

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES**  
**DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**  
**PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**VÍTOR HUGO ROSA BIFFI**

**CONTRIBUIÇÃO À GEOARQUEOLOGIA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO**  
**URUGUAI: GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E CARTOGRAFIA DA**  
**ÁREA ARQUEOLÓGICA DA FOZ DO CHAPECÓ**

**MARINGÁ**

**2023**



**VITOR HUGO ROSA BIFFI**

**CONTRIBUIÇÃO À GEOARQUEOLOGIA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO  
URUGUAI: GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E CARTOGRAFIA DA  
ÁREA ARQUEOLÓGICA DA FOZ DO CHAPECÓ**

Tese de doutorado apresentada a Universidade Estadual de Maringá como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geografia, área de concentração: Análise regional e Ambiental, linha de pesquisa: Análise Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto

Coorientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

**MARINGÁ**

**2023**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
(Biblioteca Central - UEM, Maringá - PR, Brasil)

B591c	<p>Biffi, Vítor Hugo Rosa</p> <p>Contribuição à geoarqueologia da Volta Grande do Alto Rio Uruguai : geologia, geomorfologia, estratigrafia e cartografia da área arqueológica da Foz do Chapecó / Vítor Hugo Rosa Biffi. -- Maringá, PR, 2023. 387 f.: il. color., figs., tabs., maps.</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto. Coorientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Departamento de Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2023.</p> <p>1. Arqueologia. 2. Geomorfologia. 3. Mapeamento geomorfológico. I. Gasparetto, Nelson Vicente Lovatto, orient. II. Paisani, Julio Cesar, coorient. III. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Departamento de Geografia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. IV. Título.</p> <p>CDD 23.ed. 551.41</p>
-------	---

CONTRIBUIÇÃO À GEOARQUEOLOGIA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI:  
GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E CARTOGRAFIA DA ÁREA  
ARQUEOLOGICA DA FOZ DO CHAPECÓ

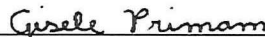
Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa Análise Ambiental.

Aprovada em 18 de abril de 2023.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto  
Orientador- PGE/UEM



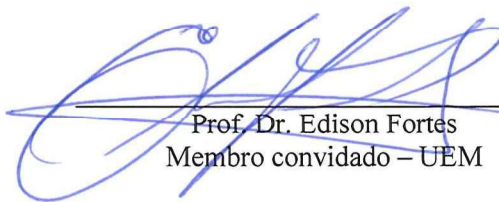
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gisele Leite de Lima Primam  
Membro convidado – UFFS



Prof. Dr. Marcos Cesar Pereira Santos  
Universidade Federal de Pelotas



Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Susana Volkmer  
Membro convidado - UEM



Prof. Dr. Edison Fortes  
Membro convidado – UEM

À Mayara Cristina Gaspari  
(*in memoriam*)

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto pelas orientações, críticas, sugestões e oportunidade, mas principalmente pela confiança para o desenvolvimento deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Julio Cesar Paisani pela coorientação e suporte nos trabalhos de campo;

Aos professores Dr. Antoine Lourdeau; Dra. Miriam Carbonera e Dr. Marcos Cesar Pereira Santos pelo convite à integrar a equipe do projeto POPARU e pelo suporte ao desenvolvimento da pesquisa;

Ao amigo Marcos Cesar Pereira Santos que, além de orientador, compartilhou de seu tempo para críticas, sugestões, conselhos e momentos de diversão ao longo dos últimos quatro anos;

À amiga Mayara Cristina Gaspari (*in memoriam*).

Aos colegas que me acompanharam desde a graduação e ao longo do doutorado: André Ramalho e Karina Gazola, bem como aos amigos Gabriel Smith;

Aos amigos da UEM, principalmente aqueles que compartilhamos vivência no GEMA: Alex Sandre, Bronislau Prestes, Daniela Roque, Felipe Macedo, Itamar de Sá, Jean de Paula; Laine Caraminan, Matheus Vinícius, Renan Eduvirgem e Thiago Athaydes;

Às amigas Adelaine Firmino, Shirley Manera Balastrelli e Lizete Brasil pela companhia e amizade, além dos momentos de estudo e diversão durante o estágio na UNIOESTE;

Aos amigos (e compadres) Jacson Gosman Gomes de Lima e Jorgiane Pagnan, pela amizade e momentos de descontração;

Aos técnicos do Central de Microscopia (CMI) do Complexo de Apoio a Pesquisa (COMCAP) - UEM pela realização das amostras de DRX;

Às secretárias Míriam de Carlos e Josimeire Cristina pela disposição e atenciosidade,

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia e ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), pela estrutura disponibilizada, bem como o técnico Dr. Vanderlei Grzegorzcyk, pelo auxílio e convivência no laboratório.

À minha família, pelo apoio e incentivo, e por outros tantos motivos, que se torna desnecessário descrevê-los.

À Alexandra Asanovna Elbakyan pela luta para remover todas as barreiras no caminho da ciência;

Ainda no âmbito acadêmico, ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos (Proc. CNPq n° 141704/2019-5) e financiamento a pesquisa (proc. CNPq n° 404592/2016-3)

[...]

O tempo passa, então não perde a linha  
 A rua cobra, arruína obras  
 Jamais as minhas  
 Irmãs, se eu parar pra ver...

O que muda o ambiente é o ponto de visão  
 Diga-me seu medo e saberei sua inspiração  
 O tempo limpa a mente, a chuva limpa o chão

Quão doce é a fruta que meus irmãos não comem?  
 As noites que não dormem?  
 O amor que eles não podem?  
 Os cantos do ParaFAL?

As pazes que não fizeram?  
 E os pais que só fizeram?  
 Tudo que eles tiveram  
 Foram encontros de fractais

Se não é sensível para tal, isente-se  
 Isso é rap pra quem vibra, sente!  
 Mermo num ninho de víbora  
 Sou demais pro seu quintal

Tragam-me seus heróis entorpecidos  
 Tenho aqui meus vilões injustiçados  
 Tragam-me suas verdades mais rígidas  
 Rotina daqui faz delas frígidas

Estrábicos passando a visão  
 Quem será que ainda ouve Racionais?  
 De quem será que eu serei ancestral  
 Se der erro na continuidade?

Tô assistindo ao Balanço Geral  
 No salão principal da maternidade  
 Meu amor já acorda cansado  
 E essas dores não são nem metade

Tenho me sentido Parteum  
 Só que com a gaveta organizada  
 Vai soar prepotente faltando um tempo  
 Mas, pra mim, tá valendo de nada

Eu desisto!

Eu desisto!

Sou uma obra de Jordan Peele  
Negro como a noite e suas nuances  
A rua e suas chances  
E quem é, se vê na pele

Numa obra de Jordan Peele, negro  
A noite e suas nuances  
Como a rua e suas chances

Sant & LP Beatzz – 2020 (Minha Obra)

## RESUMO

O alto curso do rio Uruguai apresenta uma ampla literatura acerca das tradições culturais arqueológicas e fases de ocupação pré-coloniais no contexto do Brasil Meridional. Os dados arqueológicos indicam uma complexidade na cultura material, que nortearam as interpretações sobre a dinâmica das ocupações humanas ao longo dos últimos 12.000 anos AP. Por outro lado, a problemática Geoarqueológica ainda é uma questão em aberta: a escassez de estudos sistemáticos de carácter geológico, geomorfológico, estratigráfico e cartográfico dificultam na interpretação sobre o papel dinâmica da paisagem ao longo do vale do rio Uruguai, nos processos de formação dos sítios arqueológicos e na cronologia das ocupações. Têm-se como hipótese central que as mudanças climáticas observadas nas superfícies de cimeira da bacia do alto Uruguai também influenciaram nos processos morfogenéticos e pedogenéticos no vale do rio Uruguai, visto que tais áreas estão em contexto de paisagem semelhante. Nesse sentido, esse trabalho tem como objetivo principal avançar com o modelo Geoarqueológico no Vale do Alto rio Uruguai, visando contextualizar as ocupações humanas com base nos seus aspectos Geológicos, Geomorfológicos e paleoambientais. Nesse sentido, realizou-se a análise e cartografia de elementos geológicos, geomorfológicos, das formações superficiais e proposição de um mapa geomorfológico local. Os dados geológicos indicam a ocorrência de até 11 níveis de derrames de basalto, individualizados por níveis de feições de interação vulcano-sedimentares (FIVs), que podem ter sido fontes de aquisição de matéria-prima dos materiais líticos da área arqueológica da Foz do Chapecó. A arquitetura dos derrames favorece a ocorrência de patamares estruturais, que influenciam parcialmente na configuração do relevo local. A rede de drenagem está configurada ao padrão lito-estrutural, promovendo uma paisagem com canais incididos em seus vales, encostas dissecadas e vales colmatados. Com base na análise estratigráfica, determinou-se que a erosão das encostas estão associadas as mudanças paleoambientais do Quaternário Superior e variações do nível de base do rio Uruguai, ambos sob influência de um regime mais úmido a partir do UMG. A erosão das encostas e colmatação dos vales favoreceram a formação do registro estratigráfico e formação dos níveis arqueológicos locais. Para o mapa geomorfológico apresentado, a legenda utilizada evidencia a dissecção do relevo, mas são necessários avanços para a classificação dos modelados do relevo.

Palavras-chave: Arqueologia. Geomorfologia. Mapeamento Geomorfológico.



## ABSTRACT

The upper Uruguay River presents a broad literature on archaeological cultural traditions and pre-colonial occupation phases in the context of Southern Brazil. Archaeological data indicate a complexity in material culture, which guided interpretations of the dynamics of human occupations over the last 12,000 years BP. On the other hand, the Geoarchaeological problem is still an open question: the scarcity of systematic studies of a geological, geomorphological, stratigraphic and cartographic nature make it difficult to interpret the dynamic role of the landscape along the Uruguay river, in the formation processes of the archaeological sites and the chronology of occupations. The central hypothesis is that the climate changes observed on the summit surfaces of the upper Uruguay basin also influenced the morphogenetic and pedogenetic processes in the Uruguay river valley, since such areas are in a similar landscape context. In this sense, the main objective of this work is to advance the Geoarchaeological model in the Upper Uruguay River Valley, aiming to contextualize human occupations based on their Geological, Geomorphological and paleoenvironmental aspects. In this sense, analysis and cartography of geological and geomorphological elements and surface formations were carried out and a local geomorphological map was proposed. Geological data indicate the occurrence of up to 11 lava flows, individualized by levels of volcano-sedimentary interaction features (VIFs), which may have been sources of raw material acquisition of lithic materials from the archaeological area of Foz do Chapecó. The architecture of the lava flows favors the occurrence of structural levels, which partially influence the configuration of the local relief. The drainage network is configured according to the litho-structural pattern, promoting a landscape with channels incised in its valleys, dissected slopes and filled valleys. Based on stratigraphic analysis, it was determined that slope erosion is associated with Upper Quaternary paleoenvironmental changes and variations in the base level of the Uruguay River, both under the influence of a wetter regime from the UMG. The erosion of the slopes and the filling of the valleys favored the formation of the stratigraphic record and the formation of local archaeological levels. For the geomorphological map presented, the legend used highlights the dissection of the relief, but advances are needed to classify the relief units.

Keywords: Archaeology. Quaternary. Geomorphological Mapping.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Localização da bacia de drenagem do alto rio Uruguai.....	31
Figura 2.2 - Localização da Volta Grande do Alto rio Uruguai.....	32
Figura 2.3 - Carta geológica da Bacia do alto rio Uruguai.....	36
Figura 2.4 - Carta Geomorfológica da bacia do alto rio Uruguai.....	39
Figura 2.5 - Carta climática da bacia do alto rio Uruguai.....	44
Figura 2.6 - Carta de vegetação da bacia do alto rio Uruguai.....	48
Figura 3.1- Classificação litogeoquímica com base em teores de SiO <sub>2</sub> , TiO <sub>2</sub> , P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> e Zr.....	66
Figura 3.2- Seções colunares das Formações Torres/Esmeralda, Vale do Sol e Palmas, Grupo Serra Geral.....	69
Figura 3.3- Localização dos pontos de controle de campo do mapeamento geológico.....	79
Figura 3.4- Estruturas de segregação das derrames da VGUR. Estruturas do tipo V1 (A, B e C) e estruturas do tipo V2 (D).....	81
Figura 3.5- Vesículas do tipo V1 e V2 preenchidas por materiais secundários.....	82
Figura 3.6- Litofácies vulcânicas afaníticas com vesículas esparsas (Bam) em áreas de contato de derrame. Basalto maciço, com fraturas horizontais (A e B). Vesículas esparsas (C). Fraturas preenchidas por carbonatos e sílica (D). Fraturas horizontais na base do derrame (E).....	83
Figura 3.7- Basaltos colunares horizontais (A e B) e entablatura C.....	84
Figura 3.8- Autobrechas basálticas com minerais de sílica e carbonatos preenchendo a porosidade entre os clastos.....	85
Figura 3.9- Fácies dos depósitos vulcanoclásticos máficos (DVM). A) tufo-brecha com gradação normal. B) Contato entre tufo-brecha e basalto maciço em derrame tabular simples C) Detalhe de contato entre tufo-brecha em topo de derrame rubbly. D) Detalhe de tufo brecha em base de derrame.....	86
Figura 3.10- Depósitos vulcanoclásticos máficos, com clastos arredondados (A) e angulares (B). Óxidos de Si e carbonatos em vesícula de clastos juvenis Dvm (C, D). Clasto juvenis em peperito fluidal.....	88
Figura 3.11- Feições de Interação Vulcano-sedimentares. A) Injectito em basalto Maciço. B) Arenito Friável em base de fácies com estrutura de segregação. C) Injectito em basalto maciço. D) Peperito Fluidal.....	89

Figura 3.12- Micrografias em seções delgadas das rochas vulcânicas da VGUR. A variação textural dos derrames da base da sequência (A, B e C) com os derrames superiores (D, E e F) é evidente, sobretudo em relação ao tamanho dos plagioclásios e piroxênios.....	90
Figura 3.13 - Litologias vulcânicas (A) e DVM (B-F) da VGUR. Basalto Vesicular (A). Arcabouço (B) e matriz (C) de peperitos. Lentes arenosas dos peperitos cimentados (D) e arenitos friáveis (E, F).....	92
Figura 3.14 - Diagramas de classificação geoquímica para rochas vulcânicas. A) Diagrama TAS baseado nas divisões internas de Le Bas et al. (1986) para as amostras P01, P03, P07. B, C e D) Diagramas contidos em Winchester; Floyd (1977).....	97
Figura 3.15- Modelo de distribuição espacial dos derrames na VGUR.....	98
Figura 3.16 - Correlação estratigráfica lateral entre os derrames da VGUR e aqueles mapeados para a região de Frederico Westphalen – Iraí.....	100
Figura 3.17- Lineamentos fotogeológicos delimitados na área da Volta Grande e direções de mergulho dos derrames vulcânicos.....	104
Figura 3.18- Rupturas de declive nas vertentes da VGUR. As setas enumeradas indicam as áreas de contato litológico, eventualmente com DMV.....	116
Figura 4.1 - Modelo representando os layers do Sistema RCP 77 adotados em mapas geomorfológicos da França.....	136
Figura 4.2 - Sistema GMK criado pela Alemanha e adotado por diversos países da Europa.	142
Figura 4.3 - Modelo esquemático das bases cartográficas do sistema Suíço.....	143
Figura 4.4 - Organização taxonômica do Manual Técnico de Geomorfologia.....	148
Figura 4.5 - Sistema de simbologias para cartas geomorfológicas de Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006).....	151
Figura 4.6 - Carta hipsométrica da Volta Grande do alto rio Uruguai.....	170
Figura 4.7 - Carta de declividade da Volta Grande do Alto rio Uruguai.....	171
Figura 4.8 - Morfologias dos vales da VGUR. Os vales de 4ª ordem apresentam planícies de inundação preenchidas por sedimentos Quaternários e atuais. Já os vales de 2ª e de 3ª ordem têm canais incisos em seu vale.....	172
Figura 4.9 - hierarquia fluvial de bacias selecionadas na VGUR para análise morfométrica	173
Figura 4.10 - Índices zonais aplicados a bacias de ordem inferior ao VGUR. Razão elevação-relevo, um análogo da integral hipsométrica.....	174
Figura 4.11 - Índices zonais aplicados a bacias de ordem inferior ao VGUR. Relevo local por bacias hidrográficas, com destaque para o relevo geofísico dos botões de vale.....	176
Figura 4.12 - Grau de concavidade do perfil ( $H_{max}$ ) para canais de baixa ordem VGUR.....	178

Figura 4.13 - Distribuição espacial dos valores do grau de equilíbrio dos perfis longitudinais de canais de baixa ordem da VGUR.....	179
Figura 4.14 - Índice inclinação do canal normalizada do rio ( $K_{s(n)}$ ) e knickpoints na VGUR	181
Figura 4.15 - Percentual dos elementos do relevo para a VGUR.....	182
Figura 4.16 - Elementos do relevo para a Volta Grande do alto rio Uruguai.....	183
Figura 4.17 - Exemplos de elementos de relevo ( <i>geomorphons</i> ) identificados em campo.....	184
Figura 4.18 - Elementos <i>geomorphons</i> identificados e mapeados na VGUR.....	186
Figura 4.19 - Distribuição das formações superficiais no vale do rio Uruguai na região de Moconá (Yucumã).....	188
Figura 4.20 - Exemplos de <i>potholes</i> encontrados na área de estudo. <i>Potholes</i> em basalto maciço/fraturado (a) e basalto vesicular (b). Knickzones em crosta superior maciça/vesicular (c) e basalto colunar (d). Basaltos fraturados, concordantes com direções regionais de eventos tectônicos na bacia do Alto Uruguai: 1 - N60E, 2 – NS e 3 - 330°-340° (e). Além disso, fraturas nas direções: 1 - NW, 2 - 300° e 3 - 65° (f).....	196
Figura 4.21 - Relação RL e $k_{s(n)}$ para todos os canais plotados juntos. Observe a ampla dispersão de RL e $k_{s(n)}$ para todos os canais, independente no nível hierárquico.....	197
Figura 4.22 - modelos de <i>slope-area</i> de alguns perfis longitudinais em VGUR.....	199
Figura 5.1- Localização das seções estratigráficas levantadas nesse trabalho. As linhas solidas que cruzam os pontos de controle representam os perfis topográficos apresentados nas fotografias das seções estratigráficas.....	219
Figura 5.2 - Corte da seção estratigráfica P01.....	220
Figura 5.3- Seção estratigráfica P01 – A) Perfil descrito e B) Seção colunar composta das litofácies descritas.....	221
Figura 5.4- Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P01 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B).....	223
Figura 5.5- Área da seção P02. Encosta inclinada em direção ao vale do rio Uruguai.....	224
Figura 5.6 - Seção colunar composta da seção estratigráfica P02.....	225
Figura 5.7- Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P02 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B).....	227
Figura 5.8 - Rampa inclinada na seção pedoestratigráfica P03.....	228
Figura 5.9 - representação gráfica da seção colunar do afloramento P03.....	229
Figura 5.10 - Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P03 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B).....	230
Figura 5.11- Rampa inclinada na seção pedoestratigráfica P12.....	231

Figura 5.12 - Seção colunar síntese do afloramento P12.....	231
Figura 5.13 - Traçado granulométrico da matriz dos sedimentos da seção P12 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B).....	232
Figura 5.14 - Composição de fotografias da seção estratigráfica P18.....	233
Figura 5.15 - seção colunar síntese do afloramento P18.....	234
Figura 5.16 - Traçado granulométrico da matriz dos sedimentos da seção P12 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B).....	236
Figura 5.17- Imagens micrográficas do Horizonte Ap da seção P01. A) preenchimento solto descontínuo em poros canais, vinculado a bioturbação. B) Pedofeição intrusiva no fundo matricial (litorrelíquia). C) Nódulo pedomórfico com hipo-revestimentos herdados do processo pedogenético da área fonte. D) vestígios orgânicos intrusivos na matriz.....	238
Figura 5.18- Imagens micrográficas do horizonte pedoestratigráfico 2Bb da seção P01. A) microestrutura em blocos subangulares transecionando para granular a grumosa. B, C) Feições de depleção vinculado a abertura de poros cavitários e desenvolvimento de peds. Note a b-fábrica com orientação estriada tendendo a cruzada em B. D) Preenchimento solto descontínuo, possivelmente de vestígios orgânicos.....	239
Figura 5.19 - Imagens micrográficas do horizonte 3CAb da seção P01. A) Poros canais e planares limitados peds em blocos subangulares. B) Poros planares associados a quasi-revestimentos, demonstrando o processo de depleção na matriz e formação de agregados; C) Preenchimento solto descontínuo em poro canal. D) Feições de depleção e impregnação em poros canais e matriz, além de pápula intrusiva no fundo matricial.....	240
Figura 5.20- Micrografias do horizonte pedoestratigráfico 4CAb da seção P02. A) Microestrutura em blocos associada a poros canais. B) peds em blocos sug-angulares moderadamente desenvolvidos e parcialmente acomodados. C e D) litorrelíquia de basalto intrusiva na matriz, com feições de depleção e impregnação. E e F) Revestimentos associado a porosidade cavitária e canais.....	241
Figura 5.21 - Imagens micrográficas do horizonte 5BCb. A) Pedorrelíquia de basalto intrusiva no fundo matricial. B) Desenvolvimento de pedalidade associada a poros canais. C-F) Feições de depleção e impregnação associada a poros canais, cavitários e planares (NC).....	242
Figura 5.22 - Imagens micrográficas do horizonte 4CAp da seção P02. A, B, C) Microestrutura grumosa, associada a poros de empilhamento complexo. D) pedorrelíquia de agregado , com nódulos e grãos de quartzo intrusivo na matriz, fortemente impregnada por MO. E, F) litorrelíquia de basalto intrusiva na matriz, moderadamente alterado.....	243

Figura 5.23- Imagens micrográficas do horizonte CA na seção P03. A) microestrutura em bloco associada a poros canais. Litorrelíquia de arenito (L) e papula (P) intrusivos na matriz. C) Detalhe da pápula (fragmento de revestimento). D) Detalhe de arenito imerso na matriz. .....	245
Figura 5.24- Imagens micrográficas do horizonte 2CAb. A) Microestrutura em bloco transicionando para grumosa. B) Poro canal preenchido. C e D) Microestrutura em blocos associado a poros canais e planares. E e F) Revestimentos em poros e grãos minerais (NC). .....	246
Figura 5.25- Imagens micrográficas do horizonte CA. A e B) Microestrutura em blocos, transição para grumosa associado a poro canal e empilhamento complexo. C e D) Fração grossa sem orientação preferencial ou seleção. E e F) Pedorrelíquia associada a poro canal. .....	247
Figura 5.26- Imagens micrográficas do horizonte 2CAb. A-D ) Microestrutura maciça transicionado para cavitária. E e F) Revestimentos associado ao desenvolvimento da estrutura. .....	248
Figura 5.27 - Imagens micrográficas do horizonte 3Cb. A e B) Grãos minerais na matriz fina. C, D, E e F). Feições de revestimentos em poros canais e cavitários.....	249
Figura 5.28 - Correlação cronoestratigráfica das seções descritas na VGUR. A) esse trabalho. B) Santos (2018) C) Dos Santos, 2022.....	269

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Teores de elementos químicos adotados no sistema magma-tipo classificação das fácies geoquímicas das rochas vulcânicas básicas da PMPE. SiO <sub>2</sub> , TiO <sub>2</sub> , P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> expressas em %, enquanto Y, Sr, Ba e Zr são expressos em ppm.....	65
Tabela 3.2 - Sequência de eventos relacionados de natureza hidrotermal na região de Ametista do Sul (RS).....	74
Tabela 3.3 – Código e descrição de litofácies dos derrames vulcânicos básicos.....	77
Tabela 3.4 - Mineralogia das amostras de rocha obtidas via difração de raios-x.....	94
Tabela 3.5 - Valores obtidos pela análise quantitativa para os elementos maiores (% em peso).....	95
Tabela 3.6 - Resultados de elementos menores em ppm (mg/kg).....	95
Tabela 3.7 - Correlação estratigráfica entre os derrames de Ametista do Sul – Iraí e os derrames mapeados nesse trabalho.....	101
Tabela 4.1 - Quadro síntese dos parâmetros fundamentais na construção de mapas geomorfológicos e legenda associadas.....	133
Tabela 4.2 - Quadro síntese dos elementos geomorfológicos representados nos principais Sistema de mapeamento ou legenda.....	154
Tabela 4.3 - Resumo de estatísticas descritivas e testes de normalidade Shapiro-Wilk para Razão Elevação Relevo (RER) para todos os dados e grupos por hierarquia fluvial.....	175
Tabela 4.4 - Resumo de estatísticas descritivas e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para Relevo Local (LR) em vales fluviais para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial.....	177
Tabela 4.5 - Estatística descritiva e testes de normalidade para Grau de concavidade de perfil em vales fluviais para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial.....	177
Tabela 4.6 - Estatística descritiva e testes de normalidade para grau de equilíbrio dos perfis longitudinais (Er) para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial.....	180
Tabela 4.7 - Resumo da estatística descritiva e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para gradiente de canal (m.m-1) para todo o conjunto de dados e grupos por hierarquia fluvial...	180
Tabela 4.8 - Estatística descritiva e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para k <sub>s(n)</sub> dos rios de baixa ordem em VGUR.....	182
Tabela 5.1: Descrição pedoestratigráfica da seção P01.....	222
Tabela 5.2: Descrição pedoestratigráfica da seção P02.....	226

Tabela 5.3: Descrição pedoestratigráfica da seção P03.....	229
Tabela 5.4 - propriedades macromorfológicas da matriz das unidades da seção P18.....	235
Tabela 5.5 - Código da datação, código da amostra, dose anual, dose equivalente e idade média (anos antes do presente) das amostras das seções estratigráficas descritas nessa tese.....	250
Tabela 5.6 - Depósitos de transporte em massa em ambientes subaéreos.....	256
Tabela 5.7 - nomenclatura de fluxos de Pierson; Costa (1978) baseado nas propriedades reológicas.....	258



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AP	Antes do Presente
BHARU	Bacia hidrográfica do alto rio Uruguai
Bv	Basalto vesicular
Bam	Basalto afanítico maciço
Bvc	Basalto com vesículas cilíndricas ou proto cilíndricas
Bac	Basalto colunar afanítico e hipocristalino
Br	Autobrecha basáltica
BSP	Bacia Sedimentar do Paraná
CGA	Centro de Geomorfologia Aplicada
CRNS	<i>Centre National de la recherche scientifique</i>
DVM	Depósitos Vulcanoclásticos Máficos
FED	Floresta Estacional Decidual
FIVs	Feições de interação Vulcano-sedimentares
FOM	Floresta Ombrófila Mista
GEMA	Grupo De Estudos Multidisciplinares do Ambiente
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGUL	<i>Institute de Ge'ographiede l'Université de Lausanne</i>
LEMS	Modelos Numéricos de Evolução do relevo
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDT	Modelo Digital de Terreno
mEc	Massa Equatorial Continental
mPa	Massa Polar Atlântica
mTa	Massa Tropical Atlântica
mTc	Massa Tropical Continental
MVD	Depósito vulcanoclástico máfico
NASADEM	NASA Digital Elevation Model and Associated
NEPA	Núcleo de Estudos PaleoAmbientais
PAFSUB	<i>Programme Archéologique Franco-brésilien du Sud du Brésil</i>
PMPE	Província Magmática Paraná-Etendeka
POPARU	Povoamento Pré-Histórico do Alto Rio Uruguai
PRONAPA	Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas

RER	Razão Elevação-Relevo
SIG	Sistema de Informações Geográficas
RL	Relevo Local
RS	Rio Grande do Sul
SC	Santa Catarina
SLAR	Radares de Visada Lateral
TVR	Trecho de Vazão Reduzida
UHE	Usina Hidrelétrica
UEI	Último Estágio Interglacial
UGI	União Geográfica Internacional
UPG	Último Período Glacial
URSS	União das Repúblicas Socialistas Soviéticas
VGUR	Volta Grande do Alto Rio Uruguai

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>23</b>
1.1 APRESENTAÇÃO DA PROBLEMÁTICA DA PESQUISA.....	24
1.2 JUSTIFICATIVA E HIPÓTESES.....	26
<b>1.2.1 Objetivo geral.....</b>	<b>28</b>
<b>1.2.2 Objetivos específicos.....</b>	<b>28</b>
<b>2 ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>30</b>
2.1 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI.....	32
<b>2.1.1 Aspectos da Geologia.....</b>	<b>33</b>
<b>2.1.2 Geomorfologia.....</b>	<b>37</b>
<b>2.1.3 Cobertura superficial.....</b>	<b>42</b>
<b>2.1.4 Aspectos climáticos.....</b>	<b>42</b>
<b>2.1.5 Vegetação.....</b>	<b>45</b>
2.2 OCUPAÇÃO PRÉ-COLONIAL DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI.....	50
<b>2.2.1 A ocupação Pré-colonial no alto rio Uruguai.....</b>	<b>59</b>
<b>3 GEOLOGIA DA ÁREA DA VOLTA GRANDE, ALTO CURSO DO RIO URUGUAI: ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS, MORFOESTRUTURAIS E CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FONTES DE MATÉRIAS PRIMAS LOCAIS.....</b>	<b>62</b>
3.1 INTRODUÇÃO.....	62
<b>3.1.1 Contexto Geológico regional: aspectos geoquímicos, estratigráficos e petrográficos do Grupo Serra Geral no vale do alto curso do rio Uruguai.....</b>	<b>64</b>
<b>3.1.2 Feições de interação vulcano-sedimentares e eventos de hidrotermalismo associados ao vulcanismo Serra Geral.....</b>	<b>72</b>
3.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	75
3.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	78
<b>3.3.1 Unidades litoestratigráficas e litologias associadas.....</b>	<b>79</b>
3.3.1.1 Litofácies com estruturas de segregação (Bv).....	80
3.3.1.2 Litofácies vulcânicas afaníticas com vesículas esparsas (Bam, Bvc).....	82
3.3.1.3 Litofácies vulcânicas afaníticas hipocristalina colunares (Bac).....	83
3.3.1.4 Litofácies Autobrecha basáltica.....	84
3.3.1.5 Litofácies Depósito Vulcanoclástico Máfico (Dvm).....	85
<b>3.3.2 Mineralogia e petrografia das litologias vulcânicas e vulcano-sedimentares.....</b>	<b>89</b>

