realizado neste trabalho observa-se uma catena de solos formados sobre arenito Guará, exposto a seguir de montante para jusante.

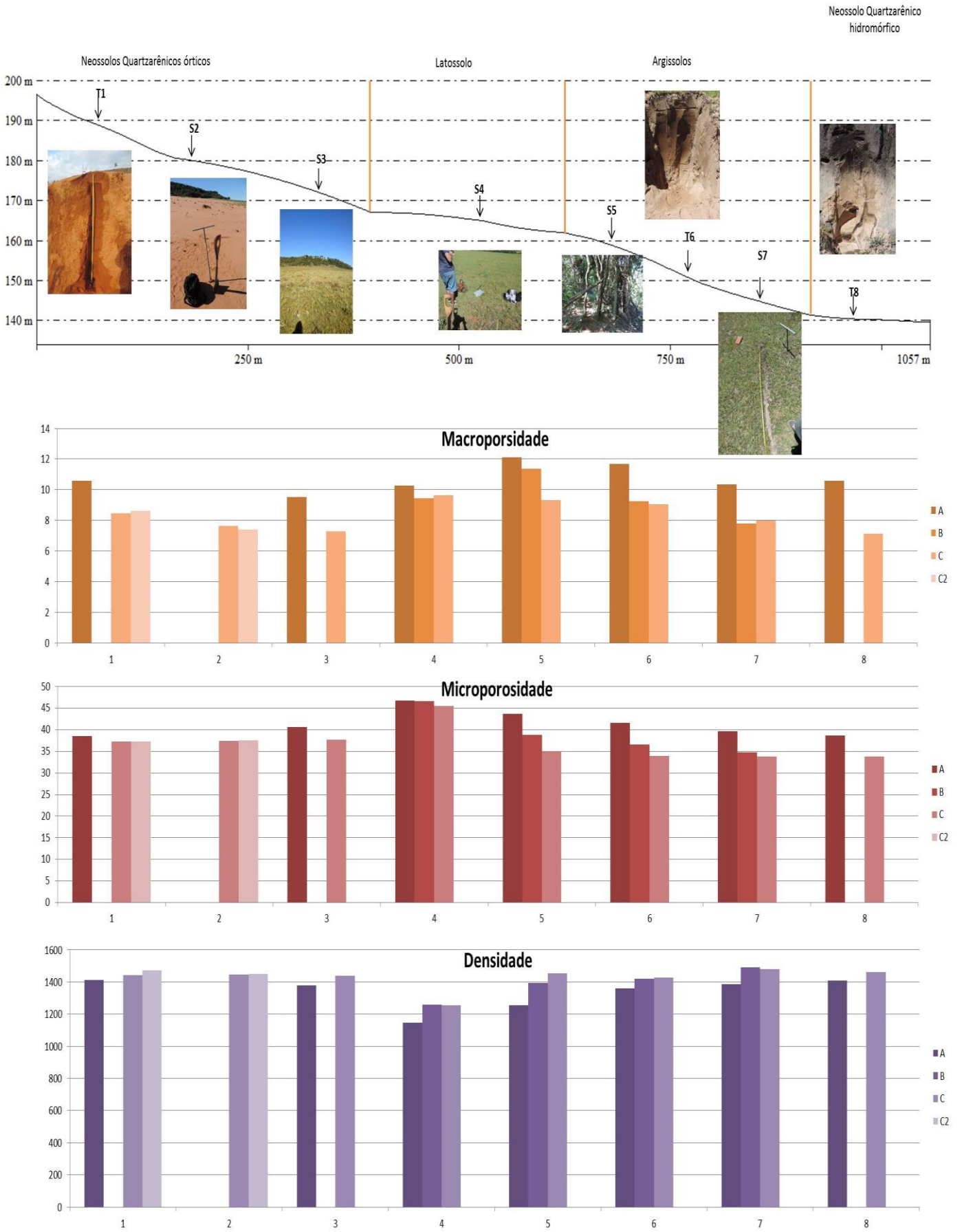


Figura 62. Resultados das coletas de solo em perfil de vertente. Fonte: Elaborado pelo autor.

Em conjunto com a apresentação destes resultados são avaliadas as ocorrências de focos erosivos e manchas arenosas através de seu cruzamento com as classes de solos encontradas no trabalho, tabela 25.

Solo	Categoria de erosão		
	Ravinas	Voçorocas	Areais
RQo	419	51	74
LVD	125	17	32
PVD	332	70	0
RQg	185	59	0
Total	1061	197	106

Tabela 25. Relação entre eventos erosivos lineares, areais e classes de solo.

Neossolo Quartzarênico Órtico.

Logo após o termino da vertente de morro testemunho, onde ora se observam afloramentos rochosos ora Neossolos Litólicos, existe a formação de uma rampa arenosa de espessos depósitos arenosos. Sobre estes depósitos se desenvolvem largamente por toda a região Neossolos Quartzarênicos Órticos, amostrados em três posições da rampa: em ravina no terço superior (T1), em areal no terço médio (S2) e em área com cobertura vegetal de campo no terço inferior (S3), tabela 26.

	ALTITUDE DO PONTO	DECLIVIDADE DO PONTO	POSIÇÃO DO MATERIAL COLETADO	PROFUNDIDADE DE COLETA	POROSIDADE TOTAL (%)	MACROPOROSIDADE (%)	MICROPOROSIDADE (%)	DENSIDADE (kg/m ³)
T1 A	194 m	Ondulado	Exposição em ravina no Terço Superior de Rampa	15 cm	49,11	10,6	38,51	1412,98
T1 C	194m	Ondulado	Exposição em ravina no Terço Superior de Rampa	1 m	45,71	8,44	37,27	1442
T1 C2	194m	Ondulado	Exposição em ravina no Terço Superior de Rampa	2 m	45,95	8,62	37,33	1471,71
S2 C	185 m	Ondulado	Tradagem em Areal no Terço Médio de Rampa	15 cm	45,1	7,64	37,46	1446,51
S2 C2	185m	Ondulado	Tradagem em Areal no Terço Médio de Rampa	1,5 m	44,96	7,4	37,56	1448,24
S3A	170 m	Ondulado	Tradagem em área de campo no Terço Inferior de Rampa	15 cm	50,13	9,51	40,62	1376,95
S3C	170 m	Ondulado	Tradagem em área de campo no Terço Inferior de Rampa	1,5 m	44,96	7,29	37,67	1438,88

Tabela 26. Coletas e resultados em RQo.

T1 associa-se a diversas matacões e episódios de ravinamento que se encontram próximos ao *knick* do morro testemunho. Devido a presença de ravinas profundas foi possível observar o perfil vertical do RQo. T1 encontra-se a 194 m, em relevo ondulado, apresentando as frações areia média e areia fina em maior concentração tanto no horizonte A como no C. Com o incremento da profundidade no perfil o horizonte C torna-se ligeiramente mais argiloso, embora continue apresentado valores baixos. Como esperado dos RQo todos horizontes apresentam textura arenosa. A concentração dos sedimentos nas frações de areia média e areia fina condizem com a granulometria, gráfico 26, da Formação Guará, principal rocha fonte identificada no mapeamento para este sítio, embora seja muito provável que o arenito Botucatu e o basalto também tenham fornecido material para este solo.

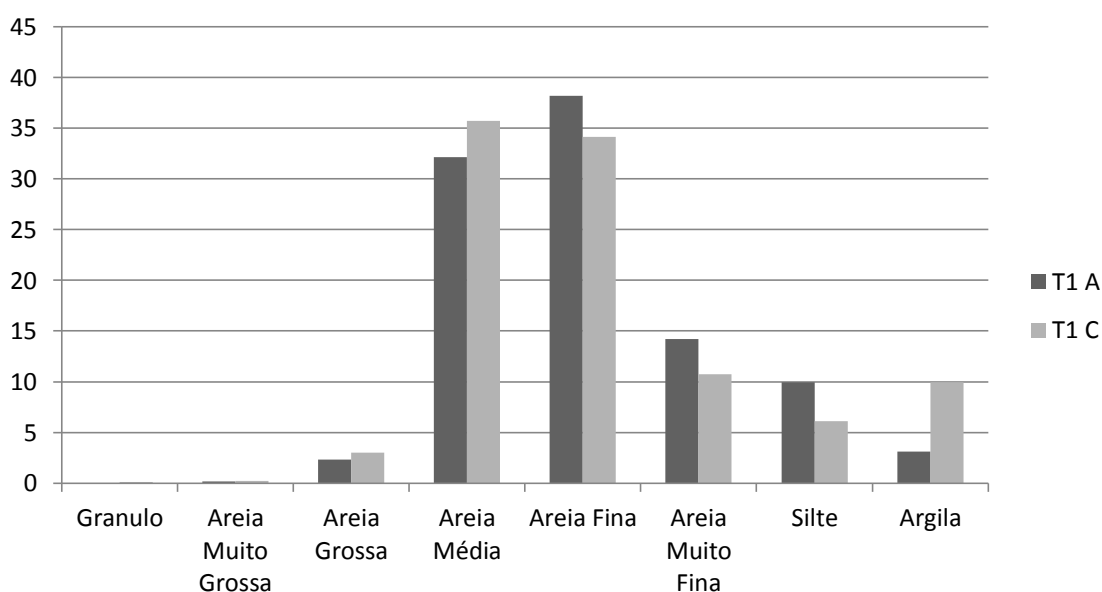


Gráfico 26. Granulometria em T1

A fração argila em maior profundidade, no horizonte C, pode ser explicada pelos valores encontrados nos dados de porosidade, figura 62. Conforme exposto, o horizonte A em T1 e em S3 apresentam uma macroporosidade maior do que nos horizontes subjacentes, permitindo que a argila percole para o horizonte C através dos macroporos. Os valores mais elevados da macroporosidade no horizonte A se relacionam à menor compactação deste horizonte, pelo maior teor de matéria orgânica neste em relação ao horizonte C e pelo elevado teor da fração areia, contribuindo para maior movimentação de água no solo. Percebe-se que S3

apresenta os maiores valores de microporosidade no horizonte A dentre os RQo, justamente por apresentar-se vegetado e conseqüentemente com maior contribuição de matéria orgânica para este horizonte. Também é possível que por se encontrar mais a jusante que T1 e S2 receba o aporte de sedimentos finos que vem de montante, aumentando a microporosidade.

Ao longo do perfil os valores de macroporosidade e microporosidade dos horizontes C encontram-se muito próximos entre si, com ligeiro decréscimo da macroporosidade e aumento da microporsidade em direção à jusante. Isto pode ser explicado pelo transporte em superfície e em subsuperfície das frações mais finas pelo aumento do gradiente de declive, removendo de montante para jusante e de forma vertical estas frações. Assim os espaços de areação são gradativamente ocupados, diminuindo a macroporosidade e elevando a microporosidade. Em S2 há ausência do horizonte A pois a amostra C representa dados coletados diretamente sobre areal, e C2 coletados 1,5m abaixo. Devido a se tratar de um depósito inconsolidado a macroporosidade apresenta ligeiramente mais elevada que em C2 de maior compactação, mas se observa que os valores do depósito de areal são muito semelhantes ao horizonte C dos RQo.

A densidade do solo se dá de maneira inversa aos valores de porosidade. Conforme os espaços ocupados pela água e o ar vão sendo preenchidos por sedimentos a densidade aumenta, juntamente com a compactação devido ao peso exercido sobre as camadas subsuperficiais, apresentando maior densidade nos horizontes C em relação ao A. Ao longo da rampa estes valores se apresentam de maneira praticamente idêntica, com valor ligeiramente inferior no horizonte A de S3, devido a presença de cobertura vegetal e incremento da matéria orgânica.

Em relação aos eventos erosivos e manchas arenosas os RQo são aqueles que apresentam o maior número de ravinas (419) e manchas arenosas (74), ficando atrás dos PVd e RQg em relação as voçorocas, com 51 episódios. Estes solos são considerados extremamente suscetíveis ao processo de arenização, principalmente pelos altos valores da fração areia encontrados ao longo de todo o perfil, sendo muito baixos ou insignificantes os valores de argila e matéria orgânica. Assim a coesão entre as partículas é muito baixa, o que facilita a remoção das areias nos fluxos concentrados ocasionados pela chuva e sua conseqüente deposição em leque a jusante. Quando encontrados desprovidos de cobertura vegetal este processos se intensifica, e o vento atuante contribui para agravar o processo.

Embora os valores de microporosidade mantenham-se relativamente iguais ao longo do perfil da vertente e de solo, se observa uma queda da macroporosidade do horizonte A para o C. Esta diferenciação pode contribuir para o início da erosão linear durante episódios de chuva abundante, já que a água percola mais facilmente o horizonte superficial através dos macroporos, encontrando em subsuperfície um horizonte com menor capacidade de retenção de água. Isto poderia ocasionar o fluxo horizontal da água no horizonte A, e ao encontrar porções do relevo com mudança de declividade favorecer a sua erosão.

A densidade do solo também aumenta de superfície para subsuperfície, o que poderia atuar de maneira semelhante à porosidade. Os valores de densidade mais elevada em subsuperfície podem ser de origem natural, devido a configuração da quantidade de material sólido existente no solo, ou ainda por compactação via maquinário das atividades agrícolas ou pelo pisoteio do gado.

Devido à posição topográfica em que estes solos se encontram, em situação mais elevada que os cursos d'água, a conexão das ravinas com a rede hidrográfica se dá de maneira mais esporádica que nos Argissolos e Neossolos Quartzarênicos hidromórficos. Assim a presença de voçorocas é mais reduzida em relação a estas duas classes de solos, mas quando cabeceiras de drenagem em anfiteatro se localizam no interior dos Neossolos Quartzarênicos órticos existe uma situação propícia para o desenvolvimento das voçorocas pela proximidade do freático à superfície.

