

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

**TESE DE DOUTORADO**

**MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE FORMA DO ESCUDO SUL-RIO-  
GRANDENSE (RS) COM AUXÍLIO DE GEOTECNOLOGIAS: UM ESTUDO DAS  
INTER-RELAÇÕES DOS PROCESSOS MORFOESTRUTURAIS E  
MORFOESCULTURAIS NA CONFORMAÇÃO DO RELEVO**

**JONATHAN DUARTE MARTH**

**ORIENTADORA: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Nina Simone Vilaverde Moura**

**CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Edinei Koester**

**PORTO ALEGRE, SETEMBRO DE 2017.**

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

**MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE FORMA DO ESCUDO SUL-RIO-  
GRANDENSE (RS) COM AUXÍLIO DE GEOTECNOLOGIAS: UM ESTUDO DAS  
INTER-RELAÇÕES DOS PROCESSOS MORFOESTRUTURAIS E  
MORFOESCULTURAIS NA CONFORMAÇÃO DO RELEVO**

**JONATHAN DUARTE MARTH**

**ORIENTADORA: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Nina Simone Vilaverde Moura**

**CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Edinei Koester**

**Banca Examinadora:**

Prof. Dra. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia  
Prof. Dr. Bernardo Sayão Penna e Souza  
Prof. Dra. Kátia Kellem da Rosa

**Tese apresentada ao Programa  
de Pós-Graduação em  
Geografia como requisito para  
obtenção do título de Doutor  
em Geografia.**

**PORTO ALEGRE, SETEMBRO DE 2017.**

### CIP - Catalogação na Publicação

Marth, Jonathan Duarte

Mapeamento dos Padrões de Forma do Escudo Sul-Riograndense (RS) com auxílio de geotecnologias: Um estudo das inter-relações dos processos morfoestruturais e morfoesculturais na conformação do relevo / Jonathan Duarte Marth. -- 2017.

209 f.

Orientadora: Nina Simone Vilaverde Moura.

Coorientador: Edinei Koester.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2017.

1. Escudo Sul-Rio-Grandense. 2. morfoesculturas. 3. padrões de forma do relevo. 4. imagens SRTM. I. Moura, Nina Simone Vilaverde, orient. II. Koester, Edinei, coorient. III. Título.

## **Agradecimentos**

Durante a minha trajetória de graduação e pós-graduação, culminando na tese de Doutorado, houve um grande número de pessoas e instituições que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento da minha pesquisa e para o meu crescimento enquanto pesquisador.

Gostaria de agradecer à minha orientadora, professora Nina Simone Vilaverde Moura, por todos os ensinamentos e pela capacidade em conduzir este processo, me dando autonomia no desenvolvimento da pesquisa e não se furtando em auxiliar em nenhum momento.

Ao meu co-orientador, professor Edinei Koester, que me acompanha desde a graduação e que é um profissional acima da média, sempre disposto a ajudar, não importando a tarefa.

À professora Ana Karina Scomazzon e ao meu amigo Alexandre Felipe Bruch, que também sempre tiveram disponíveis para qualquer auxílio, além de serem grandes incentivadores da continuidade dos meus estudos.

Agradeço aos meus pais por me ensinarem o valor e a importância do estudo e da instrução para a minha vida, além de toda a torcida e energias positivas passadas.

À minha esposa e parceira, a qual eu dedico esta Tese, por dividir todos estes momentos, auxiliando sempre da melhor maneira, além do incentivo diário e da inspiração.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa durante a realização deste doutorado.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul por me acolher como aluno desde o mestrado e me ofertar uma ótima estrutura para desenvolver minha pesquisa.

Por fim, um agradecimento especial a todos que participaram de alguma maneira e que não foram aqui nominados.

## Resumo

A ampliação e diversificação das atividades antrópicas e os avanços tecnológicos têm levado a variações bruscas de ciclos biogeoquímicos, de processos hidrológicos e da dinâmica da paisagem. Neste contexto, estudos geomorfológicos, com destaque para cartografia geomorfológica, são importantes instrumentos de pesquisa que tratam da dinâmica da paisagem, subsidiando o planejamento territorial. A morfoestrutura Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) é composta por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares do Paleoproterozoico e Neoproterozoico, abrangendo área de 45.773,60 km<sup>2</sup> no estado do Rio Grande do Sul, com processo de ocupação variado, em aproximadamente 50 municípios. O objetivo deste trabalho foi elaborar o mapeamento geomorfológico (escala 1:250.000) com auxílio das geotecnologias, alcançando o 3º nível da proposta taxonômica de Ross (1992), correspondendo aos padrões de forma do relevo. Foram utilizadas imagens SRTM e produtos intermediários para interpretação do relevo. A composição de imagem (MDE, declividade e área de contribuição) evidenciou rupturas de declive, divisores de água, fundos de vales e patamares planos; e o índice de dissecação automatizado agilizou a obtenção dos dados e permitiu a identificação dos formatos de vale. A geologia da área foi caracterizada quanto às características mineralógicas e estruturais e contextualizada em relação às morfoestruturas adjacentes. Investigou-se as inter-relações entre os processos morfoclimáticos e as litologias na conformação dos diferentes padrões de forma do relevo, e analisou-se os processos morfogenéticos responsáveis pela esculturação destes. Foram encontradas oito morfoesculturas: Planaltos Residuais Oeste, Sudeste e Nordeste, Planaltos Rebaixados Marginais Oeste, Leste e Norte, Depressão suspensa em Anfiteatro e Patamares planos e dissecados da BHC, totalizando 48 padrões de forma, categorizados em morros, morrotes, colinas, platôs e planícies fluviais. Os padrões apresentaram variações quanto ao tipo de topo, índice de dissecação, amplitude altimétrica e espacialização. Constatou-se predomínio de área dos padrões de morros e colinas e dos índices de dissecação de médio a muito baixo (cerca de 85% da área). A área tem amplitude altimétrica de 597m (601m a 4m) e possui declividades de 6 a 12% em mais de 40% dos seus planaltos residuais e de 3% a 12% em cerca de 60% das demais morfoesculturas. As formas de relevo decorrem predominantemente dos processos morfogenéticos de clima úmido. Evidenciou-se que a posição das unidades de relevo no ESRG afeta diretamente o padrão de forma, visto a localização de morros nas faixas centrais das morfoesculturas residuais e o predomínio de colinas nas unidades marginais. As “imposições” de natureza estrutural nos padrões de forma são evidentes, seja no predomínio de colinas associadas à rochas não metamorfizadas (granitos), ou no predomínio de morros em rochas metamorfizadas, ou de áreas com recuo lateral de vertentes mais proeminentes e padrões de drenagem condicionados aos

falhamentos. A análise da morfogênese evidenciou a suscetibilidade à mudanças climáticas globais, que no decorrer do tempo alteraram o ritmo e o tipo de dissecação das formas, modelando o terreno de maneira diferenciada, mesmo em áreas de homogeneidade litológica e estrutural. O mapeamento avançou sobre os conhecimentos relativos à geomorfologia do ESRG, criando base para mapeamentos geomorfológicos mais específicos, que avancem na taxonomia do relevo e para ordenamento territorial da área do ESRG.

**Palavras Chaves:** Escudo Sul-Rio-Grandense – morfoesculturas – padrões de forma do relevo - imagens SRTM

## Abstract

The expansion and diversification of anthropic activities and technological advances have led to abrupt variations in biogeochemical cycles, hydrological processes and landscape dynamics. In this context, geomorphological studies, with emphasis on geomorphological cartography, are important research instruments that deal with landscape dynamics, assisting territorial planning. The morphostructure Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) is composed of metamorphic, igneous and sedimentary rocks of the Paleoproterozoic and Neoproterozoic, covering an area of 45,773.60 km<sup>2</sup> in the state of Rio Grande do Sul, with a varied occupation process in approximately 50 municipalities. The objective of this work was to elaborate the geomorphological mapping (scale 1: 250,000) with the aid of geotechnologies, reaching the 3rd level of the taxonomic proposal of Ross (1992), corresponding to the shape patterns of the relief. SRTM images and intermediate products were used to interpret the relief. The image composition (MDE, slope and contribution area) showed slope ruptures, water dividers, valley floors and flat levels; and the automated dissection index speeded the data acquisition and allowed the identification of the valleys forms. The geology of the area was characterized as regards the mineralogical and structural characteristics and contextualized in relation to the adjacent morphostructures. We investigated the interrelationships between the morphoclimatic processes and the lithologies in the formation of the different shape patterns of the relief, and analyzed the morphogenetic processes responsible for their modelling. Eight morphosculptures were found: West, Southeast and Northeast Residual Plateau, West, East and North Marginal Lowered Plateaus, Depression Suspended in Amphitheater and flat and dissected Levels of the BHC, totaling 48 shape patterns, categorized in high hills, "morrotes", hills, "platôs" and fluvial plains. The patterns presented variations in top type, dissection index, altimetric amplitude and spatialization. It was observed a predominance of the area of the high hills and hills patterns and the dissection rates from medium to very low (about 85% of the area). The area has an altimetric range of 597m (601m to 4m) and has slopes of 6 to 12% in more than 40% of its residual plateaus and 3% to 12% in about 60% of other morphosculptures. The relief forms originate predominantly from the morphogenetic processes of humid climate. It has been shown that the position of the relief units in the ESRG directly affects the shape pattern, considering the location of high hills in the central ranges of the residual morphosculptures and the predominance of hills in the marginal units. The structural "impositions" in shape patterns are evident, either in the predominance of hills associated with non-metamorphosed rocks (granites), or in the predominance of high hills in metamorphosed rocks, or in areas with lateral retreat of more prominent slopes and patterns of drainage linked geological faults. The analysis of morphogenesis evidenced the susceptibility to global climatic changes, which in the course of time altered the rhythm and type of dissection of the

forms, modeling the terrain differently, even in areas of lithologic and structural homogeneity. The mapping advanced the knowledge about the geomorphology of the ESRG, creating the basis for more specific geomorphological mappings, that advance in the taxonomy of the relief and for territorial planning of the ESRG area.

**Keywords:** Escudo Sul-Rio-Grandense - morphosculptures - relief shape patterns - SRTM images



## SUMÁRIO

<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	12
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</b> .....	20
<b>1.1 Problema de pesquisa</b> .....	20
<b>1.2 Apresentação da área de estudo</b> .....	23
<b>1.3 Tema, justificativas, hipóteses e objetivos</b> .....	25
<b>1.4 Referencial teórico e metodológico</b> .....	28
1.4.1 Estudos de geomorfologia no contexto da Ciência Geográfica e a abordagem sistêmica .....	28
1.4.2 Mapeamento geomorfológico, histórico e tendências .....	32
1.4.3 Taxonomia do relevo .....	37
1.4.4 Geotecnologias e suas aplicações na geomorfologia .....	44
<b>1.5 Procedimentos técnico-operacionais da pesquisa</b> .....	49
1.5.1 Material cartográfico .....	49
1.5.2 Procedimentos no SIG da área de estudo.....	50
1.5.3 Compilação e interpretação do mapa geológico .....	51
1.5.4 Classificação das formas de relevo .....	51
1.5.4.1 Classificação das morfoesculturas .....	52
1.5.4.2 Classificação dos padrões de forma semelhantes .....	53
1.5.5 Trabalhos de campo .....	57
<b>CAPÍTULO II - ORIGEM E EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOESCULTURAL DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE</b> .....	59
<b>2.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense no contexto da Plataforma Continental Brasileira</b> .....	59
<b>2.2 Evolução geológica da morfoestrutura do Escudo Sul-Rio-Grandense</b> .....	67

<b>CAPÍTULO III – COMPARTIMENTOS MORFOESCULTURAIS DO ESRG E PADRÕES DE FORMA DE RELEVO .....</b>	<b>82</b>
<b>3.1 Características morfométricas da área de estudo .....</b>	<b>86</b>
<b>3.2 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Oeste .....</b>	<b>97</b>
3.2.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Oeste .....	100
3.2.1.1 Padrões de forma em Platôs .....	103
3.2.1.2 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados .....	103
3.2.1.3 Padrões de forma em morros alongados com topos convexos.....	104
3.2.1.4 Padrões de forma em morros com topos planos.....	105
3.2.1.5 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	106
3.2.1.6 Padrões de forma em colinas dissecadas com topos planos e convexos...	107
3.2.1.7 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	108
3.2.1.8 Padrões de forma em colinas dissecadas com topos convexos e vales dissimétricos .....	109
3.2.1.9 Padrões de forma em planícies fluviais .....	111
<b>3.3 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Sudeste .....</b>	<b>111</b>
3.3.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Sudeste ..	114
3.3.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aplainados de cimeira	116
3.3.1.2 Padrões de forma em platôs.....	117
3.3.1.3 Padrões de forma em morros alongados com topos convexos.....	118
3.3.1.4 Padrões de forma morros com topos convexos .....	119
3.3.1.5 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	120
3.3.1.6 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	121
3.3.1.7 Padrões de forma em planícies fluviais .....	122

<b>3.4 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Nordeste .....</b>	<b>122</b>
3.4.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Nordeste .	125
3.4.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aplainados de cimeira	127
3.4.1.2 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados .....	128
3.4.1.3 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	129
3.4.1.4 Padrões de forma em morros com topos planos .....	131
3.4.1.5 Padrões de forma em morrotes .....	132
3.4.1.6 Padrões de forma em colinas com topos convexos e vales dissimétricos..	134
3.4.1.7 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	135
3.4.1.8 Padrões de forma em planícies fluviais .....	136
<b>3.5 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste ....</b>	<b>137</b>
3.5.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste .....	140
3.5.1.1 Padrões de forma em platôs.....	142
3.5.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	143
3.5.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	143
3.5.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	144
3.5.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais .....	144
<b>3.6 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste ....</b>	<b>145</b>
3.6.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste .....	148
3.6.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados .....	150
3.6.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	150
3.6.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	151

3.6.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	152
3.6.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais .....	153
<b>3.7 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte ....</b>	<b>154</b>
3.7.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte .....	157
3.7.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados .....	159
3.7.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	159
3.7.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	160
3.7.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	161
3.7.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais .....	161
<b>3.8 Caracterização da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro ...</b>	<b>162</b>
3.8.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.....	165
3.8.1.1 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	167
3.8.1.2 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	168
3.8.1.3 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	168
3.8.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos e vales dissimétricos..	169
3.8.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais .....	170
<b>3.9 Caracterização da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC</b>	<b>171</b>
3.9.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC .....	174
3.9.1.1 Padrões de forma em morros com topos convexos .....	176
3.9.1.2 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos.....	177
3.9.1.3 Padrões de forma em colinas com topos convexos .....	177

3.9.1.4 Padrões de forma em planícies fluviais .....	178
<b>CAPÍTULO IV – MORFOGÊNESE DO RELEVO DO ESGR</b> .....	180
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	195
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	198
<b>ANEXO I</b> .....	206

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1:</b> Localização do Escudo Sul-Rio-Grandense no Rio Grande do Sul e no Brasil.....	24
<b>Figura 2:</b> Contexto geológico-geomorfológico do Escudo Sul-Rio-Grandense. Fonte: (RODRIGUES, 2000).....	25
<b>Figura 3:</b> Representação esquemática das unidades taxonômicas propostas por Ross (1992). Fonte: (FLORENZANO, 2008). ....	43
<b>Figura 4:</b> Diagrama elucidativo dos procedimentos metodológicos da pesquisa.....	49
<b>Figura 5:</b> Imagem da área do ESRG composta pelos parâmetros: MDE, declividade e área de contribuição. ....	53
<b>Figura 6:</b> Matriz do Índice de Dissecação do relevo. Adaptado de ROSS (1994). ...	56
<b>Figura 7:</b> Proposta de classificação das Matrizes do Índice de Dissecação do relevo. ....	56
<b>Figura 8:</b> Mapa com pontos de observação de campo na área de estudo.....	58
<b>Figura 9:</b> Porção continental da Placa Sul-Americana. Fonte: Bizzi <i>et al.</i> (2003). ...	59
<b>Figura 10:</b> Mapa contendo as Províncias Geológicas do Brasil e suas respectivas idades. Fonte: (BIZZI <i>et al.</i> , 2003). ....	64
<b>Figura 11:</b> Perfil esquemático (W-E) transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira. Fonte: Tomazelli & Villwock (2005). ....	67
<b>Figura 12:</b> Compartimentação geotectônica do Rio Grande do Sul. Fonte: (ROISENBERG <i>et al.</i> 2007).....	69
<b>Figura 13:</b> Mapa geológico/geotectônico esquemático do sul do Brasil e Uruguai, mostrando as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais. Fonte: Hartmann <i>et al.</i> (2007). ....	70
<b>Figura 14:</b> Mapa geológico esquemático de parte do Escudo Sul-Rio-Grandense, com ênfase nas unidades geológicas do Batólito Pelotas. Fonte: Philipp (1998). ....	75
<b>Figura 15:</b> Contexto geológico da porção oeste do ESRG, englobando os Domínios Taquarembó, São Gabriel e Tijucas. Fonte: (MATTÉ, 2011). ....	78
<b>Figura 16:</b> Evolução geotectônica esquemáticas do Escudo Sul-Rio-Grandense no Neoproterozoico, no período de 900-540 Ma. Fonte: (HARTMAM <i>et al.</i> , 2007). ....	80
<b>Figura 17:</b> Mapa Geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense e continuidade litológica no território Uruguaio. Adaptado de Masquelin (1999) e CPRM (2003).....	81
<b>Figura 18:</b> Mapa das unidades morfoesculturais do ESRG.....	84

<b>Figura 19:</b> Mapa hipsométrico do ESRG. ....	87
<b>Figura 20:</b> Mapa clinográfico do ESRG. ....	89
<b>Figura 21:</b> Perfis topográficos do ESRG e a posição dos perfis em relação à área estudada. ....	90
<b>Figura 22:</b> Classes de dimensão dos vales do ESRG a partir da segmentação proposta por Ross (1994). ....	91
<b>Figura 23:</b> Classes de entalhamento dos vales do ESRG a partir da segmentação proposta por Ross (1994). ....	92
<b>Figura 24:</b> Combinações de classes de dimensão dos vales e entalhamento dos vales para o ESRG. ....	93
<b>Figura 25:</b> Perfis dos vales que representam cada classe de dissecação do ESRG, baseado na matriz de Ross (1994) e preenchidos com cores apresentadas na figura 26. ....	94
<b>Figura 26:</b> Mapa de dissecação do ESRG baseado na proposta de Ross (1994). ..	96
<b>Figura 27:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Oeste. ....	98
<b>Figura 28:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Oeste. ....	99
<b>Figura 29:</b> A) Imagem com relevo homogêneo - coordenadas (22J 217347/6582408); B) topo de colina plano e alongado – coordenadas (21J 772609/6537419 ). ....	100
<b>Figura 30:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Oeste. ....	102
<b>Figura 31:</b> Unidade de Platô com relevo plano no município de Lavras do Sul. ....	103
<b>Figura 32:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> evidenciando morros alongados com topos aguçados no município de Caçapava do Sul. ....	104
<b>Figura 33:</b> Vista lateral de morros alongados com topos convexos no município de Pinheiro Machado. ....	105
<b>Figura 34:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> caráter plano dos topos e escarpa na face. Município de Pinheiro Machado. ....	106
<b>Figura 35:</b> Padrão de colinas com topos convexos e planos no município de Dom Pedrito. ....	107
<b>Figura 36:</b> Padrão de colinas dissecadas com topos convexos e planos no município de Lavras do Sul. ....	108
<b>Figura 37:</b> Padrão de colinas dissecadas com topos convexos no município de Lavras do Sul. ....	109

<b>Figura 38:</b> Padrão de colinas dissecadas com topos convexos e vales dissimétricos no município de Lavras do Sul. ....	110
<b>Figura 39:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> evidenciando a drenagem e os vales dissimétricos do padrão de formas. ....	110
<b>Figura 40:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Sudeste. ....	112
<b>Figura 41:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Sudeste. ....	113
<b>Figura 42:</b> A) Vista do limite Leste da Unidade, no limite da zona de cisalhamento dorsal de Canguçu – coordenadas (22J 261245/6510214 ); B) Elementos de topo convexo – coordenadas (22J 286559/6499542). ....	114
<b>Figura 43:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Sudeste. ....	115
<b>Figura 44:</b> Vista de unidade de relevo correspondente aos morros alongados com topos aplainados de cimeira. Município de Herval. ....	117
<b>Figura 45:</b> Vista de unidade de relevo correspondente aos morros alongados com topos aplainados de cimeira. Município de Pinheiro Machado. ....	117
<b>Figura 46:</b> Vista geral da escarpa na face norte do padrão de forma em Platô. Município de Herval. ....	118
<b>Figura 47:</b> Detalhe de topo plano dissecação a partir de rede hidrográfica no padrão de forma em Platô. ....	118
<b>Figura 48:</b> Morros alongados associados a Dorsal de Canguçu. Município de Pinheiro Machado. ....	119
<b>Figura 49:</b> Morros de topos convexos com vertentes declivosas. Município de Herval. ....	120
<b>Figura 50:</b> Morros convexos com vales em V. Município de Pinheiro Machado. ...	120
<b>Figura 51:</b> Vista de unidade de relevo correspondente às colinas de topos planos e convexos. Município de Arroio Grande. ....	121
<b>Figura 52:</b> Colinas com topos convexos. Município de São Lourenço do Sul. ....	122
<b>Figura 53:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Nordeste. ....	123
<b>Figura 54:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Nordeste. ....	124
<b>Figura 55:</b> A) Vista de morros residuais de topos planos – coordenadas (22J 359635/6634526); B) Terreno escarpado no limite Sul da unidade com a unidade Planalto Rebaixado Marginal Leste – coordenadas (22J 349688/6589979). ....	125
<b>Figura 56:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Nordeste. ....	126



<b>Figura 57:</b> Corte de estrada em morro de topo aplainado. Município de Caçapava do Sul.....	128
<b>Figura 58:</b> Morro com crista associado a rochas do Grupo Guaritas. Município de Pântano Grande.....	129
<b>Figura 59:</b> Morros convexos esculpidos em granitoides da Suíte Intrusiva Dom Feliciano. Município de Encruzilhada do Sul.....	130
<b>Figura 60:</b> Morros convexos com vales em V e dissecação alta. Município de Caçapava do Sul.....	130
<b>Figura 61:</b> Morro com cristas em rochas da Bacia Geológica do Camaquã. Município de Lavras do Sul.....	131
<b>Figura 62:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com padrão de forma em morros com topos planos. Município de Encruzilhada do Sul.....	132
<b>Figura 63:</b> Morrote com topo convexo associado a rochas do grupo Guaritas, Formação Varzinha . Município de Encruzilhada do Sul.....	133
<b>Figura 64:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com Morrotes de topo convexo. Município de Encruzilhada do Sul.....	133
<b>Figura 65:</b> Morrote com base inumada, Formação Varzinha. Município de Caçapava do Sul.....	134
<b>Figura 66:</b> Colinas com topos convexos e vertentes íngremes. Município de Lavras do Sul.....	135
<b>Figura 67:</b> Colina com topo convexo suave. Município de Caçapava do Sul.....	136
<b>Figura 68:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> evidenciando área planas associadas a deposições fluviais. Município de Caçapava do Sul.....	137
<b>Figura 69:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ...	138
<b>Figura 70:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ....	139
<b>Figura 71:</b> A) Vista de colinas com vertentes suavizadas – coordenadas (21J 772628/6537425); B) Terreno rebaixado com colinas de topos convexos e alongados – coordenadas (22J 253713/6513444).....	140
<b>Figura 72:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.....	141
<b>Figura 73:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> evidenciando os topos planificados e a drenagem nas escarpas de padrão de forma em Platô. Município de Lavras do Sul. ....	142

<b>Figura 74:</b> Perfil topográfico extraído do <i>Google Earth</i> para o padrão de morros convexos. ....	143
<b>Figura 75:</b> Relevo característico do padrão de forma de colinas com topos planos e convexos. Município de Bagé.....	144
<b>Figura 76:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste. ....	146
<b>Figura 77:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste. ....	147
<b>Figura 78:</b> A) Vista de colinas com topos alongados e planos no município de Arroio Grande – coordenadas (22J 285750/6433580); B) Terreno rebaixado com colinas de topos convexos alongados no município de Guaíba – Coordenadas (22J 466859/6669124). ....	148
<b>Figura 79:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.....	149
<b>Figura 80:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> evidenciando padrão em morros alongados com topos aguçados. Município de Barra do Ribeiro. ....	150
<b>Figura 81:</b> Padrão de morros convexos com vertentes íngremes. Município de Mariana Pimentel. ....	151
<b>Figura 82:</b> Paisagem com colinas de topos convexos e planos e vertentes alongadas. Município de Cristal. ....	152
<b>Figura 83:</b> Colinas com topos convexos e vales em U abertos. Município de São Lourenço do Sul. ....	153
<b>Figura 84:</b> Área de planície fluvial nas margens de arroio tributário do rio Camaquã. Município de Cristal. ....	154
<b>Figura 85:</b> Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte. ....	155
<b>Figura 86:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte. ....	156
<b>Figura 87:</b> A) Vista de relevo colinoso com topos alongados no município de Arroio dos Ratos – coordenadas (22J 425482/6669059); B) Terreno rebaixado com predomínio de colinas de topos alongados e convexos no município de Pântano Grande – coordenadas (22J 361856/6638625).....	157
<b>Figura 88:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.....	158
<b>Figura 89:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com unidade de Morros alongados com topos aguçados.....	159

<b>Figura 90:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com unidade de Morros convexos associado a relevo colinoso.....	160
<b>Figura 91:</b> Colinas com topos planos e convexos e relevo suavizado. Município de Pântano Grande.....	161
<b>Figura 92:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com perfil de 700 m de extensão da planície fluvial do Arroio dos Ratos.....	162
<b>Figura 93:</b> Hipsometria da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro....	163
<b>Figura 94:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro. ....	164
<b>Figura 95:</b> A) Vista de relevo colinoso com morros residuais associados ao terreno Tijucas no município de Santana da Boa Vista – coordenadas (22J 277975/6608746); B) Terreno rebaixado em relação aos morros alongados do terreno São Gabriel em Caçapava do Sul – coordenadas (22J 243676/6601720).	165
<b>Figura 96:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.....	166
<b>Figura 97:</b> Imagem do <i>Google Earth</i> com morros convexos em região com predomínio de colinas. Município de Caçapava do Sul.....	167
<b>Figura 98:</b> Área com predomínio de colinas de topos planos e convexos. Município de Caçapava do Sul.....	168
<b>Figura 99:</b> Área com predomínio de colinas de topos convexos com relevo residual ao fundo. Município de Caçapava do Sul.....	169
<b>Figura 100:</b> Colinas de topos convexos e vales dissimétricos com vertentes declivosas. Município de Caçapava do Sul.....	170
<b>Figura 101:</b> Hipsometria da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC. ....	172
<b>Figura 102:</b> Mapa clinográfico da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC. ....	173
<b>Figura 103:</b> A) Terreno plano em área dissecada pelo rio Camaquã no município de Piratini– coordenadas (22J 306965/6563980); B) Vista de relevo residual no limite Norte da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC no município de Caçapava do Sul – coordenadas (22J 243676/6601720). ....	174
<b>Figura 104:</b> Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Patamares Planos e Dissecados da BHC.....	175

<b>Figura 105:</b> Morros com topos convexos e cristas em trecho confinado do rio Camaquã. Município de Santana da Boa Vista.....	176
<b>Figura 106:</b> Área do padrão de formas de Colinas com topos planos e convexos. Município de Piratini.....	177
<b>Figura 107:</b> Área do padrão de formas de Colinas com topos convexos. Município de Piratini.....	178
<b>Figura 108:</b> Superfície plana extensa em planície fluvial do rio Camaquã e ao fundo padrão de formas em morros. Município de Caçapava do Sul.....	179
<b>Figura 109:</b> Planície fluvial do rio Camaquã e setor de vale encaixado. Município de Encruzilhada do Sul.....	179
<b>Figura 110:</b> Oscilações climáticas pleistocênicas e implicações no nível do mar. Fonte: Fairbridge, (1961). .....	183
<b>Figura 111:</b> Modelo evolutivo dos vales fluviais ao longo do Quaternário. Fonte: Bigarella <i>et al.</i> (1965). .....	185
<b>Figura 112:</b> Registros de $\delta^{18}O$ no núcleo de gelo em núcleos de gelo tropical. Fonte: Bradley (2015). .....	187
<b>Figura 113:</b> Mapa dos Padrões de forma do ESRG.....	194
<b>Quadro 1:</b> Comparação entre propostas de Tricart (1965) e Verstappen & Zuidam (1975). Fonte: (CUNHA <i>et al.</i> , 2003). .....	36
<b>Quadro 2:</b> Províncias Estruturais do Brasil. Fonte: BIZZI <i>et al.</i> (2003). .....	60
<b>Quadro 3:</b> Eventos cenozoicos e feições associadas. Fonte: Casseti (2005). .....	182
<b>Tabela 1:</b> Classificação taxonômica dos fatores geomorfológicos segundo Cailleux & Tricart (1956). Fonte: (KOHLENER, 2001). .....	38
<b>Tabela 2:</b> Esquema geral da classificação do relevo da Terra. Fonte: Mecerjakov (1968). .....	40
<b>Tabela 3:</b> Resumo das principais feições geológicas das suítes graníticas do Batólito Pelotas. Fonte: (PHILIPP <i>et al.</i> , 2003). .....	74
<b>Tabela 4:</b> Unidades morfoesculturais e medição de áreas em km <sup>2</sup> . .....	83
<b>Tabela 5:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de dissecação no ESRG.....	97
<b>Tabela 6:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Oeste. ....	99
<b>Tabela 7:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Oeste. ....	101

<b>Tabela 8:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Sudeste.....	113
<b>Tabela 9:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Sudeste.....	114
<b>Tabela 10:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Nordeste. ....	124
<b>Tabela 11:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Nordeste. ....	125
<b>Tabela 12:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ....	139
<b>Tabela 13:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ....	140
<b>Tabela 14:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste. ....	147
<b>Tabela 15:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste. ....	148
<b>Tabela 16:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte. ....	156
<b>Tabela 17:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte. ....	157
<b>Tabela 18:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro. ....	164
<b>Tabela 19:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ....	165
<b>Tabela 20:</b> Áreas em km <sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC. ....	173
<b>Tabela 21:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste. ....	174
<b>Tabela 22:</b> Áreas em km <sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados no ESRG.....	193

# CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

## 1.1 Problema de pesquisa

A transformação dos ambientes naturais através das ações antrópicas tem sido cada vez mais evidente e este processo deve-se principalmente aos avanços tecnológicos alcançados pela sociedade, que se intensificaram a partir do século XX.

A ampliação e diversificação do uso da terra e dos avanços tecnológicos têm levado a variações bruscas de ciclos biogeoquímicos, de processos hidrológicos e da dinâmica da paisagem conforme afirmam Melillo *et al.* (2003). As mudanças ambientais globais afetam o sistema Homem/Natureza de forma distinta em diferentes regiões do mundo. Alterações biofísicas, como concentrações elevadas de dióxido de carbono atmosférico ou aumento da erosão dos solos, e as dinâmicas sociais, como a globalização dos mercados, geram respostas diferentes nos hemisférios Sul ou Norte, nos ambientes rurais ou urbanos, nos países desenvolvidos ou em desenvolvimento. Estes acabam influenciando as tomadas de decisões de uso da terra locais e as medidas de proteção aos ecossistemas.

O entendimento da mudança ambiental global depende de uma melhor compreensão do papel das atividades humanas em alterar a estrutura e funcionamento dos ecossistemas terrestres, sendo importantes análises regionais, já que estas alterações se dão de forma distinta nos mais variados ambientes.

Diferentes ciências têm se dedicado a entender este processo, buscando alternativas para uma melhor relação entre Homem x Natureza (LEFF, 2004). Dentre estas cabe destacar a ciência geomorfológica, que através do seu objeto de estudo, o relevo, tem espaço próprio nos estudos ambientais.

O relevo, conforme ressalta Casseti (2005), assume importância fundamental no processo de ocupação e gestão do espaço, pois as atividades desenvolvidas pelo Homem estão em contato direto com este, que se encontra suscetível a alterações

ligadas as intenções e ações humanas. Ao mesmo tempo em que o relevo terrestre insere-se no conjunto de elementos da natureza, constitui-se em um recurso natural revestido de interesse geográfico e, portanto, de preocupação ambiental, sobretudo quando a abordagem do estudo leva em consideração as implicações no processo de ordenamento territorial. Muitos processos geomorfológicos poderão ser ativados ou intensificados caso sigam ocorrendo estas mudanças ambientais globais, que se dão a partir do somatório de ações localizadas, por isto a importância de estudos locais e regionais para o entendimento das respostas dos diversos sub-sistemas ambientais frente as ações antrópicas, possibilitando assim a prevenção destas.

De acordo com Demek (1967) o mapeamento geomorfológico tem se tornado o principal método para o estudo e a pesquisa geomorfológica. Quando realizado sobre um mesmo fragmento espacial, durante períodos históricos distintos, este mapeamento possibilita a identificação de alterações ocorridas sobre as feições originais. Este tipo de pesquisa tem sido amplamente aplicado no âmbito das ciências geográfica e geomorfológica tornando-se um importante instrumento para planejamento ambiental e ordenamento territorial, além de fornecer subsídios às pesquisas referentes à dinâmica da paisagem e do espaço geográfico.

Para Cunha *et al.* (2003) a cartografia geomorfológica é um dos mais importantes veículos de comunicação e análise dos resultados, obtidos nos estudos das formas e da compartimentação do relevo. Ab'Saber (1969) tratando dos elementos na compreensão da compartimentação geomorfológica, diz que é imprescindível entender o processo evolutivo, considerando a ação diferencial dos processos morfogenéticos; as mudanças climáticas no tempo geológico; os componentes de natureza estrutural, valorizando os mecanismos tectonogenéticos e as propriedades das rochas, sem desconsiderar os efeitos da interface em cada estágio de evolução.

Neste sentido, Ross (1990) salienta que a interpretação do relevo não consiste somente em saber identificar padrões de formas ou tipos de vertentes e vales, mas sim identificá-las e correlacioná-las com os processos responsáveis por tais modelados (atuais e pretéritos) e a partir disto estabelecer não só a gênese, mas também sua cronologia, ainda que relativa. Este autor estabelece uma taxonomia do relevo, para analisar as diferentes formas de diferentes idades e grandezas (ROSS, 1992).

No entanto, deve-se considerar que cada sistema físico e seus respectivos subsistemas, apresentam características singulares e desta forma têm respostas diferentes para os diversos arranjos da natureza ou até mesmo ações antrópicas.

As diversas tecnologias surgidas, principalmente a partir da década de 1970, possibilitaram obter dados que trazem melhores informações e agilizam os mapeamentos geomorfológicos. Este processo trouxe uma nova dinâmica nas pesquisas geomorfológicas, tanto regionais como de detalhe.

No estado Rio Grande do Sul já houveram algumas iniciativas de mapeamentos geomorfológicos regionais, apesar de diferenças metodológicas e interpretações diferentes, que dificultam uma análise comparativa até mesmo dos resultados, estes trouxeram acréscimos a discussão do relevo do RS. Dentre estes mapeamentos cabe destacar dois principais: o mapeamento atrelado ao Projeto RADAM-BRASIL (IBGE, 1986), que ocorreu na década de 80 e a interpretação sobre a morfogênese do relevo realizada por Suertegaray & Fujimoto (2004).

Os estudos do RADAM realizaram análises em imagens radar e consistiram na individualização dos diferentes tipos de modelados, fazendo a compartimentação das morfoestruturas e individualizando dentro destas “Regiões Geomorfológicas” e “Unidades Geomorfológicas”. A grande contribuição que houve neste estudo foi o emprego das imagens (radar) para interpretação dos modelados e a distinção das ordens de grandeza destes.

Já os estudos de Suertegaray & Fujimoto (2004) trouxeram uma proposta interpretativa mais atual e individualizaram as morfoesculturas existentes no RS, dando ênfase nos processos morfogenéticos ocorridos nas diferentes estruturas, trazendo avanços interpretativos para a geomorfologia do estado.

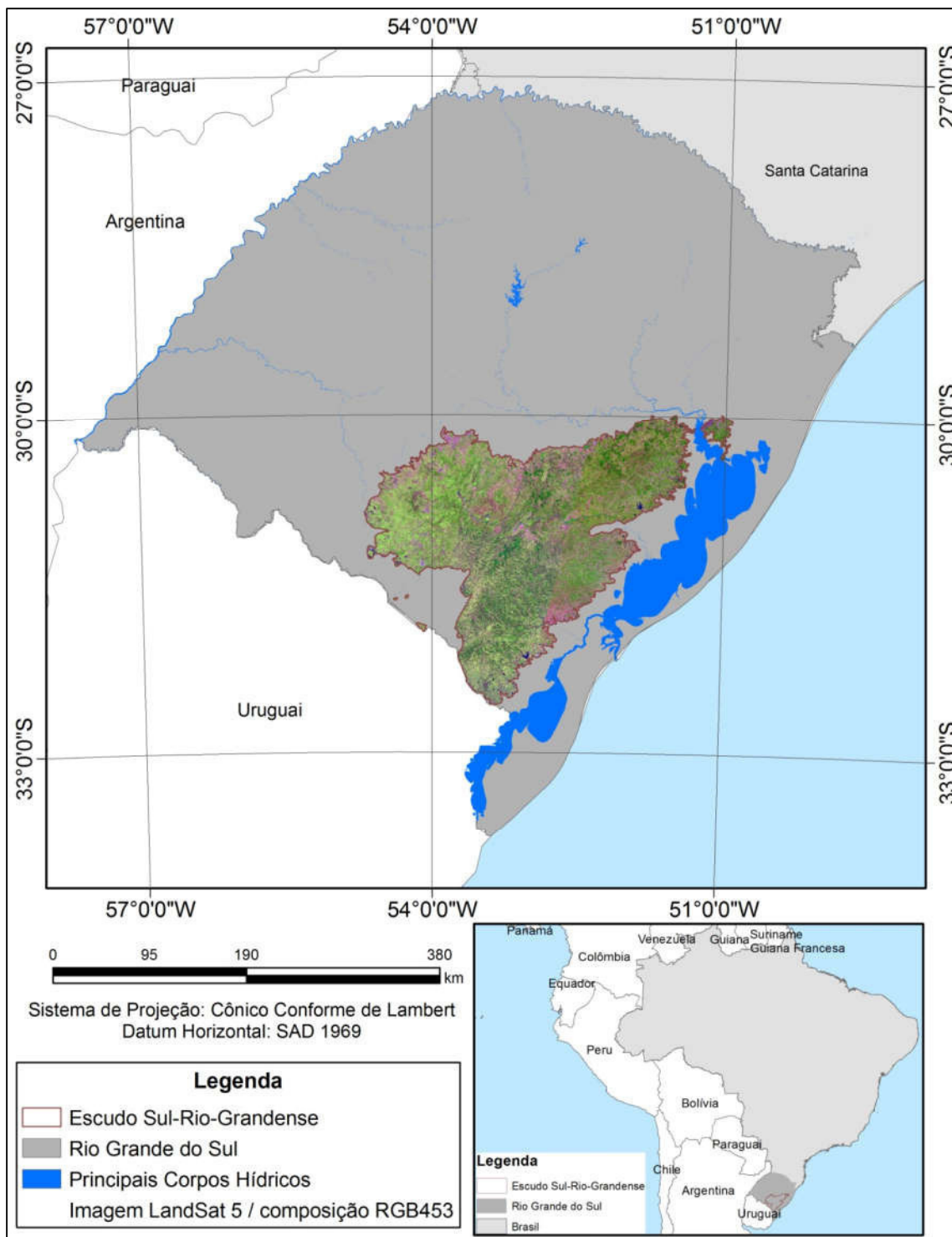
O estado do RS situa-se sobre uma importante unidade geológico-geomorfológica conhecida como Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG). Esta unidade possui como característica principal uma variedade litológica, ocasionada por diferentes processos geotectônicos desde o Arqueano (CHEMALE Jr, 2000). Este substrato rochoso sofreu diversas alterações estruturais ao longo do tempo geológico, tendo ainda sido modificado por diversos fatores paleomorfoclimáticos, que contribuíram para uma diversificação de ambientes, que atualmente são impactados por diversas atividades antrópicas, já que há um total de 54 municípios com território integral ou parcial situados sobre esta unidade. Neste sentido a



pesquisa busca realizar um mapeamento geomorfológico desta unidade morfoestrutural, considerando os fatores tectônicos, litológicos, paleoclimáticos.

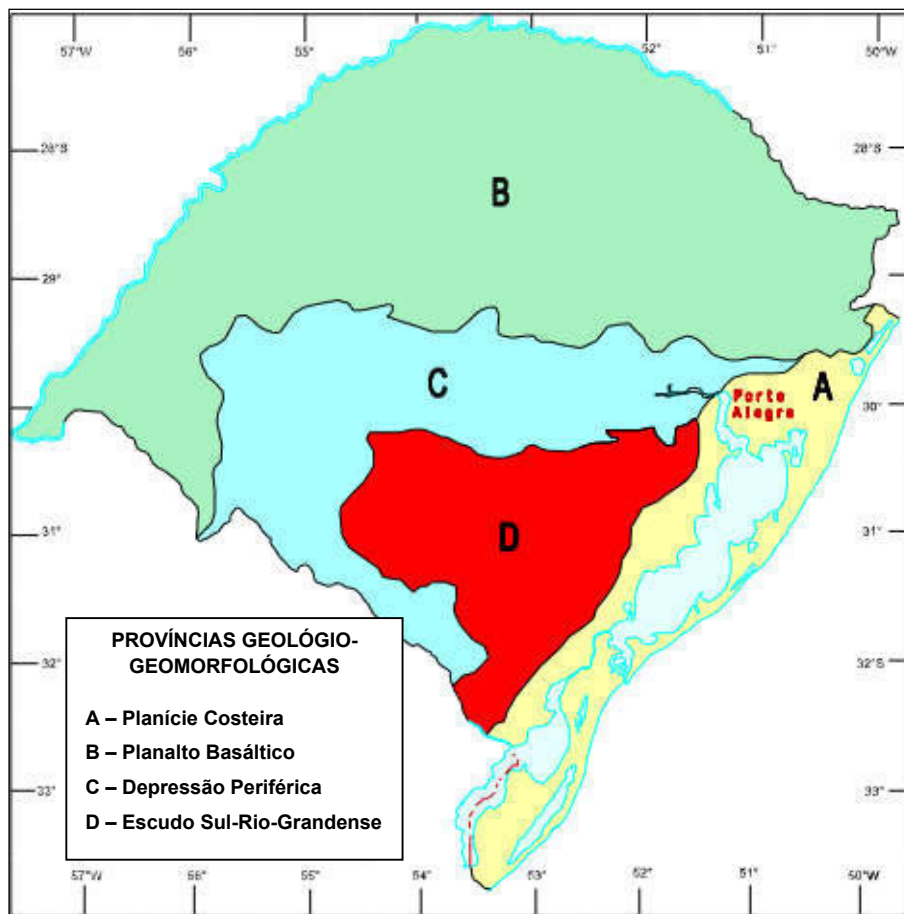
## **1.2 Apresentação da área de estudo**

O Escudo Sul-Rio-Grandense (Fig. 1) localiza-se na porção sul e sudeste do estado do Rio Grande do Sul, aproximadamente entre as coordenadas geográficas de longitudes  $54^{\circ} 41' 54''$  W e  $50^{\circ} 55' 15''$  W e latitudes  $29^{\circ} 57' 21''$  S e  $32^{\circ} 35' 44''$  S.



**Figura 1:** Localização do Escudo Sul-Rio-Grandense no Rio Grande do Sul e no Brasil.

Esta província geológica possui cerca de 65.000 km<sup>2</sup> de área no estado (CHEMALE JR., 2000), sendo delimitada ao norte, oeste e sudoeste pela Bacia do Paraná, e a leste pela Planície Costeira (Fig. 2).



**Figura 2:** Contexto geológico-geomorfológico do Escudo Sul-Rio-Grandense. Fonte: (RODRIGUES, 2000).

### 1.3 Tema, justificativas, hipóteses e objetivos

Diante das mudanças climáticas atuais e dos desdobramentos ambientais relacionados a estas, que acabam por impactar os diversos sistemas do planeta Terra, os estudos geomorfológicos ganham terreno na medida em que o seu campo de interesse auxilia nas questões práticas do ordenamento territorial. Esta ciência que tem como objeto de estudo o relevo, investiga os processos que o modificam, permitindo assim que estudos regionais tragam informações de processos globais. O tema central desta pesquisa é o mapeamento geomorfológico regional, que se utiliza da cartografia geomorfológica como método de apreensão da realidade das diferentes paisagens. Este estudo visa contemplar a diversidade de formas de relevos e processos morfogenéticos e morfodinâmicos de uma morfoestrutura que possui formações geológicas que datam do Pré-Cambriano (mais antigas do que 540

milhões de anos), abrindo assim possibilidades de estudos e propostas que contemplem um planejamento territorial desta área ancorado nas formas do relevo.

Este estudo pretende incorporar o avanço das pesquisas geológicas, que através dos trabalhos desenvolvidos por instituições como a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e o Instituto de Geociências da UFRGS, tem melhorado o conhecimento sobre a ordem cronológica, condicionantes estruturais e composição das diferentes litologias presentes no ESRG e a crescente contribuição de geotecnologias nas ciências ambientais, que tem fornecido dados oriundos do Sensoriamento Remoto e técnicas de processamento/manipulação de dados cada vez mais qualificados, que podem ser utilizados na interpretação das formas de relevo e no entendimento dos processos morfoclimáticos.

A escolha desta área justifica-se por ser a mais antiga das formações geológicas e por sua influência nas demais formações presentes no estado do Rio Grande do Sul, já que se trata do embasamento para as demais unidades geológico-geomorfológicas do estado.

Outro fator importante a se destacar da área de estudo, é que esta apresenta uma diversidade de usos e ocupação, que estão associados tanto a dinâmicas rurais como urbanas, visto que sobre esta unidade, têm-se parte da região metropolitana de Porto Alegre e os núcleos urbanos de 54 municípios, além de extensas áreas de plantio de eucalipto, plantio de soja, atividades de mineração e criação de rebanhos. Por consequência deste processo de ocupação variado há a necessidade de gestão, para que sejam minimizados os impactos atuais das atividades acima mencionadas, tendo neste contexto os estudos geomorfológicos como base para tal processo. Cabe salientar que este planejamento se encontra em andamento no âmbito da gestão dos comitês de gerenciamento de algumas das principais bacias hidrográficas do estado, que estão inseridas parcialmente ou totalmente na área do ESRG. Destaca-se que é no ESRG que se situam inúmeras nascentes destas bacias.

Os mapeamentos geomorfológicos produzidos até o presente momento e que contemplam a área do ESRG parcial ou integralmente, não especificam a diversidade de padrões de forma existente nesta unidade e nem dos processos morfodinâmicos, que as modelam. É provável que a ausência dessas interpretações esteja associada as escalas de mapeamento, pois os mapeamentos existentes não trazem um nível de detalhamento que permita gerar subsídios ao planejamento de ações de ordenamento territorial. Há ainda uma diversidade de estudos, que apresentam

escalas com maior detalhamento, mas estes contemplam áreas menores, como municípios ou bacias hidrográficas, sendo insuficientes para o entendimento dos processos morfogênicos do ESRG.

Embora se tenha conhecimento de que foram desenvolvidas inúmeras pesquisas nesta região em relação à geomorfologia e as questões ambientais, algumas questões ainda não foram totalmente esclarecidas. Assim, o presente estudo norteou-se pelo pressuposto da adequação da metodologia de mapeamento geomorfológico mais amplamente utilizada nas pesquisas ambientais no Brasil (ROSS, 1992), buscando responder alguns questionamentos, tanto de ordem metodológica como de caráter analítico:

Os diferentes padrões de formas do relevo são fruto dos processos esculturais, litoestruturais ou da complexa inter-relação entre estes?

As diferentes litologias do ESRG respondem de maneira diferenciada aos processos morfoclimáticos em função da sua composição mineralógica ou em função do seu arranjo estrutural?

O mapeamento geomorfológico que contemple o 3º nível taxonômico pode servir de base para o ordenamento territorial desta área, trazendo informações mais detalhadas destas unidades?

As mudanças globais dos processos e dinâmicas das paisagens poderão alterar a morfodinâmica no ESRG? Quais seriam as alterações decorrentes destas? E quais as consequências para o uso atual do solo no ESRG?

A aplicação de geotecnologias permite uma qualificação no mapeamento geomorfológico na escala proposta?

Buscando resposta para estas questões a pesquisa tem como objetivo principal elaborar um mapeamento geomorfológico na escala 1:250.000, que contemple os diversos padrões de forma da morfoestrutura Escudo Sul-Rio-Grandense no estado do Rio Grande do Sul com o auxílio de geotecnologias.

Para alcançar o objetivo principal da pesquisa foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- Contextualizar geologicamente o Escudo Sul-Rio-Grandense em relação às demais formações geológicas presentes na Plataforma Continental Brasileira investigando suas inter-relações;
- Mapear e caracterizar a geologia com ênfase nas características mineralógicas e estruturais das rochas que compõem o ESRG;

- Investigar as inter-relações entre os processos morfoclimáticos e as litologias na conformação dos diferentes padrões de forma do relevo da área de estudo;
- Identificar e mapear as diferentes feições, formas e tipos de relevo na área de estudo com base na morfometria e morfologia;
- Analisar a morfogenética da área de estudo, elucidando os processos responsáveis pela esculturação e os materiais superficiais das formas de relevo que se acumularam ao longo dos períodos Terciário e Quaternário.

#### **1.4 Referencial teórico e metodológico.**

##### 1.4.1 Estudos de geomorfologia no contexto da Ciência Geográfica e a abordagem sistêmica

Ao longo do século XIX, surgiram vários ramos específicos da geografia, em especial da geografia física: climatologia, biogeografia, geomorfologia, hidrografia (SOUSA, 2009), isto se deu muito em função dos estudos compartimentados dos vários componentes do meio ambiente como o clima, a vegetação e a morfologia do relevo. Ainda na primeira metade do século XX, como reflexo deste processo, a geografia física se caracterizava por estudos dos aspectos do quadro natural do planeta, sendo completamente distante da geografia humana (MENDONÇA, 1992).

A partir da década de 1950, a Geografia Física, que se utilizava de métodos de análise pertencentes a um conjunto de ciências chamadas de naturalistas, passou a aplicar métodos pautados na interdisciplinaridade, como afirma Leff (2004). Estes métodos ganharam força devido à dificuldade de entendimento das modificações ocorridas no meio ambiente por causa da fragmentação das disciplinas, pois esta resultou em obstáculos para compreensão e resolução de problemas sócio-ambientais complexos (Leff, 2004).

No período após a Segunda Guerra Mundial as intervenções antrópicas passam a ser valorizadas na geografia, devido aos crescentes impactos à natureza, que decorreram dos avanços tecnológicos da sociedade (Soares *et al.*, 2004). Conforme afirmam Vicente & Perez Filho (2003) o Homem tem interferido de forma variada, rápida e agressiva na dinâmica natural da terra, fornecendo elementos para uma nova realidade ambiental, na qual as derivações antrópicas apresentam-se cada vez mais influentes e contundentes. Neste contexto o conceito de sistemas

passou a suprir a necessidade de integração de ciências de cunho ambiental como a geografia e a geomorfologia.

Gregory (1992) elucida que o processo de incorporação da abordagem sistêmica na geografia física estendeu-se por 35 anos, tendo início em 1935 com a formulação do conceito de ecossistema pelo ecólogo-botânico A. G. Tansley, concretizando-se com a publicação da obra *Physical Geography: a system approach* de Chorley & Kennedy no ano de 1971 (Publicação no Brasil). Desde então, a postura sistêmica é, indiscutivelmente, uma das principais condutoras nas pesquisas em geografia física.

A abordagem sistêmica é uma forma de compreensão do espaço geográfico como um todo, já que, homem e natureza são considerados como partes de um complexo sistema de interação, no qual não se deve compreender os elementos isoladamente.

A abordagem sistemática serve ao geógrafo como instrumento conceitual que lhe facilita tratar dos conjuntos complexos, como os da organização espacial. A preocupação em focalizar as questões geográficas sob a perspectiva sistêmica representou característica que favoreceu e dinamizou o desenvolvimento da Nova Geografia (CHRISTOFOLETTI, 1982).

Para Christofolletti (1999), o vocábulo “sistema” possui uso antigo e difuso no conhecimento científico, mas a preocupação em se fazer uma abordagem sistêmica conceitual e analítica rigorosa surgiu na biologia teórica, na década de 1930. A Teoria Geral dos Sistemas foi elaborada pelo biólogo alemão Ludwing Von Bertalanffy em 1930 e editada em 1968. Esta dá ênfase à inter-relação e interdependência entre componentes que formam um sistema. O sistema é visto por Bertalanffy como uma totalidade, sendo necessário para o seu entendimento o estudo de seus elementos de forma integrada.

Tricart (1977) ao falar do conceito de sistema, considera o uso deste o melhor instrumento lógico de que se dispõe para estudar os problemas do meio ambiente, pois permite adotar uma atitude dialética entre a necessidade da análise resultante do próprio progresso da ciência e das técnicas de investigação, e a necessidade contrária, de uma visão de conjunto, que enseja uma atuação eficaz sobre este meio ambiente. Este autor define “sistema” como:

“conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia. Esses fluxos originam relações de dependência mútua entre os fenômenos. Como consequência, o sistema apresenta propriedades que lhe são inerentes e diferem da soma das propriedades dos seus componentes” (Tricart, 1977, p. 19).

A aplicação da teoria dos sistemas aos estudos geomorfológicos representou grande avanço, pois o conceito de equilíbrio passou a ser entendido como ajustamento completo das variáveis internas às condições externas (CHRISTOFOLETTI, 1999). Este mesmo autor salienta que Gilbert já havia, em 1880, preconizado as interações entre formas, processos e materiais. Ainda em relação à abordagem sistêmica utilizada nas ciências geográfica e geomorfológica, Suertegaray & Nunes (2001) salientam que esta já era preconizada no século XIX pelo naturalismo alemão, mostrando que Humbolt (Cosmos) atribuía a geografia física o estudo da interconexão dinâmica dos elementos da natureza.

Hack na década de 1960 ao formular a teoria do equilíbrio dinâmico<sup>1</sup>, que se utiliza de preceitos apresentados por Gilbert (1877) e, posteriormente, de Penck (1924), deu continuidade ao paradigma proposto por Strahler, que foi um dos primeiros autores a difundir a noção de sistemas abertos dinâmicos na geomorfologia. O mérito atribuído a Hack é o de estruturar um encadeamento lógico na concepção sistêmica do modelado, em detrimento de uma visão fragmentada do relevo.

Além do próprio Bertalanffy (1975), Sack (1992) também atribuiu a Chorley (1962) a iniciativa de incorporação da teoria geral dos sistemas à geomorfologia, e à geografia de modo geral. Para Christofolletti (1999), Chorley foi quem conferiu exemplificações e sentido aos termos e conceitos, expandindo os conceitos dos autores já mencionados neste texto e desta forma contribuindo para uma linha de trabalho apoiada na teoria de sistemas.

Tricart (1977) salienta que a adoção do conceito de sistema pelas diversas disciplinas que compreendem a geografia física permite a integração de conhecimentos anteriormente isolados e incorpora a ação antrópica como elemento capaz de alterar o “equilíbrio dinâmico” dos sistemas naturais.

---

<sup>1</sup> Esta teoria considera que o ambiente se encontra em estado de equilíbrio graças ao mecanismo de funcionamento dos diversos componentes do sistema, sendo que este equilíbrio não é estático. (Christofolletti, 1999, p. 168)



Das reflexões de Tricart, surge o conceito de “unidades ecodinâmicas”, que de acordo com Ross (1990), caracteriza-se por certa dinâmica do ambiente, que repercutem nas biocenoses<sup>2</sup>. A morfodinâmica seria o elemento determinante no entendimento do processo, que depende de diversos fatores como o clima, o relevo, o material rochoso, os solos, a cobertura vegetal, entre outros. O conceito de unidades ecodinâmicas ancora-se no conceito ecológico, ou conceito de ecossistema, que foi sistematizado por Tansley em 1934 (Tricart, 1977).

Na proposta da ecodinâmica de Tricart, o ambiente é analisado através de relações em equilíbrio dinâmico, sendo que este pode frequentemente ser alterado pelas intervenções do Homem nos diversos componentes da natureza. A ação humana pode causar desequilíbrios temporários ou mesmo permanentes.

Sotchava (1962) apresentou o estudo dos geossistemas, que define diferentes unidades sistêmicas da estrutura da paisagem. O fundamento do enfoque geossistêmico também é baseado nos preceitos da "Teoria Geral dos Sistemas" assim como a proposta da ecodinâmica de Tricart. Para este autor os geossistemas são sistemas dinâmicos, flexíveis, abertos e hierarquicamente organizados, com estágios de evolução temporal, em uma mobilidade cada vez maior sob a influência do Homem. O elemento básico para a classificação destes seria o espaço e tudo o que nele estiver contido em integração funcional, havendo três escalas: topológica, regional e planetária.

A hierarquia taxonômica, que Sothava (1977; 1978) propõe para as manifestações espaciais, prevê uma variação que se dá do nível planetário para o topológico, passando por uma ordem de grandeza regional. Esse padrão taxonômico é construído segundo duas categorias que a princípio são excludentes, mas que, também são interdependentes e atuam na estruturação do geossistema, sendo designadas por geômeros (estruturas homogêneas) e geócoros (estruturas heterogêneas). Sobre esta hierarquização, ele salienta que:

“A hierarquia de construção é a mais importante feição dos geossistemas. Devido a isso, tanto a série elementar da superfície da Terra, quanto o geossistema planetário (*geographical cover*), ou as subdivisões intermediárias do meio natural, representam (cada qual separadamente ou em conjunto) uma unidade dinâmica, com uma organização geográfica a ela inerente” (SOTCHAVA, 1977, p. 9).