<b>3.3.3 Geoquímica das rochas da VGUR.....</b>	<b>94</b>
<b>3.3.4 Correlações estratigráficas e distribuição espacial dos derrames.....</b>	<b>97</b>
3.4 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS.....	105
<b>3.4.1 Arquitetura de fácies, morfologia dos derrames e petrogênese das rochas vulcânicas da área da Volta Grande.....</b>	<b>105</b>
<b>3.4.2 Influência lito-estrutural na configuração do relevo o da Volta Grande.....</b>	<b>114</b>
<b>3.4.3 Considerações sobre a fonte de matéria-prima para a coleção lítica dos sítios em estudo na região da Volta Grande.....</b>	<b>117</b>
3.5 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	124
<b>4 CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA E MORFOGRÁFICA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI.....</b>	<b>126</b>
4.1 INTRODUÇÃO.....	126
4.2 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA – REVISÃO DE LITERATURA.....	126
<b>4.2.1 Propostas de sistemas e legendas adotadas em mapas geomorfológicos.....</b>	<b>130</b>
4.2.1.1 Sistema de legenda da Tchecoslováquia.....	134
4.2.1.2 Sistema de legenda da Polônia.....	134
4.2.1.3 Sistema de legenda da França.....	135
4.2.1.4 Sistema de legenda da Bélgica.....	137
4.2.1.5 Sistema de legenda unificada (IGU).....	138
4.2.1.6 Sistema de legenda dos Países Baixos.....	139
4.2.1.7 Sistema de legenda da Alemanha.....	140
4.2.1.8 Sistema de legenda da Suíça.....	143
4.2.1.9 Sistema de legenda do Brasil.....	144
4.2.1.10 Desenvolvimento da Ciência da Geoinformação e avanços na Cartografia Geomorfológica Digital – A contribuição da escola Escandinava.....	148
<b>4.2.2 Síntese e análise das legendas para mapas geomorfológicos.....</b>	<b>152</b>
<b>4.2.3 Cartografia arqueológica e geoarqueológica.....</b>	<b>155</b>
4.3 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO.....	157
4.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	162
<b>4.4.1 Elaboração da base cartográfica.....</b>	<b>162</b>
<b>4.4.2 Mapas morfométricos e índices de dissecação do relevo.....</b>	<b>163</b>
<b>4.4.3 Índices morfométricos aplicados ao sistema hidrográfico da VGUR.....</b>	<b>164</b>
4.4.3.1 Índices zonais.....	165
4.4.3.2 Índices de perfil longitudinal.....	165

4.4.3.3 Análises estatísticas.....	167
<b>4.4.4 Mapeamento e classificação de elementos geomorfológicos.....</b>	<b>168</b>
4.5 RESULTADOS.....	169
4.6 MORFOMETRIA DOS PARÂMETROS BÁSICOS DO RELEVO.....	169
<b>4.6.1 Índices morfométricos aplicados às bacias de drenagem e a rede de drenagem de baixa ordem da VGUR.....</b>	<b>172</b>
4.6.1.1 Índices fluviométricos de classe zonal.....	173
4.6.1.2 Índices fluviométricos de classe linear.....	177
4.6.1.3 Classificação morfográfica das unidades de relevo da VGUR.....	182
4.7 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS.....	186
<b>4.7.1 Parâmetros básicos do relevo da Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR): indicadores morfométricos de uma paisagem dissecada.....</b>	<b>186</b>
<b>4.7.2 Índices morfométricos do sistema de drenagem de baixa ordem da VGUR: Bases para compreensão da dissecção do relevo e estágio evolutivo da paisagem.....</b>	<b>192</b>
<b>4.7.3 Análise do relevo da Volta Grande do alto rio Uruguai.....</b>	<b>200</b>
4.8 CONCLUSÕES PARCIAIS E RECOMENDAÇÕES.....	202
<b>5 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DAS ENCOSTAS DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI, SUL DO BRASIL.....</b>	<b>204</b>
5.1 INTRODUÇÃO.....	204
5.2 AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DA BACIA DO RIO URUGUAI: CONTEXTO REGIONAL.....	206
5.3 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI: CONTEXTO LOCAL DA VGUR.....	215
5.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	217
5.5 RESULTADOS.....	219
<b>5.5.1 Descrição das seções estratigráficas.....</b>	<b>220</b>
5.5.1.1 Seção estratigráfica Ponto 1 (P01).....	220
5.5.1.2 Seção estratigráfica Ponto 02 (P02).....	223
5.5.1.3 Seção estratigráfica Ponto 03 (P03).....	227
5.5.1.4 Seção estratigráfica Ponto 12 (P12).....	230
5.5.1.5 Seção estratigráfica Ponto 18 (P18).....	232
<b>5.5.2 Constituição mineralógica dos sedimentos inconsolidados.....</b>	<b>236</b>
<b>5.5.3 Descrição micromorfológica das unidades estratigráficas em lâminas delgadas...237</b>	<b>237</b>
<b>5.5.4 Cronoestratigrafia das formações superficiais.....</b>	<b>250</b>

5.6 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS.....	251
5.6.1 Estágio pedogeoquímica das formações superficiais.....	251
5.6.2 Fácies, microfácies e associação faciológica dos depósitos sedimentares Quaternários e Processos hidrodinâmicos e deposicionais em depósitos de colúvio de encostas da VGUR.....	254
5.6.3 Correlações paleoambientais e estratigráficas locais e regionais.....	262
5.6.4 Processos morfogenéticos e evolução das encostas da VGUR e conclusões parciais .....	270
<b>6 GEOARQUEOLOGIA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI (VGUR): CONSIDERAÇÕES DA PAISAGEM ARQUEOLÓGICA DA ÁREA ARQUEOLÓGICA DA FOZ DO CHAPECÓ.....</b>	<b>273</b>
6.1 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DA VGUR: PRIMEIRA APROXIMAÇÃO. .	275
6.2 A PROBLEMÁTICA GEOARQUEOLÓGICA DA VGUR.....	277
<b>7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>284</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>288</b>
<b>APÊNDICE A – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A1.....</b>	<b>349</b>
<b>APÊNDICE B – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A3.....</b>	<b>350</b>
<b>APÊNDICE C – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A4.....</b>	<b>351</b>
<b>APÊNDICE D – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A7(Volcanic).....</b>	<b>352</b>
<b>APÊNDICE E – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A7(Sedimentary).....</b>	<b>353</b>
<b>APÊNDICE F – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A11.....</b>	<b>354</b>
<b>APÊNDICE G – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A19.....</b>	<b>355</b>
<b>APÊNDICE H – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A23.....</b>	<b>356</b>
<b>APÊNDICE I – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A24(Volcanic).....</b>	<b>357</b>
<b>APÊNDICE J – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A24(Sedimentary).....</b>	<b>358</b>
<b>APÊNDICE K – Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P1. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 60-70 cm e C) Profundidade de 100-110 cm. Escala: 2,5 cm. ....</b>	<b>359</b>

<b>APÊNDICE L - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P2. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 40-50 cm. C) Profundidade de 60-70 cm. D) Profundidade a 90-100. E) Profundidade de 140-150 cm. Escala: 2,5 cm.....</b>	<b>360</b>
<b>APÊNDICE M - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P3. A) profundidade de 20-30 cm. B) Profundidade de 80-90 cm. C) Profundidade de 120-130 cm. Escala: 2,5 cm. ....</b>	<b>361</b>
<b>APÊNDICE N - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P18. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 70-80 cm. C) Profundidade de 100-110 cm. D) Profundidade de 190-200. E) Profundidade de 280-290. F) Profundidade de 320-330. Escala: 2,5 cm.....</b>	<b>362</b>
<b>APÊNDICE N – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 10-20 cm.....</b>	<b>363</b>
<b>APÊNDICE O - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 30-40 cm.....</b>	<b>364</b>
<b>APÊNDICE P - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 60-70 cm.....</b>	<b>365</b>
<b>APÊNDICE Q - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 20-30 cm.....</b>	<b>366</b>
<b>APÊNDICE R - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 60-70 cm.....</b>	<b>367</b>
<b>APÊNDICE S - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 100-110 cm.....</b>	<b>368</b>
<b>APÊNDICE T - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 130-140 cm.....</b>	<b>369</b>
<b>APÊNDICE U - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P3 30-40 ..... </b>	<b>370</b>
<b>APÊNDICE V - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P12 20-30 cm.....</b>	<b>371</b>
<b>APÊNDICE W - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P18 40-50 cm.....</b>	<b>372</b>
<b>APÊNDICE X - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P18 90-100 cm.....</b>	<b>373</b>
<b>APÊNDICE Y - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P18 150-160 cm.....</b>	<b>374</b>

**APÊNDICE Z – Mapas geomorfológicos da VGUR.....375**



## 1 INTRODUÇÃO

A presente pesquisa está inserida no âmbito do “Programme Archéologique Franco-brésilien du Sud du Brésil” (PAFSUB), bem como os estudos geomorfológicos e paleoambientais desenvolvidos pela parceria entre o Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA-UEM) e o Núcleo de Estudos PaleoAmbientais (NEPA-UNIOESTE) firmada pelo Termo de Convênio nº 07/2017 – PR, visando compreender a gênese, dinâmica e evolução das paisagens ao longo do Quaternário Superior nas áreas planálticas do Sul do Brasil.

Além da abordagem geomorfológica, a tese está ligada as pesquisas arqueológicas das ocupações humanas registradas no final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno, cujos estudos são contemplados pela missão franco-brasileira do projeto “Povoamentos pré-históricos do alto rio Uruguai” (POPARU). O projeto teve início em 2013 e conta com o apoio financeiro do Ministério das Relações Exteriores da França, sendo executado pelo CEOM/Unochapecó e pelo Muséum national d'Histoire naturelle (Paris, França), além de pesquisadores de diversas instituições de ensino e múltiplas nacionalidades.

Nesse contexto, a presente tese busca apresentar uma contribuição para o modelo geoarqueológico da Volta Grande do Alto rio Uruguai (VGUR), a partir de uma abordagem que integra os aspectos geológicos, geomorfológicos, estratigráficos, cartográficos e paleoambientais que, em conjunto com os dados arqueológicos, fornecerão bases para o estudo das paleopaisagens pré-coloniais da VGUR em uma perspectiva integrada a problemática arqueológica. Além disso, tem-se como objetivo apresentar uma proposta de mapeamento geomorfológico, visando compartimentar as unidades de relevo, as características do substrato rochoso, as formações superficiais e a geocronologia dos materiais inconsolidados que, em conjunto com os dados arqueológicos locais, permitirão estabelecer uma relação entre os aspectos naturais e culturais da paleopaisagem local.

Assim, na parte I da tese, são apresentados os aspectos gerais da problemática da pesquisa, incluindo justificativas, hipóteses, objetivos gerais e objetivos específicos (Seção 1). Na parte II, serão apresentadas as características fisiográficas da bacia do alto rio Uruguai, além de informações sobre as ocupações pré-coloniais do alto rio Uruguai (Seção 2). Na parte III, serão apresentados os resultados de três abordagens que contemplando as bases cartográficas que serão utilizadas para a elaboração do mapa geoarqueológico: incluindo a Geologia (Seção 3), morfometria e morfografia (Seção 4) e formações superficiais (Seção 5).

Por fim, o mapa geomorfológico e discussão geoarqueológica será apresentado na seção 6, visando contribuir no conhecimento da paisagem da Volta Grande do Alto rio Uruguai e Área Arqueológica da Foz do Chapecó.

### 1.1 APRESENTAÇÃO DA PROBLEMÁTICA DA PESQUISA

O alto curso do rio Uruguai apresenta uma ampla literatura sobre as tradições culturais e fases de ocupações pré-coloniais no contexto do Brasil Meridional, bem como trabalhos que apresentam dados de distribuição de sítios arqueológicos em diferentes setores da paisagem. As pesquisas regionais foram iniciadas nas décadas de 1950 e 1960 no âmbito do Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas – PRONAPA (EVANS; MEGGERS, 1974; PIAZZA, 1696; ROHR, 1966), enquanto que a produção recente é resultante principalmente da arqueologia consultiva, vinculada de Estudos de Impactos Ambientais (EIA) de diferentes obras de engenharia (CALDARELLI et al., 2010; CALDARELLI; LAVINA, 2011).

Os estudos arqueológicos recentes no alto rio Uruguai apresentam dados de levantamentos de vestígios arqueológicos e escavações de emergência no âmbito de licenciamentos ambientais. As pesquisas revelaram a importância e densidade de ocupações associada a paisagem local, onde se encontram distintas tecnologias líticas e ceramistas e que possibilitaram a caracterização das primeiras ocupações humanas na região até o contato com os colonizadores (CALDARELLI; LAVINA, 2011).

Nos últimos dez anos, as pesquisas arqueológicas no alto rio Uruguai são desenvolvidas no âmbito de projetos acadêmicas com diferentes abordagens. Os estudos tecnológicos revelaram que os objetos líticos e cerâmicos são os principais registros arqueológicos quantitativamente preservados, constituindo-se como fonte ao estudo das culturas pré-coloniais. Esses estudos fornecem informações sobre padrões de ocupação e a relação com a paisagem, a disponibilidade de matéria prima e de áreas preferenciais para assentamento de sociedades pré-coloniais (CARBONERA, 2008, 2015; HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016, 2020; SANTOS, 2018).

Recentemente, as pesquisas arqueológicas no alto curso do rio Uruguai passaram a abordar questões ligadas à Geoarqueologia (RUBIN; CARBONERA, 2011; SANTOS, 2018). Os estudos geoarqueológicos forneceram bases sobre os processos de formação dos sítios arqueológicos e a sua relação com a dinâmica da paisagem natural, sobretudo a sua relação com as variações climáticas do Quaternário Superior (SANTOS, 2018).

Em relação às pesquisas paleoambientais regionais, estudos de Geomorfologia do Quaternário no Sul do Brasil ganharam destaque a partir de 1950, quando foram evidenciados o papel das mudanças climáticas na evolução de encostas, terraços fluviais e marinhos, além de fundos de vale de alta ordem hierárquica (AB'SABER, 1977; BIGARELLA; DE ANDRADE, 1965; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016). No âmbito dos estudos do Quaternário continental das áreas planálticas do sul do Brasil, os conhecimentos científicos avançaram principalmente a partir da década de 1990, com base na integração entre estudos estratigráficos, pedogeoquímicos, palinológicos e cartográficos, que revelaram o papel das mudanças paleohidrológicas do Quaternário Superior na evolução de diferentes unidades de relevo, incluindo encostas, cabeceiras de drenagem e bacias de baixa ordem (CAMARGO FILHO, 2005; CAMARGO FILHO et al., 2016; CAMARGO FILHO; BERTOTTI; KATAOKA, 2011; DE OLIVEIRA; DE LIMA, 2004; FETT JÚNIOR, 2011; GASPARI; PONTELLI; BIFFI, 2020; LIMA, 2010; OLIVEIRA et al., 2012, 2008, 2006; OLIVEIRA; BEHLING; PESSENDA, 2008; PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2013, 2014, 2019a, 2019b; PONTELLI, 2005; PONTELLI et al., 2015).

Dados estratigráficos obtidos nas Superfícies de Cimeiras da bacia do alto rio Uruguai em conjunto com *proxies* biológicos, isotópicos estáveis e idades obtidas por LOE, TL e  $^{14}\text{C}$  revelaram eventos de pedogênese progressiva em cabeceiras de drenagem e paleocanais de baixa ordem hierárquica (<4ª ordem na classificação de Strahler), com episódios de erosão (degradação) e sedimentação (agração) em encostas e fundos de vale, respectivamente. Esses eventos foram intercalados com processos morfogenéticos intensos ao longo do Último Máximo Glacial (UMG), transição Pleistoceno - Holoceno e ao longo do Holoceno, registrando o preenchimento de cabeceiras de drenagem (paleocabeceiras) e fundos de vales de baixa ordem (paleocanais). A retomada da pedogênese progressiva ocorreu apenas ao longo dos últimos 2.600 anos A.P. de forma gradual ao longo das diferentes unidades de relevo (PAISANI et al., 2019b).

Embora o cenário paleoambiental e a sua influência na gênese de unidades de relevo nas cimeiras da bacia do alto rio Uruguai sejam bem compreendidos, verifica-se diferenças nos processos evolutivos em diferentes unidades geomórficas, sobretudo entre cabeceiras de drenagem e canais de superiores a segunda ordem hierárquica (PAISANI et al., 2019b). Nesse sentido, é possível que a dinâmica paleohidrológica do vale do rio Uruguai e encostas adjacentes apresentem particularidades locais distintas em relação aos compartimentos localizados nos divisores da bacia de drenagem do alto Uruguai e, portanto, o modelo evolutivo para a paisagem nos divisores do alto Uruguai não se aplicam ao vale do rio

Uruguai, visto que o vale do rio Uruguai, sobretudo a VGUR, encontra-se em contexto fisiográfico distinto das superfícies de cimeira. Portanto, é possível que a dinâmica da paisagem na VGUR seja distinta das demais áreas da bacia do alto rio Uruguai.

## 1.2 JUSTIFICATIVA E HIPÓTESES

Parte dos sítios arqueológicos descritos nas áreas planálticas do sul do Brasil estão localizados nos vales dos rios Uruguai e seus afluentes e, portanto, admite-se que o local é potencialmente favorável para a compreensão das ocupações humanas pré-coloniais nesse contexto de paisagem (CALDARELLI; LAVINA, 2011; SANTOS, 2018). Por outro lado, a ausência de critérios para a escavação implicou em parte dos sítios arqueológicos terem sido resgatados sem levar em consideração o contexto estratigráfico. Assim, os sítios descritos geralmente são a céu aberto e com profundidades máximas de 30 cm e, na maioria dos casos, não são levados em consideração os processos de formação dos sítios, o que dificulta a realização de uma leitura geoarqueológica da paisagem (SANTOS, 2018).

O alto curso do rio Uruguai apresenta segmentos em que o leito se encontra encaixado (leito rochoso/misto), intercalado com segmentos onde o canal apresenta depósitos aluviais sob a forma de barras fluviais e planícies de inundação ativas (RUBIN; CARBONERA, 2011). Nos setores cujo canal teve áreas afetadas pela construção de UHEs, foram identificados sítios arqueológicos em diferentes unidades morfoestratigráficas, como encostas, terraços e planícies aluviais (CALDARELLI et al., 2010; RUBIN; CARBONERA, 2011; SANTOS, 2018). Nesse sentido, tem-se como evidência que os trechos do vale do rio Uruguai em que ocorrem depósitos sedimentares Quaternários sejam potenciais para a formação e ocorrência de sítios arqueológicos.

Em relação aos dados estratigráficos e paleoambientais da bacia do alto rio Uruguai, são encontrados depósitos de colúvios, alúvios e colúvio-alúvio que remetem ao final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno. Parte dos depósitos sedimentares identificados ocorrem sobrepostos ou associados (interdigitados), como terraços colúvio-aluviais, rampas de colúvio e leques aluviais e estão em fase com as mudanças paleoambientais regionais (PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2019b; PEREIRA; PAISANI; PAISANI, 2020; RUBIN; CARBONERA, 2011; SANTOS, 2018). Essas informações são fundamentais, pois revelam que a gênese das formações superficiais alóctones da bacia do alto rio Uruguai estão sujeitos a conectividade entre encosta e vale fluvial.

Dessa forma, uma vez que em âmbito local e regional foram reconhecidas variações paleoambientais no Quaternário Superior, que provocaram fenômenos de pedogênese e morfogênese nas superfícies de cimeira do alto Uruguai, é possível que tais variações ambientais se estenderam para o vale do rio Uruguai e parte do registro sedimentar tenha sido afetado por tal dinâmica e que influenciaram diretamente nos processos de formação dos sítios arqueológicos. Assim, diante do contexto arqueológico, estratigráfico e paleoambiental da bacia do alto rio Uruguai, algumas questões são levantadas sobre relação entre a dinâmica das ocupações, contextos geomorfológicos e processos de formação dos sítios arqueológicos no Alto rio Uruguai, entre as quais:

1) As mudanças paleoambientais e geomorfológicas observadas nas superfícies de cimeira da bacia do alto Uruguai também afetaram os processos geomorfológicos no vale do alto rio Uruguai? 2) quais as condições geomorfológicas e paleohidrológicas do vale do rio Uruguai, em especial a dinâmica das encostas, durante o final do Pleistoceno e no Holoceno, quando grupos humanos ocupavam as áreas adjacentes ao rio Uruguai? 3) as unidades de relevo e as formações superficiais foram afetadas pelas mudanças paleoambientais do Quaternário tardio, sobretudo no Holoceno? 4) quais processos comandaram a formação de níveis arqueológicos nesse local? 5) qual o papel da litologia na configuração do relevo e na disponibilidade de matéria-prima local?

Dessa forma, algumas hipóteses são formuladas a respeito da dinâmica das paleopaisagens e ocupações do alto rio Uruguai, entre as quais: I) as mudanças paleoambientais observadas nas superfícies de cimeira da bacia do rio Uruguai também afetaram a dinâmica de encostas e os fundos de vale do alto rio Uruguai; II) como resposta a tais mudanças ambientais, as sequências estratigráficas foram marcadas por fases de erosão e sedimentação nas encostas e no fundo de vale; III) o registro estratigráfico é resultante da conectividade entre materiais derivados de processos de encosta e processos fluviais, formando registro sedimentar sob a forma de depósitos de colúvio, alúvio, colúvio-alúvio e paleossolos enterrados; V) os processos de formação e preservação dos sítios arqueológicos estão associados a tais processos morfogenéticos e pedogenéticos; VI) a combinação entre a estrutura geológica e os processos morfogenéticos e pedogenéticos são responsáveis pela ordenação das unidades geomorfológicas e configuração da paisagem natural e cultural.

Apesar da existência de pesquisas arqueológicas no vale do rio Uruguai, ainda não é possível estabelecer um modelo que incorpore tanto informações culturais quanto naturais, que possibilitem uma abordagem geoarqueológica na relação homem-natureza de forma integrada. Nesse contexto se insere essa tese, cujo objetivo principal é contribuir para a

construção de um modelo geoarqueológico no vale do alto rio Uruguai, visando contextualizar as ocupações humanas com base na dinâmica geomorfológica e paleoambiental local no Quaternário Superior.

Para buscar responder tais hipóteses, será utilizado a abordagem geoarqueológica integrado aos dados geomorfológicos e arqueológicos em uma perspectiva integrada. Essa perspectiva foi escolhida pois vincula a abordagem geomorfológica e arqueológica sempre posta em perspectiva em relação ao contexto geodinâmico (FOUACHE, 2010). Além disso, na abordagem geoarqueológica, é de fundamental importância a elaboração de um mapa geoarqueológico cuja estrutura apresente quatro elementos fundamentais: 1) Setores de acumulação e os setores de erosão; 2) Setores com dinâmica geomorfológica particularmente ativa; 3) Espessuras das formações superficiais e 4) Apresentar dados para fomentar a discutir a distribuição espacial dos dados estratigráficos e arqueológicos com base em produtos cartográficos (FOUACHE, 2010). Nesse sentido, os objetivos gerais e específicos da tese estão ligados a abordagem supracitada, bem como na definição de uma proposta de mapeamento geoarqueológico para a VGUR.

#### 1.2.1 Objetivo geral

O objetivo geral da tese é contribuir para a construção de um modelo Geoarqueológico para a Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR), buscando integrar os aspectos geológicos, geomorfológicos, estratigráficos, cartográficos e paleoambientais, sob a ótica do contexto da paisagem, contexto estratigráfico, processos de formação dos sítios arqueológicos, transformações pós-deposicionais e transformação da paisagem.

#### 1.2.2 Objetivos específicos

I) Determinar a influência geológica no contexto da paisagem da VGUR, incluindo a elaboração um mapa geológico que distinga as unidades litoestratigráficas em escala local e possíveis áreas fontes de matéria-prima;

II) Determinar, com base em diferentes critérios morfométricos e morfográficos, as características das unidades de relevo em escala local, bem como os processos genéticos e evolutivos associados;

III) Descrever as formações superficiais nas diferentes unidades geomórficas mapeadas, visando compreender a dinâmica da morfogênese e pedogênese da cobertura superficial, dentro de um contexto paleoambiental local e regional;

IV) Situar os sítios arqueológicos nas diferentes unidades mapeadas e verificar a correlação entre unidades e processos de formação dos sítios arqueológicos;

V) Elaborar de um mapa Geomorfológico para a região da Volta Grande, contemplando as informações geomorfológicas e ocorrência de sítios arqueológicos;

VI) Aprofundar as discussões quanto ao contexto da paisagem, contexto estratigráfico, os processos de formação dos sítios arqueológicos, as transformações pós-deposicionais e transformação da paisagem da Volta Grande do alto rio Uruguai.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

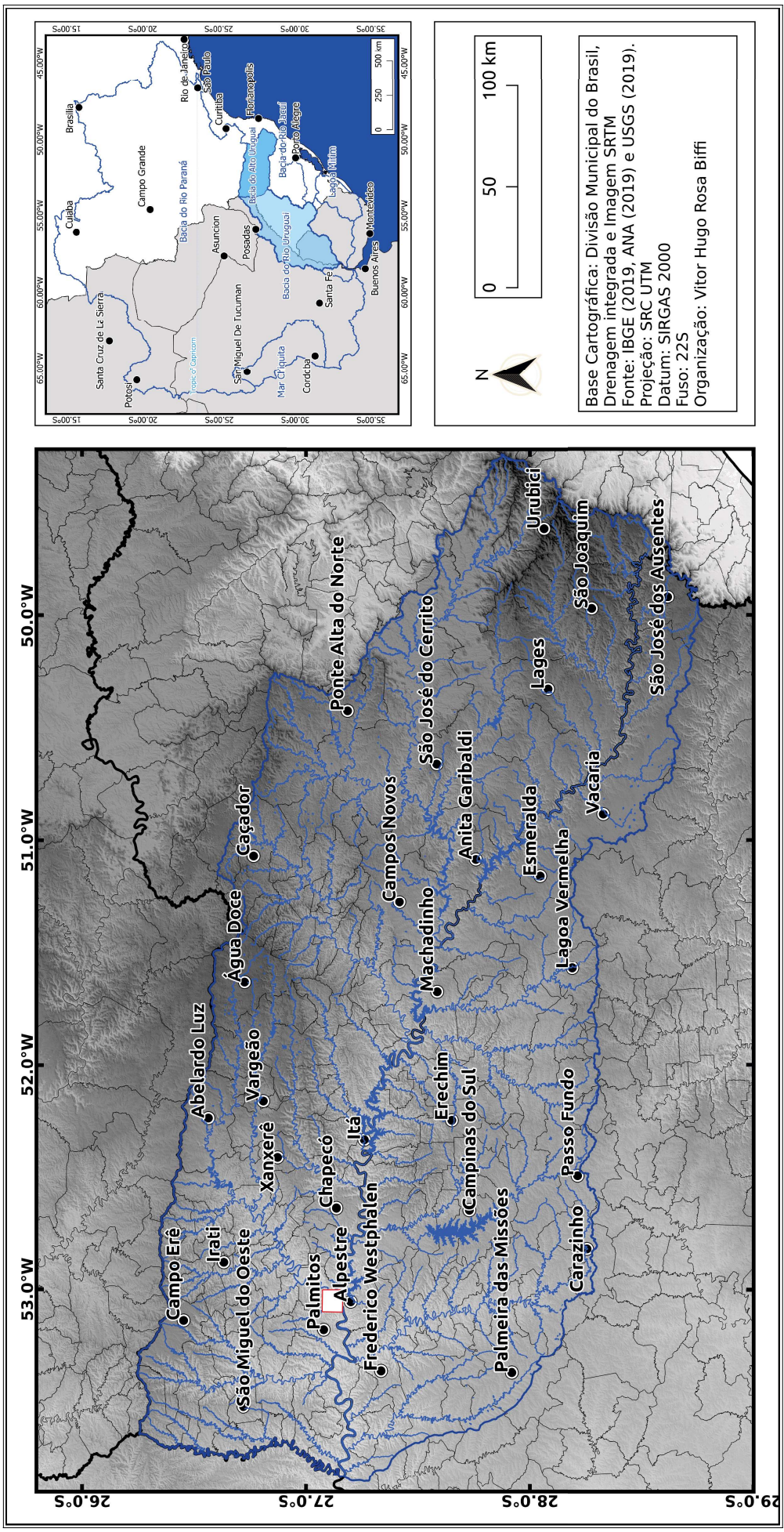
A bacia de drenagem do rio Uruguai apresenta uma área total de 385.000 km<sup>2</sup>, sendo 45% situado em território Brasileiro (Fig. 2.1). O rio Uruguai é formado pela confluência dos rios Canoas e Pelotas, percorrendo aproximadamente 2.200 km até a sua foz no estuário da Prata. A bacia do alto rio Uruguai, por sua vez, apresenta cerca de 76.209 km<sup>2</sup> de área, drenando os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul e engloba os setores das bacias dos Rios Pelotas e Canoas, bem como os afluentes das margens esquerda e direita do rio Uruguai que deságuam anteriormente ao Salto de Yucuman (MMA, 2006; ZANIBONI-FILHO; SCHULZ, 2003).

O rio Uruguai está disposto em direção-geral SE-NO até a confluência com o rio Jacutinga (Itá-SC) e em sentido E-W até a foz do rio Peperi-Guaçu, próximo a fronteira com a Argentina, onde, e a partir deste ponto, inflete para sudoeste, em direção a Uruguaiana (RS). O alto curso do rio Uruguai apresenta trechos com canal encaixado, com alta sinuosidade e curvas meândricas. Partes de seu trecho do alto curso apresenta padrão de drenagem retilíneo, evidenciando o controle estrutural dado pelo inter cruzamento de fraturas das rochas efusivas do vulcanismo Serra Geral. Ao longo de seu vale, o alto rio Uruguai apresenta um nível de terraço localizado na margem côncava das curvas meândricas (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

A Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR) corresponde a um setor meandrante parcialmente encaixado no alto Rio Uruguai, com cerca de 20 km de extensão (Fig. 2.2). Engloba os municípios de Palmitos, São Carlos, Águas de Chapecó (Santa Catarina) e Alpestre (Rio Grande do Sul). Trata-se de um trecho de vazão reduzida (TVR), em decorrência do barramento da Usina Hidrelétrica Foz do Chapecó e que vem sendo alvo dos estudos do Projeto POPARU (BERTOLINI; COSTA; LIMA, 2016; LOURDEAU et al., 2016).