Embora estas características descritas os RQo são solos arenosos e profundos, com alta permeabilidade e infiltração das águas, sendo muito provável que o gradiente de declividade, diferenças litológicas encontradas em afloramentos rochosos ou substrato rochoso próximo a superfície, e morfologia da vertente convergente em sua curvatura horizontal e côncava ou retilínea na sua curvatura vertical atuem em conjunto para que ocorram zonas preferencias em que se instalem os processos erosivos e, conseqüentemente, as manchas arenosas.

Além dos condicionantes naturais para estes processos o pisoteio do gado e o uso de maquinaria pesada na atividade agrícola originam sulcos e desencadeiam condições de escoamento concentrado pela compactação do solo e criação de trilhas. O monocultivo arbóreo, principalmente o Pinus e o Eucalipto, também podem gerar condições de escoamento concentrado devido à geometria do seu plantio.

Latossolo Vermelho distrófico.

O término do compartimento de rampa é marcado por uma mudança no gradiente de declividade, passando de valores ondulados (8 a 20 %) para suave ondulados (3 a 8 %), onde o compartimento de coxilhas é observável. A amostra S4 foi coletada a 168 m, conforme tabela 27 e figura 62. A granulometria é exposta no gráfico 27.

	ALTITUDE DO PONTO	DECLIVIDADE DO PONTO	POSIÇÃO DO MATERIAL COLETADO	PROFUNDIDADE DO MATERIAL COLETADO	POROSIDADE TOTAL (%)	MACROPOROSIDADE (%)	MICROPOROSIDADE (%)	DENSIDADE (kg/m ³)
S4 A	168 m	Suave Ondulado	Tradagem em área de campo no Topo de Coxilha	15 cm	56,99	10,26	46,73	1148,31
S4 B	168 m	Suave Ondulado	Tradagem em área de campo no Topo de Coxilha	1 m	56,03	9,44	46,59	1260,4
S4 C	168 m	Suave Ondulado	Tradagem em área de campo no Topo de Coxilha	2 m	55,2	9,62	45,58	1253,64

Tabela 27. Coletas e resultados em LVd.

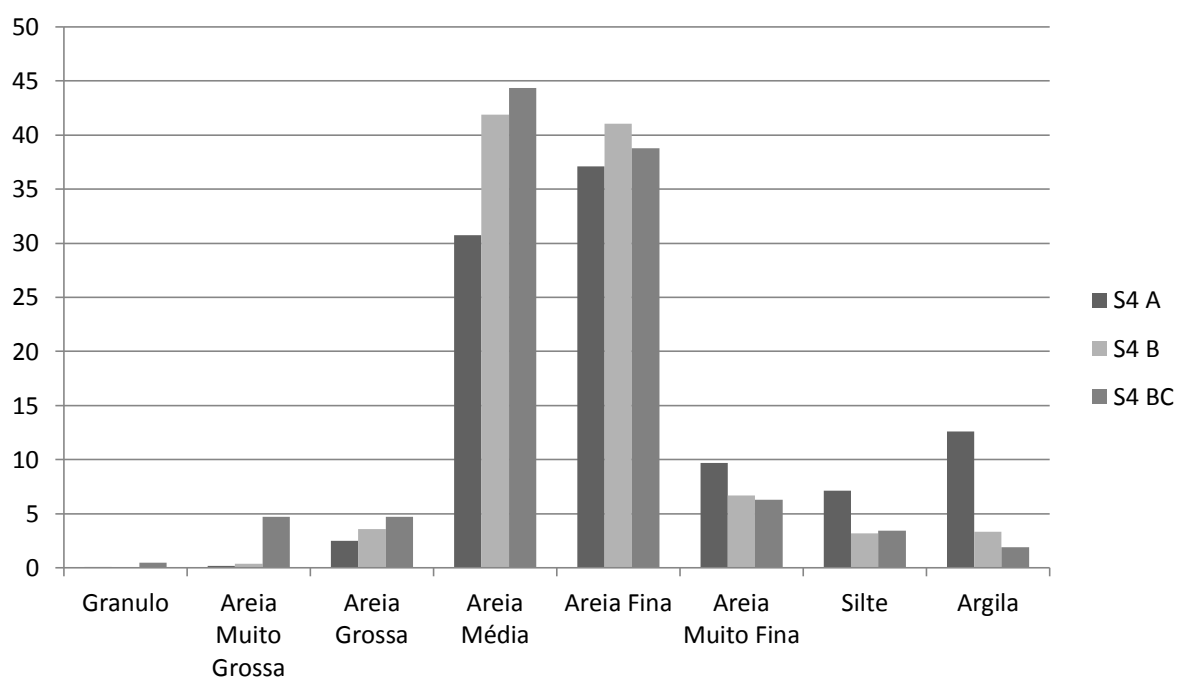


Gráfico 27. Granulometria em S4.

Observando-se a distribuição granulométrica ao longo dos horizontes se percebe a maior distribuição entre as frações de areia média e areia fina, apontando a Formação Guará como principal material parental para estes solos, embora provavelmente receba contribuições do Botucatu e do basalto. Enquanto o horizonte A apresenta uma textura média os horizontes em subsuperfície passam para uma textura arenosa. A presença de horizonte A de textura mais argilosa que os horizontes sotopostos não é fato comum na bibliografia sobre os Latossolos, embora os levantamentos de solos realizados para a mesma região de estudo apontem esta característica para os LV (TRENTIN, 2007 e AUZANI, 2010). Como são solos bem desenvolvidos possuem pouca diferenciação entre seus horizontes, como pode ser visto pela homogeneidade dos macro e microporos ao longo de todo o perfil, sendo que a diferença de macro e microporosidade entre os horizontes superficiais são as menores dentre os perfis estudados, bem como os valores de densidade.

Sendo solos com bom grau de estruturação os Latossolos apresentam a menor densidade entre os solos analisados. Segundo Brady e Weil (2013) a densidade nos solos bem estruturados tende a ser menor devido a existência de poros entre as unidades estruturais e dentro delas. Observa-se que o Latossolo analisado possui a maior porosidade total entre as classes de solo do perfil em vertente.

Dentre as classes de solo que apresentam relação com eventos erosivos e manchas arenosas os Latossolos são aqueles que apresentam menor ocorrência de ravinas (125) e voçorocas (17), ficando atrás dos Neossolos Quartzarênicos órticos em relação as manchas arenosas (32). Localizados em situação de baixa declividade, profundos, bem drenados, muito porosos e bem estruturados, apresentam boas taxas de infiltração (STRECK *et al.*, 2008), e não são naturalmente muito suscetíveis a erosão. Caso ocorra o manejo inadequado, os Latossolos de textura média e arenosa podem apresentar-se altamente suscetíveis a erosão hídrica quando arados (STRECK *et al.*, 2008 e VERDUM, 1997). A remoção e/ou desestruturação do horizonte A pelo manejo expõe horizontes mais arenosos e com menores teores de matéria orgânica, aproximando a situação de erodibilidade dos RQo. Aparentemente a erosão destes solos possui contribuições da atividade antrópica, embora em pequenos setores possa ter suscetibilidade natural, quando vinculadas a cabeceiras de drenagem em anfiteatro.

Argissolo Bruno-Acinzentado distrófico.

Ainda em compartimento de coxilha se observa uma quebra de declividade de suave ondulado para ondulado, que marca a passagem do terço superior para o terço médio da coxilha. Com a mudança de declividade as condições de pedogênese se modificam, marcando a passagem dos Latossolos para os Argissolos. Foram amostrados horizontes A, B e C em três situações na vertente, S5 na passagem do terço superior para o médio, T6 em pleno terço médio e S7 no terço inferior da coxilha, em sua conexão com o compartimento de várzea, tabela 28.

	ALTITUDE DO PONTO	DECLIVIDADE DO PONTO	POSIÇÃO DO MATERIAL COLETADO	PROFUNDIDADE DO MATERIAL COLETADO	POROSIDADE TOTAL (%)	MACROPOROSIDADE (%)	MICROPOROSIDADE (%)	DENSIDADE (kg/m ³)
S5 A	160 m	Ondulado	Tradagem em área de bosque no Terço Médio de Coxilha	15 cm	55,88	12,13	43,75	1255,29
S5 B	160 m	Ondulado	Tradagem em área de bosque no Terço Médio de Coxilha	70 cm	50,18	11,36	38,82	1392,31
S5 C	160 m	Ondulado	Tradagem em área de bosque no Terço Médio de Coxilha	1,5 m	44,37	9,31	35,06	1455,44
T6 A	150 m	Ondulado	Abertura de trincheira em campo no Terço Médio de Coxilha	15 cm	53,3	11,7	41,6	1359,54
T6 B	150 m	Ondulado	Abertura de trincheira em campo no Terço Médio de Coxilha	70 cm	45,86	9,24	36,62	1418,35
T6 C	150 m	Ondulado	Abertura de trincheira em campo no Terço Médio de Coxilha	1,5 m	43,05	9,05	34	1428,03
S7 A	145 m	Ondulado	Tradagem em área de campo no Terço Inferior de Coxilha	15 cm	50,05	13,33	39,72	1387,14
S7 B	145 m	Ondulado	Tradagem em área de campo no Terço Inferior de Coxilha	70 cm	42,58	7,79	34,79	1490,47
S7 C	145m	Ondulado	Tradagem em área de campo no Terço Inferior de Coxilha	1,5 m	41,79	8	33,79	1480,31

Tabela 28. Coletas e resultados em PVd.

Conforme se aproximam das áreas de várzea os perfis de Argissolo vão se tornando menos porosos e mais densos. Observa-se em todos os pontos amostrados que o horizonte A é consideravelmente mais poroso que os horizontes B e C, que por sua vez não apresentam mudanças significativas entre si. A diferença da macroporosidade entre o horizonte superficial e os subsuperficiais apresentam valores mais distantes, ocasionados pela mudança textural entre o horizonte A e o Bt, conforme visto no gráfico 28.

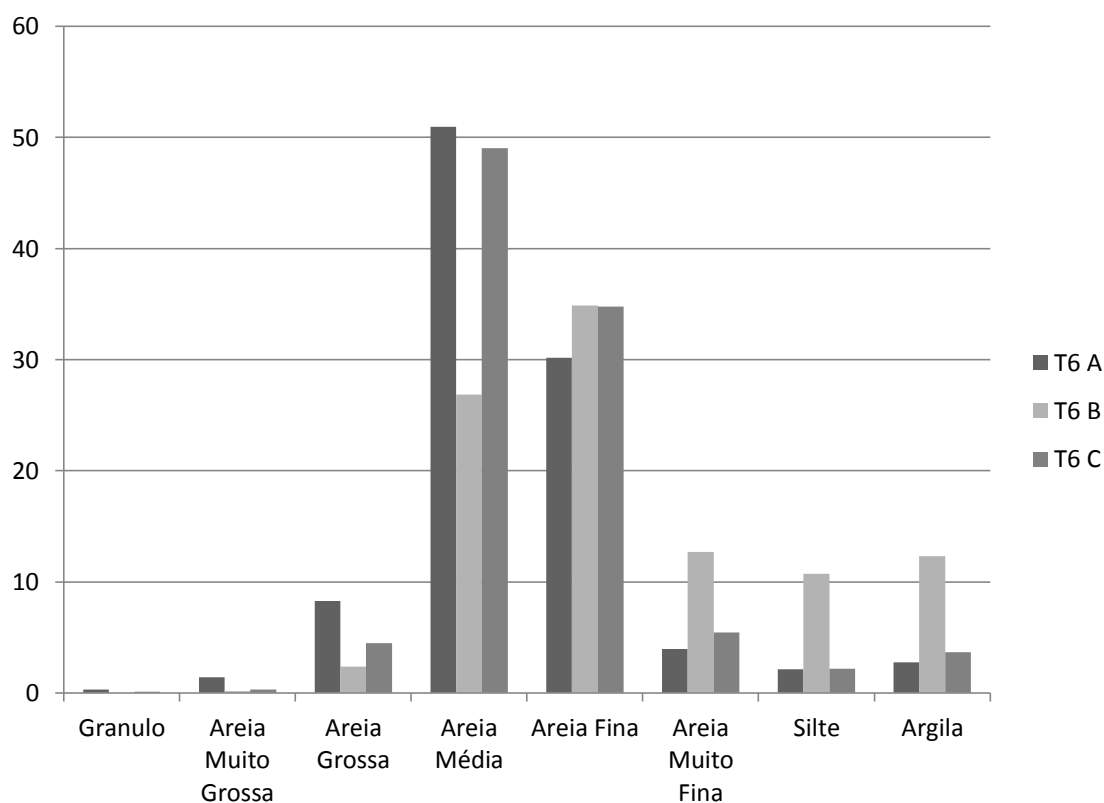


Gráfico 28. Granulometria em T6.

Sendo o horizonte A de textura arenosa a quantidade de macroporos encontrados tende a ser maior que no horizonte B de textura média, com maior concentração de argila. Em S5, amostrado no interior de um pequeno bosque, a diferença entre a macroporosidade dos horizontes é menor. Isto pode ser devido a presença de raízes maiores no solo. Segundo Brady e Weil (2013) plantas perenes, como árvores de floresta, são particularmente eficientes na criação de canais que servem como passagem para novas raízes após a morte e decomposição do sistema radicular que originalmente estabeleceram. Já a cobertura de campo presente em T6 e S7 atua de forma menos eficiente na construção de macroporos. A densidade dos solos, tanto nos Argissolos como nas demais classes analisadas, tende a aumentar de acordo com a profundidade. Isto se deve, provavelmente, ao menor teor de matéria orgânica, menor quantidade de raízes e a compactação causada pela massa de solo dos horizontes superiores.

Em relação aos eventos erosivos e manchas arenosas os Argissolos são considerados muito suscetíveis a erosão, sendo o segundo mais impactados por

episódios de ravinamento (332) e o mais afetado por episódios de voçorocamento (70). Não é observável nenhuma ocorrência de mancha arenosa.