---

<sup>2</sup> Biocenose é o conjunto de seres vivos de um ecossistema (Tricart, 1977).

Para Sotchava as atividades do homem teriam um papel importante, podendo causar modificações nos geossistemas.

"os geossistemas são fenômenos naturais, todavia os fatores econômicos e sociais, ao influenciarem sua estrutura e peculiaridades espaciais, devem ser tomados em consideração".

Tratando-se da investigação dos geossistemas, Sotchava salienta que para o entendimento da natureza se deve estudar, não os componentes desta, mas as conexões entre eles; não se deve restringir à morfologia da paisagem e suas divisões, mas, de preferência, projetar-se para o estudo de sua dinâmica, estrutura funcional, conexões.

Ainda que o autor articulasse em sua discussão diversos níveis de grandeza, sua concepção acerca dos geossistemas é preferencialmente aplicável ao estudo de áreas extensas, e tal fato se dá em função de sua própria base empírica, expressa pelas longínquas e monótonas planícies siberianas. Seus postulados acabaram influenciando geógrafos brasileiros em seus estudos, que também se defrontaram com grandes espaços ao levarem a efeito suas pesquisas.

Cassetti (1994) salienta que a escola americana de geografia física acaba distanciando o estudo geomorfológico da geografia, pois a ruptura epistemológica com a abordagem histórica de Davis tende para teorias e métodos quantitativos, adquirindo um caráter geológico e hidrológico.

Destaca-se que a teoria geomorfológica foi edificada com nítida vinculação aos campos de interesse das ciências geográfica e geológica, conforme afirma Abreu (1982), tornando assim as pesquisas desta ciência bem abrangentes, mas cabe salientar que esta já é vista como uma ciência autônoma, possuindo métodos específicos e vasto cabedal teórico (MARQUES, 1995).

#### 1.4.2 Mapeamento geomorfológico, histórico e tendências

A cartografia geomorfológica se constitui um produto da especialização dos processos geomorfológicos, permitindo representar a gênese das formas do relevo e suas relações com a estrutura e processos, bem como com a própria dinâmica dos processos, considerando suas particularidades (CASSETI, 2005).

Há séculos, os mapas topográficos representam as formas de relevo mediante técnicas diversas – hachuras desde o século XVIII, curvas de nível desde o XIX, que permitem diferenciar atributos morfológicos e morfográficos do relevo, mas não traziam informações sobre origem, processos de evolução e idade das formas que estavam sendo representadas (KLIMASZEWSKI, 1982).

Os mapas ou cartas geomorfológicas não podem ser entendidos somente como um tipo de mapa temático, Tricart (1965) ressalta que o mapa constitui a base da pesquisa e não a concretização gráfica da mesma. Este seria ao mesmo tempo o instrumento que direciona a pesquisa e após a conclusão, deveria representar uma síntese como produto desta (ROSS, 2000).

Para uma análise histórica do desenvolvimento da cartografia geomorfológica há de se considerar um marco importante, que é o período pós-segunda guerra mundial. Klimaszewski (1982) relata que os mapas geomorfológicos detalhados, com base em mapeamentos sistemáticos das formas de relevo tornaram-se uma necessidade a partir deste período, pois estes podiam representar informações com relação aos diversos tipos de ambiente. Klimaszewski (1982) também elenca o que a construção de um mapa geomorfológico permite:

1. Fornecer uma imagem precisa da dinâmica do relevo que, por sua vez:
  - a. Possibilitar a reconstrução do desenvolvimento do relevo.
  - b. Fornecer o caminho para avaliar os fatores e processos de origem e transformação.
2. Facilitar a busca de conexões entre formas de paisagem.
3. Possibilitar uma regionalização.
4. Facilitar o desenvolvimento de estudos comparativos.
5. Fornecer um meio de comparação entre os acidentes geográficos desenvolvidos e em desenvolvimento em áreas de estruturas geológicas diferentes ou semelhantes e sob diferentes condições climáticas.
6. Servir como auxílio no estudo do papel do clima na formação da superfície da Terra por distinguir tipos climáticos de relevo.

Alguns dos primeiros mapas geomorfológicos detalhados foram publicados por Siegfried Passarge em 1914 em seu atlas geomorfológico (Hayden, 1986). Hayden (1986) afirma, porém, que até o final da segunda guerra mundial, exceto alguns

mapas locais feitos ocasionalmente por pesquisadores europeus, não houve nada de expressivo no desenvolvimento da cartografia geomorfológica.

Em termos teóricos, a adoção da abordagem sistêmica tornou necessária a busca de um método científico objetivo de representação gráfica, que fosse capaz de retratar a complexidade de fatores e processos que envolvem as formas de relevo, pois os diagramas e as descrições qualitativas utilizadas até a segunda guerra mundial estavam tornando-se insuficientes. A propósito, Hayden (1986) afirma que esta época representou uma passagem na geomorfologia, pois esta ciência teve crescimento tanto no aspecto técnico, quanto em termos teóricos.

A partir do 18º Congresso da União Geográfica Internacional (IGU), que ocorreu no Rio de Janeiro em 1956, a importância dos mapas geomorfológicos passou a receber reconhecimento internacional, conforme destaca Hayden (1986). Já em 1958 foi criada a subcomissão de mapeamento geomorfológico da IGU, nesta foram discutidas três tarefas: introduzir e desenvolver metodologias de mapeamento geomorfológico; adotar um sistema uniforme de mapeamento geomorfológico, garantindo compatibilidade, e demonstrar as aplicações de mapeamento geomorfológico no planejamento local e regional a fim de facilitar o uso racional da superfície da terra.

A década de 1960 tornou-se um marco importante para as questões de representação cartográfica do modelado terrestre. Principalmente os países europeus apresentaram importantes propostas de sistematização e representação do relevo (GUERRA & MARÇAL, 2006). Neste período a *International Geomorphological Union* (UGI) através da comissão de mapeamentos geomorfológicos, estabeleceu princípios norteadores para a elaboração de cartas geomorfológicas.

Com base nas recomendações da UGI, a carta geomorfológica de detalhe, em escala grande, deve comportar quatro tipos de dados: morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos (TRICART, 1965).

1) Dados Morfométricos: Tratam-se de informações métricas, extraídas em cartas topográficas ou outras formas de levantamento. Estas informações são intrínsecas aos sinais ou símbolos para a representação das formas do relevo, a exemplo de extensão de terraços ou escarpas erosivas, declividade de vertentes, dentre outras. Para se evitar o excesso de informações em mapa, tornando este ilegível, os dados

morfométricos (declividade, hierarquização da rede hidrográfica), e outros, podem ser apresentados à parte, em uma representação cartográfica específica.

2) Dados Morfográficos: correspondem a formas de relevo resultantes do processo evolutivo, sendo sintetizadas como formas de agradação (depósitos aluviais em planícies de inundação, concentração de colúvios pedogenizados ou pedimentos detriticos inumados) e de degradação (as escarpas de falha ou erosivas, ravinhas e vossorocas). Os aspectos morfográficos encontram-se estreitamente ligados aos morfogenéticos, desta maneira, as formas geralmente expressam as respectivas gêneses. Destaca-se contribuição de Klimaszewski (1963) apud Fairbridge (1968), que sugere maior detalhamento para representações morfográficas em escala grande, como formas tectônicas e estruturais, formas influenciadas pela litologia e estrutura, formas de agradação e degradação, dentre outras.

3) Dados Morfogenéticos: tratam-se dos processos responsáveis pela elaboração das formas representadas. As diversas formas devem ser representadas de maneira que a origem/gênese seja diretamente inteligível. As superfícies erosivas associadas a processo de aplainamento devem conter referências ao processo de pediplanação, identificando a gênese ligada ao recuo paralelo de vertentes em condição climática seca, podendo incorporar referenciais de natureza cronológica, associados ao período de formação, adicionando termos como “de cimeira” (mais antigo) ou “intermontanas” (mais recente).

4) Dados Cronológicos: correspondem ao período de formação ou elaboração de formas ou feições. A representação cronológica pode ser expressa através de cores. Muitas vezes as informações morfocronológicas são incorporadas na própria legenda, a exemplo das superfícies de aplainamento terciárias, planície de várzeas holocênicas, pedimentos pleistocênicos coluvionados.

Demek (1982) afirma que, a partir de 1970 os avanços na geomorfologia aumentaram o significado prático e teórico da cartografia geomorfológica. Havendo uma melhor compreensão dos fatores endógenos e exógenos, muito em função das novas teorias da tectônica de placas e do desenvolvimento de investigação da terra a partir do espaço.

Quanto à valorização de alguns aspectos em relação a outros quando são representadas as formas do relevo, Cunha *et al.* (2003) fazem uma análise

comparativa de duas propostas de mapeamento, que são base de adaptações feitas por pesquisas no Brasil: a proposta de Tricart (1965) e a proposta de Verstappen & Zuidam (1975). A comparação também se dá através de um mapeamento em escala 1:50.000, para avaliação do produto final.

Os autores assinalam divergências quanto à classificação de determinadas feições geomorfológicas, citando como exemplo as rampas coluviais, que na proposta de Tricart aparecem como formas de acumulação, dentro do grupo forma de vertente e interflúvios e que em Verstappen e Zuidam estão no subgrupo formas de origem gravitacional, no grupo formas de origem denudativa. Moroz (2010) ressalta que as comparações demonstram como cada metodologia tende a privilegiar alguns elementos em relação a outros na representação cartográfica, variando de acordo com as concepções de seus autores e a finalidade para a qual foram elaborados.

Cunha *et al.* (2003) apresentam uma análise na qual buscam sintetizar as comparações entre as metodologias (Quadro 1).

**Quadro 1:** Comparação entre propostas de Tricart (1965) e Verstappen & Zuidam (1975). Fonte: (CUNHA *et al.*, 2003).

Elemento	Tricart (1965)	Verstappen & Zuidam (1975)
Litologia e formações superficiais	Ênfase na resistência dos materiais.	Ênfase aos tipos de materiais constituintes.
Formas de vertentes	Não apresenta simbologia para a identificação das formas, somente para identificar os tipos de escoamento.	Apresenta simbologia para identificar formas e tipos de escoamento.
Rupturas topográficas	Apresenta simbologia que identifica diversos graus de desniveis.	Apresenta simbologia única, não possibilitando identificar os desniveis.
Colos	Apresenta simbologia específica para identificar a presença de colos topográficos.	Não contempla tal feição topográfica com simbologia específica
Rupturas topográficas em cursos fluviais.	Apresenta simbologia que permite identificar a magnitude de tais rupturas.	presenta simbologia única para rupturas de diversas magnitudes.
Agrupamento das feições morfográficas.	Apresenta grupo específico para o modelado antrópico.	Não contempla as feições antrópicas em grupo específico.
Morfometria	Contempla curvas de nível e linha de cumeada como aspectos morfométricos.	Apresenta tanto curvas de nível e linhas de cumeada, como outras feições morfológicas no grupo de morfometria.
Uso de cores	Sugere o uso de cores para a cronologia e grau de resistência da litologia.	Usa cores diferenciadas para cada grupo de elementos.

Na elaboração de uma carta geomorfológica trabalha-se com as formas ou com os elementos. No sistema dos elementos, planos, rupturas e curvas representam os fatos básicos na cartografia e geralmente conduzem a uma carta carregada de sinais e de difícil leitura (FLORENZANO, 2008). Segundo Florenzano os sistemas de mapeamento russo, polonês e o da antiga Tchecoslováquia estariam entre aqueles

que trabalham com o modelo das formas enquanto os sistemas britânicos e franceses aplicam o modelo dos elementos do relevo.

Embora o desenvolvimento da cartografia geomorfológica de um modo geral apresente cada vez mais diversidade, Ross (1990) acredita que há certa unanimidade quanto ao conteúdo geral dos mapas produzidos (tipos de forma, gênese e idade), no entanto ainda está longe de haver uma padronização, pois não há ainda um modelo de representação que satisfaça os diferentes interesses dos estudos geomorfológicos.

Com base no desenvolvimento crescente da cartografia geomorfológica, tanto no que diz respeito a questões teóricas quanto a questões metodológicas, a pesquisa deve levar em conta uma interpretação, que considere as questões taxonômicas do relevo, para um melhor desenvolvimento do método a ser aplicado. Salienta-se que as diferentes formas de relevo, seja em tamanho, origem ou evolução, geram diversas interpretações quanto à classificação do relevo.

#### 1.4.3 Taxonomia do relevo

As formas do relevo são elementos cartografáveis, a partir disto torna-se importante ser analisada a classificação destas ou a sua taxonomia, pois é necessário estabelecer uma organização e uma ordem no que diz respeito aos diferentes tamanhos e gêneses destas. A classificação do relevo impõe uma série de dificuldades, que surgem em função da amplitude de escalas têmporo-espaciais necessárias para analisar os fatos e fenômenos geomorfológicos (TRICART, 1965).

Como afirma Ross (1990), nas décadas de cinquenta e sessenta surgiram algumas propostas, com destaque para Cailleux & Tricart (1956,1965), Demek (1967) e Mecerjakov (1968).

O trabalho de Cailleux & Tricart (1956), que foi amplamente divulgado no Departamento de Geografia da USP na década de 60, representa o marco inicial da utilização de uma escala espaço-temporal para fundamentar as pesquisas geomorfológicas. Estes autores cruzam critérios espaciais e temporais, obtendo uma classificação taxonômica das formas do relevo (KOHLENER, 2001), que pode ser visualizada na Tabela 1.

**Tabela 1:** Classificação taxonômica dos fatores geomorfológicos segundo Cailleux & Tricart (1956).  
Fonte: (KOHLER, 2001).

Ordem em G	superfície (km <sup>2</sup> )	Características das unidades-exemplos	Unidades climáticas correspondentes	Mecanismos genéticos comandando o relevo	Ordem de grandeza de permanência T/anos
I	10 <sup>7</sup>	Continentes, Bacias Oceânicas (configuração do globo)	Grandes conjuntos zonais, comandados por fatores astronômicos	Diferenciação da crosta terrestre, SIAL e SIMA	10 <sup>9</sup> anos
II	10 <sup>6</sup>	Grandes conjuntos estruturais (Escudo Escandinavo, Tetis, Bacia do Congo)	Grandes tipos de clima (interferência de influências geográficas com fatores astronômicos)	Movimento da crosta terrestre como a formação dos geosinclinais, influências climáticas sobre a dissecação	10 <sup>8</sup> anos
III	10 <sup>4</sup>	Grandes unidades estruturais (Bacia de Paris, Jura, Maciço Central)	Feições nos tipos de clima, mas sem grande importância para a dissecação	Unidades tectônicas tendo ligação com a paleogeografia, velocidade de dissecação influenciada pela litologia	10 <sup>7</sup> anos
IV	10 <sup>2</sup>	Unidades tectônicas elementares: maciços montanhosos, <i>horst</i> , fossas	Climas regionais de influência geográfica sobretudo nas regiões montanhosas	Influência predominante da tectônica, secundária da litologia	
<b>SOLEIRA DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA</b>					
V	10	Acidentes tectônicos: anticlinal, sinclinal, <u>mont</u> etc.	Climas locais influenciados pela disposição do relevo	Predominância da litologia e tectostática. Influências estruturais clássicas	10 <sup>7</sup> anos
VI	10 <sup>-2</sup>	Formas de relevo: crista, terraço, moraina, cone de dejeção etc.	Mesoclima diretamente ligado a forma (nicho de nivação, por exemplo)	Predominância do fator morfodinâmico influenciado pela litologia	10 <sup>6</sup> anos
VII	10 <sup>-6</sup>	Microformas: lentes de solifluxão, solos poligonais, ravinas	Microclima diretamente ligado à forma por autocatalise (ex: lapíás)	Microclima diretamente ligado à forma por autocatalise (ex: lapíás)	10 <sup>4</sup> anos
VIII	10 <sup>-8</sup>	Feições microscópicas: detalhes de corrosão, de polimento etc.	Microambiente	Influência da dinâmica e da textura da rocha	10 <sup>2</sup> anos



Demek (1967) propõe a utilização de três unidades taxonômicas básicas nas cartas geomorfológicas, representadas por: 1º superfícies geneticamente homogêneas, 2º formas do relevo e 3º tipos de relevo.

As superfícies geneticamente homogêneas são o menor táxon (Uma vertente). A origem destas superfícies é condicionada por processos de três classes, podendo ser: processos endógenos, processos exógenos ou processos devido às atividades humanas. Estas resultam de curtos estágios na evolução do relevo, decorrentes de um ou mais processos agindo em certa direção (variam entre algumas dezenas de metros/alguns quilômetros quadrados).

As formas de relevo são um táxon intermediário, sendo constituídas pela junção de superfícies geneticamente homogêneas, resultantes de um mesmo processo, mas correspondendo a estágios mais longos no desenvolvimento do relevo (alcançam algumas centenas  $m^2$ - $km^2$ ). Um terraço fluvial, por exemplo, trata-se de uma forma de relevo, que contém uma superfície plana e uma escarpa, cada uma destas feições é gerada por um processo diferente.

Os tipos de relevo tratam de um táxon superior, não sendo uma unidade concreta e sim uma unidade abstrata, que correspondem a um complexo de formas, em uma área limitada de forma relativamente distinta, com a mesma altitude, mesma gênese (associada a uma morfoestrutura), originada dos mesmos processos morfogenéticos, numa mesma história evolutiva.

Mecerjakov (1968) também busca estabelecer uma classificação, em que define seis níveis hierárquicos, que são correlacionados com a superfície da Terra em quilômetros quadrados. A síntese desta proposta está exposta na Tabela 2.

**Tabela 2:** Esquema geral da classificação do relevo da Terra. Fonte: Mecerjakov (1968).

Superfície (km <sup>2</sup> )	Elementos morfoestruturais (morfotectônicos) do relevo dos continentes e fundo dos oceanos	Categorias morfoesculturais do relevo	
		Terra firme	Fundo dos oceanos e mares
10 <sup>7</sup> - 10 <sup>6</sup>	Morfotectura de 1ª ordem: massas continentais em saliência (incluindo plataforma continental) e depressões oceânicas	Zonas morfoesculturais (morfoclimáticas): zonas criogênicas, glacial, fluvial e árida	Zonas morfoesculturais: zonas circumpolares de formas glaciares, zonas de latitude temperada, tropicais e equatoriais
10 <sup>6</sup> - 10 <sup>5</sup>	Morfotectura de 2ª ordem: regiões de planície de base, zonas montanhosas (orogênicas)		
10 <sup>5</sup> - 10 <sup>3</sup>	Morfoestrutura de 1ª ordem: planaltos, baixas regiões de planície, cadeias, depressões de zonas montanhosas	Províncias morfoesculturais; de morfoescultura fluvial tipo mediterrâneo; províncias de erosão glacial, de acumulação	
10 <sup>3</sup> - 10 <sup>2</sup>	Morfoestruturas de 2ª ordem: arqueamentos tectônicos marcados no relevo, depressões	Regiões morfoesculturais: regiões de morainas frontais, regiões de relevo cárstico	
10 <sup>2</sup> - 10	Morfoestruturas de 3ª ordem: anticlinais marcados no relevo, cúpulas e fossas recentes	Formas de relevo particulares determinados por fatores exógenos	
		Vales fluviais, "Ovrag", formas cársticas, etc.	Vales submarinos, formas de acumulação de icebergs, etc.
10 - 10 <sup>-1</sup>	Microrelevo tectônico, rugas expressas no relevo, diques, fendas	Pequenas formas de relevo de origem exógena	
		Solos poligonais, pequenos hidracólitos.	

Mecerjakov sugere a relação entre as grandes formas superficiais da Terra com as morfoestruturas das formas de dimensões relativamente pequenas, ou seja, existem diferentes ordens de grandeza, que são influenciadas principalmente pelo movimento da crosta terrestre. As formas morfoesculturais possuem geralmente dimensões reduzidas, porém há exceções como as zonas morfoclimáticas que abrangem grandes áreas. A zonalidade geográfica da morfoescultura constitui uma constante universal do relevo da Terra, se manifestando tanto na superfície dos continentes como no fundo dos oceanos.

Uma importante iniciativa brasileira no sentido de considerar as diferentes grandezas das formas de relevo e suas diferentes dimensões está em Ab'Saber (1969). No intuito de estabelecer bases geomorfológicas que servissem de diretrizes para o estudo do quaternário este propôs três níveis de tratamento de pesquisas a partir do relevo, os quais interagem entre si e se integram: compartimentação da topografia regional, levantamento das estruturas superficiais da paisagem e estudo da fisiologia da paisagem.

A compartimentação topográfica envolve a identificação e distinção de domínios morfológicos, individualizados por características específicas, como tipos de formas ou domínios altimétricos. Neste momento é necessário compreender os processos evolutivos, da ação diferencial dos processos de gênese das formas, com as mudanças climáticas no tempo geológico, com especial atenção para mecanismos tectonogenéticos (CASSETI, 2005).

O levantamento da estrutura superficial, também conhecida como depósitos correlativos, consiste na análise de detritos superficiais presentes nos diferentes compartimentos topográficos. Estes são associados a processos morfogenéticas específicos e podem ser desde as menores extensões, como os depósitos de vertentes ou detritos de encostas, até maiores, como as superfícies de aplainamento, de extensão regional. O levantamento destas tem por princípio oferecer bases para a reconstrução evolutiva do modelado (CASSETI, 2005).

Por último, o estudo da fisiologia da paisagem, que tem por objetivo “entender os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais” (AB'SÁBER, 1969). Este nível da pesquisa corresponde ao entendimento da situação do relevo atual, que seria resultado das relações morfodinâmicas produto da consonância entre os fatores intrínsecos, ou seja, inerentes ao próprio relevo, e os fatores extrínsecos, dando ênfase ao uso e ocupação do modelado enquanto interface das forças antagônicas

(CASSETI, 2005). Desta forma este nível se preocupa com a evolução histórica do relevo, já que a evolução deste referente ao tempo geológico está valorizada nos outros dois níveis.

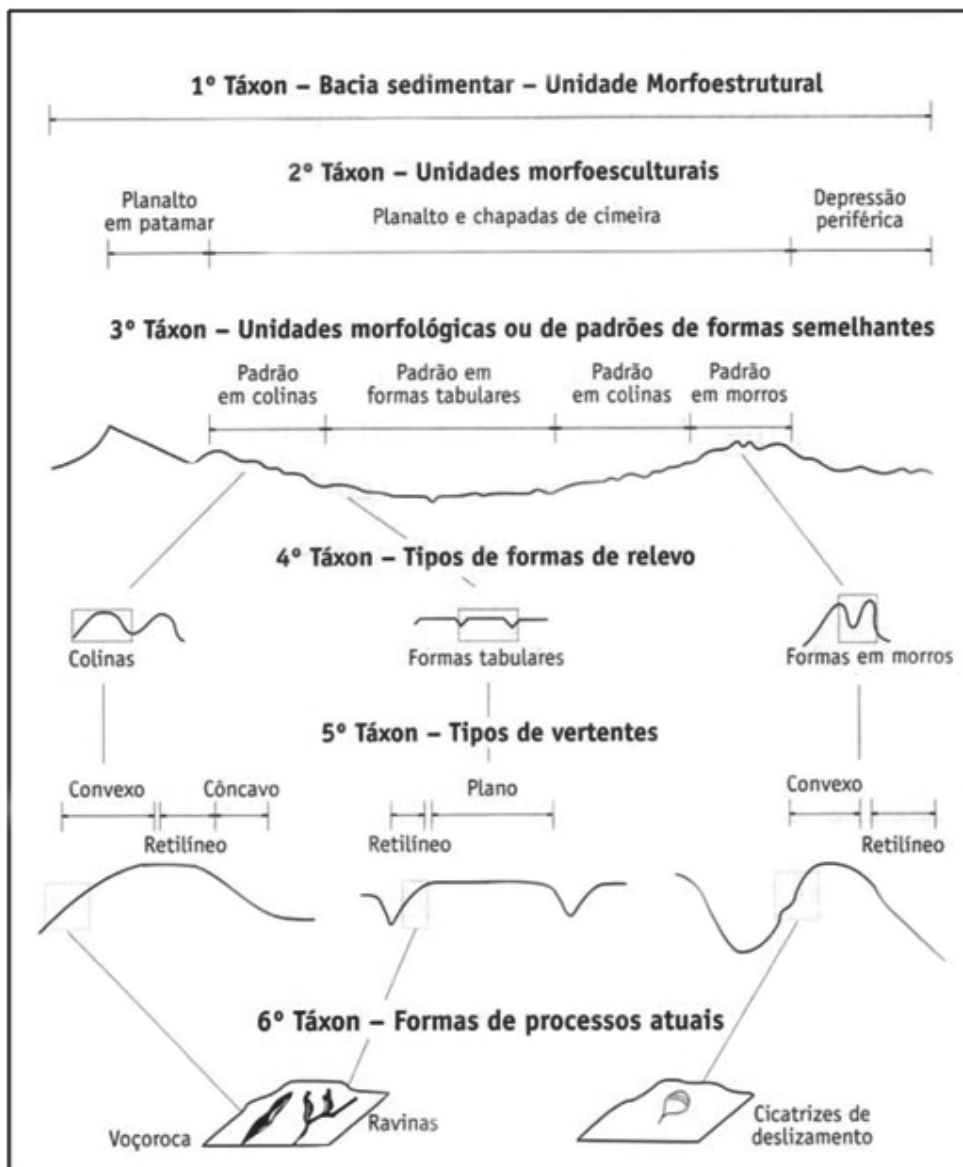
A preocupação quanto às relações taxonômicas das unidades, feições ou formas do relevo a serem representadas em mapeamentos geomorfológicos, levaram Ross (1992) a apresentar uma metodologia, que se utilizou de pressupostos contidos na proposta taxonômica de Demek (1967) e nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura de Gerasimov (1946) e Gerasimov & Mescherikov (1968).

Gerasimov (1946) classificou o relevo terrestre em duas principais categorias, objetivando facilitar a realização da cartografia do relevo. Como já referido, são elas: a morfoestrutura e a morfoescultura. A ideia fundamental desta classificação tem suas raízes embasadas na premissa penckiana (Penck, 1953) do jogo de forças atuantes na formação do relevo, ou seja, as forças endógenas, representadas pelos movimentos tectônicos, as quais são responsáveis pelas morfoestruturas e as forças exógenas, que formam os elementos morfoesculturais, configurados como formas de dimensões relativamente reduzidas.

As forças endógenas se revelam de dois modos distintos através da estrutura da crosta terrestre: através do processo ativo, comandado pela dinâmica da crosta (abalos sísmicos, vulcanismo, dobramentos) e a segunda se processa de modo imperceptível através da resistência ao desgaste que a litologia oferece a ação dos processos exógenos. As morfoestruturas são pré-determinadas pela heterogeneidade crustal tectônica e refletem seus movimentos na fase morfogenética responsável pelo atual relevo.

A ação exógena é de atuação constante e diferencia-se tanto no tempo como no espaço, face às características climáticas e as mudanças destas (ROSS, 1992). Neste sentido Mescherjakov (1968) relata que os solos e a vegetação se adaptam rapidamente as variações climáticas, porém o relevo é mais conservador neste sentido. As formas do relevo refletem não somente o clima atual, mas também os climas passados.

A seguir tem-se um quadro sintetizando a proposta taxonômica de Ross (Fig. 3).



**Figura 3:** Representação esquemática das unidades taxonômicas propostas por Ross (1992). Fonte: (FLORENZANO, 2008).

Na classificação de Ross (1992) existem 6 táxons do relevo e estes estão caracterizados abaixo:

Primeiro Táxon: Caracteriza-se por ser o maior, estando ligado ao conceito de morfoestrutura. Corresponde aos grandes padrões de formas de influências tectônicas-estruturais no relevo, no exemplo acima, a bacia sedimentar.

Segundo Táxon: Refere-se a unidades morfoesculturais contidas em cada unidade morfoestrutural, sendo geradas pela ação climática ao longo do tempo geológico.

Terceiro Táxon: Corresponde a unidades morfológicas ou aos padrões de formas semelhantes contidos nas unidades morfoesculturais, sendo de duas naturezas genéticas: formas agradacionais (de acumulação) e denudacionais (de erosão).

Quarto Táxon: É representado pelas formas individualizadas que compõem uma unidade morfológica.

Quinto Táxon: Corresponde às vertentes, de gêneses distintas, que pertencem a cada uma das formas individualizadas do relevo, podendo a forma ser côncava, retilínea e convexa.

Sexto Táxon: Corresponde às pequenas formas de relevo, como aquelas resultantes de processos atuais. Como exemplo tem-se voçorocas, ravinas, bancos de assoreamento e formas antrópicas como cortes e aterros.

Com base no que foi exposto acima, esta pesquisa leva em consideração as premissas teóricas destes autores para a elaboração de um mapeamento geomorfológico.

#### 1.4.4 Geotecnologias e suas aplicações na geomorfologia

As geotecnologias consistem em tecnologias ligadas às geociências e ciências correlatas, as quais trazem avanços significativos no desenvolvimento de pesquisas, em ações de planejamento, em processos de gestão, manejo e em tantos outros aspectos relacionados à estrutura do espaço geográfico conforme afirma FITZ (2008).

A rápida proliferação do Sensoriamento Remoto e dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG's) aumentou a objetividade e eficiência da compartimentação, medição e classificação das formas de relevo.

No mapeamento geomorfológico tem se tornado cada vez mais importante o uso das geotecnologias, seja a utilização de produtos de Sensoriamento Remoto, que apresentam crescente qualidade nos dados ou no uso dos SIG's que, conforme afirma Florenzano (2008), permitem armazenar, manipular e integrar uma grande quantidade de dados provenientes de diferentes fontes, formatos e escalas.

O sensoriamento remoto propicia a aquisição de informações físico-químicas de uma dada área de interesse, para isto, utiliza-se de sensores capazes de captar a radiação eletromagnética emitida e/ou refletida dos alvos terrestres e atmosféricos.

Os sensores podem ser classificados de acordo com a sua capacidade de operar sem ou com uma fonte de energia eletromagnética externa, sendo chamados

respectivamente, como sensores ativos (emissores e receptores de ondas) e passivos (apenas receptores de sinais). Deste modo se tem o uso de imagens de radar (JERS, RADARSAT), que registram a diferença de frequência entre o sinal emitido pelo sensor e o sinal recebido da superfície; e os mais usuais como a série Landsat, Modis, CBERS, que registram a refletância ou emitância de uma superfície.

A aquisição de dados em sensoriamento remoto envolve uma série de processos, estes são: processos de coleta, processos de análise e interpretação de dados.

O processamento digital de imagens de sensoriamento remoto trata especificamente das técnicas utilizadas para identificar, extrair, condensar e realçar a informação de interesse para determinados fins, a partir de uma enorme quantidade de dados que usualmente compõem essas imagens.

As imagens coletadas por sensores remotos possuem algumas características que as diferenciam de outras imagens digitais e que são essenciais para se entender os fundamentos do processamento digital. Entre essas características estão sua estrutura e sua resolução. Florenzano (2002) atenta para o fato de que as imagens obtidas por sensores remotos são como dados brutos, que necessitam ser analisadas e interpretadas usando-se softwares específicos, como os SIG's.

Todo esse avanço técnico ficaria sem sentido se não ocorresse simultaneamente à contrapartida em relação às técnicas de processamento das informações contidas nas imagens de sensoriamento remoto. Tendo se iniciado através da manipulação de fotos aéreas, obtidas por balões ao final do século passado, as técnicas de processamento evoluíram velozmente em tempos mais recentes, através de sua migração para sistemas de computação digital. Os anos 80 trouxeram a explosão tecnológica dos processadores digitais e uma queda acentuada nos custos envolvidos. Esses fatores causaram fortes reflexos na computação gráfica, na qual se baseia o processamento digital de imagens. Em consequência, os sistemas especializados no processamento de imagens de sensoriamento remoto ficaram ao alcance de uma comunidade muito maior de usuários, sendo comum encontrá-los atualmente nas universidades, instituições públicas, empresas e até mesmo escolas (CROSTA, 1992).

Em ambiente de sistemas de informação geográfica as formas da superfície são frequentemente representadas por campos contínuos, o mais comum deles é a grade ou matriz de altitudes conhecida como Modelo Digital de Elevação (MDE)

(BURROUGH & MCDONNELL, 1998). Uma das fontes de dados de altitude mais amplamente difundidas nos últimos anos é o MDE da *Shuttle Radar Topographic Mission*, ou MDE-SRTM (RODRIGUEZ *et al.*, 2005).

Várias pesquisas no âmbito da geomorfologia têm utilizado estas imagens como importantes fontes de variáveis morfométricas, que permitem classificar as diferentes unidades de relevo, destacando-se os trabalhos de Carvalho (2007), Silva (2007), Munoz (2008), Sampaio (2008) e Guimarães *et al.* (2017).

O papel do sensoriamento remoto na geração de modelos de elevação digital (DEM) com alta qualidade é fundamental para a geomorfologia (WILSON & GALLANT, 2000), já que a topografia, por natureza, define forma geomorfológica e representa a interação de processos climáticos, tectônicas, e de superfície.

Carvalho (2007) mostra alguns procedimentos utilizados para o mapeamento geomorfológico do estado de Goiás e Distrito Federal, que envolvem uso de imagens radar. Em sua metodologia destacam-se o sombreado do relevo, o fatiamento altimétrico, os perfis topográficos.

Já Silva (2007) destaca o sensível melhoramento no detalhamento de feições geomorfológicas, correspondentes a mapeamento para escala 1:250.000 oriundos das imagens SRTM. Sendo que tal pesquisa foi executada em um mosaico de 16 folhas 1:250.000, que corresponderiam a folha SE.23 (Belo Horizonte) em escala 1:1.000.000.

Munoz (2008) se propõem a realizar uma modelagem do relevo para aplicações em estudos do meio físico, sobretudo o mapeamento de solos. Este autor objetiva cálculo da dissecação topográfica por geoprocessamento de dados SRTM em ambiente de SIG. Este autor utiliza dois MDEs, um com resolução de 90 m e outro com resolução de 30 m, que foi obtido através de aplicação da metodologia de Valeriano (2004). Nas conclusões Munoz mostra que o modelo digital de 90 m apresentou vantagens na discriminação de feições regionais do relevo em relação ao modelo digital de dissecação de 30.

Sampaio (2008) propôs e empregou o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR), que possibilita a identificação de distintas unidades de relevo através de processos automatizados, agregando ferramentas geotecnológicas à proposta de análise do relevo de Hobson (1972). Segundo Hobson (1972), a Rugosidade (R) corresponde à relação entre a área da superfície do terreno inclinada (Si ou área da



vertente) e a área da superfície do terreno reduzida ao plano ( $S_p$  ou superfície reduzida ao plano), sendo  $R = S_i / S_p$ .

O ICR adota como referencial de análise a distribuição espacial da declividade, utilizando-se dos valores indiretos da rugosidade, a partir da análise da repetição dos valores de declividade por unidade de área. Para realizar essa análise espacial, é utilizado o estimador de densidade de Kernel, que é uma ferramenta geoestatística que permite a análise da dispersão ou concentração de um fenômeno espacial. O diferencial deste método é que o processo de obtenção e de delimitação das unidades mapeadas torna-se menos subjetivo (problema observado tanto nas análises bidimensionais por perfis como nas tridimensionais por fotointerpretação); identificação de unidades geomorfológicas homogêneas no que se refere aos padrões morfométricos de dissecação observados, representando grandezas maiores que partes da vertente como observado na classificação pontual pixel-a-pixel e, possibilidade de implementação automatizada via Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Os dados planialtimétricos utilizados são do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topograph Mission*), e foram obtidos com resolução espacial de 90m (pixel com área de 8100 m<sup>2</sup>), pois segundo Sampaio (2008) a utilização de pixels com maior resolução espacial para o arquivo de entrada não resultariam em um detalhamento mais significativo do ICR, porém representaria um aumento no tempo de processamento dos arquivos gerados.

Há ainda uma proposta recente de Guimarães *et al.* (2017), que consiste em uma rotina de automatização do cálculo do Índice de Dissecação para cada pixel. O procedimento se divide em quatro etapas sendo elas: tratamento e preparação do MDE; mapeamento do grau de entalhamento dos vales; mapeamento da dimensão interfluvial média<sup>3</sup> e Cálculo dos valores de dissecação do relevo conforme a matriz proposta por Ross (1994). Estes ainda reenquadram algumas classes de dissecação propostas por Ross.

A missão SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) colocou em órbita em fevereiro de 2000 a nave espacial *Endeavour*. Esta nave levou em seu compartimento de carga um equipamento SAR interferométrico, operando nas

---

<sup>3</sup> A dimensão interfluvial média calculada nesta metodologia difere da proposição de Ross (1994), já que considera a distância média entre um interflúvio e outro, enquanto a proposta de Ross considera a dimensão média do interflúvio, partindo da distância das vertentes opostas. Desta forma optou-se por nomear a “dimensão interfluvial média” de “dimensão dos vales”.

bandas C e X. Ao longo de 11 dias, utilizando a técnica de interferometria de uma passagem, foi imageada 80% da superfície terrestre, compreendendo os paralelos 60° N e 56° S, fornecendo modelos tridimensionais com amplitude da grade de 30 m e processados e disponibilizados gratuitamente para o continente Sul-Americano com grade de 90 metros (SRTM 3) (CHIEN, 2000).

Existe atualmente uma série de aplicações de imagens SRTM em pesquisas geomorfológicas no Brasil, sendo que estas pesquisas acima mencionadas trazem um panorama geral destas aplicações. É importante ressaltar que os produtos SRTM são modelos de elevação da superfície, ou seja, referem-se ao topo da cobertura da superfície como o dossel das árvores, edificações e demais objetos que se encontram sobre a superfície terrestre. Diferente de modelos obtidos através de cartas topográficas (curvas de nível), os quais são denominados de MDTs (Modelos Digitais do Terreno).

Burrough & McDonnell (1998) definem SIG como “um poderoso conjunto de instrumentos para coletar, armazenar e recuperar informações do mundo real para um conjunto particular de objetivos”.

Cabe destacar que no Brasil os termos geoprocessamento e SIG são usados, por vezes, como sinônimos, porém existe um diferencial significativo entre estes, já que o geoprocessamento consiste em um ambiente que engloba um universo maior de recursos dos quais o SIG faz parte. O geoprocessamento é definido como um conjunto de tecnologias de coleta e tratamento de informações espaciais e de desenvolvimento e uso dos sistemas que o utilizam, conforme afirma Rodrigues (1990).

Os SIG's são softwares de manipulação de informações geográficas, que apresentam em sua estrutura os seguintes mecanismos: entrada de dados, armazenagem de banco de dados, análise espacial e saída cartográfica. Estes permitem descrever a complexidade dos processos ambientais em diversos níveis de relação, simplificação, generalização e abstração. Desta forma, essa ferramenta permite integrar os diferentes elementos da paisagem que contribuem para a modelagem do relevo como geologia, pedologia e clima. Além disso, o SIG permite estabelecer relações dos fatores geomorfológicos com os fatores antrópicos contribuindo para o planejamento ambiental e de uso do solo (CASSETI, 1981; CHRISTOFOLETTI, 2001).

## 1.5 Procedimentos técnico-operacionais da pesquisa

Para atingir os objetivos propostos na pesquisa, inicialmente foram compilados dados bibliográficos referentes à unidade geológica do ESRG, com especial atenção para dados relativos à geotectônica da área e as suas unidades litológicas. Houve também uma revisão de textos técnicos que serviram de base teórica e metodológica para o estudo proposto; além da aquisição de material cartográfico e dados de sensores remotos necessários para o mapeamento geomorfológico da área de estudo e demais mapas temáticos, que serviram de base para as análises feitas ao longo da pesquisa. O diagrama a seguir (Fig. 4) sintetiza os procedimentos realizados nesta pesquisa.

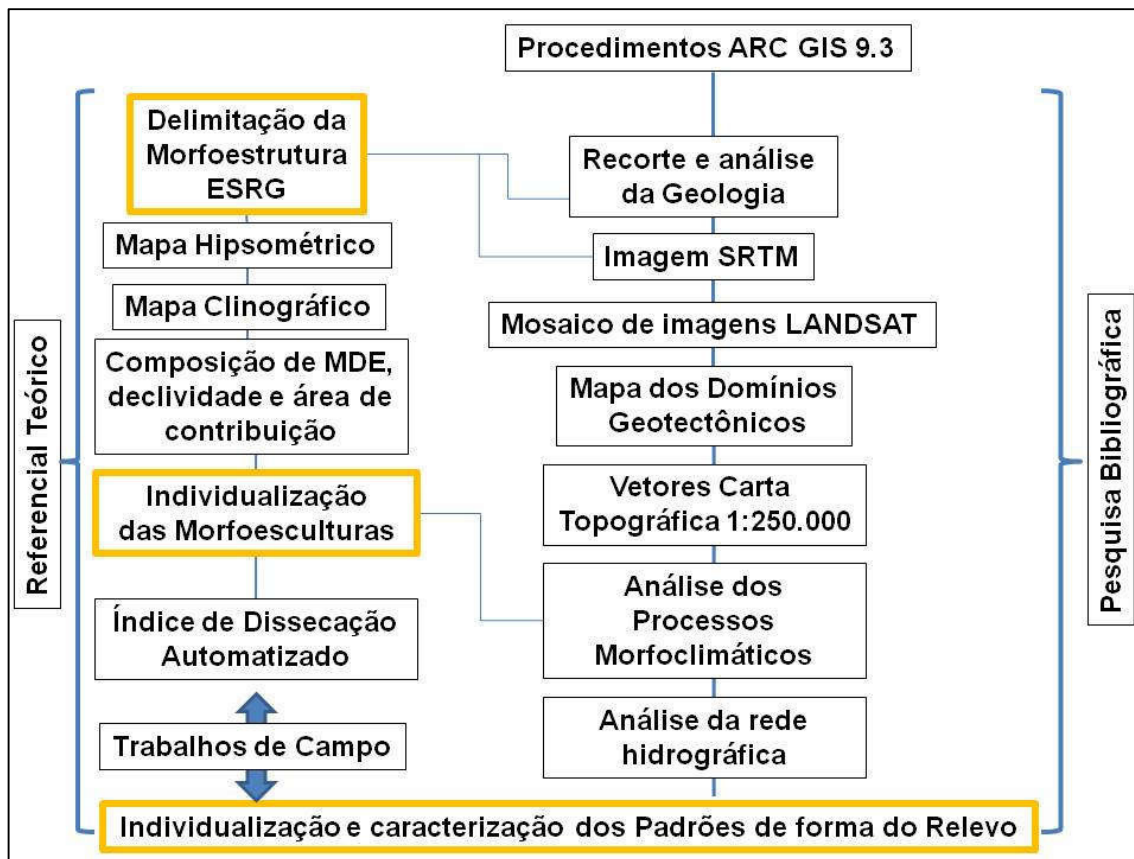


Figura 4: Diagrama elucidativo dos procedimentos metodológicos da pesquisa.

### 1.5.1 Material cartográfico

Os materiais cartográficos utilizados na construção da base de dados e dos mapas temáticos foram: Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), obtidos de sensores a bordo do ônibus espacial *Endeavour*, com resolução espacial de 90

metros (acurácia vertical de 16m, erro médio de 8,96m e desvio-padrão de 11,20m), que foram disponibilizadas no *site* da Embrapa, tendo sido manipuladas por Miranda (2005); vetores das cartas topográficas editadas pelo Ministério do Exército, Diretoria de Serviço Geográfico (escala 1:250.000), disponibilizadas em meio digital por Hasenack & Weber (2007); mosaico de imagens *Landsat 5* do RS na composição de bandas RGB 543 (HASENACK & CORDEIRO, 2006), sensor TM (*Thematic Mapper*), que recobrem a área de estudo e seu entorno, adquiridas junto ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais); mapa pedológico que recobre a área em escala 1:250.000, sendo utilizado o mapa produzido por IBGE (2002); mapa geológico em escala 1:250.000 das cartas que abrangem o ESRG, obtido de mapeamento realizado por Rodrigues (2000).

O *software* que foi utilizado ao longo deste trabalho tanto na execução da metodologia como na elaboração final do mapeamento foi o *ARC GIS 9.3*. Ainda utilizou-se o programa *Google Earth* para conferência dos padrões de forma encontrados e até mesmo para representação destas em texto.

#### 1.5.2 Procedimentos no SIG da área de estudo

Inicialmente o arquivo *shape* da temática geologia foi manipulado no *software ARC GIS 9.3*, para a delimitação da morfoestrutura do ESRG e conseqüente construção da base cartográfica da área de estudo. Com os limites da área pré-estabelecidos foram recortadas às imagens SRTM, para que os arquivos correspondessem à delimitação da área de estudo. Os contornos das curvas de níveis extraídas das imagens SRTM serviram de apoio para delimitar precisamente as unidades geológicas, baseando-se no MDE.

Em relação às cartas topográficas e as informações contidas nestas (estradas, corpos hídricos e curvas de nível), estas foram manipuladas no *software ARC GIS 9.3*, para utilização nos *layouts* finais dos mapas temáticos elaborados no decorrer da pesquisa.

Destaca-se que as imagens SRTM e o mapa geológico foram recortados com área excedente à delimitação do ESRG, para melhor interpretação das variáveis morfométricas e das formas do relevo, respectivamente. A área excedente corresponde a um *buffer* de 500 m, que não foi considerado nas medições de área.

### 1.5.3 Compilação e interpretação do mapa geológico

A partir de consulta a bibliografia específica foi possível entender o cenário do processo de formação geológica da área de estudo proposta, fazendo relação com a tectônica de placas e contextualizando com as demais formações existentes no estado do RS. As principais informações de geologia coletadas foram: estrutura geológica e litologia.

O mapa geológico foi recortado com auxílio das curvas de nível e como existem unidades referentes a formações geológicas de outras morfoestruturas associadas ao ESRG, o limite do mapa geológico contém estas unidades, quando se localizam no interior do escudo ou aparecem como reentrâncias em sua borda, assim privilegiam-se as formas de relevo nestes setores, desconsiderando assim possíveis erros do mapeamento geológico utilizado para esta pesquisa. As formações geológicas relacionadas a outras morfoestruturas, que ocorrem no ESRG são oriundas de sedimentações Fanerozoicas e Cenozoicas, ocorrendo na maioria dos casos nos limites entre as morfoestruturas.

Cabe destacar, que quatro unidades não contínuas do ESRG foram consideradas neste mapeamento, principalmente no cálculo de área, estas são: uma área de 537,34 km<sup>2</sup> que envolve parte dos municípios de Viamão, Porto Alegre e Alvorada e as outras três áreas menores, que estão no município de Aceguá (54,65 km<sup>2</sup>).

Com o mapa delimitado compartimentou-se o ESRG de acordo com os domínios geotectônicos, que no escudo são quatro. Ainda se separou uma bacia vulcano-sedimentar do fim do ciclo Brasileiro (Bacia Camaquã), que se situa sobre dois destes domínios. Esta compartimentação realizada serviu de base para a interpretação da morfoestrutura e do papel dos condicionantes estruturais nas diferentes morfoesculturas e padrões de forma do relevo.

### 1.5.4 Classificação das formas de relevo

A elaboração do mapa geomorfológico ocorreu em algumas etapas: primeiramente as diferentes estruturas do relevo estudado foram divididas com base no mapa geológico (Domínios Geotectônicos), de acordo com os procedimentos expostos acima.

#### 1.5.4.1 Classificação das morfoesculturas

A classificação das formas de relevo correspondentes ao 2º táxon da proposta metodológica da pesquisa foi realizada através de análise das rugosidades das imagens SRTM e com auxílios de dados morfométricos. O realce do relevo através da simulação de diferentes geometrias de iluminação proporcionou o sombreamento no relevo, dando a impressão de concavidade e convexidade, permitindo a identificação de feições estruturais, contatos litológicos, zonas de erosão recuante, áreas de morros e colinas, além de possibilitar a identificação de padrões diferenciados de dissecação, feições planares, lineares positivo-negativas, e tabulares do relevo que não são identificadas com detalhe em MDTs derivados de cartas topográficas. Também foram extraídas variáveis (parâmetros) morfométricos das imagens SRTM.

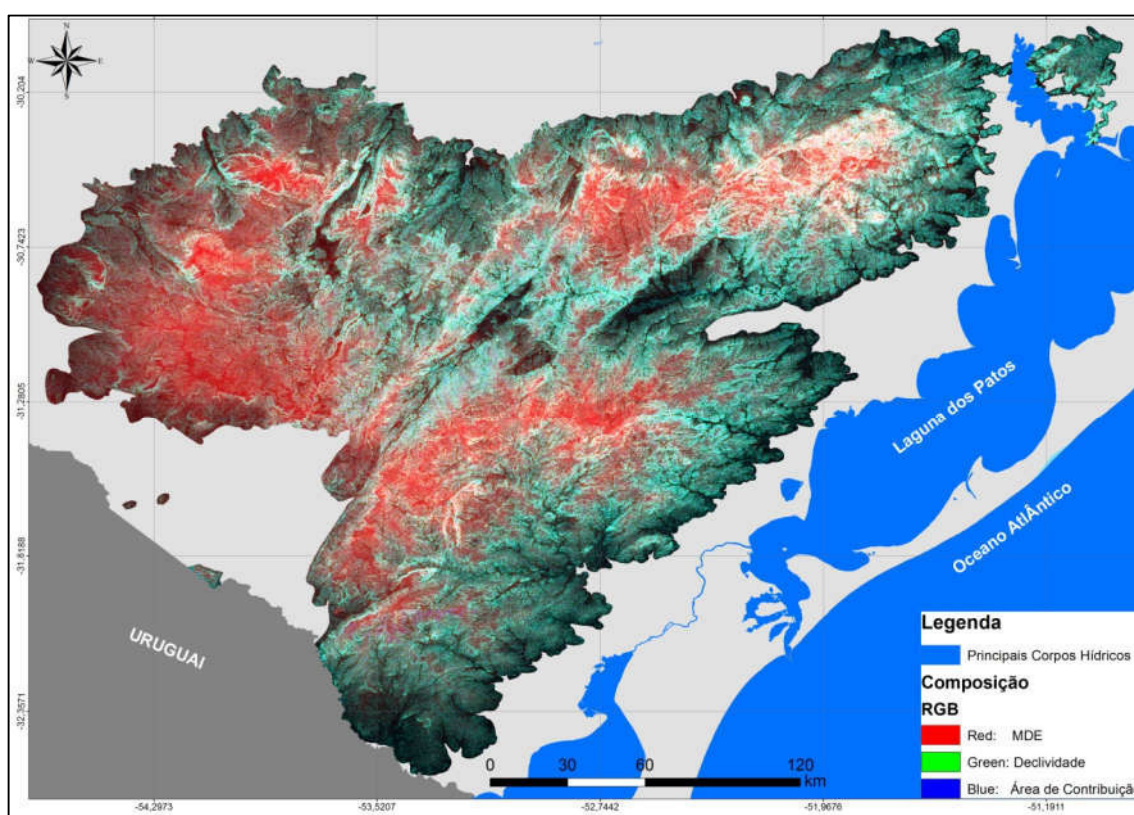
A partir do MDE foram utilizados alguns produtos morfométricos na pesquisa, estes foram: hipsometria, declividades, direção de fluxo, área de contribuição. Para a geração dos dados morfométricos inicialmente foram extraídas as curvas de nível com equidistância de 30 metros de todas as imagens SRTM que recobrem a área através da extensão *Spatial Analyst-Surface Analysis-Contour* do software *ARC GIS 9.3*.

A partir da *layer* curvas de nível em formato *shape* (shp), foi gerado um arquivo TIN (*Triangular Irregular Network* – Rede Triangular Irregular), na extensão *3D Analyst*. Adquirido o MDE criou-se o mapa hipsométrico, convertendo o arquivo TIN em arquivo *raster* (TINGRID). Este foi dividido em nove classes, privilegiando-se a classificação que melhor demonstrou os contatos entre o ESRG e as demais províncias do RS e a distinção dos inúmeros patamares existentes na área de estudo (A- < 60 m, B- 60 m a 130 m, C- 130 m a 175 m, D- 175 m a 220 m, E- 220 m a 270 m, F- 270 m a 310 m, G- 310 m a 360 m, H- 360 m a 415 m e I- 415 m a 601 m). O mapa clinográfico ou de declividades, também foi gerado a partir do arquivo TIN, na extensão *Surface Analysis*. Este foi elaborado em percentagens, sendo que os intervalos adotados foram: A – menos de 3 %, B – 3 % a 6 %, C – 6 % a 12 %, D – 12 % a 20 %, E – 20 % a 30 % e F – mais de 30 %.

A direção do fluxo foi obtida através de *Spatial Analyst Tools- Hidrology-Flow Direction*. Esta variável foi utilizada para extrair o parâmetro morfométrico área de

contribuição. A variável área de contribuição foi gerada na extensão *Spatial Analyst Tools-Hidrology-Watershed* do *ArcToolbox*.

Com base na imagem composta pela soma dos produtos: MDE, declividade e área de contribuição (Fig. 5), foram identificados os diferentes padrões tonais e texturais da área em questão. Conforme *Borges et al.* (2007), esta composição de produtos alcança os melhores resultados na identificação e diferenciação das unidades de relevo. A validação das unidades se deu pela análise visual de um mosaico de imagens Landsat 5, que recobrem a área e também pela litologia.



**Figura 5:** Imagem da área do ESRG composta pelos parâmetros: MDE, declividade e área de contribuição.

#### 1.5.4.2 Classificação dos padrões de forma semelhantes

Para chegar ao 3º táxon da classificação do relevo do ESRG foi aplicado um procedimento automatizado para obtenção do Índice de Dissecção do relevo, que se dividiu em quatro etapas, sendo estas: 1) Tratamento e preparação do MDE; 2) Mapeamento do grau de entalhamento dos vales; 3) Mapeamento da dimensão

interfluvial média (dimensão média dos vales) e 4) Cálculo dos valores de dissecação do relevo baseado na matriz proposta por Ross (1994).

Inicialmente estabeleceu-se um *buffer* de 2 km como margem de segurança, já que alguns algoritmos usados necessitam dos valores de pixels vizinhos. Aplicou-se na sequência a função “*fill*” para preenchimento de depressões espúrias no MDE.

Para o mapeamento do grau de entalhamento considerou-se a diferença de elevação de cada pixel com uma superfície de referência, sendo esta o limite de cada elevação. Para realizar este procedimento multiplicou-se o MDE por -1, fez-se um mapa de direção de fluxo a partir do raster modificado, aplicando na sequência a função “*sink*”. O resultado destes processos foi um raster onde cada pixel corresponde a um pico. Na sequência, converteu-se o arquivo para o formato vetorial tipo ponto e atribui-se a estes picos as cotas altimétricas do MDE através da função “*surface spot*” da extensão “3D Analyst”, convertendo este novamente para raster. A partir desta etapa mapeou-se as regiões das elevações, que são as superfícies de referência dos picos, aplicando-se a função “*basin*” ao raster de fluxo gerado a partir do MDE invertido e converteu-se a camada resultante para o formato vetorial do tipo polígono. Para finalizar aplicou-se a função “*zonal statistics*” para atribuir os valores altimétricos dos picos aos polígonos das superfícies de referência. Aplicou-se então uma álgebra de mapas, que se tratou da subtração do MDE original com as depressões espúrias preenchidas do raster da superfície de referência com os valores altimétricos dos picos de cada região altimétrica, resultando em uma camada matricial onde todos os pixels possuem um valor do desnível entre sua cota altimétrica e a cota do pico de referência da região.

Para mapear a dimensão média dos vales aplicou-se inicialmente a função “*flow direction*” sobre o MDE original tratado e na sequência utilizou-se a função “*flow accumulation*” sobre a primeira imagem gerada.

O próximo procedimento executado foi a determinação do limiar que define a área mínima de drenagem considerada como uma bacia. Aplicou-se a função “*stream definition*”, utilizando o limiar de 200 pixels, após alguns testes visando melhor adequação ao relevo do ESRG. Na sequência utilizou-se a extensão “*stream segmentation*” e, por fim, a extensão “*catchment grid delineation*”, conforme Moura & Silva (2013). O raster contendo as delimitações de bacia foi convertido em dois arquivos vetoriais: um de tipo polígono e outro de tipo polilinha.



Aplicou-se a função “*euclidean distance*” ao arquivo shp do tipo *polyline*, que representa os limites das bacias geradas. Este procedimento gerou uma camada matricial onde cada pixel tem o valor igual à distância euclidiana da célula para a linha mais próxima, que representa o interflúvio da bacia em que ele está situado. O raster gerado por este processo teve os valores de pixel transformados em números inteiros através da função “*int*”. Para encontrar os pontos de maiores distâncias em relação aos interflúvios inverteu-se o raster da distância euclidiana multiplicando este por -1. Aplicou-se então a função “*flow direction*” e na sequência a função “*sink*”, que gerou uma camada matricial destacando as depressões no centro das bacias, convertida para formato vetorial do tipo ponto. Estes pixels que representam as maiores distâncias em relação à borda da bacia podem ser entendidos como raio da bacia. Na extensão “*surface spot*” adicionou-se os valores de raio ao shape gerado anteriormente. Assume-se que a dimensão dos vales necessária para o cálculo do índice de dissecação é igual ao diâmetro interfluvial médio, conforme proposição de Guimarães *et al.* (2017). Assim, para a obtenção dos diâmetros médios multiplica-se por 2 o campo que contém os valores dos raios obtido a partir da etapa anterior<sup>4</sup>.