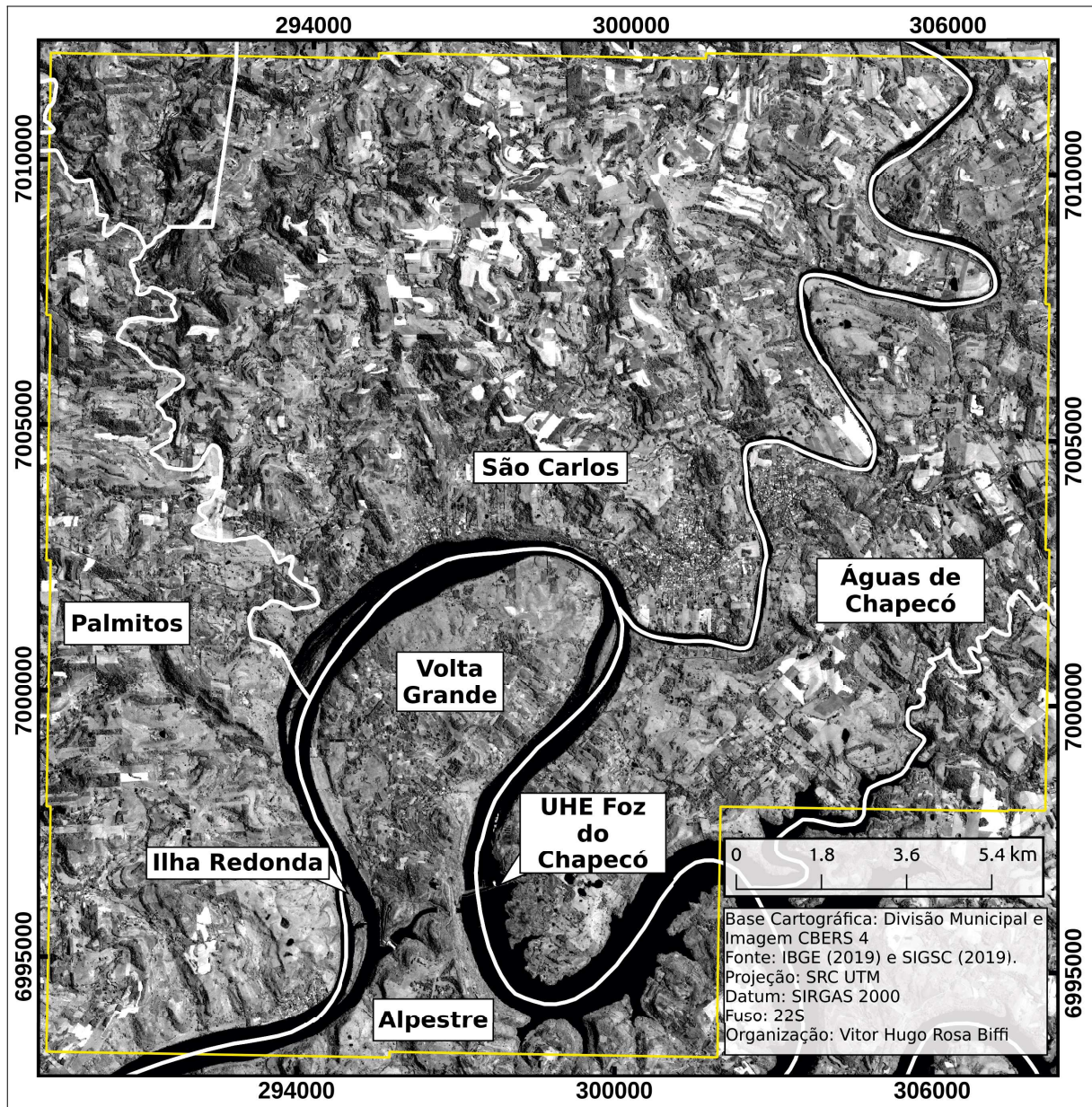
Figura 2.1 - Localização da bacia de drenagem do alto rio Uruguai



Fonte: Elaborado pelo autor



Figura 2.2 - Localização da Volta Grande do Alto rio Uruguai



## 2.1 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI

A caracterização fisiográfica da área de estudo foi realizada em escala regional, buscando apresentar as principais características da bacia do alto rio Uruguai. Embora o recorte da área de estudo seja local, os aspectos regionais do alto curso do rio Uruguai também influenciam diretamente nas características da paisagem natural e cultural do recorte desse estudo.

### 2.1.1 Aspectos da Geologia

A bacia de drenagem do alto rio Uruguai está inserida na porção sul da bacia sedimentar do Paraná (BSP). A BSP corresponde a uma unidade geotectônica intracratônica, desenvolvida sobre a crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e ígneas (MILANI; RAMOS, 1998). Abrange aproximadamente 1.400.000 km<sup>2</sup>, sendo 1.100.000 km<sup>2</sup> de área em território brasileiro (WILDNER et al., 2006), cerca de 1.750 km de extensão máxima em seu eixo maior, com largura média de 700 km e espessura máxima na região central da bacia, onde possui aproximadamente 8.000 m (ZALÁN et al., 1987, 1990);

A bacia sedimentar do Paraná apresenta seis supersequências estratigráficas: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). A sucessão de fases representa fases de acumulação e erosão das unidades estratigráficas da bacia sedimentar (MILANI et al., 2007).

Com relação às unidades litoestratigráficas da bacia do alto rio Uruguai, o substrato é constituído primordialmente por rochas ígneas que constituem a Província Magmática do Paraná-Etendeka (PMPE), que, em conjunto com a Formação Botucatu, integram a sequência estratigráfica Gondwana III (MILANI et al., 2007).

As litologias que constituem a PMPE se equivalem às rochas do vulcanismo Serra Geral, originadas a partir do extenso magmatismo associado à ruptura do continente Gondwana e abertura do oceano Atlântico Sul, e corresponde a um dos maiores eventos de derrames vulcânicos da história geológica do planeta (MILANI et al., 2007). A atividade ígnea recobriu aproximadamente 75% ou 1.200.000 km<sup>2</sup> da Bacia Sedimentar do Paraná (LICHT; ARIOLI, 2018). Em território brasileiro, a província possui cerca de 917.000 km<sup>2</sup> de área, e volume de aproximadamente 600.000 km<sup>3</sup>, e recobre cerca de 60% da bacia do Paraná (FRANK; GOMES; FORMOSO, 2009).

Na região leste da bacia do alto Uruguai, ocorrem inúmeros corpos maciços alcalinos intrusivos ao nível das camadas sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas da BSP. Esse complexo de corpos intrusivos foi intitulado de *Distrito Alcalino de Lages* em função da variedade litológica identificada. Os principais litotipos que afloram são rochas alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienito porfiríticos) e rochas ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófiros), bem como carbonatitos, kimberlitos e brechas de chaminé (SCHEIBE, 1986).

Na feição estrutural Domo de Lages, afloram também as litologias que constituem desde o Grupo Itararé até a Formação Botucatu, em aproximadamente 2.100 km<sup>2</sup> de área (SCHEIBE, 1986b). As principais unidades litoestratigráficas associadas ao domo são os Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois (FRANÇA; POTTER, 1988; SCHEIBE, 1986a, 1986b) que integram a Supersequência Gondwana I (Fig. 2.3).

No grupo Itararé, as principais litologias encontradas são arenitos, diamictitos e ritmitos (GAMA JR et al., 1992; WEINSCHÜTZ; CASTRO, 2016). Em decorrência dessa complexidade, o Grupo Itararé foi individualizado em quatro formações: Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana (FRANÇA; POTTER, 1988). Entretanto, na bacia do alto rio Uruguai, apenas os litotipos da Formação Taciba (Fig. 2.3).

A formação Taciba é posicionada na porção superior do Grupo Itararé e apresenta litologias que variam de arenitos (Membro Rio Segredo), diamictitos (Membro Chapéu do Sol), Ritimito, siltito e folhelhos (Membro Rio do Sul) (FRANÇA; POTTER, 1988; MILANI et al., 2007).

Já a Formação Rio Bonito refere-se à unidade basal do Grupo Guatá. Essa formação apresenta arenitos imaturos (arcósios e subarcósios), esbranquiçados, de textura fina a média, localmente grosseiros, argilosos, micáceos e arenitos muito finos. Secundariamente, ocorrem arenitos muito finos, associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos cinza-esverdeado, por vezes carbonosos-argilosos e silicificados em superfície, depositados em ambiente deltaico (MILANI et al., 2007; SCHEIBE, 1986a, 1986b).

Para a BSP, três unidades litoestratigráficas constituem a Formação Rio Bonito, sendo elas, da base para o topo: Membro Triunfo, Membro Paraguaçu e Membro Siderópolis. Os litotipos do nível basal correspondem ao Membro Triunfo, sendo constituído essencialmente por sedimentos arenosos com estratificação cruzada, planar e acanalada. Os arenitos são esbranquiçados, de granulação fina a média, e ocasionalmente grosseira. Arenito muito fino, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, leitos de carvão e conglomerados ocorrem com menor frequência. O Membro Paraguaçu, correspondente a sequência intermediária, é constituída por siltitos e pelitos cinza, intercalados com arenitos finos laminados e bioturbados, além de camadas de calcário. Já o Membro Siderópolis (unidade superior), é composto por arenitos finos a muito finos intercalados com pelitos, carbonosos ou não, e camadas de carvão (DE CASTRO; WEINSCHÜTZ; DE CASTRO, 2004; SCHNEIDER et al., 1974).

A Formação Palermo (Grupo Guatá) é constituída por siltitos, siltitos argilosos, siltitos arenosos e com menor expressão, arenitos finos a médios, ocasionalmente conglomerados.

Apresenta coloração acinzentada e, quando alterada exibe tonalidade amarela esverdeada (SCHEIBE, 1986a; SCHNEIDER et al., 1974; TOMASSI, 1973).

Já a Formação Irati constitui a unidade inferior do Grupo Passa Dois, situada estratigraficamente acima da Formação Palermo. Tratam-se de folhelhos e argilitos cinza escuro e folhelhos cinza escuro pirobetuminosos e calcários associados. É diferenciado em dois membros: o Membro Taquari e Membro Assistência. O membro Taquari é composto por argilitos, folhelhos cinza escuros a cinza claro e siltitos cinza (SCHNEIDER et al., 1974; TOMASSI, 1973). Já o Membro Assistência compreende os níveis de folhelhos cinza escuro e folhelhos pretos associados a calcários, ocasionalmente dolomíticos (SCHNEIDER et al., 1974).

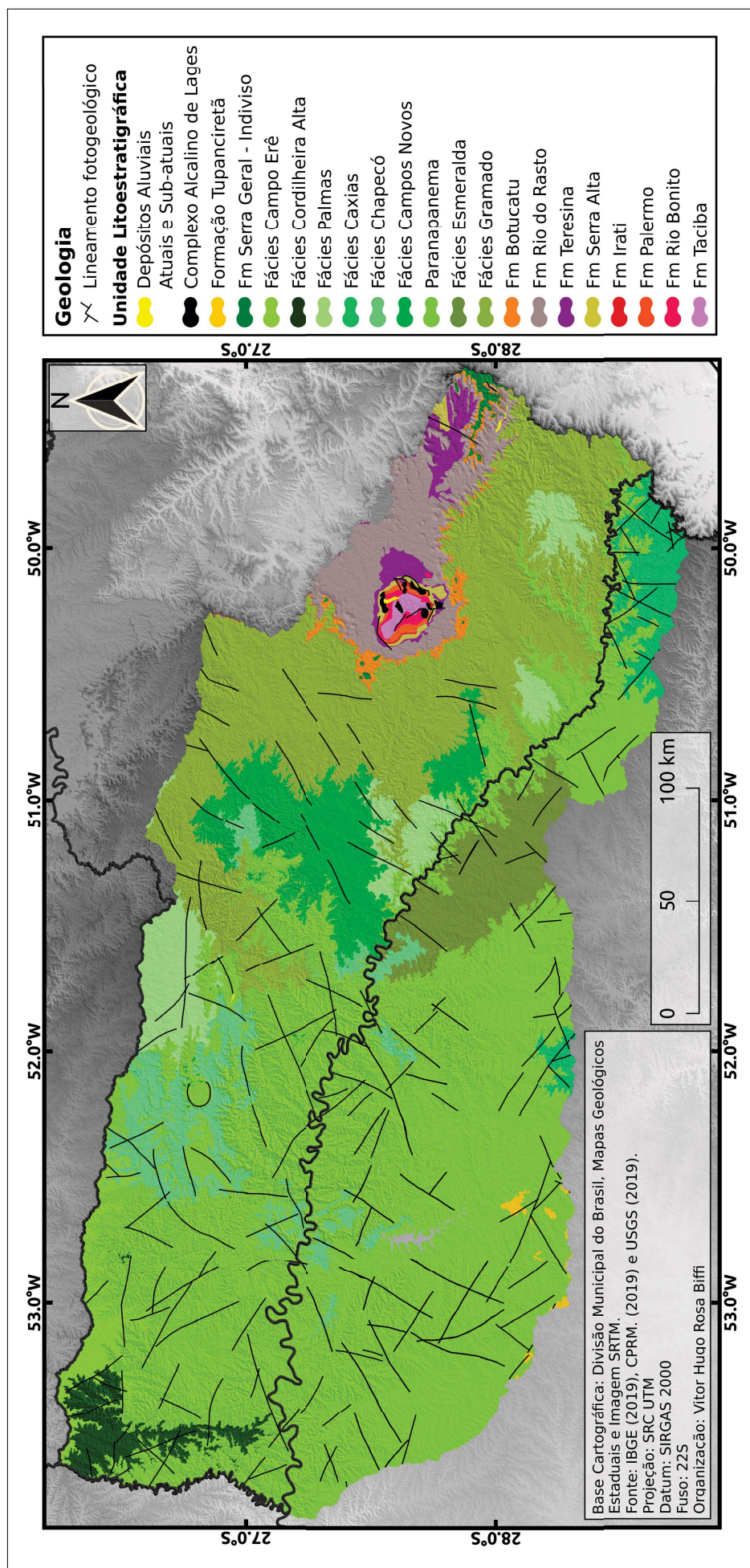
Sobrepostas à Formação Irati, ocorre uma sequência de argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuro a pretos, com fratura conchoidal e lentes e concreções calcíferas que constituem a Formação Serra Alta (SCHEIBE, 1986a, 1986b; SCHNEIDER et al., 1974). Já a Formação Teresina é constituída por alternância de argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos de coloração cinza-claro. Ocasionalmente, verifica-se calcários, por vezes oolíticos e leitões de coquina (MILANI et al., 2007; SCHNEIDER et al., 1974).

Sobrepostas aos arenitos da Formação Teresina ocorrem os litotipos da Formação Rio do Rasto. Essa unidade é constituída por rochas sedimentares clásticas de cores variadas, que vão desde siltitos a arenitos finos esverdeados e arroxeados e argilitos e siltitos vermelhos com intercalações lenticulares de arenitos finos. Em decorrência da variedade de litotipos, a unidade foi subdividida em dois membros: O nível inferior, correspondente ao Membro Serrinha, que compreende os siltitos esverdeados a arroxeados, com intercalações de argilitos, arenitos finos e bancos carbonáticos, por vezes oolíticos. Engloba também camadas sílto-argilosas apresentam laminação paralela, ondeada e *flaser*. Já o Membro Morro Pelado é constituído por argilitos e siltitos vermelhos com intercalações de corpos lenticulares de arenitos finos (SCHNEIDER et al., 1974).

Sobre as litologias da Formação Rio do Rasto, ocorrem discordantemente os arenitos da Formação Botucatu. Tratam-se de arenitos avermelhados, finos a médios, normalmente bimodais, friáveis, com grãos foscos e bem arredondados. Localmente e na parte basal, ocorrem arenitos argilosos, mal selecionados. Com menor frequência, também é identificado fácies de arenito grosseiro a conglomeráticas (SCHNEIDER et al., 1974; TOMASSI, 1973).



Figura 2.3 - Carta geológica da Bacia do alto rio Uruguai



Na bacia do alto rio Uruguai predominam as rochas do Grupo Serra Geral (Fig. 2.3) que, em conjunto com a Formação Botucatu, constituem o Supergrupo São Bento. O Grupo Serra Geral é constituída por derrames vulcânicos tanto de natureza básica e intermediária (representados por basaltos, andesitos e andesi-basaltos) quanto de natureza ácida, esses por sua vez representados por dacitos, riodacitos, quartzo latitos, e riolitos (LICHT; ARIOLI, 2018; NARDY et al., 2002; ROSSETTI et al., 2021).

Além das rochas vulcânicas, estão incluídos no Grupo Serra Geral os corpos intrusivos (diques e sills), constituídos majoritariamente por diabásios. Os diques preenchem fraturas antigas, tabulares, verticais a subverticais, enquanto os *sills* são concordantes com a rocha encaixante, normalmente horizontais (SCHEIBE, 1986a). Associado também aos litotipos de natureza ácida e básica e aos corpos intrusivos, ocorrem litotipos descritos genericamente como “brechas vulcânicas” ou “*intertrapps*”, constituídas por fragmentos angulosos de basalto vesicular, imersos em uma matriz vulcano-sedimentar ou arenitos silicificados. Eventualmente exibem linhas de fluxo (MARIMON; AYALA; MOREIRA, 1982).

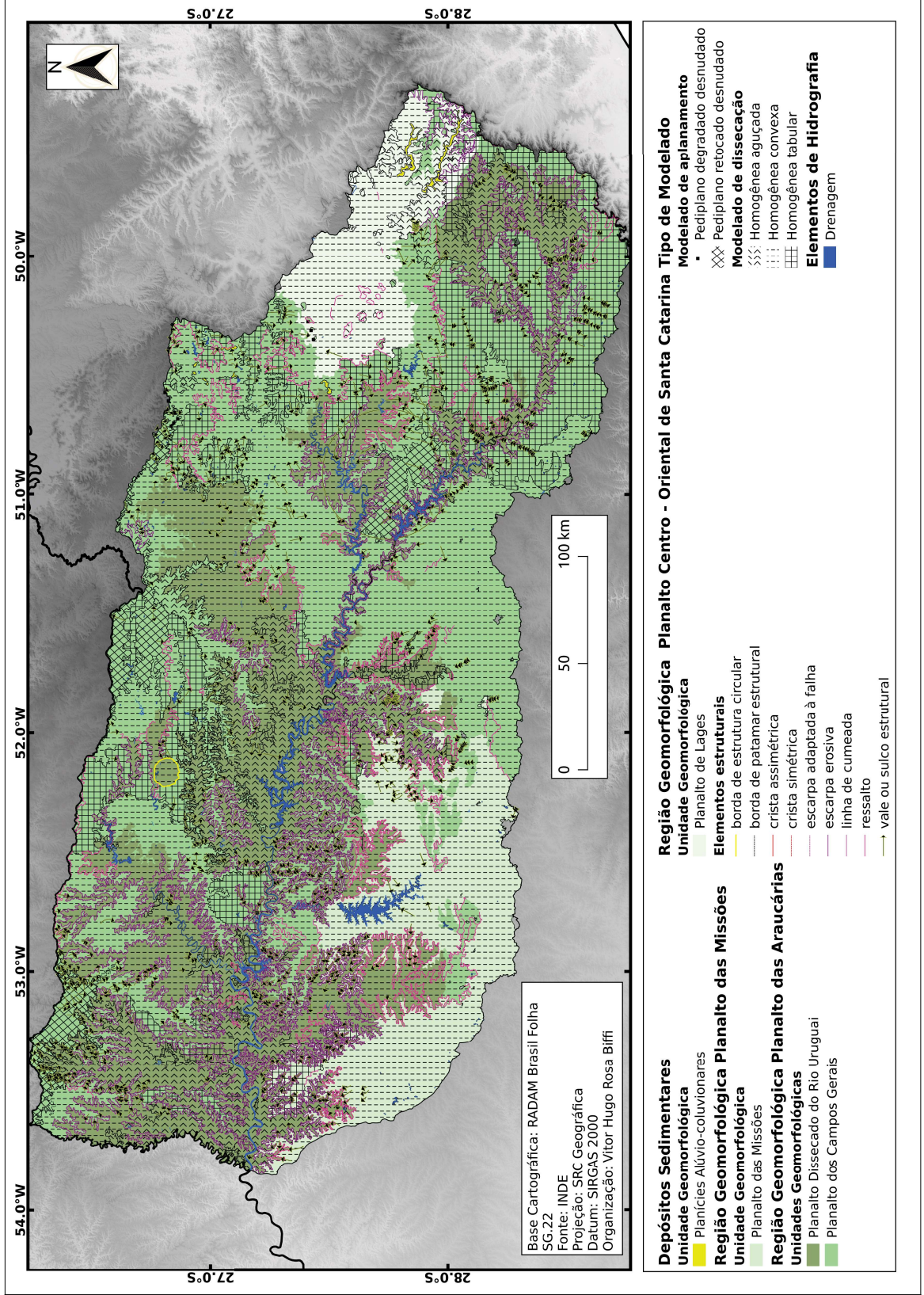
### 2.1.2 Geomorfologia

Em escala regional, a bacia hidrográfica do alto rio Uruguai (BHARU) encontra-se integralmente no Planalto Meridional ou Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (ALMEIDA, 1956; MONTEIRO, 1968). A configuração do relevo se apresenta como uma sucessão de plataformas estruturais de relevo inclinadas para oeste (PELUSO JÚNIOR, 1986). Do ponto de vista regional, três Regiões Geomorfológicas ocorrem na BHARU: 1) Região Geomorfológica Planalto das Missões; 2) Região Geomorfológica Planalto das Araucárias e 3) Região Geomorfológica Planalto Centro oriental de Santa Catarina (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Na BHARU, a unidade geomorfológica representativa da Região Geomorfológica Planalto das Missões é o Planalto de Santo Ângelo (Fig. 2.4). O Planalto de Santo Ângelo foi descrito por Justus; Machado; Franco (1986), sendo caracterizado por relevos de dissecação homogênea mantido por rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral e Formação Tupanciretã (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). É singularizado por apresentar colinas alongadas, geralmente separadas por extensas áreas planas. Os fundos de vale são recorrentemente encobertos por depósitos originados por solifluxão, oriundas da erosão das encostas e interflúvios (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).



Figura 2.4 - Carta Geomorfológica da bacia do alto rio Uruguai





Na Região Geomorfológica Planalto das Araucárias, ocorrem relevos ora muito dissecados, ora aplanados ou com dissecação fraca, que possibilitou a individualização de duas unidades geomorfológicas: Planalto dos Campos Gerais e Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

O Planalto dos Campos Gerais foi descrito como remanescente de uma superfície de aplainamento e ocorre como blocos isolados em posição topográfica mais elevada da BHARU. Tais blocos recebem denominações regionais, sendo eles: Planalto de Palmas, Planalto de Campos Novos e Planalto de Chapecó (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Com base na posição topográfica, os Planaltos de Palmas e setores do Planalto de Campos Novos foram interpretados como Superfícies de Cimeira (BIFFI; PAISANI, 2018) cuja origem é vinculada a episódios de erosão mecânica e geoquímica associadas a soerguimento epirogenético no Paleógeno. Os diferentes ciclos de erosão sugerem que a etchplanação dinâmica seria a principal responsável pelas características geomorfológicas atuais das superfícies (BIFFI; PAISANI, 2018).

O Planalto dos Campos Gerais se caracteriza por apresentar relevo pouco dissecado, com desníveis pequenos, onde se destacam modelados de aplanamento e dissecação homogênea diferencial e drenagem pouco aprofundada. Os modelados de aplanamento correspondem a remanescente de uma antiga superfície de aplanamento, cujo aspecto ainda se mantém conservado (paleosuperfície). Entre os modelados, há superfícies de aplanamento retocadas com coberturas de formações superficiais ou sem cobertura inconsolidada, indicando que as formações superficiais já sofreram remanejamento posterior à elaboração da superfície. Há também relevos mapeados como superfícies de aplanamento degradado, com ou sem cobertura de formações superficiais, possivelmente originados em decorrência de mudanças dos processos morfogenéticos (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Já o Planalto Dissecado rio Uruguai é caracterizado por apresentar relevo muito dissecado com vales profundos e encostas íngremes em patamares mantidos pelas rochas do Grupo Serra Geral. Nessa unidade, o controle estrutural é descrito como principal condicionante geomórfico, seja pela efetividade da alteração dada pelas diferentes estruturas dos derrames, ou pelo padrão de drenagem imposto pelo controle lito-estrutural. A forma do relevo é dada por um interflúvio estreito, de topo plano ou levemente convexo, rompido por encostas de forte declividade, por vezes interrompidas ao longo do declive por degraus que configuram patamares. Nos fundos de vale dos rios Uruguai e Pelotas, ocorrem até 4 patamares escalonados, variando de 1.000 a 400 metros de largura. Quando o desnível do patamar inferior é menos dissecado, ocorrem colinas com encostas rampeadas que terminam

em pequenos terraços localizados ou diretamente na calha do rio. Também ocorrem anfiteatros de erosão, por vezes com ravinas ao longo das encostas (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Com relação à unidade geomorfológica Planalto Centro Oriental de Santa Catarina, na BHARU destaca-se a ocorrência do Planalto de Lages. Essa unidade apresenta-se em uma faixa de direção NO-SE dispondo-se em forma de um grande anfiteatro. Trata-se de relevos formados por rochas sedimentares do Grupo Passa Dois, além de morros mantidos por rochas alcalinas oriundas das intrusões que deram origem ao Domo de Lages. No geral, o Planalto de Lages é caracterizado em sua maior parte por um relevo de dissecação homogênea, quebrada por relevos residuais. Localmente, há predomínio da dissecação diferencial com drenagem adaptada a estrutura litológica (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Com relação a rede de drenagem da BHARU, os principais tributários do rio Uruguai são os rios, Canoas, Pelotas, Peixe, Chapecó, Peperi-Guaçu, Rio das Antas, Apuaê-Inhandava, Passo fundo e Da Várzea. Os canais apresentam vales profundos, altamente incididos e margens escalonadas em patamares (PELUSO JÚNIOR, 1986). Os vales se desenvolvem com estrutura tanto em U (vales abertos com fundo plano) quanto em V (vales fechados confinados), desde canais próximos a áreas de cabeceiras até extensos vales acima de 5ª ordem hierárquica. No rebordo leste do Planalto dos Campos Gerais, ocorrem vales abertos ou fechados no mesmo canal (SORDI et al., 2017). Via de regra, canais de baixa ordem hierárquica (1ª e 2ª ordem) caracterizam por canais encaixados, associados à presença de falhas e fraturas (SORDI et al., 2017; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015a, 2015b), enquanto os vales abertos representam um dos estágios evolutivos dos vales controlados pela lito-estrutura, a partir de processos de recuo lateral das encostas e modelagem de vales abertos com fundo chato (SORDI et al., 2017).

Pesquisas realizadas em tributários do rio Uruguai indicam forte controle estrutural na configuração dos canais, com padrões de drenagem complexos, trechos assimétricos e curvaturas anômalas, além de inúmeras rupturas de declive. Tais aspectos estariam vinculados ao controle lito-estrutural, além dos padrões e sistemas falhas e fraturas das diferentes formações do Grupo Serra Geral (PELUSO JÚNIOR, 1986; SORDI et al., 2017; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015a, 2015b). Canais com leitos rochosos ou misto são comuns, com carga sedimentar de fundo siliclástica (seixos, cascalhos e blocos), por vezes formando barras laterais, além de estreitas planícies descontínuas e constituídas por interdigitação de sedimentos coluviais e aluviais (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019).

### 2.1.3 Cobertura Superficial

As principais classes de solo que ocorrem na bacia do alto rio Uruguai são os Latossolos e Nitossolos nas áreas de relevo plano, seguidos por Neossolos e Cambissolos nas áreas mais dissecadas. Em sua maioria, trata-se de solos derivados de rochas ígneas, com exceção das áreas de influência do Domo de Lages.

A assembleia mineralógica revela a ocorrência de filossilicatos 1:1 (caulinita) como mineral secundário predominante, seguidos por argilominerais 2:1 (Vermiculita e Esmectita, ocasionalmente com hidróxi-entrecamadas) e óxidos/hidróxidos de ferro (goetita e hematita) e óxidos de alumínio (gibbsita) (ALMEIDA; CORRÊA; SCHMITT, 2018; GASPARI; PONTELLI; BIFFI, 2020; PEDRON; AZEVEDO; DALMOLIN, 2012; PONTELLI et al., 2015). Os solos são poligenéticos, cuja mineralogia e atributos geoquímicos expressam às variações pedoambientais em decorrência da dinâmica paleoclimática do Quaternário Superior (PAISANI et al., 2013)

Materiais alóctones são comuns nas Superfícies de Cimeira de Vacaria e Superfícies de Cimeira de Palmas/Caçador, ambas situadas nos interflúvios da bacia do alto rio Uruguai (PAISANI et al., 2014, 2019b; PEREIRA; PAISANI; PAISANI, 2020). No caso da superfície de Palmas/Caçador, depósitos de colúvio, alúvio, colúvio-alúvio e paleossolos (por vezes acumulativos) ocorrem recobrando encostas (rampas de colúvio), fundos de vale de baixa ordem (primeira a terceira ordem na classificação de Strahler) e cabeceiras de drenagem fossilizadas. Tais materiais representam o ajuste paleohidrológico em função das variações paleoambientais do Quaternário Superior (PAISANI et al., 2019b).

Ao longo da superfície de cimeira de Vacaria, ocorrem materiais espessos caracterizados com as sequências rocha mãe, saprólito, “alterito esferoidal”, “alterito argiloso”, “*stone lines*”, coberturas móveis e solo atual, por vezes em discordância erosiva. Nos níveis de coberturas móveis, também ocorrem grânulos, pisólitos e nódulos herdados de antigas couraças desmanteladas (OLIVEIRA, 1995).

### 2.1.4 Aspectos climáticos

Situado majoritariamente em Zona Subtropical Úmida, a bacia hidrográfica do alto rio Uruguai possui clima do tipo Cf – Temperado úmido sem estação seca (Fig. 2.5) incluindo dois subtipos: Cfa – Temperado úmido com verão quente e Cfb – Temperado úmido com

verão temperado (ALVARES et al., 2013; BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008a, 2008b; FRITZSONS; MANTOVANI; WREGGE, 2016). As características climáticas estão associadas à influência dos sistemas polares (44%), além atuação dos sistemas tropicais marítimos (5-28%) e continentais (5%) na primavera e verão em associação com o efeito do relevo e da continentalidade. Os sistemas frontais atingem 22-23% dos dias do ano e são responsáveis pela maior parte das precipitações nesta área (ROSSATO, 2011).

A precipitação anual varia entre 1.700 a 1.900 mm, com 110-140 dias de chuva/ano, sem estação seca. As chuvas são bem distribuídas (9-12 dias ao mês). A temperatura média anual varia entre 20 a 23 °C, enquanto a temperatura média do mês mais frio oscila entre 14-17 °C e a temperatura média do mês mais quente varia entre 23-29 °C (ROSSATO, 2020).