A mudança textural abrupta entre os horizontes A arenoso e o Bt médio oferece condições naturais ideais para a erosão hídrica. Isto ocorre devido ao horizonte arenoso apresentar uma quantidade muito superior de macroporos em relação aos horizontes com maior concentração de argila. A água em períodos de chuva prolongada tende a infiltrar mais rapidamente no horizonte A que diminui no horizonte B textural. Em consequência ocorre uma saturação do horizonte superficial, dando início ao escoamento superficial da água, movendo-se de forma lateral no horizonte A e resultando em erosão em sulcos que culminarão na formação de voçorocas.

De acordo com Streck *et al.* (2008) os Argissolos de coloração vermelha e vermelho-amarelada indicam ambientes de melhor condição de drenagem que as cores bruno-acinzentadas e as acinzentadas, de drenagem moderada ou imperfeita. A piora da condição de drenagem mantém os solos saturados com água em determinados períodos do ano, indicando um nível do lençol freático mais elevado. Seria de interesse distinguir as unidades de Argissolos vermelho e bruno-acinzentados para averiguar se as voçorocas encontram-se predominantemente sobre os Argissolos bruno-acinzentados, visto que estes possuem condições mais eficientes para que as voçorocas se instalem. Mesmo não tendo sido possível realizar esta diferenciação no trabalho se indica os Argissolos como a classe de solo mais suscetível ao voçorocamento. Sendo muito suscetíveis ao ravinamento, e localizados na conexão com a várzea, possuem o lençol freático mais próximo da superfície que os Latossolos e Neossolos Quartzarênicos órticos, propiciando que as ravinas evoluam até voçorocas. A mudança textural abrupta permite que a água se desloque lateralmente no horizonte A, devido a menor infiltração do horizonte B, o que contribui para o fluxo de água em subsuperfície e criação de dutos logo no contato entre os horizontes A e B, o que também permite a evolução de ravinas para voçorocas.

A não ocorrência de manchas arenosas para esta classe de solo pode ser explicada pela maior coesão do solo e pela posição do terreno que ocupam. A maior quantidade de matéria orgânica e argila aglutinam os sedimentos de maneira mais eficiente do que nos Latossolos e Neossolos, sendo menor o transporte destes durante episódios de escoamento hídrico na vertente em episódios de chuvas.

Conseqüentemente existe uma menor quantidade de sedimentos transportados no interior de ravinas e voçorocas, não sendo perceptíveis a formação de leques de areia a jusante destes. Como os Argissolos aparecem próximos às várzeas o material erodido acaba por depositar-se nas áreas mais deprimidas próximas a rede de drenagem, transportado por sangas e arroios ou ainda assoreando os cursos d'água. Sendo solos com maior teor de umidade, devido a eficiente retenção da água nos microporos, e maior teor de matéria orgânica que os solos arenosos os Argissolos tornam-se menos suscetíveis a deflação eólica, o que também seria uma condição de resistência para o desenvolvimento de manchas arenosas.

Neossolo Quartzarênico Hidromórfico.

Na transição do terço inferior das coxilhas para o compartimento de várzea observa-se uma nova quebra de declividade, de ondulado para suave ondulado. Esta mudança vem acompanhada pela diferenciação nas classes de solos encontradas, passando de Argissolo para Neossolo Quartzarênico Hidromórfico. Este compartimento de várzea se situa em uma depressão inter-coxilhas, aos 150 m, onde foi amostrado perfil de solo exposto em barranco escavado pela ação da rede hidrográfica, os horizontes A e C de RQg, conforme tabela 29.

	ALTITUDE DO PONTO	DECLIVIDADE DO PONTO	POSIÇÃO DO MATERIAL COLETADO	PROFUNDIDADE DO MATERIAL COLETADO	POROSIDADE TOTAL (%)	MACROPOROSIDADE (%)	MICROPOROSIDADE (%)	DENSIDADE (kg/m ³)
T8 A	140 m	Suave Ondulado	Exposição em barranco em área de Várzea	15 cm	49,29	10,58	38,71	1407,3
T8 C	140 m	Suave Ondulado	Exposição em barranco em área de Várzea	1,5 m	40,97	7,12	33,85	1462,7

Tabela 29. Coletas e resultados em RQg.

Analisando-se os valores encontrados pela granulometria, gráfico 29, vê-se a persistência das frações areia média e fina, indicando a Formação Guará como principal rocha fonte de todos os perfis de solo analisados, embora deva receber

também a contribuição das formações Botucatu e Guará. Apesar de trate-se de um compartimento rebaixado, onde se esperaria maiores teores das frações finas, as amostras apontam o contrario e enquadram o perfil como Neossolo Quartzarênico hidromórfico. Embora apresente matriz arenosa ao longo do perfil são observáveis lamelas mais argilosas de pequena espessura (entre 3 a 7 cm), que segundo Streck *et al.* (2008), representam feições intermediarias para a formação de um Argissolo.

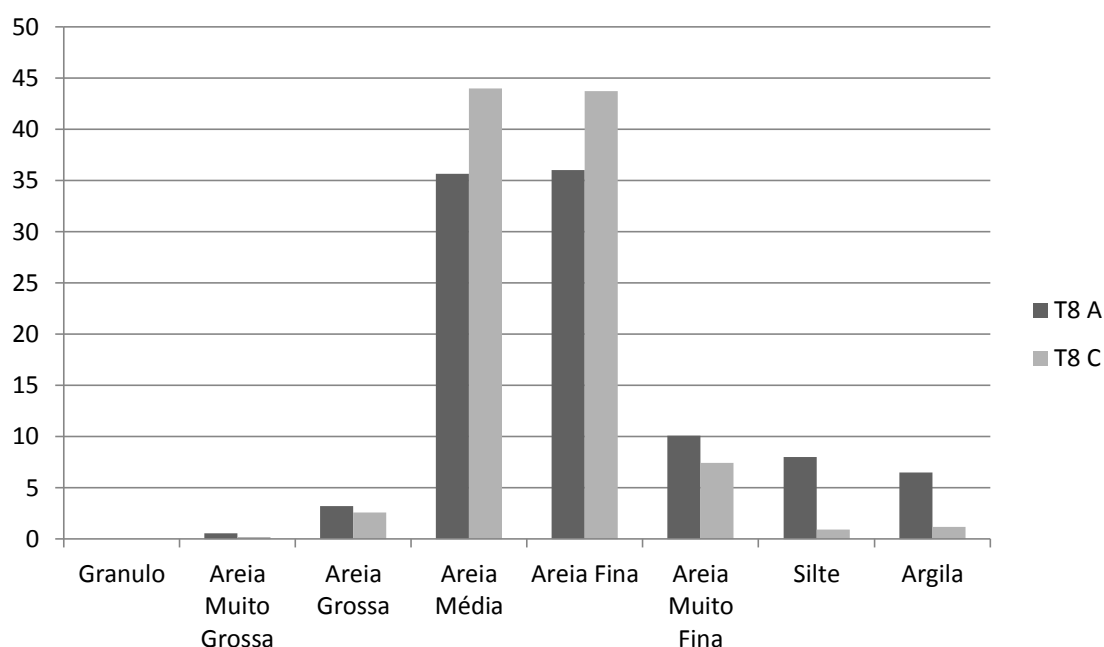


Gráfico 29. Granulometria em T8.

Os valores de densidade, macro e microporosidade se encontram muito próximos daqueles analisados nos Neossolos Quartzarênicos órticos, ainda que os valores de macroporosidade se encontrem mais distantes entre os horizontes A e C. Devido ao compartimento tratar-se de uma área deprimida, provavelmente uma antiga área de banhado segundo Oliveira (2011) e Oliveira e Suertegaray (2012; 2014), o acúmulo de matéria orgânica se torna muito elevado nos horizontes superficiais, resultando nos maiores valores para o horizonte A nas classes de solo observadas para a bacia (vide capítulo Classes de solos e sua distribuição). O incremento de matéria orgânica atua de forma eficiente na construção e manutenção da macroporsidade, que diminui consideravelmente no horizonte C. Em observação em campo a mudança na concentração de matéria orgânica também se dá de forma

muito evidente, pela mudança de coloração negra no horizonte A para uma coloração esbranquiçada no horizonte C.

Em relação aos eventos erosivos os Neossolos Quartzarênicos hidromórficos apresentam-se suscetíveis a estes episódios, sendo a quarta classe de solo em relação a ocorrência de ravinas (185) e segunda em relação as voçorocas (59). Embora não seja perceptível a formação de areais nos RQg, é possível observar a presença do que chamamos aqui de campos de areias.

Localizados em terrenos suave ondulados ou planos e com altos teores de matéria orgânica em superfície os RQg não seriam considerados de forma expressiva como suscetíveis a erosão em sulcos pelo escoamento superficial. O que parece ocorrer é que quando existe a passagem do terço inferior das coxilhas ou rampas onduladas para as áreas de várzea suave onduladas ou planas se observam condições semelhantes aquelas vistas no contato entre encostas rochosas e rampas arenosas. O maior declive das áreas ocupadas por Argissolos, mais coesos, e menor declive de áreas ocupadas por Neossolos Quartzarênicos hidromórficos, mais inconsolidados devido a matriz arenosa, desencadeia um processo erosivo decorrente dos fluxos de água provenientes de montante, ou das áreas de cabeceiras em anfiteatro. Com a remoção do horizonte A, rico em matéria orgânica, o horizonte C arenoso torna-se altamente suscetível, onde ravinas podem rapidamente evoluir para voçorocas devido à proximidade do nível freático. Devido à situação de má drenagem e proximidade do freático os solos são facilmente saturados em períodos de chuva prolongada, facilitando o processo de erosão hídrica.

Em relação aos campos de areias o processo que se desenvolve nestes solos parece ser diferente do processo de arenização descrito para coxilhas e rampas. Embora não se possa afirmar, devido a falta de estudos aprofundados, o que parece ocorrer não é o agrupamento de leques arenosos a jusante de ravinas e voçorocas, visto que o material erodido é transportado para os rios, assoreando-os. O mais provável é que estas manchas, de coloração esbranquiçada, sejam resultado da erosão laminar, devido ao saturamento deste solo que possui o lençol freático próximo a superfície, ou remontante das ravinas e voçorocas que aqui se instalam. Observa-se a remoção do horizonte A e exposição tópica do horizonte C arenoso, com teores de matéria orgânica muito inferiores e mais suscetíveis a erosão e mobilização dos sedimentos. As ravinas paralelas poderiam desenvolver-se por

erosão lateral, agrupando-se, principalmente nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro, dando origem tipicamente a campos de areias no compartimento rebaixado das várzeas, figuras 63 e 64. Quando vistas em imagens de satélite estes campos de areia se assemelham aos areais, mas se observadas em campo percebe-se que não se trata da deposição e agrupamento de leques arenosos, e sim da exposição do horizonte C dos RQg.



Figura 63. Imagem de satélite com areal em rampa e campos de areia em várzea. Fonte: Elaborado pelo autor.



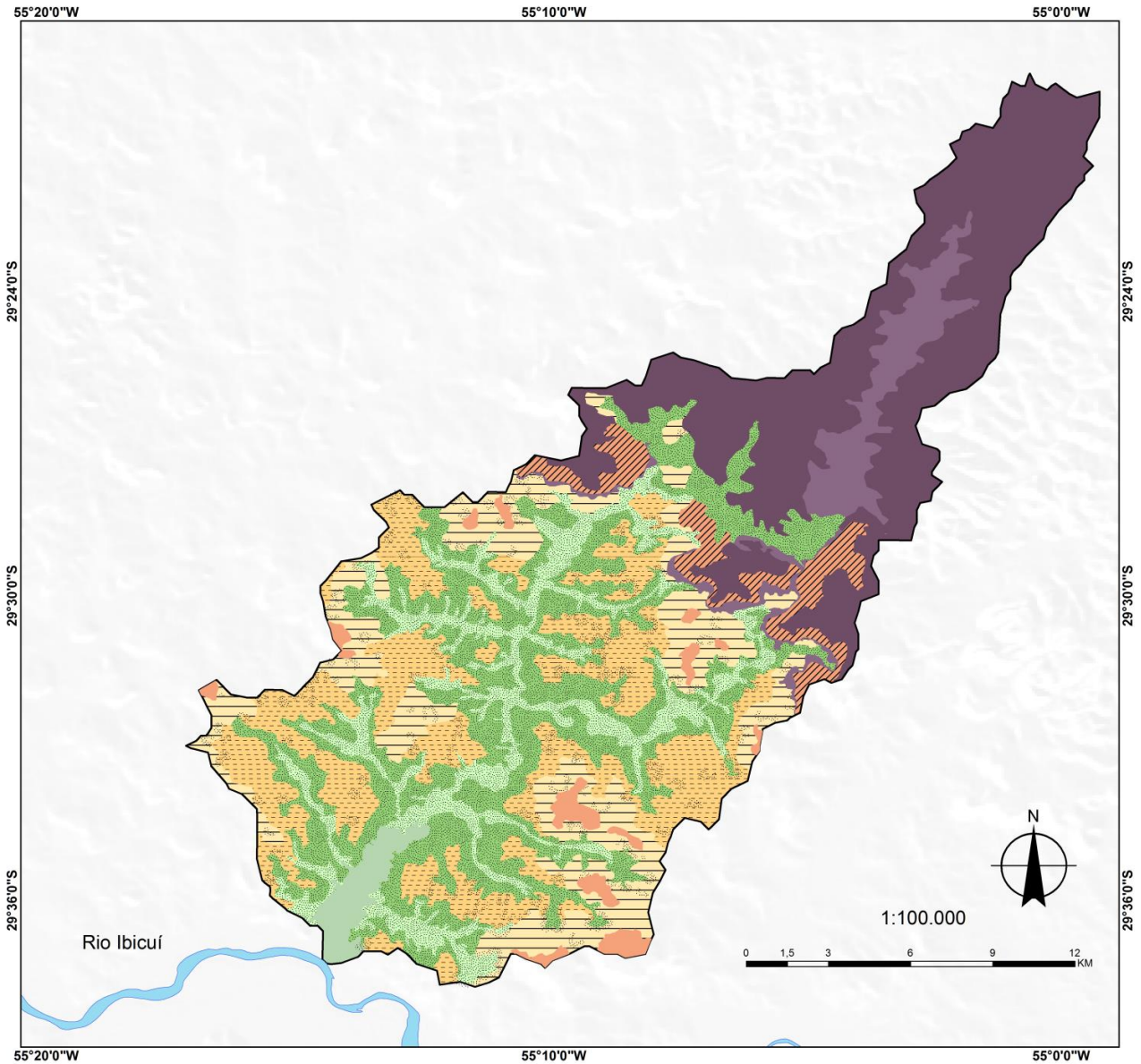
Figura 64. Foto dos campos de areia em várzea. Observa-se resquícios do horizonte A de coloração negra mantidos por tufos de vegetação e, abaixo, horizonte C esbranquiçado exposto.