Por fim, utilizou-se a função “*zonal statistics*”, que adicionou os valores de dimensão dos vales aos polígonos das bacias, obtendo-se uma camada em formato raster, que contém as bacias delimitadas e com os valores de dimensão dos vales.

Após a criação dos rasters referentes ao grau de entalhamento dos vales e da dimensão interfluvial começou o processo de reclassificação da imagem em função da matriz de dissecação proposta por Ross (1994) (Fig. 6). De acordo com essa matriz o raster de grau de entalhamento dos vales é segmentado da seguinte forma: 0 a 20 m (10); 20 a 40 m (20); 40 a 80 m (30); 80 a 160 m (40); > que 160 (50). Em seguida as classes são reclassificadas de forma a assumirem os valores entre parênteses. O raster de dimensão média do vale foi segmentado da seguinte forma: 0 a 250 m (5); 250 a 750 m (4); 750 a 1750 m (3); 1750 a 3750 m (2); > que 3750 (1). Da mesma maneira que a outra imagem foi reclassificada de forma que suas classes assumissem os valores entre parênteses.

---

<sup>4</sup> Destaca-se que bacias com formas complexas ou muito alongadas tendem a apresentar mais de um ponto central com distintos valores de diâmetro, portanto deve-se calcular o valor médio para estas bacias, buscando um valor único. Isto é feito com a função “*zonal statistics*”.

Dimensão interfluvial média (Dimensão média do vale) \ Entalhamento médio dos vales	Muito grande > 3.750m (1)	Grande 1.750m a 3.750m (2)	Média 750m a 1.750m (3)	Pequena 250m a 750m (4)	Muito pequena < 250m (5)
	Muito fraco < 20m (1)	11	12	13	14
Fraco 20m a 40m (2)	21	22	23	24	25
Médio 40m a 80m (3)	31	32	33	34	35
Muito Forte 160m (4)	41	42	43	44	45
Muito forte > 160m (5)	51	52	53	54	55

**Figura 6:** Matriz do Índice de Dissecação do relevo. Adaptado de ROSS (1994).

Foi efetuada a operação de soma entre os rasters reclassificados de dimensão média dos vales e grau de entalhamento dos vales. Como resultado obteve-se uma camada matricial na qual cada pixel possui um valor de dissecação variando entre 11 e 55. O enquadramento destes valores foi direcionado a cinco graus diferentes de dissecação do relevo, que vão desde Muito Fraca até Muito Forte. O enquadramento levou em conta o contexto da área de estudo e adaptou algumas classes. Estas combinações e seus respectivos enquadramentos estão apresentados na figura 7.

11	12	13	14	15
21	22	23	24	25
31	32	33	34	35
41	42	43	44	45
51	52	53	54	55

Legenda	
	Muito Fraca
	Fraca
	Média
	Forte
	Muito Forte

**Figura 7:** Proposta de classificação das Matrizes do Índice de Dissecação do relevo.

Com os índices de dissecação do relevo mapeados, buscou-se ainda dividir a área pelos diferentes padrões de forma, desta maneira utilizou-se primordialmente na interpretação a composição da imagem com os parâmetros: MDE, declividade e área de contribuição (indicada na figura 5), que permitiu visualizar os diferentes padrões de forma existente em cada morfoescultura e associá-los aos índices de dissecação. Cabe destacar todos os produtos morfométricos gerados no trabalho, além das imagens do *Google earth*, que permitiram discriminar melhor os padrões de forma existentes no ESRG.

Como já referido, nesta etapa alcançou-se o 3º nível taxonômico da proposta de (ROSS, 1992) e como complementações do mapa geomorfológico foram realizados trabalhos de campo visando caracterizar as diferentes unidades de relevo e refinar as interpretações feitas com auxílio das geotecnologias.

A extração de perfis topográficos foi realizada com intuito de melhor caracterizar algumas unidades mapeadas e também de comparar as diferentes unidades no sentido transversal dos falhamentos locais do ESRG, que ocorreram ao longo do tempo geológico e acabaram por criar diferenciações dentro de uma mesma unidade geológica, influenciando assim na esculturação do relevo. Os perfis permitiram também melhores descrições da topografia das diferentes unidades.

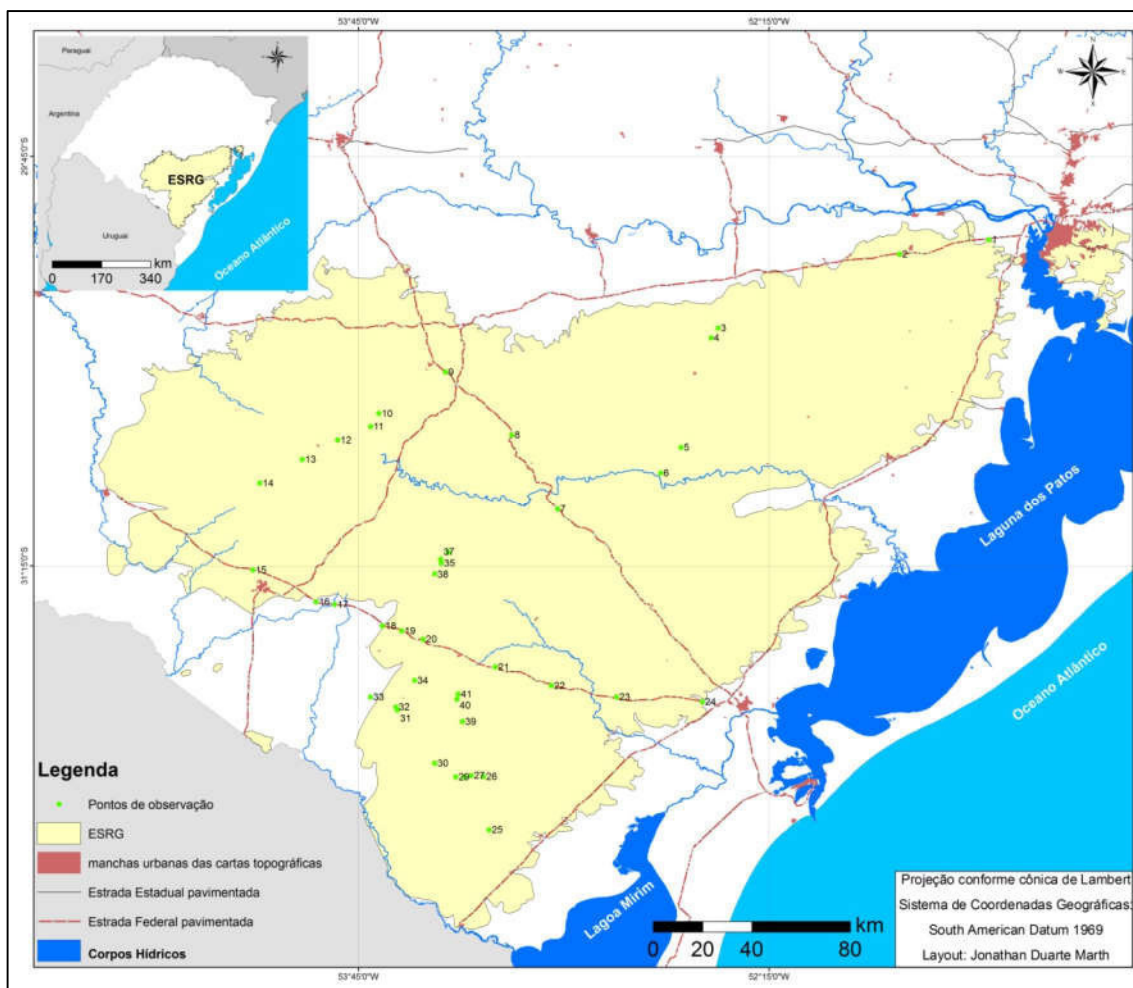
A obtenção dos perfis se deu a partir da extensão 3D *analyst-interpolate line* do *software ARC GIS 9.3*.

Os dados referentes à caracterização do clima, que auxiliaram no entendimento da relação entre os processos paleoclimáticos e as litologias, foram adquiridos junto à bibliografia específica, havendo especial interesse na atuação diferenciada dos agentes climáticos nas diversas áreas do ESRG e os depósitos correlativos.

#### 1.5.5 Trabalhos de campo

Todos os trabalhos de campo foram realizados após a fase inicial de compilação e criação da base de dados com as temáticas de interesse (geologia, e geomorfologia), o que permitiu qualificar os dados mapeados através da averiguação no local, além disto, serviu para registro fotográfico das diferentes unidades encontradas e processos decorrentes da ação humana e do clima. Para isto foi utilizada em campo uma ficha (Anexo I) de preenchimento de informações para padronização dos dados adquiridos e complementação do SIG. Durante as

atividades de campo, que foram realizadas nos dias 22/07/2016, 18/12/2016, 13/03/2017 e 07/04/2017, averiguaram-se 41 locais, que estão indicados na figura 8.



**Figura 8:** Mapa com pontos de observação de campo na área de estudo.

## CAPÍTULO II - ORIGEM E EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOESCULTURAL DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

### 2.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense no contexto da Plataforma Continental Brasileira

A Plataforma Sul-Americana (Fig. 9) corresponde à fração continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozoico (BIZZI *et al.*, 2003).

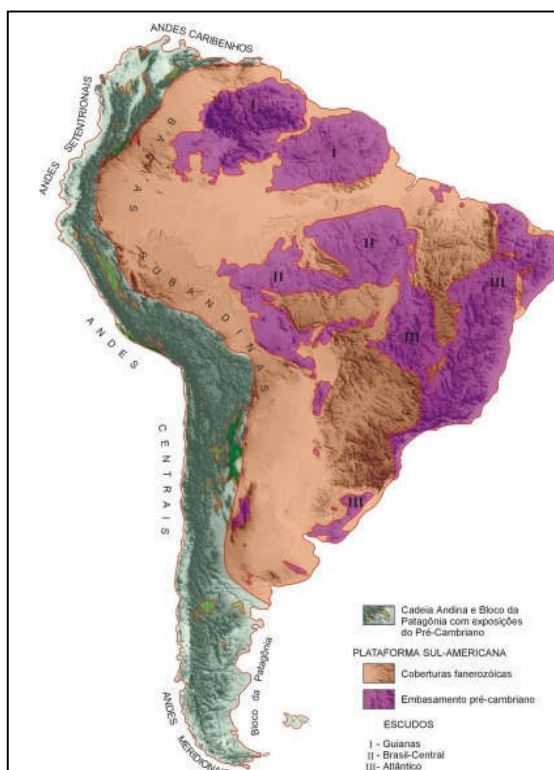


Figura 9: Porção continental da Placa Sul-Americana. Fonte: Bizzi *et al.* (2003).

Inserido na Placa Sul-Americana o Brasil apresenta todas as grandes unidades cronoestratigráficas/geocronológicas da escala do tempo geológico, à exceção do Eoarqueano. Devido a esta complexidade, para uma melhor apresentação das unidades geológicas do país, Almeida *et al.* (1977) aplicaram o conceito de províncias estruturais, seguindo exemplos de países como Canadá e Austrália. Estes autores identificaram as 10 maiores províncias, considerando como províncias estruturais largas regiões geológicas naturais que apresentam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias e com diferenças em relação às províncias confinantes. Os limites escolhidos para estas províncias tomaram por base: falhas e zonas de falhas, frentes metamórficas, zonas de antepaís, limites erosionais de áreas sedimentares (ordem geológica) e limites arbitrários, definidos pela falta de conhecimento mais aprofundado. Bizzi *et al.* (2003) fizeram algumas adaptações nesta proposição, aumentando para 16 o número de províncias. Estas unidades estão apresentadas no Quadro 2, com destaque para as Províncias Mantiqueira, Paraná e Planície Costeira e margem continental, pois estas correspondem ao ESRG e as formações geológicas mais novas, situadas sobre este:

**Quadro 2:** Províncias Estruturais do Brasil. Fonte: Bizzi *et al.* (2003).

Províncias		Principais características
CRÁTON AMAZONAS	1. TRANSAMAZONAS 2. CARAJÁS 3. AMAZÔNIA CENTRAL 4. TAPAJÓS–PARIMA 5. RONDÔNIA–JURUENA	<p>a. Embasamento composto por núcleos microcontinentais arqueanos e faixas móveis paleoproterozoicas e mesoproterozoicas.</p> <p>b. Predomínio de estruturas pré-Brasilianas.</p> <p>c. Vários ciclos de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares com plutonismo anorogênico associado, do Arqueano ao Eo-Neoproterozóico, pelo menos.</p> <p>d. Comportamento de núcleos continentais estáveis e antepaíses para os sistemas de dobramentos brasileiros que os circunscvem, sendo submetidos aos vetores compressionais desses sistemas.</p> <p>e. Recobertos parcialmente por supracrustais das faixas brasileiras, em domínios de antefossas e mesmo além delas.</p> <p>f. Algumas das antefossas mostram um estágio estrutural-estratigráfico adicional, sobreposto de depósitos molássicos ou tardiorogênicos</p> <p>g. A tectônica deformacional brasileira afetou excepcionalmente estes crátons: tectônica de antepaís,</p>

	6. RIO NEGRO 7. SUNSÁS	<p>enxames de diques máficos, plutões anorogênicos locais, corredores de deformação localizados em linhas de fraqueza, etc.</p> <p>h. Em função dos eventos deformacionais sobrepostos, todos estes crátons admitem zoneamento tectônico, com identificação de domínios orto (full cratonic) e paraplataformais.</p>
8. CRÁTON SÃO FRANCISCO		
9. BORBOREMA	<p>Domínio Setentrional</p> <p>Domínio Central (Zona transversal)</p> <p>Domínio Meridional (Perifranciscano)</p>	<p>a. Constituem <i>branching systems of orogens</i> desenvolvidos no ciclo global entre a fissão de Rodínia e a fusão de Gondwana Ocidental, no Neoproterozóico. Posição intercrátons é característica.</p> <p>b. Todas elas têm equivalentes/continuidade na plataforma continental e no continente africano. O Tocantins tem continuidade sul para o Sistema Pampeano Oriental na Argentina.</p> <p>c. Há conexões físicas nítidas entre Borborema e Tocantins e entre Tocantins e Mantiqueira (ao sul do Cráton São Francisco). Todas têm extensões importantes no embasamento das sinéclises.</p> <p>d. Todas apresentam embasamento complexo, com predomínio de faixas móveis paleoproterozoicas (com seed nuclei arqueanos) e mesoproterozoicas, intensamente retrabalhadas no Brasileiro. Este embasamento aflora com frequência, em diversas circunstâncias tectônicas e/ou erosionais.</p> <p>e. Os contextos de supracrustais são variados de: riftes, margens continentais passivas e ativas, incluindo vulcanismo-plutonismo de arco e restos ofiolíticos.</p> <p>f. Algumas faixas supracrustais (localmente) são constituídas de coberturas paleo e mesoproterozoicas após uma história cratônica de centenas de milhões de anos.</p>
10. TOCANTINS	<p>Faixa Paraguai–Tocantins</p> <p>Arco de Goiás</p> <p>Maciço Central</p> <p>Goiás</p> <p>Faixa Brasília</p>	<p>g. Apresentam domínios ricos em supracrustais e alguns domínios “vestigiais”, com alguns esparsos <i>schist belts</i>, devido a ação local combinada de tectônica e ciclos erosionais fanerozoicos.</p> <p>h. As faixas “marginais”, derivadas de margens passivas, apresentam secção basal de depósitos glaciais (sturtianos, 760-700 Ma), a maior parte e uma secção superior de carbonatos. Estas secções estratigráficas se estendem às coberturas do cráton adjacente.</p>
		<p>i. A evolução orogênica é nitidamente diacrônica, de faixa a faixa, de província para província. Orógenos acrescionários e colisionais são identificados do Toniano (ca. 930 Ma) ao Eo-Ordoviciano (ca. 500–480 Ma).</p> <p>j. Todas apresentam um diversificado cenário final de</p>

11. MANTIQUEIRA	Sistema Araçuaí Sist. Mantiqueira Norte Sist. Mantiqueira Central (Ribeira) -Cráton Luís Alves- Sistema Dom Feliciano	bacias tardiorogênicas a pós-orogênicas que consubstanciam um estágio de transição (tectônica, sedimentação, magmatismo) às condições plataformais a advir. k. Na estruturação brasileira final destaca-se o papel de várias shear belts, produto da tectônica extrusional. Estes lineamentos mostraram-se importantes focos de ativação tectônica por todo o fanerozóico, influenciando decisivamente todas as bacias sedimentares. l. A tectônica dúctil e rúptil destas faixas brasileira atingiu de modo diversificado as margens dos crátons (regenerando-as), assim como suas coberturas e mesmo o embasamento, em alguns corredores especiais.
12. AMAZONAS	Acre Solimões Médio e Baixo Amazonas, Marajó	a. Apresentam subdivisões internas primárias (antéclises) e secundárias (arcos, domos), criados nos processos tectônicos pós-carboníferos. b. A história sedimentar pode ser sintetizada em 6 estágios tectônico-estratigráficos maiores, o primeiro deles da passagem Proterozoico– Neoproterozoico, do epílogo do Brasiliano, que têm nas sinéclises as maiores possanças.
13. PARNAÍBA	Araticum–Tanguá  Tanguá–Gilbués	c. A evolução Ordoviciano–Triássica é de sinéclise, de tectônica ortoplataformal, sedimentação madura, marinha e continental, consoantes três seqüências sedimentares cratônicas (“slossianas”).
14. PARECIS		d. Importante estágio de ativação tectônica, diacrônico, do Permiano ao Eo-Cretáceo. Com instabilidade tectônica (rifes), sedimentação imatura e magmatismo básico.
15. PARANÁ	N. Paraná  S. Paraná  Chaco	e. A partir da parte média do Cretáceo voltaram as condições de estabilidade, com sedimentação madura independentemente da sedimentação das estruturas anteriores e ultrapassando os limites das sinéclises. f. Por toda história paleozóica, a sedimentação das sinéclises fez parte de um contexto mais amplo, supercontinental. Há vários tipos de registros de paleo-conexões com bacias interiores e costeiras.
16. PLANÍCIE COSTEIRA E MARGEM CONTINENTAL	Atlântico Equatorial  Atlântico Central  Atlântico Austral	a. A mais nova de todas as províncias (meso-cenozóica) faz contato com todas as outras, sob as quais foi instalada e desenvolvida. b. Sua tectônica formadora é a do breakup do Pangea, em diversos estágios de tempo, em diferentes condições no processo de dispersão – extensão simples e transformância. c. Longitudinalmente, a província apresenta uma série de elementos morfológicos e estruturais que a subdividem em várias bacias (e sub-bacias). d. O preenchimento sedimentar das bacias pode ser



		<p>esquematisado em três sequencias maiores (rifte/lago, proto-oceânica/golfo, marinho franco) que retratam os estágios sucessivos/evolutivos de uma deriva continental.</p> <p>e. Algumas bacias apresentam desenvolvimento absolutamente offshore, mas a maioria delas tem expressiva parte exposta na zona costeira.</p>
--	--	---

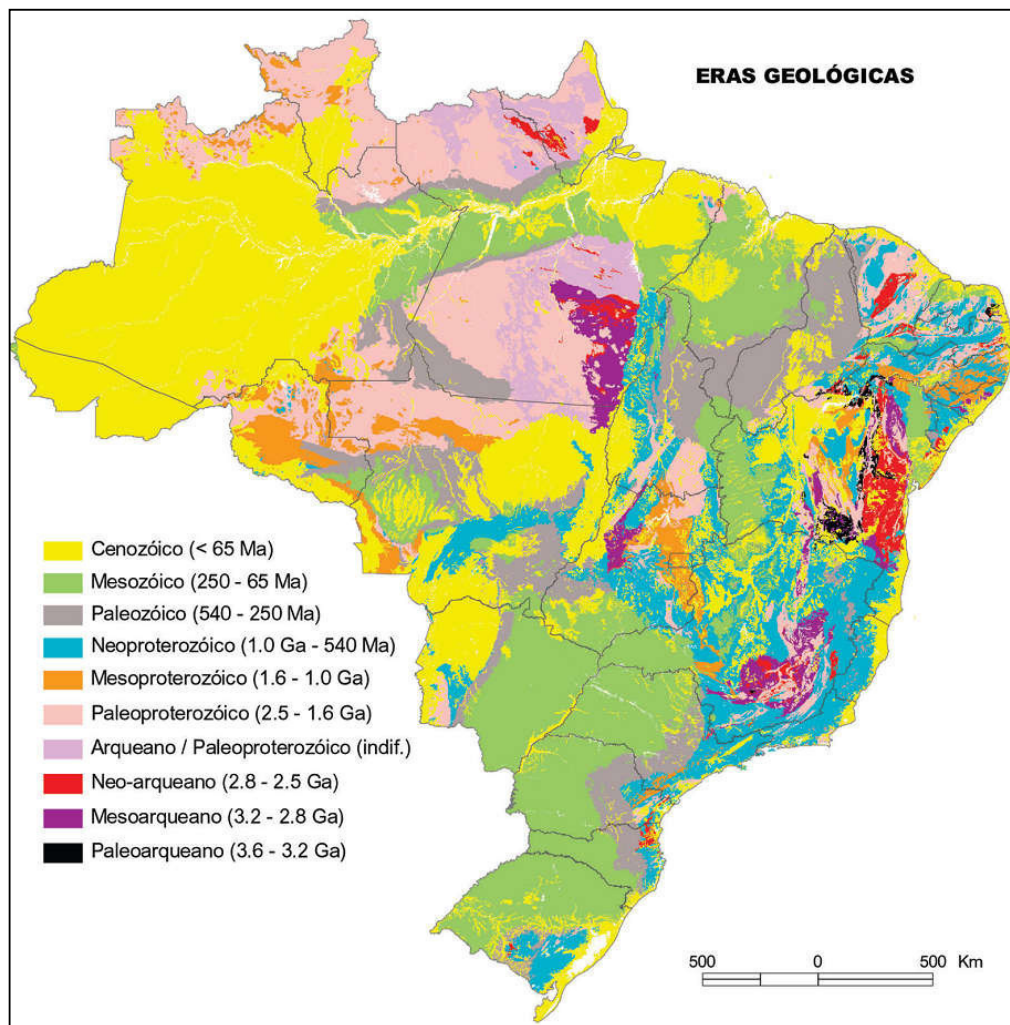
Para (BIZZI *et al.*, 2003), há dois grandes conjuntos tectono-estratigráficos distintos, que seriam acima do conceito de províncias e complementar a este.

a) A porção norte-noroeste (Cráton Amazonas) é essencialmente de composição e organização pré- Brasiliana. Suas principais unidades se estruturam quelogenicamente do Arqueano ao Mesoproterozóico (que é a sua principal escala cronoestratigráfica). O referencial de correlação do conjunto deve ser buscado nos continentes do hemisfério norte. A participação de unidades litoestruturais Neoproterozóicas é mínima e periférica. Este conjunto de propriedades influenciou decisivamente todo o histórico evolutivo, tectono estratigráfico, metalogenético, geomórfico, etc., dando uma característica peculiar ao Cráton Amazonas. Este cráton foi subdividido em 7 províncias, de leste para oeste, conforme proposta de Santos *et al.* (2000): Transamazonas, Carajás, Amazônia Central, Tapajós–Parima, Rondônia–Juruena, Rio Negro e Sunsás. Inicialmente, Almeida *et al.* (1977, 1981) dividiram o Cráton Amazonas em 2 grandes províncias: Rio Branco a norte (Escudo das Guianas) e Tapajós a sul (Escudo Guaporé ou Brasil-Central).

b) A porção central e centro-oriental do Brasil (províncias 8 a 11), que é essencialmente de composição e organização do Neoproterozóico, domínio Brasileiro. Consistiria em um mosaico complexo de núcleos antigos pré- Brasileiros (pequenos) circundados sistematicamente por faixas móveis brasileiras. Seu referencial de correlação está nos continentes do hemisfério sul, essencialmente no território africano. As províncias estruturais brasileiras – resultado dos ciclos do neoproterozóico – exibem uma série de características comuns (posição intercrátons, presença de *basement inliers*, tipos de faixas móveis, granitogênese, importância dos *shear belts* da fase extrusional, etc.), mas guardam uma série de outras características próprias, além do espaço geográfico-geológico. Estas províncias na sua fase final de evolução (extrusão Neoproterozoica-Cambriana) legaram importantes características de forma ao continente como um todo, também na organização do desenvolvimento da margem continental atlântica. Por todo o

Fanerozóico, importantes fenômenos de herança tectônica estão vinculados às estruturas e às litologias geradas no Brasiliano, em termos de alocação de coberturas, sítios de magmatismo, sismicidade, etc.

A Figura 10 a seguir remete as eras em que foram geradas as formações geológicas onde o Brasil está situado, dando assim um panorama geral da história geológica do país.



**Figura 10:** Mapa contendo as Províncias Geológicas do Brasil e suas respectivas idades. Fonte: (BIZZI *et al.*, 2003).

Atrelado à ideia de contextualizar o ESRG, cabe caracterizar as formações geológicas associadas a esta no estado do RS. Essas são a Bacia do Paraná e a planície Costeira, já mencionadas no Quadro 2.

No Rio Grande do Sul o ESRG serviu de fonte de material para a sedimentação paleozoica, depositada e consolidada na Depressão Intracratônica do Paraná (Bacia do Paraná). Os sedimentos que preencheram esta bacia possuem características predominantemente continentais e se depositaram com mergulho em direção ao eixo desta, que seria marcado pela posição atual dos rios Paraná e baixo-Uruguai (SUERTEGARAY & FUJIMOTO, 2004). Esta bacia desenvolveu-se sobre a Plataforma Sul-americana em resposta à relativa estabilização tectônica após o Ciclo Brasileiro. A tectônica orogênica deu lugar à tectônica intra-placa do Supercontinente Gondwana, com a geração da bacia, soergimento da crosta ao longo do arco do Rio Grande e rompimento crustal ao longo de grandes zonas de falhas.

Com a fragmentação do Pangeia e consequente rompimento do Gondwana, grandes falhamentos ocorreram, extravazando enorme volume de lavas, que formaram as sucessivas camadas de derrames básicos e ácido do planalto Meridional. Este processo se deu na transição Triássico-Jurássico. Entre o final do Jurássico e o início do Cretáceo a separação do Gondwana e da Laurásia encontrava-se bastante desenvolvida, com um amplo oceano separando os dois continentes (SCOTSE, 2003).

Com a abertura do Oceano Atlântico Sul, as antéclises limitantes da Província Sedimentar Meridional foram reativadas e transformadas nos arcos homônimos. Com o rebaixamento do fundo da bacia, houve a formação de ampla depressão topográfica, onde se depositaram arenitos de granulação fina a média. De acordo com Scherer (2002) estes podem ser separados em duas unidades genéticas: uma inferior, com espessura máxima de 100 m, correspondente à Formação Botucatu e discordante sobre a Bacia do Paraná, que inicia por depósitos de rios efêmeros e lençóis de areia, seguidos por arenitos eólicos; e outra superior, consistindo de lentes de arenitos eólicos, intercaladas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

De acordo com Milani & Zalán (1999), seis superseqüências integram o preenchimento sedimentar-magmático da Bacia do Paraná. Em ordem estratigráfica estas são: Rio Ivaí (Grupo Rio Ivaí, Ordoviciano/Siluriano), Paraná (Grupo Paraná, Devoniano), Gondwana I (grupos Tubarão e Passa Dois, Carbonífero/Permiano), Gondwana II (unidades triássicas), Gondwana III (Grupo São Bento, Jurássico/Cretáceo) e Bauru (Grupo Bauru, Cretáceo).

No Rio Grande do Sul, são encontrados depósitos permianos do Grupo Tubarão (Subgrupo Itararé, formações Rio Bonito e Palermo) e Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro), triássicos (formações Santa do Cabral, Santa Maria e Caturrita) e juro-cretáceos (formações Guará, Botucatu e Serra Geral), conforme sintetizado em Holz & Carlucci (2000), Menezes (2000) e Scherer *et al.* (2000).

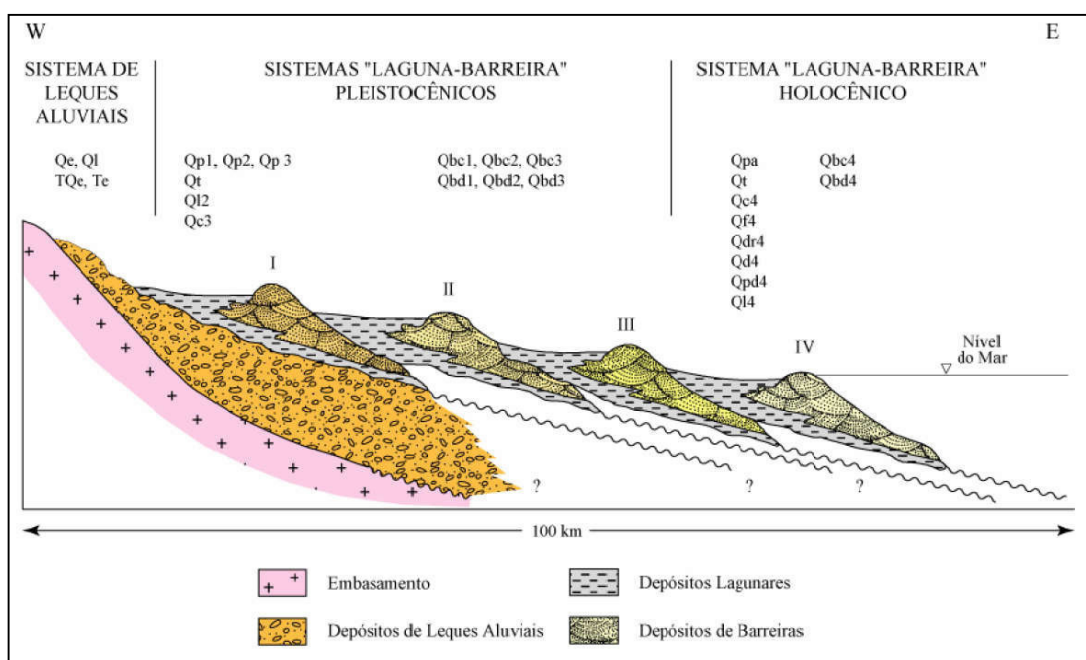
A sedimentação Paleozoica, que ocorreu na Bacia do Paraná também traz informações relevantes sobre o clima predominante quando ocorreu a deposição dos pacotes sedimentares, já que o ESRG serviu de fonte de material para esta. Como exemplo, na era Mesozóica a acentuação da aridez em clima quente, tem registro na sedimentação que originou o deserto Botucatu (208 Ma).

Outro importante processo que se dá a partir do Jurássico, com a abertura do Oceano Atlântico, é a sedimentação oceânica na borda oriental. Neste contexto se formou a Bacia de Pelotas, a qual é classificada como uma bacia do tipo marginal aberta, que se encontra assentada sobre a borda continental sul-americana e a crosta oceânica. Esta bacia é constituída, estruturalmente, por uma porção rasa, onde o embasamento cristalino encontra-se entre a superfície e a profundidade de 2.500 m, aproximadamente, e por uma porção profunda, onde o embasamento pode atingir 9.000 m. Estas duas porções da Bacia de Pelotas encontram-se separadas por um sistema de falhas de grande extensão e rejeito, o qual recebe a denominação de Falha do Rio Grande (OJEDA & CESERO, 1973).

A Bacia de Pelotas localiza-se ao longo do litoral do estado do RS, limitando-se a norte com a Bacia de Santos, pela plataforma de Florianópolis, e a sul com as bacias da Margem Continental do Uruguai. A área da bacia compreende cerca de 250.000 km<sup>2</sup> (até a lâmina d'água de 3.000 m), 20 % dos quais estão situados em região de embasamento raso na região emersa e na plataforma continental.

A porção superior deste pacote corresponde a Planície Costeira do RS, que possui uma linha de costa que se estende por cerca de 620 km, desde a desembocadura do Rio Mampituba, ao norte, até a foz do Arroio Chuí, ao sul, mantendo uma orientação média de N 32° E. A largura da planície é variável, sendo mais estreita ao norte, entre Torres e Tramandaí, onde, devido à proximidade da escarpa da Serra Geral, alcança uma largura entre 10 e 15 km. Para o sul, a planície torna-se bem mais ampla, alcançando uma largura máxima em torno de 100 km.

Na porção central e sul da Planície Costeira os depósitos sedimentares são provenientes das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas pré-cambrianas do ESRG. De acordo com Villwock *et al.* (1986) a Planície Costeira se desenvolveu sob o controle das variações climáticas e das flutuações do nível relativo do mar do ao longo do período Quaternário, acumulando sedimentos em dois tipos principais de sistemas deposicionais (Fig. 11): um sistema de leques aluviais, que ocupa uma faixa contínua ao longo da parte mais interna da planície, e quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira.



**Figura 11:** Perfil esquemático (W-E) transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira. Fonte: Tomazelli & Villwock (2005).

Com base no que foi apresentado, torna-se importante buscar um maior entendimento dos processos morfoгенéticos do ESRG, já que este exerce influência direta ou indireta nas demais unidades geológicas do estado do RS.

## 2.2 Evolução geológica da morfoestrutura do Escudo Sul-Rio-Grandense

Os modelos mais aceitos para a configuração do ESRG foram propostos a partir da década de 1990 (BORBA, 2006). Menegat *et al.* (1998) adaptou proposta de Fernandes *et al.* (1995). Segundo este autor havia dois continentes ancestrais, um sul-americano (Cráton do Rio de La Plata) e outro africano (Cráton Kalahari), que

estavam separados por um oceano ancestral, chamado de Adamastor, há cerca de 800 milhões de anos. A construção de assoalho ao longo da cadeia meso-oceânica foi progressivamente distanciando esses continentes, ocorrendo então, a deposição de sedimentos clásticos e carbonáticos na plataforma continental.

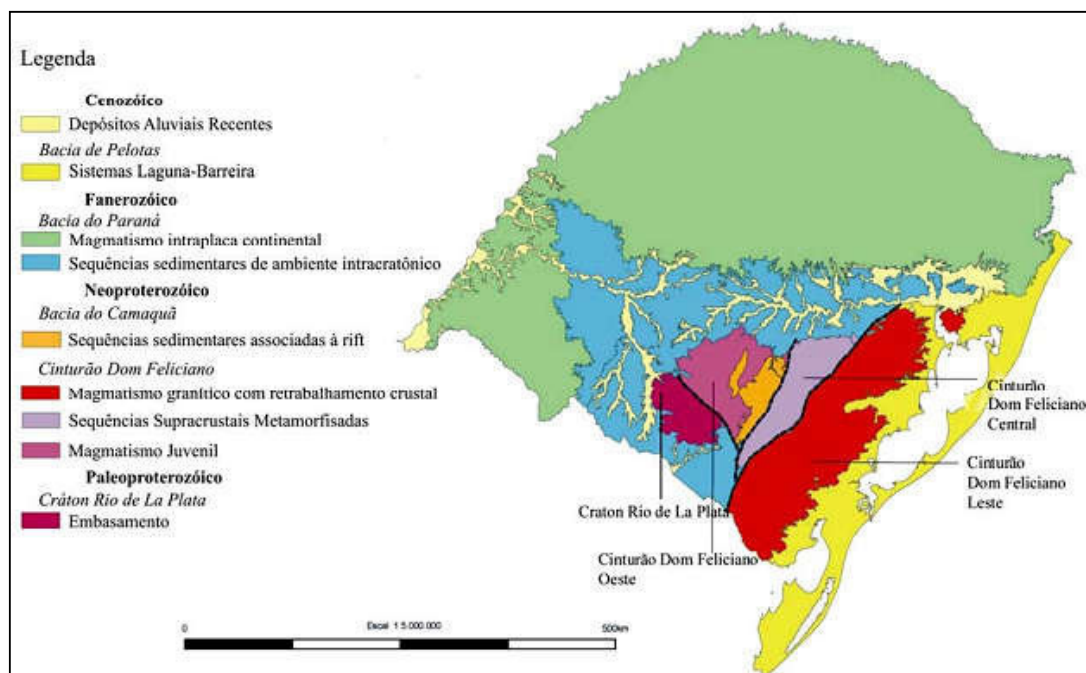
Por volta de 750 Ma a litosfera do Oceano Adamastor foi consumida sob a litosfera do Cráton de La Plata, estabelecendo-se um arco magmático oriental neste, que apresentava grande atividade vulcânica na superfície. O arco magmático apresentava grande volume de rochas graníticas cálcio-alcálicas que foram deformadas e metamorfasadas em alto grau. Granitoides colisionais foram originados nesse estágio. A anomalia termal produzida pela subducção do assoalho do Oceano Adamastor promoveu a expansão do manto, fragmentando uma parte da borda do antigo continente sul-americano e dando origem a outro oceano (Charrua).

A expansão do assoalho do Oceano Charrua acarretou no fechamento total do oceano Adamastor e à deriva dos dois antigos continentes, que culminou numa colisão entre os mesmos (730 Ma). A colisão gerou uma extensa cadeia de montanhas, conhecida como Cinturão Dom Feliciano, promovendo deformação intensa e metamorfismo de alta temperatura nos granitoides do arco magmático oriental. A Sutura de Porto Alegre é um dos limites dessa colisão, correspondendo a uma zona de falhas oriundas deste processo.

A atuação dos processos durante o Arqueano estabeleceu um cinturão de montanhas, que estaria consolidado a 2,0 Ga, após esta primeira cratonização da área onde hoje se situa o estado, ocorreu um período de estabilidade tectônica, que posicionou a área correspondente a este no interior do Supercontinente Columbia, com manifestações menores de tectônica intra-placa, em torno de 1,78 Ga. No Neoproterozoico (900-540 Ma), a área novamente teve acréscimo de altas montanhas, geradas pela acreção e colisão de crosta oceânica, platôs oceânicos, microcontinentes e arcos de ilhas, em um cenário final de colisão de grandes massas continentais. Deste modo, grandes zonas de cisalhamento cortaram o a região durante e após a grande colisão de 600 Ma. A segunda e definitiva cratonização da crosta na área correspondente ao RS estaria completa em 540 Ma segundo afirmam Hartmann *et al.* (2007).

O Escudo Sul-Rio-Grandense é o resultado de geração e deformação de crosta continental, cuja principal contribuição ocorreu em dois ciclos orogênicos: Transamazônico (2,26 Ga - 2,00 Ga), de idade Paleoproterozoica e Brasileiro (900

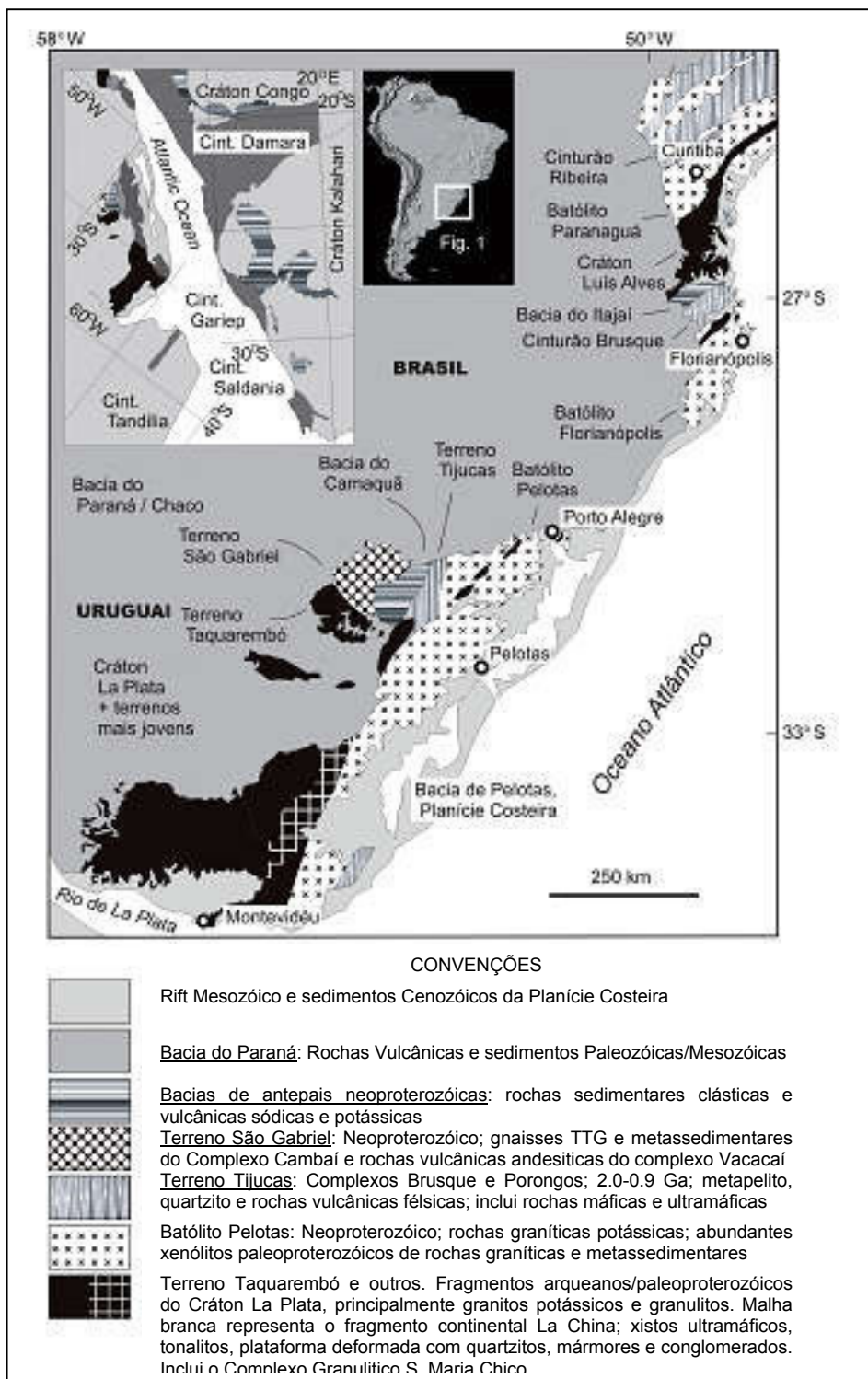
Ma - 535 Ma), que ocorreu no Neoproterozoico. Cada um destes ciclos consistiu na extração de magmas de derivação mantélicas e/ou crustais. Estas associações de rochas colidaram sequencialmente e contribuíram com o crescimento da porção sul do continente sul-americano. O resultado destes processos resultou na divisão geotectônica que pode ser vista na figura 12.



**Figura 12:** Compartimentação geotectônica do Rio Grande do Sul. Fonte: (ROISENBERG *et al.* 2007).

Importante salientar que há interpretações diferentes para a evolução geotectônica do ESRG, sendo que esta pesquisa leva em conta os domínios mais consolidados trazendo termos correlatos destas unidades.

Como afirmam Hartmann *et al.* (2007) a avaliação geotectônica do estado (Fig. 13) pode ser segmentada em associações de rochas internamente consistentes e suas interações. Para o Neoproterozoico há o Terreno São Gabriel, o Terreno Tijucas e o Batólito de Pelotas, todos fazendo parte do Cinturão Dom Feliciano. Ainda há fragmentos remanescentes do Cráton La Plata, que são encontrados na porção Sudoeste e Oeste do estado do Rio Grande do Sul. Apresentando exposições nos Terrenos Taquarembó e Tijucas, além dos septos do embasamento, que ocorrem no Batólito de Pelotas.



**Figura 13:** Mapa geológico/geotectônico esquemático do sul do Brasil e Uruguai, mostrando as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais. Fonte: Hartmann *et al.* (2007).

Para melhor entendimento dos diferentes terrenos e suas composições mineralógicas, estes serão abordados e caracterizados em separado, onde serão enfatizadas suas diferenças.



### **Domínio Taquarembó (Cráton de La Plata)**

O Domínio Taquarembó situa-se ao Sul do Lineamento de Ibaré, sendo consenso que este se trata de uma porção do Cráton Rio de La Plata. A principal unidade geológica deste no RS é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, que se encontra no extremo oeste do ESRG (BORBA, 2006). Sua constituição dominante é de granulitos félsicos (trondhjemíticos) e máficos, além de piroxenitos, uma lente de harzburgito, silimanita gnaisses, mármore e gnaisses cálcio-silicáticos. Ainda fazem parte do domínio, rochas intrusivas de composição monzogranítica (Suíte Santo Afonso) e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas (Platô Taquarembó) (Chemale Jr., 2000).

Estas rochas vulcânicas Neoproterozoicas predominantemente ácidas, são agrupadas na formação Acampamento Velho e correspondem a porção extrusiva do magmatismo alcalino vinculado aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro (570-550 Ma). Afloramentos desta formação ocorrem na parte Ocidental do Terreno Taquarembó e são interpretados como depósitos ignimbríticos extracaldeira.

### **Domínio São Gabriel**

Este Domínio encontra-se ao norte do Lineamento de Ibaré e a Oeste da Sutura de Caçapava. Como característica marcante, trata-se do único terreno Neoproterozoico de assinatura juvenil, apresentando os complexos Cambaí e Vacacaí (BORBA, 2006). Na bibliografia também esse domínio também é designado de Domínio Oeste (FERNANDES *et al.*, 1995).

O Complexo Cambaí apresenta gnaisses e granitoides de composição tonalítica-trondhjemítica-granodioríticas e se intercalam tectonicamente com rochas metavulcânicas e metasedimentares (Leite *et al.*, 1998).

O Supercomplexo Vacacaí é composto por metatoleiítos máfico-ultramáficos, metapelitos, anfibolitos e rochas metavulcanoclásticas (BORBA, 2006).

Associada geneticamente ao Domínio São Gabriel, está à orogênese São Gabriel onde são descritos os Complexos Palma e Bossoroca. O Complexo Palma é composto por rochas meta-vulcânicas máficas e ultramáficas, intercaladas com xistos e paragneisses pelíticos e quartzíticos. Já o Complexo Bossoroca representa a parte vulcânica principal deste arco, apresentando rochas vulcânicas e

vulcanoclásticas metamorfizadas, de composição andesítica e dacítica, e também tufos intermediários e rochas tuffíticas, além de xistos pelíticos e psamíticos.

O Granito Santa Zélia ocorre no extremo oeste do Terreno São Gabriel, apresentando foliação sub-solidus magmática, paralela à foliação metamórfica das rochas encaixantes; sua trama indica uma colocação tardi-tectônica com relação ao pico principal da transcorrência no Terreno São Gabriel, conforme afirmam Hartmann *et al.* (2007).

### **Domínio Tijucas (Santana da Boa Vista)**

O Terreno (ou Domínio) Tijucas (HARTMANN *et al.* (2007) que na bibliografia também é chamado de Domínio Santana da Boa Vista (CHEMALE JR, 2000), Domínio Central (FERNANDES *et al.*, 1995) ou ainda Domínio Encruzilhada (CPRM, 2006), apresenta um comprimento de cerca de 170 km e largura entre 15 e 30 km, situando-se a leste da Sutura de Caçapava e tendo como limite leste a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Este consiste de uma associação de rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas de fácies xistos verdes a anfibolito, com idade possivelmente mesoproterozoica a neoproterozoica, contendo exposições do embasamento paleoproterozóico (HARTMANN *et al.*, 2007). O Domínio Tijucas é dividido em porções leste e oeste, separadas por estreitos grabens, delimitados por falhas rúpteis, e preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Bacia do Camaquã ou truncados por rochas gnáissicas pré-Brasilianas do Complexo Encantadas (Fernandes *et al.*, 1992; Tommasi *et al.*, 1994).

O Complexo Encantadas é composto de ortognaisses granodioríticos e tonalíticos de evolução polifásica (CHEMALE JR., 2000), sendo estas as rochas mais antigas do domínio Tijucas. Há interpretações que sugerem que o complexo Encantadas pode representar uma microplaca continental prensada entre o Cráton La Plata e o Cráton Kalahari, em resposta ao fechamento dos oceanos Adamastor e Charrua (HARTMANN *et al.*, 2007).

O Complexo Porongos recobre os gnaisses Encantadas de maneira discordante e contém duas sequências litológicas. A sequência leste com xistos pelíticos, grafíticos, quartzitos e lentes de mármore, e ainda, rochas meta-vulcânicas ácidas. A sequência oeste consiste de metapelitos e quartzitos intercalados com rochas tuffíticas félsicas (JOST & BITENCOURT, 1980). Sendo

assim este é composto por rochas supracrustais do Neoproterozoico e rochas sedimentares e vulcânicas Paleoproterozóicas (BORBA, 2006).

### **Batólito Pelotas**

O Batólito Pelotas se situa na porção leste do Cinturão Dom Feliciano e apresenta no Rio Grande do Sul uma extensão de aproximadamente 370 km e uma largura de 70 a 100 km. Este também é denominado de Domínio Leste por (FERNANDES *et al.*, 1995) e de Domínio Pelotas por (BIZZI *et al.*, 2003). O Batólito encontra-se à Leste da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e tem como limite Leste os depósitos sedimentares da Bacia de Pelotas. O arcabouço deste complexo plutônico, multintrusivo e polifásico resultou de uma longa evolução, conseqüente da adição de distintos processos tectônicos (Fragoso César *et al.*, 1986) durante o ciclo Brasileiro (750 - 550 Ma<sup>5</sup>). Segundo Philipp *et al.* (2003), o magmatismo que originou o batólito teve duração de cerca de 60 Ma. O batólito tem ao longo de suas extensões seis suítes<sup>6</sup> granitóides (Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, Suíte Intrusiva Erval, Suíte Intrusiva Viamão, Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, Suíte Granítica Cordilheira e Suíte Granítica Dom Feliciano e Piquiri, conforme Philipp (1998); Philipp *et al.* (2003). O Batólito contém ainda exposições de rochas ígneas básicas e septos de rochas metamórficas encaixantes.

Philipp *et al.* (2003) apresentam uma tabela (Tab. 3), que resume as principais feições petrográficas e geológicas das suítes graníticas do Batólito Pelotas. Estes autores chamam atenção para o fato de as Suítes Pinheiro Machado (com predomínio de composição granodiorítica a monzogranítica, com tonalítica, diorítica e quartzo-diorítica subordinada) e Piquiri (essencialmente sienítica), possuem composições muito diferentes das demais.

---

<sup>5</sup> Ma = milhões de anos, Ga = bilhões de anos.

<sup>6</sup> Unidades geológicas ígneas com características similares, por exemplo, granitos e/ou basaltos, e que foram gerados em um mesmo evento.

**Tabela 3:** Resumo das principais feições geológicas das suítes graníticas do Batólito Pelotas. Fonte: (PHILIPP *et al.*, 2003).

Suítes	Composição	Minerais Essenciais	Minerais Acessórios	Textura/Estrutura	Caráter Tectônico	Observações
Pinheiro Machado (SPM)	Grano/monzo (tona/dior/ $\phi$ -dior)	Plag > Qzo > FK > Biot	zir, ala, apa tit e mag	equi (ineq), hipi orient, méd/gros	Sin-D <sub>1</sub>	enclaves microgr máficos; misturas de magmas; xenólitos: gn, gr, anfib e calc
Cordillheira (SC)	Monzo/grano	FK Plag > Qzo > Mus > Biot	tur, gra, mon zir e opa	equi (ineq), hipi méd/gros, fol	Sintect e Sin-D <sub>2</sub>	flx mag horiz e tect vert; xenólitos de gn e gr
Encruzilhada do Sul (SES)	Monzo/sieno (grano/dior)	FK, Plag, Qzo Biot (anf)	anf, zir, apa ala, opa	hete, gros, porf e equi e ineq, fol.	Sin a tardi-D <sub>2</sub> ?	enclaves microgr máficos e hibridização; xenólitos: gn, calc, márm; peg c/ W e Be
Dom Feliciano (SDF)	Sieno/álcali-feld (Qzo sienito)	FK > Qzo > Plag > Biot (Anf, Cpx)	ala, zir, tit, apa, opa (flu, mol e gal)	Equi, hipi, gros	Tardi-D <sub>2</sub>	enclaves microgr e micáceo raros; piroclásticas, riolitos e básicas; greisen c/ Sn
Viamão (SV)	Monzo (grano/sieno)	FK = Plag > Qzo > Biot	ala, zir, tit, apa opa	porf/hete, gros ineq, flx mag	Sin a tardi-D <sub>2</sub>	enclaves microgr dior (cm/m); <i>schlieren</i> de biot e mistura de magma
Erval (SE)	Monzo (sieno)	Plag, FK, Qzo e Biot	zir, apa, opa	equi, hipi, méd/gros flx mag	Pré-D <sub>2</sub> ?	xenólitos: mármores, anfib, gn e SPM
Piquiri (SP)	Sienito (Qzo Sienito)	FK, Anf e Px	zir, apa, opa	equi, hipi, méd/gros, flx mag	Pré-D <sub>2</sub> ?	Dioritos associados

**Abreviações utilizadas pelos autores:**

**Minerais:** anf - anfibólio; ala - allanita; apat - apatita; cpx - clinopiroxênio; biot - biotita; FK - feldspato de potássio; flu - fluorita; gra - granada; mag - magnetita; mol - molibdenita; mon - monazita; mus - muscovita; opa - opacos; px - piroxênio; plag - plagioclásio; qzo - quartzo; tit - titanita; tur - turmalina; zir - zircão.

**Textura/Estrutura:** equi - equigranular; fol - foliada; flx mag - fluxo magmático; gros - grossa; hete - heterogranular; hipi - hipidiomórfica; ineq - inequigranular; méd - média; orient - orientada.

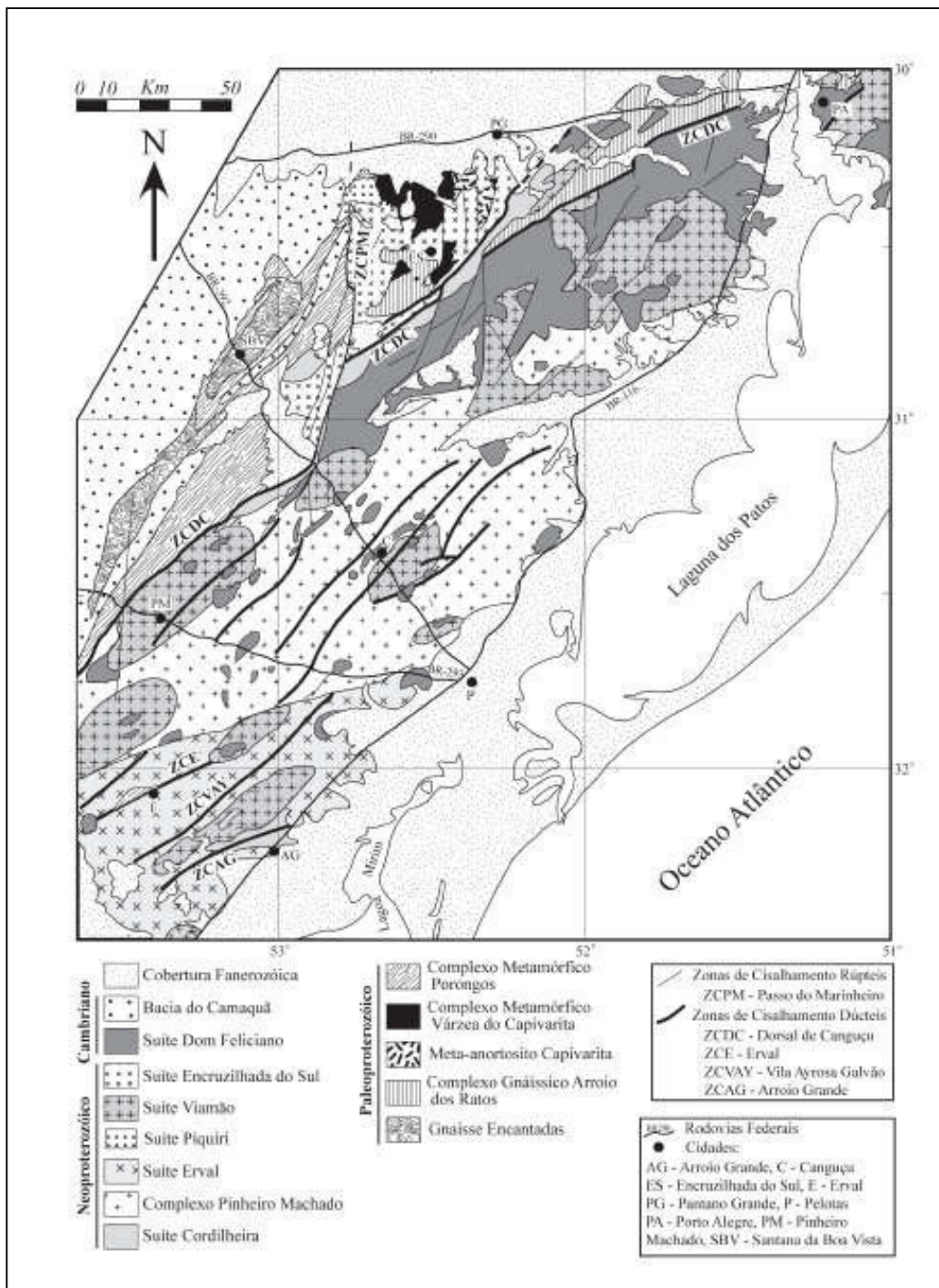
**Composição:** álcali-feld - álcali-feldspato granítica; grano - granodiorítica; monzo - monzogranítica; dior - diorítica;  $\phi$ -dior - quartzo-diorito, sieni - sienito; sieno - sienogranítica; ton - tonalítica.

**Caráter Tectônico/Observações:** anfib - anfíbolitos; calc - calcossilicática; gn - gnaisses; gr - granito; horiz - horizontal, márm - mármore; microgr - microgranular; peg - pegmatito; sintect - sintectônico; tardi tect - tectônica; vert - vertical.