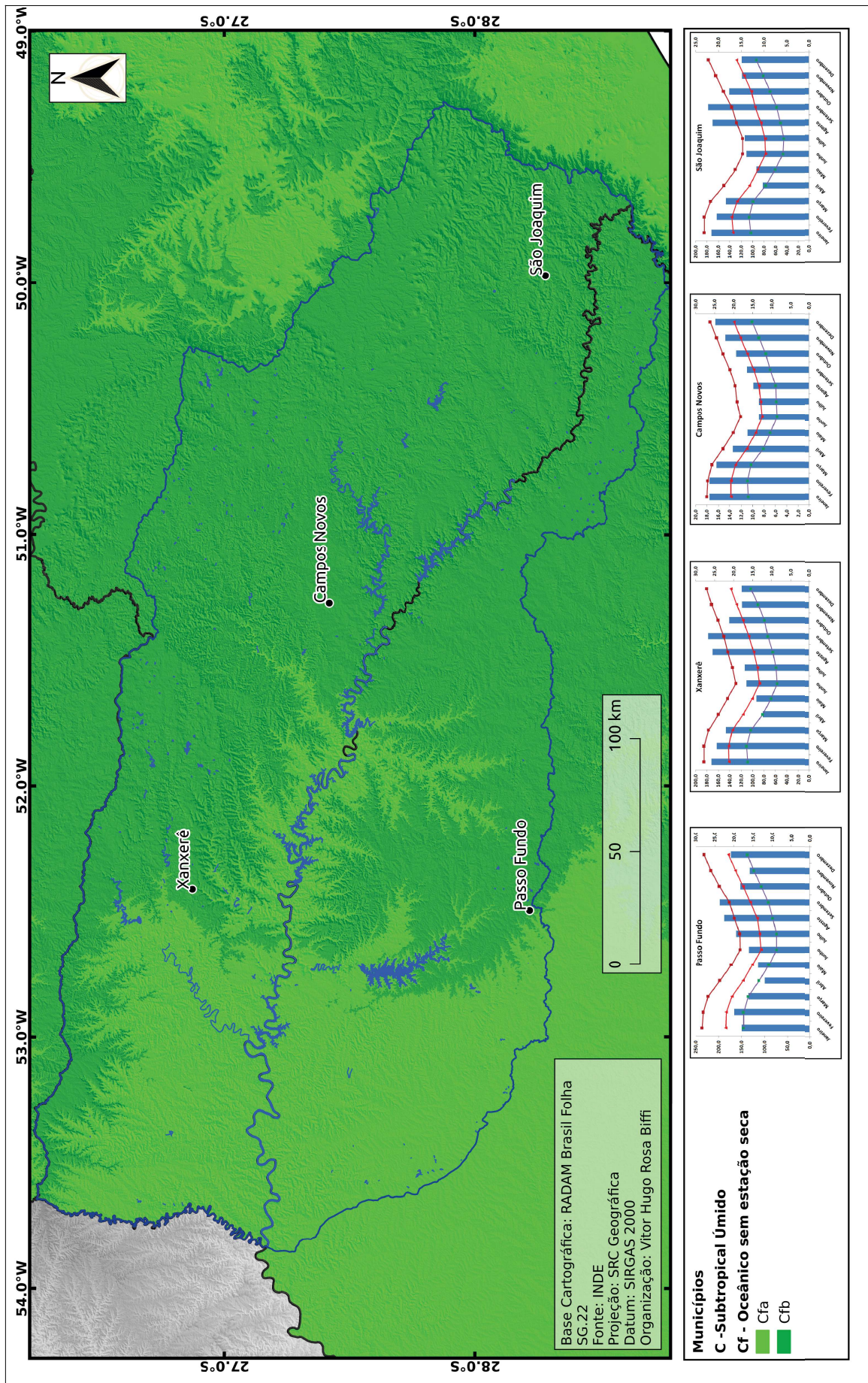
A dinâmica meteorológico regional é diretamente influenciado principalmente pela interação entre quatro elementos atmosféricos, sendo eles: 1) sistemas frontais originados do Oceano Pacífico que se deslocam pelo cone sul, passando pela Argentina e seguindo para o Rio Grande do Sul (BR); 2) sistemas que se desenvolvem no sul e sudeste da América do Sul, associados a vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis que chegam a costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico; 3) sistemas que se organizam no sul e sudeste do Rio Grande do Sul com intensa convecção associada a instabilidade causada pelo jato subtropical com propagação para leste sobre o Oceano Atlântico e 4) sistemas que se organizam no sul resultantes de frontogênese ou ciclogênese (BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008a, 2008b).

Os principais sistemas atmosféricos que controlam a dinâmica climática da região sul do Brasil são as massas de ar, sendo elas: Massa Tropical Atlântica (Mta); Massa Polar Atlântica (mPa), Massa Equatorial Continental (mEc), quente e úmida e a Massa Tropical Continental (mTc) de baixa umidade (NIMER, 1989). No caso do vale do rio Uruguai, a mEc é a principal responsável pelo aquecimento da região. Durante o verão, é seguida pela penetração da mTc, que também proporciona o aumento da umidade e precipitação (MONTEIRO; CATALDO, 1968).

Com relação ao regime pluviométrico, os principais sistemas de circulação causadores de chuva são: 1) sistema de correntes perturbadas de Sul e 2) as correntes perturbadas de Oeste. A precipitação média anual em Santa Catarina, sobretudo na região Oeste Catarinense, atinge 1.500 a 2.000 mm, concentradas principalmente na primavera, entre outubro e novembro com média de 143 mm., e outono, entre abril a junho com média de 115 mm (BACK; POLETO, 2018; COAN; BACK; BONETTI, 2015). Algumas localidades, como Xanxerê (SC) apresentam índices de precipitação próximos a 2.400 mm (NIMER, 1989).



Figura 2.5 - Carta climática da bacia do alto rio Uruguai



No Rio Grande do Sul, a precipitação média é superior a 1.500 mm. Na estação meteorológica de Iraí a série de precipitação indica valores médios de 156.55 mm/mês, com mínimo de 4.80 e máximo de 629.60 mm (ROSSATO, 2011, 2020).

No sul do Brasil, em anos de *El Niño*, as probabilidades de chuvas acima do padrão são maiores, enquanto desvios negativos ocorrem em anos de *La Niña* (BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008a, 2008b). No alto rio Uruguai, os totais anuais apresentam uma forte variabilidade no regime de chuvas em que há maior correspondência com eventos da fase quente (*El Niño*) do que com a fase fria (*La Niña*) do fenômeno ENOS (CHECHI; SANCHES, 2013; SANCHES et al., 2015).

Ao longo da bacia do alto rio Uruguai, tanto os fatores estáticos quanto os dinâmicos regulam a distribuição da temperatura. A temperatura média anual é de 17 °C, sendo o verão a estação quente e janeiro o mês mais representativo (NIMER, 1989). Na estação Meteorológica de Iraí (RS) próxima a VGUR, a temperatura média do ar entre 1970 e 2007 é de 20,11 °C, com mínimas de 11,30 e máximo de 26,87 °C, com desvio padrão de 4,06 (ROSSATO, 2011). Em Erechim, a leste da VGUR, a temperatura mínima mensal apresenta média de 13 °C e varia de 1,8 a 18 °C, enquanto a temperatura máxima mensal tem média de 22,95 °C, variando entre 9,2 e 29,3 °C (CHECHI; BAYER, 2012).

### 2.1.5 Vegetação

A vegetação da bacia hidrográfica do alto rio Uruguai está disposta em forma de um mosaico campo-floresta (Fig. 2.6). Cabe destacar que há discussões entre naturalistas, ecologistas e arqueólogos a respeito da origem e distribuição dos campos como de origem natural ou se teriam sido formados a partir de atividades humanas pré- e pós-coloniais, pois o clima atual com condições úmidas deveria favorecer uma paisagem primordialmente florestal em detrimento dos campos (BEHLING et al., 2009). Da mesma forma a expansão das áreas de ocorrência da *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze, principalmente no Holoceno Superior, é correlacionada à influência grupos Ceramistas pertencentes ao tronco cultural Jê, definidos arqueologicamente como Tradição Taquara/Itararé (BITENCOURT; KRAUSPENHAR, 2006; BITENCOURT, 2006).

Por outro lado, estudos paleoambientais sugerem que a origem da região fitoecológica Estepe Gramíneo-Lenhoso (campo limpo) seria decorrente da expansão do bioma Pampa para as regiões de média latitude no último ciclo glacial, sobretudo no Último Máximo Glacial e,

portanto, seria o tipo de vegetação mais antiga da BHRU, enquanto a expansão da floresta seria um processo mais recente, decorrente das mudanças no clima para condições mais úmidas (BEHLING et al., 2009).

A região fitoecológica Estepe Gramíneo-Lenhoso foi inicialmente designada como savana no mapeamento do projeto RADAM Brasil, uma vez que a estepe era entendida como restrita à região da campanha gaúcha, vinculada à estacionalidade fisiológica em de baixas temperaturas, à ação do vento e à ocorrência de seca episódica (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986). Em todo caso, fitofisionomicamente é caracterizada por um estrato herbáceo, com predomínio de gramíneas, onde se encontra com dada regularidade plantas lenhosas, principalmente arbustos e árvores, ora isolados, ora sob a forma de capões, acompanhados por florestas de galeria ao longo dos fundos de vale.

No caso da BHARU, as maiores áreas de campos ocorrem em Água Doce (SC), Abelardo Luz (SC), Campo Erê (SC), Campos Novos (SC), Curitiba (SC), Irani (SC) e de Lages (SC), embora as áreas de Campos estão presentes em manchas menores na maior parte do oeste catarinense, inseridos na Região da Floresta Ombrófila Mista, correlacionando-se principalmente às áreas de ocorrência dos derrames ácidos do Grupo Serra Geral. Além dessas localidades, ocorre também nos “Campos de Palmeira das Missões e Sarandi (RS)”, correlacionados aos locais de ocorrência da Formação Tupanciretã. Via de regra, estes campos situam-se abaixo de 800 m de altitude, apresentando florestas de galeria e capões predominantemente constituídos pelas espécies características da Floresta Estacional Decidual (LEITE; SOHN, 2018).

A Estepe Gramíneo lenhosa corresponde a subgrupo de formação da Região Fitoecológica Estepe. Na BHRU, ocorre associada às Floresta de Galeria, onde o estrato herbáceo é constituído por duas sinúcias graminoides: a dos hemicriptófitos e a dos geófitos, ambas apresentando pilosidade nas folhas e colmos, sugerindo adaptação ao ambiente relativamente seco (VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991).

A flora da Estepe Gramíneo-Lenhosa pode apresentar duas nuances fisionômicas distintas: nos campos onde prevalece um tapete de elementos hemicriptófitos cespitosos e baixos, além de geófitos rizomatosos intercalados de caméfitas. A estes campos interpõem-se outros, constituídos, em menor escala, por aqueles elementos já referidos, aos quais associam-se, principalmente, as caméfitas e a geófitas (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

Outros elementos importantes das paisagens campestres são os capões e as florestas de galeria. Na maioria dos capões, o solo acha-se revestido por um tapete de gramíneas

rizomatosas (geófitas). No caso das florestas-de-galeria, a vegetação parte das nascentes de água e coalescem constituindo amplas e irregulares faixas florestais. Atualmente são observados inúmeros destes agrupamentos fanerofíticos, muito deles residuais, em geral constituídos de elementos da Floresta Ombrófila Mista, com exceção do sudoeste da bacia, próximo à Sarandi e Palmeira das Missões (RS), em que predominam espécies da Floresta Estacional Decidual (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986). Os capões e florestas-de-galeria constituídas por elementos da Floresta Ombrófila Mista têm as orlas compostas por espécies mais heliófitas. Para o centro destes agrupamentos florestais, encontram-se as espécies menos exigentes em luz ou com outros tipos hormonais (LEITE; SOHN, 2018).

Na região dos vales dos rios Pelotas e das Antas, ocorre extensões da “Estepe Parque”, que apresenta um estrato herbáceo constituído por gramíneas cespitosas e, em menor escala, rizomatosas, sobre o qual estão distribuídas de forma isolada ou pouco agrupada espécies arbóreas e grupos de arvoretas (sob a forma de parque, em conjunto com florestas-de-galeria ao longo dos cursos d’água. No estrato superior arbóreo baixo, ocorrem indivíduos esparsos de várias famílias, enquanto o estrato inferior predominam as gramíneas (IBGE, 2012; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

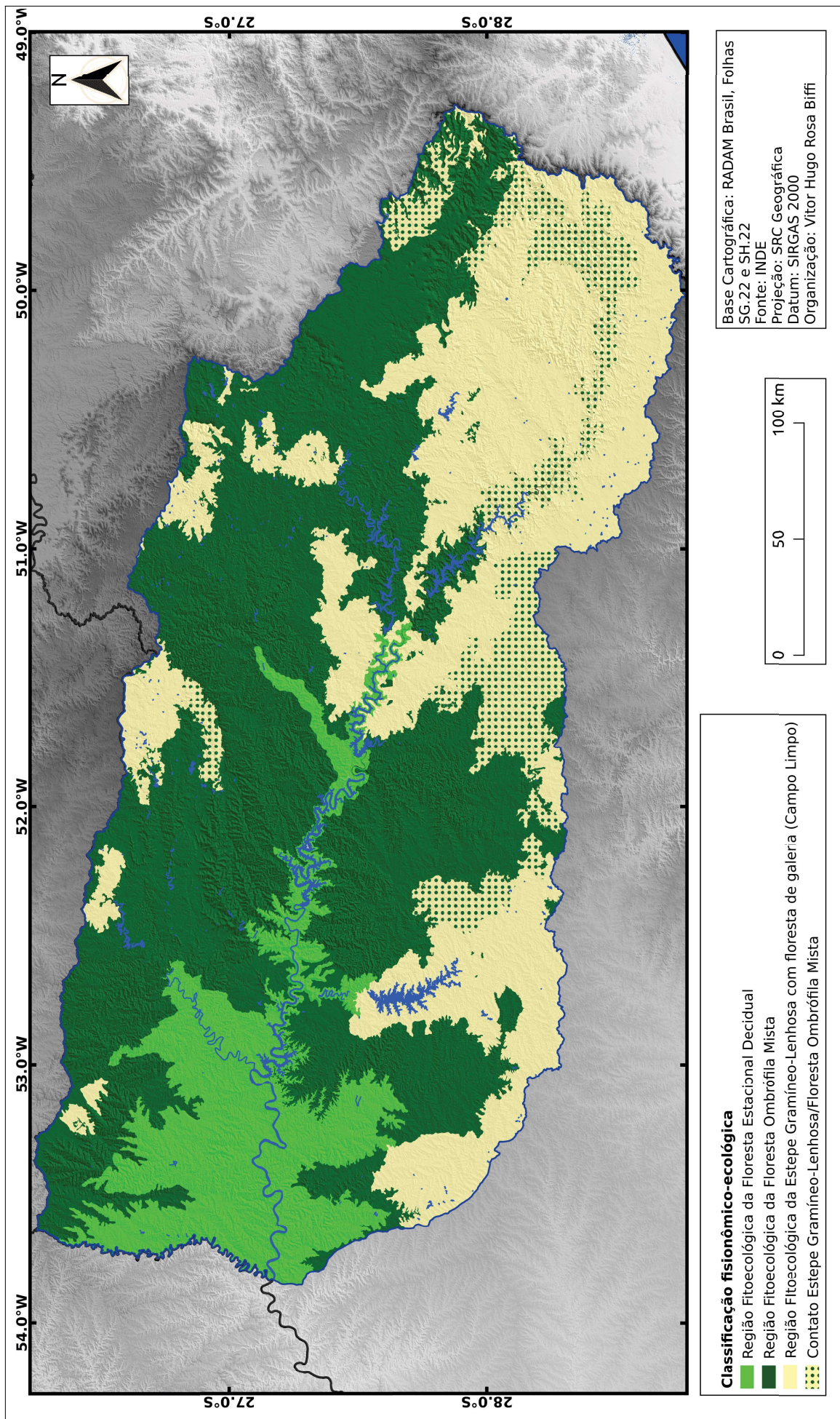
A Floresta Ombrófila Mista (FOM), ou “Mata de Araucária” é a unidade fitoecológica que ocupa a maior parte da bacia do alto rio Uruguai, cuja distribuição reside da combinação entre a latitude meridional e à altitude do Planalto das Araucárias, considerada o seu atual “clímax climático” para a ocorrência da *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze., além de gêneros primitivos *Drymis* (australásico) e *Podocarpus* (afro-asiático).

Essa região fitoecológica é restrita ao Brasil, visto que resulta da conjugação entre duas floras: A tropical Afro-Brasileira e a Temperada Austro-brasileira, com destaque fisionômico dos elementos *Coniferales* e *Laurales*. Uma das principais características é a tendência ao gregarismo de coníferas além de outras latifoliadas associadas à Araucária (IBGE, 2012; VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991).

Com base nas características ecológicas e fitoambientais, a FOM é subdivida em quatro formações: 1) Floresta Ombrófila Mista Aluvial, 2) Floresta Ombrófila Mista Submontana, 3) Floresta Ombrófila Mista Montana e 4) Floresta Ombrófila Mista Alomontana (VELOSO, 1982).



Figura 2.6 - Carta de vegetação da bacia do alto rio Uruguai



A Floresta Ombrófila Mista Aluvial ocorre nos fundos de vale, onde a *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze ocorrem junto à *Luehea divaricata* Mart. & Zucc e *Blepharocalyx salicifolius* (Kunt) O. Berg no estrato emergente e pela *Sebastiania commersoniana* (Baill.) L.B. Sm. & Downs no estrato arbóreo contínuo (IBGE, 2012; VELOSO, 1982; VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991).

Na Floresta Ombrófila Mista submontana predomina a *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze propriamente dita sob a forma de pequenas disjunções (VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991). Já a Floresta Ombrófila Mista Montana ocorre entre as altitudes de 400 a 1000 m., ou acima de 500 m de altitude, nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (IBGE, 2012; VELOSO, 1982; VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991).

No caso da FOM montana, na bacia do rio Uruguai, entre as cotas de 500 a 800 metros, a Floresta mostra-se exuberante com a participação de elementos oriundos da Região da Floresta Estacional Decidual que compõem 60 a 80% dos estratos superiores, dando a esta porção da Floresta Mista caráter decidual no período frio (LEITE; SOHN, 2018).

Por fim, a Floresta Ombrófila Mista Alomontana ocorre nas áreas de maior altitude (>1000m), associadas à vegetação de Campos Sulinos. A *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze, que se sobressai ao dossel, ocorre associada, *Podocarpus lambertii* Klotzsch ex Endl. *Drimys brasiliensis* Miers (Winteraceae), *Cedrela fissilis* Vell. (Meliaceae) e muitas *Lauraceae* e *Myrtaceae*.

A região ecológica Floresta Estacional Decidual (FED) ou “Floresta Tropical Caducifólia” ocorre preferencialmente na região extremo oeste da bacia do alto rio Uruguai, sobretudo no vale do rio Uruguai e rio do Peixe até aproximadamente o entroncamento dos rios Pelotas e Canoas, entre a Floresta Ombrófila Mista e a Estepe dos campos gaúchos.

Os estratos superiores predominantemente caducifólios apresentam 50% ou mais de decidualidade foliar do estrato emergente. É relacional ao clima subtropical, sem período seco, porém com inverno frio (temperaturas médias mensais menores ou iguais a 15 °C), que determina repouso fisiológico e queda parcial da folhagem. Quando o estrato das megacrofanerófitas perdem parcial ou totalmente as folhas, aparecem as densas copas verdes do segundo estrato (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

A FED possui estrutura agrupada em quatro estratos: o primeiro, descontínuo, das árvores emergentes (mega-fanerófitas) (LEITE; SOHN, 2018). O segundo estrato, mais denso, das espécies arbóreas macrofanerófitas é formado principalmente por laurácea (popularmente conhecidas por canelas) e pelas leguminosas. O terceiro estrato, das arvoretas

mesofanerófitas apesar de denso, é formado por um pequeno número de espécies, porém com elevado número de indivíduo (LEITE; SOHN, 2018).

O quarto estrato, constituído por arbustos (nanofanerófitas) vê-se a dominância dos gêneros *Piper* e *Psychotria*, juntamente com densas e grandes touceiras de *Chusquea ramosissima* Lindm. (criciúma). Já o estrato herbáceo, formado por epífitas terrícolas e hemicriptófitas rizomatosas, e bastante denso, caracteriza-se por um grande número de espécies de pteridófitas, bem como de gramíneas dos gêneros *Pharus* e *Olyra*, sendo que, em áreas mais úmidas, o terreno acha-se revestido por denso tapete de *Bromelia balansae* Mez (gravatá) (LEITE; SOHN, 2018).

Com base em critérios altimétricos, esta região fitoecológica exhibe quatro Formações: 1) Aluvial, 2) Terra Baixa (que não ocorre na área de estudo), 3) Submontana e 4) Montana.

A Floresta Estacional Decidual Aluvial ocorre primordialmente nos fundos de vale, sobretudo no Rio Uruguai. É constituída preferencialmente por espécies seletivas hidrófitas deciduais, com alta adaptação a solos aluviais muito úmido (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

A Formação Floresta Estacional Decidual Submontana apresenta estacionalidade foliar coincidente com o período de frio máximo. Ocorre nos terrenos da vertente sul do Planalto das Missões, já considerado como "áreas extrazonais", pois estão incluídas no espaço subtropical. Já a Floresta Estacional Decidual Montana, que ocorre entre as altitudes de 400 a 1000m apresenta um estrato arbóreo e plantas lenhosas, baixas caducifólias na época seca. (LEITE; SOHN, 2018; TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

A área de contato entre Estepe Gramíneo-Lenhosa com Floresta Estacional Decidual Submontana, tem-se o predomínio da Savana sobre a Floresta, porquanto esta última só pode ser observada em forma de pequenos capões esparsamente distribuídos (LEITE; SOHN, 2018). Com uma fitofisionomia já bastante alterada, apresenta dominância da Estepe nos interflúvios de relevo conservado e solos rasos, representado por um tapete graminoso rizomatoso e hemicriptófito remanescente. A Floresta Estacional reveste os vales encaixados e as encostas das vertentes, formadas pelas drenagens menores, constituídas principalmente pelas fanerófitas, provindas de organelas de proteção ao frio (TEIXEIRA; COURA NETO, 1986).

## 2.2 OCUPAÇÃO PRÉ-COLONIAL DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI

O alto curso do rio Uruguai é um segmento importante para a compreensão do povoamento pré-colonial no contexto das terras baixas da América do Sul. Nesse setor, foram localizados sítios líticos referentes ao passado mais antigo da região, além de registros arqueológicos de grupos ceramistas relacionados às tradições arqueológicas Tupiguarani e Taquara-Itararé (CARBONERA, 2008; LOURDEAU et al., 2016; SANTOS, 2018).

O Contexto arqueológico do Brasil Meridional e os registros arqueológicos dos primeiros povoadores da América do Sul que remetem ao final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno foram revisados por Santos (2018). Cabe ressaltar que as discussões a respeito das primeiras ocupações no continente americano não é consenso na literatura científica, sendo comumente encontrado pesquisadores que ainda consideram o horizonte Clóvis ou *Clovis-first* como o primeiro registro arqueológico para as Américas, datado em 13.390 cal anos A.P. (SANCHEZ et al., 2014).

Entretanto, registros de presença humana “pré-clóvis” ocorrem tanto na América do Norte em territórios dos Estados Unidos e do México quanto na América do sul, que datam períodos anteriores a 13.000 anos (ARDELEAN et al., 2020; DILLEHAY et al., 2008; GOEBEL; WATERS; O’ROURKE, 2008; GONZALEZ et al., 2015; WATERS et al., 2011) incluindo sítios com cronologias que remetem a cerca de 30.000 anos AP no México (ARDELEAN et al., 2020). Nesse contexto, pesquisas posteriores passaram a questionar a validade da ocupação do continente americano vinculada apenas a um corredor formado pelo de derretimento das camadas de gelo de *Cordilleran* e *Laurentide* situados no final do Último Máximo Glacial (PEDERSEN et al., 2016) e diferentes cenários foram propostos para a entrada e ocupação humana da América do Sul (GOEBEL; WATERS; O’ROURKE, 2008; HUBBE; NEVES; HARVATI, 2010).

Independente da validade ou não do modelo *Clovis-first*, é factual a existência de sítios arqueológicos na América do Sul que remetem a ocupações com idades anteriores a 14.000 anos A.P., incluindo sítios no atual recorte do território brasileiro. O estado da arte das pesquisas revelam que o povoamento das terras baixas sul-americanas não foi um processo homogêneo, seja em termos de distribuição espacial ou temporal. O modelo mais difundido na literatura propõe que o processo de povoamento se deu, via de regra, a partir dos vales dos grandes rios como rotas para o interior do continente (modelo fluvial), enquanto as demais áreas teriam sua ocupação associada a ciclos sazonais de mobilidade, combinando momentos de agregação e dispersão de grupos humanos. Os vales desses rios concentrariam uma grande diversidade de recursos, tanto em termos de subsistência quanto de tecnologia, que possivelmente influenciaram a criação de rotas e ampliariam a extensão das áreas ocupadas



das Terras Baixas Sul-americanas (ARAUJO, 2015; BUENO; DIAS, 2015; BUENO; DIAS; STEELE, 2013; GOEBEL; WATERS; O'ROURKE, 2008).

Com relação as cronologias dos sítios em território brasileiro, datações radiocarbônicas indicam que grande parte das ocupações antigas da América do Sul ocorreu na transição Pleistoceno/Holoceno, entre 13.000 e 8.000 anos AP, embora se reconheça datações anteriores a esse período (BUENO; DIAS; STEELE, 2013). Após 13.000 cal anos A.P. se verifica a clara ocupação nas regiões Norte, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil, representadas pelo Tecnocomplexo Itaparica (LOURDEAU, 2015). No caso da região sul, a tradição Umbu é a indústria lítica formal, representada por tecnologia bifacial, com raspadores bem retocados e pontas de projeteis bifaciais com cronologias da transição Pleistoceno-Holoceno e todo Holoceno (ARAUJO, 2015).

Os sítios líticos identificados e descritos nas áreas planálticas do sul do Brasil vem sendo descritos desde o PRONAPA em duas tradições tecnológicas: Tradição Umbu e Tradição Humaitá, classificados em 42 fases. As Tradições Umbu e Humaitá são distintas: uma com pontas de projétil líticas (Umbu) e outra onde estas estão ausentes (Humaitá), sendo a Humaitá associada a um biface bumerangóide. Entretanto, cabe destacar que a abordagem metodológica que definiram as tradições arqueológicas classificaram os conjuntos materiais tendo em vista as similaridades tipológicas de artefatos considerados diagnósticos. Dessa forma, uma análise crítica da cultura material, cronologia dos vestígios e contexto estratigráfico revela uma complexidade que transcende a tipologia de artefatos, colocando em cheque a validade das tradições e fases (DIAS, 2007; DIAS; HOELTZ, 2010).

A designação “Fase Umbu” foi utilizada inicialmente para descrever o conjunto lítico com pontas bifaciais no sítio em abrigo Pré-Cerâmico RS-LN-1 – Cerrito Dalpiaz (MILLER, 1969) próximo ao litoral sul-rio-grandense. Posteriormente, fora designado como Tradição Umbu por Miller (MILLER, 1987). Os artefatos mais característicos são pontas-de-projétil bifaciais lascados em pedra, ao lado de raspadores, facas e percutores (MILLER, 1987; SCHIMITZ, 2006).

A tradição Umbu foi associada a povos “caçadores, pescadores e coletores das florestas”, embora também se reconheça sítios inseridos na área de abrangência do bioma Pampa e a vários ecossistemas do sul do Brasil (ARAUJO, 2015; BUENO; DIAS; STEELE, 2013; MORENO DE SOUSA, 2017; SCHIMITZ, 2006). Para Schmitz (1987), a origem da tradição Umbu estaria vinculada à fase Uruguai, a cerca de 11.000 anos A.P., ocorrendo sobretudo nas áreas planálticas do Rio Grande do Sul, além das províncias de *Misiones* e *Corrientes* na Argentina e no nordeste do Uruguai, sendo a fase Vintu definida como um elo

intermediário no Paraná (SCHMITZ, 1987). É possível que os povos da tradição Umbu tenham perdurado até 1.000 anos A.P. As datações mais recentes sugerem que os povos da tradição Umbu foram gradativamente comprimidos em determinados territórios devido a expansão das populações Kaingang, Xokleng e Guarani, formando núcleos no planalto, há cerca de 600 anos AP. (NOELLI, 1999).

Inicialmente, o conjunto mais antigo da Tradição Umbu no sul do Brasil estaria representado por dois sítios a céu aberto: Sítio Laranjito e RS-IJ-68-Garruchos, cuja geocronologia remete ao período Paleoíndio, com idades calibradas de  $12.915 \pm 116$  e  $10.961 \pm 169$  cal anos A.P. para o sítio Laranjitos (MORENO DE SOUSA, 2017). As idades obtidas para o sítio RS-IJ-68-Garruchos são  $11.555 \pm 230$  anos A.P. ( $13.460 \pm 230$  anos Cal A.P), mas sem associação com material arqueológico) enquanto o nível arqueológico do mesmo sítio remete a idade de  $10.985 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  AP ( $12.660$  cal anos A.P) (ARAUJO, 2015; ARAUJO; OKUMURA, 2017; DIAS, 2003; OKUMURA; ARAUJO, 2014).

Entretanto, a partir da análise detalhada da cultura material, sobretudo as pontas de projéteis do estilo “rabo de peixe”, indica que muito das pontas de projeteis bifaciais do médio vale do rio Uruguai não são correlatos a tradição Umbu, e sim aos contextos uruguaios e argentinos (BUENO; DIAS, 2015; SUÁREZ, 2017; SUÁREZ; PIÑEIRO; BARCELÓ, 2018). Portanto, a validade dessa tradição, ao menos para o contexto do vale do rio Uruguai, ainda é uma questão em aberto.

Com relação à tradição Humaitá, essa foi descrita inicialmente por Eurico Theofilo Miller no âmbito do PRONAPA, a partir de dois sítios líticos descritos no vale do rio Maquiné, com artefatos líticos lascados, cuja matéria-prima eram blocos de basalto, conservando grandes porções da crosta natural (córtex de alteração) (DIAS; HOELTZ, 2010). Uma importante revisão acerca do contexto estratigráfico, cronológico e tecnológico revelaram que essa tecnologia ocorre primordialmente no Holoceno Médio, sendo usados principalmente para a exploração de plantas da Mata Atlântica sul-americana, provavelmente tubérculos (LOPONTE et al., 2023).

Assim como as pontas de projétil bifaciais se tornaram o “fóssil guia” para classificar um local como pertencente à Tradição Umbu, peças em forma de bumerangue foram usadas para associar locais à Tradição Humaitá (MORENO DE SOUSA; OKUMURA, 2018). Os artefatos eram produzidos, em geral, a partir de núcleos ou de lascas de grandes dimensões, sendo menos frequente a produção a partir de seixos. A técnica de lascamento mais comum é a percussão direta, sendo pouco frequente a técnica de lascamento bipolar e presença de retoques por percussão direta. No caso do alto rio Uruguai ocorre uma maior variedade de

formas de artefatos bifaciais longos e retos com uma ponta, com duas extremidades ativas ou curvos em forma de bumerangue (DIAS; HOELTZ, 2010).

Com relação a origem dessa tradição, diferentes autores consideram a Tradição Humaitá representaria populações caçadoras coletoras vinculadas ao Complexo Alto-paranaense da região de *Misiones*, Argentina, que a partir de 8.000 anos AP passariam a ocupar o território brasileiro a partir do vale do alto rio Uruguai. A ocorrência de bumerangóides da tradição Humaitá associados a cerâmica embasaram hipóteses que sugeriam a possibilidade de contatos culturais com as populações agricultoras a partir do início da Era Comum, com posterior aculturação em ceramistas por meio do contato com as populações Guarani (DIAS; HOELTZ, 2010).