4.5 Compartimentação Morfopedológica.

Através do cruzamento entre os mapas de geologia, compartimentos geomorfológicos e classes de solos gerados para a bacia hidrográfica do arroio Inhacundá se pode encontrar unidades cuja história evolutiva de solos e relevo se associe ao substrato litológico, a estas unidades chamamos de Compartimentos Morfopedológicos (CMP). Foram identificados um total de oito CMPs para a área de estudo, apresentados a seguir com o intuito de compreensão da sua história evolutiva para melhor entender a distribuição de eventos erosivos lineares e areais no interior da bacia.

A figura 65 expõe a distribuição dos CMP no interior da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá, bem como expõe as áreas com diferentes impactos de ravinas, voçorocas e areais.

Compartimentação Morfopedológica na Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá - RS



COMPARTIMENTO MORFOPEDOLÓGICO	GEOLOGIA	GEOMORFOLOGIA	PEDOLOGIA	MEIO
CMP I	Formação Serra Geral	Planalto basáltico	Neossolo Litólico Eutrófico	Estável
CMP II	Formação Serra Geral	Vale encaixado	Associação Neossolo Litólico e Cambissolo	Estável
CMP III	Formação Botucatu e Guará	Patamar arenítico-basáltico, Morrotes e Morros Testemunhos	Argissolo	Intergrade: estável
CMP IV	Formação Guará	Rampas arenosas e Coxilhas	Neossolo Quartzarênico órtico	Instável
CMP V	Formação Guará	Coxilhas	Latossolo	Intergrade: estável
CMP VI	Formação Guará	Coxilhas e Várzea	Argissolo	Intergrade: instável
CMP VII	Depósitos Aluviais	Várzea	Neossolo Quartzarênico hidromórfico	Intergrade: instável
CMP VIII	Depósitos Aluviais	Várzea	Planossolo	Estável

Áreas afetadas pela erosão linear e arenização:

-

CMP I: Este compartimento se relaciona aos terrenos planos e de suave ondulação do Planalto, cujo substrato são rochas ígneas formadas pelo extravasamento de lavas na abertura do Gondwana. Essa porção da bacia vem sofrendo forte influencia dos componentes morfogenéticos desde os eventos responsáveis pela criação da Superfície de aplainamento Cerro da Cadeia, no Paleogeno, que elaborou de forma eficiente a paridade altimétrica observável em perfil topográfico no Planalto. Embora a região tenha sofrido forte influencia de climas mais secos no decorrer do Terciário, responsáveis pela elaboração das duas superfícies de aplainamentos posteriores, o substrato basáltico ofereceu maior resistência erosiva, conservando setorialmente os níveis topográficos da Superfície Cerro da Cadeia.

As maiores resistências litológicas, juntamente com sucessivos ciclos erosivos, ajudam a entender a gênese dos solos que aqui se encontram, os Neossolos Litólicos de origem basáltica. A característica de resistência litológica e os sucessivos ciclos de erosão atuam de forma solidária para frear a marcha pedogenética, onde não há permanência temporal para que o intemperismo atue de forma eficiente na meteorização do substrato basáltico e consequente evolução de horizonte B.

A baixa declividade, juntamente com a divergência das vertentes, auxilia no entendimento morfométrico do porque esta área não apresentam focos erosivos do tipo ravinhas e voçorocas. Os solos apresentam-se muito rasos, ao redor de 1 m apenas, com substrato rochoso muito próximo a superfície. Aí percebe-se um controle litológico, onde instalam-se pequenos cursos de 1ª e 2ª ordem, sem capacidade de erodir e aprofundar seus leitos. Devido ao material parental destes solos ser indicado como basalto observam-se altos teores de argila. A boa cobertura vegetal fornece os maiores valores de matéria orgânica encontrados na área de estudo, que em terreno pouco acidentado acaba por preencher pequenas depressões rasas e úmidas nas cabeceiras de drenagem. Tratando-se de um solo com alto teor de argila e matéria orgânica estes solos possuem boa coesão entre suas partículas e, aliados ao componente morfométrico, não são susceptíveis aos processos de ravinamento, voçorocamento e arenização.

Sendo o compartimento caracterizado pela presença de solos jovens onde a maior umidade atual e não ocorrência de focos erosivos indica que o balanço pedogênese/morfogênese pese mais para o lado da pedogênese, superando a ação

da morfogênese em sua interação. Assim indica-se um meio estável desde um tempo recente, provavelmente desde períodos mais úmidos dentro do Neógeno ou Quaternário, visto que a pedogênese não teve tempo e competência para elaborar um perfil de solo com horizonte B.

CMP II: Este compartimento é apontado pela associação de Neossolos Litólicos e Cambissolos que ocorrem no vale encaixado e nas encostas do Patamar Arenítico-basáltico. Devido à dissecação realizada pelo Arroio Inhacundá, em sua porção superior, além da presença de rochas ígneas da Formação Serra Geral observam-se afloramentos de arenito Botucatu neste compartimento. Com o sucessivo entalhe da rede hidrográfica há o surgimento de um vale encaixado no interior do planalto, onde o desnível entre o talvegue e as cristas se configura em vertentes suave onduladas e onduladas, de curvatura divergente-côncava.

Devido ao forte trabalho de esculturação, relacionado com o maior declive e a ação erosiva do arroio, ocorre um maior desgaste das rochas, quebrando a resistência do basalto aos processos pedogenéticos pelo maior intemperismo. Ainda associado ao basalto afloram porções de rocha arenítica, mais friável e menos resistente ao ataque do intemperismo. Aparecem, então, condições para a transformação de um Neossolo Litólico para um Cambissolo, com início de um horizonte B incipiente. Devido à intercalação de basalto e arenito existem porções onde as rochas são mais ou menos resistentes. O arenito Botucatu aparece tanto em sua porção silicífica, devido ao contato com os derrames de lava, como em sua porção mais friável, não silicificada. Ocorre então um mosaico de solos onde se associam ora Neossolos Litólicos de origem arenítica e basáltica ora Cambissolos.

Com a concavidade da vertente e a declividade ondulada em alguns setores estreitos se esperaria que este compartimento fosse suscetível aos processos erosivos, o que não é observável. Como a maior parte do compartimento é caracterizado pela declividade suave ondulada e estes solos recebem grande contribuição do desgaste do basalto possuem elevada concentração de argila em seus horizontes, que somados a densa vegetação florestal que aqui se desenvolve possuem condições suficiente para resistir aos processos erosivos em sulcos. Além da função protetora contra a água da chuva a vegetação arbórea fornece ao solo boa quantidade de matéria orgânica, agregando melhor suas partículas. Sendo um

solo mais coeso e argiloso, sem ravinamento e voçorocamento observável, a deposição de leques arenosos, e a conseqüente formação de um areal, não ocorre.

Muito provavelmente este compartimento até pouco tempo atrás deveria ser caracterizado como um meio instável ou Intergrade, onde a morfogênese sobrepujasse a pedogênese, devido ao início de entalhe do vale encaixado. Nos tempos atuais existe certa estabilidade do meio, inclusive com a transformação dos Neossolos Litólicos em Cambissolos. Esta estabilidade, assim como em CMP I foi adquirida em tempo relativamente recente. Se tomarmos por base a análise de Ab'Saber (1969), que indica que o vale do Ibicuí só se definiu como tal após os eventos de pediplanação neogênica da Superfície da Campanha, se espera que o vale do Inhacundá, contribuinte do Ibicuí, tenha se afeiçoado em período de tempo próximo. Além do trabalho erosivo do arroio Inhacundá ter exposto rochas da Formação Botucatu no interior do compartimento, é provável que os eventos de circundesnudação periférica que ocorreram durante a elaboração desta superfície tenham colaborado para o desgaste das rochas encontradas no vale encaixado, embora os terrenos basálticos das escarpas são indicados como fator de anteparo da expansão da superfície da Campanha.

CMP III: Este compartimento associa Morrotes, Morros Testemunhos e as porções do Patamar Arenítico-basáltico onde se desenvolvem os Argissolos. A opção por agrupar compartimentos de relevo com história geológica-geomorfológica distintas no mesmo CMP é devido as características de evolução pedológica-morfológica recentes estarem próximas. Estes compartimentos apresentam-se hoje mantidos pela presença de arenito silicificado, Botucatu e Guará, que impede a total destruição destas formas esculpturadas pelos processos de aplainamento e recuo paralelo das vertentes, embora alguns morros testemunhos já tenham perdido sua forma tabular e se transformado em morrotes. O processo de aplainamento que atuou sobre estes compartimentos se refere à Superfície da Campanha, que reescavou o paleoespaço Neogeno da Depressão Central, atuando de forma circunscrita ao cinturão de terrenos sedimentares mesozoicos, que embora barrado pelas escarpas basálticas, a marcha de pedimentação foi suficientemente vigorosa para conseguir penetrar um pouco as margens das estruturas basálticas basais dos rebordos do Planalto Meridional (AB'SÁBER, 1969), relacionados aqui ao patamar

arenítico-basáltico, forma de transição entre planalto Meridional e Depressão Central.

Como resultado observa-se hoje porções de basalto no interior do Patamar Arenítico-basáltico que apontam o referido anteparo para evolução da superfície. A paridade altimétrica dos morros testemunhos e do patamar se enquadram na descrição da Superfície da Campanha, girando entre 190 e 220 m. Em esforço de imaginação é possível ligar a topografia destes dois compartimentos, revelando o que seria a Superfície da Campanha antes de novo retrabalhamento. Devido a este novo retrabalhamento, apontado como congênere a superfície de Gravataí, ocorreu um embutimento dentro da Superfície da Campanha onde hoje se observam compartimentos descritos no trabalho como rampas, coxilhas e várzea. Os morrotes e morros testemunhos se configuram atualmente como interflúvios que se inserem entre as coxilhas e rampas, onde o recuo paralelo de suas vertentes não foi vigoroso o suficiente para destruir estas formas relictas do antigo piso da Superfície da Campanha.

Os topos dos compartimentos do CMP III se configuram com terrenos de declividade plana ou suave ondulada. A contribuição do basalto ao arenito fornece elevado teor de argila, desenvolvendo-se assim os Argissolos descritos anteriormente no trabalho. A ocorrência de ravinas é tímida, com apenas 9 eventos localizados no patamar arenítico-basáltico, e não se percebem voçorocas e areais. Embora a planura relativa deste compartimento o contato entre diferentes litologias, numerosos afloramentos rochosos e uma mudança textural entre horizontes A e B fornecem condições suficientes que o ravinamento se instale no patamar arenítico-basáltico. Nos topos de morros não se percebe afloramentos rochosos ou contato entre o arenito e o basalto, bem como não se observam episódios erosivos lineares. Não se tratando de solos arenosos, com baixa coesão entre as partículas, e devido ao fraco declive, o processo de arenização não ocorre. Além disto, são áreas com cobertura vegetal permanente, protegendo o solo do impacto da chuva e anastomosado o escoamento superficial.

Se identifica o CMP III como um meio Intergrade, onde a pedogênese sobrepuja a morfogênese. O perfil de solo não é considerado muito profundo, pois a marcha pedogenética não foi forte o suficiente para transformar as rochas mais resistentes que aqui se encontram. A presença de afloramentos rochosos propicia um escoamento diferencial no interior do compartimento, promovendo o ravinamento

em conjunto com a diferença textural entre os horizontes superficiais. Os afloramentos rochosos também ocorrem nas bordas próximas as escarpas, que eventualmente se destacam do topo das formas e depositam-se nas encostas e rampas associadas, formando caos de blocos em seu sopé.

CMP IV: Este compartimento relaciona os depósitos arenosos em rampa e coxilhas com presença de afloramento rochoso com os Neossolos Quartzarênicos órticos, sendo a Formação Guará o substrato rochoso. Em estudo sobre a origem das Areias Quartzosas, antiga nomenclatura dos Neossolos Quartzarênicos, na região entre Manoel Viana e São Francisco de Assis (RS), Klamt e Schneider (1995) apontam sua origem devido a:

“Os processos geomórficos de denudação sucessiva e o retrocesso das escarpas ocasionaram o rebaixamento da superfície regional soerguida por movimentos tectônicos, culminando com a formação de um pediplano, com morros residuais.” (p. 77).

Os processos geomórficos de denudação são uma referência às superfícies de aplainamento descritas por Ab'Sáber (1969b) que atuaram de forma sucessivas para elaboração da compartimentação atual do relevo Sul rio-grandense. Devido à posição altimétrica em que se encontram as rampas arenosas e coxilhas aqui estudadas, entre 100 - 180 m em média, as colocam na mesma posição que as superfícies embutidas ou alveolares no interior da Superfície da Campanha, e contemporâneas a Superfície de Gravataí. Esses embutimentos tem idade indicada para a passagem do plio-plestoceno para o Quaternário, e se relacionam a plainos de erosão parciais que possuem depósitos superficiais correlatos, configurando o sistema de rampas e *bajadas* descritas em Oliveira (2011) e Oliveira e Suertegaray (2012) e as unidades A e B descritas por Suertegaray (1987; 1998).