Os septos do embasamento se caracterizam por xenólitos com tamanho máximo em torno de 1 km, mas comumente apresentam tamanhos de 1 a 10 m. A composição é diversificada e inclui rochas metassedimentares e orto-derivadas, (muscovita xistos, quartzitos, mármores e gnaisses cálcio-silicáticos, silimanita-biotita gnaisses, anfíbolitos, gnaisses tonalíticos e granodioríticos, e rochas metagraníticas).

O Complexo Arroio dos Ratos consiste em rochas de idade paleoproterozoica, sendo composto de metatonalitos, metagranodioritos e gnaisses tonalíticos a dioríticos. Este complexo localiza-se na parte Leste do Batólito de Pelotas, na região de Encruzilhada do Sul, Butiá e Arroio dos Ratos, onde também ocorrem rochas de mesma idade, que correspondem ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, composto por gnaisses pelíticos, gnaisses calci-silicáticos e mármores (HARTMANN *et al.*, 2007).

Todas as unidades geológicas do Batólito Pelotas podem ser visualizadas na figura 14:



**Figura 14:** Mapa geológico esquemático de parte do Escudo Sul-Rio-Grandense, com ênfase nas unidades geológicas do Batólito Pelotas. Fonte: Philipp (1998).

## **Bacia do Camaquã**

O contexto geológico desta bacia é marcado pela complexidade, sendo que os registros estratigráficos apresentam desde rochas sedimentares de origem eólica, aluvial e marinha até rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição variada (BORBA, 2006). O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano desempenha um papel importante dentro da evolução da Bacia do Camaquã.

O registro geológico da Bacia do Camaquã divide-se em cinco grandes unidades: Maricá, Bom Jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas (BORBA, 2006).

Paim (1994) e Paim *et al.* (2000) utilizaram-se do conceito de estratigrafia de seqüências e alostratigrafia para definir o Alosupergrupo Camaquã, que se dividiu em: Alogrupos Maricá, que possui um pacote de 4000 m de espessura, com composição vulcano sedimentar e predomínio de material marinho; Bom Jardim, com material vulcano sedimentar, porém apresentando ambientes lacustres com influência marinha parcial (2000 m de espessura); Cerro do Bugio, mesmas características do Alogrupo Bom Jardim, porém com espessura de 500 m; Santa Bárbara, com deposições siliclásticas, ambientes lacustres com influência marinha parcial e cerca de 2000 m de pacote sedimentar e Guaritas, de condições totalmente continental, com deposição vulcano-sedimentar e pacote de 800 m.

Fragozo-César *et al.* (2003) afirma que esta bacia teria sua evolução vinculada a um sistema de Riftes extensionais, anorogênicos. A distribuição geográfica dos depósitos que compõem a bacia se dão da seguinte maneira: Alguns setores de afloramento associados as unidades Vulcanogênicas ocorrem descontinuamente em uma extensão de 150 km na direção E-W (entre Encruzilhada do Sul e São Gabriel) e 120 km na direção N-S (entre São Sepé e Bagé); Há uma faixa SW-NE de afloramentos das formações Guaritas e do Membro do Rodeio Velho (Santana da Boa Vista até Caçapava do Sul).

A formação Maricá, apresenta os seus setores de afloramento exclusivamente no Domínio São Gabriel, sendo composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados subordinados, que situam-se sobre uma borda do ESRG fortemente retrabalhada.

A formação Bom Jardim ocorre em diversos setores. Na região de Lavras do Sul afloram rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de composição

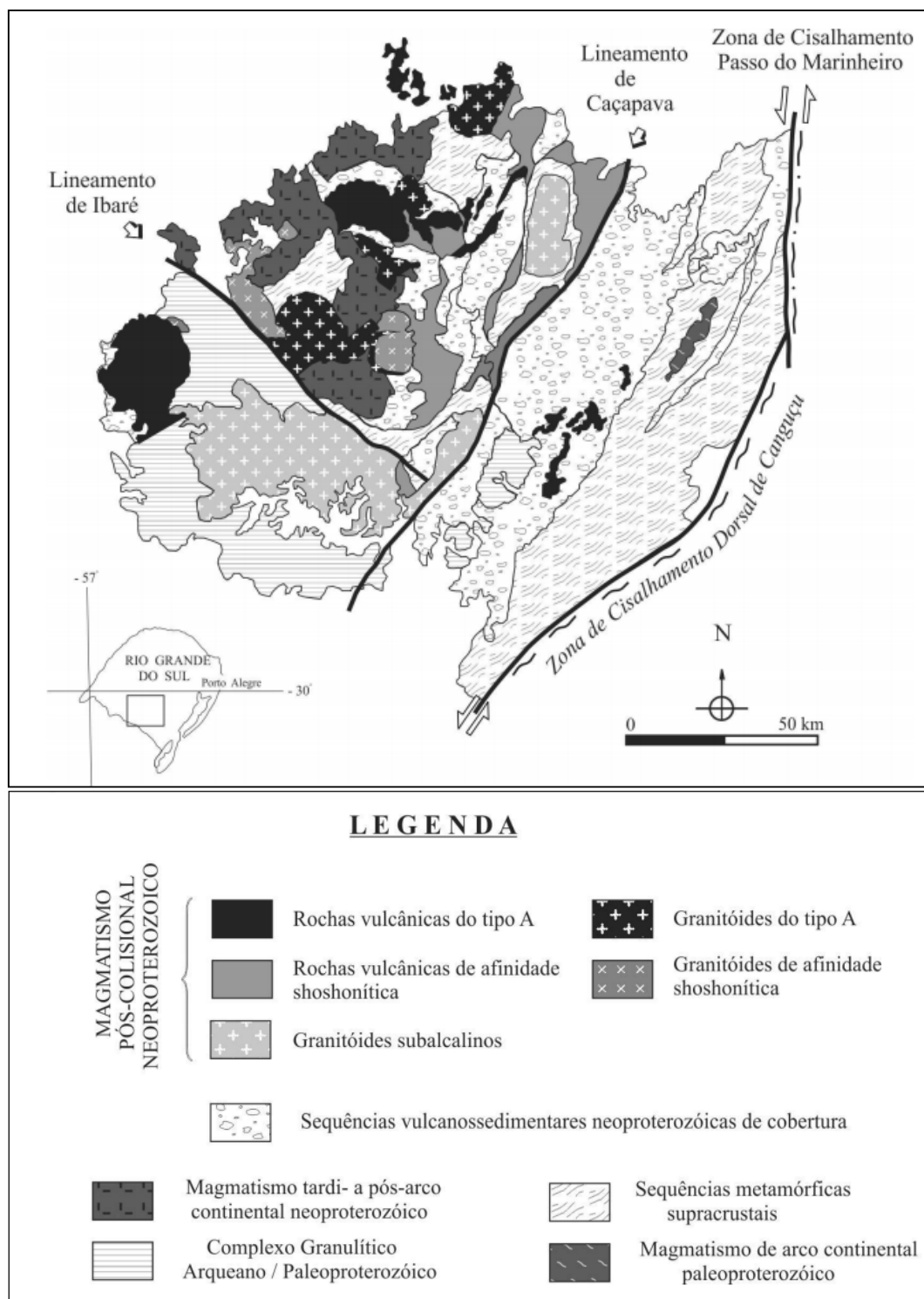
predominantemente intermediária (andesitos), pertencentes a formação Hilário, como afirmam Lima & Nardi (1998).

Os depósitos sedimentares deste grupo estão reunidos na formação Arroio dos Nobres, se caracterizando por intercalções de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados.

No contexto do cinturão orogênico tem-se a formação da Bacia do Camaquã, que está relacionada aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro-Pan-Africano, apresentando o registro de estabilização do Gondwana (PAIM *et al.*, 2000; CHEMALE JR., 2000). Em termos de evolução geológica, esta bacia foi caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais como já descrito acima.

A sequência sedimentar da Bacia do Camaquã é composta predominantemente por siltitos, arenitos com um aumento na abundância de conglomerados e arenitos em direção ao topo da sequência. Representa uma evolução de ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos (BORBA, 2006). O processo de formação desta bacia ocorreu no intervalo temporal entre  $601 \pm 13$  e  $473,7 \pm 9,4$  Ma (Almeida *et al.*, 2012) e sua diversidade deposicional demonstra a variedade climática que ocorreu neste período no ESRG.

Sommer *et al.* (2006) em trabalho que consistia em analisar a evolução do magmatismo neoproterozóico apresentam o contexto geológico regional na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. A figura 15 mostra as diferentes tipologias de rochas e suas idades de formação.



**Figura 15:** Contexto geológico da porção oeste do ESRG, englobando os Domínios Taquarembó, São Gabriel e Tijucas. Fonte: (MATTÉ, 2011).

Baseando-se em dados estruturais das diversas unidades geotectônicas que compõem o ESRG, Hartman *et al.* (2007) afirmam que foi possível identificar o registro de oito principais eventos deformacionais relacionados aos ciclos

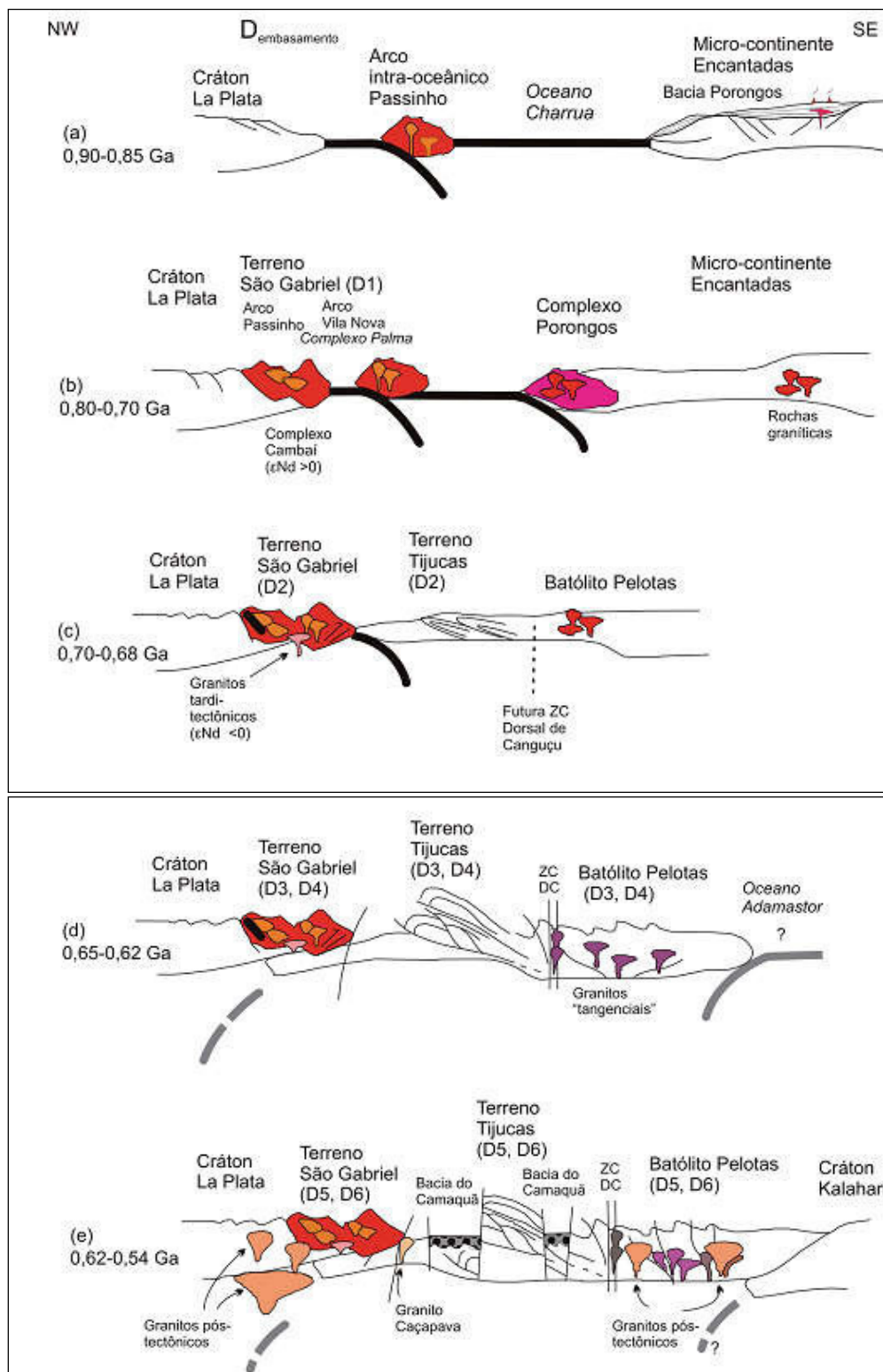


Transamazônico e Brasileiro, que afetaram as unidades do Cinturão Dom Feliciano (Fig.16).

Nas unidades do Transamazônico são registradas duas fases de deformação regional, sendo a primeira relacionada ao Paleoproterozóico e a segunda ao início do Brasileiro. Esta primeira fase deformacional é responsável pela geração do bandamento de segregação metamórfica e o seu registro está marcado nos gnaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Encantadas e Arroio dos Ratos. A segunda fase é reconhecida nos paragnaisses do Complexo Cambaizinho, que ocorrem como xenólitos no interior dos ortognaisses do Complexo Cambaí, no Terreno São Gabriel.

O segundo e o terceiro evento são observados, principalmente, no Terreno São Gabriel e correspondem a um sistema inicial de empurrões oblíquos que marcam um primeiro evento colisional Brasileiro, evoluindo para a formação de um expressivo conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo. O quarto, quinto e sexto evento são observados em todas as unidades geotectônicas do Cinturão Dom Feliciano e caracterizam a evolução de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis, de escala regional, que marcam o segundo evento colisional Brasileiro. O último evento de deformação, que os autores chamam de D7, está caracterizado pelo colapso gravitacional do Cinturão Dom Feliciano e a formação dos sedimentos da Formação Guaritas da Bacia do Camaquã.

De maneira sintética as diferentes litologias do ESRG estão expressas no mapeamento realizado por CPRM (2003). O recorte das litologias para a área de estudo pode ser visualizado na figura 17, assim como a continuidade destas no território Uruguaio, retratada aqui pela vetorização de unidades proposta por Masquelin (1999).



**Figura 16:** Evolução geotectônica esquemáticas do Escudo Sul-Rio-Grandense no Neoproterozoico, no período de 900-540 Ma. Fonte: (HARTMAM *et al.*, 2007).

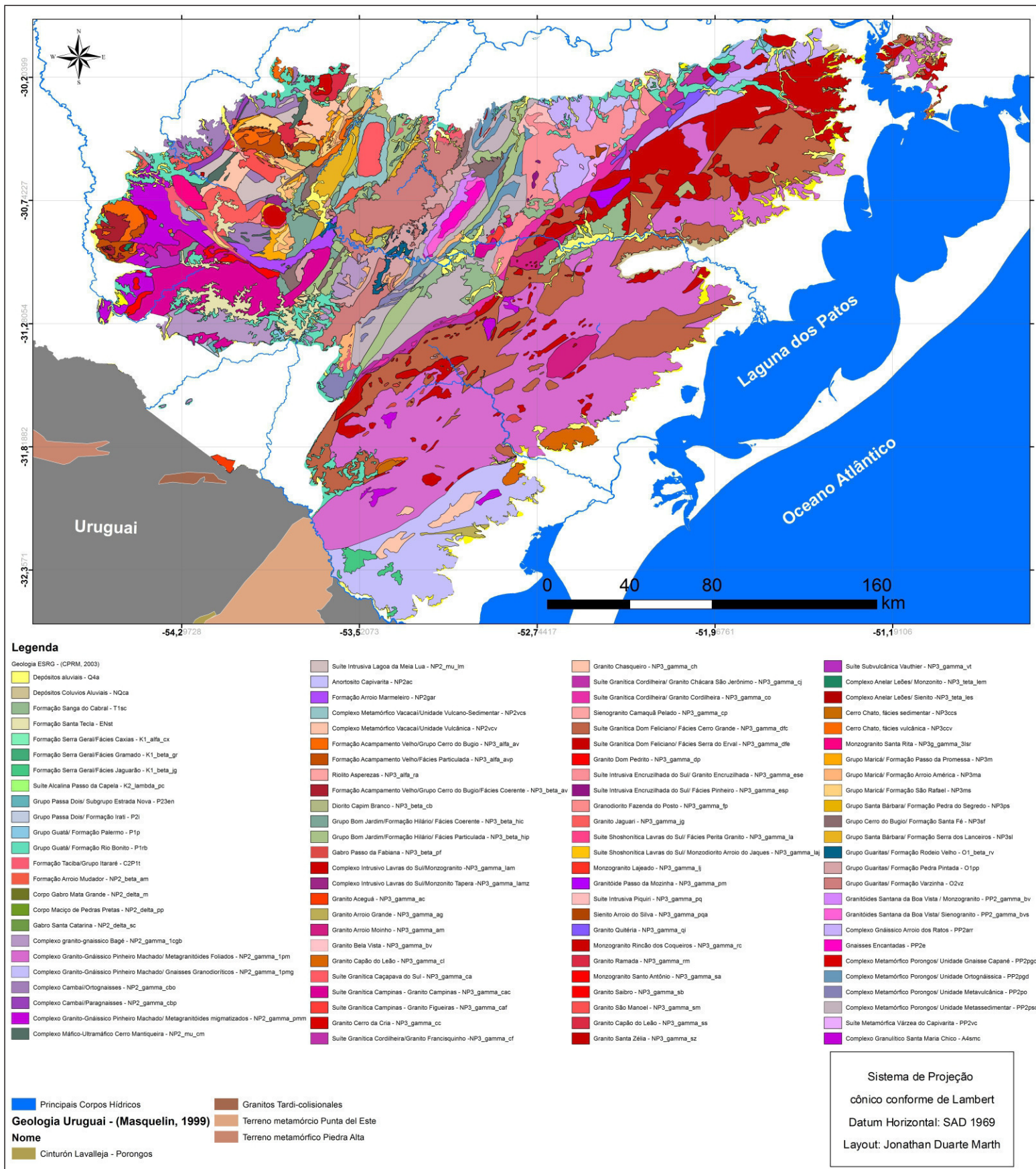


Figura 17: Mapa Geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense e continuidade litológica no território Uruguaio. Adaptado de Masquelin (1999) e CPRM (2003).

## **CAPÍTULO III – COMPARTIMENTOS MORFOESCULTURAIS DO ESRG E PADRÕES DE FORMA DE RELEVO**

As unidades morfoesculturais existentes na morfoestrutura do ESRG refletem as diversidades litológicas da estrutura, os tipos climáticos que atuaram no passado e os que atuam no presente. Estas unidades são produtos da ação climática recente, e também de climas passados, refletindo a influência da resistência à diversidade da litologia, e seu respectivo arranjo estrutural, sobre o qual foi esculpida. Desta maneira, em uma dada unidade estrutural, que reflete a diversidade litológica, os tipos de clima que existiram no passado e os que ocorrem hoje em dia, podem esculpir algumas variedades de morfismos.

Guerasimov & Mescerjakov (1964) propuseram a noção de fase morfogenética responsável pelo relevo atual. Para estes autores, durante esta fase, que abrange todo o meso-cenozoico, se produziu uma reestruturação da crosta e do relevo terrestre. Para eles, os movimentos formadores do relevo se acentuam, atingindo um máximo ao fim do Neógeno-Quaternário (neotectônica). Ab' Saber também considera este período de fundamental importância para formação do relevo, em seu trabalho de 1949, no qual trata das regiões de circundesnudação pós-cretácea, no Planalto Brasileiro, este afirma que:

“Nos fins do Período Cretáceo e início do Cenozoico, o regime climático, posto que termicamente sempre elevado, deve ter feito grandes progressos em relação à umidade, ao tempo em que um novo ciclo de epirogênese positiva se iniciou um tanto irregularmente para todo o Planalto Brasileiro. O Atlântico começava a se esboçar e atuar climaticamente como grande massa aquosa intracontinental.” (Ab' Saber, 1949).

A epirogênese positiva pós-cretácea, aliada à umidificação progressiva do clima, determinou a instalação de redes hidrográficas, provavelmente exorréicas,

fundamentais à modelagem geral do relevo do ESRG, devido aos fenômenos de desnudação e circundesnudação decorrentes. Esboçaram-se, nesse meio tempo (dos fins do Cretáceo ao Oligoceno), as principais linhas e seções de relevo do interior do Brasil.

As diferenças entre as inúmeras unidades litológicas, tanto no que concerne à composição mineral, quanto à estrutura da rocha, podem ou não favorecer os processos de decomposição química e erosão diferencial, resultando em relevos mais rebaixados ou mais elevados. Este fato leva à necessidade de uma maior flexibilidade na definição de cotas para os níveis de aplanamento de determinados compartimentos (STEFANELLO *et al.*, 2012).

A análise textural foi realizada de maneira “global”, para não perder a ideia de continuidade das grandes estruturas, assim como, possíveis rupturas “locais”. Desta forma, este trabalho identificou nove unidades morfoesculturais ao longo da morfoestrutura ESRG (Tab. 4), que podem ser visualizadas na figura 18:

**Tabela 4:** Unidades morfoesculturais e medição de áreas em km<sup>2</sup>.

<b>Morfoescultura</b>	<b>Área em km<sup>2</sup></b>
Planalto Rebaixado Marginal Leste	9639,24
Planalto Residual Sudeste	9990,91
Planalto Residual Nordeste	9212,49
Planalto Residual Oeste	6556,17
Planalto Rebaixado Marginal Oeste	4952,01
Planalto Rebaixado Marginal Norte	2183,84
Depressão Suspensa em Anfiteatro	1763,23
Patamares planos e dissecados da BHC	1421,06
Relevo Residual Isolado	54,65
Total	45773,60

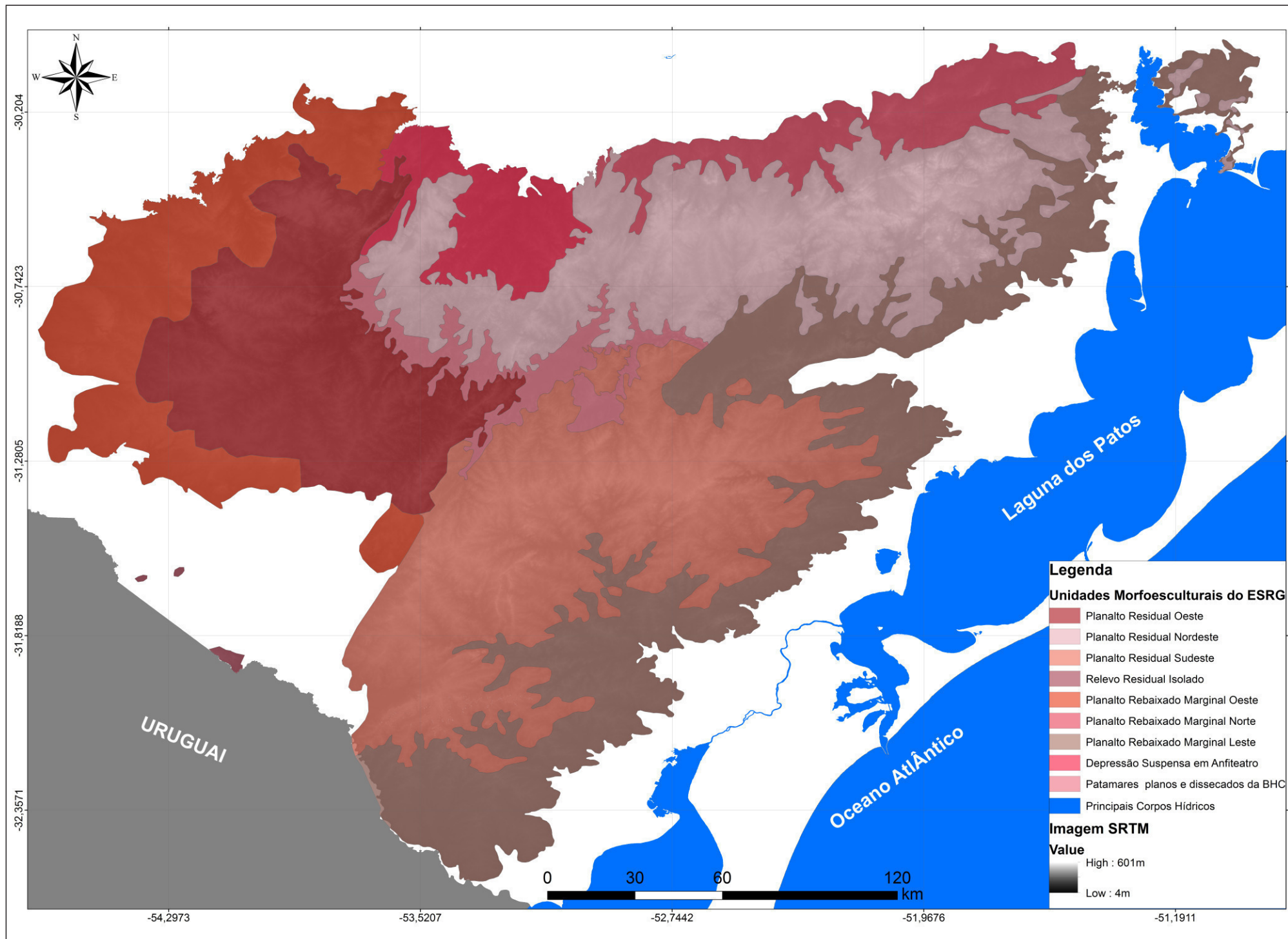


Figura 18: Mapa das unidades morfoestruturais do ESRG.

As unidades morfoesculturais mapeadas neste estudo correspondem basicamente a três tipos de relevo: formas residuais, formas marginais e dissecadas e formas de acumulação associadas à rede hidrográfica. Estas apresentam uma diversidade de padrões de forma do relevo, nas quais já é possível perceber os processos morfoclimáticos atuais.

Esta diversidade de formas já era perceptível ao analisar proposições de mapeamento do relevo do RS. Gonçalves & Santos (1985) ao fazerem uma revisão das classificações propostas para o relevo do estado do Rio Grande do Sul, salientam a dificuldade de adoção de uma única classificação para os compartimentos geomorfológicos, até mesmo pela diversidade de critérios utilizados por diferentes autores (aspectos estruturais, litológicos, morfológicos, topográficos, morfoestruturais e até fisionômicos). Como exemplo, Vieira (1984) destacou que o “Escudo Rio-Grandense” pode ser dividido em três grandes “feições”: O planalto dissecado, que se encontra principalmente nos interflúvios dos principais rios, sofrendo intenso trabalho através de malha hidrográfica e caracterizando-se por formas arredondadas do tipo mamelonar; Os relevos sedimentares, que apresentam formas aplainadas do tipo mesa; e por último, as bordas do escudo, que poderiam ser divididas em: Borda norte, oeste e sul, tendo contato com depósitos da bacia sedimentar do Paraná, e a borda leste, com larga faixa de colúvios e com contato com os sedimentos aluviais da bacia sedimentar de Pelotas.

Também pode ser levada em conta a caracterização de Ab’ Saber (1964), que ao analisar o relevo brasileiro, caracteriza o Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense como um baixo planalto cristalino, no qual se destacam algumas superfícies ou níveis de erosão modernos. Este autor também destaca algumas características do relevo do ESRG. As cristas rejuvenescidas dos baixos planaltos cristalinos seriam correspondentes a corpos intrusivos expostos ou a barras de rochas duras, recebendo o nome de cerros, enquanto se reserva para as colinas onduladas, esculpidas nos diversos níveis de erosão epicíclicos, o nome igualmente popular de coxilhas. Entretanto, em relação aos terrenos mais elevados e salientes, da região de Piratini, Caçapava e Lavras, aplica-se o nome de “serras”. O autor ainda afirma que o termo regional “cerro” aplica-se para toda e qualquer saliência que se destaca acima do nível da superfície geral de coxilhas, quer se trate de frentes irregulares de cuevas festonadas de morros-testemunhos isolados (às vezes também chamados

de Guaritas), quer de cristas rejuvenescidas ou de relevos residuais existentes no interior do escudo.

Com base na metodologia aplicada neste estudo e levando em consideração análises já feitas para a área em questão, foram identificados os padrões de forma do relevo existentes em cada morfoescultura. Em função do grau de dissecação, tipos de topo, relação com o relevo do entorno e características morfométricas.

### **3.1 Características morfométricas da área de estudo**

A área de estudo em relação aos seus aspectos morfométricos apresenta uma amplitude altimétrica de 597 m, sendo a maior elevação encontrada de 601 m e a menor elevação de 4 m.

Torna-se evidente ao analisar o mapa hipsométrico da área de estudo (Fig. 19), que este se encontra desgastado em toda a borda que o limita com as demais unidades de relevo do Rio Grande do Sul, isto se deve principalmente pelos processos associados aos corpos hídricos estabelecidos desde o Terciário, que drenam o material intemperizado para as áreas mais baixas. Também é perceptível o condicionamento do relevo as falhas e fraturas, havendo rupturas de altimetria associadas, principalmente as falhas e fraturas com Lineamento NE-SW, que predominam na área do ESRG.



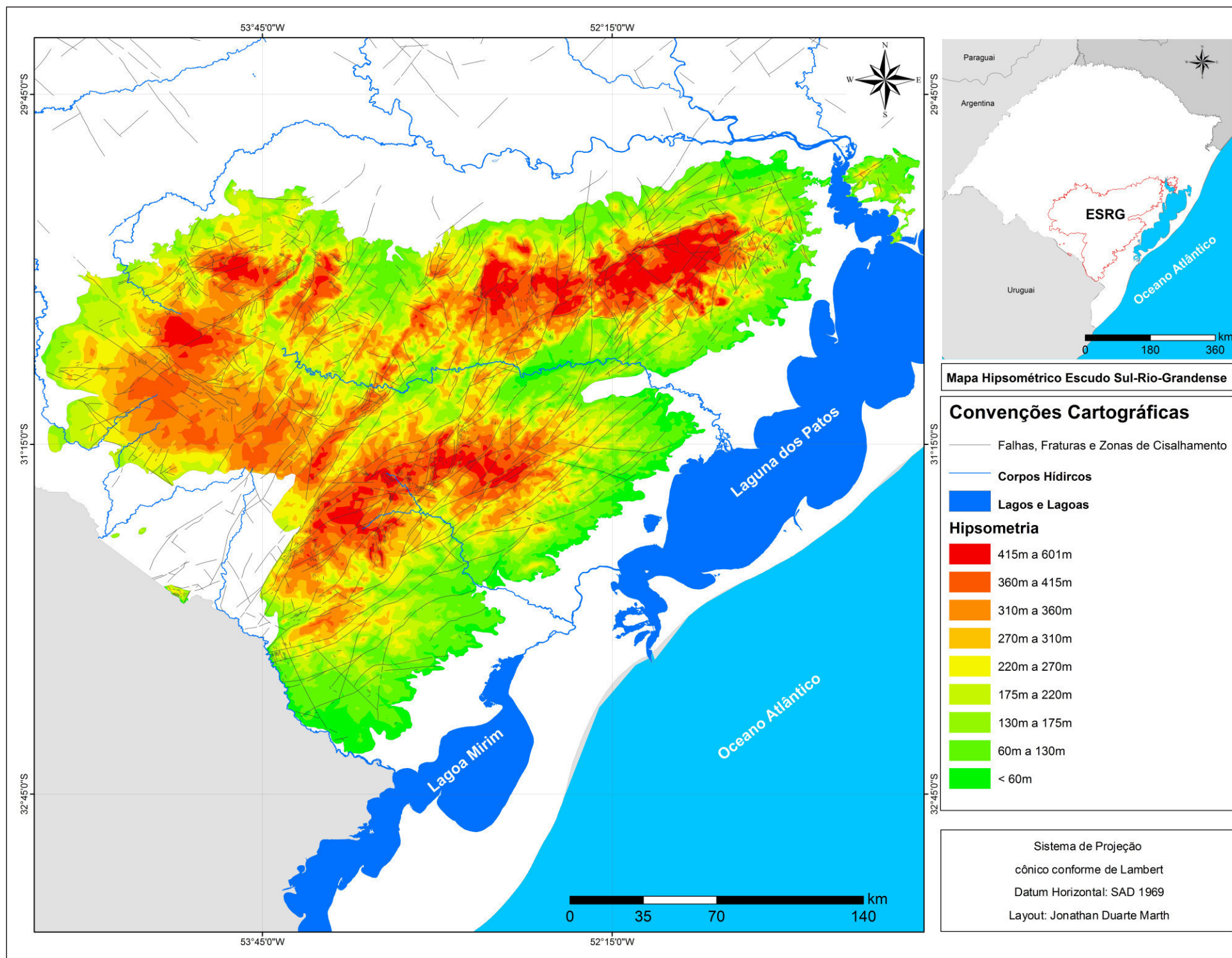


Figura 19: Mapa hipsométrico do ESRG.

As declividades predominantes no ESRG são de 12 % a 20 %, havendo em áreas próximas a depósitos Cenozoicos e formações do Paleozoico e Mesozoico áreas com declividades abaixo de 3 %. Estes depósitos se encontram geralmente nas extremidades da unidade e também em sua porção central. As maiores declividades, que estão na classe acima de 30 %, podem ser encontradas em diversos locais da área de estudo, com predomínio no setor Norte e na faixa central. O mapa com as declividades do ESRG pode ser visualizado na figura 20.

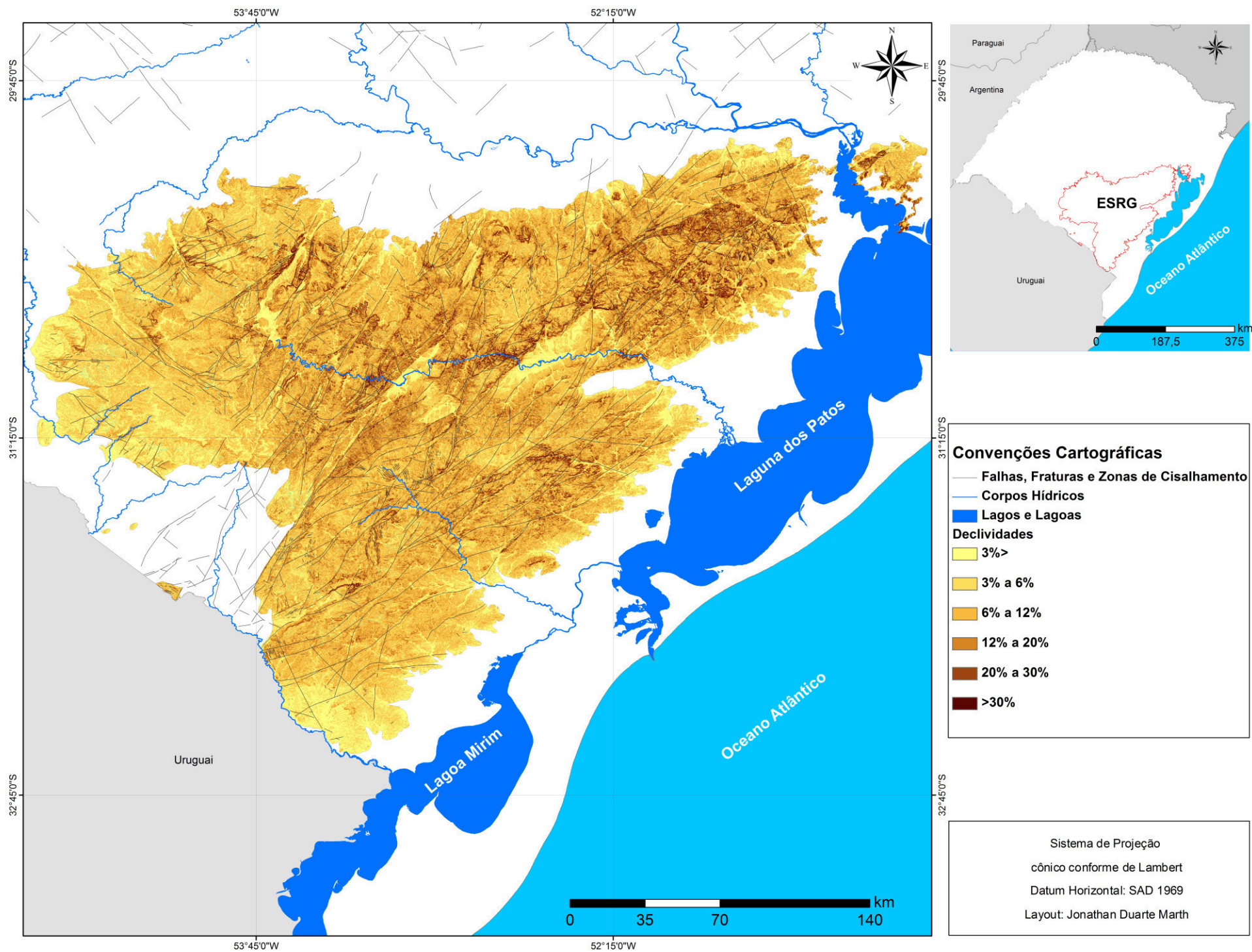
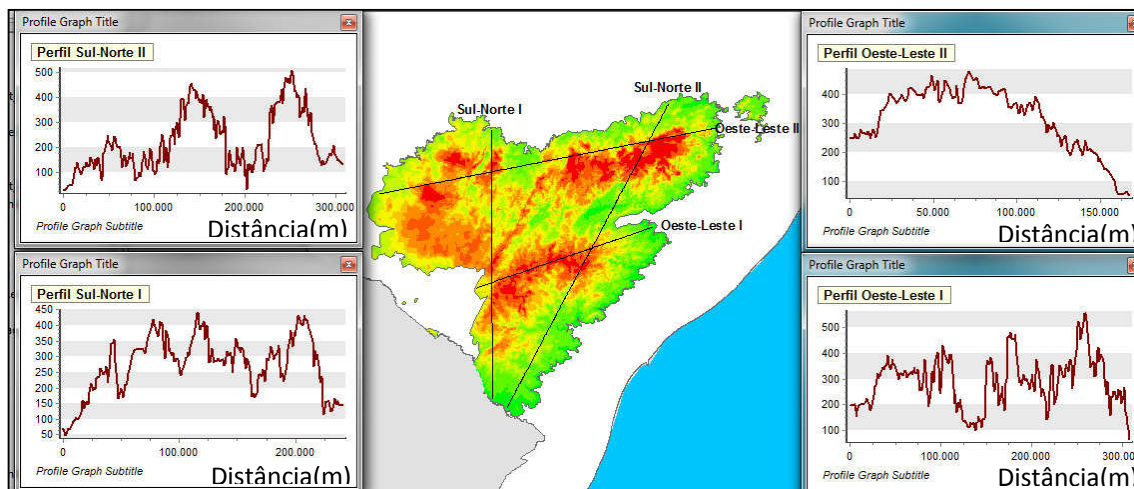


Figura 20: Mapa clinográfico do ESRG.

Os quatro perfis topográficos traçados na área de estudo evidenciam os diferentes graus de dissecação existentes. Foram traçados dois perfis de direção aproximada do eixo S – N e outros dois perfis de direção aproximada do eixo W – E, que podem ser visualizados na figura 21. Estes perfis mostram alguns aspectos importantes em relação ao entalhamento das diferentes litologias.



**Figura 21:** Perfis topográficos do ESRG e a posição dos perfis em relação à área estudada.

O perfil S-N I contempla dois núcleos residuais da área de estudo, também evidenciando o entalhamento associado ao rio Camaquã próximo as nascentes deste. Assim como demonstra o contato entre o Batólito Pelotas e o Terreno Tijucas, pela Dorsal de Canguçu.

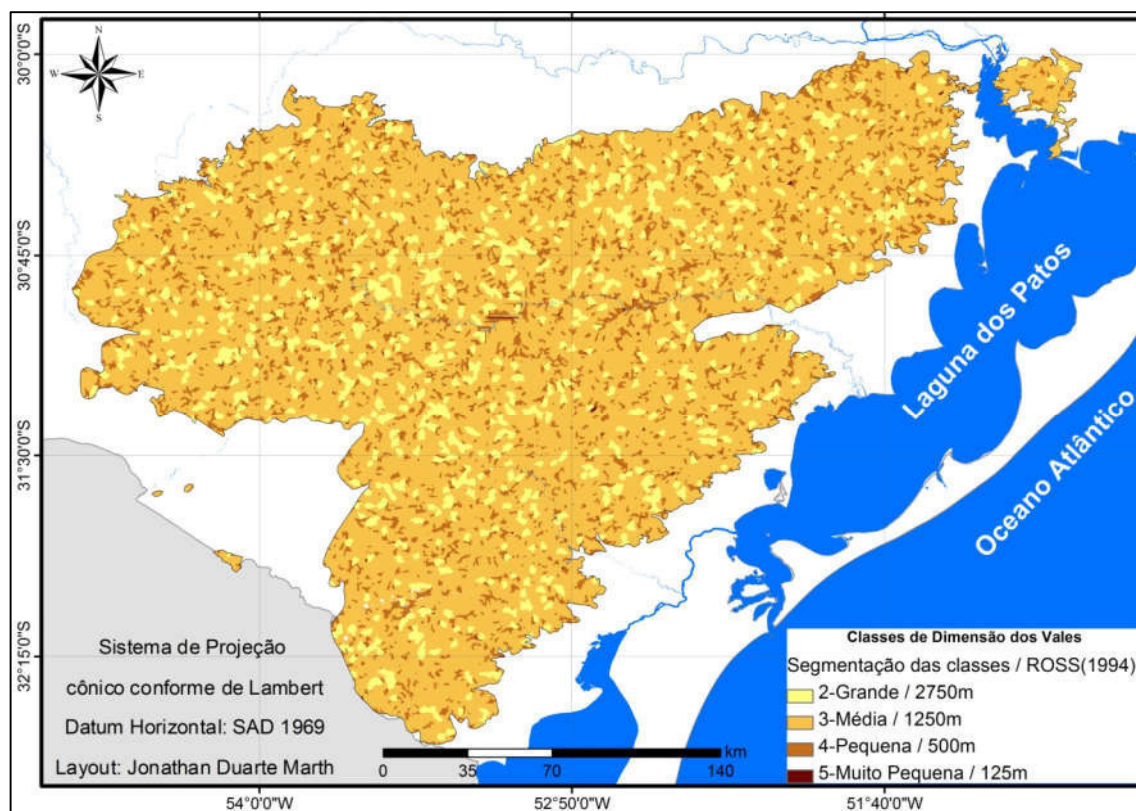
O perfil S-N II evidencia o entalhamento dos principais corpos hídricos que deságuam diretamente na Bacia de Pelotas, com destaque para o rio Camaquã, que apresenta um vale mais amplo e profundo em relação ao outro perfil de mesmo eixo, até mesmo por tratar-se de uma seção transversal mais à jusante desta bacia hidrográfica. Outra característica marcante é individualização dos relevos residuais Nordeste e Sudeste e uma porção ao Sul mais desgastada, correspondendo a relevo rebaixado marginal.

O perfil W - E I apresenta em suas extremidades relevo marginal, havendo ainda as morfoesculturas Planalto Residual Oeste, que apresenta patamares com o mesmo padrão de elevação e Planalto Residual Nordeste, que apresenta uma maior oscilação dos patamares de topos. Destaca-se ainda a Depressão Suspensa em Anfiteatro, que está bem delimitada no perfil e encontra-se entre os dois relevos residuais já citados.

O perfil W - E II indica uma inclinação predominante de oeste para leste nas áreas de topo da morfoescultura Planalto Residual Sudeste, mostrando ainda as diferentes transições desta para os relevos marginais à leste e a oeste, havendo um controle estrutural no segundo (Dorsal de Canguçu).

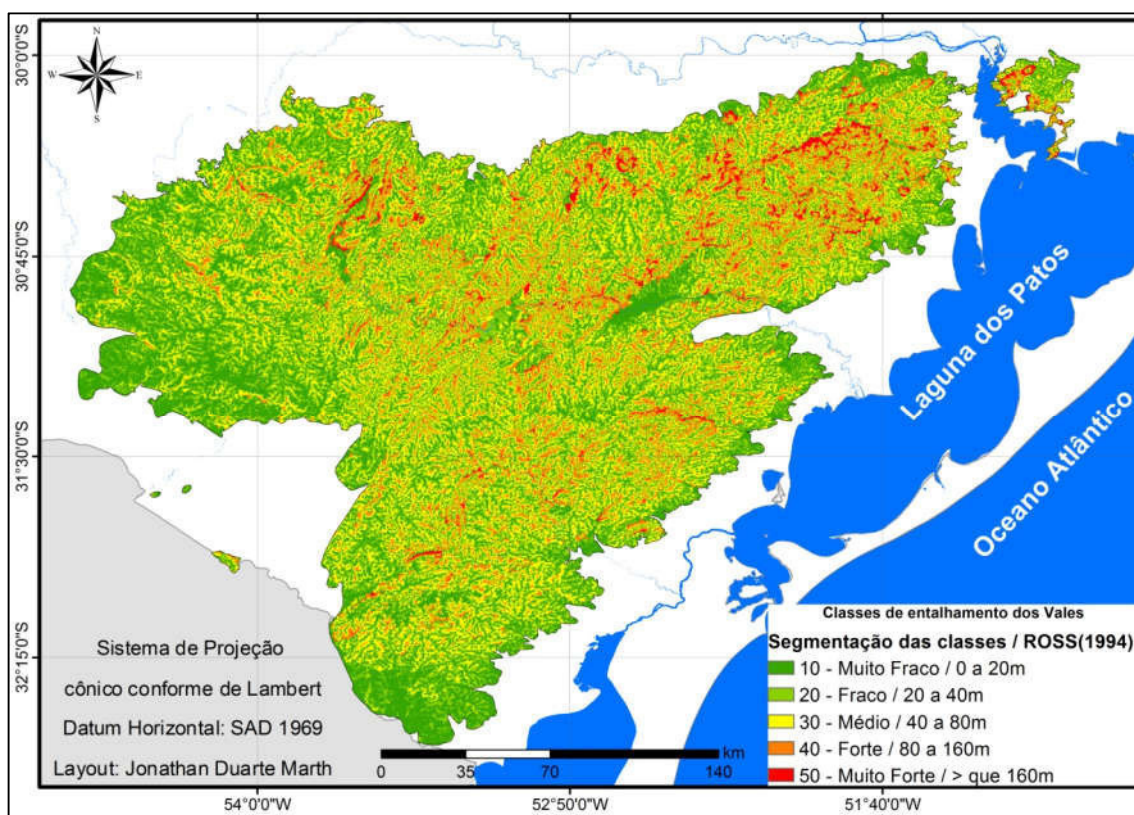
Outro importante variável que caracteriza os aspectos morfométricos da área estudada é o Índice de dissecação. Através deste, podemos observar as diferentes dimensões interfluviais e os variados graus de entalhamento de unidades de relevo presentes no ESRG. Salienta-se que a segmentação das classes foi baseada na proposição de Ross (1994), como já demonstrado anteriormente.

A figura 22 mostra as quatro classes de dimensão interfluvial encontradas no ESRG, evidenciando o predomínio da classe média (1250 m) e a diminuta ocorrência da classe muito pequena (125 m). Através desta variável percebe-se que há um predomínio de vales amplos.



**Figura 22:** Classes de dimensão dos vales do ESRG a partir da segmentação proposta por Ross (1994).

O parâmetro entalhamento dos vales, apresentado na figura 23, mostra que os vales com maior entalhamento estão nos relevos residuais com destaque para a morfoescultura Planalto Residual Nordeste. A morfoescultura Planalto residual Oeste, por apresentar relevo desgastado apresenta em sua maior extensão vales com entalhamento de médio a muito fraco. Os relevos marginais possuem variações locais de entalhamento dos vales, porém a figura mostra o predomínio de vales pouco profundos (0 a 20 m) nos relevos marginais à oeste do ESRG e na porção Sul do Planalto Rebaixado Marginal Leste e predomínio de vales mais profundos nas faixas norte e leste (20 a 40 m e 40 a 80 m), evidencia esta, que indica influências da dinâmica costeira no grau de dissecação.



**Figura 23:** Classes de entalhamento dos vales do ESRG a partir da segmentação proposta por Ross (1994).

Buscando entender os diferentes formatos de vales fez-se a soma das reclassificações de classes de dimensão interfluvial e entalhamento dos vales, gerando 20 classes de combinações entre estas variáveis. O resultado está apresentado nas figuras 24 e 25.

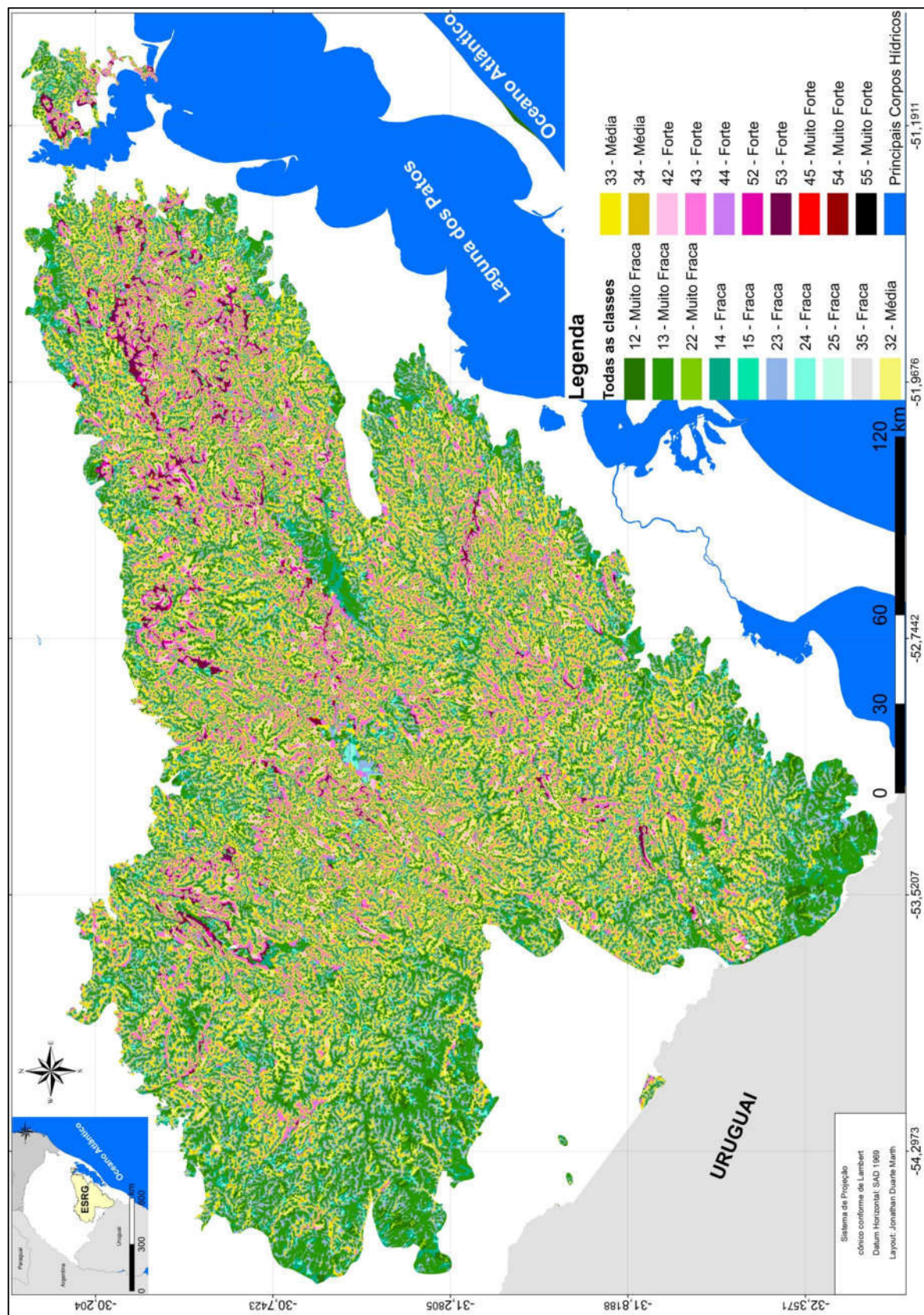
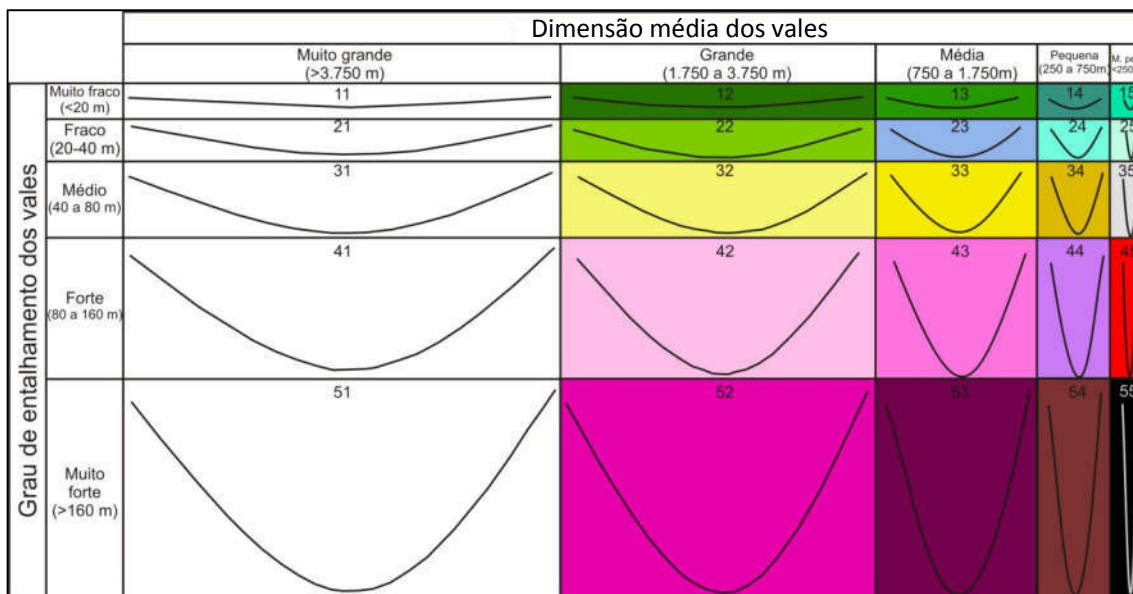


Figura 24: Combinações de classes de dimensão dos vales e entalhamento dos vales para o ESRG.



**Figura 25:** Perfis dos vales que representam cada classe de dissecação do ESRG, baseado na matriz de Ross (1994) e preenchidos com cores apresentadas na figura 26.

Fazendo uma análise ampla sobre o ESRG, nota-se que há um predomínio de vales em U abertos, que em alguns setores têm caráter planificado, em função de vertentes baixas. As classes com maior abrangência de área são 13, 33, 23, 43, respectivamente. Estes quatro tipos de vales correspondem a aproximadamente 75 % de todos os vales do ESRG.

Os vales de menor abrangência na área estudada pertencem a classe 55 (Vales em V - estreitos e com entalhamento acima de 160 m), correspondendo a menos de 1 % dos vales. Este tipo de vale encontra-se de maneira pontual nas escarpas dos terrenos residuais, próximo aos limites destes com terrenos adjacentes.

Outra característica importante em relação aos perfis dos vales é que a área de estudo não apresentou vales com dimensões interfluviais acima de 3.750m, indicando a inexistência de vales muito amplos.

Como bem relatam Guimarães *et al.* (2017), a proposta de classificação da dissecação de Ross (1994) privilegia as classes mais altas de dissecação em relação as classes mais baixas, que em determinados mapeamentos podem nem existir, já que poucas combinações numerais dos graus de entalhamento e de dimensão dos vales representam estas.

Ao analisar o relevo de maneira genérica fica evidente que a dissecação é maior em áreas onde predominam vales encaixados e profundos,



predominantemente em forma de V e com dimensão interfluvial pequena, caracterizados por apresentarem altas declividades. Já em áreas planas, normalmente com baixa densidade de drenagem e topos planos, a dissecação é menor.

Em relação aos diferentes graus de dissecação, a área de estudo apresentou as cinco classes, variando de muito baixa a muito alta, conforme a figura 26.