Outros autores verificaram que as tradições Umbu e Humaitá ocuparam basicamente o mesmo território, com exceção da área ao sul do Rio Jacuí no caso Humaitá. Datações radiocarbônicas indicam que o recorte temporal também é semelhante. Além disso, análises sugeriam que as matérias-primas e as etapas de produção dos artefatos também eram semelhantes. Nesse sentido, diversos pesquisadores consideravam tais tradições como correlatas. Por outro lado, estudos posteriores na cadeia operatória revelaram que a produção dos artefatos eram distintas (NOELLI, 1999), também levantando dúvidas acerca da validade da tradição Humaitá.

De fato, críticas da veracidade da Tradição Umbu e Humaitá foram discutidas por diversos autores (DIAS; HOELTZ, 2010; MORENO DE SOUSA; OKUMURA, 2018; SUÁREZ; PIÑEIRO; BARCELÓ, 2018). De forma geral, ocorrência de sítios a céu aberto são definidos como pertencentes à tradição Humaitá simplesmente com base na localização geográfica (áreas de floresta ou campo), bem como pela ausência de pontas de projétil, o que pode ser insuficiente para a definição de uma Tradição Arqueológica, sobretudo pela escassez de estudos detalhados na cadeia operatória dos materiais líticos. Além disso, com base em dados cronológicos e análise da cadeia operatória, diversos autores sugerem uma relação contextual da indústria lítica da Tradição Umbu com a Humaitá (DIAS; HOELTZ, 2010; MORENO DE SOUSA; OKUMURA, 2018), enquanto outros apontam que as diferenças representam variações em termos de funcionalidade dos sítios, em vez de representarem populações distintas (NOELLI, 1999).

Com base nessa análise e na observação de diferenças morfológicas entre pontas de projeteis da região sul e sudeste do Brasil, Moreno de Souza; Okumura (2018) indicam que os sítios previamente associados à tradição Humaitá devem ser associados à tradição Umbu. A partir dos anos 2000, a Tradição Humaitá deixou de ser uma ferramenta operacional para

descrever a variação espaço-temporal dessa ocupação, passando a uma problemática de pesquisa relativa aos significados contextuais da variabilidade tecnológica das indústrias líticas integradas a distintas formas de ocupação, utilização e significação do espaço regional no passado. Portanto, não há consenso na origem, cadeia operatória e funcionalidade dos materiais das tradições Umbu e Humaitá (MORENO DE SOUSA; OKUMURA, 2018).

Com isso, três abordagens foram estabelecidas à problemática Humaitá: 1) relações entre Tradição Humaitá e Tradição Umbu; 2) integração entre a Tradição Humaitá e aos sistemas de assentamento de populações agricultoras, via aculturação e 3) maior variabilidade tecno-funcional dos artefatos vinculados a essa tradição (DIAS; HOELTZ, 2010). De fato, escavações recentes em sítios enterrados em contexto estratigráfico revelam maior complexidade das sequências arqueológicas, e diversos pesquisadores passaram a pensar criticamente sobre a existência real dessa tradição (MORENO DE SOUSA; OKUMURA, 2018).

Nas “terras de altitudes” ou “terras altas do sul do Brasil” ocorrem as estruturas subterrâneas e subsubterrâneas frequentemente associadas aos Jê do Sul ou Proto-Jê (COPÉ, 2015; CORTELETTI; DEBLASIS, 2018; IRIARTE et al., 2013; NOELLI; DE SOUZA, 2017; SALDANHA, 2008; SCHMITZ et al., 2010; SCHMITZ, 1999). Esses grupos correspondem a povos do sul que ocupavam o sul do Brasil nas áreas de domínio da Floresta Ombrófila Mista, além das áreas circundantes com ocorrência da Floresta Estacional Decidual e/ou Semidecidual, nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, bem como na Zona de *Misiones*, Argentina e Paraguai.

Os Proto-jês foram diferenciados em três tradições com base na cultura material, sobretudo a cerâmica, sendo eles: Taquara (RS), Itararé (SC) e Casa de Pedra (PR), sendo posteriormente designado simplesmente como Itararé-Taquara ou Taquara/Itararé (ARAUJO, 2007). Alguns autores relacionam diretamente e exclusivamente a Tradição Taquara/Itararé com as casas subterrâneas, embora seja possível uma disjunção entre tais estruturas e cerâmica dessa tradição (SCHMITZ, 1999).

Via de regra, os Proto-jês ocupavam os topos de encostas nos interflúvios de bacias de baixa ordem, concentrados em altitudes de 600 a 1200 m.a.s.l., embora também se encontram nos fundos de vale em áreas de baixas altitudes, entre 200 e 600 m.a.s.l. Nas áreas de abrangência da Floresta Estacional Decidual e Semidecidual, ocorrem sítios superficiais em detrimento de casas subterrâneas (IRIARTE et al., 2013; SALDANHA, 2008; SCHMITZ et al., 2010; SCHMITZ, 1999). Ocasionalmente, ocorrem níveis arqueológicos da tradição Taquara/Itararé sobrepostas a sítios líticos da tradição Umbu (SCHMITZ, 1999).



As estruturas subterrâneas foram inicialmente identificadas em faixas de altitude e latitude em que o frio, sobretudo do inverno, é relativamente intenso. Nesse sentido, as casas subterrâneas foram interpretadas como mecanismos de adaptação ao frio (SCHMITZ, 1999). No caso das cimeiras da bacia do alto Uruguai, as estruturas arqueológicas se manifestam na paisagem sob a forma de estruturas semi-subterrâneas, montículos, estruturas anelares, grutas com sepultamentos, sítios lito-cerâmicos e sítios com inscrições rupestres, e que remetem a no mínimo 2.000 anos AP em suas diferentes fases (CORTELETTI, 2010; SCHMITZ, 1999).

Cabe destacar que os assentamentos da tradição Taquara/Itararé apresentam, além das unidades domésticas, ocupações superficiais, pequenos montículos funerários, grandes montículos cerimoniais, terrenos entaipados, deposições funerárias em abrigos rochosos e ocasionalmente ocupação de galeria subterrânea natural (SCHMITZ, 1999). As estruturas estariam isoladas, em duplas ou em agrupamentos maiores, geralmente bem próximas umas das outras, até geminadas e partilhando um mesmo aterro. Em relação à depressão das casas subterrâneas, não há consenso entre os arqueólogos, podendo ser considerada habitação, depósito de alimentos, armadilha para animais, espaço ritual (SCHMITZ et al., 2010).

Aspectos arqueológicos, etno-históricos e etnográficos dos grupos Proto-jês são revisados em Iriarte et al. (2013). De maneira geral, os Proto-jês praticava uma economia mista, combinando caça, pesca e coleta com agricultura de corte e queima em altitudes mais baixas, dominadas pela floresta semi-decidual. Tais grupos são identificados e caracterizados por apresentarem cerâmicas simples com pequenos vasos de paredes finas além da construção de casas subterrâneas e seus complexos de montículos e recintos. No caso dos complexos de montes e recintos, o uso de tais áreas são interpretados como aldeia ou cerimonial/funerária (IRIARTE et al., 2013).

A subsistência era baseada na exploração de recursos, principalmente na coleta e utilização do pinhão e muito possivelmente complementada com uma horticultura nos fundos de vale. A produção de alimentos e manejo da floresta de araucária pode ter sido um fator fundamental na existência de grandes concentrações de pessoas (CORTELETTI; DEBLASIS, 2018).

Com relação a origem de tais povos, alguns arqueólogos consideram os Jê como povos autóctones do sul do Brasil e da região de *Misiones* na Argentina, entendido como continuidade das comunidades de populações caçadoras-coletoras da Tradição Humaitá ou Tradição Umbu que, entre 2000 anos A.P. adotaram a técnica de polir líticos, cerâmica e agricultura, transformando-se na tradição 'eldoradense'. Portanto, acreditava que se tratou de um processo de difusão de cultura material. Por outro lado, para os linguistas, os jês seriam

oriundos de fora do Brasil meridional e compartilham uma matriz cultural que define o tronco linguística Jê e quando chegaram à região Sul do Brasil falavam uma língua oriunda do Brasil central (o proto Jê meridional), de onde surgiram os grupos Kaingang, o Xokleng, o Kimdá e o Ingáin, e portanto, trata-se de um processo de colonização humana (NOELLI; DE SOUZA, 2017).

Os povos Guarani são designados na arqueologia como tradição Tupiguarani, sendo a expressão Tupi-Guarani definida com base em uma das famílias do tronco linguístico Tupi (NOELLI, 1996). Em termos arqueológicos, etnográficos, históricos e linguísticos, tratam-se dos povos mais conhecidos (NOELLI, 1999). É importante ressaltar que os povos Guarani representam diversas populações que apresentam línguas, cultura material, tecnologia, subsistência, padrões adaptativos, organização sociopolítica, religião, mitos, entre outros aspectos culturais em comum, com pequenas variações em nível dialetal, de adaptabilidade e de etnicidade (NOELLI, 1996, 1999).

Os falantes das línguas do tronco Tupi ocupavam grandes áreas do litoral atlântico, além de áreas do interior do continente, nos vales do médio São Francisco, no alto Araguaia, no Paraíba, e no Tietê, além dos rios da bacia do Amazonas, Paraguai, Paraná e Uruguai. Associados ao modelo de dispersão das línguas do tronco Tupi, a análise da cerâmica da Tradição Policrômica Amazônica, o núcleo Guarani estaria situado na bacia do Amazonas (BROCHADO, 1989). Com o expressivo crescimento demográfico, houve expansão e ocupação territorial em partes do Brasil, Paraguai, Argentina, Uruguai e Bolívia (NOELLI, 1996).

Com base nos estudos arqueológicos e geocronológicos, é possível verificar que o processo de ocupação Guarani do espaço ao longo do tempo nas bacias do Paranapanema, do Paraná, do Uruguai e do Jacuí ocorreram próximos a 2.000-1500 AP (NOELLI, 1999). Segundo o modelo de dispersão proposto por Bonomo et al. (2015), as principais rotas de expansão Guarani na região meridional do Brasil seriam os rios da bacia do rio do Prata (BONOMO et al., 2015). O núcleo inicial estaria localizado no alto rio Paraná, e apresentaria duas rotas principais nos tributários do rio Paraná (Paranapanema e Ivaí), além do rio Paraguai, por meio dos rios Miranda, Uruguai, Pelotas, Ibicuí e Jacuí, e passaram a ocupar preferencialmente as áreas de abrangência da Floresta Estacional Semidecidual e Decidual (SCHMITZ, 1999).

A cultura material guarani típicas identificadas nos registros arqueológicos são: 1) pratos, tigelas rasas e frascos grandes de cerâmica; 2) tratamentos de superfície corrugada dos vasos, além de incisão de unhas, escovados ou pintados 3) adornos labiais denominados

tembetás; 4) machados de pedra polida; 5) enterros secundários em urnas e 6) sedimentos escuros denominados como terra preta ou Terra Preta de Índio (TPI), associados a residências e outras estruturas arquitetônicas (BONOMO et al., 2015).

As pesquisas indicam que os povos guaranis possuíam a prescritividade como característica cultural, em que os povos não-Guarani e as “coisas novas” eram incorporadas e enquadradas nos seus códigos e estruturas por meio de alianças ou assimilação à custa das contínuas guerras de conquista. A reprodução da cultura Guarani estaria diretamente relacionada com organização social, política e do parentesco de um lado e, do outro lado, com a grande capacidade de se adaptar ao meio, adquirindo novidades para a subsistência, medicina e matérias-primas (NOELLI, 1999).

Com relação à distribuição geográfica dos povos Guarani na bacia do rio Uruguai e dentro do contexto da ocupação da bacia do Prata, as aldeias eram próximas e estão localizadas sobretudo no vale do rio Uruguai. Esse fato implica na comunicação e as mais diversificadas trocas humanas e materiais seriam constantes e permanentes entre os povos. O modelo de organização territorial, as ações sociais, econômicas e políticas dos Guaranis permitiam ocupações longevas, sendo comum a ocorrência de solo antropogênico no registro arqueológico (NOELLI et al., 2019).

Dentre as práticas realizadas pelos Guarani, ressalta-se o Manejo Territorial Guaraní (MTG), cujo modelo era baseado na policultura agroflorestal levada para fora na Amazônia, inspirado em um conhecimento etnobiológico tradicional, compartilhando uma estrutura de conhecimentos botânicos, zoológicos e ecológicos e um sistema tecnológico que produzia uma cultura material padronizada em suas nomenclaturas, morfologias e funções com matérias-primas variando conforme as ofertas locais e regionais, fundamental na consolidação de uma segurança alimentar (NOELLI et al., 2019).

Em relação a adaptação aos novos ambientes, os Guarani realizavam o manejo de um “pacote básico” com espécies de plantas na maioria das regiões que conquistaram, incorporando recursos florísticos dos novos ecótonos conquistados, visando a ampliação da biodiversidade e transformando os locais de ocupação em ilhas de recursos por meio da inserção e concentração de plantas úteis. Esse pacote de subsistência era baseado na policultura agroflorestal de plantas alimentícias, medicinais e matérias-primas (NOELLI, 1999; NOELLI et al., 2019). A coleta de plantas, consumo de insetos e a pesca era uma atividade complementar à agricultura, tanto de espécies de vegetais quanto de animais.

Dentre as inúmeras plantas manejadas pelos Guarani, as formações vegetais são classificadas em campestre, alagadiça e florestal. Com base no banco de dados sistematizado

por Noelli et al. (2019) soma-se atualmente 1.207 espécies, divididas em 140 famílias, em grandes grupos de plantas, com usos diversos: medicinal, alimentar, ritual, artefato, construção, tóxico, higiene pessoal, curtume e bioindicador, além daquelas não identificadas. Além de espécies de plantas, havia consumo de fungos era comum e constante como fonte alternativa de proteínas, vitaminas minerais e fibras (micofagia).

### 2.2.1 A ocupação Pré-colonial no Alto Rio Uruguai

A interpretação de identidades culturais com base na simples ocorrência de "fósseis-guia" em sítios arqueológicos vem sendo alvo de discussões na arqueologia brasileira, pois entende-se que com a implementação da arqueologia Histórico-Cultural no âmbito do PRONAPA, grande parte das pesquisas arqueológicas reduziram a cultura material a um dado grupo étnico, delimitando em "fases" e "tradições" e homogeneizando identidades específicas espalhadas sobre uma vasta área geográfica como o Planalto Sul – Brasileiro, ignorando elementos antropológicos na definição dos conjuntos arqueológicos. Com o advento da arqueologia processual, uma abordagem voltada aos estudos da paisagem constituídas de significados e ações sociais, tornando-se participante ativa na ação social humana, como uma forma de cultura material (DIAS, 2007; NOELLI; DE SOUZA, 2017; SALDANHA, 2008).

No caso do vale do rio Uruguai, com o desenvolvimento das atividades do Projeto Salvamento Arqueológico Uruguai, foram registrados 310 sítios arqueológicos na região de Itá (SC), classificados como líticos, lito-cerâmicos e cerâmicos. De forma geral, no desenvolvimento do projeto, havia uma sistematização para a obtenção das informações básicas sobre os locais de implantação dos sítios (compartimentação geomorfológica) e de captação de recursos. Entretanto, questões relacionadas com a dinâmica natural da área, principalmente em relação aos processos erosivos, além de dinâmica fluvial e paleoambiental, ficaram em segundo plano ou não foram abordados, fato que gerou uma lacuna no conhecimento relacionado ao contexto ambiental dos sítios (CARBONERA, 2015).

Nesse sentido, parte dos sítios indicados foram reavaliados por (RUBIN; CARBONERA, 2011) visando identificar os padrões de ocupação e a posição dos sítios no relevo. Os autores observaram que durante a formação do registro arqueológico, ocorreram tanto processos morfogenéticos nas encostas vinculado a escoamento superficial, quanto na planície do rio Uruguai associado a dinâmica fluvial do rio Uruguai. Visto que parte do registro arqueológico possivelmente passou por retrabalhamento e, portanto, é possível que

tenham sido realizadas interpretações equivocadas quanto à localização dos sítios arqueológicos (CARBONERA, 2015; RUBIN; CARBONERA, 2011).

No contexto de Itá-SC, a análise da cultura material revela a existência de um conjunto de sítios “híbridos”, apresentando a associação dos estilos cerâmicos Tupiguarani e Taquara-Itararé no Holoceno Superior (CARBONERA, 2008, 2015). Na Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR), são encontrados sítios líticos e cerâmicos vinculados a diferentes ocupações que ainda não foram totalmente esclarecidas, são correlacionáveis ao contexto dos sítios do trecho médio e baixo Uruguai.

Na VGUR, ainda no alto curso do rio Uruguai, as pesquisas acadêmicas iniciadas a partir de 2013 no âmbito do projeto “Povoamentos pré-históricos do alto rio Uruguai” (POPARU) revelaram a ocorrência de sítios arqueológicos com material lítico lascado e cerâmico (CARBONERA, 2008, 2015). Nesse local, foram identificados doze sítios, sendo nove na margem direita pela equipe da empresa Scientia durante os trabalhos de licenciamento para a construção da UHE (Sítios ACH-SU-01 a 03 e ACH-LP-01 a 06) e três à margem esquerda (ALP-AA-01 a 03). A sequência arqueológica disponível para o sítio ACH-LP-07 compõe-se, de quatro momentos sucessivos de ocupação anteriores aos assentamentos coloniais, sendo o mais antigo datado na transição Pleistoceno-Holoceno (11.400 e 11.150 cal AP), outro do início do Holoceno Inferior (10.700 e 9.500 cal AP.), outro possivelmente do final do Holoceno Inferior, cuja data desse conjunto não está ainda estabelecida claramente (7.950 e 400 cal AP) e, depois de um importante hiato de ocupação, uma última ocupação do Holoceno recente (SANTOS, 2018).

Ainda na Volta Grande, são encontrados depósitos fluviais no leito menor e colúvio-aluviais nas margens, ambos com materiais arqueológicos associados (Sítio RS-URG-01). Os depósitos fluviais variam de ortoconglomerados polimíticos a depósitos arenosos com idades calibradas em torno dos 10.000 anos cal. AP. Os depósitos colúvio-aluviais tem composição lamosa e são formados em dois ambientes distintos: fluvial e encosta, com uma sequência cronológica coerente entre aproximadamente 12.000 a 300 cal anos AP. No topo da sequência colúvio-aluvial lamosa ocorrem camadas de solo antropogênico associado a material arqueológico Guarani (CARBONERA et al., 2018; LOURDEAU et al., 2016; SANTOS, 2018). Em conjunto, o registro estratigráfico apresenta uma sequência de sete níveis arqueológicos diferentes sobrepostos, sendo seis níveis pré-cerâmicos e um cerâmico. O Processo de formação dos sítios arqueológicos, portanto, estão associados ao ambiente fluvial e encosta, vinculadas a dinâmica paleohidrológica do final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno (SANTOS, 2018).

Do ponto de vista geocronológico, os achados da Volta Grande também sugere que o vale do rio Uruguai possivelmente seria a principal rota de acesso para o território sul brasileiro durante a transição Pleistoceno-Holoceno e ao longo de todo o Holoceno (BUENO; DIAS, 2015; BUENO; DIAS; STEELE, 2013; SANTOS, 2018, p. 20; SUÁREZ, 2017).

Em relação cultura material dos sítios da Volta Grande, as atribuições dos níveis arqueológicos mais antigos não seriam correspondentes aos dados utilizados para definir a Tradição Umbu, pois as técnicas de lascamento vão além da façongem bifacial retratada para a Tradição Umbu, não sendo predominante nos artefatos escavados na Volta Grande. Entretanto, a indústria lítica indica uma atribuição tecnológica local de forma clara: produção volumétrica laminar associada a instrumentos façongados uni e bifaciais. As matérias primas também são similares, indicando possivelmente um complexo tecnológico para a Volta Grande remetendo ao início do Holoceno (10.500-9.500 cal AP). Da mesma forma, artefatos bumerangóides com cronologia marcada em 4.500 anos também indica que tal tecnologia não seria correlata aos grupos ceramistas (SANTOS, 2018).

### **3 GEOLOGIA DA ÁREA DA VOLTA GRANDE, ALTO CURSO DO RIO URUGUAI: ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS, MORFOESTRUTURAIS E CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FONTES DE MATÉRIAS PRIMAS LOCAIS**

#### **3.1 INTRODUÇÃO**

A Volta Grande do Alto Rio Uruguai (VGUR) corresponde a uma área no vale do rio Uruguai, situado na Unidade Geomorfológica Planalto Dissecado do Rio Uruguai. Essa unidade foi inicialmente descrita por apresentar relevos fortemente dissecados, com vales profundos e encostas íngremes, organizadas em patamares escalonados, resultantes da interação entre condicionantes litoestruturais e processos denudacionais (COSTA; BUSS; ROSA, 2018). Em relação aos condicionantes estruturais, a sequências de derrames com morfologia e estrutura heterogênea influenciaria diretamente no grau de dissecção do relevo, cuja a erosão diferencial promoveria a ocorrência de vales em “U” abertos ou em “V” fechados, em decorrência do balanço entre a potência e gradiente dos canais para com a resistência litológica (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Classicamente, a influência litoestrutural na ocorrência de patamares escalonados é interpretada como decorrente do padrão morfológico de disjunção dos derrames que constituem as diferentes unidades litoestratigráficas do Vulcanismo Serra Geral (ALMEIDA, 1956; LEINZ, 1949). As variações são associadas à ocorrência de níveis ou fácies vesiculares ou fácies com fraturas/entablamento, que ofereceriam menor resistência a erosão em relação aos níveis maciços ou sem fraturas. Nesse modelo, um derrame cuja zona de disjunção horizontal apresente maior espessura que a de disjunção vertical, ocorre a formação de patamares mais largos e menos íngremes, enquanto aqueles que exibem fácies com disjunção vertical mais espessa exibe encostas mais íngremes (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Estudos recentes acerca do Vulcanismo Serra Geral possibilitaram o reconhecimento de uma ampla variabilidade de fácies e associação de fácies na porção meridional da Província Magmática do Paraná-Etendeka (PMPE), incluindo um complexo sistema de morfologias de lavas (BARRETO et al., 2014; DE LIMA et al., 2012; LIMA et al., 2012; ROSSETTI et al., 2018, 2014, 2019, 2021; SIMÕES et al., 2019; WAICHEL et al., 2006, 2012, 2013; WAICHEL; LIMA; SOMMER, 2006). Tais estudos aprimoraram a generalização clássica apresentada por Leinz (LEINZ, 1949) para a estratigrafia dos derrames da PMPE, que

sugere a repensar o modelo das estruturas da encosta e a sua distribuição espacial ao longo das áreas do Planalto Vulcânico da região sul do Brasil.

Além dos aspectos relacionados a morfoestrutura da VGUR, questões relacionadas ao provisionamento de matéria-prima por grupos pré-coloniais também é uma questão em aberta. A área arqueológica da Foz do Chapecó vem sendo alvo desde 2013 de pesquisas no âmbito do projeto Povoamentos Pré-Históricos do Alto Rio Uruguai (Projeto POPARU) cujo objetivo principal é a compreensão da dinâmica das ocupações humanas pré-coloniais da região oeste de Santa Catarina e no noroeste do Rio Grande do Sul no contexto das terras de baixa altitude da América do Sul (BERTOLINI; COSTA; LIMA, 2016; BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019; BERTOLINI; DEODORO; ZAMBOT, 2021; CARBONERA et al., 2018; HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016, 2017, 2020; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021).

A cultura material identificada nos sítios arqueológicos da VGUR é constituída principalmente de material lítico lascado, além de cerâmica (LOURDEAU et al., 2016, 2017; SANTOS et al., 2021). Com relação aos materiais líticos, esses são compostas de lascas, núcleos e instrumentos produzidos principalmente em rochas criptocristalinas, além de minerais como quartzo e calcedônia. A análise preliminar dos materiais indica que os objetos líticos foram produzidos sobre matérias-primas locais, disponíveis na forma de seixos fluviais ou de blocos provenientes de afloramentos rochosos primários (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016; SANTOS et al., 2021).

No caso da indústria lítica laminar, a coleção é constituída principalmente sobre arenito silicificado com textura muito fina. Uma segunda matéria-prima identificada são aquelas produzidas é produzida sobre litotipos vulcânicos marrom e/ou esverdeado. Em ambos os casos, a presença de neocórtex sobre a face superior de determinadas peças mostram que a matéria-prima foi coletada sob a forma de seixos de origem fluvial, enquanto outras exibem superfícies naturais presentes na face dorsal que mostram que elas provêm de blocos que não passaram por transporte e foram provavelmente adquiridos no contexto primário. Ocasionalmente, são encontradas lâminas produzidas em calcedônia, cuja fonte ainda é pouco conhecida (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016).

Por outro lado, a variabilidade litológica encontrada em contexto primário (afloramentos) ou secundário (depósitos fluviais) na região de Volta Grande ainda é uma questão em aberto. Embora seja reconhecida a existência de uma ampla variabilidade de matérias-primas descritas nos sítios arqueológicos da área, seus aspectos petrográficos e petrológicos não são integralmente compreendidos. Por isso, nessa parte da tese, buscou-se



identificar, mapear e descrever as características das rochas da VGUR, visando entender a sua influência na configuração do relevo, além de detalhar em termos petrográficos as principais litologias que ocorrem na região e que serviram como matéria-prima das indústrias líticas. Para a análise morfoestrutural e identificação de possíveis áreas fontes de matéria-prima, foi realizado o mapeamento geológico visando identificar o arcabouço estratigráfico dos derrames em escala de detalhe.

### 3.1.1 Contexto Geológico regional: aspectos geoquímicos, estratigráficos e petrográficos do Grupo Serra Geral no vale do alto curso do rio Uruguai

A VGUR está inserida na Província Magmática do Paraná-Etendeka. Na América do Sul, a PMPE possui aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup> de área e 600.000 km<sup>3</sup> de volume, recobrando cerca de 60% da Bacia Sedimentar do Paraná (FRANK; GOMES; FORMOSO, 2009). A unidade litoestratigráfica inicialmente definida para a PMPE foi nomeada de “Formação Serra Geral”, constituída majoritariamente por rochas vulcânicas de natureza básica e intermediária (97%), incluindo basaltos, andesi-basaltos e andesitos. Além das rochas vulcânicas básicas, estariam incluídos diques e *sills* de diabásio (BELLIENI et al., 1984a, 1984b, 1984b, 1986; NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008; PEATE, 1990; PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992; PICCIRILLO et al., 1988; SCHEIBE, 1986a).

Associadas às rochas básicas e intermediárias, foram identificados litotipos de natureza ácida, que compreendem de 3% do total dos derrames da PMPE. Dessa porcentagem, 2,5% seriam riolitos e riodacitos (Ácidas do Tipo Palmas – ATP), enquanto 0,5% corresponde aos traquitos, dacitos e riodacitos (Ácidas Tipo Chapecó – ATC), totalizando 64.000km<sup>2</sup> de área de ocorrência (BELLIENI et al., 1986; NARDY et al., 2011; NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008). As rochas ATP se dividem nos grupos Santa Maria e Caxias do Sul, enquanto que as rochas ATC apresentam dois subgrupos: Guarapuava e Ourinhos (PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992).

Os estudos que abordam as propriedades geoquímicas das rochas da PPME ganharam destaques nas décadas de 1980 e 1990, com pesquisas que se utilizam da assinatura dos elementos maiores e elementos de alto potencial iônico como critérios para a classificação de magmas-tipo, visando a compreensão da gênese e distribuição espacial dos magmas ao longo da PMPE (BELLIENI et al., 1984a, 1984b, 1986; MANTOVANI et al., 1985; PEATE, 1990).

Assim, a partir do cotejamento entre os diferentes critérios de classificações geoquímicas, Peate (1990) definiu seis magmas-tipo para os basaltos do vulcanismo Serra Geral e posteriormente classificando-os em fácies geoquímicas (Tabela 3.1). Esta classificação foi baseada na abundância e razão de óxidos e oligoelementos como o SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> além de Sr, Ba, Zr e razões Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y, Sr/Y e Ba/Y. As fácies Urubici e Pitanga representariam os basaltos de alto titânio, enquanto a fácies Paranapanema equivaleria os litotipos com teores intermediários de TiO<sub>2</sub> embora se assemelham às fácies de alto TiO<sub>2</sub>. Já os basaltos de baixo titânio são equivalentes pelas fácies Gramado, Esmeralda e Ribeira (PEATE, 1990; PEATE; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992).

Tabela 3.1 – Teores de elementos químicos adotados no sistema magma-tipo classificação dos fácies geoquímicas das rochas vulcânicas básicas da PMPE. SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> expressas em %, enquanto Y, Sr, Ba e Zr são expressos em ppm.

Teor de Ti	Alto TI			Baixo TI		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
SiO <sub>2</sub>	> 49	> 47	48 - 53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO <sub>2</sub>	> 3,3	> 2,8	1,7 - 3,2	1.5- 2.3	1.1- 2.3	0.7- 2.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	> 0,45	> 0,35	0,2 – 0,8	0.15- 0.50	0.1- 0.35	0.05- 0.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 14,5	12,5 - 18	12,5 - 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	> 550	> 350	200 - 450	200 - 375	< 250	140 – 400
Ba	> 500	> 200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	> 250	> 200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 – 275
Ti/Zr	> 57	> 60	> 65	> 65	> 60	< 70
Ti/Y	> 500	> 350	> 350	> 300	< 330	< 330
Zr/Y	> 6,5	> 5,5	4,0 – 7,0	3,5 – 7,0	2,0 – 5,0	3,5 – 6,5
Sr/Y	> 14	> 8	4,5 - 15	5 - 17	< 9	< 13
Ba/Y	> 14	> 9	5 - 19	6 - 19	< 12	< 19

Fonte: Peate (1990)

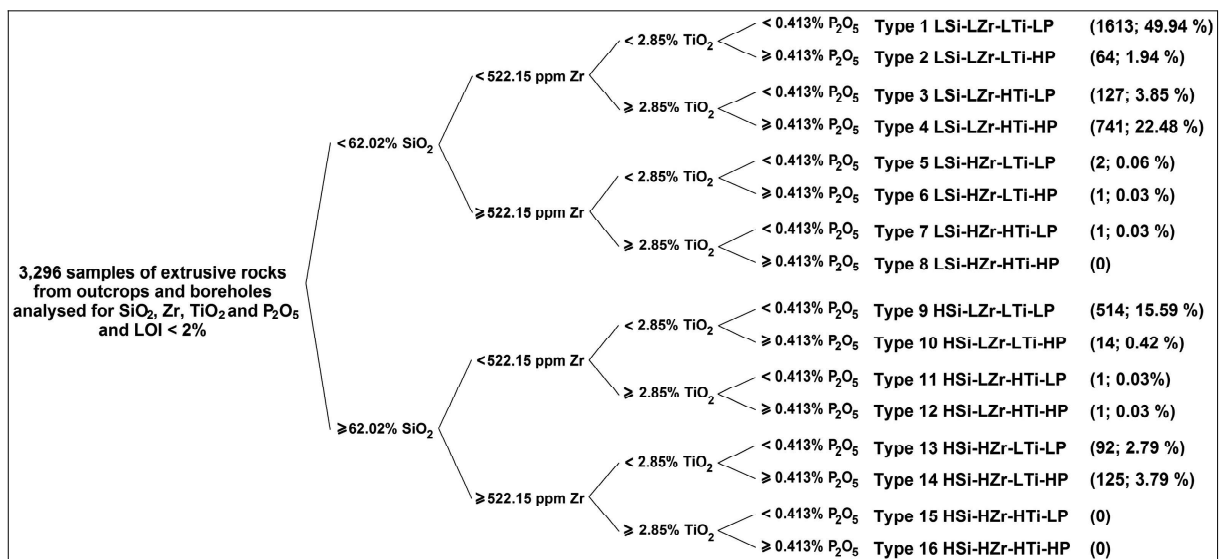
Para as rochas ácidas, também a partir de critérios geoquímicos, Nardy et al., (2008) definiram três subgrupos para o membro Chapecó: Subgrupos Ourinhos (TiO<sub>2</sub> ≤ 1,29%), Tamarana (Razões de TiO<sub>2</sub> intermediário entre os dois grupos) e Guarapuava (TiO<sub>2</sub> ≥ 1,47%); E quatro subgrupos para o Membro Palmas: Clevelândia (0,21% < P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ≤ 0,23%), Santa Maria (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ≤ 0,21%), ambos de baixo Ti; Além de subgrupos de alto Ti, sendo eles: Anita

Garibaldi ( $1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$  e  $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$ ), Caxias do Sul ( $0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$  e  $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$ ) e Jacuí ( $1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$  e  $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$ ).