Como resultado observam-se hoje áreas que são produto da erosão dos morros testemunhos areníticos da região, em forma de depósitos pouco ou nada consolidados, encontrados nas rampas de pedimento de matriz arenosa cuja granulometria indica principalmente a meteorização da Formação Guará como material parental. Estas áreas até tempo recente, e mais seco, vem sendo fortemente desgastadas, onde a erosão foi vigorosa o suficiente para desestruturar alguns morros testemunhos, desafeiçoando sua forma tabular e originando morrotes

com topo convexizado pelos processos mamelonizadores de clima subtropical úmido. Ainda é possível observar no topo de algumas coxilhas a presença de afloramentos de arenito, o que muito provavelmente é um vestígio da antiga presença de morrotes hoje já degradados e cuja rampa acaba por adquirir uma feição policonvexa, transformando-se em uma coxilha, mas sem o tempo necessário para a pedogênese configurar um Latossolo.

A potência dos agentes morfogênicos interferiu de tal forma que a pedogênese se deu, e dá-se até hoje, de forma restrita aquelas porções do terreno onde a marcha da morfogênese abre espaço para pedogênese. Assim estes sítios são caracterizados por um mosaico de afloramentos rochosos, areais, eventos erosivos lineares e pela pedogênese recente que elabora, a partir dos depósitos de *glacis* estabilizados pela cobertura vegetal, Neossolos Quartzarênicos órticos.

A variação de declividade forte ondulada entre encosta impermeável e rampa ondulada, ou afloramento rochosos e coxilha, é capaz de transmitir grande quantidade de energia, ocasionando a dissecação de solos muito arenosos e praticamente destituídos de matéria orgânica em episódios de escoamento superficial concentrado. Como resultado a água que escoar se concentra em porções convergentes ou côncavas e vai ganhando competência erosiva ao encontrar vertentes planares ou retilíneas, gerando intenso ravinamento. Pela baixa coesão deste solo o material que foi dissecado é transportado rapidamente para áreas de acumulação em forma de leques de areia. A ablação eólica é eficaz em mobilizar estes sedimentos, principalmente no verão quando o solo está mais seco, configurando um areal.

O conjunto destes elementos e processos apontam um meio instável, muito suscetível a presença de ravinas (419 episódios) e areais (74 manchas), desenvolvidos principalmente do terço superior e médio das rampas. A presença de cabeceiras de drenagem em anfiteatro permitem a evolução destas ravinas para voçorocas (51 episódios de voçorocamento) de diferentes grandezas pela proximidade do lençol freático à superfície. Embora a instabilidade do meio diversos autores (STRECK *et al.* 2008; FREITAS, 2010; SCOPEL, 2011 e VIEIRA, 2012) tem apontado a tendência para estabilização destas áreas com processo de arenização se excluídas do sistema de pastejo e aliados a proteção fornecida pela recolonização vegetal de espécies nativas adaptadas a um solo de baixa fertilidade

e deficiência hídrica causada pela alta porosidade e permeabilidade dos Neossolos Quartzarênicos órticos.

CMP V: Este compartimento relaciona os Latossolos e as porções médias e superiores do compartimento de coxilhas sem afloramentos rochosos, assentadas sobre a Formação Guará. Os Latossolos são descritos como típicos das regiões equatoriais e tropicais, embora ocorram também nas regiões de clima subtropical, sobretudo quando distribuídos por amplas e antigas superfícies de erosão e pedimentos, normalmente com relevo plano e suave ondulado (EMBRAPA, 2006).

Em revisão sobre a ocorrência de Latossolos no Brasil, Ker (1997) resgata diversos estudos sobre a relação entre Latossolos e sua ocorrência no relevo. Originados sobre os mais diversos tipos de rochas o autor relata que os Latossolos ocupam preferencialmente as partes mais estáveis da paisagem, normalmente relacionadas com as superfícies de aplainamento do Terciário Inferior. Os remanescentes destas superfícies se encontrariam hoje principalmente nas chapadas e planaltos do Brasil central, onde largamente foram mapeados Latossolos muito intemperizados, refletindo o maior tempo de exposição destes.

Ker (1997) ainda aponta que em áreas menos estáveis, isso é, com vários estágios de dissecação que incluem remanescentes de superfícies antigas, pediplano e pedimentos do pleistoceno, também se verificam Latossolos, normalmente menos intemperizados neste caso. Nestas regiões, correlacionadas a superfícies do Terciário Superior e mais recentes, prevê-se a deposição de material pré-intemperizado, que ganha estabilidade com a nova situação de depósito (LEPSCH e BUOL, 1986). Ker (1997) aponta que nestas áreas é muito comum a ocorrência de solos Podzólicos (antiga nomenclatura da maioria das classes de Argissolo) associados aos Latossolos.

De maneira geral os Latossolos são considerados poligênicos, experimentando diferentes situações climáticas ao longo de sua formação, o que tenderia a homogeneizar suas características químicas, morfológicas e mineralógicas (KER, 1997 e VIDAL-TORRADO e LEPSH, 1999).

Os Latossolos mapeados para a bacia hidrográfica do Arroio Inhacundá parecem se relacionar com a segunda situação de formação de Latossolos, relacionados a superfícies de aplainamento mais recentes. Como já indicado no trabalho, as coxilhas devem se relacionar a momentos de retomada de erosão pós-

superfície da Campanha, que “redundaram na formação de baixas coxilhas” (AB’SABER, p. 56, 1960).

Medeiros (2012), em sua tese, estuda a relação entre o capeamento pedológico e substrato arenítico na região entre São Francisco de Assis, Manoel Viana e Alegrete. Em sua descrição os perfis estudados se desenvolvem sobre os arenitos Botucatu e Guará, que possuem em comum a composição quartzo-arenito, onde a fração argila é menor que 7,5 %, em geral. Nas palavras do autor “Portanto, pelo menos teoricamente, era de se esperar que os mesmos evoluíssem a neossolos quartzarênicos, o que na realidade não ocorreu.” (MEDEIROS, p. 134, 2012). Ao relacionar a mineralogia entre rocha e solo sobreposto Medeiros (2012) e Medeiros *et al.* (2013) apontam material alóctone nos processos pedogenéticos, confirmados pela ausência de ilmenita e argilominerais na rocha fonte mas presentes de forma abundante nos horizontes B, indicando aporte de material originado a partir de alteração das rochas vulcânicas que circundam a região.

A participação do material alóctone confirma a ideia de que estes solos não evoluíram diretamente do substrato arenítico, mas sim do material pré-intemperizado em transito nas vertentes, que ganha estabilidade com a nova situação de depósito. Se estiver correto o entendimento do modelado do relevo a partir da elaboração de pedimentos mais recentes, embutimento na Superfície da Campanha e contemporâneos ao processos de elaboração da Superfície de Gravataí, os Latossolos desenvolveram-se então sobre estas áreas relativamente planas e pedimentadas desde a passagem do Plioceno para o Pleistoceno.

As áreas cobertas pelo manto de sedimentos que compõe o pedimento foram gradativamente mamelonizadas pelo avanço de uma época mais úmida dentro do Quaternário, resultando na típica paisagem de coxilhas do Pampa gaúcho (AB’SABER, 1960; 1969b; 2003), figura 66. Hoje se percebe nas áreas planas ou suave onduladas de baixa energia nos topos das coxilhas a presença de Latossolos, enquanto que a passagem para o terço médio e inferior é gradativamente ocupada por Argissolos, fornecendo mais um elemento para enquadrá-la na descrição de Ker (1997) para uma fase mais recente de elaboração pós Terciário Superior.

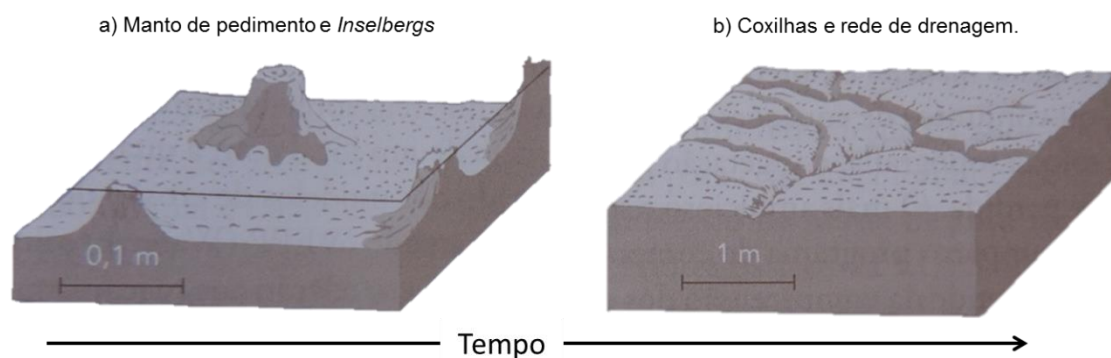


Figura 66. Processo de mamelonização com a umidificação climática, de a) para b). Adaptado de Brady e Weil (2013).

Tomando-se por base a baixa energia dos relevos planos e suave ondulados, somados ao tempo de estabilidade necessário para a formação de Latossolos de perfil homogêneo a tendência inicial seria apontar um meio Estável para o CMP V, o que não é o caso. Embora certamente o balanço pese expressivamente para a pedogênese nestas áreas os componentes da morfogênese não são desprezíveis. Os eventos de ravinas (124 episódios) e voçorocas (17 episódios) relacionadas com os Latossolos são os de menor expressão para toda a bacia, enquanto a presença de areais (32 manchas) fica atrás daqueles no interior de Neossolos Quartzarênicos órticos. Se tratando de um solo arenoso e com baixa quantidade de matéria orgânica, quando se instalam processos de entalhamento linear o material erodido é facilmente transportado pela baixa coesão das partículas, o que resulta na formação de areais neste compartimento. Sangoi (2006) ao elaborar a caracterização do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do Inhacundá expõe um sistema de grandes propriedade agropastoris com predomínio de plantações de soja e milho, além da criação de bovinos e ovinos nas áreas de baixa declividade ocupadas pelas coxilhas. Devido a este tipo de prática agrícola os processos erosivos de ravinamento e voçorocamento podem se instalar e, segundo ao autor, devido ao manejo histórico inadequado, somados a solos arenosos, provocam o aceleração destes processos. Se tratando de áreas caracterizadas por topos divergentes e convexos o ravinamento se instala, prioritariamente, nas porções de terço médio cuja curvatura se torna retilínea e permite que a água que escoar em superfície ganhe certa competência erosiva. A presença de cabeceiras de drenagem que aqui se instalam permite que algumas ravinas evoluam para voçorocas ao encontrar o freático, mais próximo a superfície nestes setores. As baixas declividades

conjugadas a divergência, em geral, dos terços médio e superior das coxilhas e um solo bem estruturado não creditam uma suscetibilidade elevada a este compartimento. Seria de interesse avançar em outros trabalhos sobre a relação entre a ocupação da terra e a ocorrência de ravinas, voçorocas e areais, para melhor averiguação sobre a possibilidade destes eventos serem desencadeados pelo manejo inadequado, no que se refere as coxilhas cobertas com Latossolo.

CMP VI: Este compartimento relaciona os terços médio e inferior das coxilhas em sua conexão com as áreas de várzea, ou em posição intermediária entre o final das rampas arenosas e as várzeas, ambos os caso associados a Formação Guará. Em revisão sobre a ocorrência de Argissolos no Brasil meridional se encontrou uma concordância explicativa em diversos autores (VIDAL-TORRADO *et al.* 1999; SANTOS e CASTRO, 2006 e ZAPAROLO, 2009) sobre a gênese destes, sobretudo relacionando-os com os Latossolos. De maneira geral os autores apontam a ocorrência de Latossolos nas posições mais elevadas de remanescentes de pedimentos que transicionam lateralmente, “a medida que gradam diretamente para os baixos terraços e planícies de inundação, onde dominam os solos com B textural.” (VIDAL-TORRADO e LEPSH, p. 358, 1999).

O início das transformações laterais que ocorrem no Bw é indicado, sem controvérsia nos trabalhos estudados, devido a uma nova condição de escoamento hídrico nas vertentes relacionado a mudanças ambientais que geraram desequilíbrio hidráulico, induzindo transformações pedológicas. Santos e Castro (2006) indicam que as principais mudanças ambientais são aquelas relacionadas a oscilações climáticas entre períodos mais úmidos e mais secos dentro do Quaternário, responsáveis pelo rebaixamento do relevo em consequência do aprofundamento do nível de base, figura 66. Somados ao componente climático os autores ainda observam que poderá existir a influencia de movimentos tectônicos recentes, conduzindo a aprofundamento do nível dos talwegues.

Com o aparecimento de uma rede de drenagem mais recente, devido a umidificação climática, se instalam mecanismos pedológicos próprios de transformação lateral de um Bw para um Bt, onde os principais elementos seriam o adensamento (redução do espaço poroso e consequente aumento de densidade) do horizonte latossólico para o textural devido a ação mecânica do fluxo lateral da água, produzindo a eluviação de argilas da parte superior do perfil de solo (A ou E, ou

ainda, A + E) para uma camada de iluviação (Bt), que receberia as argilas vindas do horizonte superior. Tanto o adensamento quanto a redução de porosidade são perceptíveis do Latossolo para o Argissolo na análise de sequência de solos em vertente, apresentadas no item anterior do trabalho. VIDAL-TORRADO *et al.* (1999) ainda apontam a “posterior obstrução parcial de porosidade, levando a hidromorfismo temporário que, por sua vez, promove a remoção do ferro e facilita a argiluviação.” (p. 919). O processo ganha competência a medida que a energia aumenta de montante para jusante, favorecida pelo declive e desnível topográfico, que conduz a remoção continuada de matéria e promoveria o progressivo rebaixamento altimétrico dos setores da vertente onde o processo de transformação ocorre (SANTOS e CASTRO, 2006).