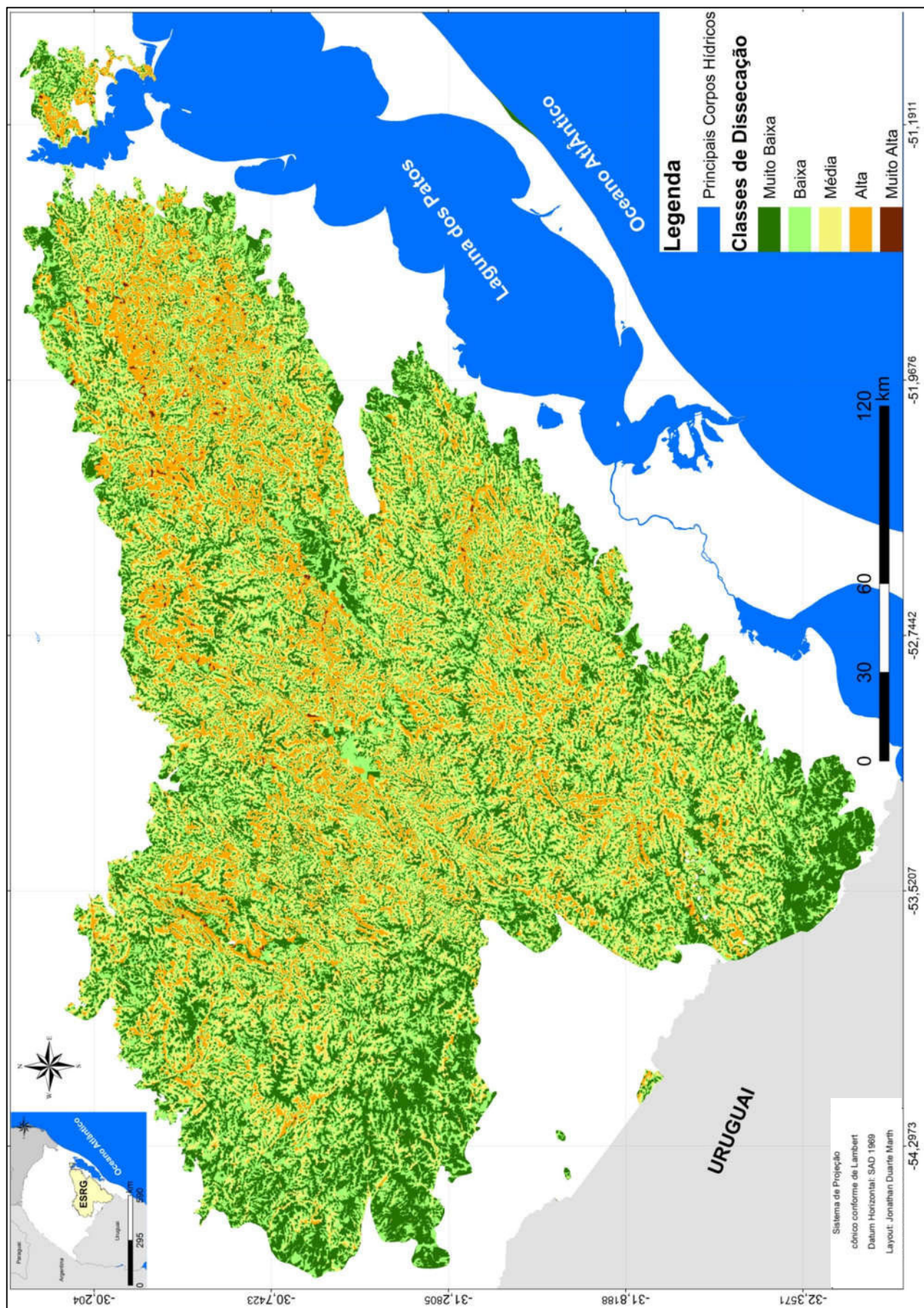


Figura 26: Mapa de dissecação do ESRG baseado na proposta de Ross (1994).

Ao analisar as diferentes classes de dissecação do ESRG nota-se que a classe muito baixa possui maior abrangência nos planaltos marginais, em áreas com vales mais amplos.

A classe de dissecação alta predomina nas morfoesculturas residuais e nos seus limites com os relevos marginais, com destaque para a morfoescultura Planalto Residual Nordeste. Esta morfoescultura apresenta também a classe muito alta, que possui uma abrangência ínfima no ESRG.

A abrangência das diferentes classes de dissecação classificadas para área do ESRG podem ser visualizadas na tabela 5.

**Tabela 5:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de dissecação no ESRG.

<b>Classe de Dissecação</b>	<b>Área em km<sup>2</sup></b>	<b>Percentagem da área</b>
<b>Muito Baixa</b>	14.088,88	30,78
<b>Baixa</b>	12.615,87	27,56
<b>Média</b>	12.758,82	27,87
<b>Alta</b>	6.167,19	13,47
<b>Muito Alta</b>	143,06	0,32
<b>Total</b>	45.773,82	100

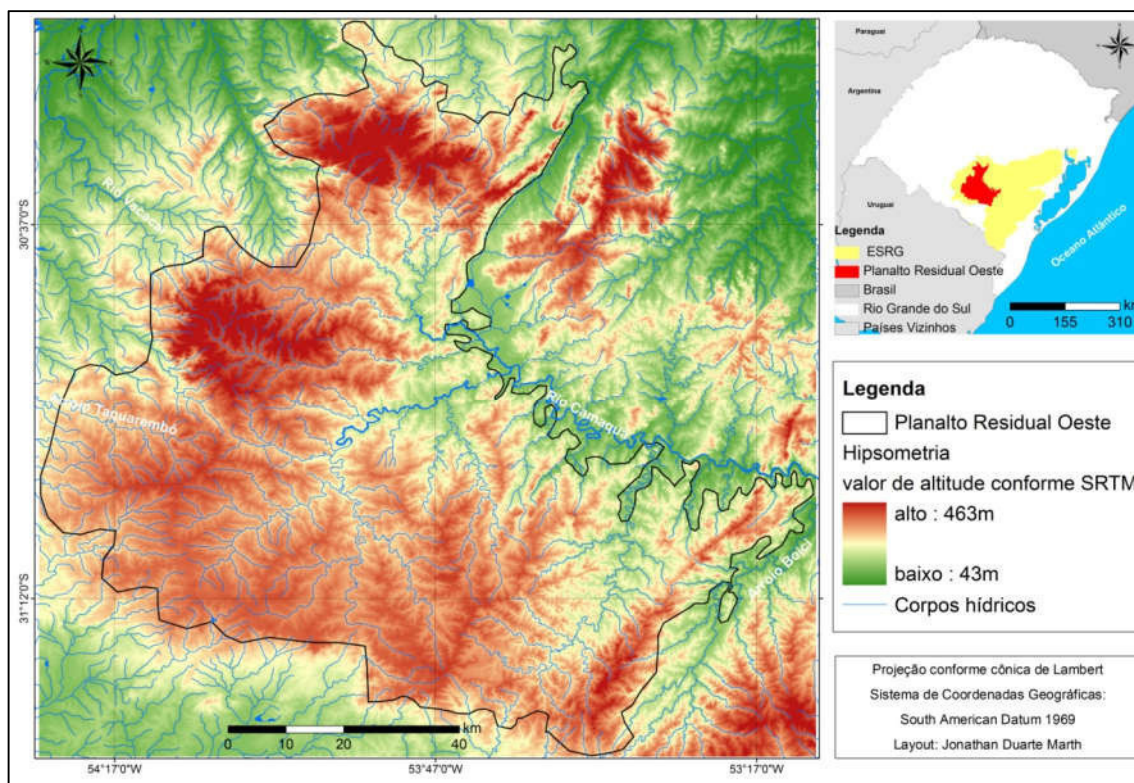
A abrangência das diferentes classes de dissecação evidencia o predomínio de dissecações baixas e médias, assim como mostra a pequena expressão territorial das classes altas.

### **3.2 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Oeste**

Esta unidade morfoescultural localiza-se na porção oeste do ESRG situando-se sobre rochas dos domínios Taquarembó, São Gabriel e rochas da Bacia Camaquã, englobando áreas de treze municípios, com destaque para Bagé, Caçapava do Sul, Dom Pedrito, Pinheiro Machado e Lavras do Sul.

Apresenta amplitude altimétrica de 365 m, com as maiores elevações na porção norte, com 463 m de altitude (norte de Lavras do Sul) e as menores altitudes

na porção nordeste, com 98 m (Caçapava do Sul), associadas à unidade morfoescultural Depressão Suspensa em Anfiteatro, como evidencia a figura 27.

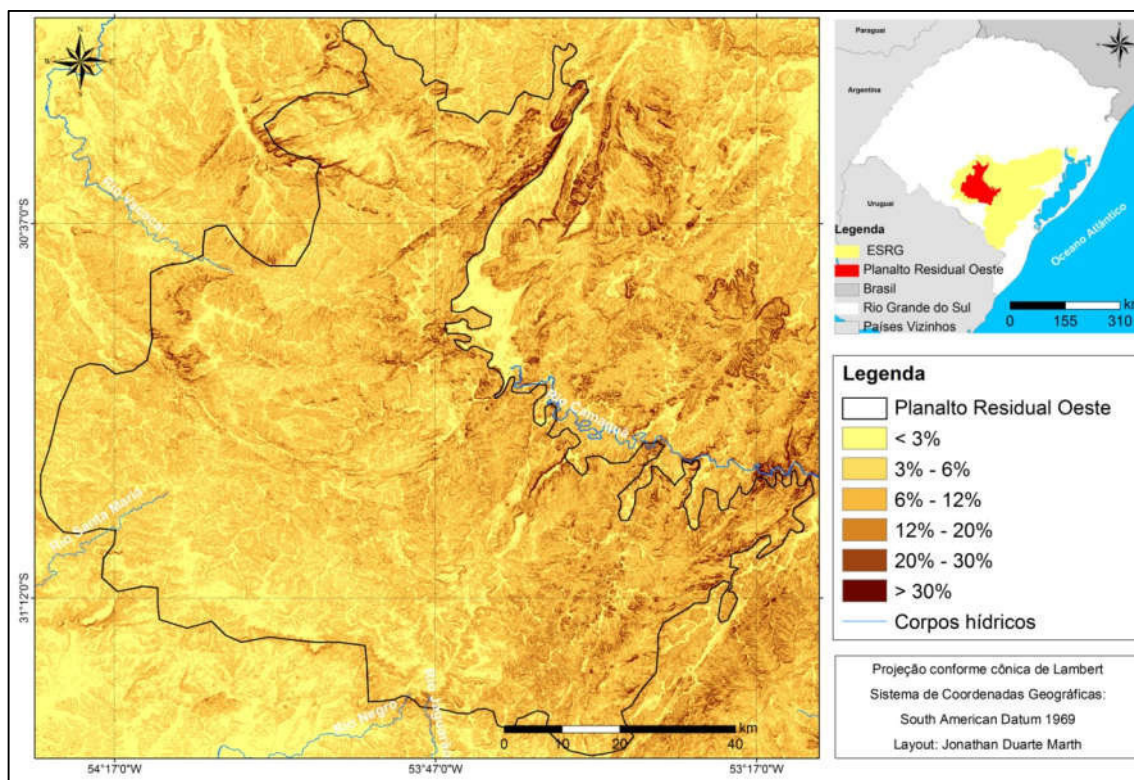


**Figura 27:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Oeste.

A drenagem atual desta unidade em grande parte está direcionada para o interior do ESRG, sendo que a maioria das sub-bacias deságua no rio Camaquã. Excetua-se a borda externa nas porções norte, oeste e leste, que encontra-se associada ao Planalto Rebaixado Marginal Oeste e apresenta drenagem direcionada para a depressão periférica. Grande parte da área pertence à bacia hidrográfica do rio Camaquã, abrangendo ainda áreas de cabeceiras de outras quatro bacias hidrográficas, que são: Vacacaí – Vacacaí Mirim, Santa Maria, Negro e Mirim-São Gonçalo.

Em relação à clinografia, observa-se o predomínio de declividades de 6 % a 12 %, que abrange aproximadamente 40 % desta unidade, conforme evidenciam a figura 28 e a tabela 6. Ressalta-se que mesmo apresentando relevo residual esta morfoescultura não possui grandes rupturas de relevo em relação às unidades adjacentes, haja vista a baixa percentagem de classes de declividade acima de 12 %. As maiores rupturas de relevo estão no seu limite nordeste, no contato com a

unidade Depressão Suspensa em Anfiteatro e leste/sudeste, no contato com Patamares planos e dissecados da BHC e Planalto Residual Sudeste, indicando dissecação linear mais contundente do que a outra face.



**Figura 28:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Oeste.

**Tabela 6:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Oeste.

<b>Classe de Declividade</b>	<b>Área em km<sup>2</sup></b>	<b>Percentagem da área</b>
< 3 %	935,76	14,23
3 % a 6 %	1932,58	29,39
6 % a 12 %	2729,10	41,50
12 % a 20 %	789,03	12,00
20 % a 30 %	150,72	2,29
> 30 %	39,07	0,59
<b>Total</b>	<b>6576,25</b>	<b>100</b>

Esta unidade apresenta um relevo residual como já mencionado anteriormente, consistindo em superfície antiga de erosão, que apresenta formas homogêneas, com predomínio de relevo colinoso (Fig. 29). A dissecação desta área está associada principalmente a Depressão Periférica e aos efeitos dos processos

de circundesnudação. Os topos são principalmente convexos e planos. Ainda é possível observar alguns platôs entre São Gabriel e Lavras do Sul e mais ao norte entre os municípios de São Sepé, Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul, correspondendo a rochas da Bacia Camaquã (vulcânicas alcalinas) e Terreno São Gabriel (granitoides). Outro tipo de relevo encontrado nesta unidade, com menor área de abrangência, são morros com topos estreitos e alongados, predominantemente em Caçapava do Sul (vulcânicas alcalinas) e Pinheiro Machado (metasedimentares e ortognaisses), nos limites desta unidade com as morfoesculturas Depressão Suspensa em Anfiteatro, Planalto Residual Sudeste e Patamares planos e dissecados da BHC.



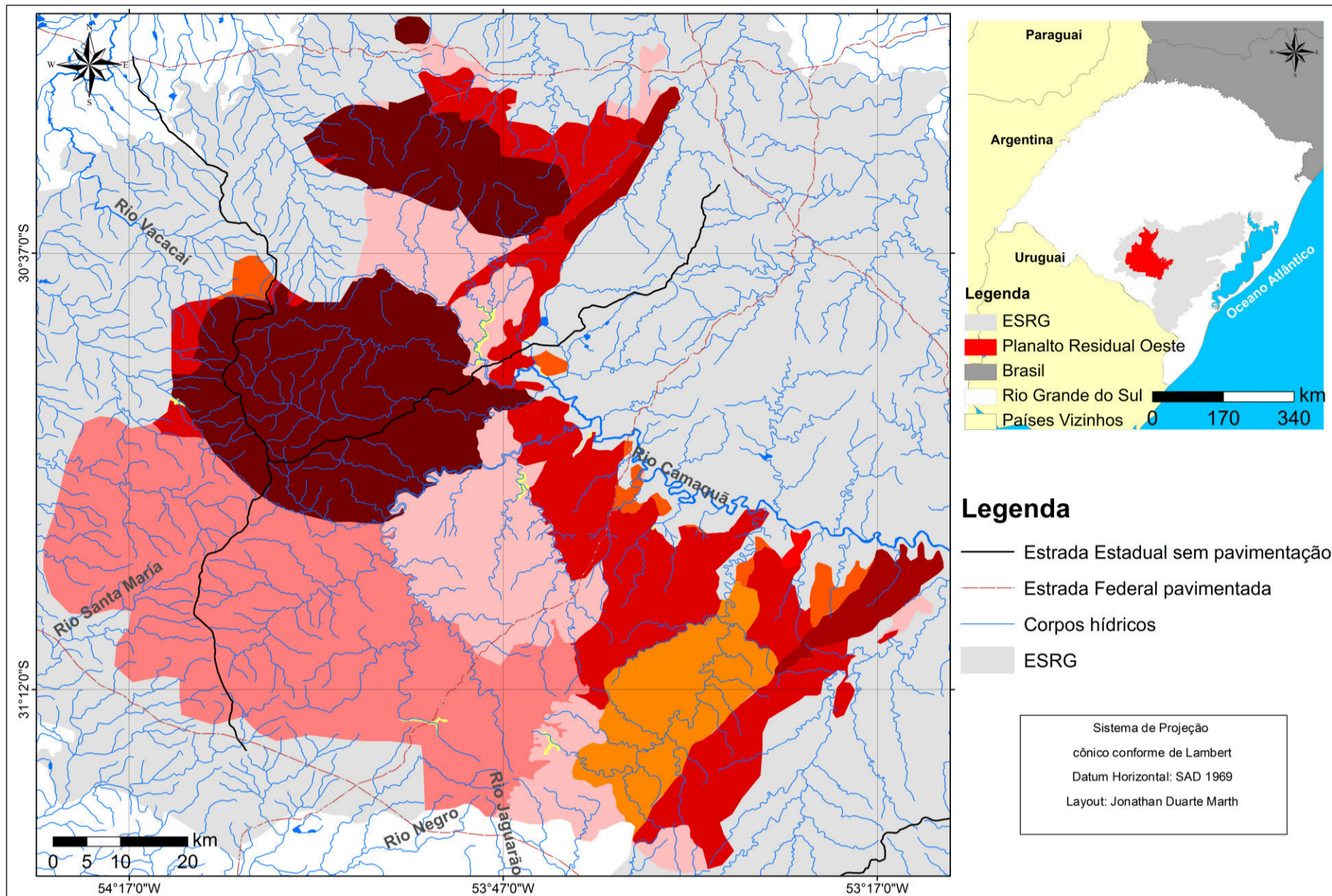
**Figura 29:** A) Imagem com relevo homogêneo - coordenadas (22J 217347/6582408); B) topo de colina plano e alongado – coordenadas (21J 772609/6537419 ).

### 3.2.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Oeste

Na morfoescultura Planalto Residual Oeste foram individualizados nove padrões de formas do relevo, que são: Platôs, morros alongados com topos aguçados, morros alongados com topos convexos, morros com topos planos, colinas com topos planos e convexos, colinas dissecadas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos, colinas com topos convexos e vales dissimétricos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 7 na ordem que serão descritos na sequência. A espacialização dos padrões pode ser vista na figura 30.

**Tabela 7:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Oeste.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>platôs</b>	1488,86
<b>morros alongados com topos aguçados</b>	174,34
<b>morros alongados com topos convexos</b>	1286,21
<b>morros com topos planos</b>	11,29
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	1946,75
<b>colinas dissecadas com topos planos e convexos</b>	1102,54
<b>colinas com topos convexos</b>	107,52
<b>colinas com topos convexos vales dissimétricos</b>	419,50
<b>planícies fluviais</b>	19,16
<b>Total</b>	<b>6556,17</b>



MORFOES-TRUTURA	MORFOES-CULTURA	MODELADO	PADRÕES DE FORMA	CLASSE DE DISSECAÇÃO PREDOMINANTE	DECLIVIDADES PREDOMINANTES	TOPOS	ELEVAÇÃO (m)		
							min	max	ampl
Escudo Sul-Rio-Grandense	Planalto Residual Oeste	dissecação	PLATÔ	muito baixa / média a alta	<6%	planos	190	463	273
			MORROS ALONGADOS COM TOPOS AGUÇADOS	alta	> 30%	convexos com cristas	136	412	276
			MORROS ALONGADOS COM TOPOS CONVEXOS	média a altas	12% a 30%	convexos	130	445	315
			MORROS COM TOPOS PLANOS	Baixa e alta	6% a 12%	planos	126	291	165
			COLINAS COM TOPOS PLANOS E CONVEXOS	Muito baixa a baixa	<6%	Planos e convexos	208	402	194
			COLINAS DISSECADAS COM TOPOS PLANOS E CONVEXOS	baixa a média	6% a 12%	Planos e convexos	160	390	230
			COLINAS COM TOPOS CONVEXOS	média	6% a 12%	convexos	137m	340m	203m
		COLINAS DISSECADAS COM TOPOS CONVEXOS E VALES DISSIMÉTRICOS	média	6% a 12%	convexos	154m	372m	218m	
acumulação	PLANÍCIES FLUVIAIS		<3%	planos	134m	340m	206m		

Figura 30: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Oeste.



### 3.2.1.1 Padrões de forma em Platôs

O relevo contido neste padrão de forma se caracteriza por apresentar as unidades com áreas mais elevadas da morfoescultura, destacando-se dos relevos que os circundam, devido as suas extensões amplas, com topos de caráter plano e declividades baixas (Fig. 31), apresentando escarpas declivosas nas bordas.

Os platôs, localizados na parte norte da morfoescultura, estão associados diretamente a corpos graníticos e a rochas efusivas da formação acampamento velho (Riolitos), no domínio São Gabriel. A drenagem nestas áreas tende a ser radial e predomina a classe de dissecação muito baixa nos topos e nas escarpas estas variam de média a alta. Destaca-se também a presença de matacões nos topos destas formas. De maneira geral a malha hidrográfica possui entalhamento crescente em direção as bordas deste tipo de relevo e o recuo lateral não é tão perceptível, sendo o componente hidrográfico o mais proeminente

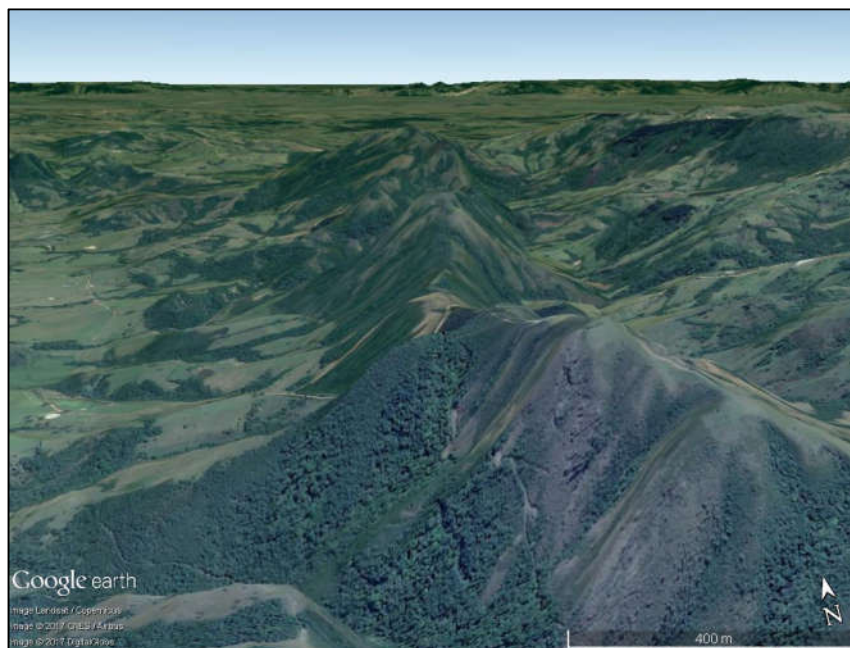


**Figura 31:** Unidade de Platô com relevo plano no município de Lavras do Sul.

### 3.2.1.2 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados

Este padrão apresenta morros alongados e estreitos, seguindo direcionamento de falhas e alcançando até 412 m de altitude (Fig. 32). Esta unidade apresenta topos convexizados e com predomínio de cristas, localizando-se nas

porções nordeste e sudeste do Planalto Residual Oeste e situando-se predominantemente sobre rochas do complexo porongos (metamorfizadas) e do Grupo Cerro do Bugio (vulcânicas). Nesta unidade prevalece o índice de dissecação alto, até mesmo por apresentarem vertentes retilíneas, com declividades acima de 30% e vales estreitos em V. A drenagem associada a estas unidades de relevo apresenta padrão paralelo aos falhamentos, com canais retilinizados, porém destaca-se o escoamento superficial, até mesmo pelos solos rasos que predominam nos segmentos planos de vertentes. O relevo situa-se sobre rochas compostas por minerais resistentes ao intemperismo, sendo possível notar que estas áreas são suscetíveis a movimentos de massa, principalmente nas vertentes mais íngremes.



**Figura 32:** Imagem do *Google Earth* evidenciando morros alongados com topos aguçados no município de Caçapava do Sul.

### 3.2.1.3 Padrões de forma em morros alongados com topos convexos

Estas unidades de relevo situam-se predominantemente na faixa leste e norte da morfoescultura residual oeste, apresentando substrato rochoso diversificado (do terreno Tijucas, São Gabriel e Bacia do Camaquã), geralmente estando no contato de diferentes rochas, que propiciam através de seus arranjos estruturais e características mineralógicas a ação diferencial dos fatores climáticos, gerando áreas com relevos mais declivosos e de topos predominantemente convexos (Fig.

33). Por vezes estes morros se caracterizam por espigões perpendiculares as superfícies de cimeira. As classes de dissecação predominantes neste padrão variam de média a alta, apresentando declividades de até 30 % nas vertentes mais íngremes. O padrão de drenagem varia de paralelo a radial. A amplitude altimétrica deste padrão, considerando todas as unidades dispersas na morfoescultura, é de 315 m. Este padrão se encontra disperso por toda a morfoescultura, variando desde áreas de cimeira até áreas próximas da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC, que possui relevo mais rebaixado. Apesar de evidente controle estrutural condicionando este padrão, é possível notar que os topos, sofreram um desgaste associado ao predomínio do intemperismo químico, que manteve o caráter convexo dos topos e criou diferentes curvaturas destes.



**Figura 33:** Vista lateral de morros alongados com topos convexos no município de Pinheiro Machado.

#### 3.2.1.4 Padrões de forma em morros com topos planos

Este padrão trata-se de unidade encontrada no sudeste da morfoescultura sobre rochas do grupo Guaritas (Bacia Camaquã), apresentando topo plano devido às rochas basálticas da unidade Rodeio Velho, que ofereceram maior resistência ao intemperismo em relação às rochas areníticas da formação Pedra Pintada (predominante na região), caracterizando-se como morros testemunhos. Desta forma, estes morros possuem inclinação decrescente predominante de leste para

oeste, apresentando escarpa na face Leste (Fig. 34). Esta unidade apresenta dissecações altas na parte de escarpa e dissecações médias e baixas nos topos. As declividades predominantes variam de 6 % a 12 %, alcançando valores maiores de 30 % nas escarpas. Este padrão apresenta amplitude altimétrica de 165 m, quando considerada toda a extensão deste, alcançando altitudes de 219 m nos topos.



**Figura 34:** Imagem do *Google Earth* caráter plano dos topos e escarpa na face. Município de Pinheiro Machado.

#### 3.2.1.5 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão situa-se na porção sul da morfoescultura, caracterizando-se por colinas com predomínio da classe de dissecação muito baixa, que apresentam topos convexos e planos e vales em forma de U, com dimensão interfluvial média (Fig. 35). Localizam-se predominantemente sobre o domínio Taquarembó e secundariamente sobre o terreno São Gabriel, sendo compostas basicamente por granitóides e por rochas paleozóicas aflorantes das formações Santa Tecla, Palermo e Rio Bonito.

O relevo apresenta uma amplitude altimétrica de 194 m e corresponde a uma superfície de cimeira em relação aos relevos do entorno, sendo área de nascente do rio Camaquã e outros importantes corpos hídricos da região. O padrão de drenagem é dendrítico.

Nas áreas das rochas paleozoicas a erosão diferencial formou um relevo mesiforme, inclusive formando algumas escarpas no limite sul deste padrão com a morfoescultura marginal sudoeste, onde aparecem declividades de até 30 %.



**Figura 35:** Padrão de colinas com topos convexos e planos no município de Dom Pedrito.

#### 3.2.1.6 Padrões de forma em colinas dissecadas com topos planos e convexos

Este padrão apresenta colinas com topos planos e convexos (Fig. 36) em patamar diferente (mais baixo) que as colinas descritas anteriormente. O padrão se situa sobre granitóides do terreno São Gabriel e rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã, apresentando amplitude altimétrica de 230 m, com altitudes de até 390 m em colinas da porção centro-leste da morfoescultura residual oeste. As declividades predominantes se encontram abaixo da classe de 12 %, porém, apresentam de maneira pontual declividades de até 30 %. A classe de dissecção predominante é média, condicionada principalmente pela profundidade dos vales. O relevo apresenta os padrões de drenagem dendrítico e paralelo, com predomínio do primeiro, principalmente nas porções centro e norte.



**Figura 36:** Padrão de colinas dissecadas com topos convexos e planos no município de Lavras do Sul.

#### 3.2.1.7 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Este padrão caracteriza-se por colinas de topos convexos (Fig. 37), que se situam predominantemente sobre rochas da Bacia do Camaquã, com maior abrangência de dissecções médias e declividades predominantes abaixo de 12 %. O padrão de drenagem predominante é dendrítico com canais meandranes. A homogeneidade de resistência ao intemperismo do substrato rochoso ocasionou um relevo homogêneo, com vales em U associados a vertentes convexas com alguns segmentos planos. Esta unidade encontra-se nas bordas da morfoescultura, principalmente em áreas próximas do rio Camaquã.



**Figura 37:** Padrão de colinas dissecadas com topos convexos no município de Lavras do Sul.

### 3.2.1.8 Padrões de forma em colinas dissecadas com topos convexos e vales dissimétricos

Este padrão apresenta colinas com topos convexizados (Fig. 38) de dissecação média predominante, que se situam sobre rochas da formação varzinha (arenitos e conglomerados). O padrão de drenagem é predominantemente dendrítico, apresentando trechos retangulares, com o predomínio de canais meandranes. Estas formas indicam uma dissecação lateral das colinas (evidências do passado) e o consequente alargamento dos vales, provavelmente a partir do Pleistoceno/Holoceno. Em fase morfogenética anterior predominou entalhamento vertical das camadas mais resistentes ao intemperismo por parte do sistema fluvial que se estabeleceu na área. Apesar das vertentes convexas abrangerem a maior parte deste relevo, há segmentos com vertentes planas e declivosas. Este relevo apresenta uma amplitude altimétrica de 203 m, sendo que as maiores elevações alcançam 372 m de altitude, em setores adjacentes aos terrenos dominados por morros alongados de topos convexos.



**Figura 38:** Padrão de colinas dissecadas com topos convexos e vales dissimétricos no município de Lavras do Sul.

O fator diferencial deste padrão é o fato de apresentar vales dissimétricos (Fig. 39), ocasionados principalmente pela disposição inclinada das camadas de rocha sedimentar e pela erosão diferenciada nas diferentes vertentes das colinas, que por vezes apresentam declividades altas de um lado e formato em rampas suavizadas de outro.



**Figura 39:** Imagem do *Google Earth* evidenciando a drenagem e os vales dissimétricos do padrão de formas.

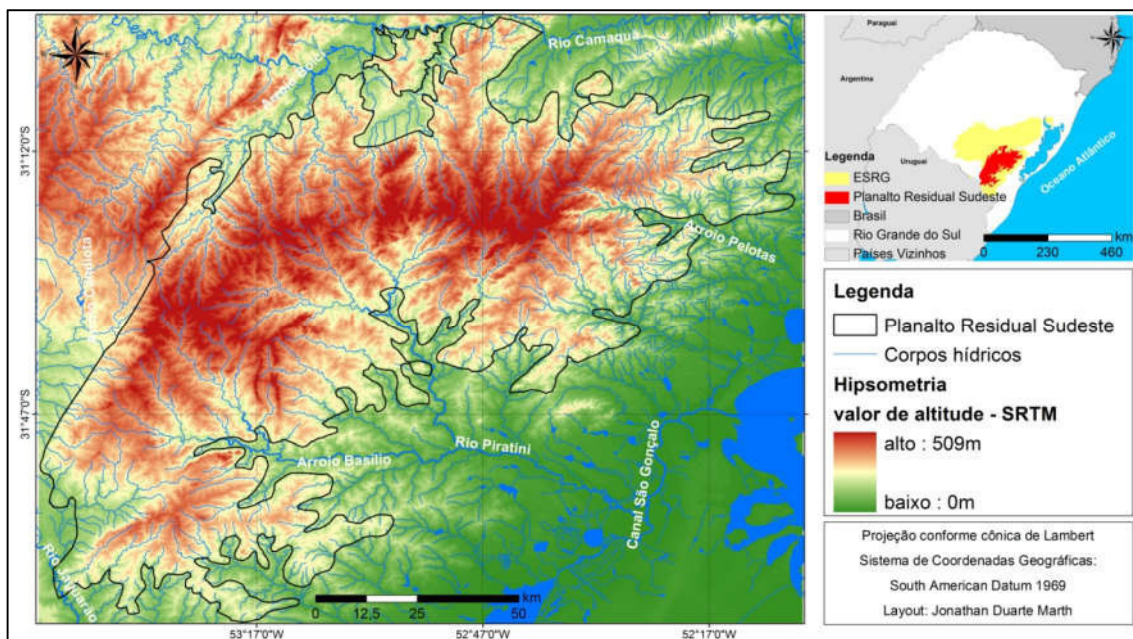


### 3.2.1.9 Padrões de forma em planícies fluviais

De idade Holocênica, este padrão consiste em áreas planas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios da morfoescultura. São áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial. Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas. Esta é a menor unidade de padrões de forma e encontra-se compartimentada ao longo de diversos arroios, em algumas porções da área. Destaca-se que apesar de pequena abrangência neste setor, isto se deve principalmente a escala de análise.

### **3.3 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Sudeste**

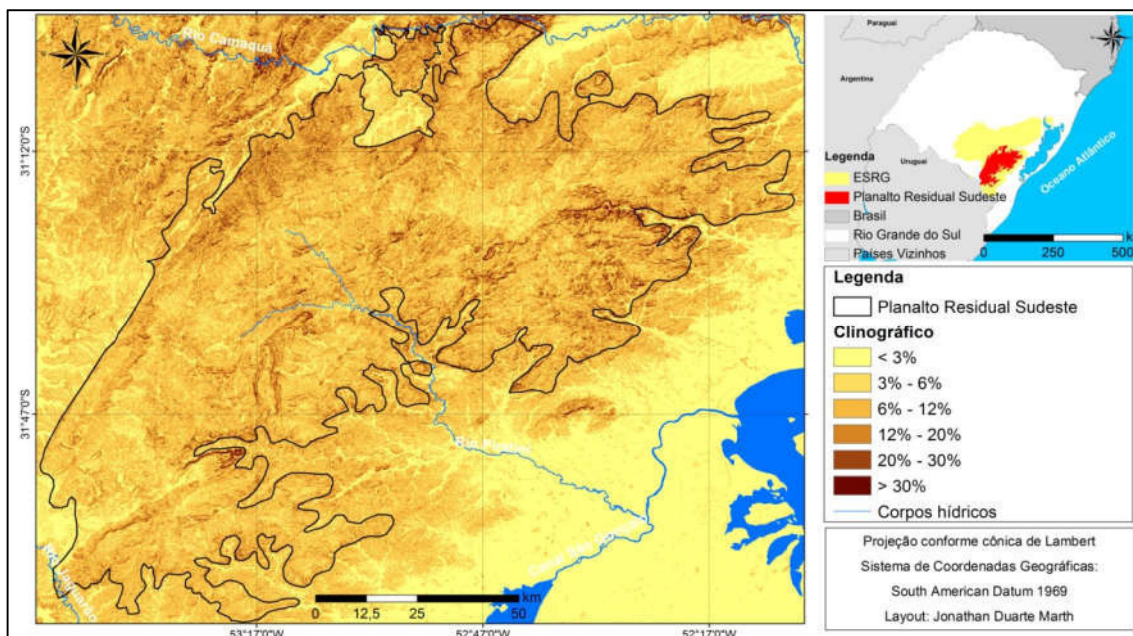
Esta unidade situa-se na porção Sudeste do ESRG, a leste da Dorsal de Canguçu e ao sul do rio Camaquã, sendo composta por rochas do Batólito de Pelotas e parte do Terreno Tijucas (faixa oeste), com predomínio de rochas Neoproterozoicas (granitoides). Nesta unidade situam-se 13 municípios, alguns de maneira parcial, com destaque para Canguçu, Piratini, Pinheiro Machado, Pedras Altas, Herval, São Lourenço do Sul e Pelotas. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 447 m com as maiores altitudes na porção nordeste, alcançando 509 m de elevação (município de Canguçu) e as menores altitudes estão na borda leste, alcançando 32 m de elevação no município de Pelotas, na transição para o relevo marginal da unidade Planalto Rebaixado Marginal Leste como evidencia a figura 40.



**Figura 40:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Sudeste.

A rede de drenagem desta unidade é direcionada principalmente para duas direções predominantes, para sudeste (bacia hidrográfica Mirim-São Gonçalo) e para Norte, inserida na bacia hidrográfica do rio Camaquã. A morfoescultura possui uma linha de cumeada com eixo maior na direção sudoeste-nordeste, apresentando vales com dimensões interfluviais maiores nos arroios com drenagem para sudeste.

Quanto à clinografia, as maiores declividades estão acima de 30%, nas porções Nordeste e Noroeste, porém o predomínio de declividades é da classe de 6 % a 12 %, que representa aproximadamente 45 % desta unidade. A figura 41 e a tabela 8 demonstram as declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência.



**Figura 41:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Sudeste.

**Tabela 8:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Sudeste.

Classe de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Percentagem da área
< 3 %	791,27	8,00
3 % a 6 %	2191,28	21,89
6 % a 12 %	4681,21	46,77
12 % a 20 %	1931,99	19,30
20 % a 30 %	348,38	3,48
> 30 %	64,99	0,65
<b>Total</b>	<b>10009,11</b>	<b>100</b>

A morfoescultura apresenta o predomínio de relevo com morros (Fig. 42) com vales em U, apresentando controle estrutural maior nas faixas leste e norte.



**Figura 42:** A) Vista do limite Leste da Unidade, no limite da zona de cisalhamento dorsal de Canguçu – coordenadas (22J 261245/6510214 ); B) Elementos de topo convexo – coordenadas (22J 286559/6499542).

### 3.3.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Sudeste

Na morfoescultura Planalto Residual Sudeste foram individualizados sete padrões de formas do relevo, que são: morros alongados com topos aplainados de cimeira, Platôs, morros alongados com topos convexos, morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 9, de acordo a ordem em que serão escritos a seguir. O mapa com os padrões de forma do planalto Residual Sudeste pode ser visualizado na figura 43.

**Tabela 9:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Sudeste.

<b>Padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros alongados com topos aplainados -cimeira</b>	2961,00
<b>platôs</b>	77,01
<b>morros alongados com topos convexos</b>	474,72
<b>morros com topos convexos</b>	5620,00
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	760,07
<b>colinas com topos convexos</b>	91,41
<b>planícies fluviais</b>	6,69
<b>total</b>	9990,91

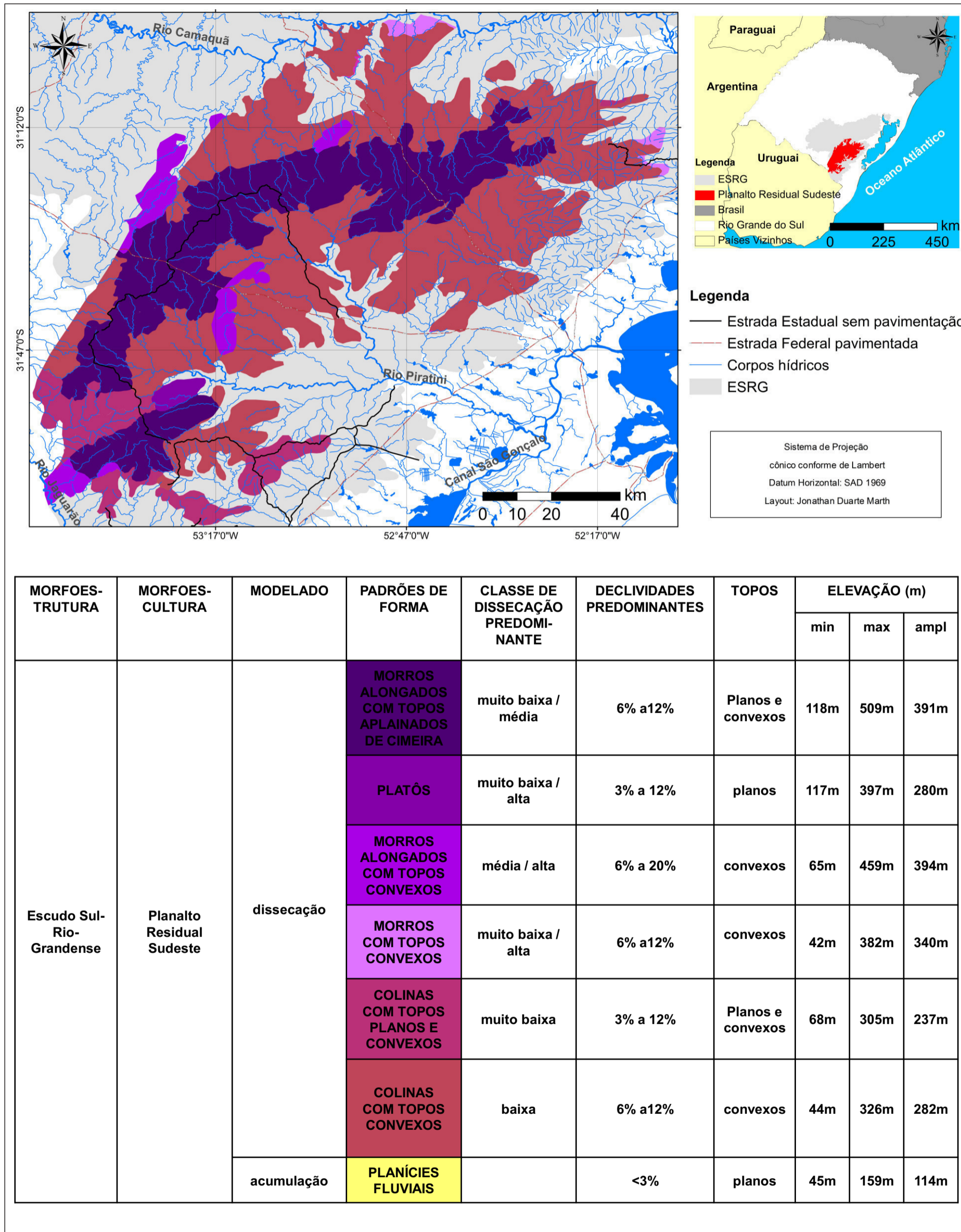


Figura 43: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Sudeste.

### 3.3.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aplainados de cimeira

Ab' Saber (1964) ao tratar sobre as superfícies aplainadas do Rio Grande do Sul caracterizou três domínios de superfícies, de alta participação nas paisagens gaúchas. Para o ESRG este autor caracterizou a superfície de Caçapava do Sul, de tipo cimeira (450 m em Caçapava, 300 m em Porto Alegre). O padrão de formas em morros alongados com topos aplainados de cimeira pode ser tratado como semelhante a esta superfície, sendo seu equivalente na porção sul do ESRG, pois se trata de terreno elevado e extenso, com topos ligeiramente planos, por vezes convexizados, que serve de divisor de água e comporta as principais nascentes da morfoescultura residual sudeste (Figs. 44 e 45). Os topos apresentam predomínio de dissecação muito baixa, havendo setores associados ao entalhamento dos corpos hídricos, que apresentam dissecação média. A classe de declividade com maior abrangência deste padrão é de 6 % a 12 % e esta unidade apresenta uma amplitude altimétrica de 391 m. Destaca-se também, que alguns morros tratam-se de espigões, que se encontram perpendicularizados em relação ao eixo central deste divisor de águas.

Este padrão de formas situa-se principalmente sobre rochas do complexo granito-gnáissico Pinheiro Machado e das suítes intrusiva Dom Feliciano (Fácies Cerro Grande) e granítica Cordilheira. O padrão de drenagem é dendritico, possuindo caráter radial em alguns locais e os canais em sua maioria são retilíneos.



**Figura 44:** Vista de unidade de relevo correspondente aos morros alongados com topos aplainados de cimeira. Município de Herval.



**Figura 45:** Vista de unidade de relevo correspondente aos morros alongados com topos aplainados de cimeira. Município de Pinheiro Machado.

### 3.3.1.2 Padrões de forma em platôs

Esta unidade situa-se sobre rochas da formação Cerro Chato ( fácies vulcânica e fácies sedimentar) e possui um caráter estrutural marcante, até mesmo pela relação direta entre composição litológica e expressão espacial. Este relevo apresenta topos planos com inclinação decrescente predominante de norte para sul, com escarpa destacada na face norte (Figs. 46 e 47). As classes de dissecção predominantes são: muito baixa nos topos e alta nas escarpas. O padrão de drenagem é radial, porém, predomina o escoamento superficial. Este padrão se encontra localizado somente no setor sudeste da morfoescultura e destaca-se na paisagem do entorno pela amplitude altimétrica (280 m), alcançando altitude de 397 m, e devido também a sua extensão territorial diminuta e bem delimitada.



**Figura 46:** Vista geral da escarpa na face norte do padrão de forma em Platô. Município de Herval.



**Figura 47:** Detalhe de topo plano dissecação a partir de rede hidrográfica no padrão de forma em Platô.

### 3.3.1.3 Padrões de forma em morros alongados com topos convexos

Este padrão de forma está associado principalmente aos metagranitóides foliados do complexo granítico-gnáissico Pinheiro Machado e às rochas metasedimentares do complexo metamórfico Porongos. O relevo se apresenta com morros de topos convexos de disposição alongada (Fig. 48), coincidindo com os



lineamentos das falhas. As dissecações de maior abrangência são as de classes médias e altas, com predomínio de declividades menores que 20 %. O padrão apresenta amplitude altimétrica de 394 m, atingindo altitude de 459 m. O padrão de drenagem é linear, apresentando canais retilíneos e meandricos.



**Figura 48:** Morros alongados associados a Dorsal de Canguçu. Município de Pinheiro Machado.

#### 3.3.1.4 Padrões de forma morros com topos convexos

Este padrão situa-se na borda dos morros de topos aplainados, apresentando-se em forma de espigões perpendiculares a superfície de cimeira. Predominam neste relevo as classes de declividades acima de 30 % nas vertentes e de 6 % a 12 % nos topos. O padrão de drenagem é dendrítico, com grande parte dos canais meandricos. Estes morros (Figs. 49 e 50) situam-se predominantemente sobre metagranitoides foliados do Complexo Granito-gnáissico Pinheiro Machado.



**Figura 49:** Morros de topos convexos com vertentes declivosas. Município de Herval.



**Figura 50:** Morros convexos com vales em V. Município de Pinheiro Machado.

#### 3.3.1.5 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão se localiza majoritariamente na borda sul da morfoescultura sobre rochas do Complexo Granito-gnáissico Pinheiro (metagranitoides foliados e gnaisses granodioríticos) e granitoides associados, bem como a rochas paleozoicas da Formação Rio Bonito. As colinas apresentam topos variando de planos a

convexos (Fig. 51), com predomínio da classe de dissecação muito baixa, com declividades abaixo de 12 %, com amplitude altimétrica de 237 m. Este tipo de relevo apresenta os padrões de drenagem dendrítico e radial, com canais meandранtes e vales em U.



**Figura 51:** Vista de unidade de relevo correspondente às colinas de topos planos e convexos. Município de Arroio Grande.

#### 3.3.1.6 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Consistem em colinas com topos convexos (Fig. 52) de dissecação baixa, com predomínio de declividades de 6 % a 12 %, que se encontram em patamares diversificados, estando associadas às porções distais dos morros na face norte da morfoescultura. O substrato rochoso predominante trata-se de granitóides da Suíte Intrusiva Dom Feliciano- fácies Cerro Grande. O padrão de drenagem é dendrítico, apresentando vales em U.



**Figura 52:** Colinas com topos convexos. Município de São Lourenço do Sul.

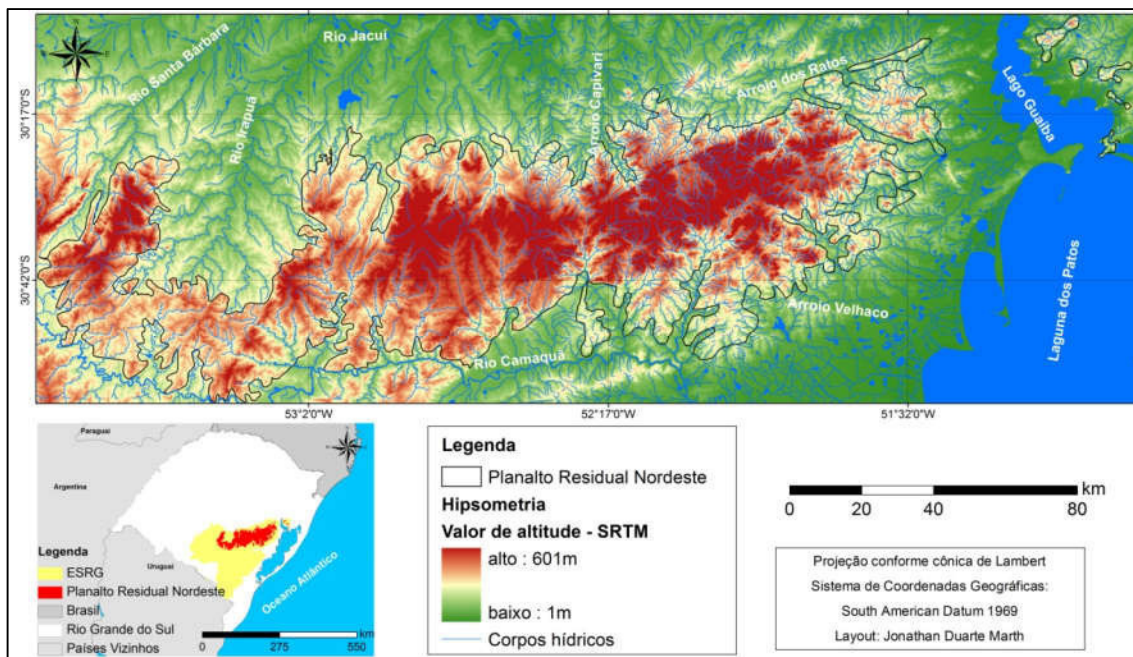
#### 3.3.1.7 Padrões de forma em planícies fluviais

Este padrão consiste em áreas planas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios da morfoescultura, com destaque para setores ao longo do arroio da Bica, tributário do Rio Camaquã. São áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial. Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas. Esta é a menor unidade de padrões de forma e encontra-se compartimentada.

### 3.4 Caracterização da morfoescultura Planalto Residual Nordeste

A morfoescultura Planalto Residual Nordeste situa-se na porção nordeste do ESRG, abrangendo área do Batólito de Pelotas (leste) e áreas do Terreno Tijucas e Bacia do Camaquã, configurando-se assim como a área de maior diversidade litológica e estrutural do escudo. Nesta unidade situam-se 22 municípios, alguns de maneira parcial, com destaque para a capital do estado Porto Alegre, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano, Camaquã, Barão do Triunfo, Mariana Pimentel, São Jerônimo, Chувиска, Cerro Grande do Sul, Cachoeira do Sul, Caçapava do Sul e Santana da Boa Vista. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 575 m com as maiores altitudes na porção Centro-leste, alcançando 601 m de elevação (município

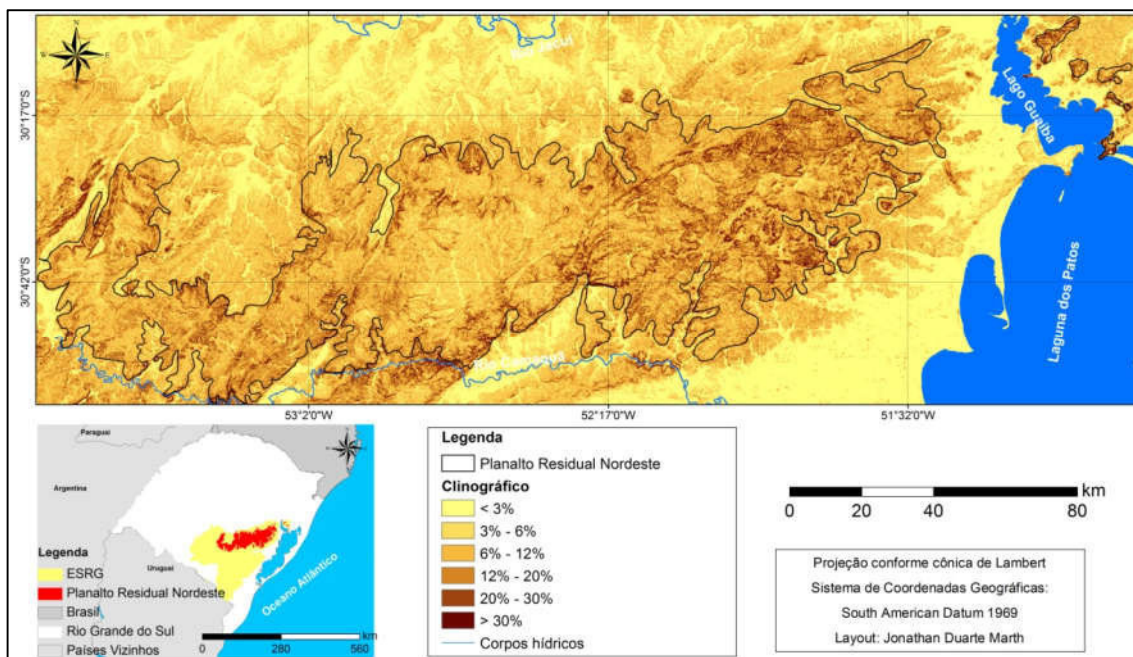
de São Jerônimo) e as menores altitudes estão na borda Sudeste, alcançando 26 m de elevação no município de Mariana Pimentel, na transição para o relevo marginal da unidade Planalto Rebaixado Marginal Leste como mostrado na figura 53.



**Figura 53:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Residual Nordeste.

As drenagens possuem direções Norte e Sul predominantes, fazendo parte das bacias hidrográficas: Baixo Jacuí, Vacacaí-Vacacaí Mirim, Camaquã, Lago Guaíba e Gravataí. A morfoescultura possui diversificadas linhas de cume, não havendo um eixo único.

Esta área apresenta proporcionalmente a maior representatividade da classe de declividade > 30 % (2,8 %), apresentando predomínio da classe de 6 % a 12 %, que representa aproximadamente 40 % desta unidade. Na figura 54 e na tabela 10 estão demonstradas as declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência.



**Figura 54:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Residual Nordeste.

**Tabela 10:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Residual Nordeste.

<b>Classe de Declividade</b>	<b>Área em km<sup>2</sup></b>	<b>Percentagem da área</b>
<b>&lt; 3 %</b>	490,50	5,32
<b>3 % a 6 %</b>	1432,65	15,51
<b>6 % a 12 %</b>	3745,72	40,56
<b>12 % a 20 %</b>	2444,53	26,47
<b>20 % a 30 %</b>	862,24	9,34
<b>&gt; 30 %</b>	259,02	2,80
<b>Total</b>	9234,66	100

Esta morfoescultura apresenta a maior diversidade de formas de relevo. Apesar do predomínio de relevo suavizado, ainda se observa áreas mais dissecadas em morros (Fig. 55), relevos tabulares associados à Bacia geológica Camaquã, apresentando variadas formas de topo e diferentes níveis de dissecção.



**Figura 55:** A) Vista de morros residuais de topos planos – coordenadas (22J 359635/6634526); B) Terreno escarpado no limite Sul da unidade com a unidade Planalto Rebaixado Marginal Leste – coordenadas (22J 349688/6589979).

#### 3.4.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Residual Nordeste

Na morfoescultura Planalto Residual Nordeste foram individualizados oito padrões de formas do relevo, que são: morros alongados com topos aplainados de cimeira, morros alongados com topos aguçados, morros com topos convexos, morrotes, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 11, de acordo com ordem em que serão apresentados. A espacialização dos diferentes padrões de forma pode ser visualizada na figura 56.

**Tabela 11:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Residual Nordeste.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros alongados com topos aplainados - cimeira</b>	3298,03
<b>morros alongados com topos aguçados</b>	578,19
<b>morros com topos convexos</b>	4617,06
<b>morros com topos planos</b>	39,94
<b>morrotes</b>	180,15
<b>colinas com topos convexos e vales dissimétricos</b>	103,38
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	354,78
<b>planícies fluviais</b>	40,96
<b>Total</b>	<b>9212,49</b>

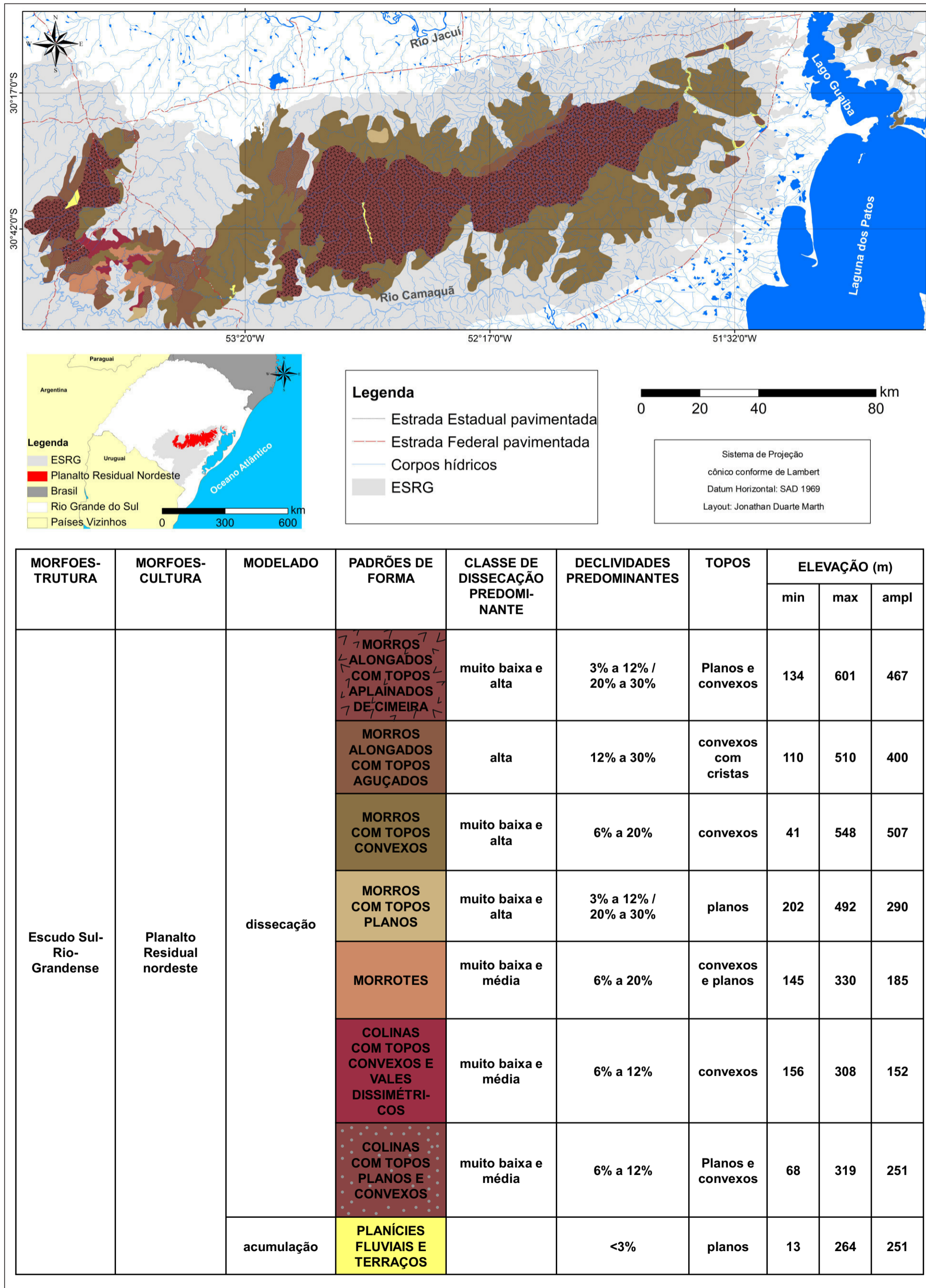


Figura 56: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Residual Nordeste.