Mais recente, Licht (2008) e Gomes et al., (2018) apresentaram uma nova classificação com base na abundância de elementos maiores e elementos traço e razões associadas para a PMPE. Os novos critérios foram adotados visto que aqueles definidos em Peate et al. (1992) fazem uso de limiares arbitrários que não se utilizam de critérios estatísticos para a definição dos grupos. Assim, ocasionalmente ocorrem sobreposições de intervalos da abundância ou razões dos elementos químicos para mais de um magma-tipo.

Na classificação de Licht (2018), as classes (tipos) enfatizam a variabilidade de elementos como o  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e Zr como critérios para reconhecimento de magmas-tipo, individualizados por *gaps* naturais (Figura 3.1). Inicialmente, foram reconhecidos dezesseis classes com teores definidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e Zr, dos quais apenas sete associações são representativas de litotipos reais (Tipo 1-4, tipo 9, tipo 13 e tipo 14).

Figura 3.1- Classificação litogeoquímica com base em teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e Zr



Fonte: Licht (2018)

Com base na espacialização dos Tipos Geoquímicos, duas grandes linhagens geoquímicas foram definidas para a PMPE, constituindo duas subprovíncias magmáticas: 1) Subprovíncia Sul (SPS) e 2) Subprovíncia Centro-Norte (SPCN) (LICHT, 2018). Nessa classificação, a Subprovíncia Sul seria composta pelos tipos 1S (Lsi-Lzr-Lti-LP), correlacionado às fácies Gramado e Esmeralda de Peate (1992), enquanto a Subprovíncia Centro-Norte seria mantida tanto pelo tipo 1CN (Lsi-Lzr-Lti-LP), equivalente a fácies Paranapanema, quanto pelo conjunto dos tipos 2 (Lsi-Lzr-Lti-HP), 3 (Lsi-Lzr-Hti-LP) e 4

(Lsi-Lzr-Hti-HP), generalizados para tipo 4 ou 2+3+4 e que seriam equivalentes as fácies Urubici e Pitanga (GOMES et al., 2018; LICHT, 2018). Na bacia do alto rio Uruguai ocorrem tanto as litologias do tipo 1S (predominantes), quanto tipo 4 e 1 CN, sendo essa última com menor distribuição espacial. Especificamente na e especificamente VGUR, ocorrem as rochas do tipo 4.

Os estudos na PMPE iniciadas a partir dos anos 1960 abordaram o mapeamento dos derrames em modelos simplificados, detalhando as unidades estratigráficas e litologias associadas com base em critérios geoquímicos, classificando-as como lavas básicas ou ácidas e seus respectivos magmas-tipo, enquanto as classificação das lavas adotadas nas classificações de sequências eram baseadas nos modelos de fluxos *pahoehoe* ou 'a'a'. No caso da PMPE, a definição de unidades litoestratigráficas por vezes foram realizadas por meio da conversão direta dos magmas-tipo de Peate et al. (1992) para unidades litoestratigráficas formais que, embora sejam efetivos na subdivisão de sequências vulcânicas, é insuficiente para se interpretar os processos de natureza geológica, além daqueles essencialmente petrográficos. Assim, essa abordagem vem sendo questionada por inúmeros pesquisadores (GOMES et al., 2018).

A partir das décadas de 2000 e 2010, as pesquisas da PMPE passaram a abordar a problemática estratigráfica com base em modelos de fácies e associação de fácies, além das características geoquímicas, petrográficas e petrológica dos litotipos que constituem as sequências estratigráficas. Assim, os estudos passaram a caracterizar os derrames com base em aspectos composicionais (minerais primários e secundários), texturais (cristalinidade, tamanho relativo e arranjo de grãos) e estruturais (geometria de corpos ígneos, zonalidade interna, estilo de disjunção, diques e soleira internas, feições de superfície) (BARRETO et al., 2014; JERRAM, 2002; LICHT; ARIOLI, 2020; LIMA et al., 2012, 2012; ROSSETTI et al., 2018, 2018; WAICHEL et al., 2006; WAICHEL; LIMA; SOMMER, 2006).

Com base na vulcanologia física e arquitetura faciológica, os derrames da PMPE podem ser agrupados em diferentes associações de Fácies: 1) *pahoehoe*; 2) 'a'a e 3) lava em bloco, segundo a classificação de Macdonald (MACDONALD, 1953), além de lavas transicionais entre *pahoehoe* e 'a'a, definidas por Peterson e Tilling (PETERSON; TILLING, 1980), como *rubbly-pahoehoe*, *slab-pahoehoe* ou *toothpaste pahoehoe* (LIMA et al., 2012; ROSSETTI et al., 2014; WAICHEL; LIMA; SOMMER, 2006).

Os derrames da PMPE que tiveram seu topônimo inicial definido como Formação Serra Geral no relatório de White (WHITE, 1908) que, em conjunto com a Formação Botucatu, contempla o Grupo São Bento. Com os avanços nos estudos geoquímicos (GOMES

et al., 2018; LICHT; ARIOLI, 2018) e estratigráficos (LIMA et al., 2012; ROSSETTI et al., 2018, 2014; SIMÕES et al., 2019; WAICHEL et al., 2006, 2012) e o reconhecimento de diferentes tipos de derrames, a “Formação Serra Geral” foi revisada por inúmeros pesquisadores e, em 2013, foi apresentada como categoria de grupo (LICHT; ARIOLI, 2013), enquanto as primeiras unidades litoestratigráficas em escala de formação foram propostas ainda em 2013 no mesmo ano para parte do estado do Paraná, embora com nomenclaturas informais (LICHT; ARIOLI, 2013). Posteriormente, ainda no estado do Paraná, o mapeamento do Grupo Serra Geral foi expandida para todo o estado, redefine assim do aquelas unidades do mapeamento publicado em 2013 (LICHT; ARIOLI, 2018).

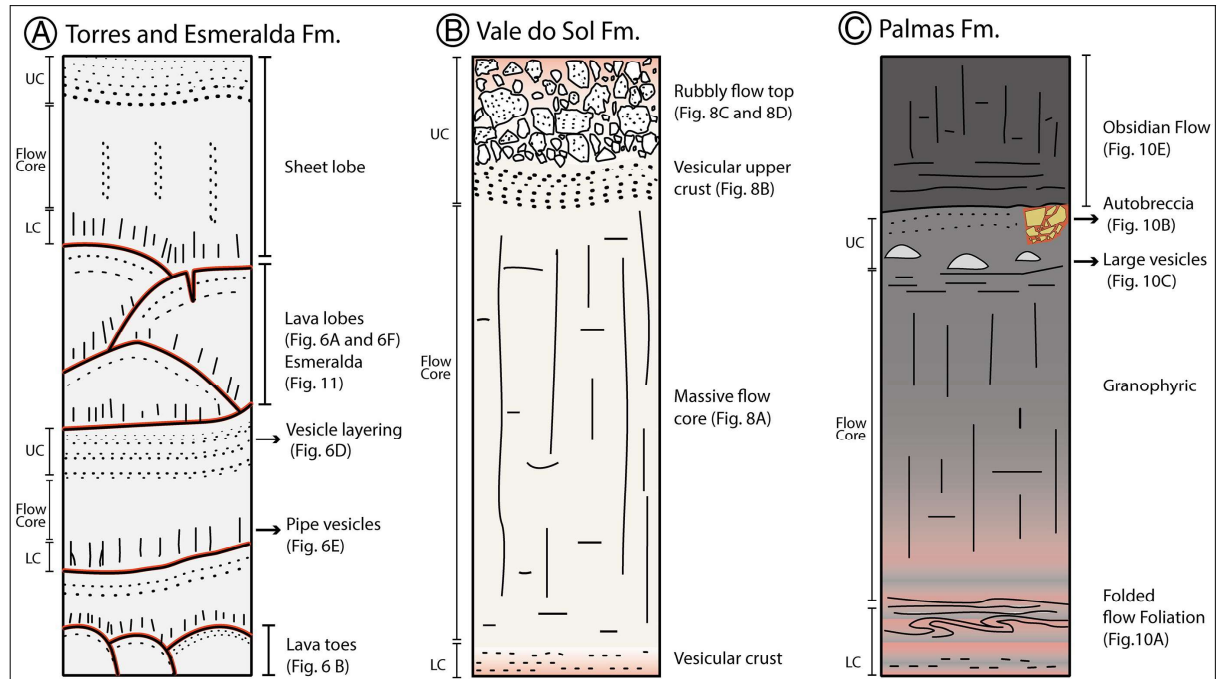
Rossetti et al. (2018) propuseram uma nomenclatura formal para unidades litoestratigráficas em nível de formação para as rochas vulcânicas ácidas e básicas de Baixo  $TiO_2$  dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (ROSSETTI et al., 2018). Assim, as formações revisadas a seguir derivam dos mapeamentos de Licht; Arioli (2018) e Rossetti et al. (2018) e contemplam as unidades formais do Grupo Serra Geral nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

A Formação Torres (*sensu* Rossetti et al., 2008) apresenta espessura de até 20 m e encontra-se em contato gradual com as rochas da formação Botucatu (Figura 3.2). É constituída por um campo de derrames compostos (*compound lava flow fields*) de lavas delgadas (*thin pahoehoe lavas*) e lavas espessas (*thick pounded lava units*). Os derrames delgados apresentam lobos vesiculares tanto de tipo S (*s-type*) quanto de tipo P (*pipe*), além de lobos em forma de folha (*sheet-like lava flows*). Já os derrames espessos correspondem a lavas interdunas (*thick interdune lavas*). Com base na arquitetura de fácies, foram descritas as seguintes associações de fácies: CP (*compound pahoehoe*), SP (*sheet pahoehoe*), PL (pounded lava) e Pp (*peperitos*), constituindo um sistema típico de derrames *pahoehoe* entrelaçados. Do ponto de vista petrográfico, a Formação Torres é constituída primordialmente por basalto e basaltos-andesíticos (ROSSETTI et al., 2018, 2014).

A Formação Vale do Sol (*sensu* Rossetti et al., 2008) é constituída por fluxos *pahoehoe* simples, mais espessos que a Formação Torres (Figura 3.2). Os derrames apresentam espessura de aproximadamente 40 a 45 m, geometria tabular (*tabular thick*) e estrutura interna dividida em 4 litofácies: vesicular basal, núcleo maciço, topo vesicular e nível de brechas, cuja associação de facies remete a classe SR (*sheet pahoehoe*) e RP (*rubbly-pahoehoe*). A Formação Vale do Sol se encontra em contato com a Formação Torres a leste da PMPE, por vezes intercalado com rochas da Formação Botucatu (ROSSETTI et al., 2014). Do ponto de vista petrográfico, a Formação Vale do Sol é constituída primordialmente por

basaltos andesíticos e raramente basaltos a andesitos (ROSSETTI et al., 2018). Essa formação seria representativa ao tipo geoquímico 1S de Licht (2018).

Figura 3.2- Seções colunares das Formações Torres/Esmeralda, Vale do Sol e Palmas, Grupo Serra Geral.



Fonte: Rossetti et al. (2018)

A Formação Palmas (*sensu* Rossetti et al., 2008) corresponde aos litotipos ácidos do sul da PMPE e engloba tanto fluxos em unidades tabulares quanto feições intrusivas (domos de lava e complexos sistemas de condução). Ocorrem sobreposta ou interdigitada à Formação Vale do Sol. Nessa unidade são reconhecidos dacitos (unidade Caxias do sul) com porção basal bandada com vesículas alongadas horizontalmente graduando-se para o topo, até as zonas de fluxo dobrado. O núcleo dos fluxos são granofíricos de granulação fina, maciços ou com juntas horizontais colunares. Localmente, são encontrados autobrechas como pacotes de fragmentos vítreos angulares em uma fina matriz alterada nas extremidades dos fluxos. Estruturas de escapes de gases (cavidades 10–20 cm de diâmetro) ocorrem nas porções superiores do núcleo de fluxo, enquanto as extremidades do fluxo são lobadas, variando de 2 a 10 m de espessura, formadas por uma porção externa alterada, uma crosta superior vesicular e um núcleo maciço (Figura 3.2). Níveis de obsidiana comumente cobrem as porções maciças do núcleo dos dacitos no topo da sequência (ROSSETTI et al., 2018). Do ponto de vista geoquímico, a Formação Palmas corresponde ao Tipo 9SE (alto SiO<sub>2</sub>) de Licht (2018).

A Formação Esmeralda (*sensu* Rossetti et al., 2008) corresponde a sequência de campos de fluxo de magma *pahoehoe* do magma-tipo Esmeralda de Peate et al. (1992) e ocorre no NE do Rio Grande do Sul e SE de Santa Catarina. Essa formação apresenta espessuras que variam de 25 a 100 m estando sobrepostas as ácidas da Formação Palmas. A distribuição e estrutura dos fluxos se assemelham à associação de fácies da formação Torres, exibindo pequenos lóbulos de lava *pahoehoe*, com núcleo maciço e topo/base vesicular (ROSSETTI et al., 2018).

Em continuidade ao mapeamento da Província Ígnea do Paraná, Licht e Arioli (2018) também formalizaram a classificação estratigráfica da Formação Serra Geral para o estado do Paraná e parte do território catarinense para categoria Grupo, adotando a nomenclatura e os critérios estratigráficos propostos por Rossetti et al. (2018) e aprofundando os demais níveis hierárquicos na classificação estratigráfica.

As formações indivisas de alto titânio (High-TiO<sub>2</sub>) apresentadas no mapeamento de Rosetti et al. (2018) para o território sul riograndense corresponderiam aos Tipos 4 e 2 com baixos teores de SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub>, definidos como Formação Pitanga (*sensu* Licht; Arioli; 2018), enquanto o magma tipo 1CN de baixos teores de SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub> além dos tipos 13 e 14 de alto SiO<sub>2</sub>, ambos inseridos na subprovíncia centro-norte, foram classificados como Formação Paranapanema (LICHT; ARIOLI, 2018). A bacia de drenagem do alto rio Uruguai contempla tanto os litotipos do grupo Serra Geral Sul (S) quanto do Serra Geral Centro-Norte (CN).

A Formação Pitanga (*sensu* Licht; Arioli; 2018) e encontra sobreposta diretamente aos derrames de basalto da Formação Vale do Sol, sendo representada por fluxos *rubbly-pahoehoe* delgados, muitos dos quais conservam as superfícies em corda. Nessa unidade, também ocorrem fluxos *pahoehoe* delgados compostos e/ou lobos *pahoehoe* tipo S, correspondente às frentes ativas de derrames alimentadas por baixos volumes de lava básica fluida, exibindo fácies tabulares, porém com espessuras que não passam de 10 a 15 cm. Lobos *pahoehoe* do tipo S constituem uma sucessão de lobos delgados de 10 a 40 cm de espessura. Cada lobo apresenta uma estrutura interna bem característica da base ao topo, uma zona vítrea avermelhada com 1 cm de espessura, seguida por uma zona vesicular com 3 cm espessura, além de uma zona amigdalóide com 5 cm espessura, zona escoriácea com 3 cm espessura e zona de topo vítrea e avermelhada com 1 cm de espessura (LICHT; ARIOLI, 2018).

Ocasionalmente, a Formação Pitanga apresenta derrames e/ou lobos delgados anastomosados, correspondente a superposições de dezenas de derrames delgados que alcançam 30 a 40 cm de espessura, com um padrão bandado formado por faixas escuras de menor cristalinidade e faixas claras de maior cristalinidade e/ou sutilmente vesicular em

secção longitudinal. As fácies vulcanoclásticas são constituídas por brecha na base, tufobrechas na porção média e tufos no topo, além de peperitos.

A Formação Pitanga compreende derrames de lavas básicas dos tipos 4, 3, 2 (1CN) de Licht (2018) e depósitos vulcanoclásticos associados, além de derrames de lavas ácidas como riolitos e riodacitos porfiríticos dos tipos 10, 13 e 14. Compreendem os membros Três Pinheiros, Assaí e Santa Amélia (derrames básicos) além dos membros Guarapuava, Salto do Apucarantina e Ourinhos (lavas ácidas) (LICHT; ARIOLI, 2018).

O membro Três Pinheiros contém derrames de basaltos do tipo 4, com entablamento bem desenvolvido, seguindo padrão em leque ou em estruturas radiais. Não apresentam estrutura típica de derrames *pahoehoe*, com vesículas e amígdalas normalmente pequenas, vazias e/ou preenchidas por sílica dispersas no corpo do derrame. Nessa unidade, ocorrem apenas fácies vulcânicas sem feições de interação vulcano-sedimentares. Os litotipos apresentam brilho resinoso, maciço e muito denso. A textura é hipohialina, com baixa cristalinidade. Fraturas conchoidais ou marcas em bisel caracterizam os estágios sucessivos do resfriamento do derrame. Já o Membro Guarapuava é constituído por depósitos de ignimbrito reomórfico e com riodacito de textura porfirítica, com bandamento centimétrico e a laminação em cunha, discordante do bandamento (LICHT; ARIOLI, 2018).

A Formação Paranapanema (*sensu* Licht; Arioli; 2018) é constituída por derrames tabulares inflados com espessura superior a 20 m, sendo constituída exclusivamente por derrames de lavas básicas com frequentes ocorrências de pegmatitos básicos, ambos do tipo 1 CN. Os derrames que constituem a essa formação são do tipo *pahoehoe* tabulares. Eventualmente, são encontrados derrames com morfologia *rubbly-pahoehoe*. Fácies vulcanoclásticas, frequentes na Formação Pitanga, são encontrados na porção basal da Formação Paranapanema, porém se tornando são cada vez mais escassos em direção ao topo da sequência (LICHT; ARIOLI, 2018).

Ao sul do Arco de Ponta Grossa, a Formação Paranapanema compreende o Membro Salto do Lontra, constituídos exclusivamente por derrames de lavas básicas com frequentes ocorrências de pegmatitos básicos e raros depósitos vulcanoclásticos. Tratam de derrames *pahoehoe* tabulares inflados com até 15 m de espessura. No seu interior apresentam bolsões sub-horizontais ou inclinados compostos por pegmatitos básicos. Veios de pegmatito formam uma estrutura *stockwork*, com inclinação geral para norte. No topo do derrame que contém essas ocorrências, são visíveis algumas elevações em forma de calota, sugerindo inflações localizadas e provavelmente devidas ao aumento da pressão interna para o escape de fluidos (LICHT; ARIOLI, 2018).



### 3.1.2 Feições de interação vulcano-sedimentares e eventos de hidrotermalismo associados ao vulcanismo Serra Geral

As interações entre os eventos magmáticos da PMPE e as sequências sedimentares da Bacia do Paraná deram origem a inúmeros corpos intrusivos, como diques e *sills*. Além de intrusões, o contato entre o magma e os sistemas aquíferos das sequências sedimentares promoveram um vulcanismo explosivo ou hidrovulcanismo, originando diversos depósitos vulcanoclásticos máficos (LICHT; ARIOLI, 2020).

As feições de interação vulcano-sedimentares (FIVs) na PMPE foram identificadas desde os primeiros mapeamentos da Serra Geral e descritas genericamente como “Arenitos *intertraps*”. Entretanto, ao longo das últimas décadas, foram descritos inúmeros litotipos associados aos derrames com características distintas, entre os quais: brechas vulcanoclásticas, brechas vulcânicas, brechas vulcano-sedimentares, autobrechas, diques de arenito, tufos, tufo-brecha e peperitos (PETRY; ALMEIDA; ZERFASS, 2005; RIOS; MIZUSAKI; MICHELIN, 2019).

Na região Oeste do Paraná, a formação e ocorrência de peperitos foi correlacionada à interação entre lava e sedimentos em ambientes subaquáticos intermitentes. A caracterização estratigráfica dos peperitos indica que, em momentos de inatividade do vulcanismo, ocorreu deposição de sedimentos em lagoas estabelecidas sobre os fluxos de lava. A reativação de erupções vulcânicas e extrusão de fluxos de lava *pahoehoe* sobre sedimentos úmidos de granulação fina não consolidada ou mal consolidada promovendo a interação lava-sedimento e formação de peperitos genuínos (LUCHETTI et al., 2014; WAICHEL et al., 2007).

Com base na estratigrafia do Grupo Serra Geral, em especial no estado do Rio Grande do Sul, diversos autores observaram que os primeiros derrames entraram em contato com os sedimentos até então inconsolidados da Formação Botucatu, gerando uma ampla variabilidade de feições de interações vulcano-sedimentares. Essas feições são designadas genericamente como “fácies de textura tipo-peperito”, ocorrem associados a diques clástico (PETRY et al., 2007). O processo de mistura lava - sedimento em ambiente áridos é menos influenciado pela ocorrência de água, sendo potencialmente mais influenciado pelos esforços mecânicos frente de interação da lava/magma na base da lava ou paredes da intrusão (PETRY et al., 2007).

Na região de Torres (RS), quatro processos foram identificados na formação de feições de interação vulcano-sedimentares com textura semelhante à peperitos: 1) frente de fluxo e auto-brechamento da base; 2) injeção de areia; 3) colapso de duna e 4) cascata de lava. Em

ambientes subaquáticos, o processo de fragmentação que precede à formação dos clastos ígneos é favorecido pela presença de água, por meio de explosões hidromagmáticas, e que também auxilia facilita o componente ígneo a se misturar com o sedimento. A presença de água é um auxiliador no desmantelamento de magma ou lava, mas não é um fator condicionante para a formação de peperitos, pois outros processos mecânicos podem gerar fragmentação. Em fluxos do tipo a'a', o resfriamento rápido do *front* do derrame provoca fraturas e desintegração em clastos, enquanto o seu interior ainda apresenta fluxos de magma em altas temperaturas, que ao interagirem com os sedimentos adjacentes, formam tais feições de interação vulcano-sedimentares do tipo peperito (PETRY et al., 2007).

A região norte do estado do Rio Grande do Sul, no vale do rio Uruguai, foi alvo de estudos que envolveram o reconhecimento de unidades litológicas vulcânicas desde a década de 1970. Na região de Vista Alegre (RS), foram identificados treze níveis de derrames, que apresentam características tipicamente de fluxos *pahoehoe* infladas, associadas a fluxos maciços, com espessura de 10 a 70 m (GOMES, 1996; PINTO; HARTMANN; WILDNER, 2011). Entre as unidades de derrame, frequentemente há a ocorrência de “brechas hidrotermais”, com espessura média de 50 cm (PINTO; HARTMANN; WILDNER, 2011).

Com o reconhecimento dos diferentes níveis de derrame nessa área, Hartmann et al., (2012) detalhou a sequência de processos magmáticos e hidrotermais relacionadas a abertura e preenchimento de cavidades (geodos), associados a formação de ametista. Nesse processo, são apresentados sete sequências de eventos, resultantes da interação entre magma, sedimentos, vapor d'água e temperatura (Tabela 3.2). Tais eventos também seriam responsáveis pela formação de FIVs.

O primeiro evento (M), corresponde aos fluxos de lava com temperaturas de aproximadamente 1.150 °C. que se sobrepõem os arenitos da formação Botucatu. Durante o resfriamento do magma, ocorre a perda de gases e formação de vesículas nas porções superiores e inferiores do derrame. Com isso, são gerados poros em até 30% do volume do fluxo magmático. Nesse estágio, não ocorre à formação de “minerais de alta temperatura” preenchendo as vesículas.

Os eventos hidrotermais (H1, H2 e H3) são caracterizados por uma sucessão de fases de impermeabilização e/ou abertura da porosidade. Na primeira fase (H1), há interação entre um fluido rico em água provavelmente originado do Aquífero Guarani, reprimido nas porosidades do basalto, formando minerais de argila (esmectitas), minerais do grupo das zeólitas (heulandita, clinoptilolita, e mordenita) e cobre nativo, indicando baixas temperaturas ( $\approx 150$

°C). Nota-se também a virtual ausência de minerais silicosos nas vesículas, sendo esses identificados em fraturas (HARTMANN et al., 2012).

Tabela 3.2 - Sequência de eventos relacionados de natureza hidrotermal na região de Ametista do Sul (RS)

<b>Evento</b>	<b>Processos</b>	<b>Estruturas</b>	<b>Porosidade (P) e permeabilidade (p)</b>
M	Magmatismo (1150 °C)	Derrames, diques, sills	Alta
H	Hidrotermalismo (30-150 °C)	Falhas poligonais, irregular a hexagonal	Ação de impermeabilização de falha, alto P-p evoluindo para baixo P-p
H1	Alteração do basalto, formação de zeólitas e cobre nativo (<100-30°C)	Preenchimento de vesículas e formação de amígdalas	Impermeabilização dos poros
H2	Faturamento nos basaltos, injeção de areia fluidizada e silicificação ( $\approx 100$ °C)	Diques, sills e fluxos de areia, preenchendo geodos com areia	Inicialmente alta, evoluindo para baixo P-p
H3	Alteração do basalto e arenito silicificado, abertura de cavidades após explosão da parte superior dos derrames, além da dissolução de zeólitas (100-30 °C)	Fraturas horizontais, canais de alimentação de protogeodos, preenchimento de geodos com quartzo e ametista	P-p muito baixo
F	Falhas subverticais e transcorrente	Zonas de falha, ausência de minerais hidrotermais	Alta P-p
G	Intemperismo supérgeno e formação de solos	Blocos poligonais na superfície, manchados de marrom ou verde-claro	-

Fonte: Modificado de Hartmann et al. (2012)

O aprisionamento de vapor d'água durante a fase H1 promoveu aumento da pressão e, por conseguinte, um evento explosivo quando a pressão suplantou a pressão litostática. Esse processo promoveu a abertura de poros e fraturas, com subsequente preenchimento de areia fluidizada, formando diques e sills de arenito e posteriormente brechas e/ou arenito silicificado, caracterizando o evento H2. Ainda, esse evento promoveu uma grande disponibilidade de sílica livre no sistema para dissolução e precipitação durante eventos hidrotermais posteriores, cristalizando sob a forma de quartzo e calcedônia (HARTMANN et al., 2012). A continuidade desse processo proporcionou novamente a impermeabilização dos poros e restrição da circulação dos fluidos hidrotermais.

A impermeabilização dos poros devido a formação de minerais criptocristalinos promoveu novamente o aumento da pressão interna e gerou o evento hidrotermal H3. Nesse evento, a ação hidrotermal gerou uma intensa alteração hidrotermal, formando minerais como a celadonita e esmectita. Parte das zeólitas formadas no evento H1 foram dissolvidas, sendo substituídas por outros minerais de sílica. Quando o vapor d'água ascendeu a uma profundidade de 10 a 20 m abaixo da superfície, o topo do fluxo foi elevado e o vapor explodiu lateralmente gerando fraturas. As fraturas permaneceram abertas para serem preenchidas com os mesmos minerais hidrotermais presentes nos geodos. As fraturas e geodos são preenchidas principalmente com minerais de sílica, incluindo calcedônia ao longo da borda, seguida por quartzo fino, quartzo grosso e ametista (HARTMANN et al., 2012).

Com o término do evento hidrotermal, falhamentos sub-verticais e transcorrentes foram interpretados em imagens de satélite e marcam o evento F. As falhas exibem, em campo, aspecto quebradiço em blocos de 1 a 50 cm, em zonas de aproximadamente 20 m de largura. A ausência de mineral de origem hidrotermal nos planos de falha indica o cessamento desse processo, marcando o início do processo de alteração supergena e formação de perfis de intemperismo (Evento G) (HARTMANN et al., 2012).

Com base na revisão apresentada, é possível compreender que a gênese e ocorrência de feições de interação vulcano-sedimentares pode estar associada a momentos de estabilidade do magmatismo Serra Geral, formando FIVs associados ou não a presença de água. Há hipóteses que atestam a formação das feições vulcano-sedimentares durante o evento magmático, interagindo com sedimentos inconsolidados da Formação Botucatu. Também há registro de formação de litologias vulcano-sedimentares relacionada a eventos hidrotermais pós-derrame. Todos esses processos são descritos principalmente no setor sul da PMPE, gerando uma ampla variabilidade de litologias que denotam tais processos de interação de sedimentos, lava e ocasionalmente água.

### 3.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Em razão da problemática levantada a cerca acerca dos aspectos geológicos da VGUR, sobretudo no que se refere a distribuição espacial das unidades litoestratigráficas e a variabilidade litológica associada, foi utilizado a abordagem de fácies e arquitetura de fácies para sucessões vulcânicas em províncias vulcânicas basálticas continentais, que já vem sendo aplicadas na PMPE (DE MORAES et al., 2020; FAMELLI; LIMA; CARMO, 2021; LICHT;

ARIOLI, 2020; LIMA et al., 2012; ROSSETTI et al., 2018, 2014, 2014; WAICHEL et al., 2012). A análise das fácies e associação de fácies permite estabelecer a morfologia das lavas (e.g. *compound pahoehoe*, *simple pahoehoe*, *ponded pahoehoe*, *rubbly-pahoehoe* e lavas *a'a*'), além de mapear níveis inter-derrames (Feições de interações vulcano-sedimentares e leitos sedimentares inter-lavas).