A descrição pedogenética do Argissolo faz lembrar, respeitando as diferenças, a descrição morfogenética encontradas em Uagoda (2004) e Fujimoto *et al.* (2010) para os degraus de abatimento que se relacionam a áreas arenizadas em coxilhas. O processo de formação deste degraus se dá através da remoção vertical e lateral de materiais finos e óxidos de ferro, dissolvidos e carregados para jusante. Como resultado da perda destas duas matrizes aglutinadoras observa-se o abatimento da superfície. Moura *et al.* (2012) já apontam indícios de indicativo de pedogênese nas áreas de ocorrência dos degraus, embora sem abordar que tipos de transformações pedogenéticas seriam estas. Em uma primeira especulação sobre o tema, se indica a provável transformação dos Latossolos para Argissolos, apontando a continuidade dos processos que resultaram nos Argissolos atuais. Se aponta a transformação entre estas duas classes de solo devido a posição que o processo ocupa na média vertente, a remoção vertical e a jusante de argilas e a perda de óxidos de ferro, bem como o rebaixamento altimétrico.

O processo de transformação de Latossolos para Argissolos somente poderia ocorrer de tal forma se tomarmos como base que o Argissolo se desenvolveu posteriormente a cobertura latossólica inicial, sendo, portanto, mais recente. De qualquer forma observamos hoje que os Argissolos se encontram em posição mais baixa e associado a relevo dissecado, com maior densidade e grau de entalhe da rede de drenagem, além da maior declive que os Latossolos que se encontram a montante.

Assim, conjugada a ruptura de declividade, as vertentes retílineas, convergentes e/ou côncavas e a mudança textural abrupta entre horizontes A/B

concedem a este compartimento uma grande suscetibilidade a ocorrência de ravinas (323 episódios). A conseqüente evolução de ravinas para voçorocas (70 episódios) se dá de forma expressiva nestes locais, provavelmente propiciadas pelo grande número de canais de escoamento que aqui se instalam, o que permite de forma fácil sua conexão com a rede de drenagem. A presença de materiais aglutinadores como a matéria orgânica e maior teor da fração argila não permite a formação de leques arenosos a jusantes dos episódios de erosão linear. O mais provável é que o material erodido seja transportado até os baixios ocupados pela rede de drenagem, podendo contribuir para o seu assoreamento ou sendo carreados pela drenagem.

Observamos o componente pedológico relativamente recente, expresso através da transformação do Latossolo para o Argissolo, mas que é acompanhado por um forte componente morfogenético visto nos diversos episódios de ravinamento e voçorocamento. Devido a busca constante por um novo nível de base a pedogênese é frequentemente truncada pela incisão linear, indicando um meio Intergrade, pouco mais próximo de situações de instabilidade.

CMP VII: Este compartimento relaciona os Neossolos Quartzarênicos hidromórficos com as áreas próximas a rede de drenagem inseridas no interior das várzeas, ora assentadas sobre arenito Guará ora sobre Depósitos Aluviais Quaternários. Conforme descrito anteriormente os RQg apresentam comumente lamelas argilosas inseridas na matriz arenosa do horizonte C, o que abre duas possibilidades interpretativas para a evolução deste solo.

Em consulta bibliográfica (Rawling, 2000; Santos e Castro, 2006 e Zaparoli, 2009) as lamelas são identificadas como faixas onduladas de concentração de material fino, essencialmente argila e silte, e óxidos de ferro de espessura centimétrica que sem encontram contrastadas no interior dos pacotes arenosos aos quais se inserem, frequentemente relacionados aos processos deposicionais que ocorreram durante o Quaternário. Santos e Castro (2006) apontam que as lamelas podem auxiliar na reconstituição geomorfológica de uma área, mas as diversas possibilidades interpretativas que existem sobre sua origem podem acabar por confundir os geomorfólogos, pois ora valorizam os ambientes de formação dos depósitos, ora valorizam os processos da evolução das lamelas por elas mesmas.

No entanto, na literatura atual, se observa a predominância de duas tendências explicativas sobre a origem destas lamelas, sendo uma geogenética (PAISINI, 2001) e outra pedogenética (CASTRO *apud* ZAPAROLI, 2009).

A explicação geogenética identifica as lamelas como feições de deposição sedimentar, produto da interdigitação de coluvionamentos argilosos (responsáveis pelas lamelas) e arenosos (responsável pela matriz arenosa onde as lamelas se inserem), que resultaria na disposição concordante com a topografia atual destas lamelas. Oliveira (2011) ao estudar a evolução ambiental em São Francisco de Assis aponta a existência de lâminas delgadas de matéria avermelhada e argilosa no interior de pacote arenoso esbranquiçado onde hoje se encontra o compartimento de várzea. O autor relaciona essas lamelas a ciclos de umidificação e ressecamento climático ao longo do Quaternário, responsáveis pela colmatação de depressões baixas por material provindo de montante, sendo as lamelas indícios de períodos mais úmidos dentro de um tempo mais amplo e mais seco, responsável pelo pacote arenoso onde se inserem as lamelas. Durante o levantamento pedológico realizado neste trabalho as lamelas foram identificadas presentes no horizonte C dos Neossolos Quartzarênicos hidromórficos, figura 67, condizendo com a descrição encontrada na literatura, de espessura de alguns centímetros, paralelas com a topografia atual e inseridas em matriz arenosa.



Figura 67. RQg com presença de lamelas. Foto: Acervo pessoal, em São Francisco de Assis, RS (2015).

A explicação pedogenética para as lamelas, segundo Santos e Castro (2006), foi elaborada a partir do estudo detalhados em campo, onde em longas trincheiras foram analisadas e descritas as lamelas desde seu aparecimento até seu fim nas trincheiras ao longo da vertente. Os autores apontam que estas são produtos de degradação dos horizontes B texturais a partir de mecanismos de e-iluviação, que conectam os horizontes Bt com hidromorfismo suspenso com as lamelas a partir de semi-arcos ao longo da vertente. As lamelas seriam, então, resquícios de um horizonte Bt degradado. Zapparoli (2009) ao realizar estudos em topossequência em solos sobre a Formação Serra Geral e arenitos da Formação Caiuá identifica a associação entre Argissolos e Neossolos Quartzarênicos a jusante. A autora aponta, através da interpretação pedogenética, que a presença de lamelas nos RQ denunciam que estes surgem a partir dos horizontes eluviais dos Argissolos e evoluem remontantemente sobre estes.

Sem dados conclusivos neste trabalho deixamos em aberto as duas possibilidades de evolução dos RQg. Tomamos em comum de ambas explicações o tempo mais recente de formação destas lamelas e, conseqüentemente, deste solo. Seja por coluvionamento seja por evolução remontante sobre os Argissolos os Neossolos Quartzarênicos hidromórficos aparecem dentro de um período mais úmido dentro do Quaternário, onde a elevação do nível freático é apontada como mecanismo de lixiviação das areias do horizonte C, que se tornam esbranquiçadas. Oliveira (2011) indica que as áreas deprimidas onde hoje se encontram as várzeas poderiam ser caracterizadas por um ambiente pantanoso (banhado) pela ascendência do freático, o que propiciaria seu preenchimento de material sedimentar e grande volume de matéria orgânica, resultando no horizonte A de coloração negra que coroa o RQg hoje. Ab'Sáber (1960) também apontam que com a umidificação recente do clima observa-se a extensão lateral dos banhados das planícies de inundação que se estendem por quase todos os compartimentos rebaixados no interior dos níveis de erosão parciais contemporâneos a superfície de Gravataí.

Os Neossolos Quartzarênicos hidromórficos não ocupam toda a área de várzea, mas possuem sua história relacionada com as zonas mais baixas e com maior umidade no interior delas, enquanto que os Argissolos ocupam as posições mais elevadas de terraço e leito maior. Se no passado se relacionavam com banhados hoje ainda o fazem, principalmente quando se observa em posição deprimida inter-coxilhas. Quando acoplados nos rios de maior ordem (Caraí-passos e Inhacundá) se observa a presença de mata galeria.

A recente rede de drenagem se instala justamente nestas áreas deprimidas, que acaba por dissecar os RQg que aqui se encontram. Como se associam a terrenos planos e suave ondulados a presença de ravinas (185 episódios) não é tão marcante quanto nos Argissolos e RQo, de maior declividade, embora a textura arenosa e a concavidade e convergência destas áreas induzam os processos de erosão linear. Quando se instalam observa-se que comumente as ravinas cortam além do próprio RQg os Argissolos que restam a montante, o que poderia demonstrar ou uma continuidade do entalhe provindo dos Argissolos ou uma erosão remontantes dos RQg para os PVd. O grande número de voçorocas (59 episódios) seguiria a mesma lógica, além da propicia evolução de ravinas para voçorocas devido a proximidade do freático. Embora a ocorrência areais não seja perceptível neste compartimento existem campos de areias esbranquiçadas, como descrito no

item Neossolos Quartzarênicos hidromórficos da análise de sequencia de solos em perfil de vertente.

Sendo sua origem através da evolução de depósitos em áreas deprimidas ou posterior a formação de Argissolos este é provavelmente o compartimento mais recente da bacia. Como o RQg é um solo em vias de formação, e com um componente morfogênético que frequentemente acaba por truncá-la, este CMP é identificado com um meio Intergrade onde a morfogênese é mais expressiva em sua interação com a pedogênese.

CMP VIII: Este compartimento relaciona as áreas mais baixas, 80 m e inferiores, da várzea do Arroio Inhacundá com os Planossolos, formados sobre Depósitos Aluvias Quaternários. O compartimento apresenta a maior homogeneidade de todos os apresentados, sendo sua declividade inteiramente dentro dos limites planos, e a curvatura toda representada pela convergente-planar. Também sendo um solo Hidromórfico o Planossolo se diferencia do RQg por apresentar um estágio maior de desenvolvimento, com a presença de horizonte B. Encontrado em declividade similar aos RQg sua principal característica para uma evolução diferenciada seriam as baixas altitudes que o coloca muito próximo ao rio Ibicuí, sujeito a inundações periódicas ou momentos de excesso de água causado pelo freático mais próximo a superfície nesta área baixa e próxima a um grande rio. Segundo Ferreira (2011) os principais processos formadores de um Planossolo são relacionados a eluviação-iluviação de argilas devido a má drenagem, que permite via movimentos de ascensão e descida do nível d'água o deslocamento de partículas finas e materiais solúveis para os horizontes mais profundos, o que parece ser a causa da formação dos SX encontrados na bacia do arroio Inhacundá.

O compartimento não apresenta nenhum foco erosivo, tampouco a presença de manchas arenosas, relacionados ao baixo, ou inexistente, gradiente de declividade e maiores valores de argila. O observável é uma zona de agradação, onde ocorrem depósitos arenosos em forma de bancos de areia nos meandros deste trecho do arroio Inhacundá, imperceptível em áreas mais elevadas e providas de mata ciliar. Esta dinâmica dá características de um Meio Estável, embora seja difícil apontar desde quando. Como evolui a partir de depósitos aluviais Quaternários o mais certo é que sejam desta mesma idade.

5. CONCLUSÕES

O estudo morfopedológico da bacia hidrográfica do arroio Inhacundá em relação aos eventos erosivos lineares e areais se mostrou interessante na medida em que permite a melhor setorização e relação com o quadro natural de onde estes processos ocorrem, com diferentes intensidades.

O componente litológico demonstrou participação no controle da elaboração de diferentes resistências aos processos morfogenéticos e pedogenéticos. O substrato de rochas basálticas da Formação Serra Geral possui uma resistência natural a estes processos, desenvolvendo solos rasos e Litólicos, onde o principal agente de modelagem do relevo foram sucessivas fases de aplainamento em clima seco no decorrer da era Cenozóica. Os processos de entalhamento do arroio Inhacundá levaram ao surgimento de um vale encaixado no interior do planalto, escavando o basalto e expondo porções de arenito Botucatu. Se durante a fase de elaboração destes compartimentos possivelmente diversos agente morfogenéticos como a circundesnudação periférica e recuo das vertentes atuaram em conjunto, o resultado atual aponta que estes terrenos entraram em equilíbrio com a umidificação climática, onde aliado as baixas declividades e os altos valores de partículas finas provindas da meteorização do basalto não se observam focos de erosão linear e a configuração de areais. A ablação do basalto é indicada como a origem dos sedimentos finos encontrados não só nos solos que evoluíram sobre ele, mas também possui participação alóctone nos demais solos formados em compartimentos mais rebaixados. Os arenitos das Formações Botucatu e Guará foram os mais desgastados e retrabalhados, devido a menor resistência que estas rochas possuem aos processos erosivos, fornecendo grandes quantidades de areias que foram transportadas, depositados e retrabalhados em diferentes altitudes, originado o quadro de coxilhas e rampas cortadas por áreas de várzea que ocorrem na Depressão Central. Tropicamente setores mais resistentes destes arenitos, resultados de cimento silicoso, mantem formas tabulares de morros testemunhos e de patamares areníticos-basálticos, que hoje se encontram em diferentes graus de arruinamento. Sobre estas rochas areníticas se observam a formação de solos e depósitos recentes com diferentes espessuras, onde ocorrem a maioria dos eventos erosivos lineares e manchas arenosas

A compartimentação geomorfológica que se desenvolveu sobre estas diferentes litologias permite que se estabeleça uma cronologia relativa entre os eventos que modelaram as formas do relevo e levaram a diferentes gêneses de solos. Com a compartimentação do relevo também se pode avaliar como a interação de processos morfogênicos como a erosão linear e arenização se vinculam ao quadro morfométrico no interior de cada compartimento. A declividade ondulada representa a classe preferencial para que o ravinamento se instale em todos os compartimentos afetados, seguido da suave ondulada. O voçorocamento também se instala preferencialmente nas classes onduladas de declividades, a exceção das áreas de várzea, onde a classe suave ondulada predomina.