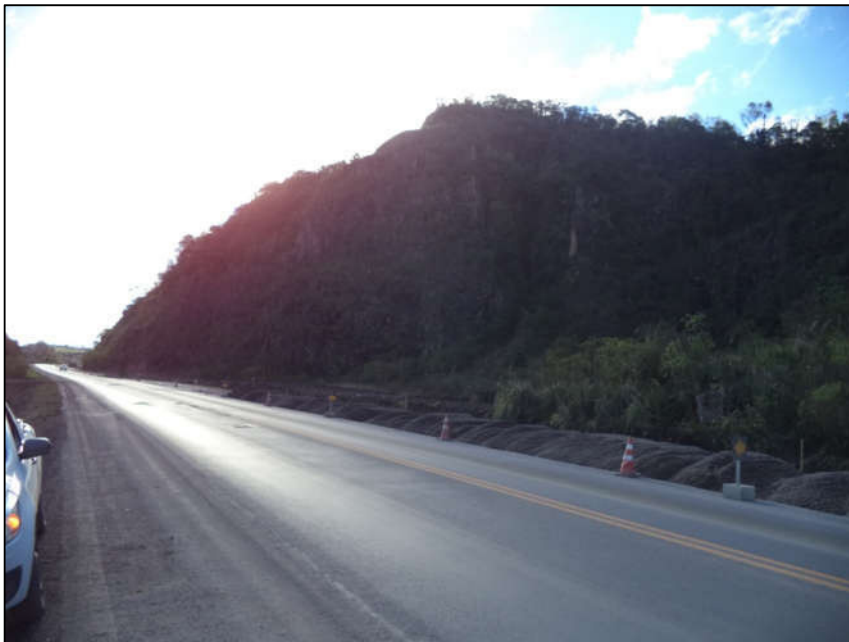


#### 3.4.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aplainados de cimeira

A superfície de Caçapava do Sul caracterizada por Ab' Saber (1964), já citada anteriormente, referia-se exatamente a este padrão de forma do relevo. O padrão de formas em morros alongados com topos aplainados de cimeira consiste em terreno elevado e extenso, com topos ligeiramente planos em sua porção oeste e por vezes convexizados, em sua porção leste. Esta superfície apresenta as maiores altitudes do ESRG, com 601 m de elevação e amplitude altimétrica de 467 m, que serve de divisor de água e comporta as principais nascentes da morfoescultura residual Norte (Fig. 57). Os topos apresentam predomínio de dissecação muito baixa, Porém nas bordas deste padrão e na sua porção Oeste, a dissecação é alta, incluindo vales em V e declividades acima de 30 %. A classe de declividade com maior abrangência deste padrão é de 6 % a 12 %, devido ao caráter plano dos topos. Este padrão ainda apresenta alguns morros que se encontram perpendicularizados em relação ao eixo central deste divisor de águas, com característica de espigões.

Este padrão de formas situa-se sobre rochas do Batólito de Pelotas, terreno Tijucas, Bacia do Camaquã e Terreno São Gabriel, apresentando uma grande diversidade de rochas em seu substrato (ígneas, metamórficas e sedimentares). O padrão de drenagem é dendritico, possuindo caráter radial em alguns locais, e a densidade de drenagem aumenta consideravelmente na porção leste, associada às rochas graníticas da Suíte Intrusiva Dom Feliciano.

Os topos e as altas vertentes dos morros apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas e esfoliação esferoidais, retrabalhando os matacões e as rochas expostas.



**Figura 57:** Corte de estrada em morro de topo aplainado. Município de Caçapava do Sul

#### 3.4.1.2 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados

Esta unidade apresenta morros alongados e estreitos, seguindo direcionamento de falhas (Fig. 58), com topos convexizados e predomínio de cristas. Encontra-se predominantemente na metade oeste do Planalto Residual Norte, ocorrendo também na porção norte da metade leste. O substrato rochoso é diversificado, predominando rochas do complexo porongos (metamorfizadas), do Grupo Guaritas (vulcânicas e sedimentares), do Grupo Santa Bárbara e do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Nesta unidade prevalece o índice de dissecação alto, até mesmo por apresentarem vertentes retilíneas, com declividades prevalecendo entre 12 % a 30 %. A drenagem associada a estas unidades apresenta padrão paralelo aos falhamentos com canais retilinizados e por vezes com padrão radial, também se destacando o caráter consequente. Estas unidades apresentam rochas compostas por minerais resistentes ao intemperismo, apresentando manto de alteração pouco desenvolvido, sendo possível notar movimentos de massa nas vertentes, com destaque para o desprendimento de blocos e acúmulo de materiais na base das vertentes.



**Figura 58:** Morro com crista associado a rochas do Grupo Guaritas. Município de Pântano Grande

#### 3.4.1.3 Padrões de forma em morros com topos convexos

Este padrão apresenta um relevo de dissecção muito baixa nos topos e alta nas vertentes, constituindo-se em relevo dissecado com vales em U nas porções distais destas formas e em V nas nascentes, com predomínio de declividades entre 6 % e 20 %. Os topos e as altas vertentes dos morros apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas e esfoliação esferoidais, retrabalhando os matacões e as rochas expostas. O padrão de drenagem predominante é dendrítico, com maior densidade de drenagem na porção leste.

Este relevo situa-se sobre rochas do Batólito de Pelotas, terreno Tijucas, Bacia do Camaquã e Terreno São Gabriel, apresentando uma grande diversidade de rochas em seu substrato (ígneas, metamórficas e sedimentares). Até mesmo pela diversidade litológica há uma variação de densidade de drenagem, dissecção e formato dos vales. O padrão possui disposição perpendicular em relação aos morros aplainados de cimeira, situando-se em patamar inferior (Figs. 59, 60 e 61). As formas de relevo em morros (com altitudes e declividades elevadas) estão sob manto de alteração, no geral, pouco desenvolvido.



**Figura 59:** Morros convexos esculpidos em granitoides da Suíte Intrusiva Dom Feliciano. Município de Encruzilhada do Sul.



**Figura 60:** Morros convexos com vales em V e dissecação alta. Município de Caçapava do Sul.



**Figura 61:** Morro com cristas em rochas da Bacia Geológica do Camaquã. Município de Lavras do Sul.

#### 3.4.1.4 Padrões de forma em morros com topos planos

Este padrão apresenta uma unidade com morros residuais de topos planos (Fig. 62), que encontram-se circundados por relevo colinoso. A litologia da área trata-se de granitos e gneisses da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul e complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, que encontram-se recobertos por rochas sedimentares da formação Rio Bonito. Este relevo apresenta dissecação muito baixa nos topos e dissecação alta nas encostas, que apresenta perfis côncavo-convexo, com material depositados na base e algumas vertentes planas. Estas unidades caracterizam-se pelo predomínio de escoamento superficial difuso com alguns ravinamentos.



**Figura 62:** Imagem do *Google Earth* com padrão de forma em morros com topos planos. Município de Encruzilhada do Sul.

#### 3.4.1.5 Padrões de forma em morrotes

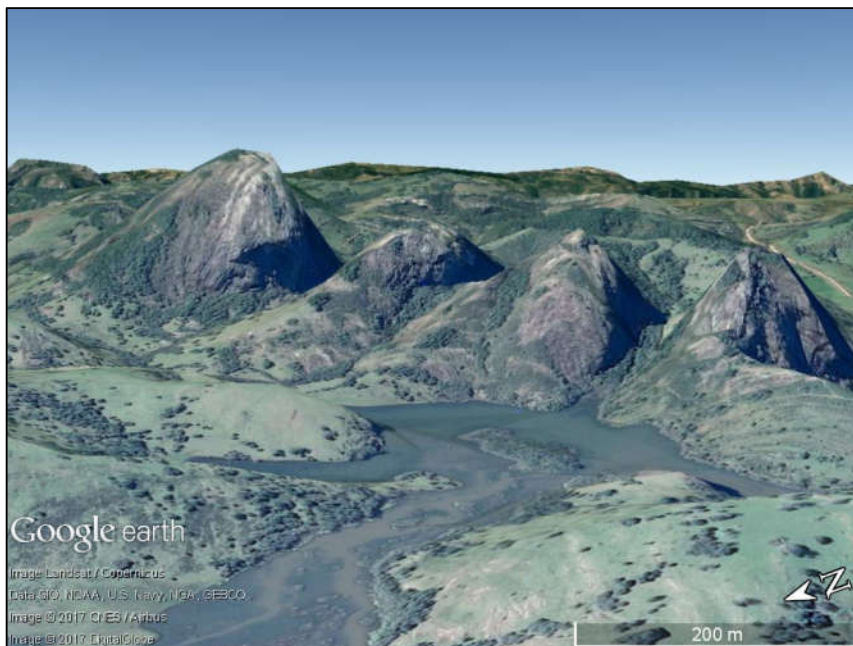
Os padrões de forma em morrotes consistem em unidades de relevo com destaque em relação ao seu entorno, apresentando declividades altas, porém com expressão espacial reduzida em relação aos morros, geralmente com formas que não excedem os 100 m de amplitude altimétrica. A declividade predominante fica entre 6 % e 20 % e apresentam altitudes de até 330 m de elevação, com topos convexos e por vezes planos (Figs. 63 e 64).

Este tipo de relevo está associado a áreas com falhas e rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã. Estas falhas “facilitaram” o aprofundamento das drenagens e conseqüente recuo lateral destes testemunhos, devido à alta susceptibilidade ao intemperismo das rochas. Basicamente encontram-se sobre a formação Varzinha e Pedra Pintada (Grupo Guaritas) e Serra dos Lanceiros (Grupo Santa Bárbara).

Apresentam vales dissimétricos em U com base reta e larga, contendo intercalações de vertentes íngremes e vertentes convexo-côncavas alongadas. O padrão de drenagem é predominantemente dendrítico, apresentando trechos retangulares e os canais são meandranes.



**Figura 63:** Morrote com topo convexo associado a rochas do grupo Guaritas, Formação Varzinha . Município de Encruzilhada do Sul.



**Figura 64:** Imagem do *Google Earth* com Morrotes de topo convexo. Município de Encruzilhada do Sul.

### 3.4.1.6 Padrões de forma em colinas com topos convexos e vales dissimétricos

Trata-se de relevo colinoso com topos convexos (Figs. 65 e 66), que apresenta vertentes dissimétricas ocasionados principalmente pela disposição inclinada das camadas de rocha sedimentar que faz parte do substrato e pela erosão diferenciada nas diferentes vertentes das colinas, que por vezes apresentam declividades altas de um lado e formato em rampas suavizadas de outro. Em fase morfogenética anterior predominou entalhamento vertical das camadas mais resistentes ao intemperismo por parte do sistema fluvial que se estabeleceu na área. Estas formas indicam que houve uma dissecação lateral das colinas e o conseqüente alargamento dos vales por um clima menos úmido que o atual (evidências do passado) e que um clima úmido, que perdura ocasionou a mamelonização destas formas.

As características morfométricas desta unidade são: dissecação variando de média a muito baixa, em função dos vales com perfis diferentes; declividades predominantes abaixo de 12 %, porém apresentando vertentes acima de 30 %; amplitude altimétrica de 152 m, apresentando as elevações mais altas em 308 m de altitude.



**Figura 65:** Morrote com base inumada, Formação Varzinha. Município de Caçapava do Sul.





**Figura 66:** Colinas com topos convexos e vertentes íngremes. Município de Lavras do Sul.

#### 3.4.1.7 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Estas colinas (Fig. 67) situam-se sobre rochas metamórficas do domínio Tijucas e rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã, apresentando dissecação que varia de muito baixa a média e declividades predominantes entre 6 % e 12 %. As rochas que sustentam estas colinas têm características texturais e estruturais que geram grandes facilidades para a percolação de águas, propiciando a intensificação dos processos de intemperismo e de entalhamento fluvial. Neste sentido, as formas de relevo em colinas (altitudes e declividades moderadas) encontram-se sobre manto de alteração extremamente profundo, até mesmo em função do clima úmido a que estas estão submetidas, o qual se destaca pelo intemperismo químico destas rochas. Este padrão apresenta drenagens com padrão dendrítico e canais meandantes.



**Figura 67:** Colina com topo convexo suave. Município de Caçapava do Sul.

#### 3.4.1.8 Padrões de forma em planícies fluviais

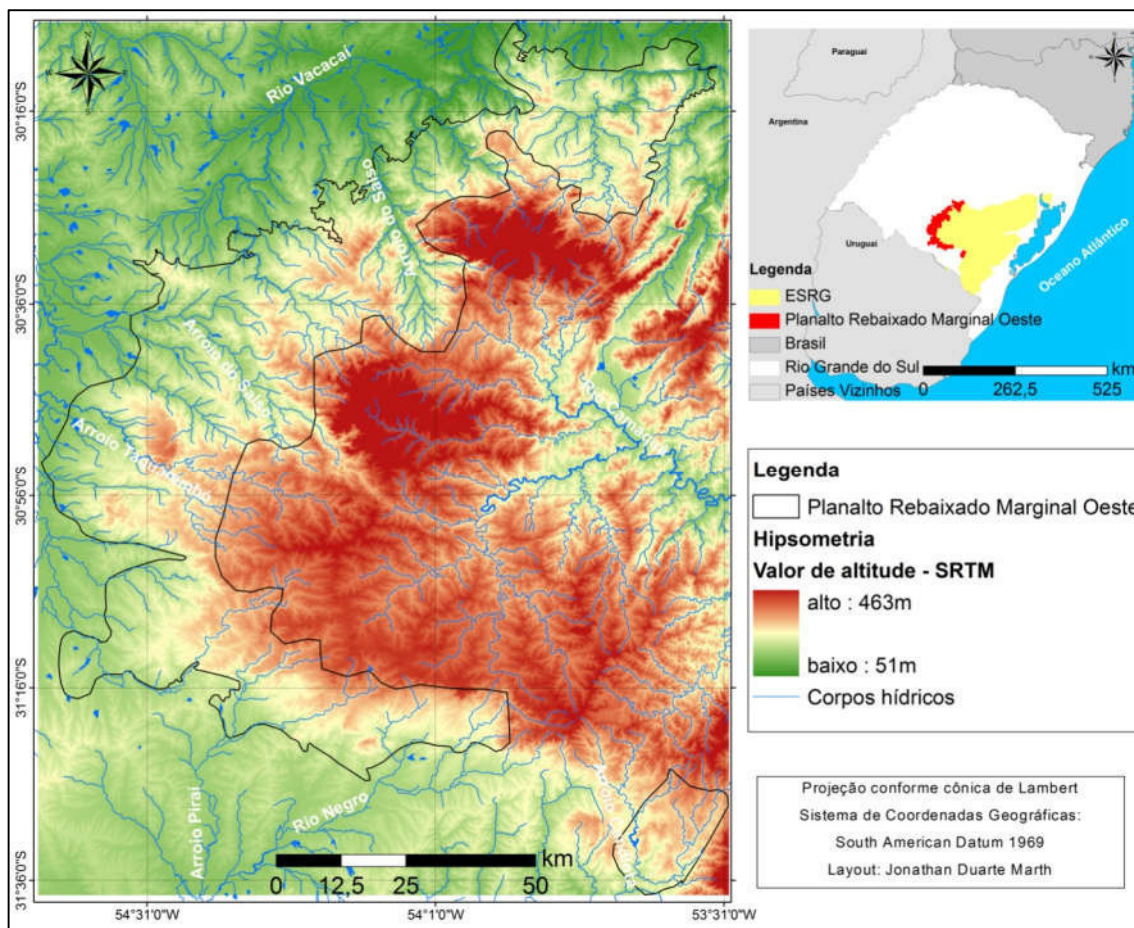
Consistem em áreas planas (Fig. 68), com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios da morfoescultura. São áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial. Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas. Esta é a menor unidade de padrões de forma e encontra-se compartimentada ao longo de arroios como o Arroio Olaria e Arcanjo, contribuintes da margem esquerda do rio Camaquã.



**Figura 68:** Imagem do *Google Earth* evidenciando área planas associadas a deposições fluviais. Município de Caçapava do Sul.

### 3.5 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste

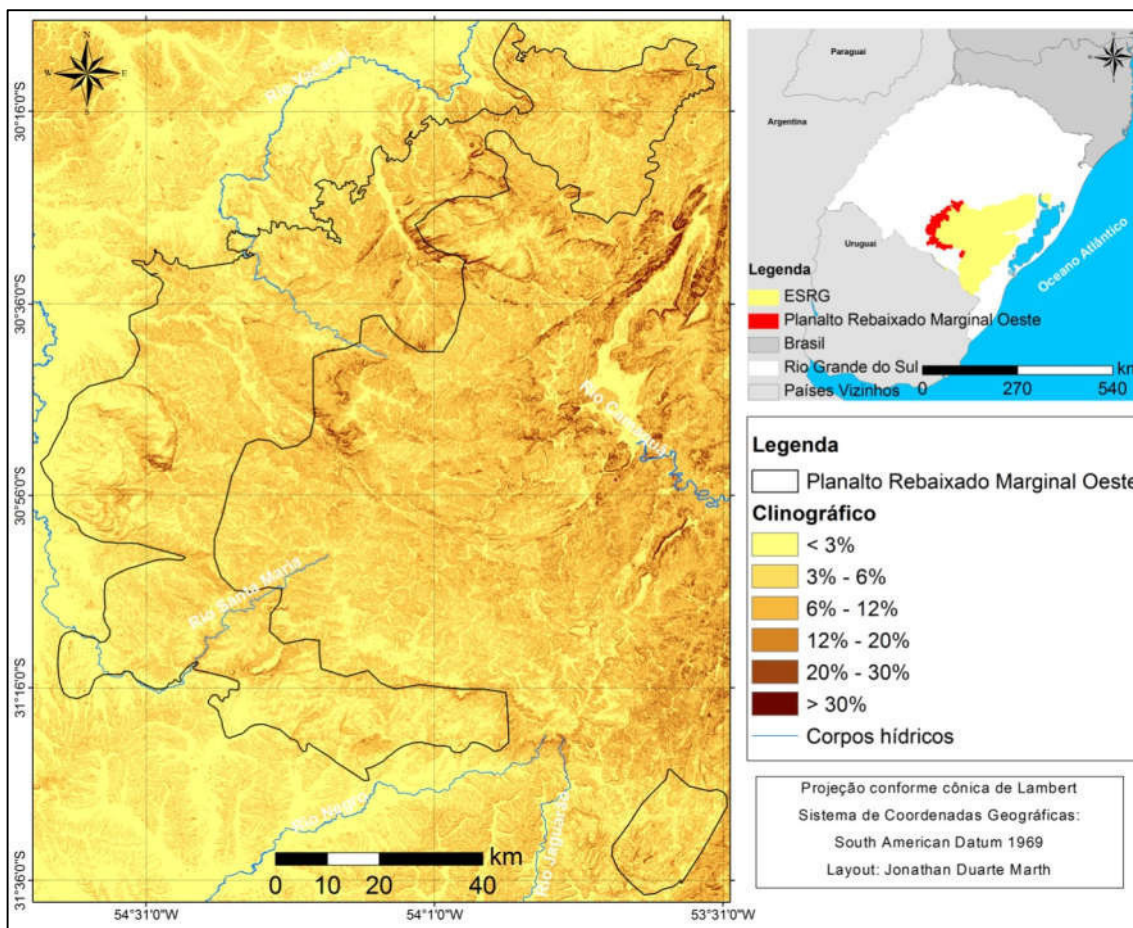
A morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste trata-se de superfície dissecada na borda oeste do ESRG, situando-se sobre rochas dos terrenos São Gabriel, Taquarembó e Tijucas, estando em contato com a Morfoestrutura da Depressão Periférica. Nesta unidade situam-se áreas de 12 municípios, com destaque para São Gabriel, Lavras do Sul, Dom Pedrito, Bagé, Hulha Negra e São Sepé. A amplitude altimétrica desta unidade é de 311 m (Fig. 69), com as maiores elevações na porção sul, apresentando 379 m de elevação em área com rochas sedimentares da formação Santa Telca (município de Hulha Negra) e as menores altitudes estão na borda norte, alcançando 68 m de elevação no município de São Sepé, na transição com a Depressão Periférica, na sub-bacia hidrográfica do rio São Sepé.



**Figura 69:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

Por tratar-se da borda Oeste do ESRG, as drenagens desta unidade morfoescultural estão todas direcionadas para a Depressão Central. O direcionamento das drenagens é variável, porém é perceptível que a densidade de drenagens é menor nos terrenos associados ao terreno Taquarembó. As bacias hidrográficas responsáveis pela drenagem desta área são: Vacacaí-Vacacaí Mirim, Santa Maria, Negro e Mirim-São Gonçalo. É perceptível ao analisar a rede de drenagem, que na porção norte há um controle estrutural maior, associado aos terrenos Neoproterozóicos do domínio São Gabriel.

A área apresenta aproximadamente 95% das declividades menores que 12 %, atestando um caráter suave a este relevo. Na figura 70 e na tabela 12 estão demonstradas as declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência.



**Figura 70:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

**Tabela 12:** Áreas em km<sup>2</sup> e porcentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

Classe de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Porcentagem da área
< 3 %	1454,38	29,25
3 % a 6 %	1848,29	37,17
6 % a 12 %	1465,10	29,47
12 % a 20 %	173,05	3,48
20 % a 30 %	24,72	0,50
> 30 %	6,27	0,13
<b>Total</b>	<b>4971,80</b>	<b>100</b>

Esta unidade apresenta um relevo dissecado e desgastado (Fig. 71), consistindo em superfície com interflúvios amplos na comparação com os relevos residuais a que está associada. Há um predomínio de relevo colinoso, com topos convexos e alongados.



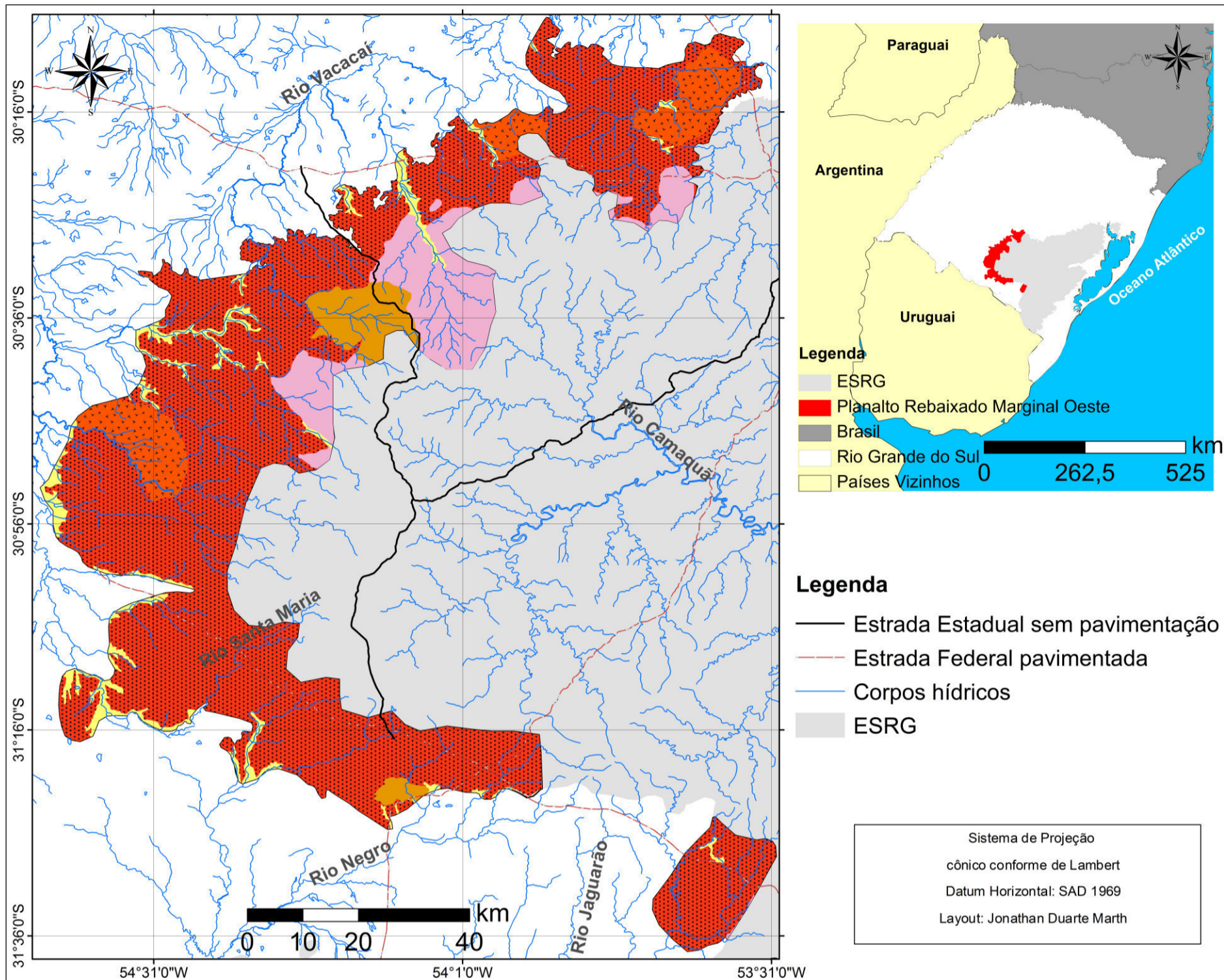
**Figura 71:** A) Vista de colinas com vertentes suavizadas – coordenadas (21J 772628/6537425); B) Terreno rebaixado com colinas de topos convexos e alongados – coordenadas (22J 253713/6513444).

### 3.5.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste

Na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste foram individualizados cinco padrões de formas do relevo, que são: Platôs, morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 13, de acordo com a ordem em que serão descritos a seguir. Os padrões estão apresentados na figura 72.

**Tabela 13:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

padrão de forma	área em km <sup>2</sup>
platôs	363,26
morros com topos convexos	495,49
colinas com topos planos e convexos	3684,89
colinas com topos convexos	186,62
planície fluvial	221,75
<b>Total</b>	<b>4952,01</b>



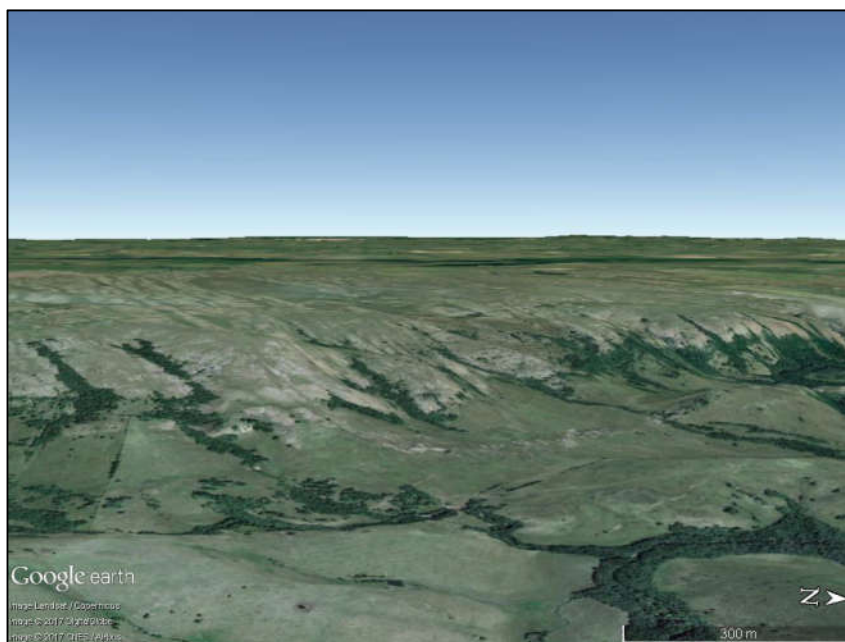
MORFOES-TRUTURA	MORFOES-CULTURA	MODELADO	PADRÕES DE FORMA	CLASSE DE DISSECAÇÃO PREDOMINANTE	DECLIVIDADES PREDOMINANTES	TOPOS	ELEVAÇÃO (m)		
							min	max	ampl
Escudo Sul-Rio-Grandense	Planalto Marginal Oeste	dissecação	<p><b>PLATÔS</b></p>	muito baixa a baixa / média a alta	<12%	planos	75	340	265
			<p><b>MORROS COM TOPOS CONVEXOS</b></p>	média	6% a 12%	convexos	110	350	240
			<p><b>COLINAS COM TOPOS CONVEXOS + PLANOS E CONVEXOS</b></p>	muito baixa	<6%	Planos e convexos	68	305	237
			<p><b>COLINAS COM TOPOS CONVEXOS</b></p>	muito baixa	3% a 12%	convexos	160	312	152
		acumulação	<p><b>PLANÍCIES FLUVIAIS</b></p>		<3%	planos	72	190	118

Figura 72: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

### 3.5.1.1 Padrões de forma em platôs

Esta unidade apresenta formas com topos planos de inclinação decrescente predominante de leste para oeste, com escarpa destacada em todas as faces (Fig. 73). As classes de dissecação predominantes são: variação de muito baixa a baixa nos topos e alternância de médias e altas nas escarpas. O padrão de drenagem é radial, com intensidade de entalhamento das drenagens aumentando nas bordas destes relevos. Estas formas de relevo estão dispersas em três setores da morfoescultura, associadas a rochas do grupo Cerro do Bugio (sucessão vulcânica com rochas basálticas e riolíticas) ao sul e na porção norte, a rochas ortognaissicas do complexo Cambaí e ao monzogranito Rincão dos Coqueiros e granito São Sepé. Nestas unidades se observa que há homogeneidade de resistência ao intemperismo das rochas presentes, que sofreram rebaixamento nos topos (predomínio de intemperismo químico) e dissecação por ravinamento nas bordas em contato com rochas distintas, sendo que atualmente apresentam drenagem estabelecida em vales encaixados e com entalhamento profundo.

O Platô mais ao sul tem uma amplitude altimétrica de 218 m, sendo que todos os relevos que representam este padrão apresentam uma amplitude de 265 m, com predomínio de declividades menores que 12 %.

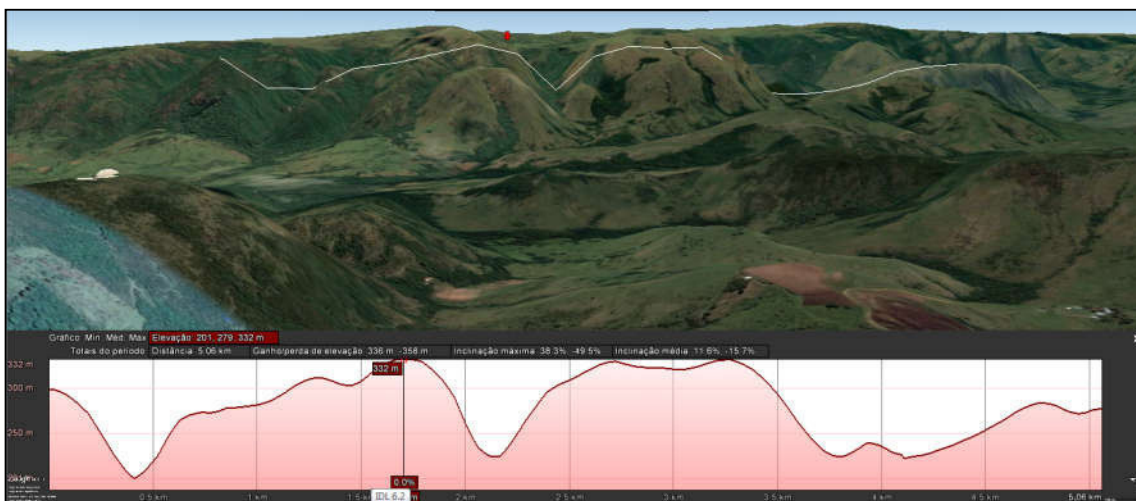


**Figura 73:** Imagem do *Google Earth* evidenciando os topos planificados e a drenagem nas escarpas de padrão de forma em Platô. Município de Lavras do Sul.



### 3.5.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos

As unidades de relevo associadas ao padrão de morros com topos convexos situam-se no contato com o Planalto residual Oeste, na metade norte da morfoescultura planalto marginal Oeste e se encontram sobre granitoides e rochas metamórficas do terreno São Gabriel. O relevo deste padrão tem declividades de até 30 %, prevalecendo a classe de 6 % a 12 %. Os morros apresentam predomínio da classe de dissecação média, com alguns setores de vertentes apresentando dissecação alta. A amplitude altimétrica do padrão é de 240 m, sendo as maiores altitudes de 350 m. O padrão de drenagem é dendrítico, apresentando canais meandantes e vales em V com interflúvios amplos nos setores mais dissecados (Fig. 74).



**Figura 74:** Perfil topográfico extraído do *Google Earth* para o padrão de morros convexos.

### 3.5.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão de formas é o de maior extensão na morfoescultura Planalto Marginal Oeste, apresentando variação de topos planos e convexos e o predomínio da classe de dissecação muito baixa, devido principalmente às baixas declividades e vales pouco profundos (Fig. 75). Na faixa norte e centro-oeste situa-se sobre depósitos paleozóicos da formação Rio Bonito, ao sul situam-se predominantemente sobre o complexo granulítico Santa Maria Chico (parte da borda retrabalhada do Cráton Rio de la Plata), Complexo Granítico-gnáissico Bagé e o Granito Campinas. Este relevo possui uma amplitude de 237 m com predomínio de declividades abaixo

de 6%, apresentando vertentes com segmentos predominantemente convexo-côncavos e padrão de drenagem dendrítico.



**Figura 75:** Relevo característico do padrão de forma de colinas com topos planos e convexos. Município de Bagé.

#### 3.5.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Esta unidade encontra-se em porção do norte e do sul da morfoescultura, apresentando dissecação predominante da classe muito baixa, porém em alguns setores a classe média se destaca. O substrato rochoso desta unidade é composto basicamente por granitoides, ao norte na junção de rochas do Granito Jaguari com paragnaisses do Complexo Cambaí e com a suíte intrusiva Lagoa da meia lua e ao sul pelo granito campinas. Prevaecem as declividades de 3 % a 12 %, com o relevo apresentando amplitude altimétrica do padrão de 152 m, com as maiores elevações em 312 m de altitude.

#### 3.5.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais

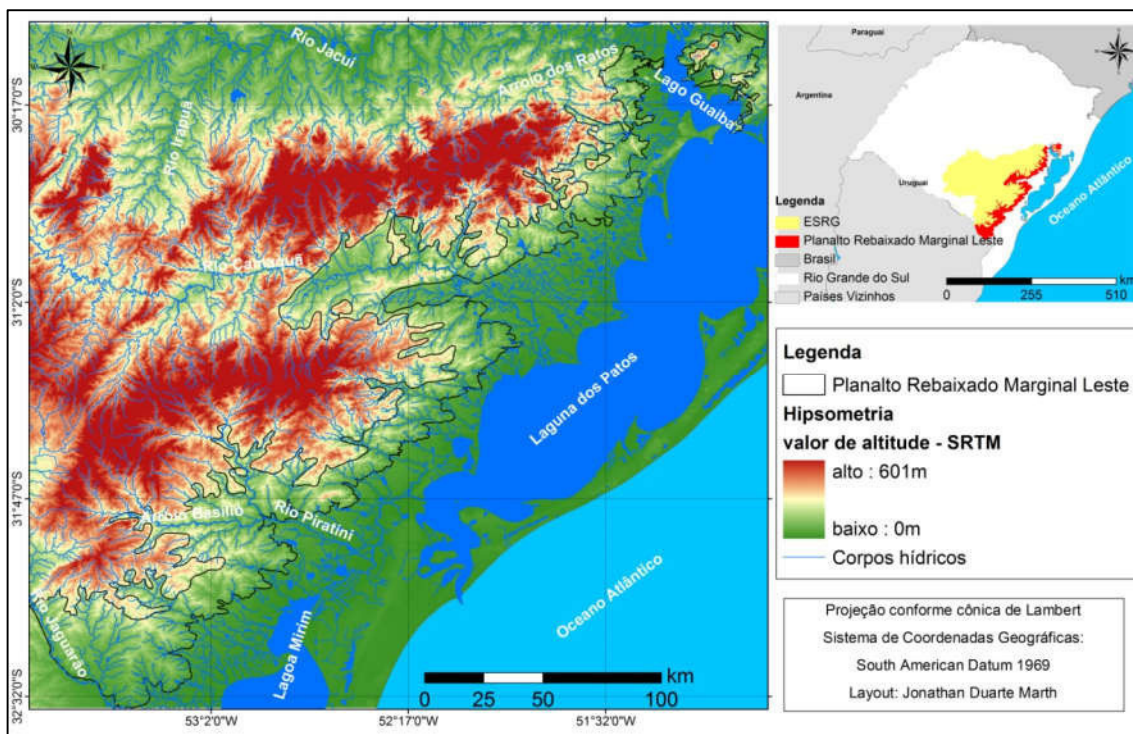
Este padrão corresponde a áreas planas, periodicamente alagadas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios desta morfoescultura. São áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial de idades Pleistocênicas e Holocênicas. Este conjunto de formas

de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas. Este tipo de relevo de acumulação situa-se principalmente na borda externa da morfoescultura, em terrenos mais baixos, predominantemente nos fundos dos vales de relevos colinosos. As unidades mapeadas estão associadas aos arroios Taquarembó Chico, Piraí, Sanga das Capivaras, Jaguari e Lageado.

### **3.6 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste**

A morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste trata-se de superfície rebaixada que se estende por toda a borda Leste do ESRG, possuindo reentrâncias associadas aos principais corpos hídricos que desaguam na planície costeira do RS. Há ainda no extremo nordeste do ESRG, em área separada, uma parte desta unidade, que circunda terreno residual.

Esta unidade situa-se integralmente na área do Batólito de Pelotas e representando o limite deste com a morfoestrutura de Planície e Terras Baixas Costeiras. Ao todo, 34 municípios possuem parte de seus territórios sobre esta morfoescultura, com destaque para a capital do estado (Porto Alegre), Amaral Ferrador, Camaquã, Canguçu, Capão do Leão, Chuvisca, Cerro Grande do Sul, Dom Feliciano, Eldorado do Sul, Encruzilhada do Sul, Guaíba, São Lourenço do Sul, Sentinela do Sul, Tapes e Viamão. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 246 m com as maiores altitudes na porção Noroeste, alcançando 247 m de elevação (município de Barra do Ribeiro), no limite com o Planalto residual Nordeste e as menores altitudes estão próximas as margens do Lago Guaíba, na porção sul da unidade separada no extremo nordeste do ESRG, com 4m de elevação no município de Porto Alegre, na transição para a Planície e Terras Baixas Costeiras. A figura 76 evidencia as variações de altitude desta unidade e suas relações com as unidades de relevo próximas.

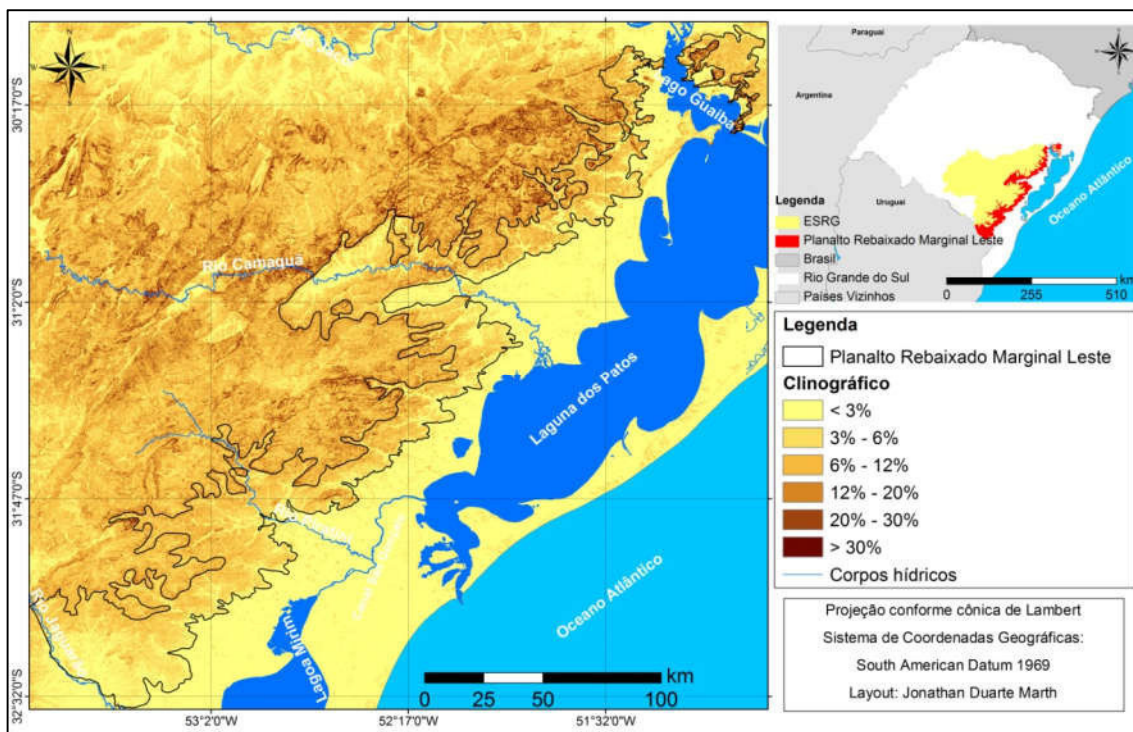


**Figura 76:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.

Por tratar-se da borda leste do ESRG, as drenagens desta unidade morfoescultural estão todas direcionadas para a morfoestrutura Planície e Terras Baixas Costeiras, tendo a predominância de direcionamento das drenagens no sentido oeste-leste. Esta unidade está inserida em áreas de cinco bacias hidrográficas, sendo estas: Camaquã, Mirim-São Gonçalo, Lago Guaíba, Gravataí e Baixo Jacuí. A análise da rede de drenagem permite constatar que na porção norte (associada ao Planalto residual Nordeste) a densidade de drenagem é menor do que na porção sul (associada ao Planalto Residual Sudeste).

As declividades predominantes nesta morfoescultura são da classe de 6 % a 12 % e nas áreas próximas a planície de inundação do rio Camaquã, há a maior extensão da classe de declividades menores que 3 %, assim como no extremo sul, na planície de inundação do rio Jaguarão. Assim como as demais unidades morfoesculturais, que encontram-se na borda do ESRG, esta unidade apresenta cerca de 90 % de sua área com declividades abaixo de 12 %.

Na figura 77 e na tabela 14 estão demonstradas as declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência.



**Figura 77:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.

**Tabela 14:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.

Classe de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Percentagem da área
< 3 %	2637,45	27,31
3 % a 6 %	2659,18	27,54
6 % a 12 %	3392,10	35,13
12 % a 20 %	839,36	8,69
20 % a 30 %	106,64	1,11
> 30 %	21,53	0,22
<b>Total</b>	<b>9656,26</b>	<b>100</b>

Esta unidade apresenta predominantemente relevo colinoso de topos alongados planos e convexos (Fig. 78), havendo ainda de maneira pontual, na porção norte, alguns morros de topos aguçados. A área apresenta uma variação de interflúvios, que se apresentam mais amplos na metade sul.



**Figura 78:** A) Vista de colinas com topos alongados e planos no município de Arroio Grande – coordenadas (22J 285750/6433580); B) Terreno rebaixado com colinas de topos convexos alongados no município de Guaíba – Coordenadas (22J 466859/6669124).

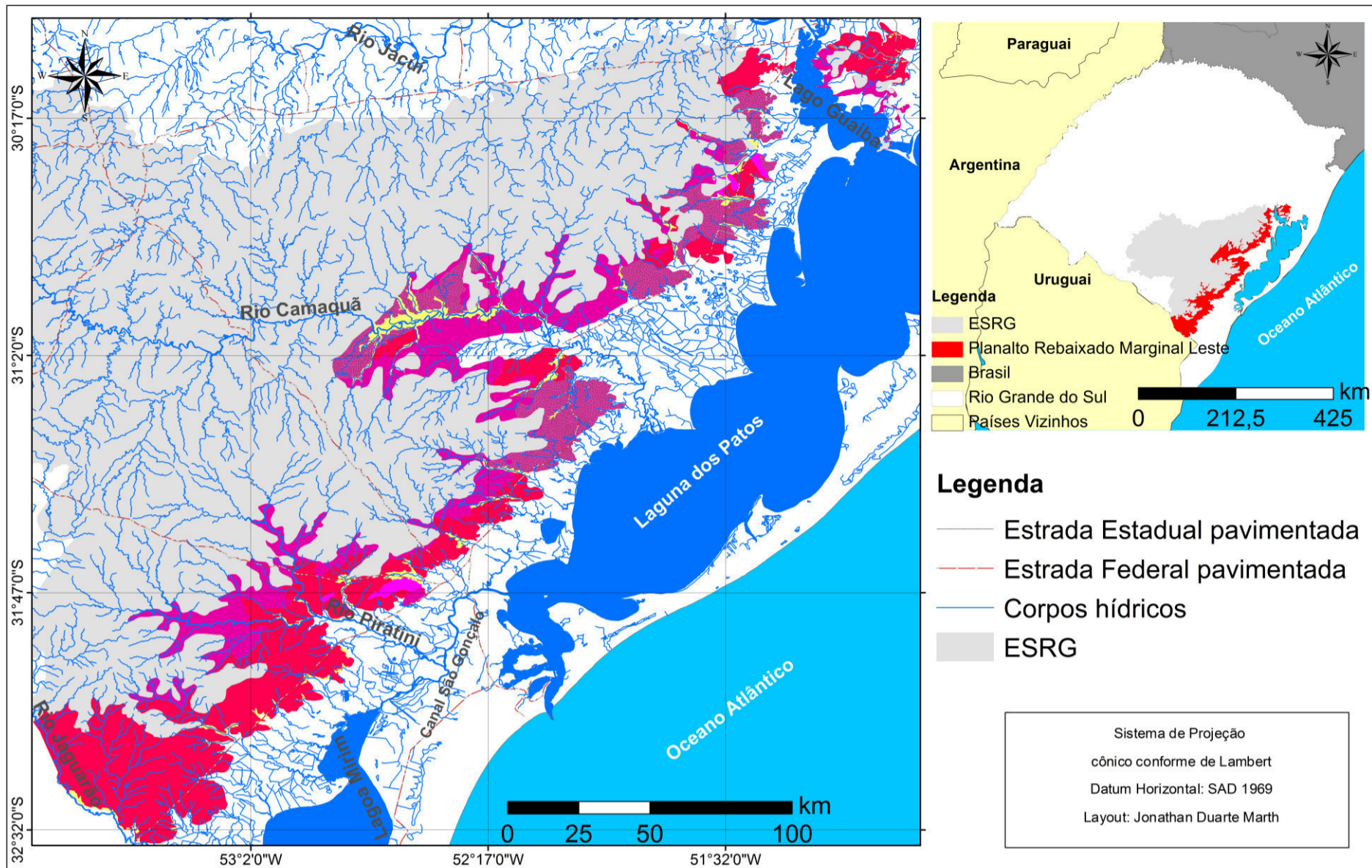
### 3.6.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal

#### Leste

Na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste foram encontrados cinco padrões de formas do relevo, que são: morros alongados com topos aguçados, morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 15, na ordem em que serão descritos a seguir. A figura 79 mostra a espacialização dos padrões de forma e apresenta suas características morfométricas e morfológicas.

**Tabela 15:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros alongados com topos aguçados</b>	98,11
<b>morros com topos convexos</b>	2658,91
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	4602,57
<b>colinas com topos convexos</b>	1700,84
<b>planícies fluviais</b>	578,81
<b>Total</b>	9639,24

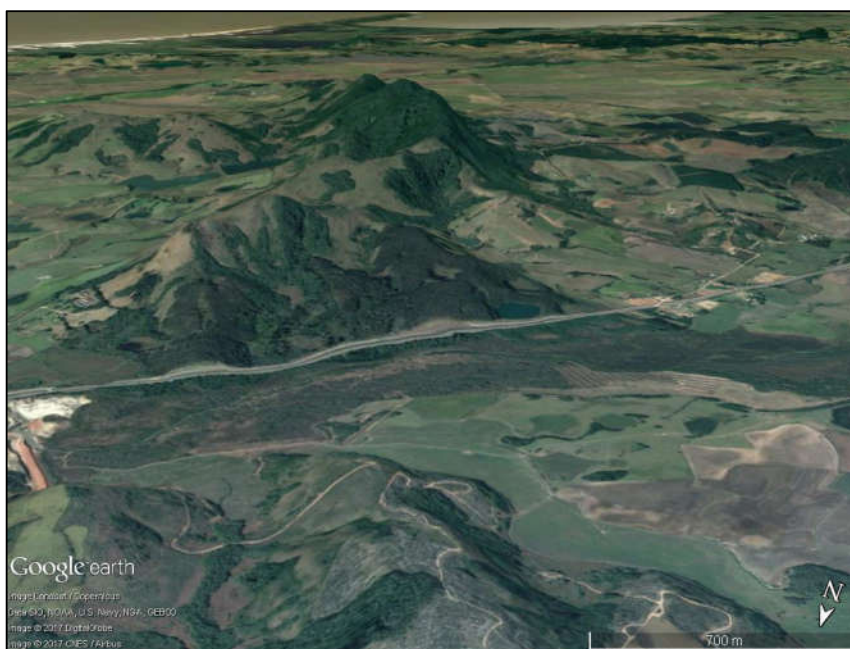


MORFOES-TRUTURA	MORFOES-CULTURA	MODELADO	PADRÕES DE FORMA	CLASSE DE DISSECAÇÃO PREDOMINANTE	DECLIVIDADES PREDOMINANTES	TOPOS	ELEVAÇÃO (m)		
							min	max	ampl
Escudo Sul-Rio-Grandense	Planalto Marginal Leste	dissecação	MORROS ALONGADOS COM TOPOS AGUÇADOS	alta	6% a 20%	convexos com cristas	30	351	321
			MORROS COM TOPOS CONVEXOS	média / alta	6% a 20%	convexos	27	232	205
			COLINAS COM TOPOS PLANOS E CONVEXOS	muito baixa / baixa	<12%	Planos e convexos	5	231	226
			COLINAS COM TOPOS CONVEXOS	muito baixa / média	<12%	convexos	7	205	198
		acumulação	PLANÍCIES FLUVIAIS		<3%	planos	3	101	98

Figura 79: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Leste.

### 3.6.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados

Este padrão de relevo se apresenta como relevo residual, com forte imposição estrutural, associado a falhas. Este tipo de relevo apresenta topos convexizados, com predomínio de cristas e vertentes com perfil plano ou côncavo/convexo (Fig. 80) e associa-se a litologia da Suíte Intrusiva Dom Feliciano - Fácies Serra do Herval (Sienogranitos). As unidades deste padrão apresentam majoritariamente dissecações da classe alta, com declividades predominantes de 6 % a 20 % e amplitude altimétrica de 217 m, constituindo-se nos terrenos mais elevados da morfoescultura, com 247 m de altitude.



**Figura 80:** Imagem do *Google Earth* evidenciando padrão em morros alongados com topos aguçados. Município de Barra do Ribeiro.

### 3.6.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos

Este padrão de forma consiste em morros com classes de dissecação médias e altas, e declividades entre 6 % e 20 %, configurando-se em terrenos dissecados, com vertentes íngremes e topos convexos (Fig. 81), que localmente apresentam-se alongados. Algumas vertentes possuem declividades acima de 30 %, com algumas cristas nos topos. A amplitude altimétrica desta unidade é de 205 m, estando estes morros majoritariamente na faixa oeste da morfoescultura, junto do limite das morfoestruturas residuais leste e nordeste. A litologia predominante está associada aos metagranitoides foliados do Complexo Granítico-gnaissico Pinheiro Machado e



na porção norte da área aos granitoides da Suíte Intrusiva Dom Feliciano. Os topos e as altas vertentes destes morros apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas e esfoliação esferoidais, retrabalhando os matacões e as rochas expostas.



**Figura 81:** Padrão de morros convexos com vertentes íngremes. Município de Mariana Pimentel.

### 3.6.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão consiste em área com relevo desgastado, que apresenta colinas de topos convexizados e segmentos de topos planos (Fig. 82), com o predomínio das classes de dissecação muito baixa e baixa e de declividades menores que 12 %. O padrão de drenagem é dendrítico, apresentando vales em U, com dimensões interfluviais médias e vertentes alongadas de caráter convexo-côncavas. Estas colinas se localizam no limite do ESRG com os depósitos da Bacia de Pelotas e situam-se majoritariamente sobre rochas do Complexo granito-gnaíssico Pinheiro Machado, com predomínio de gnaisses, que têm características texturais e estruturais que facilitam a percolação de águas, propiciando à intensificação dos processos de intemperismo e de entalhamento fluvial.

Estas colinas apresentam em segmentos de vertentes próximos de suas bases, sedimentos arenosos depositados em virtude dos movimentos de

transgressão e regressão do nível do mar no Pleistoceno e também sedimentos eluvionares e coluvionares depositados em períodos de climas mais úmidos.



**Figura 82:** Paisagem com colinas de topos convexos e planos e vertentes alongadas. Município de Cristal.

#### 3.6.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Este padrão de relevo possui semelhanças com o padrão de colinas com topos planos e convexos em relação ao contato com a Bacia de Pelotas. Quanto ao substrato rochoso, apresenta a mesma litologia, variando somente em área no setor oeste da morfoescultura, às margens do rio Camaquã, onde as colinas estão situadas sobre rochas paleozóicas da formação Sanga do Cabral. Cabe salientar, no entanto, que estas colinas apresentam mais áreas com dissecações médias e somente topos convexizados (Fig. 83), sendo desta forma mais dissecada que o relevo citado anteriormente.

Este padrão apresenta amplitude altimétrica de 198 m, com padrão de drenagem dendrítico e canais meandrantés. As vertentes apresentam segmentos convexos- côncavos e convexos- planos, apresentando vales abertos em formato de V.

Estas colinas apresentam em segmentos de vertentes próximos de suas bases sedimentos arenosos depositados em virtude dos movimentos de

transgressão e regressão do nível do mar no Pleistoceno e também sedimentos eluvionares e coluvionares depositados em períodos de climas mais úmidos.



**Figura 83:** Colinas com topos convexos e vales em U abertos. Município de São Lourenço do Sul.

#### 3.6.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais

Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial (Fig. 84), com areias grossas e conglomeráticas, consistindo em relevo de acumulação. Tem como característica áreas planas, periodicamente alagadas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios, com destaque para o rio Camaquã. Trata-se de áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial de idades Pleistocênicas e Holocênicas e situam-se principalmente na borda externa da morfoescultura, em terrenos mais baixos, predominantemente nos fundos dos vales de relevos colinosos.

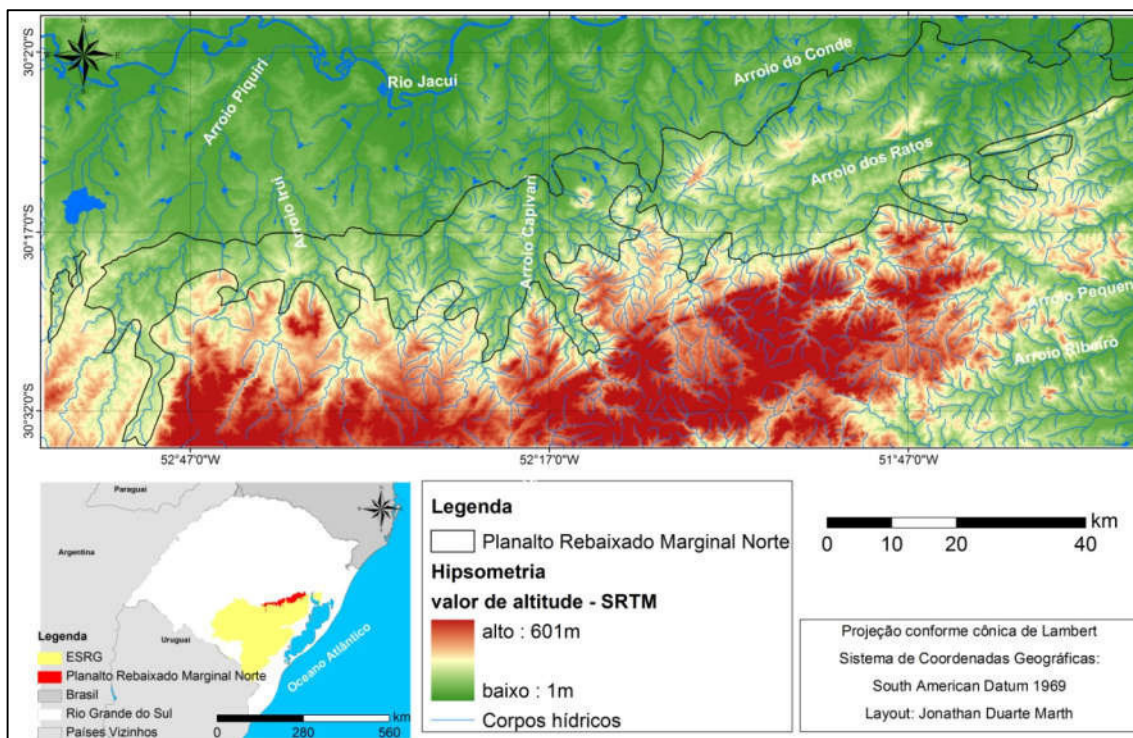


**Figura 84:** Área de planície fluvial nas margens de arroio tributário do rio Camaquã. Município de Cristal.

### **3.7 Caracterização da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte**

A morfoescultura do Planalto Rebaixado Marginal Norte trata-se de área rebaixada em relação aos relevos residuais do Batólito de Pelotas e terreno Tijucas (Planalto Residual Nordeste), que situa-se na porção norte do ESRG. Esta morfoescultura está em contato com a morfoestrutura Depressão periférica e na sua extremidade Leste a morfoestrutura Planície e Terras Baixas Costeiras.