O mapeamento geológico em campo seguiu a abordagem de rastreamento de contatos (BARNES et al., 2014)), tendo como critério para a individualização dos derrames a ocorrência de FIVs como horizonte guia para o reconhecimento de descontinuidade estratigráfica. Este critério atende a parâmetros físicos de alcance estratigráfico, uma vez que representa uma linha de tempo marcada pela deposição de sedimentos e um episódio passível de ser acompanhado em nível de campo por grandes extensões ainda que, localmente, tenha sua continuidade comprometida. Esse episódio representa uma descontinuidade de derrames que se fixaram os limites em termos das unidades cartografadas (DIAS; PARISI, 2007).

Em campo, foram realizadas prospecções visando à identificação e caracterização dos afloramentos e após a identificação das exposições, foram realizados os seguintes procedimentos: 1) Georreferenciamento e aquisição da cota altimétrica dos afloramentos (topo e base dos derrames); 2) Descrição das litologias e estruturas dos derrames; 3) Classificação das litofácies e morfológica dos derrames; 4) Associação entre derrames e 5) Mensuração de estruturas.

Para o georreferenciamento e cota dos derrames foram coletadas as coordenadas x (latitude) e y (longitude) assim como a altitude (z) com o DGPS ashtech Surveying ProMark 220 e corrigidos no software GNSS solutions com base no marco geodésico local. A espessura dos derrames foi determinada em campo com apoio de trena a laser a partir do método de triangulação.

Os critérios estratigráficos, incluindo terminologia de aspectos de campo, tipos de derrame, produtos eruptivos, feições de superfície, além de parâmetros texturais, estruturais, relação de contatos utilizados foram baseados naqueles já utilizados para descrição dos derrames do Grupo Serra Geral (BARRETO et al., 2014; DE MORAES et al., 2020; LICHT; ARIOLI, 2020; LIMA et al., 2012; ROSSETTI et al., 2018, 2014, 2019; WAICHEL et al., 2006; WAICHEL; LIMA; SOMMER, 2006). O código de fácies e associação faciológica (Tablea 3.3), além da morfologia dos derrames também foram baseados nos modelos já descritos para a PIP.

Tabela 3.3 – Código e descrição de litofácies dos derrames vulcânicos básicos

Cod. Fácies	Descrição	Interpretação
Bv	Basalto vesicular	Metade superior do núcleo do fluxo de lava
Bam	Basalto afanítico maciço	Núcleo de derrame
Bvc	Basalto com vesículas cilíndricas ou proto cilíndricas	Núcleo de derrame
Bac	Basalto colunar afanítico e hipocristalino	O resfriamento e a cristalização lentos levaram à contração da lava solidificada e à formação de colunas grandes e regulares.
Br	Autobrecha basáltica	Fluxo escoriáceo em topo de rubbly flow ( <i>rubbly-pahoehoe</i> )
DVM	Depósito vulcanoclástico máfico	Interação entre lava e sedimentos inconsolidados.

Fonte: Modificado de Barreto et al. (2014), Licht; Arioli (2020) e Moraes et al. (2020)

A análise macroscópica foi estabelecida seguindo os critérios estruturais, texturais e composição mineralógica (MENEZES, 2013), enquanto a classificação foi realizada seguindo critérios qualificadores (tamanho do grão e índice de cor) para rochas ígneas (GILL, 2014) e sedimentares (TUCKER, 2013). A textura foi definida com apoio de lupa estereoscópica, enquanto a coloração foi estabelecida conforme a carta de cores de munsell para rochas.

Dezessete lâminas delgadas foram confeccionadas para descrições petrográficas em escala microscópica, visando à identificação mineralógica e textural e a classificação das rochas básicas da área de estudo. Os critérios descritivos seguiram a nomenclatura tanto para rochas ígneas quanto sedimentares (FOLK, 1980; MACKENZIE; ADAMS; BRODIE, 2017; MACKENZIE; DONALDSON; GUILFORD, 1982; TUCKER, 2013).

Amostras deformadas também foram submetidas ao laboratório de Geoquímica – Fluorescência de Raios – X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), para mensuração dos Elementos maiores em forma de seus óxidos (em concentrações significativas): SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total), MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Elementos menores (elementos traço): Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb.

Para a análise mineralógica, foi realizada a técnica de difração de Raios – X (DRX), utilizando-se do método do pó. A preparação das amostras para a análise mineralógica seguiu os procedimentos apresentados para argilominerais (ALBERS et al., 2002) elaboradas no laboratório de sedimentologia do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente – GEMA, da Universidade Estadual de Maringá. O (UEM) ensaio de difração de todas as amostras em

lâmina foram obtidos no equipamento Shimadzu XRD-6000, do Complexo de Centrais Analíticas – COMCAP-UEM, utilizando radiação  $\text{CuK}\alpha$  e monocromador de carbono, operado a 30 mA e 40 kV, com varredura de  $0,02^\circ 2\theta$  por 1,2 segundos. A interpretação seguiu o banco de dados do Crystallography Open Database e os padrões apresentados na literatura (RESENDE, 2005).

A espacialização dos níveis de derrame foi determinada com base na análise visual de diferentes produtos cartográficos, incluindo as fotografias aéreas coloridas disponibilizadas pelo Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina (SIGSC) e o MDE de 0,39 m disponibilizado pelo mesmo Sistema. Além das fotos aéreas e do MDE SIGSC, foram utilizados os MDEs AW3D30, derivado do sensor PRISM (ALOS) e do NASADEM, derivado do SRTM. A delimitação dos contatos entre derrames foi determinada com base na cota altimétrica dos horizontes guia (níveis vulcano-sedimentares) e rupturas no relevo, sugestivos de diferenças dos processos denudacionais entre derrames mais suscetíveis à erosão (quando exibem fácies vesiculares) e interderrames (menos suscetíveis à erosão quando silicificados).

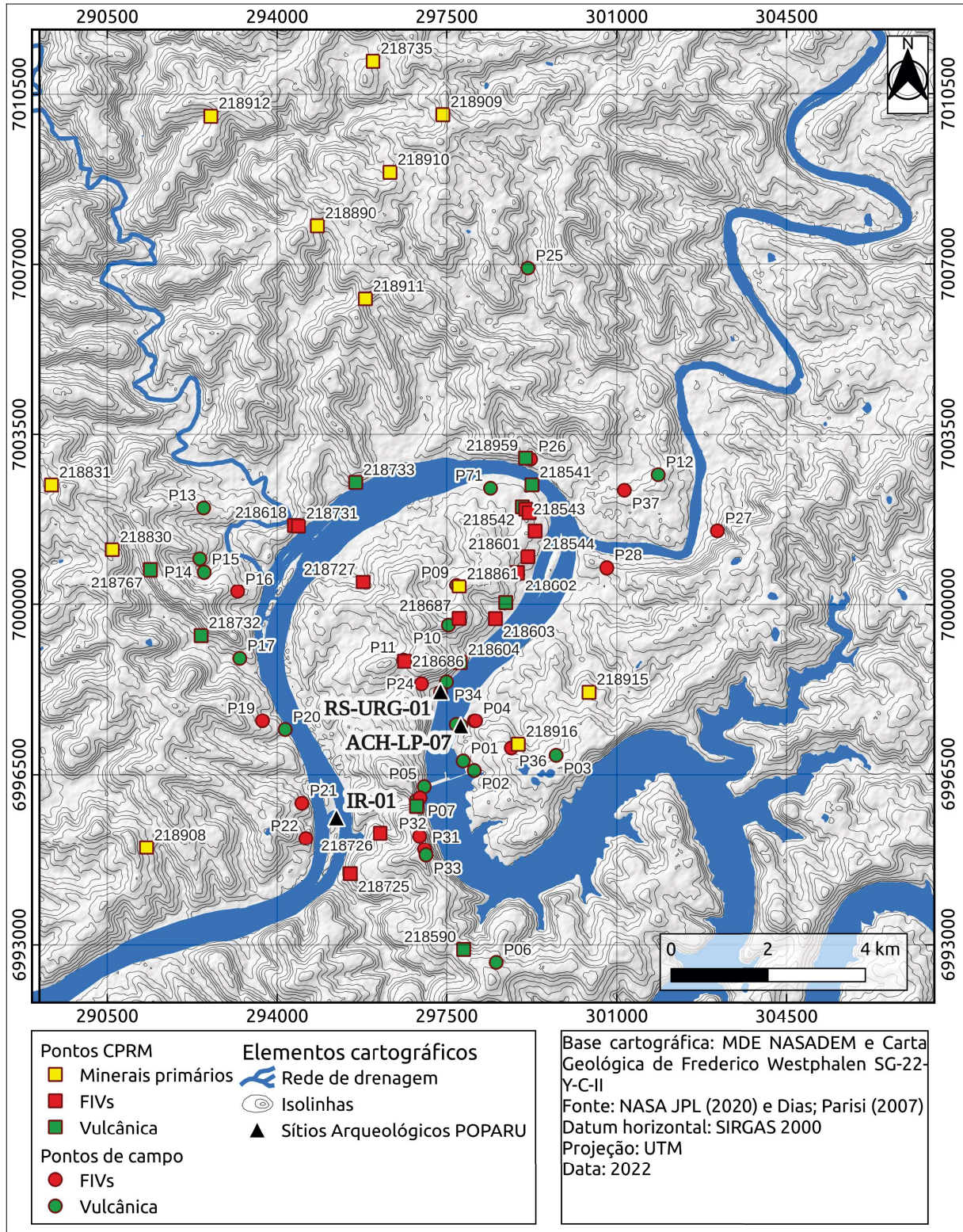
Além dos dados obtidos em campo, foram compilados os dados obtidos por Dias; Parisi (2007) e Gomes (1996), tanto para a espacialização dos derrames quanto para a construção da seção colunar dos perfis geológicos.

### 3.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Em campo, foram levantados trinta e sete pontos de controle, incluindo cortes de estrada, afloramentos em leitos de estradas vicinais ou encostas exumadas e leitos de canais de baixa ordem (Figura 3.3). Além dos pontos de controle prospectados, foram explorados aqueles levantados pela CPRM (DIAS; PARISI, 2007) para complementar a análise estratigráfica, totalizando setenta e sete pontos de controle. Para facilitar a fotointerpretação e cartografia dos derrames, os afloramentos foram classificados de acordo com a litologia predominante, embora aqueles classificados como vulcano-sedimentares ocorrem tanto litologias vulcânicas quanto vulcano-sedimentar.



Figura 3.3- Localização dos pontos de controle de campo do mapeamento geológico



### 3.3.1 Unidades litoestratigráficas e litologias associadas



Com relação às fácies e litologias associadas, foram reconhecidos cinco litofácies: Litofácies com estruturas de segregação (Bv), Litofácies vulcânicas afaníticas com vesículas esparsas (Bam, Bvc), Litofácies vulcânicas afaníticas a hipocristalino colunares (Bac), Litofácies Autobrechas Basálticas (Br) e Depósitos Vulcanoclásticos Máficos (Dvm). Em decorrência da descontinuidade lateral das feições de interação vulcano-sedimentares, esse conjunto litológico foi agrupado em apenas uma litofácies, mesmo quando apresentava uma variabilidade litológica inédita, uma vez que não seria possível estabelecer sua relação estratigráfica.

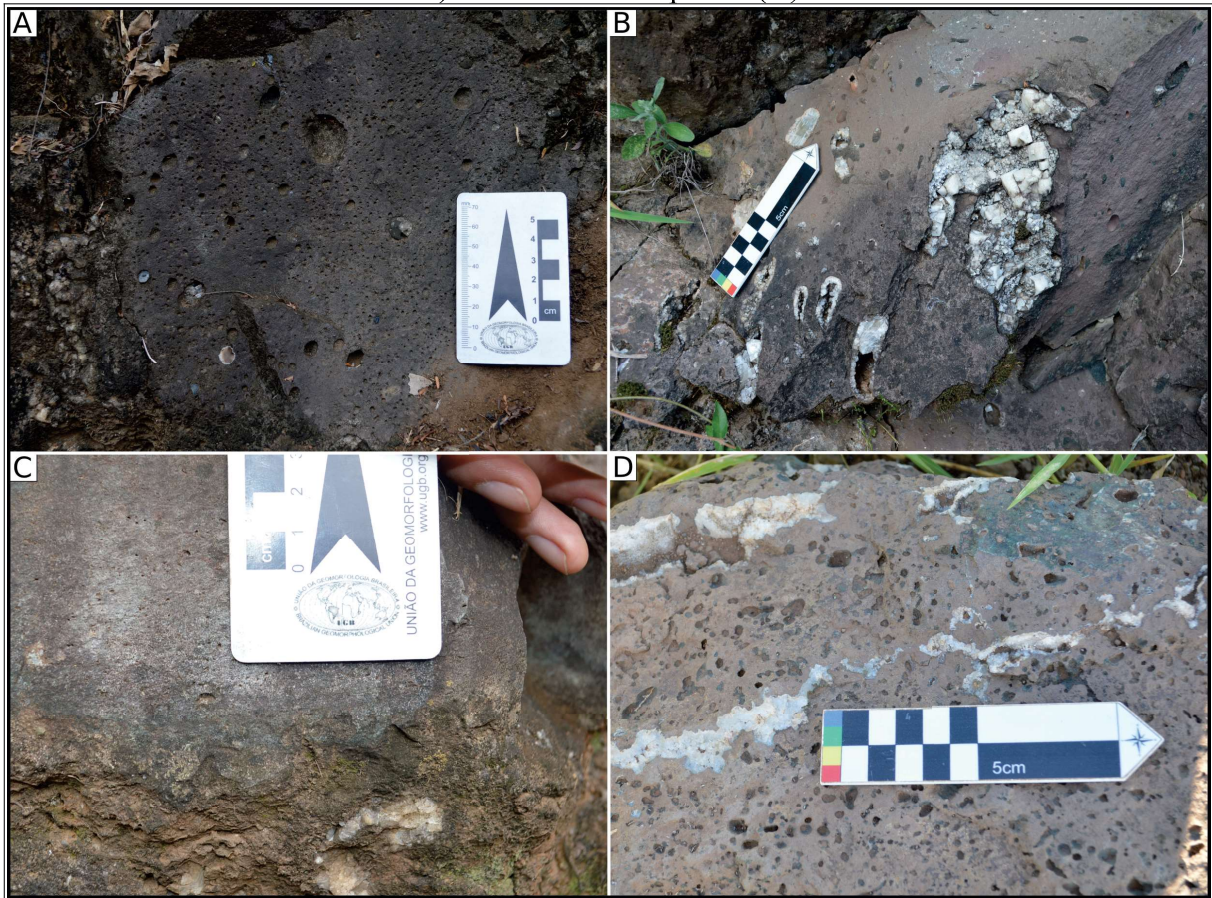
#### 3.3.1.1 Litofácies com estruturas de segregação (Bv)

Os níveis com estruturas de segregação foram agrupados em apenas uma litofácies (Bv), uma vez que grande parte dos pontos de controle não apresentam continuidade lateral significativa que permitiria diferenciar grupos litológicos. Nos afloramentos descritos, tais níveis apresentam até 1 m de espessura (topo dos derrames) a poucos centímetros na base dos derrames. As litologias apresentam matriz de coloração 5 YR 4/1 (cinza acastanhado) e amígdalas com argilominerais que variam de azul a verde-claro e quartzo cristalino ou leitoso, ou ainda minerais carbonáticos. No geral, as fácies Bv são pouco fraturadas e muito intemperizada, o que dificulta a caracterização em campo.

As estruturas da fácies Bv foram classificadas com base na morfologia e posição estratigráfica. No geral, as estruturas de segregação podem ser agrupadas como vesículas do tipo V1 (Fig. 3.4 a e c) a V2 (Fig. 3.4 b) e ocasionalmente S1. As estruturas do tipo V1 constituem vesículas de 1 a 10 mm com formatos esféricos a alongados parcialmente ou completamente preenchidos por materiais de segregação e minerais secundários, ocorrendo em qualquer posição dos derrames, embora em termos estratigráficos ocorram na porção inferior e superior. Sua origem é relacionada ao aumento da pressão confinante aplicada ao fluido e retração do gás durante o resfriamento (BARRETO; DE LIMA; GOLDBERG, 2017).

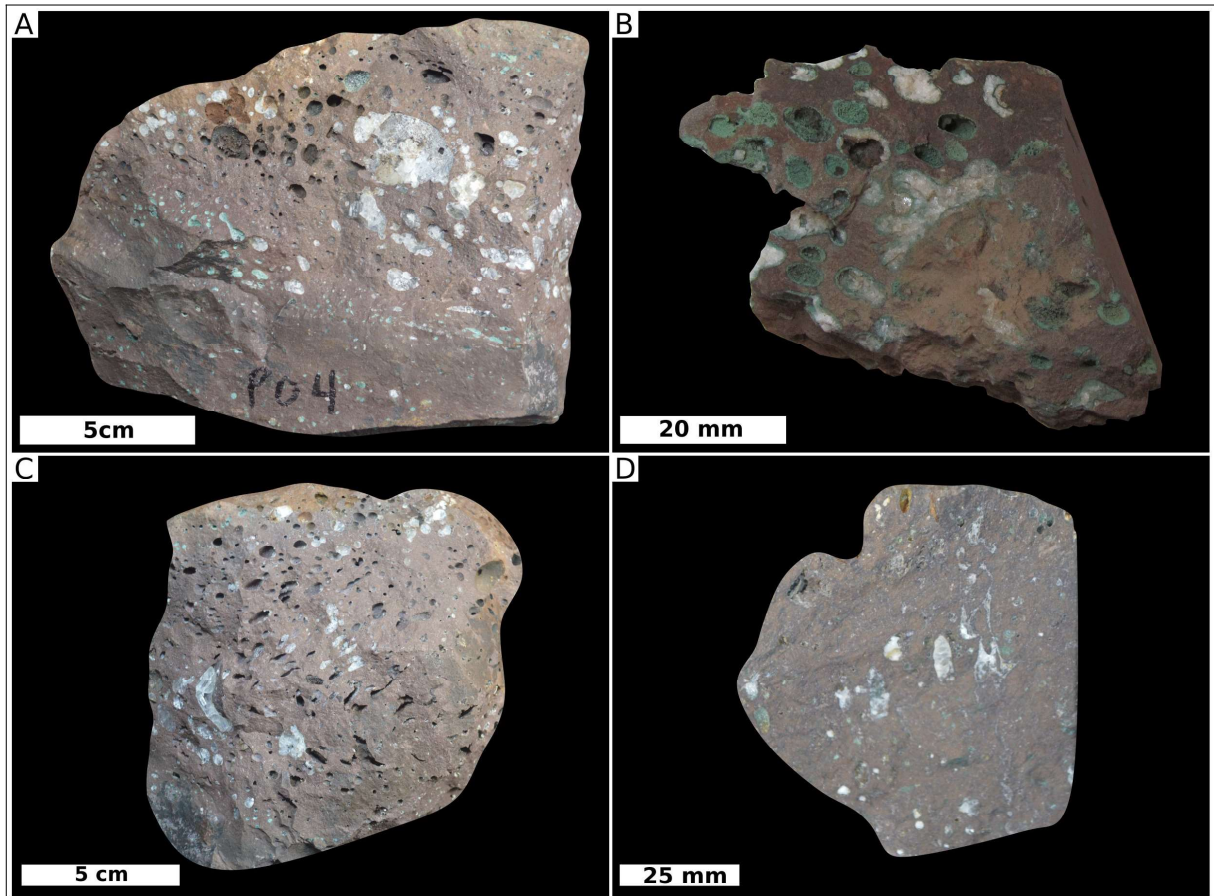
Já as vesículas V2 correspondem a bolhas alongadas verticais (tubos) ligeiramente inclinadas, com tamanhos que variam de 2 a 10 cm. Originadas em bolhas de gás ascendentes congeladas formadas perpendicularmente para a frente de solidificação (BARRETO; DE LIMA; GOLDBERG, 2017).

Figura 3.4- Estruturas de segregação das derrames da VGUR. Estruturas do tipo V1 (A, B e C) e estruturas do tipo V2 (D)



Em afloramentos secundários, foram encontrados litologias com estruturas de segregação preenchidas por minerais secundários esverdeados a azulados, além de estruturas *sheet* preenchidas por material de segregações alternadas a vesículas do tipo V1. Tais estruturas se formam em frente de resfriamento progredindo para baixo durante a inflação em lavas *pahoehoe* (Fig. 3.5 a, b e c). Além disso, estruturas do tipo V2 foram encontrados em afloramentos secundários (blocos em encostas), sendo associados a base de derrames *pahoehoe* (BARRETO et al., 2014; BARRETO; DE LIMA; GOLDBERG, 2017).

Figura 3.5- Vesículas do tipo V1 e V2 preenchidas por materiais secundários



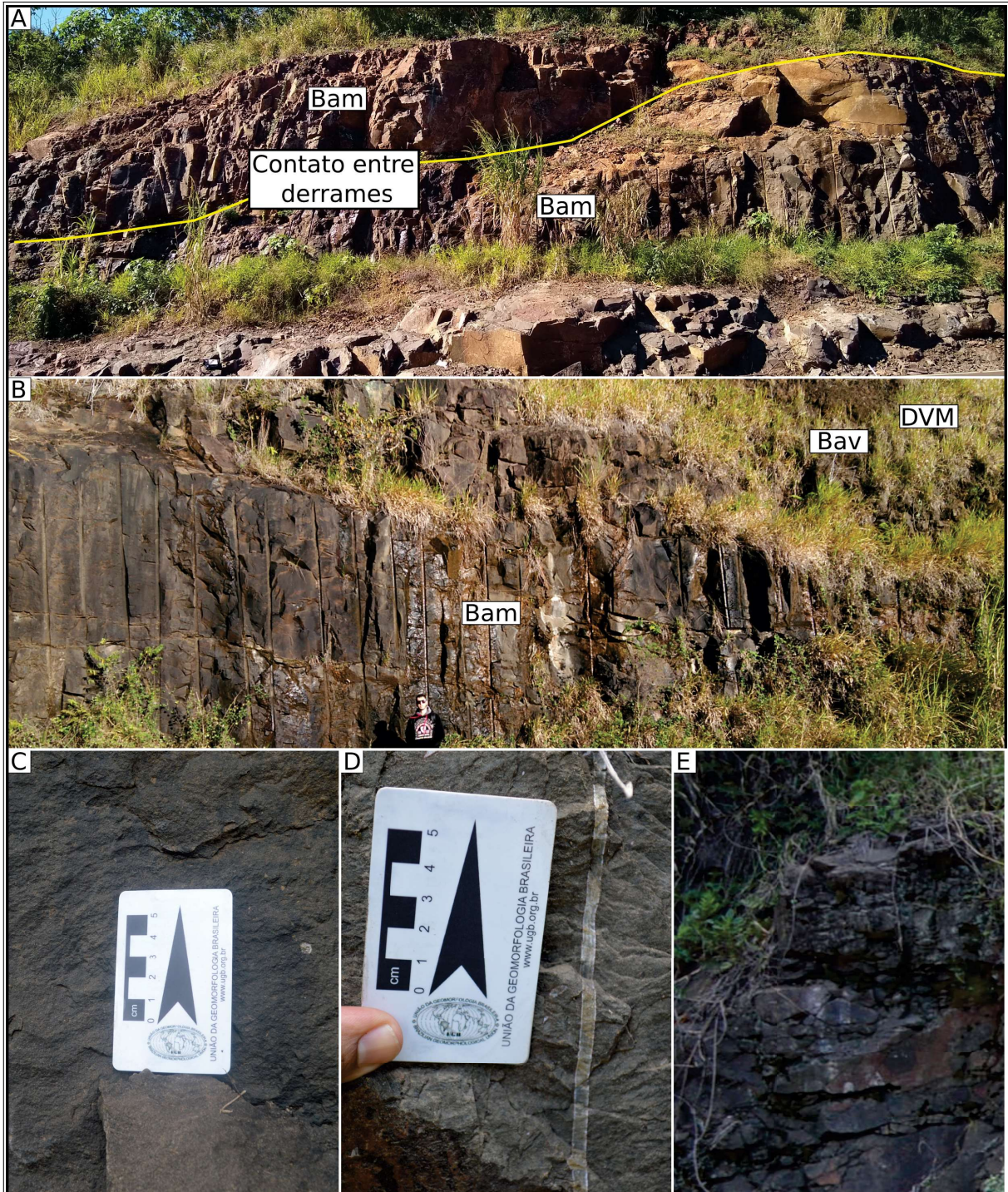
### 3.3.1.2 Litofácies vulcânicas afaníticas com vesículas esparsas (Bam, Bvc)

As fácies vulcânicas afaníticas constituem núcleos dos derrames e apresentam basaltos maciços (Fig. 3.6 A e B) com raras estruturas de segregação (vesículas e amígdalas esparsas) e veios preenchidos com sílica e carbonato (Fig. 3.6 C, D). São pouco fraturados e apresentando estruturas horizontais na base e no topo (Fig. 3.6, B e E) e vertical no núcleo (Fig. 3.6 B). Nos afloramentos descritos, apresentam espessura de até ~30 m e extensão > 300 m. Em termos petrográficos, tratam-se de rochas vulcânicas que exibem tons que variam N4 (Cinza escuro médio) a 5YR 4/1 (cinza acastanhado). A textura predominante é do tipo afanítica afanofírica com cristais de granulação fina.

No geral, as fácies Bam e Bvc são pouco intemperizadas nos afloramentos descritos. Entretanto, indícios de alteração hidrotermal são frequentes, sobretudo pela oxidação na superfície dos derrames e pelo preenchimento de material silicoso e carbonático nas fraturas e vesículas dos derrames.



Figura 3.6- Litofácies vulcânicas afaníticas com vesículas esparsas (Bam) em áreas de contato de derrame. Basalto maciço, com fraturas horizontais (A e B). Vesículas esparsas (C). Fraturas preenchidas por carbonatos e sílica (D). Fraturas horizontais na base do derrame (E)



### 3.3.1.3 Litofácies vulcânicas afaníticas hipocristalina colunares (Bac)



As fácies vulcânicas afaníticas a hipocristalina constituem níveis com entablatura e/ou disjunção colunar (Fig. 3.7) dos núcleos dos derrames. As disjunções colunares apresentam orientação vertical, com superfícies planas de 15 cm a 2 m. Ocasionalmente, após o nível com disjunção colunar, ocorre entablatura do tipo roseta. Nos afloramentos descritos, apresentam espessura de até ~10 m e extensão > 200 m. Em termos petrográficos, tratam-se de rochas vulcânicas que exibem N4 (Cinza escuro médio). A textura predominante é do tipo afanítica afanofírica com cristais de granulação fina.

Figura 3.7- Basaltos colunares horizontais (A e B) e entablatura C

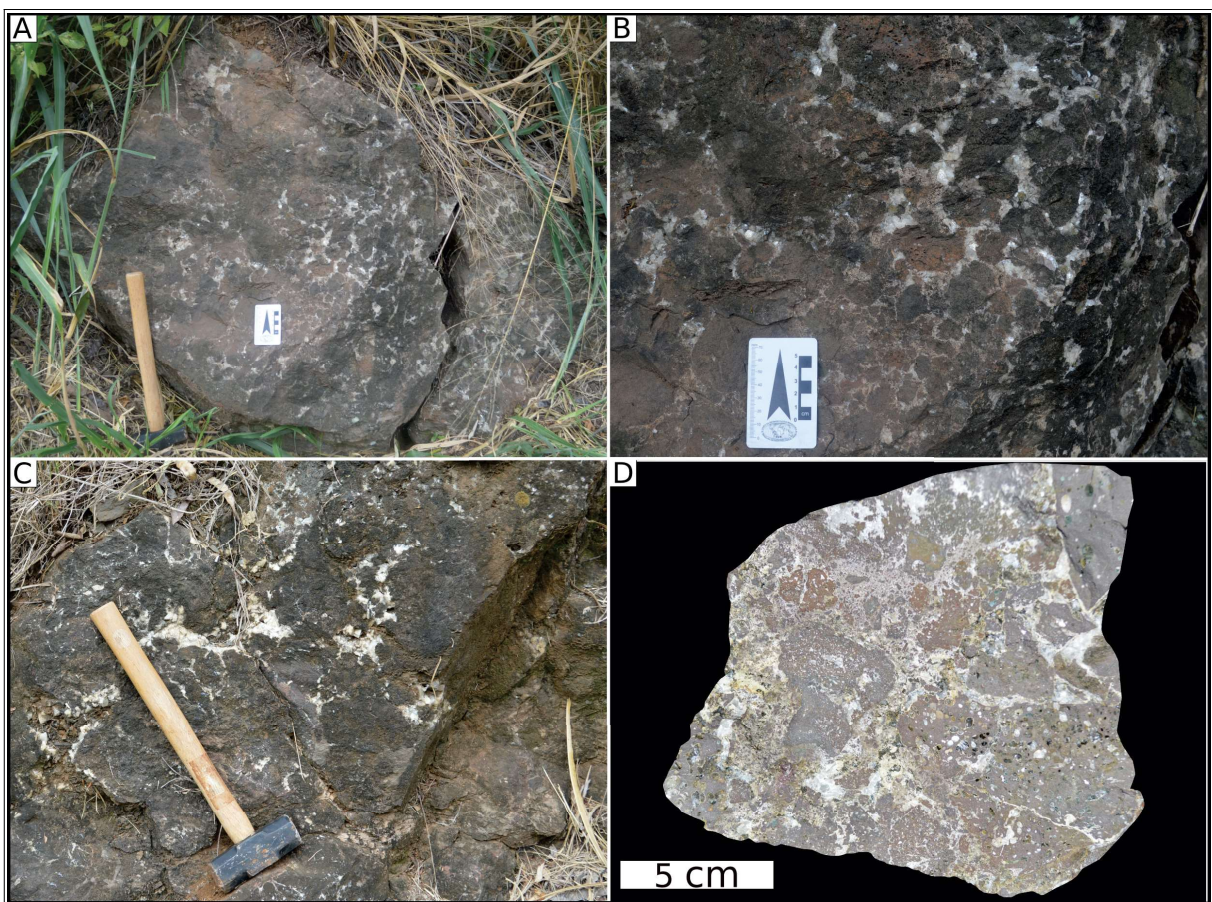


#### 3.3.1.4 Litofácies Autobrecha basáltica



A fácies autobrecha basáltica constitui o nível superior dos derrames e apresenta espessura média de 1 m. Ocorre sobrejacente aos níveis inter-derrames (Fácies Dvm), sendo mais evidente nos pontos 04 e 26. No geral, as autobrechas apresentam um arcabouço constituído por clastos de basalto (Fig. 3.8A, B). A geometria dos clastos variam de arredondado a sub-angular ou blocos poliédricos a tabulares. Os poros são cimentados por carbonatos e óxidos de silício (Fig. 3.8C, D).

Figura 3.8- Autobrechas basálticas com minerais de sílica e carbonatos preenchendo a porosidade entre os clastos.