Enquanto o ravinamento pode ocupar todas as posições no interior dos compartimentos, seguindo a curvatura horizontal predominante em cada compartimento, o voçorocamento sofre maior controle em sua distribuição. As voçorocas aparecem prioritariamente próximas à rede de drenagem, o que se deve a participação de um lençol mais próximo à superfície e consequente contribuição da ação erosiva da água em subsuperfície. Estas áreas se configuram pela forma convergente da curvatura horizontal do terreno, onde as linhas de fluxo de água em superfície se agrupam, formando canais de diferentes ordens. Quando esta curvatura horizontal vem acompanhada de uma curvatura vertical côncava aparecem condições para o surgimento de cabeceiras de drenagem em anfiteatro, que podem aparecer nas porções médias e inferiores dos compartimentos de coxilhas e rampas ou na conexão da várzea com demais compartimentos, sendo zonas fortemente afetadas pela erosão linear. Para os episódios de erosão linear que ocorrem fora das cabeceiras de drenagem em anfiteatro a curvatura vertical retilínea é a mais afetada, devido à capacidade da água em escoamento superficial ganhar competência erosiva à medida que escoar para jusante.

Em todos os compartimentos a curvatura vertical convexa é praticamente não afetada pela erosão linear, configurando um forte fator de dissipação de fluxos preferencias da água em escoamento. As classes convexas também não se configuram como um terreno propício para deposição de leques arenosos e consequente formação de um areal. Provavelmente isto se deve a rara ocorrência de ravinas e voçorocas nesta classe, fator que esta na gênese dos areais. No entanto algumas coxilhas de topo divergente-convexo apresentam areais neste setor quando conjugas a mudança litológica ocasionada pela presença de afloramentos

rochosos, que atuam como condutores preferencias do escoamento da água e desencadeiam algumas ravinas e areais associados.

O cruzamento entre as diferentes formas do terreno que ocorrem no interior dos compartimentos afetados pelo processo de arenização apresentam discordância com a bibliografia. Enquanto que os trabalhos levantados no referencial teórico indicam padrões retilíneos na curvatura vertical para areais formados em rampas e forma do terreno convergente-côncava e/ou convergente-retilínea para areais originados em coxilhas não é o que se observa para a bacia hidrográfica do arroio Inhacundá. Vemos que os areais instalados nas rampas se distribuem tanto nas classes retilíneas quanto nas côncavas, e os areais formados em coxilhas se estabelecem prioritariamente nas classes retilíneas, embora possam ocorrer nas classes convergente-côncavas quando aliadas as cabeceiras em anfiteatro e divergentes retilíneas quando em topo de coxilhas. A declividade em que se instalam os areais segue a mesma tendência que as ravinas, prioritariamente em relevo ondulado e seguido de suave ondulado, embora no terço superior das rampas se vinculem a terrenos forte ondulados.

O entendimento da distribuição das classes de solo é outro fator importante. À medida que se estabelecem relações entre relevo e solo é possível compreender melhor a situação em que os eventos erosivos lineares e de arenização ocorrem. A primeira relação que pode ser feita é entre a ocorrência de areais e a textura do solo. Observa-se que o fenômeno evolui somente sobre solos de textura arenosa e com baixos teores de matéria orgânica, que não possuem bons elementos aglutinadores entre suas partículas e tornam-se mais propensos a serem erodidos e ter seu material transportado durante episódios de chuvas torrenciais a jusante de ravinas e voçorocas.

Nem todos os solos arenosos estão sujeitos ao processo de arenização, como é o caso do Neossolo Quartzarênico hidromórfico, que em situação contigua a rede de drenagem em compartimentos planos e suave ondulados de várzea não ocorre a deposição de leques arenosos e conseqüente configuração de um areal. Apontam-se somente os Latossolos e os Neossolos Quartzarênicos órticos como classes afetadas pela arenização. A pedogênese que leva a formação dos RQo se dá naquelas áreas onde o componente morfogenético atuou de forma intensa o suficiente para destruir formações areníticas e levar a construção de rampas de pedimento associadas a encostas, enquanto que os LV sofreram uma atuação maior

do componente pedogenético, mamelonizando antigos pedimentos e gerando um quadro de coxilhas policonvexas. Algumas áreas em topo de coxilha ainda estão em processo de transformação, onde afloramentos rochosos denunciam a ocorrência de solos jovens (RQo), enquanto que a passagem seu terço médio para inferior também apontam mudanças pedológicas de ambientes próprios para formação de Argissolos. Vemos que no compartimento de coxilhas ocorre um verdadeiro mosaico de solos, impactados de maneiras diferentes pelos processos de arenização e erosão linear.

As ravinas e voçorocas se instalam preferencialmente nos setores ocupados pelo Argissolo nas coxilhas e partes da várzea, onde a diferença textural entre os horizontes superficiais controladas por um B textural desencadeiam a erosão em sulcos, em ação solidaria a mudança de declividade suave ondulada para ondulada. O componente da declividade é importante, visto o Planossolo, outra classe de solo com B textural, ocorre em terreno plano não é afetada pela erosão linear.

O voçorocamento se dá nas áreas onde é possível ocorrer o ravinamento, mas o lençol freático próximo a superfície contribui para sua evolução em voçorocas. Estas áreas são principalmente indicadas como cabeceiras de drenagem em anfiteatro e áreas em conexão com a rede de drenagem, como o terço inferior de coxilhas e rampas e a área de várzea cuja declividade não seja plana.

Os solos que se desenvolvem sobre o basalto embora tenham maiores teores de argila não possuem diferença textural abrupta entre os horizontes, e conjugados a boa cobertura vegetal, campo ou arbórea, que se desenvolve sobre eles não apresentam focos de erosão linear mesmo nas áreas não planas. A limitação natural ao desenvolvimento de vegetação que ocorre nos solos arenosos e nos distróficos influencia positivamente a ocorrência de eventos erosivos e arenização, pois não fornecem boa quantidade de matéria orgânica ao solo e não o protegem da ação erosiva da chuva e seu escoamento superficial.

O mapeamento de unidade morfopedológicas sintetiza estes elementos através de unidades homogêneas, podendo indicar em quais compartimentos estes elementos descritos atuam de forma solidaria para a ocorrência, ou não, dos processos de ravinamento, voçorocamento e arenização. Aponta-se a necessidade de trabalhos que investiguem a ocupação do solo de maneira histórica, para melhor avaliar como o quadro natural sofre influência do componente antrópico na evolução de ravinas e voçorocas, feições que irão desencadear a formação dos areais.

6. REFERENCIAL

AB'SÁBER, A.N. A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras (1959) In: Modenesi-Gauttiere, M.C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V. e Carneiro, C.R. (org). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. Ed Beca, 2010.

_____. Nótula sobre as superfícies aplainadas do Rio Grande do Sul. **Notícia Geomorfológica, Campinas**, v. 3, n. 5, p. 54-56, 1960.

_____. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**. São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969

_____. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 11, p. 1-17, 1969b.

_____. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. Ateliê Editorial, São Paulo. 4ª ed. 2003

ANDRADES FILHO, C.O.; GUASSELLI, L.A.; SUERTEGARAY, D.M.A. **Investigação sobre a relação entre lineamentos estruturais e a ocorrência de areais no sudoeste do rio grande do sul**. Em: *XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*, Natal: UFRN, v.1 243-251, 2007.

ANDRADE, G. O.; BIGARELLA & LINS R. C. Contribuição à Geomorfologia e Paleoclimatologia do Rio Grande do Sul e Uruguai. **Boletim Paranaense de Geografia**, Separata, n. 8/9, p. 123-131, 1963

AUZANI, G.M. **Uso da Terra e caracterização Hidropedológica na Região de Vila Kramer, São Francisco de Assis – RS**. 131 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria. Centro de Ciências Rurais. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Santa Maria, 2010.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. Piracicaba: Livroceres, 368p. 1985.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. Em: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25., Campinas, 1988. **Anais**. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988. p.79-90.

BRADY, N.C e WEIL, R.R. **Elementos da Natureza e propriedades dos Solos**. 3 ed..São Paulo. Editora Bookman. p. 685. 2013.

BUENO, R.M. **Interpretação Paleoambiental de Paleossolos do Grupo Urucaia (Cretáceo Superior)**. 99f.Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Campinas-SP, 2012.

CARDONA, C.C. **Bacia do Rio Sorocá-Mirim: Compartimentação Morfopedológica e Ocorrência de Turfas**. 153 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo. faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, São Paulo, 2012.

CARRARO, C.C.; EICK, N.C.; GANERMANN, N. **O domo de Itu**. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS. Mapa 3. 1972

CASTRO, S. S. ; SALOMÃO, F. X. T. . Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. **Geosp**, São Paulo, v. 7, p. 27-36, 2000

CASTRO, S. S. ; XAVIER, Luciano Souza ; MACEDO, Milton . **Plano de Controle de Erosão Linear nas Nascentes dos rios Araguaia e Araguinha**. 2004.

Cholley, A. Morphologie structurale et morphologie climatique. **Anais de Geographie**, v. 59, p. 331-335, 1950

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blucher. p. 65-101. 1980.

COELHO NETTO, Ana Luiza . Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: Antônio José Teixeira Guerra; Sandra Baptista da Cunha. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 1ed.RIO DE JANEIRO: BERTRAND, 1994, v. 1, p. 93-148.

Erhart, H. **La theorie bio-rexistasique et les problèmes biogéographiques et paleobiologiques**. Soc.Biogeogr. França, CNRS (288):43-53, 1956.

COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS - CPRM. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Escala 1:750.000. CPRM, 1 CD - ROM, 2008.

DA ROSA, A. A. S. Geologia do Quaternário Continental do RS: estado da arte e perspectivas de trabalho. In: Ribeiro, A.M.; Bauermann, S.; Scherer, C.S.. (Org.). **Quaternário do Rio Grande do Sul: integrando conhecimentos**. Porto Alegre: Pallotti, 2009, p. 17-34.

DEMATTE, J.A.M. **Caraterização e espacialização do meio físico, como base para o planejamento do uso da terra**. Em: material apostilado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, 2009.

EMBRAPA. Brasil em Relevo. Campinas: **Embrapa Monitoramento por Satélite**, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 20 fev. 2014.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 1997.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006.

EVERS, H. **Relação entre paleodrenagens/valões e a ocorrência de areais no sudoeste do RS**. 71 f. Trabalho de Conclusão de Curso - Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

FERNANDES, A.R.. **Levantamento e conservação do solo**. Em: material apostilado, Levantamento Pedológico do solo, Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, PA, 2009.

FERREIRA, J. T. P. **Caracterização de Planossolos desenvolvidos em diferentes condições geoambientais do Estado de Pernambuco**. 103 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo). Universidade Federal Rural de Pernambuco. Programa de pós-Graduação em Ciência do Solo, Recife, 2011.

FLORES, C. A. **Mapa de solos e Legenda de identificação**: Carta Topográfica Vila Kramer, São Francisco de Assis, RS, 2009.

FREITAS, E.M.; **Arenização e fitossociologia da vegetação de campo no município de São Francisco de Assis, RS**. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, 2006.

FUJIMOTO, N. S. M.; GONÇALVES, F. S.; ZANCANARO, C. Caracterização das Formas de Relevo em Degraus de Abatimento nos Municípios de Manoel Viana e São Francisco de Assis, Região Sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, p.69-74, 2010

GODOY, M.M; BINOTTO, R.B; WILDNER, W. **Projeto Geoparque**. Ministério De Minas e Energia Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral Serviço Geológico Do Brasil – CPRM, 2001.

GUASSELLI, L. A. O mapeamento dos areais a partir de sensoriamento remoto. In: SUERTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A.. (Org.). **Arenização natureza socializada**. 1ed. Porto Alegre: Compasso Lugar-cultura e Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 97-123.

GUASSELLI, L. A. ; Evers, H. ; Oliveira, M.G. ; D.M.A.. **Definição de padrões de formas das vertentes relacionadas com a ocorrência de areais, através de dados morfométricos, em sub-bacias da Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí - RS**. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento remoto, Natal - RN, 2009. p. 3867-3874.

GUASSELLI, L. A. ; SUERTEGARAY, D.M.A. ; OLIVEIRA, M.G. ; EVERS, H. ; SIRANGELO, F.R. **Relação entre a ocorrência de areais e os arenitos da formação Botucatu e Guará, no Sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil**. Em: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2010, Recife - PE. Anais do VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2010.

GUERRA, A. J. T. ; CUNHA, S. B. . **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: BERTRAND, 1994. 500p

GUERRA, A. J. T. (Org.) ; SILVA, A. S. (Org.) ; BOTELHO, R. G. M. (Org.) . **Erosão e consevação dos solos - conceitos, temas e aplicações**. 1. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. v. 1. 339p

HASENACK, H.; Weber, E.(org.) **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul - escala 1:50.000**. Porto Alegre: UFRGS Centro de Ecologia. 2010

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual Técnico de Pedologia** 2.ed. Rio de Janeiro, 2007.

KLAMT, E.; SCHNEIDER, P. Solos Suscetíveis à Erosão Eólica e Hídrica na Região da Campanha do Rio Grande do Sul. **Revista Ciência e Ambiente**. Santa Maria, v. 1, n. 1, p. 71-80, 1995.

KER, J.C. Latossolos do Brasil: Uma Revisao. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n.1, p. 17-40, 1997.