Há doze municípios que possuem parte de seus territórios sobre esta morfoescultura, com destaque para Arroio dos Ratos, Butiá, Cachoeira do Sul, Charqueadas, Eldorado do Sul, Encruzilhada do Sul, Pântano Grande e São Jerônimo. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 298m com as maiores altitudes alcançando 303m de elevação (município de Minas do Leão), na porção centro-norte e as menores altitudes são encontradas no extremo nordeste desta, com 5m de elevação no município de Charqueadas, na transição para a Planície e Terras Baixas Costeiras. Na figura 85 estão demonstradas as variações de altitude desta unidade e suas relações com as unidades de relevo próximas.

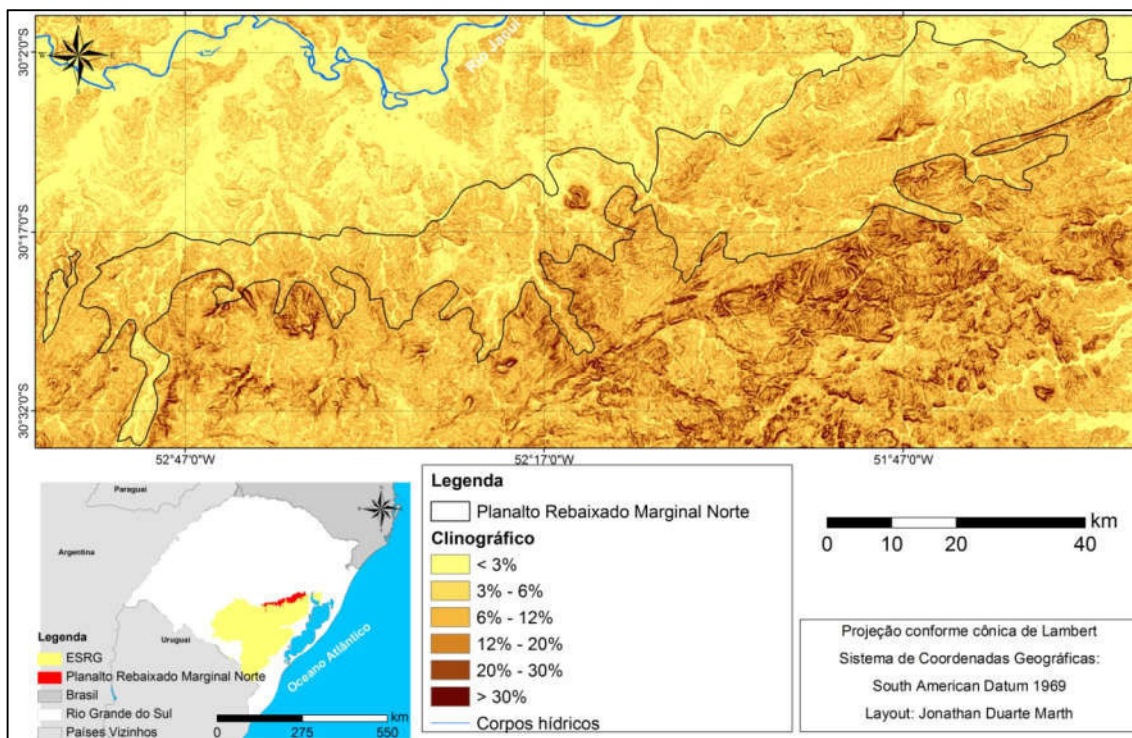


**Figura 85:** Hipsometria da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.

As drenagens desta unidade morfoescultural possuem direcionamento predominante para Norte, havendo um maior controle estrutural na sua metade leste. Esta unidade está inserida integralmente na bacia hidrográfica Baixo Jacuí, consistindo em afluentes da margem direita deste rio. A análise da rede de drenagem permite afirmar que o padrão de drenagem predominante é o dendrítico, mas secundariamente ocorre também a padrão paralelo (leste).

Assim como as demais unidades de planalto marginal da área de estudo, esta unidade apresenta aproximadamente 80 % das declividades abaixo de 12 %, com predomínio da classe de 6 % a 12 %, que corresponde a quase metade da área. As maiores declividades estão associadas ao limite sul da morfoescultura com o Planalto Residual Nordeste e em algumas formas de relevo que ocorrem de maneira isolada na metade leste.

Na figura 86 e na tabela 16 estão demonstradas as declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência.



**Figura 86:** Mapa clinográfico da morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.

**Tabela 16:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.

Classe de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Percentagem da área
< 3 %	469,68	21,46
3 % a 6 %	580,62	26,53
6 % a 12 %	888,53	40,59
12 % a 20 %	225,24	10,29
20 % a 30 %	22,20	1,02
> 30 %	2,47	0,11
<b>Total</b>	<b>2188,73</b>	<b>100</b>

Esta unidade apresenta um relevo dissecado (Fig. 87), consistindo em superfície com interflúvios amplos na comparação com os relevos residuais a que está associada. Há um predomínio de relevo colinoso, com topos convexos e alongados.



**Figura 87:** A) Vista de relevo colinoso com topos alongados no município de Arroio dos Ratos – coordenadas (22J 425482/6669059); B) Terreno rebaixado com predomínio de colinas de topos alongados e convexos no município de Pântano Grande – coordenadas (22J 361856/6638625).

### 3.7.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte

Na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte foram individualizados cinco padrões de formas do relevo, que são: morros alongados com topos aguçados, morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 17, ordenadas conforme descrição que vem a seguir. A espacialização dos diferentes padrões contidos nesta morfoescultura e suas características morfométricas e morfológicas estão apresentadas na figura 88.

**Tabela 17:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros alongados com topos aguçados</b>	89,56
<b>morros com topos convexos</b>	187,44
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	1467,02
<b>colinas com topos convexos</b>	260,72
<b>planícies fluviais</b>	179,10
<b>Total</b>	<b>2183,84</b>

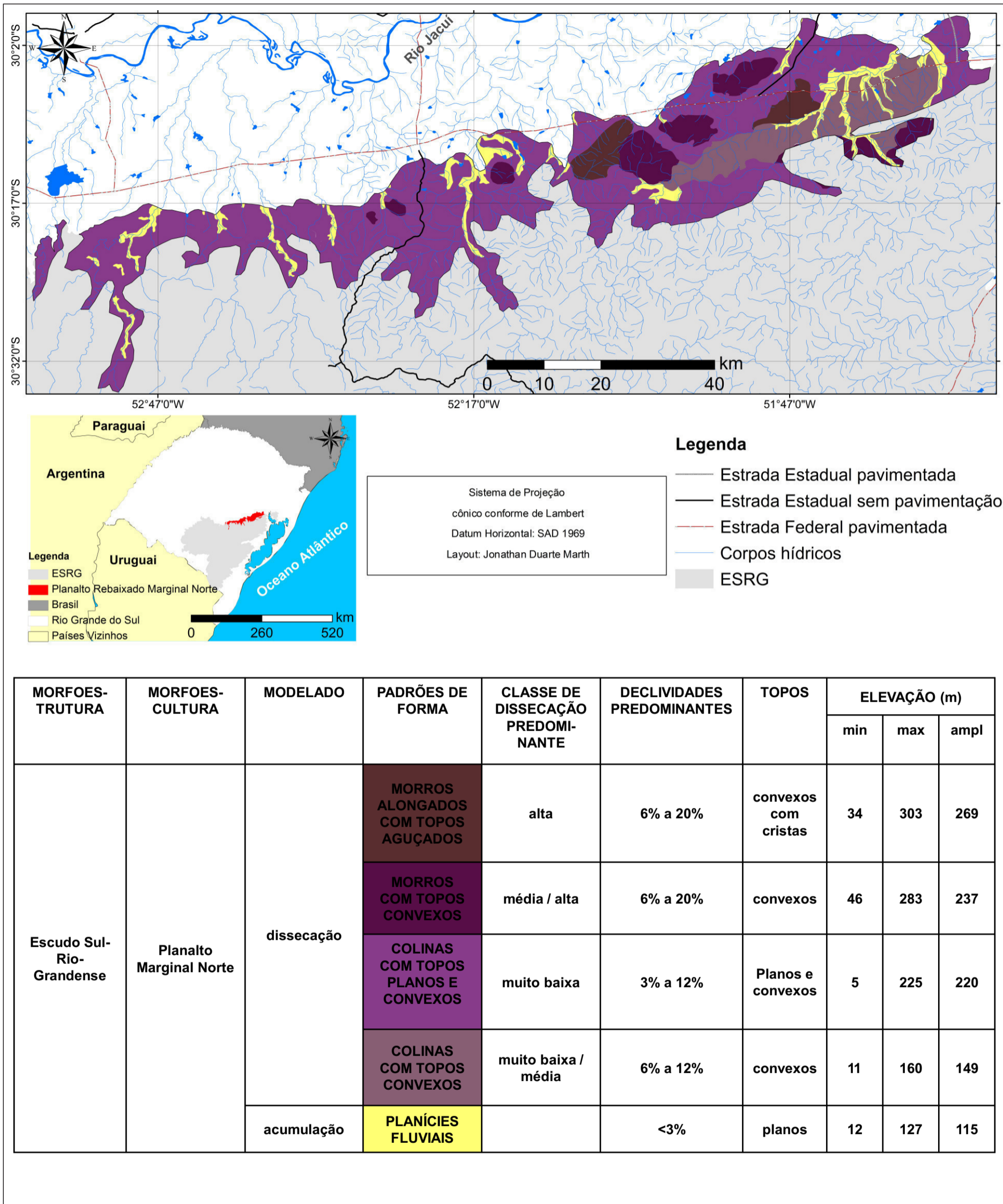


Figura 88: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Norte.



### 3.7.1.1 Padrões de forma em morros alongados com topos aguçados

Este padrão corresponde às áreas mais elevadas da morfoescultura, apresentando predominância da classe de dissecação alta, com uma amplitude de 269m e declividades entre 6 % e 20 % em quase toda a área. O padrão de drenagem é radial, porém predomina o escoamento superficial. Estas formas se destacam no relevo regional, por serem alongadas e pelos topos convexos aguçados (Fig. 89). A litologia associada a estas formas é de granitos e gnaíesses, com destaque para Granito Francisquinho e para Sienogranitos da fácies Serra do Herval da Suíte Intrusiva Dom Feliciano, possuindo ainda em algumas unidades (baixas encostas), rochas paleozoicas da Formação Rio Bonito. Os topos e altas vertentes deste padrão apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas e esfoliação esferoidais, retrabalhando os matacões e as rochas expostas.



**Figura 89:** Imagem do *Google Earth* com unidade de Morros alongados com topos aguçados.

### 3.7.1.2 Padrões de forma em morros com topos convexos

Este padrão consiste em morros de dissecações médias e altas, com declividades predominantes entre 6 % e 20 %, que se localizam dispersos pela morfoescultura (Fig. 90) e pontualmente se apresentam com espigões perpendiculares as superfícies de cimeira associadas ao relevo residual da

morfoescultura Planalto Nordeste. O aspecto morfológico mais característico desse compartimento é apresentar formas arredondadas, com topos convexizados e vertentes com segmentos retilíneo-côncavo. A drenagem é radial apresentando vales em V próximo as nascentes.

Estes morros são constituídos basicamente por rochas graníticas e com deposições de sedimentos procedentes do granito em suas bases. Os solos são rasos e com grande incidência de afloramentos rochosos e matacões.



**Figura 90:** Imagem do *Google Earth* com unidade de Morros convexos associado a relevo colinoso.

### 3.7.1.3 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Estas colinas (Fig. 91) possuem dissecação muito baixa, com altitudes e declividades moderadas (3 % a 12 %), sob manto de alteração extremamente profundo e com padrão de drenagem radial e canais meandранtes. Este padrão situa-se sobre rochas do terreno Tijucas e do Batólito Pelotas, com predomínio de rochas metamórficas apresentando áreas com rochas sedimentares da formação Paleozóica Rio Bonito.



**Figura 91:** Colinas com topos planos e convexos e relevo suavizado. Município de Pântano Grande.

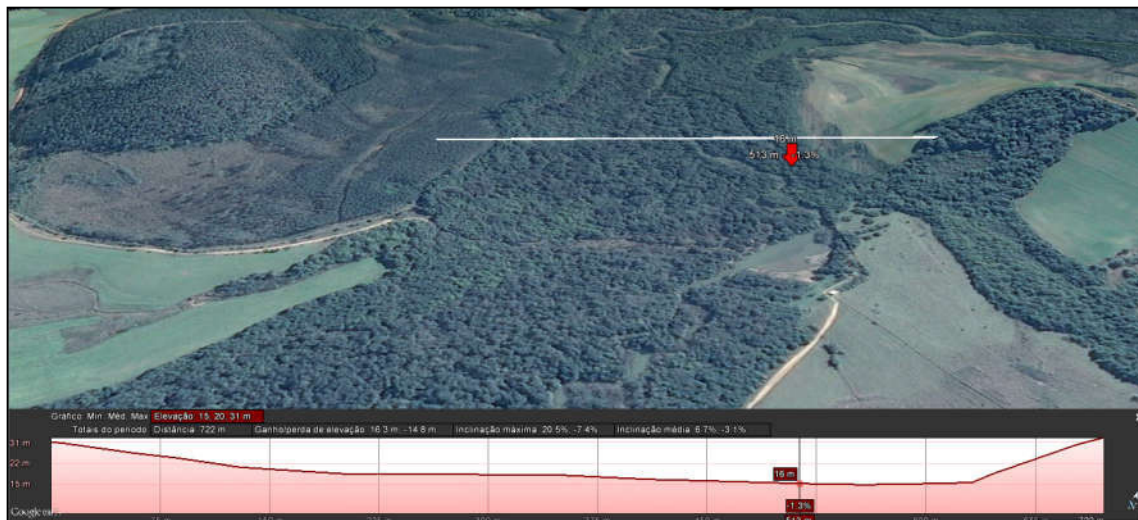
#### 3.7.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Este padrão possui características semelhantes ao padrão de colinas com topos planos e convexos. Apesar de possuir formas com altitudes e declividades moderadas sob manto de alteração extremamente profundo, estas apresentam segmentos mais dissecados que o outro padrão de colinas (dissecação média). O padrão de drenagem é majoritariamente dendrítico, porém apresenta caráter paralelo em alguns setores. Estas colinas localizam-se predominantemente sobre rochas gnáissicas Paleoproterozoicas do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e apresentam topos alongados e formatos de vales em U abertos.

#### 3.7.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais

Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas, consistindo em relevo de acumulação. Tem como característica áreas planas, periodicamente alagadas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios tributários do rio Jacuí, com destaque para o Arroio dos Ratos (Fig. 92), Arroio Grande e o Arroio da Divisa, que apresenta as maiores extensões de planície. Trata-se de áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial de idades Pleistocênicas e Holocênicas e situam-se principalmente na borda externa da

morfoescultura, em terrenos mais baixos, predominantemente nos fundos dos vales com canais meandранtes de relevos colinosos no limite com a Depressão Periférica.



**Figura 92:** Imagem do *Google Earth* com perfil de 700 m de extensão da planície fluvial do Arroio dos Ratos.

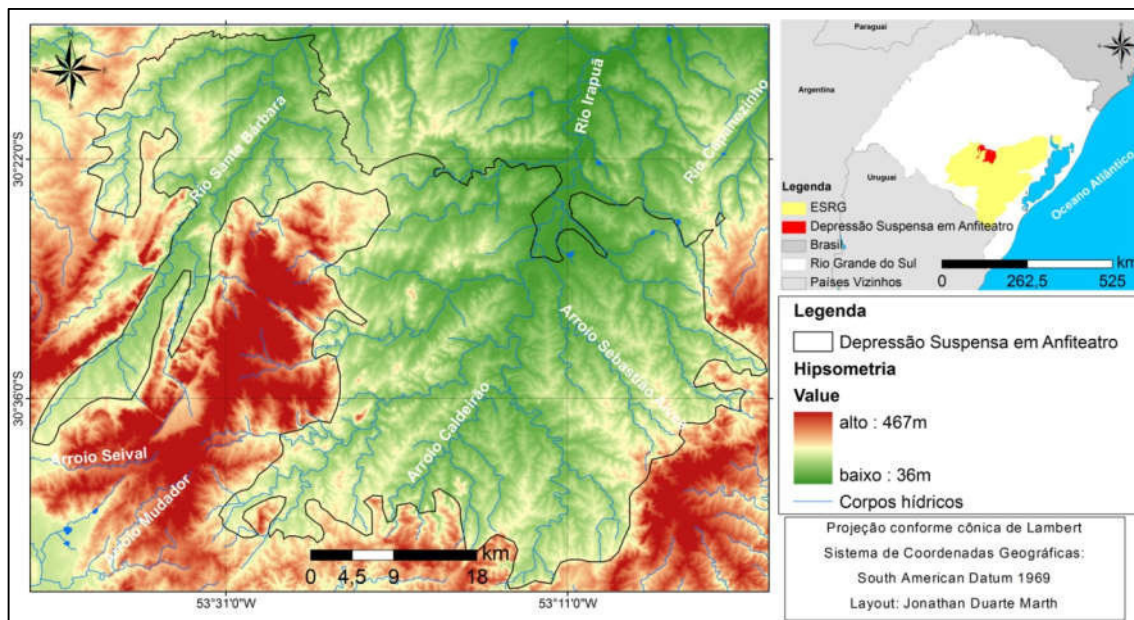
### 3.8 Caracterização da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro

Este tipo de relevo trata-se de regiões deprimidas de erosão periférica, que possuem conformação semicircular, ligeiramente concêntrica em relação às bordas do embasamento que as rodeia, conforme Ab'Saber (1949), consistem em zonas onde se processam fenômenos de circundesnudação. A delimitação desta unidade deu-se principalmente devido ao caráter concêntrico que a destaca dos demais relevos que encontram-se rebaixados em relação às unidades residuais do ESRG. Destaca-se também que esta apresenta ainda um patamar elevado em relação ao relevo da Depressão Periférica.

A morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro situa-se na porção norte do ESRG, encontrando-se confinada entre os terrenos São Gabriel (oeste) e Tijucas (leste) e sobre rochas sedimentares e vulcânicas da bacia Geológica Camaquã.

Há quatro municípios que possuem parte de seus territórios sobre esta morfoescultura, estes são: Caçapava do Sul, Cachoeira do Sul, Santana da Boa Vista e São Sepé. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 238 m com as maiores altitudes alcançando 285 m de elevação (município de Santana da Boa Vista), na porção sudeste e as menores altitudes são encontradas no extremo nordeste desta, com 47 m de elevação no município de Caçapava do Sul, na

transição para a Depressão Periférica, na planície de inundação do arroio Lajeado. A figura 93 evidencia as variações de altitude desta unidade e suas relações com as unidades de relevo próximas.

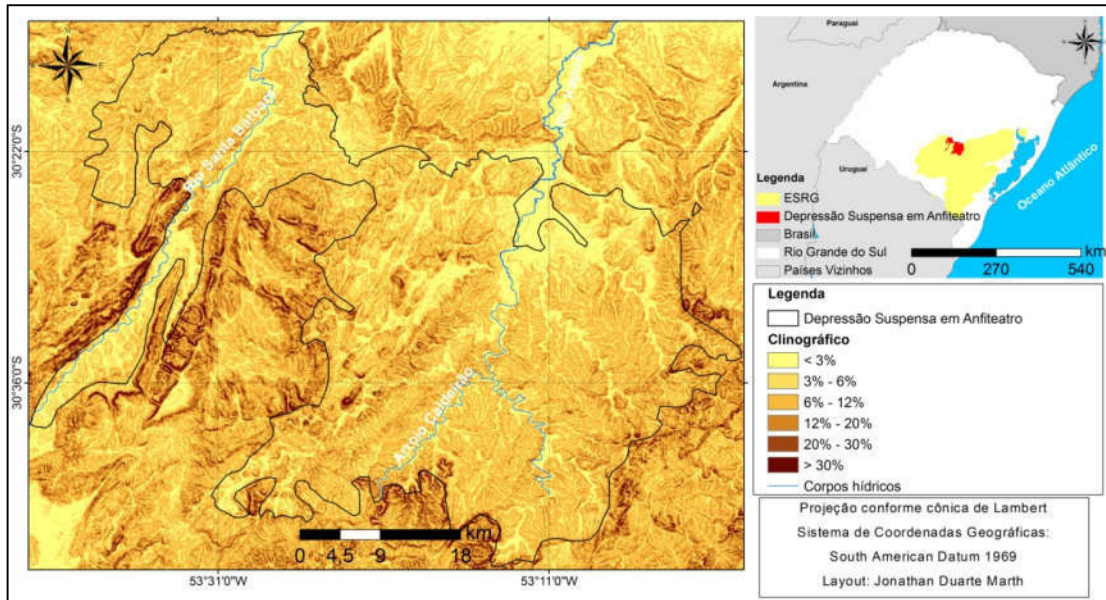


**Figura 93:** Hipsometria da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.

As drenagens desta unidade morfoescultural possuem direcionamento predominante para o Norte, havendo um padrão de drenagem radial centrípeta. Esta unidade está inserida nas bacias hidrográficas Vacacaí-Vacacaí Mirim e Baixo Jacuí, consistindo em afluentes da margem direita dos rios Vacacaí e Jacuí.

A morfoescultura apresenta aproximadamente 90 % das declividades abaixo de 12 %, com predomínio da classe de 6 % a 12 %, que corresponde a quase metade da área. As maiores declividades estão associadas à borda desta unidade com os terrenos residuais.

As declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência estão demonstradas na figura 94 e na tabela 18.



**Figura 94:** Mapa clinográfico da morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.

**Tabela 18:** Áreas em km<sup>2</sup> e porcentagem das classes de declividade na morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.

lasse de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Porcentagem da área
< 3 %	333,38	18,85
3 % a 6 %	491,80	27,81
6 % a 12 %	751,48	42,49
12 % a 20 %	167,78	9,49
20 % a 30 %	19,56	1,11
> 30 %	4,48	0,25
<b>Total</b>	<b>1768,49</b>	<b>100</b>

O relevo desta unidade apresenta desde colinas com topos convexos e planos até colinas alongadas e de topos agudos (Fig. 95), com fator estrutural marcante, tanto nas formas de relevo como na drenagem, apesar de alguns corpos hídricos se apresentarem superimpostos em relação às camadas geológicas.



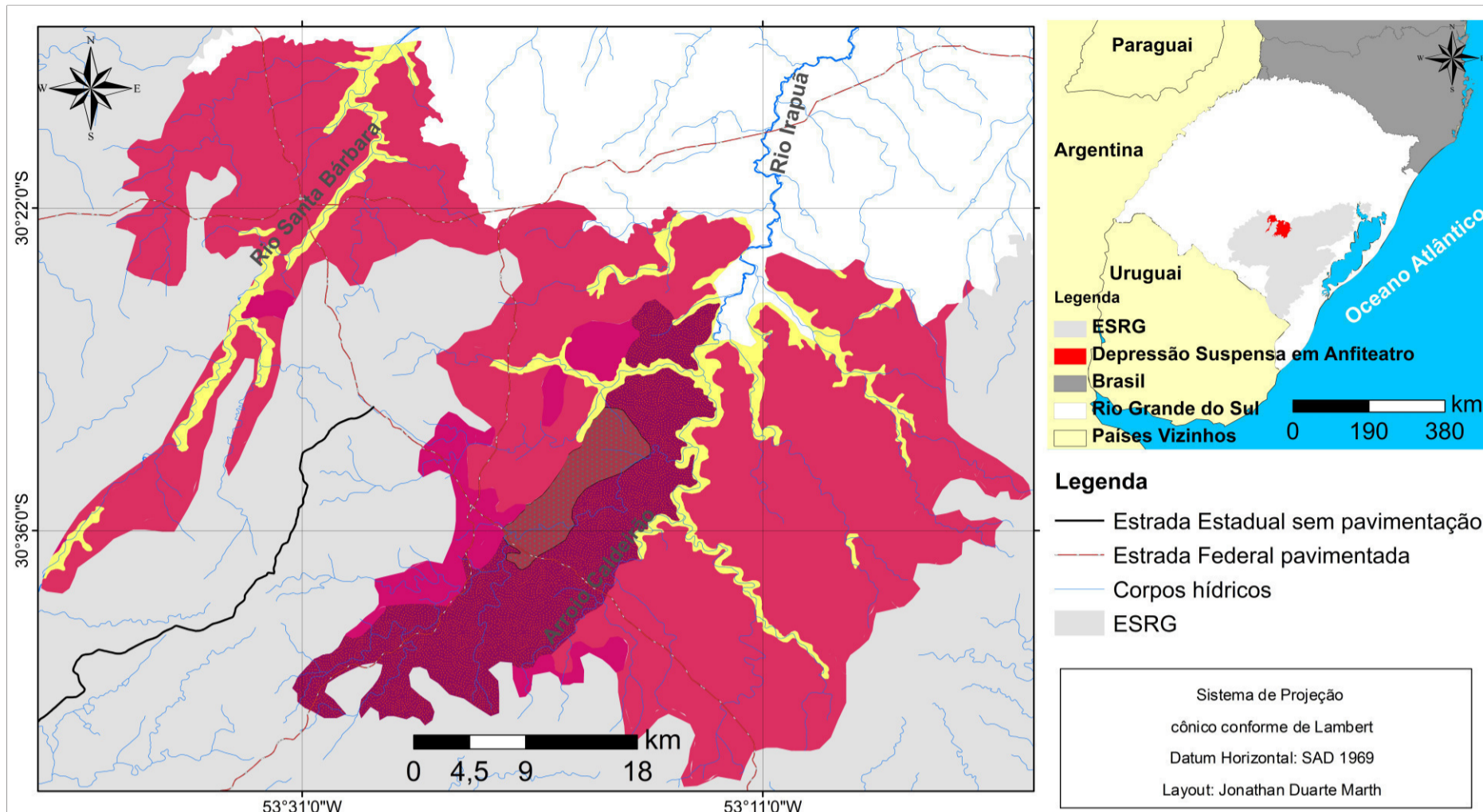
**Figura 95:** A) Vista de relevo colinoso com morros residuais associados ao terreno Tijucas no município de Santana da Boa Vista – coordenadas (22J 277975/6608746); B) Terreno rebaixado em relação aos morros alongados do terreno São Gabriel em Caçapava do Sul – coordenadas (22J 243676/6601720).

### 3.8.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro

Na morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro foram individualizados cinco padrões de formas do relevo, que são: morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos, colinas com topos convexos e vales dissimétricos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 19, de acordo com a ordem em que serão caracterizados. A espacialização dos padrões de forma podem ser visualizadas na figura 96.

**Tabela 19:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros com topos convexos</b>	99,97
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	1231,81
<b>colinas com topos convexos</b>	246,37
<b>colinas com topos convexos e vales dissimétricos</b>	45,11
<b>planícies fluviais</b>	139,96
<b>Total</b>	1763,23



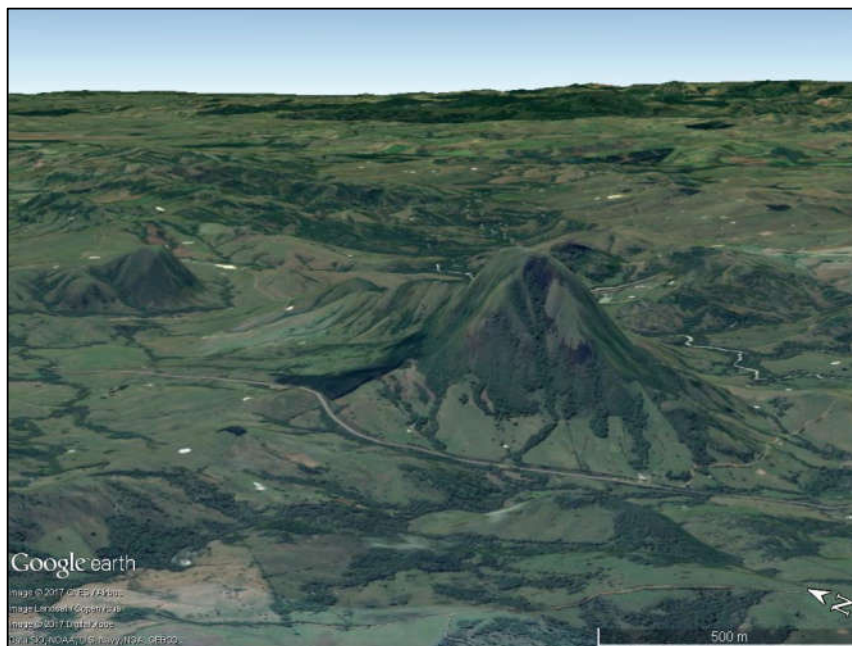
MORFOES-TRUTURA	MORFOES-CULTURA	MODELADO	PADRÕES DE FORMA	CLASSE DE DISSECAÇÃO PREDOMINANTE	DECLIVIDADES PREDOMINANTES	TOPOS	ELEVAÇÃO (m)		
							min	max	ampl
Escudo Sul-Rio-Grandense	Depressão Suspensa em Anfiteatro	dissecação	MORROS COM TOPOS CONVEXOS	média / alta	6% a 20%	convexos com cristas	85	337	252
			COLINAS COM TOPOS PLANOS E CONVEXOS	baixa / média	3% a 12%	Planos e convexos	43	278	235
			COLINAS COM TOPOS CONVEXOS	muito baixa / média	3% a 12%	convexos	54	230	176
			COLINAS COM TOPOS CONVEXOS E VALES DISSIMÉTRICOS	média	3% a 20%	convexos	72	195	123
		acumulação	PLANÍCIAS FLUVIAIS		<3%	planos	36	180	144

Figura 96: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Depressão Suspensa em Anfiteatro.



### 3.8.1.1 Padrões de forma em morros com topos convexos

Este padrão corresponde a morros com topos convexos e por vezes apresentando cristas (Fig. 97). A unidade se caracteriza por morros individualizados em porção central da morfoescultura e também em morros associados aos terrenos elevados residuais do entorno da depressão em anfiteatro, que remetem a um tipo de “rampa de pré-serra”, já que se constituem em morros menos dissecados e elevados que os relevos residuais. Ambos relevos apresentam característica morfométricas e morfológicas semelhantes, que são: Predomínio de classes de dissecação média e alta, declividades majoritariamente entre 6 % e 20 %, amplitudes das elementos maiores que 200 m e associadas a litologia do complexo Vacacaí (rochas metasedimentares) e rochas vulcânicas da Bacia do Camaquã. O padrão de drenagem nestes relevos é dendrítico com vales em V fechados, predominando o escoamento superficial. Os topos e altas vertentes deste padrão apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas em blocos de rochas expostos.



**Figura 97:** Imagem do *Google Earth* com morros convexos em região com predomínio de colinas. Município de Caçapava do Sul.

### 3.8.1.2 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão é o mais abrangente da morfoescultura, apresentando um padrão de drenagem radial centrípeta, que flui para dois corpos hídricos principais (Rio Irapuã e Rio Santa Bárbara). As colinas possuem topos variando entre convexos e planos (Fig. 98), por vezes alongados paralelamente as principais drenagens, apresentando classes de dissecção baixa (na porção central e distal do padrão) e média (na proximidade dos terrenos residuais). As declividades predominantes ficam entre 3 % e 12 %, tendo esta unidade uma amplitude altimétrica de 235 m, com superfícies mais elevadas em 278 m de altitude. O substrato rochoso consiste em rochas da Bacia do Camaquã, com predomínio de rochas sedimentares do grupo guaritas.



**Figura 98:** Área com predomínio de colinas de topos planos e convexos. Município de Caçapava do Sul.

### 3.8.1.3 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Este padrão de forma exibe características semelhantes ao padrão de colinas com topos planos e convexos. Apesar de possuir formas com altitudes e declividades moderadas, sob manto de alteração extremamente profundo, estas apresentam segmentos mais dissecados que o outro padrão de colinas (dissecção média) e uniformidade nos topos, que se apresentam convexos (Fig. 99). O padrão de drenagem radial centrípeta com canais meandrantés. Estas colinas localizam-se

especificamente sobre rochas da formação Varzinha e apresentam vales em U fechados. Os setores de alta vertente apresentam ravinamentos, condicionados pela fragilidade das rochas.



**Figura 99:** Área com predomínio de colinas de topos convexos com relevo residual ao fundo. Município de Caçapava do Sul.

#### 3.8.1.4 Padrões de forma em colinas com topos convexos e vales dissimétricos

Este padrão apresenta colinas com topos convexizados de dissecação média predominante, que situam-se sobre rochas da formação varzinha (arenitos e conglomerados) intercaladas por rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara-formação Serra dos Lanceiros. O padrão de drenagem é predominantemente dendrítico, com o predomínio de canais meandrantos em vales de fundo chato e encaixados. Estas formas indicam uma dissecação lateral das colinas e o consequente alargamento dos vales, provavelmente a partir do Plesitoceno/holoceno. Em fase morfogenética anterior predominou entalhamento vertical das camadas mais resistentes ao intemperismo por parte do sistema fluvial que se estabeleceu na área. Apesar das vertentes convexas abrangerem a maior parte deste relevo, há segmentos com vertentes planas e declivosas. Este relevo apresenta uma amplitude altimétrica de 123 m, sendo que as maiores elevações alcançam 195 m de altitude, em setores adjacentes aos terrenos dominados por morros de topos convexos.

O que diferencia este padrão dos outros relevos colinosos é o fato de apresentar vales dissimétricos (Fig. 100), ocasionados principalmente pela disposição inclinada das camadas de rochas sedimentares diferentes e pela erosão diferenciada nas diferentes vertentes das colinas, que por vezes apresentam declividades altas de um lado e formato em rampas suavizadas de outro.



**Figura 100:** Colinas de topos convexos e vales dissimétricos com vertentes declivosas. Município de Caçapava do Sul.

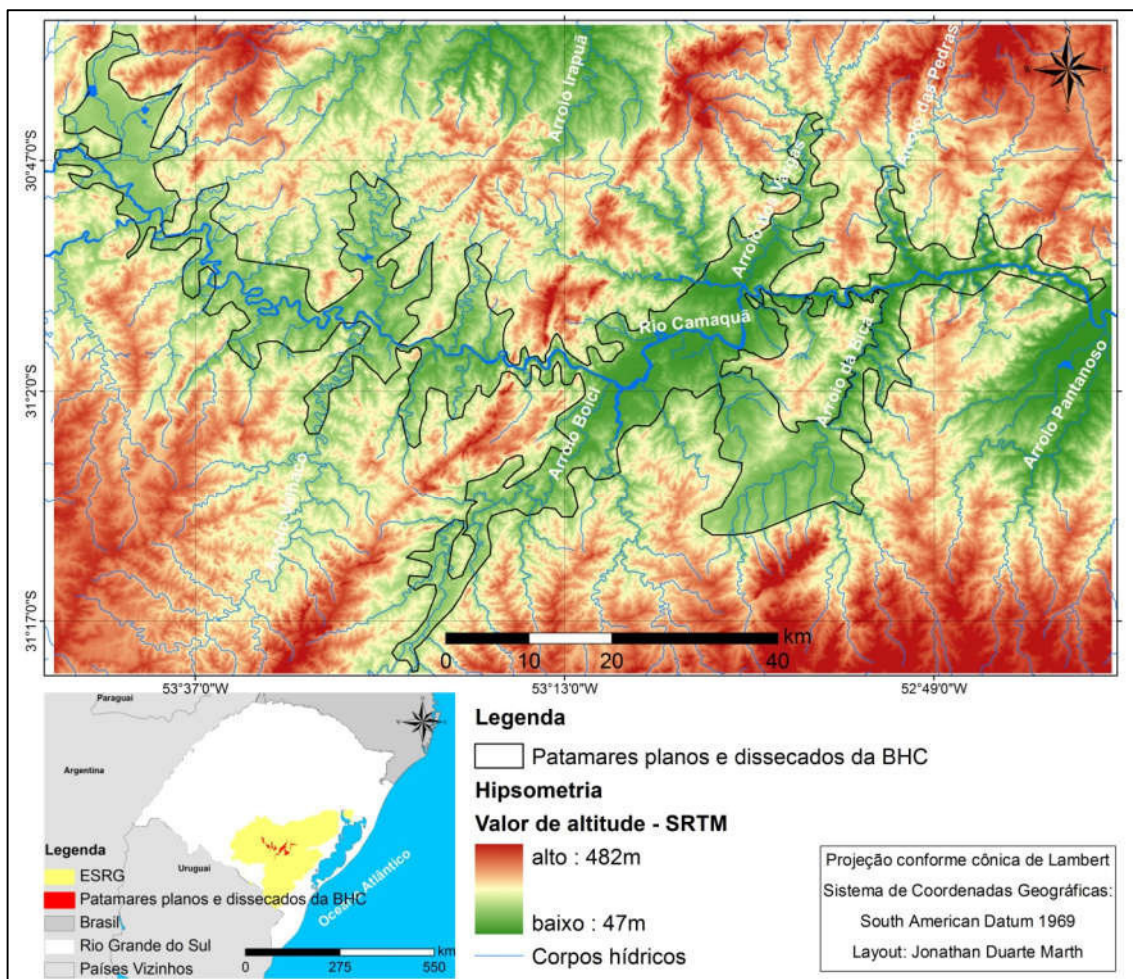
#### 3.8.1.5 Padrões de forma em planícies fluviais

Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas, consistindo em relevo de acumulação. Tem como característica áreas planas, periodicamente alagadas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de trechos de alguns arroios tributários do rio Jacuí, com destaque para o Rio Santa Bárbara, e o Rio Irapuã, que apresentam as maiores extensões de planície. Trata-se de áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial de idades Pleistocênicas e Holocênicas e situam-se principalmente na borda externa da morfoescultura, em terrenos mais baixos, predominantemente nos fundos dos vales com canais meandantes de relevos colinosos no limite com a Depressão Periférica.

### **3.9 Caracterização da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC**

A Bacia Hidrográfica do rio Camaquã tem importante papel na esculturação do relevo no ESRG. Desta forma, percebe-se a forte influência desta no processo de dissecação das rochas do ESRG, inclusive criando patamares planos na faixa central da área de estudo, que correspondem às áreas aplainadas desde o Terciário Superior. A maioria destas superfícies planas encontra-se próxima ao rio principal da bacia. Esta unidade apresenta 1421,06 km<sup>2</sup> de extensão e situa-se em uma faixa central do ESRG e encontrando-se entre os terrenos São Gabriel (oeste) e Tijucas (centro), sobre rochas sedimentares e vulcânicas da bacia Geológica Camaquã e Batólito de Pelotas (leste).

Há oito municípios que possuem parte de seus territórios sobre esta morfoescultura, estes são: Bagé, Caçapava do Sul, Canguçu, Encruzilhada do Sul, Lavras do Sul, Pinheiro Machado, Piratini e Santana da Boa Vista. A área apresenta uma amplitude altimétrica de 277 m com as maiores altitudes alcançando 327 m de elevação (município de Pinheiro Machado) e as menores altitudes são encontradas no extremo leste da área, junto ao canal do rio Camaquã, com 50 m de elevação (divisa dos municípios Canguçu e Encruzilhada do Sul). Em alguns setores ao longo desta morfoescultura há um estrangulamento do canal do rio Camaquã devido à imposição estrutural das rochas presentes nos relevos residuais a norte e a sul desta unidade. Destaca-se, porém, algumas faixas amplas de superfícies planas, associadas à deposição de material pelo rio Camaquã. As nuances desta unidade de relevo podem ser visualizadas na figura 101.

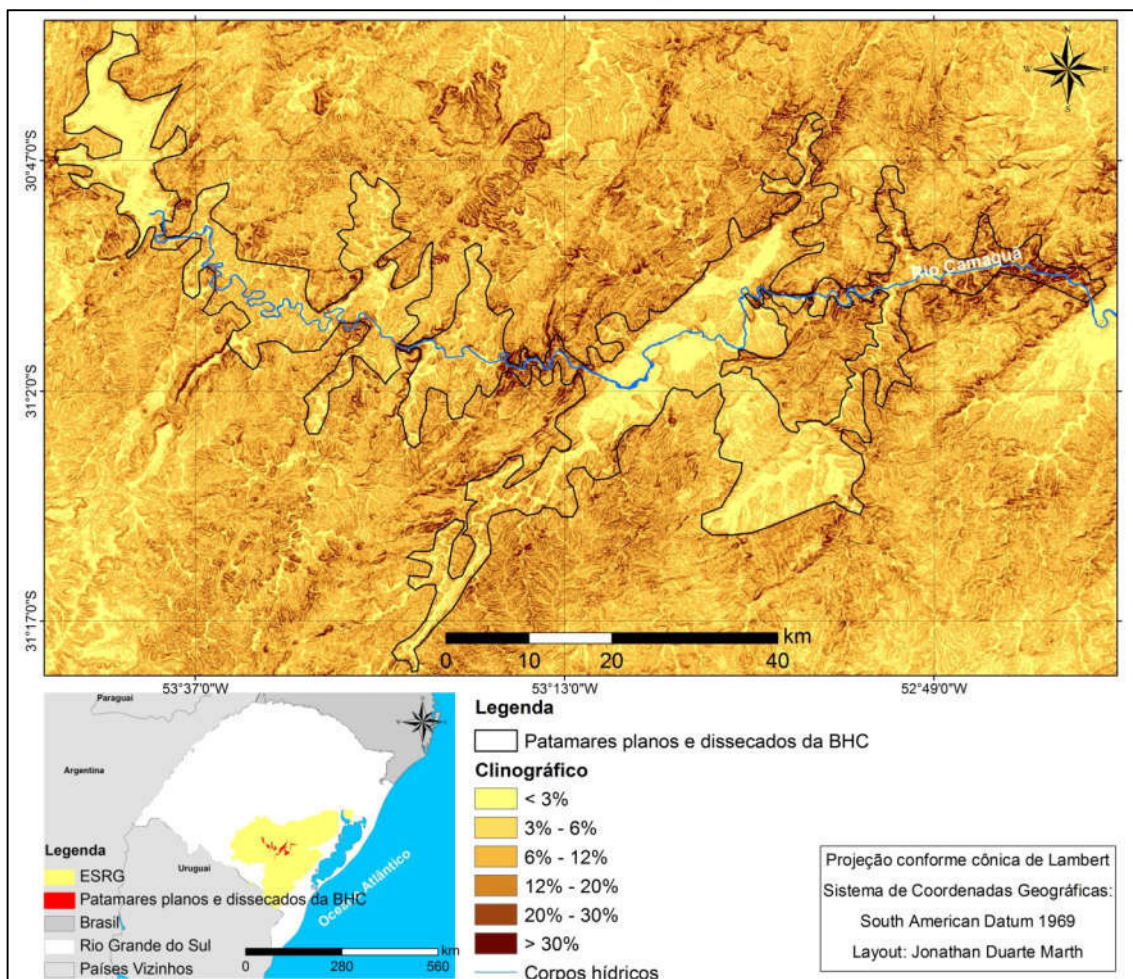


**Figura 101:** Hipsometria da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC.

Esta unidade está totalmente inserida na bacia hidrográfica Camaquã e fazem parte desta unidade, além do rio Camaquã e alguns dos seus afluentes, havendo um padrão de drenagem predominante dendrítico.

A morfoescultura apresenta aproximadamente metade de suas declividades abaixo de 6%, sendo que as maiores declividades estão associadas à borda desta unidade com os terrenos residuais.

As declividades da unidade morfoescultural e seus percentuais de abrangência estão demonstrados na figura 102 e na tabela 20.



**Figura 102:** Mapa clinográfico da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC.

**Tabela 20:** Áreas em km<sup>2</sup> e percentagem das classes de declividade na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC.

Classe de Declividade	Área em km <sup>2</sup>	Percentagem da área
< 3 %	350,92	24,63
3 % a 6 %	325,27	22,83
6 % a 12 %	457,18	32,09
12 % a 20 %	204,97	14,39
20 % a 30 %	60,60	4,25
> 30 %	25,84	1,81
<b>Total</b>	<b>1424,78</b>	<b>100</b>

Esta morfoescultura apresenta patamares planos e relevo suavizado, como pode ser visualizado na figura 103, fazendo diferentes contornos com os relevos residuais no seu entorno, que em alguns locais é abrupto. Há também relevo

colinoso, com topos convexos e alongados e relevo tabular associado às formações sedimentares da Bacia geológica Camaquã, porém destaca-se que estas elevações estão por vezes circundadas por depósitos aluviais.



**Figura 103:** A) Terreno plano em área dissecada pelo rio Camaquã no município de Piratini—coordenadas (22J 306965/6563980); B) Vista de relevo residual no limite Norte da morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC no município de Caçapava do Sul – coordenadas (22J 243676/6601720).

### 3.9.1 Padrões de forma do relevo na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC

Na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC foram individualizados quatro padrões de formas do relevo, que são: morros com topos convexos, colinas com topos planos e convexos, colinas com topos convexos e planícies fluviais. Estes padrões acima mencionados estão apresentados na tabela 21, de acordo com a área que abrangem. A espacialização destes padrões na morfoescultura Patamares planos e dissecados da BHC podem ser visualizados na figura 104.

**Tabela 21:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados na morfoescultura Planalto Rebaixado Marginal Oeste.

<b>padrão de forma</b>	<b>área em km<sup>2</sup></b>
<b>morros com topos convexos</b>	270,22
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	671,03
<b>colinas com topos convexos</b>	249,83
<b>planícies fluviais</b>	229,98
<b>Total</b>	1421,06



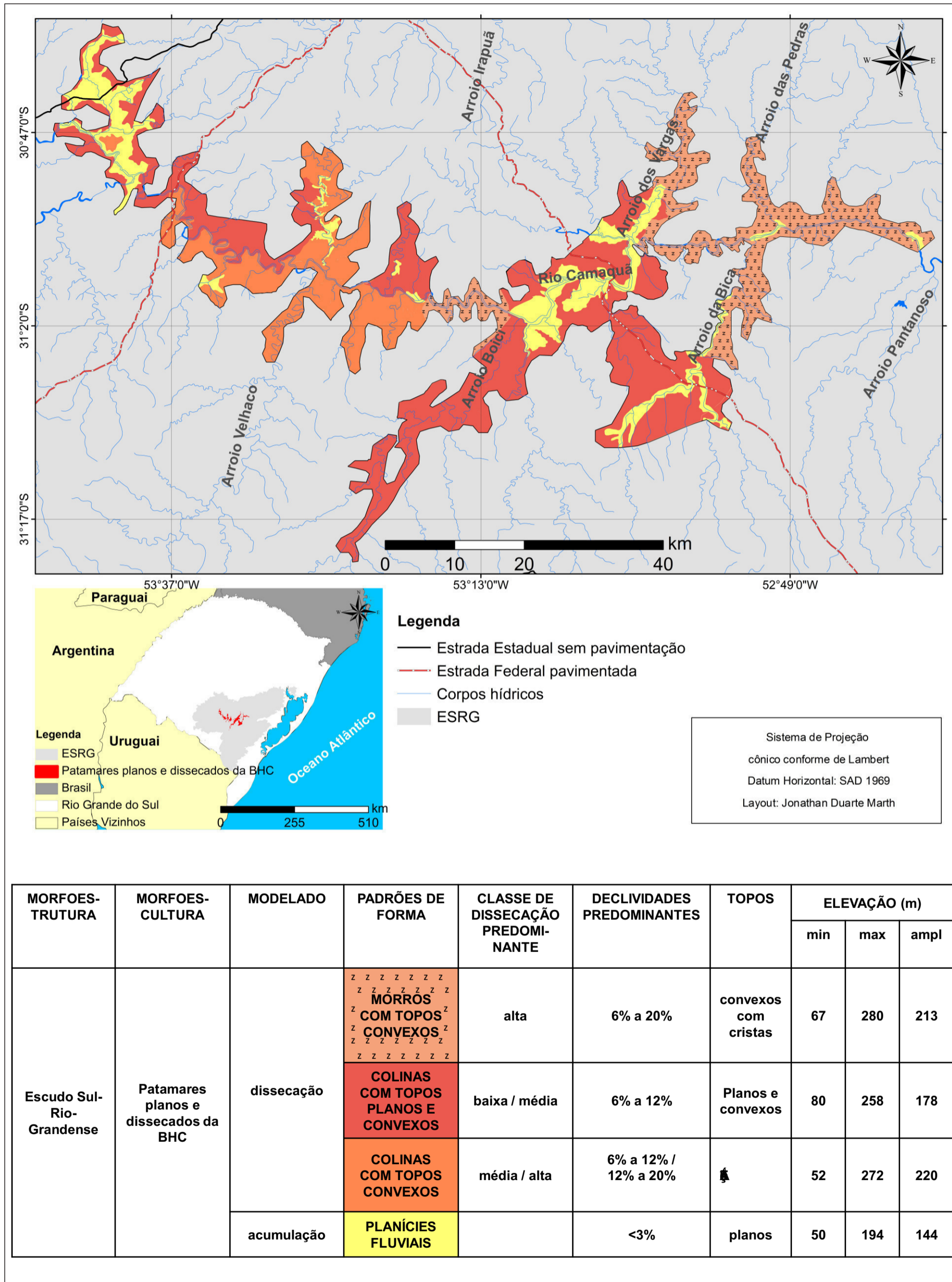


Figura 104: Mapa dos padrões de forma da Morfoescultura Patamares Planos e Dissecados da BHC.

### 3.9.1.1 Padrões de forma em morros com topos convexos

Este padrão de forma corresponde a morros com topos convexos (Fig. 105), que apresentam topos com cristas em algumas unidades, sendo um relevo com destacado condicionamento estrutural. Estes morros apresentam o predomínio de dissecação da classe alta, possuindo amplitude de 213 m e declividades predominantes entre 6 % e 20 %. Predomina neste relevo o escoamento superficial, sendo que esta unidade possui vales em V, com entalhamento alto e distância interfluvial estreita. Os topos e altas vertentes deste padrão apresentam estrutura físico-química de desagregação/decomposição através de fraturas em blocos de rochas expostos. O substrato rochoso deste padrão abrange rochas da Suíte intrusiva Encruzilhada do Sul no limite entre os Geodomínios terreno Tijucas e Batólito de Pelotas e também de rochas metasedimentares do Complexo metamórfico Porongos. O rio Camaquã exerce papel importante na dissecação destas formas.



**Figura 105:** Morros com topos convexos e cristas em trecho confinado do rio Camaquã. Município de Santana da Boa Vista.

### 3.9.1.2 Padrões de forma em colinas com topos planos e convexos

Este padrão se localiza na borda do relevo residual, se estendendo até as margens do rio Camaquã, representando áreas dissecadas por influência direta da ação fluvial. O substrato rochoso deste tipo de relevo é diversificado, apresentando rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã, rochas metamórficas do terreno tijucas e rochas sedimentares de idade Paleozoica da Formação Sanga do Cabral. As colinas apresentam topos variando de planos a convexos (Fig. 106), com predomínio das classes de dissecção baixa e média, com maior área de abrangência das classes de declividade entre 6 % e 12 % e encontram-se sobre manto de alteração extremamente profundo. O padrão apresenta amplitude altimétrica de 178 m, configurando-se como rampas com declínio dos terrenos residuais para a planície fluvial dos principais corpos hídricos da morfoescultura. Este tipo de relevo apresenta os padrões de drenagem dendrítico e radial, com canais meandранtes e vales em U.



**Figura 106:** Área do padrão de formas de Colinas com topos planos e convexos. Município de Piratini.

### 3.9.1.3 Padrões de forma em colinas com topos convexos

Este padrão de forma consiste em colinas de topos convexos (Fig. 107), com dissecção variando de média a alta, apresentando setores com declividades entre 6% e 12% (setores próximos à calha do rio Camaquã) e declividades entre 12 % e

20 % (setores próximos de relevos residuais de morfoescultura Adjacente). O padrão apresenta amplitude altimétrica de 220 m, com padrão de drenagem dendrítico e canais meandrantés. O substrato rochoso consiste em rochas sedimentares do Grupo Guaritas e granitoides da Suíte Intrusiva Dom Feliciano (Batólito Pelotas), apresentando manto de alteração profundo.



**Figura 107:** Área do padrão de formas de Colinas com topos convexos. Município de Piratini.

#### 3.9.1.4 Padrões de forma em planícies fluviais

Este conjunto de formas de relevo é constituído por depósitos de planície e canal fluvial, com areias grossas e conglomeráticas, consistindo em relevo de acumulação. Tem como característica áreas planas, periodicamente alagadas, com declividades predominantes inferiores a 3 %, situadas ao longo de alguns trechos do rio Camaquã (Figs. 108 e 109), que apresenta as maiores extensões de planície e de alguns de seus afluentes, com destaque para o Arroio Seival, Arroio dos Vargas, Arroio da Bica e Arroio João Dias. Trata-se de áreas com sedimentos decorrentes da erosão e deposição fluvial de idades Pleistocênicas e Holocênicas e situam-se em patamares planos encaixados por diferentes relevos, em terrenos mais baixos, predominantemente nos fundos dos vales com canais meandrantés.



**Figura 108:** Superfície plana extensa em planície fluvial do rio Camaquã e ao fundo padrão de formas em morros. Município de Caçapava do Sul.



**Figura 109:** Planície fluvial do rio Camaquã e setor de vale encaixado. Município de Encruzilhada do Sul.

## **CAPÍTULO IV – MORFOGÊNESE DO RELEVO DO ESRG**

Pode-se dizer que a morfogênese do relevo do ESRG começa a partir da ruptura do Gondwana, havendo a partir desta época a atuação tanto de fatores associados à neotectônica, quanto aos diferentes climas ao longo do tempo, que vieram a esculpturar o relevo desta unidade.

Pensar a morfogenética no relevo é pensar sobre os processos denudacionais e agradacionais que ocorreram do Terciário Superior e Quaternário até os dias de hoje. A atuação do clima e suas influências nas formas do relevo são mais abrangentes e precisas quando se estuda a era cenozoica, principalmente a partir do quaternário. Ab'Saber (1969) afirma que ao se realizar estudos sobre os documentos geológicos Quaternários, o pesquisador está entrando nos acontecimentos e processos responsáveis pelo acabamento final das feições geomórficas que constituem a paisagem. Para este autor “a roupagem final” de todas as paisagens terrestres, somente pode ser objetivamente entendida através de estudos sobre o Quaternário regional, tratando-se de determinação oriunda das complexas variações climáticas, que se deram nos últimos 1 Ma ou 3 Ma de anos dos fins do Cenozoico.

Para tratar dos processos morfoclimáticos atuantes sobre o ESRG ao longo do tempo, torna-se importante recorrer também a dados obtidos em pesquisas paleontológicas e palinológicas, que têm esclarecido a história do clima ao longo do tempo geológico. Variáveis como temperatura, umidade e pressão, respondem pela intemperização das rochas, culminando com a formação de depósitos correlativos<sup>7</sup>. A relação entre clima, intemperismo e depósitos correlativos na caracterização da estrutura superficial é estreita (CASSETI, 2005).

---

<sup>7</sup> “seqüências sedimentares resultantes dos processos de agradacão ocorrendo simultaneamente como fenômenos de degradação na área fonte”, conforme Bigarella & Mousinho (1965).

Ao analisar os depósitos sedimentares para reconstrução dos processos morfoclimáticos torna-se importante levar em conta o comportamento destes em relação aos processos. Shanley & McCabe (1994) afirmam que a sedimentação no âmbito continental, na zona situada além daquela que está sujeita a controles eustáticos, está condicionada por um complexo conjunto de fatores, destacando-se o clima e a tectônica tanto no âmbito da área-fonte quanto no local de sedimentação.

As características de clima e relevos dominantes nas áreas fontes constituem-se em fator decisivo para a composição dos fragmentos detriticos em ambientes deposicionais (BASU, 1985). Como exemplo, em regiões com clima árido e relevo com encostas íngremes, há um predomínio dos agentes de intemperismo físico, não ocorrendo significativa alteração de minerais e fragmentos de rochas. Em regiões com clima úmido e relevos suavizados é mais provável a formação de solos mais profundos e maior efetividade de agentes químicos e biológicos, transformando assim fragmentos mais instáveis em argilominerais e preservando apenas quartzo e minerais resistentes.

Os processos de transporte e deposição também tem importância na preservação ou não da carga detrítica. Sendo assim, processos de transporte episódicos, característicos de clima com tendência a aridez, tendem a manter a integridade composicional e textural dos fragmentos. Já transporte lento ao longo de grandes distâncias permitem atuação de intemperismo químico e seleção e abrasão física dos detritos. Com base nisto, pode ser investigado até mesmo os agentes morfoclimáticos e reconstituir a esculturação do relevo de uma morfoestrutura.

Bigarella *et al.* (1965) em estudo dos sedimentos continentais Cenozoicos, que levou em consideração os reflexos da alternância climática na paisagem afirmaram que, épocas de climas mais secos, interpretadas como correlatas a períodos glaciais do hemisfério norte, induziriam à formação de superfícies pedimentares e de seus depósitos correlativos; épocas de climas mais úmidos (correspondentes a períodos interglaciais) levariam à dissecação das superfícies e depósitos anteriormente formados. Com a evolução da paisagem, sobriam testemunhos destes ciclos na conformação geomorfológica dos terrenos, sendo possível o mapeamento destes.

Cassetti (2005) traz um quadro, no qual há uma cronologia de climas, eventos associados a estes e as correspondentes feições correlativas. A janela tempo do Quadro 3 envolve o Terciário e o Quaternário, trazendo ainda o comportamento da crosta e as glaciações durante o pleistoceno.

**Quadro 3:** Eventos cenozoicos e feições associadas. Fonte: Casseti (2005).

Cronologia		Série/época	Fases glaciais e interglaciais	Clima	Comportamento da crosta	Eventos	Feições correlativas
Milhões de anos	Sistema / período						
0,01	Quaternário	Pleistoceno	Holoceno	úmido		Entalhamento da drenagem e coluvionamento. Deposição a montante de soleiras locais	Várzeas rampas colúvio-aluvionais sotopondo baixos terraços colúvio-pedogenizados inumando paleopavimentos ( <i>stone-likes</i> , pedimentos detriticos)
			Wülm	Semi-árido	Pequena reativação epirogenética + (?) que teria marcado o início do Holoceno	Morfogênese mecânica pouco pronunciada com formação de alvéolos	Terraços erosionais. Níveis de baixos terraços com cascalhos retrabalhados
			Riss-Wülm interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem e coluvionamento	
			Riss	Semi-árido		Morfogênese mecânica pouco pronunciada com formação e alargamento de alvéolos	Níveis de baixos terraços com cascalhos
			Mindel-Riss interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem. Sedimentação a montante de soleiras locais	
			Mindel	Semi-árido		Morfogênese mecânica com discreta pedimentação	Níveis de terraços correspondentes a pavimentos detriticos (pedimentos)
			Gunz-Mindel interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem. Sedimentação	
1,8	Terciário	Neogeno		Semi-árido	Fase de quiescência com posterior recrudescimento.	Morfogênese mecânica com pediplanação. Provável reativação de falhas antigas	Pediaplano intermontano. Depressões interplanáticas pedimentadas. Níveis de erosão embutidos
5,0				Alternância climática	Fenômeno epirogenético pronunciado		
55,0				Aridez pronunciada	Fase de quiescência tectônica sucedida de compensação isostásica	Pediaplanação generalizada com encouraçamento ferruginoso em ambiente de savana	Superfície de cimeira do grande divisor Platino-Amazônico-São Franciscano e testemunhos residuais (níveis de cimeira)
65,0	Paleogeno	Paleogeno					

Na análise do relevo e dos fatores morfoclimáticos atuantes para conformação deste no sul do Brasil, Ab'Saber (1949) afirma que ao final do Cretáceo a geomorfologia regional caracterizava-se pelos restos aplainados circundados por uma vasta extensão de terras baixas, condicionadas por um clima mais seco e uma drenagem endorréica. Suertegaray & Fujimoto (2004) salientam que no pós-cretáceo um clima mais úmido associado a um processo de epirogênese positiva, que elevou os terrenos associados ao ESRG, produziram uma mudança de drenagem, que passou a ser exorréica. Esta alteração modificou o nível de base regional, dando início a um processo de desnudação do escudo por reativação dos processos erosivos.

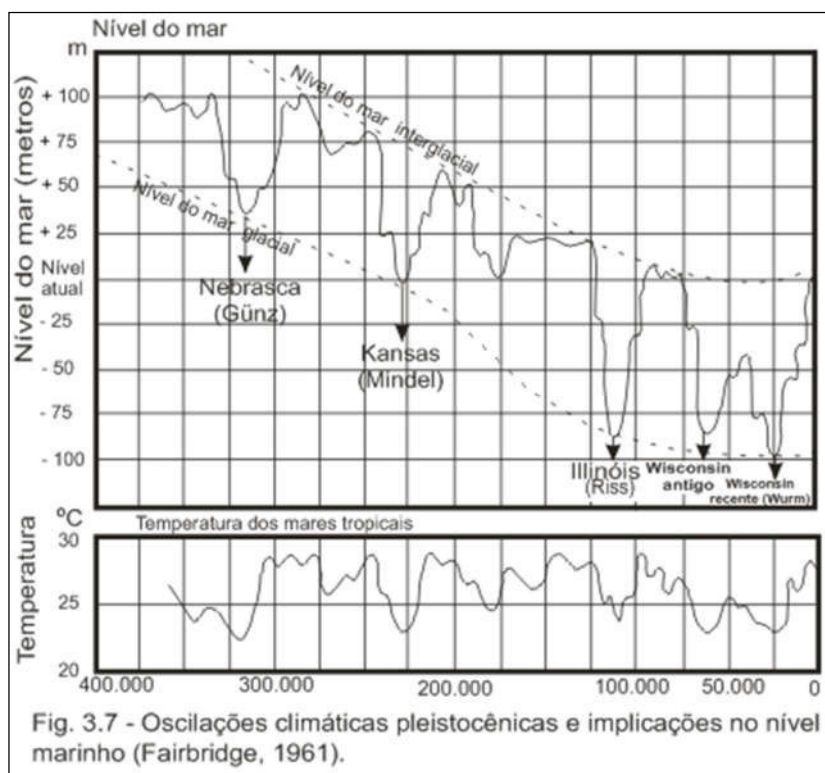
No Oligoceno as condições de drenagem exorréica instalaram-se em ambientes de baixa energia, com predomínio de intemperismo químico e pedogênese, alternando com períodos de dissecação por aprofundamento linear dos canais fluviais, os quais sofreram alargamento e preenchimento pela desnudação das vertentes e degradação lateral (IBGE, 1986).

Condições de baixa energia, que estavam relacionadas às mudanças climáticas da transgressão miocênica, propiciaram a formação de um manto de alteração e o aprofundamento linear da drenagem, apesar do caráter transgressivo do mar. A elevação epirogênica que ocorreu neste momento associada à



subsidiência na Bacia de Pelotas, provocaram uma inclinação para o quadrante Leste, assim, a drenagem com curso não concordante com o basculamento do continente se superimpos e passou a depositar carga detrítica na plataforma rasa desta bacia (IBGE, 1986). Cabe destacar que ambientes de alta energia no Mioceno Superior dissecaram fortemente a área da Depressão Central, que sofreu desgaste lateral, tendo praticamente destruído o nível de aplanamento anterior.

As ações climáticas do Quaternário, como já foi mencionado, foram mais dinâmicas que no Terciário. As oscilações climáticas pleistocênicas (Fig. 110), em função das melhores evidências para as correlações com as estruturas superficiais, apresentam-se como importante base para a análise. Durante o Pleistoceno foram registradas pelo menos quatro fases glácio-eustáticas, que se intercalaram a outras tantas interglaciais, estas podem ser visualizadas e comparadas com a temperatura dos mares tropicais.



**Figura 110:** Oscilações climáticas pleistocênicas e implicações no nível do mar. Fonte: Fairbridge, (1961).

Cassetti (2005) ao analisar os ciclos climáticos do Pleistoceno, afirma que enquanto nas fases glaciais prevalecia a morfogênese mecânica nas latitudes intertropicais, relacionadas ao clima semi-árido, nas fases interglaciais registrava-se

a morfogênese química, associadas ao clima úmido, em uma situação próxima ao que viria a ocorrer no Holoceno. Já que a maior parte da umidade responsável pela precipitação é proveniente dos oceanos, a quantidade evaporada nas fases glaciais não retornava aos mares, já que as precipitações nas latitudes altas e médias, em forma de neve, eram acumuladas, contribuindo para a expansão da calota polar dos hemisférios. A ausência do retorno cíclico da água ocasionava um decréscimo do nível marinho, estabelecendo um novo nível de base geral, fazendo com que os processos morfogenéticos se tornassem mais agressivos.

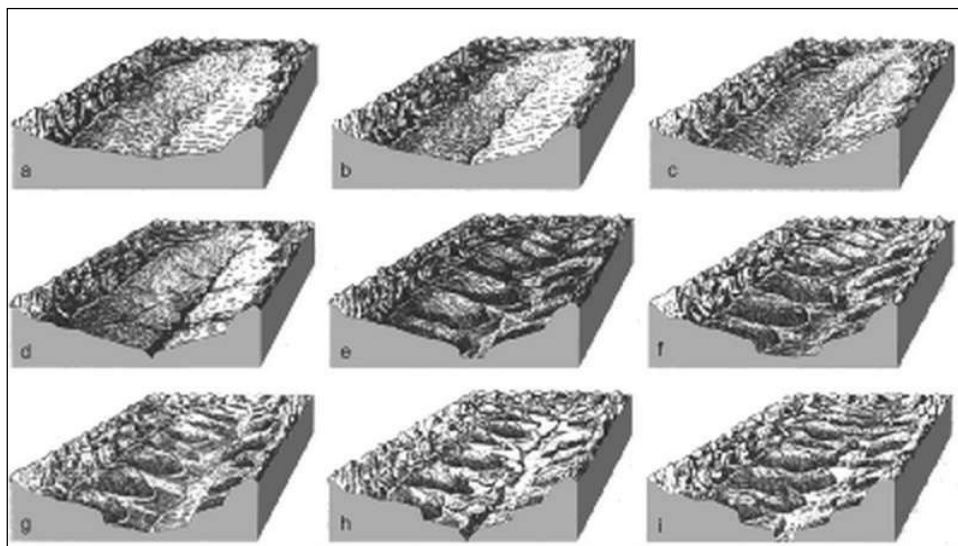
Desta maneira alteravam-se também os tipos de intemperismo e depósitos correlativos ao longo do Pleistoceno, ora havendo predomínio de materiais detriticos ora de materiais decompostos.

Os detritos resultantes da desagregação mecânica apresentam uma disposição hierarquizada a partir da fonte de origem: próximos ao sopé da vertente são grosseiros, reduzindo gradativamente conforme se afastam dele. Essa disposição caracteriza o pedimento. A torrencialidade pluviométrica associada às condições climáticas semi-áridas tem participação destacada no transporte e na hierarquização dos detritos.

Na fase interglacial, a drenagem se reorganiza e o intemperismo químico atua na decomposição das rochas, procurando inumar os detritos produzidos em condições anteriores, através de coluvionamento, podendo preservar ou destruir as paleoformas ou paleodepósitos ainda existentes.

Bigarella & Andrade (1965) ao abordarem as condições climáticas que teriam dado origem a paleopavimentos pleistocênicos consideram que estas não foram tão severas ou tão extensas como as que deram origem aos pediplanos ou pedimentos. Os autores salientam que pode ter havido mais de uma fase de formação de paleopavimentos.

Na tentativa de esclarecer as alterações dos vales fluviais ao longo do Quaternário, levando em consideração a alternância dos climas úmidos e áridos, Bigarella *et al.* (1965) propuseram um modelo evolutivo, que está apresentado na figura 111.



**Figura 111:** Modelo evolutivo dos vales fluviais ao longo do Quaternário. Fonte: Bigarella *et al.* (1965).

Para estes autores haveria a formação de extenso aplainamento intermontano por processo de pediplanação, que se daria sob condição climática semi-árida. Havendo nas duas fases seguintes um reafeiçoamento da superfície aplainada por ligeiro abaixamento do nível de base da erosão local, que decorreria de curtas flutuações climáticas (transição do clima seco ao úmido).

Na quarta etapa ocorre a dissecação generalizada da topografia anterior, em condições climáticas úmidas. Posteriormente ocorre o alargamento, aluvionamento e coluvionamento dos vales, acelerandos por flutuações climáticas (na direção do clima seco dentro do clima úmido). A desagregação lateral e formação de superfície pedimentar (clima semi-árido) pode ser visualizada na sexta etapa. A seguir ocorre o reafeiçoamento da superfície do pedimento por ligeiro rebaixamento do nível de base local do escoamento, que decorre flutuações climáticas menores (para o clima úmido dentro do clima semi-árido).

No esquema proposto, as duas últimas etapas envolvem a dissecação generalizada da topografia em função do domínio úmido e o alargamento e entulhamento dos vales dentro da época úmida, devido a flutuações episódicas para condições mais secas.

Em estudos sobre o pampa Pillar *et al.* (2009) remontam quatro períodos climáticos distintos desde o final do Pleistoceno até a atualidade. Estes estudos buscam entender a composição vegetal, porém trazem informações importantes para o entendimento da conformação do relevo.

O período entre 42.000–10.000 anos antes do presente (AP), isto é, incluindo a última glaciação, os campos dominavam a região, indicando um clima frio e seco. A maior parte da região foi, provavelmente, desprovida de árvores, estando os elementos florestais restritos a vales profundos de rios e à planície costeira.

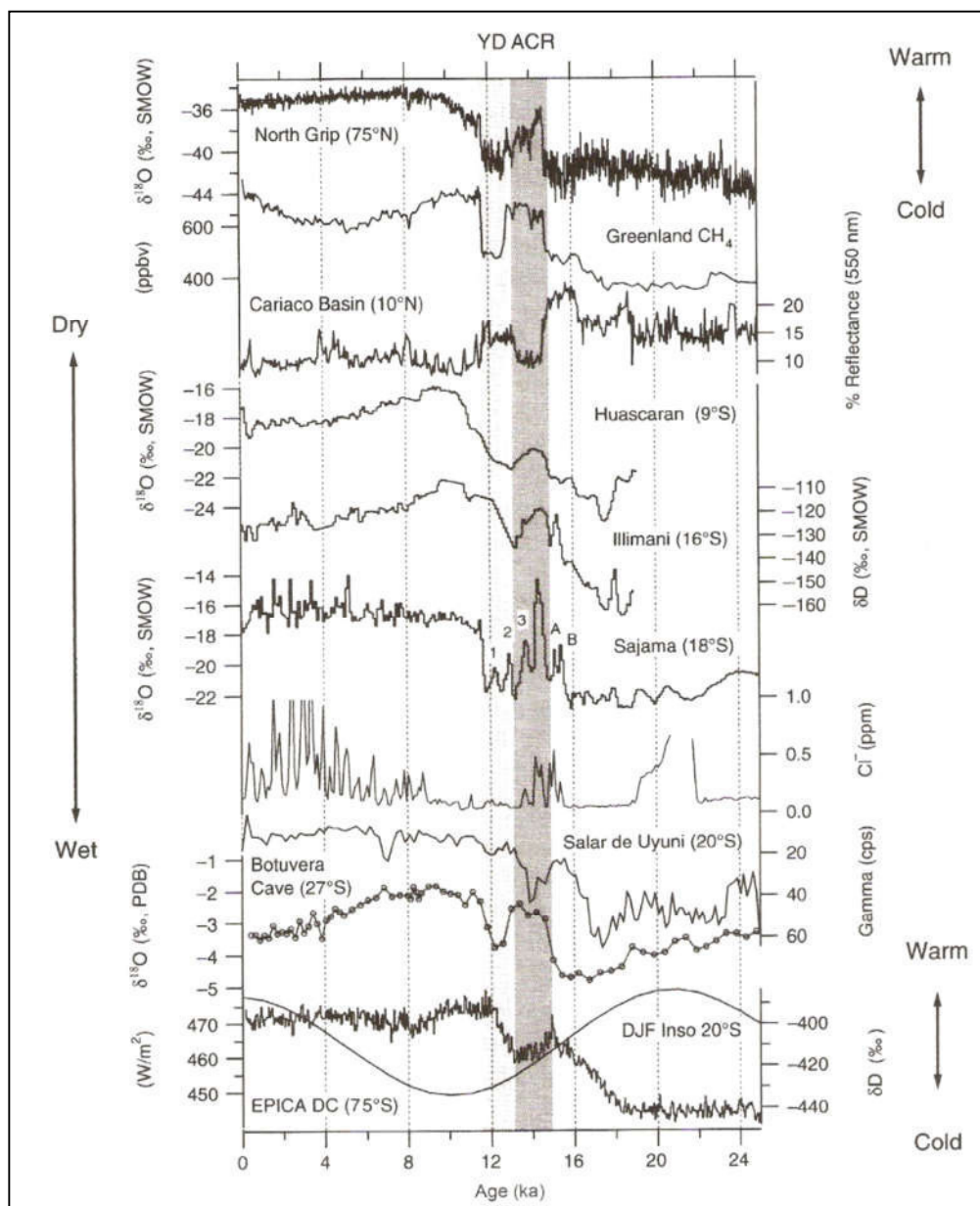
Após 10.000 anos AP, as temperaturas aumentaram, mas o clima permaneceu seco, havendo migração da floresta Atlântica na direção sul ao longo da costa, onde as condições deveriam ser mais úmidas. A partir do início do Holoceno, o fogo se tornou mais frequente, como indicado pela maior abundância de partículas de carvão em perfis de turfeira (BEHLING *et al.*, 2004, 2005). Após a metade do Holoceno, cerca de 4000 AP, o clima se tornou mais úmido, permitindo a lenta expansão da floresta, principalmente ao longo dos rios. A velocidade da expansão aumentou após 1100 AP, levando a uma substituição mais pronunciada dos campos pela vegetação florestal, formando áreas maiores de cobertura florestal contínua sobre o planalto e de florestas ripárias nas planícies (BEHLING *et al.* 2004, 2005, BEHLING & PILAR, 2007).

No Holoceno, com o retorno ao clima úmido, assim como nas condições interglaciais, o predomínio do intemperismo químico responde pela atividade de decomposição das rochas ou formação de depósitos que poderão chegar a futuras formas residuais.

Os registros climáticos também podem ser obtidos através de testemunhos de gelo, permitindo perceber de maneira mais detalhada as mudanças climáticas que ocorreram no decorrer de milhares de anos, já que permitem interpretações sobre variações de temperatura, de precipitação, etc. Como exemplo tem-se a utilização dos isótopos de oxigênio como indicadores de paleoclimas, já que estes apresentam padrões diferenciados de deposição conforme o clima em que este processo ocorre: Um máximo glacial apresenta  $O^{16}$  aprisionado no gelo e a água do mar encontra-se enriquecida com  $O^{18}$ ; em períodos Interglaciais (estado atual), que apresentam temperaturas menos rigorosas, o  $O^{16}$  é liberado com a fusão dos gelos e as águas do mar encontram-se menos enriquecidas com  $O^{18}$ .

Desta forma os registros de isótopos de oxigênio em núcleos de gelo têm trazido dados mais precisos referentes às oscilações climáticas regionais e globais durante o Quaternário, pois permitem fazer correlações entre o registo marinho (cronologia isotópica marinha) e o registo atmosférico (cronologia isotópica do gelo).

Dados apresentados por Bradley (2015), considerando registros de isótopos de oxigênio em núcleos de gelo tropicais indicam um grande número de oscilações climáticas nos últimos 24.000 anos (Fig. 112).



**Figura 112:** Registros de  $\delta^{18}\text{O}$  no núcleo de gelo em núcleos de gelo tropical. Fonte: Bradley (2015).

Destaca-se que são necessárias maiores informações sobre os depósitos correlativos, até mesmo para um melhor entendimento da morfogenética associada aos diferentes climas que predominaram na área de estudo, desta forma os registros

dos testemunhos de gelo certamente auxiliarão em pesquisas referentes à morfogenética do ESRG.

Para entendimento da esculturação do ESRG de maneira localizada, buscando o entendimento das ações dos diferentes agentes climáticos, faz-se necessário compartimentar a área para análise, considerando a porção Leste, que foi diretamente influenciada pelo oceano atlântico e as variações Glacio-eustáticas e os setores Norte, Oeste e Sul, que respondem a dinâmica associada às influências da depressão Periférica. Cabe salientar que a neotectônica atuou expressivamente desde o cretáceo na dinâmica do ESRG, auxiliando de certa forma os processos morfoclimáticos.

O modelado de dissecação evoluiu desde a instalação da drenagem, que segundo dados expostos em IBGE (1986) se deu no Terciário Inferior, em etapas sucessivas e descontínuas que se intercalaram com fases de degradação lateral. Esta intercalação como já foi apresentada anteriormente, ocorreu devido às alternâncias de períodos com maior ou menor umidade e temperatura.

A drenagem em sua instalação encontrou um ambiente aplainado, sem desníveis acentuados e acabou por seguir as “imposições” de feições tectônicas e litológicas. IBGE (1986) aponta que os sistemas resultantes, de maneira geral, podem ser considerados como as protobacias atuais. O direcionamento e as inflexões dos corpos hídricos de maior porte indicam que não houveram mudanças radicais de curso após a implantação destes. Pensamento que permite afirmar que havia um desnível predominante de oeste para leste, cabendo salientar que no setor oeste do ESRG o desnível foi de sul para norte.

Conforme afirma Ross (1991) não se pode estabelecer uma relação direta e absoluta entre superfícies de aplanamento, os diferentes níveis morfológicos (topográficos) e as idades das formas. Apesar de generalizações regionais serem possíveis, como reconhecer que níveis aplanados dos topos dos geossinclinais sejam testemunhos de fases erosivas antigas (pré-cenozoicas). Levando isto em consideração, ressalta-se que a interpretação para individualização das diferentes morfoesculturas é mais ampla do que uma simples compartimentação por níveis topográficos.

O relevo atual comporta um saldo de inúmeras interferências ao longo do tempo, sendo os processos morfoclimáticos sucessivos e as “imposições” estruturais e litológicas os principais responsáveis por modelarem e criarem as feições atuais.

Suertegaray & Fujimoto (2004) associam à morfogenética do ESRG os seguintes processos: Reativação de alinhamentos pré-cambrianos, soerguimento, aplainamentos amplos e erosão fluvial, sedimentação continental (decorrente da reativação da drenagem).

De forma ampla pode-se afirmar que a evolução do relevo da morfoestrutura do ESRG se deu da seguinte maneira:

No Jurássico teve início a reativação Wealdeniana, culminando na ruptura do continente Gondwana. Este evento altera consideravelmente a morfodinâmica na borda Oriental do ESRG, ocasionando a formação da Bacia de Pelotas. No litoral, passa a ocorrer à evolução desta bacia com deposição de uma sequência trafo gênica, havendo assim se estabelecido um sistema erosional de alto gradiente à leste do ESRG. Este pacote de sedimentos clásticos terrígenos, que se acumulou a partir do final do Terciário em um sistema de leques aluviais coalescentes, foi retrabalhado em suas porções distais, por no mínimo quatro ciclos transgressivos-regressivos, os quais poderiam ser correlacionados aos quatro últimos eventos glaciais que caracterizaram o final do Cenozoico.

Destaca-se também a deposição durante o Paleógeno em áreas deprimidas a sul do arco de Rio Grande, representada pela formação Santa Tecla (IBGE, 1986). A formação Santa Tecla tem relação direta com os processos erosionais a sudoeste do ESRG e conseqüente deposição no contato entre ESRG e Depressão Periférica. Possivelmente por evento tectônico posterior a esta deposição dos materiais que compõem a Formação Santa Tecla e outras correlatas, como a Formação Rio Bonito e Palermo, as rochas correspondentes tornaram-se superfícies de topo na borda sul do Planalto Residual Oeste, em setor com predomínio de colinas.

No Cretáceo Superior, a área do ESRG consistia em uma superfície relativamente plana, com direcionamento geral da drenagem para o interior do continente, que sofreu alteração ao longo do Paleógeno tornando-se exorréica. O direcionamento desta drenagem foi orientado pela presença de altos estruturais, em superfície quase horizontalizada (IBGE, 1986). Esta fase, onde somente movimentos epirogenéticos positivos ocorreram, com basculamento da superfície para sudoeste, provocou a superimposição das drenagens que escoavam em direções diferentes a estes (rio Camaquã). A inclinação da superfície somada à ação alternada de climas agressivos permitiu a ocorrência de fases de dissecação e encaixamento das drenagens com fases de degradação lateral e erosão intensa das encostas,

resultando entre outras coisas na retirada de parte das rochas Gonduânicas das periferias do ESRG.

As atividades epirogenéticas pós-cretáceas, conforme Ab' Saber (1964), foram responsáveis pela exumação de sequências estruturais subjacentes (como sucessão de cristas em estruturas dobradas) ou soergimento de testemunhos de aplainamento elaborados em condições paleoclimáticas. Como resultado, algumas faixas intracratônicas se formaram e foram entulhadas por sedimentos durante o Paleomesozóico, sob certa estabilidade tectônica. Salienta-se que não se tem confirmação sobre a dimensão de tais eventos no ESRG e sobre quais superfícies poderiam ter sido exumadas.

Na área do ESRG têm-se distintas formas de relevo associadas a diferentes processos morfoclimáticos, conforme apresentado anteriormente. Mesmo que as pesquisas atuais não permitam ainda uma contextualização gradual da morfogênese específica dos diferentes padrões de forma do relevo desta área de embasamento, cabe elucidar os agentes formadores da diversidade de formas existente.

Os relevos tabuliformes, embora elaborados pelos mecanismos morfoclimáticos, refletem diretamente a participação da estrutura. Tratam-se de formas estruturais, caracterizadas por sequências sedimentares horizontalizadas, cuja disposição tabular pode diferir daquelas resultantes de processo de pediplanação em estruturas não horizontais. Este tipo de relevo tende a ocorrer com maior frequência no interior das bacias sedimentares, dada à disposição horizontalizada dos estratos. No caso do ESRG, a Bacia do Camaquã, que se situa em uma faixa central, com direcionamento N > S, apresenta estas formas de relevo, sempre associadas às rochas efusivas desta bacia. As formas mais comuns nas estruturas concordantes se caracterizam por chapadões, chapadas e mesas. O início da evolução dos relevos tabuliformes, sobretudo no caso brasileiro, encontra-se relacionado a uma fase climática úmida, responsável pela organização do sistema hidrográfico sobre superfície ligeiramente plana (CASSETI, 2005).

As formas de relevo em morros estão localizadas predominantemente no interior do ESRG e as ações climáticas responsáveis pela esculturação destas são bem diversificadas. Há algumas áreas com morros aplainados, que ocorrem em três núcleos principais. Estas formas possuem escarpas erosivas em suas bordas, indicando a degradação lateral associada a climas mais secos. Assim como há morros com topos alongados íngremes (associados à falhamentos) e convexos, que



apresentam vales em V, com distâncias interfluviais estreitas, indicando forte dissecação, associada à incisão vertical das drenagens em climas mais úmidos. Estes morros alongados e convexos ocorrem de maneira marginal aos morros aplainados ou de maneira isolada em terrenos com predomínio de colinas.

As colinas, presentes em todas as unidades marginais e também em partes dos planaltos Residuais, indicam um estágio avançado de evolução da dissecação das bordas do ESRG, seja influenciado pelo processo de circundesnudação nas faces em contato com a Depressão Periférica, seja na face leste, com influência dos processos costeiros e da dinâmica cíclica da Planície de Terras Baixas Costeiras.

O intemperismo químico, predominante em climas mais úmidos, acaba por inumar os detritos produzidos em condições anteriores (climas áridos e semi-áridos), através do processo denominado de coluvionamento, podendo preservar ou destruir as paleoformas ou paleodepósitos ainda existentes. No caso da borda leste do ESRG, os inúmeros terraços e rampas coluvionares, colúvio-aluvionares, dão indícios de que a fase morfogenética principal deste setor se deu em climas úmidos, atestando assim a influência atlântica, já predominante nas áreas da morfoescultura Planície e Terras Baixas Costeiras. Destaca-se que estas deposições estão associadas a formas de dissecação colinosas atualmente.

Em uma visão global das formas de relevo do ESRG, percebe-se diferentes níveis morfológicos ou topográficos, que por vezes são encontrados até mesmo dentro das morfoesculturas. Estes níveis podem estar associados a diversas origens. Destacam-se os seguintes: Extensos níveis aplainados, que encontram-se em posição de cimeira; Unidades de relevo com topos convexizados posicionados em dois ou mais níveis altimétricos diferenciados por blocos basculados por efeito da tectônica antiga e Meso-cenozóica; Topos retelinizados em níveis diferenciados, esculpidos por efeito da meteorização e rebaixamento geoquímico desigual; Níveis em patamares com superfícies planas ou aplanadas em estruturas sedimentares com litologias tenras alternadas com rígidas, em bordas de bacias ou em depressões interiores; Superfícies aplainadas antigas, sobrepostas por pacotes sedimentares e posteriormente exumadas, marginais às bordas de bacias sedimentares/depressões marginais; Superfícies aplainadas por processos erosivos generalizados - superfície de erosão ou aplanamento, embutidas nas bordas da morfoesculturas; Níveis diferenciados de topos de ocorrência local, associados a

corpos intrusivos ou vulcânicos/corpos graníticos; Níveis diferenciados associados a fases de deposição/erosão Cenozoicas.

Estes níveis altimétricos diferenciados que podem ser observados no ESRG podem estar associados a diversas gêneses. Entre estas, pode se destacar a diversidade litológica, representada por rochas das suítes graníticas, rochas sedimentares e vulcânicas (Bacia do Camaquã), rochas metamórficas (paleoproterozoicas e Neoproterozoicas), que sob os processos de erosão química (rebaixamento geoquímico), apresentaram velocidades diferenciadas de desgaste ou ainda pelo efeito combinado da tectônica-erosão deposição, que estabeleceu níveis morfológicos associados a fecho de sedimentação, como ocorre com os vários níveis das colinas das bacias de Taubaté e de São Paulo (ROSS, 2013).

Destacam-se, por fim, as formas de acumulação, com predomínio de planícies fluviais. Estas planícies encontram-se principalmente associadas a corpos hídricos com vales mais amplos, nos segmentos próximos a foz destes, geralmente nos limites marginais do ESRG. Salienta-se que o rio Camaquã e alguns de seus contribuintes apresentam trechos de planícies fluviais largas no interior da área de estudo, haja vista, que se trata do principal agente de exumação de sedimentos ao longo desta, drenando os três núcleos residuais existentes. Para Christofolletti (1974), é através das formas de relevo e dos processos que lhe são inerentes, que se procura compreender a dinâmica do modelado terrestre, e as vertentes que constituem partes integrantes do relevo, não podem ser descritas sem se levar em conta as bacias hidrográficas, pois estas fazem parte de um sistema aberto e estão em contínua interação.

No processo de esculturação do relevo, a rede de drenagem possui importante destaque, uma vez que a dinâmica fluvial escava um conjunto de feições topográficas que modelam o relevo. Christofolletti (1988) considera que “os cursos d’água constituem o processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem”. Neste sentido, destaca-se a atuação pretérita e atual do rio Camaquã, que drena a área de praticamente todas as morfoesculturas presentes no ESRG.

Diante da interpretação da diversidade de processos morfogenéticos atuantes na área do ESRG desde o Período Pós-Cretáceo e da variedade litológica e estrutural desta morfoestrutura, foram mapeadas oito morfoesculturas, que apresentam 48 padrões de formas diferentes, enquadrados nas categorias morros, morrotes, colinas, platôs e planícies fluviais. Estes padrões de forma apresentam

variações quanto aos tipos de topos, índice de dissecação predominante, amplitude altimétrica e espacialização. Estas categorias e suas áreas de abrangência no ESRG estão resumidas na tabela 22.

**Tabela 22:** Áreas em km<sup>2</sup> dos padrões de forma mapeados no ESRG.

<b>Padrão de forma</b>	<b>Área em km<sup>2</sup></b>
<b>colinas com topos planos e convexos</b>	15821,46
<b>morros com topos convexos e com topos convexos e alongados</b>	15710,02
<b>morros alongados com topos aplainados - cimeira e morros com topos planos</b>	6310,26
<b>colinas com topos convexos</b>	3411,3
<b>Platôs</b>	1929,13
<b>planícies fluviais</b>	1416,41
<b>morros alongados com topos aguçados</b>	940,2
<b>Morrotes</b>	180,15
<b>Relevos isolados</b>	54,65
<b>Total</b>	<b>45773,60</b>

Conforme a tabela acima percebe-se que o padrão de maior abrangência é constituído de colinas com variação de topos planos e convexos e que há uma equivalência de área entre padrões de morros e colinas.

O ESRG se constitui como uma unidade de relevo dissecada, com aproximadamente 85 % de sua área apresentando índices de dissecação, que variam de médio a muito baixo, com uma amplitude altimétrica de 597m, sendo a maior altitude encontrada de 601m e a menor altitude de 4m.

A área possui declividades de 6 % a 12% em mais de 40 % dos seus planaltos residuais e declividades de 3 % a 12% em 60 % dos planaltos marginais, depressão suspensa e patamares planos e dissecados da BHC.

As formas atuais estão associadas predominantemente aos processos morfogênicos de clima úmido atual, apresentando pontualmente algumas evidências do passado, que estariam associadas a um clima menos úmido. É perceptível o processo de mamelonização ao longo de toda a unidade. A figura 113 sintetiza os padrões de forma do relevo encontrados neste estudo, estando apresentados conforme as morfoesculturas mapeadas.

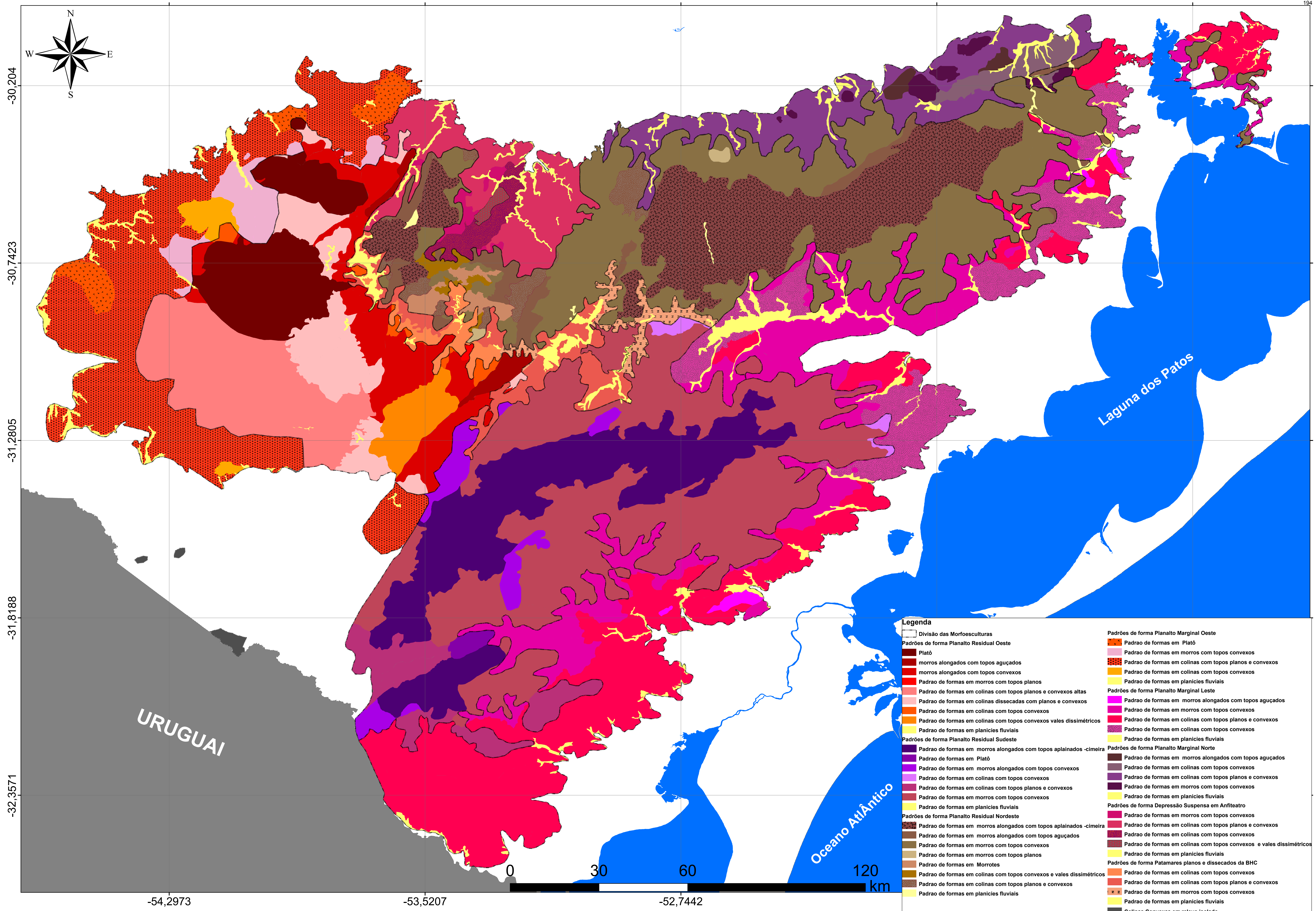


Figura 113: Mapa dos Padrões de forma do ESRR.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Foram mapeadas e analisadas oito morfoeculturas no ESRG, divididas em planaltos residuais (Planalto Residual Oeste, Planalto Residual Sudeste e Planalto Residual Nordeste), que apresentam as maiores elevações da área de estudo e os maiores índices de dissecação, encontrando-se em áreas centralizadas; planaltos marginais (Planalto Rebaixado Marginal Oeste, Planalto Rebaixado Marginal Leste, Planalto Rebaixado Marginal Norte), que se encontram nas bordas do ESRG, e representam um nível altimétrico inferior aos terrenos residuais, com predomínio de relevo colinoso; ainda uma depressão suspensa em Anfiteatro, que encontra-se associada aos terrenos residuais e caracteriza-se por ocorrência de circundesnudação e por fim os Patamares planos e dissecados da BHC, que estão associados diretamente aos processos denudacionais do rio Camaquã. Cada uma destas morfoesculturas apresentou variados padrões de forma do relevo, totalizando 48 padrões diferentes.

Percebe-se que houve ação diferencial do clima na formação do relevo do Escudo Sul-Rio-Grandense, com destaque para as alterações climáticas que se deram a partir do fim do Mesozoico e que provocaram diferentes ritmos de intemperismo/erosão e acumulação dos depósitos correlativos. Assim como tornou-se evidente que a posição das unidades de relevo em relação ao centro ou a periferia do Planalto uruguaio sul-rio-grandense afeta diretamente o padrão de forma, haja visto a localização das unidades de morros nas faixas centrais das morfoesculturas residuais e o predomínio de colinas tanto nas unidades marginais como na porção centro-sul da morfoescultura residual oeste, especificamente no domínio geotectônico Taquarembó, o qual apresenta-se mais desgastado (suavizado).

As formas de relevo estão associadas predominantemente aos processos morfogenéticos de clima úmido atual, apresentando pontualmente algumas

evidências do passado, que estariam associadas a um clima menos úmido. É perceptível o processo de mamelonização das formas presentes no ESRG.

Fica evidente que é necessário um avanço dos estudos climatológicos e sua atuação em relação à área de estudo, utilizando-se de pesquisas que considerem os depósitos correlativos, para melhor entendimento da gênese dos diferentes padrões de relevo do ESRG, até mesmo para que se possa estabelecer uma cronologia mais precisa da morfogênese dos padrões de forma.

Outra constatação importante diz respeito a “imposições” de natureza estrutural nos padrões de forma do relevo. Isto pode ser demonstrado tanto no predomínio de colinas associado às rochas não metamorfizadas (granitoides), em contraposição ao predomínio de morros em rochas metamorfizadas, indicando neste sentido que a composição das rochas e sua resistência ao intemperismo influenciam diretamente nas formas. Os falhamentos também tem forte influência em alguns padrões de forma, haja vista que os diferentes níveis de falhamento produziram desde áreas com recuo lateral de vertentes mais proeminentes até influências diretas no padrão de drenagem, que em inúmeras áreas do ESRG apresentam-se lineares com direcionamento idêntico ao falhamento.

De maneira global, todos os produtos cartográficos gerados neste trabalho auxiliaram no mapeamento dos padrões de forma do relevo, destacando-se a composição da imagem com os parâmetros derivados dos produtos: MDE, declividade e área de contribuição e o índice de dissecação automatizado.

A imagem composta evidenciou as rupturas de declive; os divisores de água; os fundos de vales; os patamares planos e permitiu claramente encontrar diferentes padrões de relevo, demonstrando potencial de aplicação para escalas de maior detalhe.

A aplicação da metodologia automatizada do índice de dissecação permitiu resultados satisfatórios, tanto no que diz respeito à agilidade do processo de obtenção dos dados, como no quesito de uniformidade dos dados gerados, pois há menos subjetividade do que no processo manual. O índice de dissecação também tornou-se importante para a identificação realtiva dos formatos de vale, permitindo avaliar os diferentes níveis de atuação do intemperismo sobre a área de pesquisa. Este procedimento demonstrou ter grande potencialidade, inclusive para estudos geomorfológicos de escala mais detalhadas.

A análise e divisão dos padrões de forma do relevo das diferentes morfoesculturas presentes no ESRG permitiu reconhecer os tipos de relevo e os processos a eles relacionados, elucidando a maneira como estes se articulam entre si e como evoluem os grandes conjuntos de formas deste relevo.

Apesar de ainda não haver estudo tão específico relacionando as questões climáticas globais e suas influências no ESRG, as análises da morfogênese do relevo para a área de estudo indicam que este é altamente suscetível a mudanças climáticas, que no decorrer do tempo alteraram o ritmo e o tipo de dissecação das formas do relevo, modelando o terreno de maneira diferenciada e gerando inúmeros padrões de forma, mesmo em áreas de relativa homogeneidade litológica e estrutural. Pode-se afirmar também, que as mudanças globais do clima afetam diretamente os diferentes padrões de forma do relevo do ESRG.

A metodologia aplicada se mostrou satisfatória para o mapeamento dos padrões de forma do relevo, pois permitiu mapear as diferentes unidades de relevo com maior agilidade que mapeamentos convencionais e pode servir de base para planejamento ambiental e territorial regional, além de ser utilizada para mapeamentos geomorfológicos mais específicos, que avancem na taxonomia do relevo. O estudo também gerou um produto sintético que avançou sobre os conhecimentos relativos a geomorfologia do ESRG.

## REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Região de circundesnudação pós-cretácea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 1, p. 3-21, 1949.

AB'SÁBER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. de. *et al.* (Dir.) **Brasil, a terra e o homem**, São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964. v. 1 – As bases físicas, p. 135-250.

AB'SÁBER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. *in*: **Geomorfologia**, n.18, 1969.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: **SBG, Simp. de Geol. do Nordeste**, 8, Campina Grande – PB, 1977, Atas, 363-391.

ALMEIDA, D.P.M., CEMALE, F.JR., MACHADO A. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Ali Ismail Al-Juboury. (Org.). **Petrology - New Perspectives and Applications**. Rijeka: InTech - Open Access Publisher, 2012, p.73-130.

BASU, A. Influence of climate and relief on the compositions of sands released at source areas. In: ZUFFA, G. G. ed. **Provenance of Arenites**. NATO ASI Serie c 148, Reidel, Dordrecht, 1985, p.1-18.

BEHLING H., PILLAR V.D., ORLÓCI L., BAUERMANN S.G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 203, 2004, p. 277-297.

BEHLING H., PILLAR V.D., ORLÓCI L. & BAUERMANN S.G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology** 133, 2005, p. 235-248.

BEHLING H., PILLAR V.D. 2007. Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems. **Phil. Trans. R. Soc. B**. 362: 243-251.



BIGARELLA, J.J & ANDRADE, G.O. 1965. *Contribution to the study of the Brazilian Quaternary*. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. (eds.) *International Studies on the Quaternary*. **Geol. Soc. Am. Spec. Papers**. New York, 84, p. 433-451

BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R., SILVA, J.X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil**. Boletim Paranaense de Geografia, 16/17: 117-151, 1965.

BIZZI, L.A. *et al.* (Orgs.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**, Brasília : CPRM –Serviço Geológico do Brasil, 2003.692 p.

BORBA, A.W. **Evolução Geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS, Brasil): Uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica**. Porto Alegre: UFRGS, 2006. 109 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, IGEO-UFRGS, Porto Alegre, 2006.

BORGES, A. *et al.* **Emprego do processamento digital dos parâmetros morfométricos no mapeamento geomorfológico da bacia do Rio Preto**. Espaço & Geografia, Vol.10, No 2, 2007, p.401:429.

BRADLEY, Raymond S. Ice Cores. in: BRADLEY, Raymond S. **Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary**, 3.ed., *San Diego*: Academic Press, 2015.

BURROUGH, P.A., MCDONNELL R.A. **Principles of geographical information Systems**. Oxford University Press, 1998.

CAILLEUX, A., TRICART, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, Paris, v. 65, n. 349, p. 162-185, 1956.

CASSETI, V. **Sugestões para a Compartimentação do Relevo Através do Tratamento Gráfico de Informações**. Boletim Goiano de Geografia. Goiânia, 1(2):54-60,1981.

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**, UFG, 1994.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. Goiânia: 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 02 Mar. 2015.

CHEMALE Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências-UFRGS. 2000, p. 13-54.

CHIEN, P. Endeavour maps the world in three dimensions. **Geoworld**, n. 37, p. 32 – 38, 2000.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, Ed da Universidade de São Paulo, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. As Perspectivas dos Estudos Geográficos. *In*: CHRISTOFOLETTI, A. (Org.). **Perspectivas da Geografia**. São Paulo: DIFEL, 1982. p. 11-36.

CHRISTOFOLETTI, A.. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher/Edusp, 1988.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2.ed., São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul** escala 1:750.000. Porto Alegre, CPRM, 2006.

CRÓSTA, Á.P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Unicamp, 1992.

CUNHA, C.M.L., MENDES, I.A., SANCHES, M.C.A. Cartografia do Relevo: Uma Comparativa de Técnicas para a Gestão Ambiental, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 4, n.1, p.1-9, 2003.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. *In*: DEMEK, J. (ed.) **Progress made in geomorphological mapping**. Berna: IGU. Commission on Applied Geomorphology, v. 9, p. 36-72, 1967.

DEMEK, J. Geomorphological mapping: Progress and Problems. *In*: SHEAR, H. S.(ed.). **Perspectives in Geomorphology**, vol 2: *Applied Geomorphology, concept Publishing, New Delhi*, p. 221-235.

FERNANDES, L.A.D., TOMMASI, A., PORCHER, C.C. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, 5:, 1992, p. 77-96.

FITZ, Paulo Roberto. **Geoprocessamento sem complicação**. São Paulo: Oficina de textos, 2008.

FLORENZANO, T.G. (Org.). **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. *et al.* **O Batólito de Pelotas (Proterozóico superior/Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul**. *In*. Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia Anais, SBG, v.3, 1986, p.1322-1343.

FRAGOSO CESAR A.R.S., ALMEIDA R.P., FAMBRINI G.L., PELOSI A.P.M.R., JANIKIAN L. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In*: **SBG, Encontro Estrat. Rio Grande do Sul - Escudos e Bacias**, 1, *Anais*, 2003, p.139-144.

GERASIMOV, I.P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l'URSS. **Problèmes de Geographie Physique**, Moscou, Vol. 12, p. 36-46, 1946.

GERASIMOV, I.P., MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. In: **The encyclopedia of geomorphology**. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York: Reinhold Book Co., 1968.

GONÇALVES, Jussara Maria Siqueira; SANTOS, Neida Maria dos. Análise das classificações do relevo para o Rio Grande do Sul. Porto Alegre: **Boletim Gaúcho de Geografia**, v. 13, n.1, 1985. p. 03-20, ago.

GREGORY, K.J. **A Natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1992. 367p.

GUERRA, A.J.T., MARÇAL, M.S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 2006.

GUIMARÃES, Felipe Silva; CORDEIRO, Claudia Mendes; BUENO, Guilherme Taitson; CARVALHO, Vilma Lúcia Macagnan; NERO, Marcelo Antônio. Uma proposta para automatização do índice de dissecação do relevo. São Paulo: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n.1, 2017. p. 155-167, Jan/Mar.

HAYDEN, R. S. Geomorphological Mapping in: SHORT, N. M. & BLAIR Jr., R. W (eds) **Geomorphology from space**. Washington: NASA, 1986. P.637-656. Disponível em <<http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/>> acessado em novembro de 2010.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J.L.P.(org.). 2006. **Mapeamento da cobertura vegetal do Bioma Pampa**. Porto Alegre, UFRGS Centro de Ecologia. 30 p. (Relatório técnico Ministério do Meio Ambiente: Secretaria de Biodiversidade e Florestas no âmbito do mapeamento da cobertura vegetal dos biomas brasileiros).

HOBSON, R. D. *Surface roughness in topography: quantitative approach* In: CHORLEY, R.J., 1972. **Spatial analysis in geomorphology**. 1972. p. 225-245.

Weber, E.; Hasenack, H. (org.) **Base cartográfica digital do Rio Grande do Sul - escala 1:250.000**. Porto Alegre: UFRGS Centro de Ecologia. 2007. 1 CD-ROM. (Série Geoprocessamento n.1). ISBN 85-7727-039-4.

HARTMANN, L.A., CHEMALE JR, F., PHILIPP, R.P. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: **50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições**. Iannuzzi, Roberto; Frantz, José Carlos. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007, p.399.

HOLZ, M.; CARLUCCI, R. Litoestratigrafia, estratigrafia de sequências e evolução paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. 2000, p. 303-322.

IBGE - Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa exploratório de Solos do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 2002.

IBGE - Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 e SI.22 Lagoa Mirim**. Levantamento dos recursos naturais: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. V. 33.

KLIMAZEWSKI, M. (Editor). **Problems of geomorphological mapping**. Data of the International Conference of the Subcommittee on Geomorphological Mapping. Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences. Warsaw, 1963.

KLIMASZEWSKI, M. **Detailed geomorphological maps**. ITC Journal. n. 3, p. 265-271, 1982.

LEFF, E. **Aventuras da epistemologia ambiental – da articulação das ciências ao diálogo dos saberes**. Trad.: Glória Maria Vargas, Rio de Janeiro: Garamond, 2004.

LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J., CHEMALE JR., F. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Review**, 40, 1998, p. 688-705.

LIMA, E.F., NARDI, L.V.S. **O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil**. In: II Congresso Uruguayo de Geologia, 1998, p.263-268.

MARQUES, J.S. **Ciência Geomorfológica**. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S. B. D. (Ed.). Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 2ªed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995. p.23-50.

MATTÉ, V. **Rochas Dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da formação Acampamento Velho ( neoproterozócio do Escudo Sul-Rio-Grandense)**. Porto Alegre: UFRGS, 2011. 86 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, IGEO-UFRGS, Porto Alegre, 2011.

MELILLO, J.M., C.B. FIELD, B.M. **Interactions of the major biogeochemical cycles**. Island Press. Washington, D.C, 2003.

MENDONÇA, F. **Geografia Física: Ciência Humana**. 3ª ed. São Paulo: Contexto, 1992.

MENEGAT, R. *et al.* (Coord.). **Atlas Ambiental de Porto Alegre**. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 1998.

MENEZES, J.R.C. Estratigrafia do Neopermiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. 2000, p. 323-334

MILANI, E.J., ZALÁN, P.V. **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America**. Episodes, 22, 1999, p.199-205.

MIRANDA, E.E. (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 20 mar. 2013.

MOROZ, I.C. **Da originalidade do sítio urbano de São Paulo às formas antrópicas: aplicação da abordagem da Geomorfologia Antropogênica na Bacia Hidrográfica do Rio Tamandateí, na região Metropolitana de São Paulo.** São Paulo: USP, 2010. 363 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, FFLCH-USP, São Paulo, 2010.

MOURA, Ana Clara Mourão & SILVA, Jairo Rodrigues. Delimitação automática de sub-bacias hidrográficas no município de Ouro Preto-MG. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu-PR, 2013, 16, p. 4496-4502.

OJEDA, H.A.O., CESERO, P. **Bacias de Santos e Pelotas-Geologia e Perspectiva Petrolíferas.** [Rio de Janeiro], PETROBRAS, DEXPRO, DIVEX. (Relatório Interno n. 4695), 1973.

PAIM, P.S.G. Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins Brazil. **Earth Sciences Department**, University of Oxford, Oxford, D. Phil Thesis, 1994, p.277.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE Jr., F.; LOPES, R.C.A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L. F. De Ros (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre, Editora UFRGS, 2000.

PHILIPP, R.P. **A evolução geológica e tectônica do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul.** São Paulo. 255p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

PHILIPP, R.P., MACHADO, R. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Petrografia, Tectônica e aspectos petrogenéticos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 257-266, Setembro. 2001.

RODRIGUES, Telmo Luis das Neves. **Carta Geológica 1:250000 – folha Porto Alegre.** CPRM, 2000.

RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.S., BELZ, J.E., CHAPIN, E.C., MARTIN, J.M., DAFFER, S. **An assessment of the SRTM topographic products.** Pasadena, CA: JPL, 2005. 143 p.

ROISENBERG, A., MARQUES, J. C., BACHI, F. A., FRANTZ, J.C. **Geologia da Folha de Gravataí- SH.22-X-C-V, escala 1:100.000.** Serviço Geológico do Brasil - CPRM. UFRGS, Porto Alegre, 2007.

ROSS, J.L.S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento.** São Paulo: Contexto, 1990.

ROSS, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. In: **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n° 6, FFLCH – USP, 1992.

ROSS, J.L.S. Análise empírica da Fragilidade de ambientes naturais antropizados. In: **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, FFLCH – USP, n° 8, p. 63-74, 1994.

- ROSS, J.L.S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 5 ed. São Paulo: Contexto. 2000.
- ROSS, J.L.S. O relevo brasileiro nas macroestruturas antigas. *in: Revista Continentes*, Rio de Janeiro, UFRRJ, ano 2, n.2, p. 8-27. 2013.
- SAMPAIO, T. V. M. Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – ES. 2008. **Tese de Doutorado**. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 2008. 147 p.
- SHANLEY, K.W., MCCABE, P.J., Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin** 78, 1994, p.544-568.
- SCHERER, C.M.S., FACCINI, U.F., LAVINA, E.L. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. 2000, p. 335-354.
- SCHERER, C.M.S. **Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil**. *Sedimentology*, 49, 2002. p. 97-116
- SCOTESE, C.R. 2003. **Paleomap project**. Disponível em: [www.scotese.com](http://www.scotese.com). Acesso em: 12 de janeiro de 2015.
- SOARES, B.E.C., NAVARRO, M.A., FERREIRA, A.P. Desenvolvimento Sustentado e Consciência Ambiental: Natureza, Sociedade e Racionalidade. **Rev. Ciências & Cognição**, Rio de Janeiro, V. 02, n.1, p. 42-49, julho. 2004.
- SOMMER, C.A., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., LIZ, J.D., WAICHEL, B.L. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 78(3), 2006, p. 573-589
- SOTCHAVA, V.B. Définition de quelques notions et termes de Géographie Physique. **Dokl. Institute de Géographie de la Sibérie et Extrême Orient**, n. 3, 1962, p. 94-117.
- SOTCHAVA, V.B. **O estudo de geossistemas. Métodos em questão**. São Paulo, n. 16, 1977.
- SOTCHAVA, V.B. **Por uma teoria de classificação dos geossistemas de vida terrestre**. Biogeografia. São Paulo, n. 14, 1978. 24p.
- SOUSA, M.C.S. **As propostas metodológicas para a Cartografia Ambiental: Uma revisão**. Universidade de São Paulo- FFLCH, São Paulo, 122 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia Humana, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- STEFANELLO, Ana Clarissa; PASSOS, Everton; PALHARES, José Mauro. Estudo Preliminar da ocorrência de superfícies aplanadas na porção oriental do estado do Paraná. Bauru: **Ciência Geográfica**, vol.16, n.1, 2012. p. 21-32, Jan/Dez.

SURTEGARAY, D.M.A., NUNES, J.O.R. A natureza da Geografia Física na Geografia. São Paulo: **Revista Terra Livre**, n.17, 2001. p. 11-24.

SUERTEGARAY, D.M.A., FUJIMOTO, N.S.V.M. Morfogênese do relevo do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: VERDUM, R., BASSO, L. A., SUERTEGARAY, D. M. A. (Orgs.) **Rio Grande do Sul: paisagens e territórios em transformação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2004. 11-26p.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A., **Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul**. Gravel, Porto Alegre, v. 3, 2005, p. 109-115.

TOMMASI, A., FERNANDES, L.A.D., PINHEIRO-MACHADO, R., KRAEMER, G., KOESTER, E. Incorporação de Lascas do Manto à Crosta Continental nas porções externas do Cinturão Dom Feliciano-evidências de uma zona de cisalhamento de escala litosférica. **Pesquisas**, 21(2), p. 79-84, 1994.

TRICART, J. **Principes e méthodes de la Geomorphologie**. Paris: Masson e Cie. Editeurs, 1965.

TRICART, J. As discontinuidades nos fenômenos da erosão. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 6, n. 12, p. 3-14, 1966.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE-SUPREN, 1977.

WILSON, J.P., GALLANT, J.C. (Eds.), **Terrain Analysis: Principles and Applications**. John Wiley and Sons, New York, 2000.

VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., LOSS, E.L., DEHNHARDT, E.A., HORN, N.O., BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. *In*: Rabassa, J. ed. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. A. A. Balkema, Rotterdam. 4, p.79-97, 1986.

VICENTE, L.E., PEREZ FILHO, A. Abordagem Sistêmica e Geografia. *In*: **Geografia AGETEO**. Rio Claro, V.28, n.3, p. 323-344, Setembro. 2003.

VIEIRA, E. F. **Rio Grande do Sul: Geografia física e vegetação**. Porto Alegre: Sagra, 1984. 304 p.

## **ANEXO I**



Ponto:

Lat:

Long:

Dia:

Orientação da Vertente:

Formato do segmento de Vertente:

Plano ( )

Convexo ( )

Côncavo ( )

Plano Convexo ( )

Plano Côncavo ( )

Plano ( )

Modelado:

Acumulação ( ) Dissecação ( )

Processos erosivos

existentes: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

Descrição Sucinta do local

Observado: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_