LAVINA, E.L.; SCHERER, C.M.S. **Arquitetura Estratigráfica da sedimentação Neopermiana na região do Estado do Rio Grande do Sul: Mapas geológicos preliminares, escala 1:50.000**, Porto Alegre, 1997.

LEPSCH, I. F. ; BUOL, S. W. . Oxisol-landscape relationships in Brazil. In: Eight International Soil Classification Workshop, 1988, Rio de Janeiro. **Proceedings** of the eight international soil classification workshop. Mayaguez: Un. Puerto Rico & EMBRAPA, 1986. v. 1. p. 174-179.

MEDEIROS, E.R. **Relação entre o capeamento pedológico e o substrato rochoao-arenoso no oeste do Estado do Rio Grande do Sul**. 147 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo). Universidade Federal de Santa Maria. Centro de Ciências Rurais. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Santa Maria, 2012.

MEDEIROS, E. R.; PEDRON, F. de A.; REINERT, Dalvan José ; SCCOTI, A. A. V. . Filiação entre arenitos da formação Guará e sua cobertura pedológica no Rio Grande Do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 555-564, 2013.

MACHADO, J.L.F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigrafico do Sistema de Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. Porto alegre, 237p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNISINOS, 2005.

MACIEL FILHO, C.L., MENEGHOTTO E; SARTORI; P.L. **Geologia do município de são Francisco de Assis-RS**. Santa Maria. 1971

MONTANHEIRO, T. J. ; ARTUR, A. C. ; MONTANHEIRO, F. ; NEGRI, F. A. ; GESICKI, A. L. ; BOGGIANI, P. C. . Investigação tecnológica de arenitos silicificados da Formação Botucatu (NE do Paraná) para uso como rocha de revestimento. *Geociências (UNESP. Impresso)*, v. 30, p. 237-251, 2011.

MOURA, N. S. V. ; GONÇALVES, F.S. ; ZANCANARO, C.. As Formas de Relevo em Degraus de Abatimento em Áreas com Processo de Arenização na Região Sudoeste do Rio Grande do Sul. In: Dirce Maria Antunes Suertegaray; Luis Alberto Pires da Silva; Laurindo Antonio Guasselli. (Org.). **Arenização: natureza socializada**. 1ed.Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura & Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 265-280.

NARDY, A. J. R. ; MACHADO, F. B. ; OLIVEIRA, M. A. F.. As Rochas Vulcânicas Mesozóicas ácidas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná: Litoestratigrafia e Considerações Geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 180-197, 2008.

OLIVEIRA, M. A. T. . Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: Antônio José Teixeira Guerra; Antônio Soares da Silva; Rosangela Garrido Machado Botelho. (Org.). **Erosão e Conservação dos Solos - Conceitos, Temas e Aplicações**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999, v. , p. 45-70.

OLIVEIRA, M. G 2011. **Paleogeografia em área de ocorrência de areais: São Francisco de Assis, RS**. Porto Alegre. 92p. Trabalho de Conclusão do Curso, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

OLIVEIRA M. G.; SUERTEGARAY, D. M. A. 2012. Paleo geografia da área de ocorrência de areais. SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. **Arenização natureza socializada**. Editoras ComPasso lugar cultura e Imprensa Livre.Porto Alegre.p,201-226.

OLIVEIRA, M.G.; SUERTEGARAY, D.M.A . Processos Geomorfológicos na Evolução Da Paisagem. **Revista Faculdade Santo Agostinho**, v. 11, p. 211-233, 2014.

PAISANI, J. C.. Estrutura de Dissipação: Uma Revisão Conceitual. **Pesquisas em Geociências**. Porto Alegre, v. 28, n.2, p. 133-140, 2001.

PASSARGE, S.. 1921. Morfologia de Zonas Climaticas o Morfologia de Paisajes. In: MENDONZA, J. G; JIMENEZ, J. M; CONTERO, N. (orgs). **El pensamiento geográfico. Estudio interpretativo y antologia de textos (De Humboldt a las tendências atuais)**. Madrid: Alianza Editorial. p.377 -380

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3ª edição, Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

PETRY, K. 2006. **Feições de Interação Vulcano-Sedimentares: Seu uso como indicadores de contemporaneidade no magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no Vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior)**. São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geologia, UNISSINOS, 88p.

QUEIROZ NETO, J. P.. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, v. 22, p. 65-78, 2001.

_____. Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 15, p. 77-90, 2002.

RAWLING, J. E. A review of lamellae. **Geomorphology**, n. 35, p. 1-9, 2000.

REINERT, D.J. **Principais Solos da Depressão Central e Campanha do Rio Grande do SUI: guia de excursão**. UFSM, Centro de Ciencias Rurais, Santa Maria, 2007.

REIS, G. S. ; MIZUSAKI, A. M. P. ; ROISEMBERG, Ari ; RUBERT, R. . Formação Serra Geral (Cretáceo da Bacia do Paraná): um análogo para os reservatórios ígeno-básicos da margem continental brasileira. **Pesquisas em Geociências (UFRGS. Impresso)**, v. 41, p. 155-168, 2014.

RIGHI, E. ; ROBAINA, L. E. S. . Unidades litológicas: Bacias hidrográficas dos arroios Jaguarí Mirim, Inhandiju e Piquiri/ Oeste do RS. **Ciência e Natura**, v. 29, p. 157-172, 2007.

ROSSATO, M.S. **Os Climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 253 f. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, 2011.

_____. O Clima no sudoeste do Rio Grande do Sul. Em: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (orgs.). **Arenização: natureza socializada**. Porto Alegre: Compasso Lugar Cultura/Imprensa Livre, 2012, p. 395-411.

ROSS, J.L.S. O registro Cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Em: **Revista Dep. Geografia**, São Paulo, nº 6, FFLCH-USP, 1992.

SALOMÃO, F.X.T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In: ANTONIO J. P. GUERRA. (Org.). **Erosão e conservação dos solos: conceitos, tema e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999, v. , p. 229-267.

SANGOI, D.S. 2006. **Mapeamento Geoambiental da Bacia Hidrográfica do Arroio Inhacundá, Município de São Francisco de Assis/RS**. 88f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, Programa de Pós-Graduação em Geografia e Geociências, Santa Maria.

SANTOS, L. J. C. ; CASTRO, S. S. Lamelas (Bandas Onduladas) em Argissolo Vermelho-Amarelo como Indicadores da Evolução do Relevo: o caso das colinas médias do Platô de Bauru (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 43-64, 2006.

SCHERER, C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v.137, 2000, p.63-84.

SCHERER, CLAITON M. S. ; LAVINA, ERNESTO L. C. . Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil. **Sedimentology** (Amsterdam. Print), v. 52, p. 1323-1341, 2005.

SCHERER, C. M. S. ; LAVINA, E.L.C.. Stratigraphic evolution of fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar and Botucatu formations, Paraná Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 9, p. 475-484, 2006.

Schultz, C.L., Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., 2002. Dinosaur's footprints from Guar Formation (Upper Jurassic), Paraná Basin, Southern Brazil. VIII Congreso Argentino de paleontologia Y Bioestratigrafia. Mendoza, Argentina, pp. 64–65.

SCOPEL, I. **Comparao entre solos sob arenizao no sudoeste de goiás e no sudeste do Rio Grande do Sul**. 141 f. Pós-doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Jataí, 2011.

SCOPEL, I. ; SUERTEGARAY, D. M. A A ; SOUSA, M. S. ; PEIXINHO, D. M ; FERREIRA, D. M.. Neossolos quartzarênicos rticos das áreas de areais do sudoeste do Rio Grande do Sul: características físicas e morfológicas. In: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (Org.). **Arenizao: Natureza socializada**. 1ed. Porto Alegre - RS: Compasso Lugar-Cultura: Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 503-540.

SILVA, L.A.P; **Narrativas das percepes e conectividades de caminhantes nas paisagens dos areais pampeanos: perspectivas ambientais para gerao de ambiências**. 154 f..Dissertao (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduao em Geografia, Porto Alegre, 2008.

SILVA, A. S.. Análise Morfológica dos Solos e Erosão. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S. S.; BOTELHO, R. G. M.. (Org.). **Erosão e Conservao dos Solos: conceitos, temas e aplicaes**. 8ed.Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012, v. , p. 101-126

SOARES, A.P. ; SOARES, P.C. ; HOLZ, M. . Heterogeneidades hidroestratigráficas no Sistema Aquífero Guarani. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 600-619, 2008.

SOUZA, D. M. G. de; LOBATO, E.. **Cerrado: correção do solo e adubação**. 2. ed. Brasília: Embrapa Informação tecnológica, 2004. 411p.

SOUSA, M. S. O processo de arenização no cerrado brasileiro: estudo de caso da Bacia do Ribeirão Sujo, Serranópolis/GO-Brasil. In: VI seminário latino-americano de geografia física, Coimbra, 2010.

SOUSA, M. S. ; SCOPEL, I ; PEIXINHO, D.M. ; MARTINS, A. P. . O processo de arenização no sudoeste de Goiás. In: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A.(orgs). **Arenização: natureza socializada**. 1ed.Porto Alegre: Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 549.

SOUTO, J.J.P. **Deserto, uma ameaça?** Secretaria da Agricultura do Rio Grande do Sul. Estudos dos Núcleos de Desertificação na Fronteira Sudoeste do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, DRNR, 172 p. 1985.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N. ; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P.; ELVIO, G; PINTO, L. F. S.. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2. ed. Porto Alegre: Emater/RS, 2008. v. 1. 222p .

SUERTEGARAY, D.M.A. **A Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí-RS**. 243 f. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1987.

_____. **Deserto Grande do Sul: controvérsia**. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, 1998. 74p.

TRAININI, D. R. A Influência da Neotectônica no Assoreamento de Bacias. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005.

TRENTIN, R. 2007. **Definições de Unidades Geoambientais na Bacia Hidrográfica do Rio Itu – Oetse do RS**. 142f. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria. Programa de Pós-Graduação em Geografia e Geociências, Santa Maria.

TRINDADE, J. P. P. **Processos de degradação e regeneração da vegetação campestre de areas do sudoeste do Rio Grande do Sul**. 125 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Supen. Rio de Janeiro. Fundação IBGE, 1977

TRICART, J. 1979. El analisis de sistema y el estudio integrado del medio natural. In: MENDONZA, J. G; JIMENEZ, J. M; CONTERO, N. (orgs). **El pensamiento geográfico. Estudio interpretativo y antologia de textos** (De Humboldt a las tendencias actuales). Madrid: Alianza Editorial. p.323 -329. 1982

TRICART, J.; KILLIAN, J. **L'Eco-géographie et l'aménagement du milieu naturel**. Paris, François maspero. 1979

TROLL, C. 1950. El paisaje geográfico y su investigación. In: MENDONZA, J. G; JIMENEZ, J. M; CONTERO, N. (orgs). **El pensamiento geográfico. Estudio interpretativo y antologia de textos** (De Humboldt a las tendencias actuales). Madrid: Alianza Editorial. p.323 -329. 1982

UAGODA, R.E.S. **Degraus de abatimento: estudo comparativo em cabeceiras de drenagem: bacia hidrográfica do Arroio Puitã e bacia hidrográfica das nascentes do Rio das Antas/RS**. Porto Alegre. 93 f. Trabalho de Conclusão do Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2004

VALERIANO, M. M. **TOPODATA: Banco de dados Geomorfométricos do Brasil**. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/topodata/>>. Acesso em outubro de 2009.

VERDUM, R. **Approche géographique des deserts dans lês communes de São Francisco de Assis et Manuel Viana – Etat do Rio Grande do Sul – Brésil**. 211f. Tese de Doutorado, Université de Toulouse II (Le Mirai), U.T.H, França, 1997.

_____. Depressão periférica e planalto. Potencial ecológico e utilização social da natureza. In: VERDUM, R.; BASSO, L. A.; SUERTEGARAY, D. M. A. (orgs.). **Rio Grande do Sul: paisagens e territórios em transformações**. 1 ed. Porto Alegre: UFRGS, 2004, p. 39-57.

_____. Descoberta permanente: das areias aos areais. In: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (orgs.). **Arenização: natureza socializada**. 1ed.Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura & Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 73-83.

VERDUM, R. ; SUERTEGARAY, D.M.A. A morfodinâmica dos areais: os processos e as formas no presente. O tempo que faz (weathering). In: SUESTEGARAY, D.M.A.; SILVA, L.A.P.; GUASSELLI, L.A. (orgs.). **Arenização: natureza socializada**. 1ed.Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura & Imprensa Livre, 2012, v. 1, p. 173-183.

VIDAL-TORRADO, P. ; LEPSCH, I. F.. Relações material de origem/solo e pedogênese em uma sequência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na depressão periférica paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 23, p. 357-369, 1999.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F; CASTRO, S. S. ; COOPER, M. . Pedogênese Em Uma Sequencia Latossolo-Podzólico No Bordo de Um Platô Na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n.2, p. 909-921, 1999.

VIEIRA, L.V. **Emprego de técnicas mecânico-vegetativas em ravinamento no areal em São Francisco de Assis – Sudoeste do Rio Grande do Sul**. 164 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, 2012.

WARREN, A. **Dunes: Dynamics, Morphology, History**. John Wiley & Sons, 2013.

WHITE, I.C. (1908) Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I; Parte II, p. 301-617.

WILDNER, W.. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná - Conceitos básicos e divisão faciológica. In: REUNIÃO ABERTA DA COMISSÃO BRASILEIRA DE ESTRATIGRAFIA, 2004, Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre: SBG, 2004. p.62-77.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G.E.; LOPES, R. da C.; I., FONTOURA, C.M.. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa color., 110 x 166 cm. Escala 1:750.000. (Projeto Mapas Estaduais – PME). CD-ROM.

ZAPAROLI, F. C. **As transformações pedológicas identificadas na toposseqüência sítio São José na bacia hidrográfica do Córrego Aratu, Florai – PR**. 143 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Maringá, 2009.