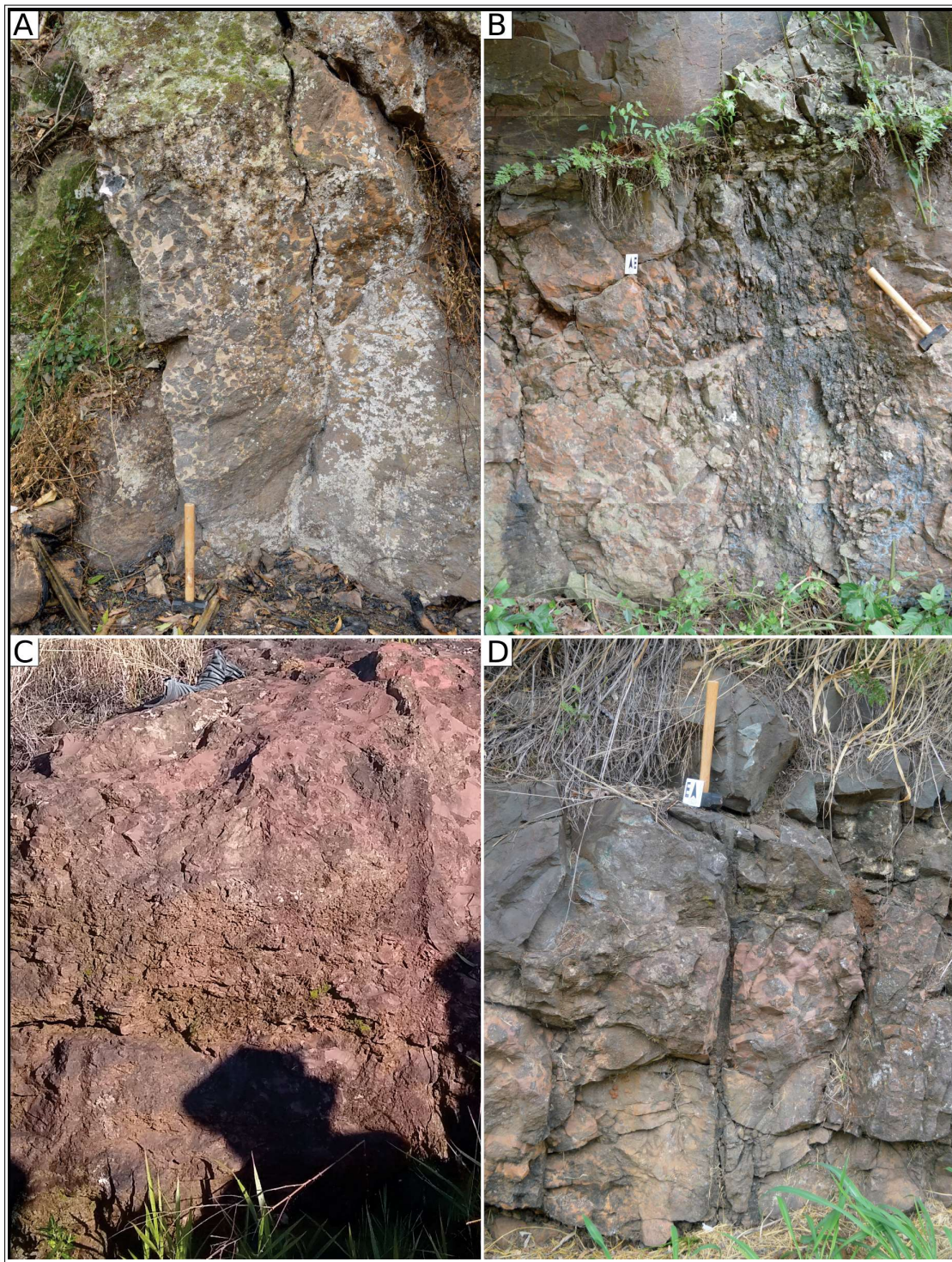
### 3.3.1.5 Litofácies Depósito Vulcanoclástico Máfico (Dvm)

A fácies Depósito Vulcanoclástico Máfico (fácies Dvm) são constituídas por uma ampla variabilidade textural. No geral, são de difícil delimitação em campo por ocorrerem como lentes descontínuas lateralmente. Nos afloramentos descritos, apresentam espessura de



até 3 m e comprimento lateral de até 275 m, ocorrendo preferivelmente no topo dos derrames (Fig. 3.9).

Figura 3.9- Fácies dos depósitos vulcanoclásticos máficos (DVM). A) tufo-brecha com gradação normal. B) Contato entre tufo-brecha e basalto maciço em derrame tabular simples C) Detalhe de contato entre tufo-brecha em topo de derrame rubbly. D) Detalhe de tufo brecha em base de derrame.



Com relação às características macroscópicas dos DVM, as rochas apresentam estrutura caótica, pobremente selecionada, com estrutura interna predominante do tipo peperito disperso (matriz suportada - Fig. 3.9A, B, D), embora ocasionalmente ocorra clasto suportado (peperito de empacotamento fechado (3.9A e D) e gradação normal (fig. 3.9A) ou inversa (Fig. 3.9D). No geral, as litologias que constituem as fácies vulcanoclásticas são polimíticas, tendo arcabouço constituído de grãos com tamanhos e composição variadas, em geral mais grosseiros, enquanto a matriz apresenta grãos mais finos, sendo o contato entre a matriz e arcabouço difuso e impreciso.

A morfologia dos clastos juvenis predominantes são poliédricos a tabulares, com superfícies curvilineares a planares, denotando peperitos em blocos (Fig. 3.10A, B e D). Ocasionalmente, ocorrem clastos juvenis variam de irregular/angular, blocos fragmentados que se encaixam (*jigsaw-fit block*), também denotando peperitos em blocos. Clastos irregulares ameboide (*irregular fluidal amoeboid*), eventualmente globulares (*globular*), fina (*wispy*), margens fluidais a sub-planar, (*single clasts with fluidal and sub-planar margins*) (Fig. 3.10 D, E, F), são indicativos de peperitos fluidais. A composição dos clastos variam de basalto afanítico (litoclastos) a basalto vítreo com estruturas de segregação (vitroclastos), de tamanho que variam de 0,1 a 100 mm.

Os DVM apresentam matriz fina, com coloração 5R 6/6 e textura areno-síltico-argilosa, ocasionalmente apresentando lentes arenosas (Fig. 3.10A, B, C, E, F). Em escala macroscópica, a matriz é maciça, raramente estratificada ou orientada (Fig. 3.10 F). Em alguns casos, estruturas sedimentares degradadas (Fig. 3.10F) paralelas aos blocos e a presença de matriz arenosa no interior das fraturas e das vesículas dos clastos denotam que a matriz era inconsolidada e provavelmente úmida durante a interação vulcano-sedimentar (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002).

Em determinadas litologias, os clastos apresentam contatos discordantes em relação a estratificação da matriz, embora não apresente uma orientação preferencial clara. Essa associação constitui ao depósito a característica granulométrica de tufo-brechas a brecha com textura tipo peperito. Em alguns casos, o contato entre os grãos ocorre preenchido por material silicoso maciço leitoso ou vítreo ou ainda carbonático (Fig. 3.10 C).

Arenitos friáveis a cimentados ocorrem ocasionalmente (Fig. 3.11B), com cores avermelhados (5R 6/6). No geral, os arenitos apresentam elevado estágio de alteração, Associado a essas litofácies, podem ocorrer veios de injectitos areia-argila-siltosa ocorrem tanto em basalto maciço quanto vesicular, com coloração 5R 6/6 (Fig. 3.11A, C e D). São



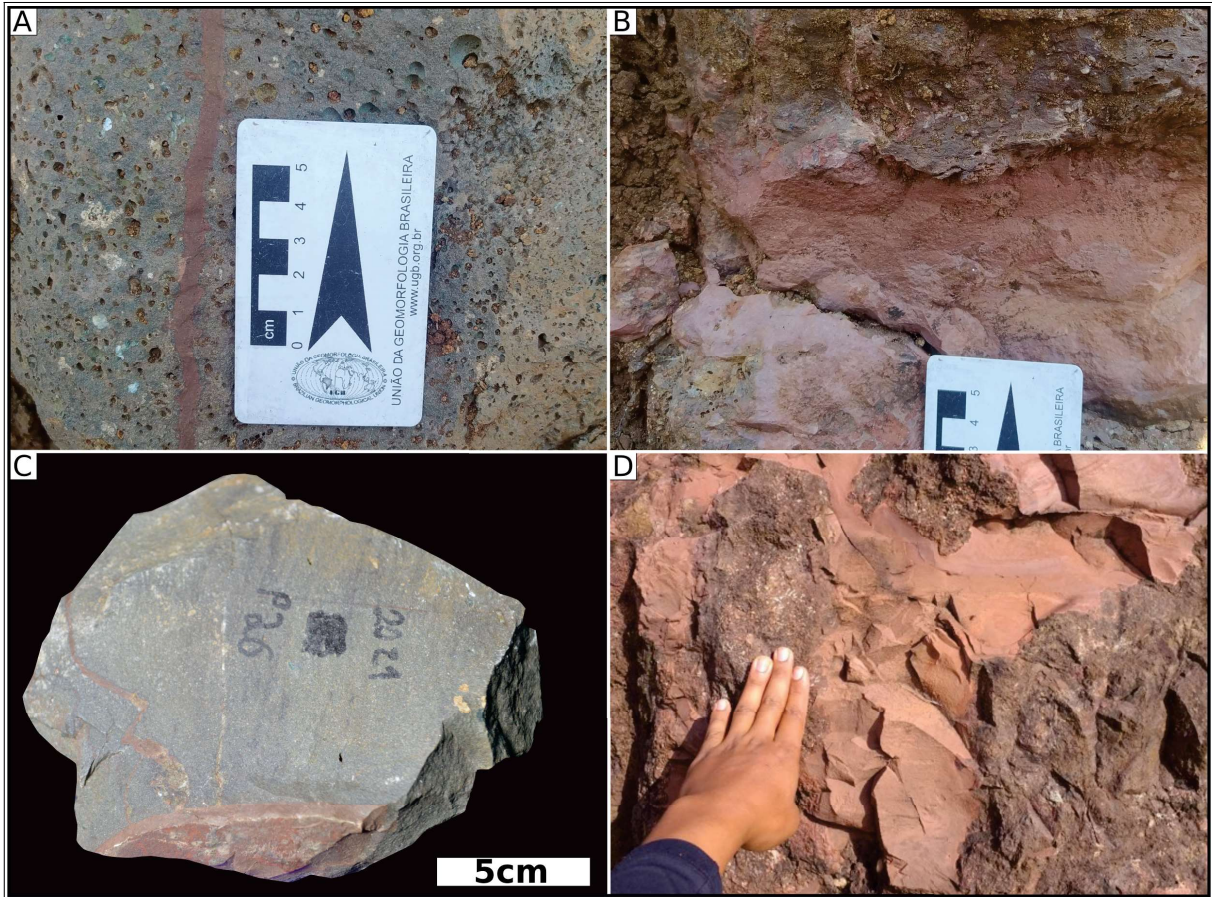
centimétricos (até 1,5 cm) e ocorre preenchendo fraturas de mais de uma litofácies, sugerindo que são sin-depositivos.

Figura 3.10- Depósitos vulcanoclásticos máficos, com clastos arredondados (A) e angulares (B). Óxidos de Si e carbonatos em vesícula de clastos juvenis Dvm (C, D). Clasto juvenis em peperito fluidal (E, F).





Figura 3.11- Feições de Interação Vulcano-sedimentares. A) Injectito em basalto Maciço. B) Arenito Friável em base de facies com estrutura de segregação. C) Injectito em basalto maciço. D) Peperito Fluidal



### 3.3.2 Mineralogia e petrografia das litologias vulcânicas e vulcano-sedimentares

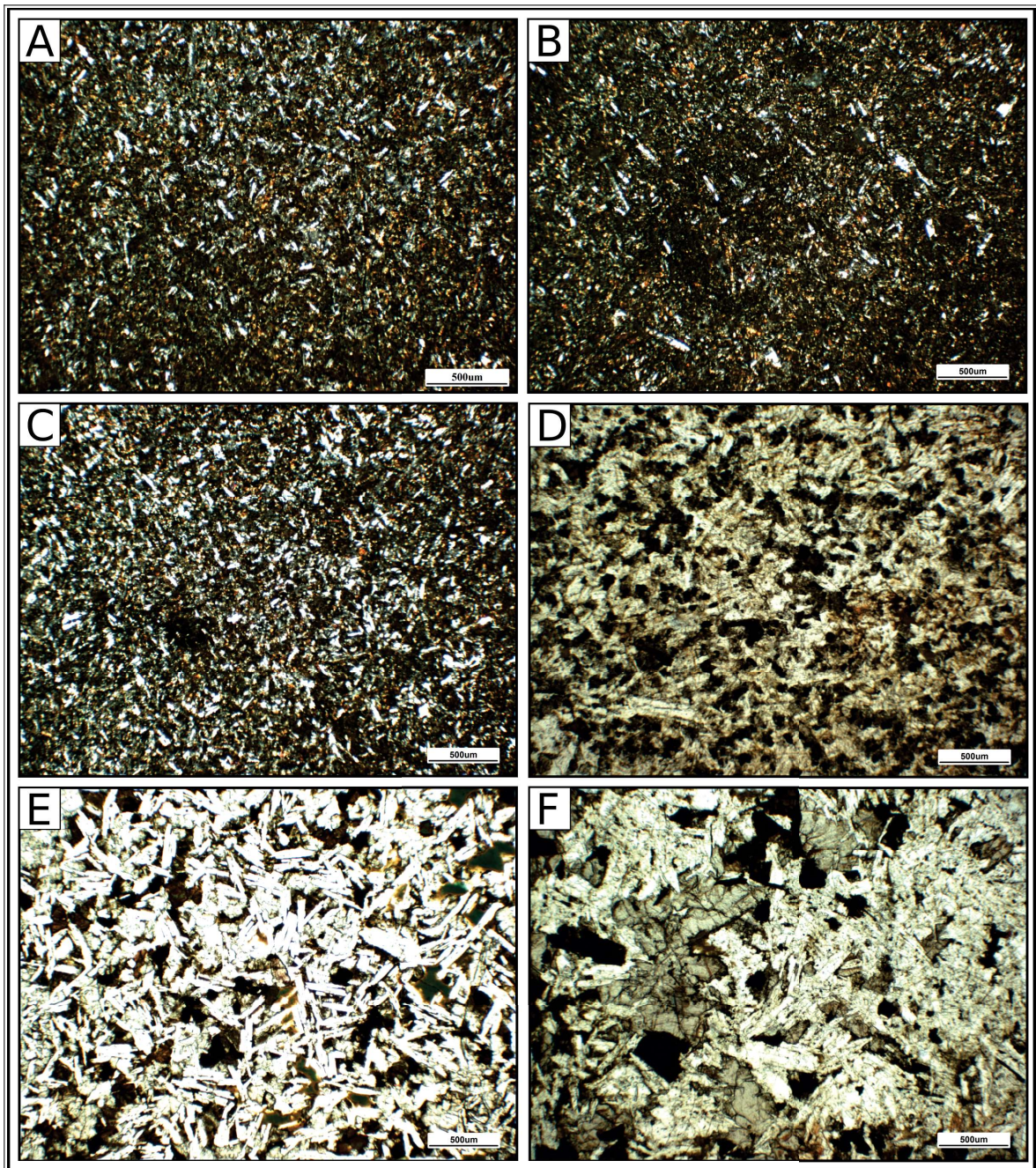
De maneira geral, as rochas vulcânicas exibem características petrográficas similares, com sutis variações entre a textura e porosidade. No geral, as rochas vulcânicas tratam-se de basaltos holocristalinos com textura afírica a afanítica, ocasionalmente glameroporfirítica. O arranjo dos cristais é inequigranular subofítico a intersticial, podendo apresentar fenocristais de plagioclásio ou piroxênio. Secundariamente, ocorrem texturas cavitárias (vesicular/amigdalóide) e diktitaxítica (Fig. 3.12).

A mineralogia modal é constituída por 40~60% de Plagioclásios ricos em cálcio, geralmente labradorita e ocasionalmente bytownita. Plagioclásios ricos em sódio ocorre subordinadamente, geralmente como grãos de tamanhos inferiores. Fenocristais de plagioclásios exibem zonação, possivelmente contendo núcleo cálcico e borda sódica. Os Piroxênios (15~35%) ocorrem tanto como microfenocristais quanto na matriz, sendo nesse



último caso de difícil distinção, embora predominam cristais com extinção oblíqua (clinopiroxênios), possivelmente diopsídio, augita e pigeonita. Às vezes, são encontrados piroxênios com ângulos de extinção paralela (ortopiroxênios), possivelmente enstatita. Opacos variam de 5 a 15%, podendo apresentar bordas alteradas para óxidos. Olivina é o principal mineral traço (<5%) e ocasionalmente encontra-se alterada para indiggsita. Argilominerais como a celadonida ocorre como pseudomorfo do piroxênio (Fig. 3.12).

Figura 3.12- Micrografias em seções delgadas das rochas vulcânicas da VGUR. A variação textural dos derrames da base da sequência (A, B e C) com os derrames superiores (D, E e F) é evidente, sobretudo em relação ao tamanho dos plagioclásios e piroxênios.



Em relação aos DVM em lâmina delgada, as rochas apresentam matriz constituída por sedimentos silicilcátiscos (quartzo, feldspato, opacos e piroxênios) e vidro vulcânico, com tamanhos que variam de silte a areia (bimodal), estando dispostos aleatoriamente no fundo matricial, sem orientação ou gradação (Fig. 3.13 B-F). Para os peperitos, o arcabouço é constituído por clastos juvenis de basalto vesicular e amigdaloidal, tamanho grânulo a seixo (Fig. 3.13B). Os clastos estão aleatoriamente dispostos no fundo matricial (matriz suportada), sem contato entre os grãos (empacotamento aberto). São subangulares a muito angulares e subarredondados. Tanto em lâmina delgada (3.3.2B) quanto em escala macroscópica (3.3.1.5B, F), os clastos apresentam margens fluidais, embora também ocorram clastos com marges irregulares e *quenched rims*

Em relação a mineralogia, os clastos juvenis são hipohialinos microcristalino inequigranular. A textura é intersticial, com cristais de plagioclásio (25%), opacos (4%) e piroxênios (1% - acessório) envolvidos em matriz vítrea (70%). A textura secundária é cavitária, com vesículas ou amígdalas preenchidas por carbonatos ou zeólitas. Os plagioclásios variam de labradorita a bytonita. Os opacos são cúbicos, aciculares a tabulares. Os piroxênios não foram descritos em decorrência do tamanho. Óxidos são amorfos e ocorrem entre os cristais de plagioclásio ou nas bordas das vesículas.

As amígdalas dos clastos juvenis são preenchidas por minerais carbonáticos amorfos ou cristalizados como calcita. A calcita é subédrica a anédrica, relevo baixo a médio, com macla e clivagem indiferenciada, hábito fibroso a acicular. Veios de quartzo/calcita e injeção da matriz siliciclástica preenchendo as fraturas clastos do basalto.

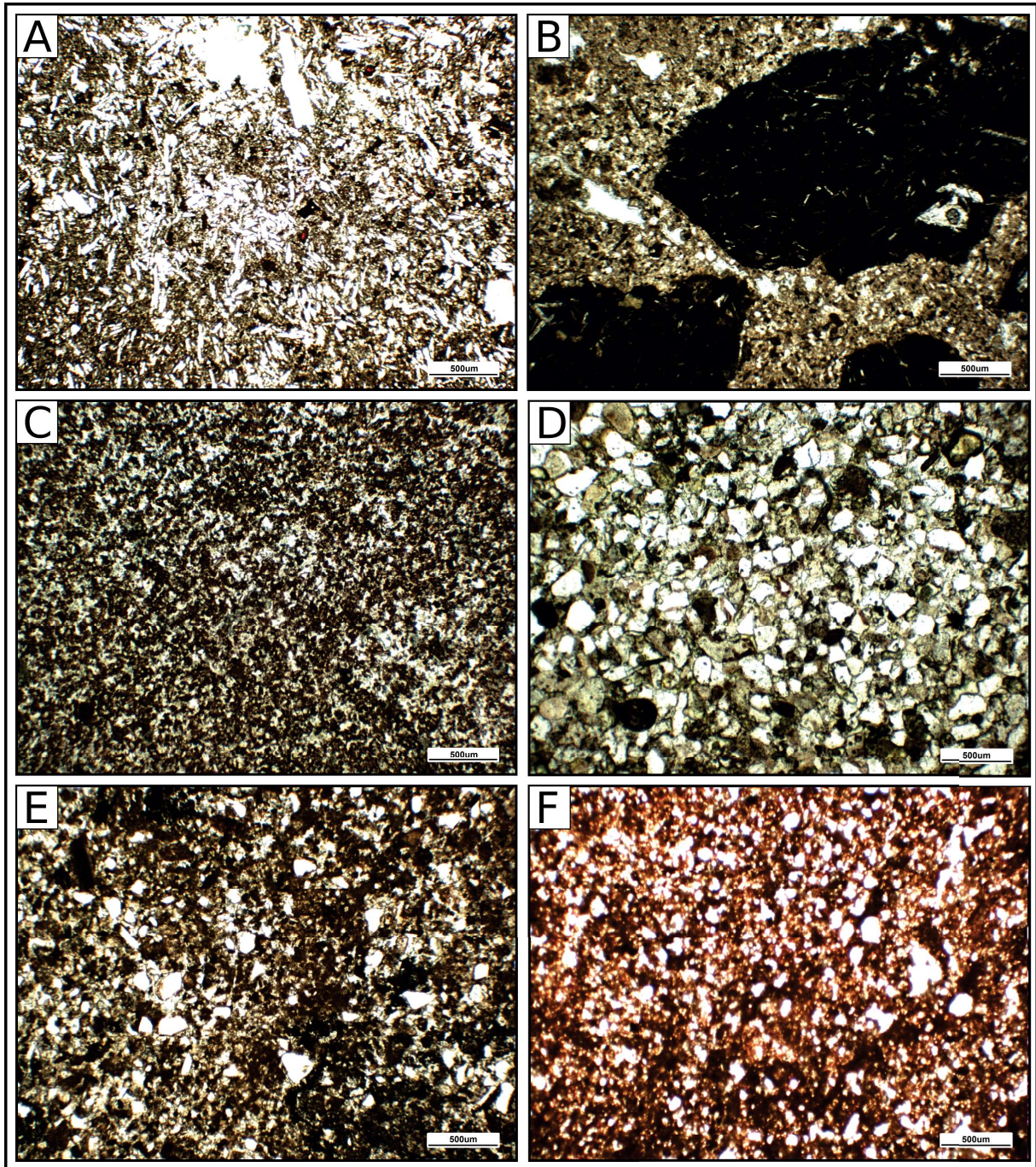
Em seção delgada, foi identificado cimento carbonático e oxídico, seja preenchendo poros quanto fraturas dos grãos do arcabouço. O cimento carbonático totaliza de 25% a 30% do cimento, sendo predominantemente como cimento amorfo e secundariamente cristalizado como calcita. O cimento oxídico totaliza de 25% a 30% é amorfo e exibe coloração que varia de vermelho claro a vermelho escuro (possivelmente hematita). Em vezes o cimento ocorre como lentes, sugerindo processo de argilização.

Em lâmina delgada, a matriz dos DVM varia de lama (Fig. 3.13C) a areia fina (Fig. 3.13D). Nas microfácies lamíticas, a matriz é composta principalmente por argilominerais e óxidos. Em menor parte, são encontrados grãos de minerais primários (quartzo, feldspatos e opacos) intrusivos na matriz. Os minerais grãos de quartzo são esféricos bem arredondado alisado a esférico subangular alisado (maiores) e subesférico angular alisado (menores). Feldspatos são tanto esféricos bem arredondado alisado como esférico subangular alisado



quanto alongado/subalongado angular/subangular alisado, enquanto os opacos são alongados angulares alisados. Os minerais primários estão dispostos de forma aleatória na matriz, sem estratificação ou grau de seleção.

Figura 3.13 - Litologias vulcânicas (A) e DVM (B-F) da VGUR. Basalto Vesicular (A). Arcabouço (B) e matriz (C) de peperitos. Lentes arenosas dos peperitos cimentados (D) e arenitos friáveis (E, F).



Nas camadas arenosas, os grãos são clásticos e estão dispostos de forma aleatória e não apresentando orientação. Localmente, é possível visualizar microlaminação onde se

observa maior cimentação por óxidos de ferro. O arcabouço é constituído por minerais primários (polimineralítico), constituída por 25% de grãos de feldspato, 70% de quartzo e 5% de opacos. O contato entre os grãos é pontual a planar, por vezes pontual, com orientação caótica e empacotamento aberto, sem indicativo de contato suturado ou côncavo/convexo. Localmente se reconheça grãos fragmentados, principalmente de quartzo e nódulos. Os feldspatos predominantes são calco-sódicos, (labradorita-bytonita), embora se reconheça também feldspatos potássicos (microclínio).

Os grãos de quartzo são os minerais predominantes, e variam de tamanho 0,02 a 0,5 mm. São subalongados a esféricos, bem arredondado a subangular alisados. Apresentam fraturas e sinais de alteração química entre as fraturas. São bem selecionados, sem orientação ou laminação. Opacos ocorrem de forma subordinada na lâmina delgada, em tamanhos modal de 0,05 mm. São alongados a subalongados, bem arredondados e subangulares alisados. Possivelmente se tratam de ilmenita/magnetita. Nódulos e fragmentos de nódulos também ocorrem como material acessório, possivelmente constituído por ferro e manganês.

A matriz ocorre sob a forma de argilominerais e óxidos, principalmente em lentes como pseudo-matriz, como produto da alteração dos minerais primários, principalmente quartzo e feldspatos. O cimento é constituído por argilominerais e óxidos, embora também se reconheça cimento carbonático (possivelmente calcita). O cimento ocorre como cutículas circundando poros ou como crescimento nos grãos de quartzo e feldspato. Entretanto, o cimento predominante é do tipo microcristalino e ocorre na pseudomatriz e preenchendo poros (poiquilotópico). Localmente, encontra-se cimento do tipo vermicular, possivelmente constituído de microcristais de calcita.

Com base na análise dos difratogramas (Tabela 3.4, APÊNDICE A-J) obtidos da difração de raios-x pelo método do pó, a assembleia mineralógica modal das rochas vulcânicas é constituída por quartzo, albita, diopsídio, pigeonita, K-feldspato. Titanomagnetita foi encontrada no P01, ilmenita nas amostras P03, P04, P7 e P24, Zeólita no P03, enstatita no P04 e P24, olivina no P04 e montmorillonita no P24. Para as rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, a mineralogia varia de ilmenita, quartzo, diopsídio, feldspato, montmorillonita, olivina para os “siltitos” (A07b), quartzo, ilmenita, rutilo, anortoclásio e diopsídio para “arenito” (A11); ilmenita, quartzo, rutilo, diopsídio, albita, pigeonita e forsterina para peperito (A19); quartzo, ilmenita, Ferro amorfo, zircão para “brecha” (P23).



Tabela 3.4 - Mineralogia das amostras de rocha obtidas via difração de raios-x

Amostra	Composição mineralógica
A01	Titanomagnetita, quartzo, albita, diopsídio, pigeonita, k-feldspato
A03	Ilmenita, quartzo, pigeonita, diopsídio, albita, k-feldspato
A04	Ilmenita, quartzo, enstatita, pigeonita, diopsídio, albita, olivina
A07 (vulcânica)	Diopsídio, albita, pigeonita, ilmenita.
A24 (vulcânica)	Ilmenita, quartzo, montmorillonita, albita, enstatita.
A07 (sedimentar)	Ilmenita, Quartzo, diopsídio, feldspato, montmorillonita e olivina,
A11	Quartzo, ilmenita, rutilo, anortoclásio e diopsídio
A19	Ilmenita, quartzo, rutilo, diopsídio, albita, pigeonita e forsterina
A23	Quartzo, ilmenita, Ferro amorfo, zircão
A24 (sedimentar)	Quartzo, ilmenita, anatásio, rutilo, diopsídio,

### 3.3.3 Geoquímica das rochas da VGUR

Os resultados obtidos a partir da análise quantitativa para os elementos maiores (% em peso – g/100g) estão apresentados na tabela 3.5. No geral, as rochas vulcânicas (P01, P03, P04 e P07) apresentam valores de acidez (em porcentagem de sílica em peso) que permitem classificá-las como do grupo das rochas básicas a intermediária. Com base nos valores de %SiO<sub>2</sub>, %Na<sub>2</sub>O e %K<sub>2</sub>O, tais amostras correspondem a série das rochas vulcânicas sub-alcalinas. Altos valores de MgO (> 8,93 wt%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17,58wt%) e CaO (9,65 wt%) foram identificados no P07, indicando magmas mais primitivos (FODOR; CORWIN; ROISENBERG, 1985; ROSSETTI et al., 2018). Além disso, baixos valores de TiO<sub>2</sub> foram identificados para esse derrame, sendo compatíveis com a série de derrames de baixo Ti da PMPE (BELLIENI et al., 1984a; MANTOVANI et al., 1985).

Para as rochas vulcano-sedimentares (P7b e P19), altos valores de sílica foram identificados, bem como Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, embora com altos valores de perda ao fogo (Tabela 3.5). Para a amostra P19, os valores de SiO<sub>2</sub> (42,93 wt%) são semelhantes, embora

inferiores as demais brechas identificadas no SW do Paraná (ARENA; HARTMANN; BAGGIO, 2014).

Tabela 3.5 - Valores obtidos pela análise quantitativa para os elementos maiores (% em peso)

ID	Cod. Lab.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	LOI	Total
P01	LAB1330	49,28	13,8	2,96	13,84	0,16	4,21	8,3	3,78	2,33	0,5	100
P03	LAB1331	52,36	14,45	2,54	11,43	0,13	3,39	8,83	3,75	1,88	0,5	100
P04	LAB1332	48,25	14,1	4,04	14,89	0,22	3,23	7,32	4,12	2,42	0,9	100
P07	LAB1333	44,76	12,42	1,76	17,58	0,21	8,93	9,65	2,96	0,58	0,8	100
P7b	LAB1334	76,22	8,74	0,69	4,97	0,07	1,74	0,62	0,84	3,73	2,3	100
P11	LAB1335	73,49	8,71	0,81	6,22	0,1	3,2	0,85	0,69	3,04	2,8	100
P19	LAB1336	42,93	11,35	3,44	12,9	0,23	4,21	12,72	3,34	1,78	6,70	100

As concentrações dos elementos Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb foram obtidas em nível de partes por milhão (ppm) e são apresentados na tabela 3.6. Para os elementos Ni, Zn e Ba, os valores obtidos pela rotina padrão do laboratório TRAH, que aplica curvas de calibração pelo método empírico, ficaram abaixo do limite da quantificação da técnica analítica.

Tabela 3.6 - Resultados de elementos menores em ppm (mg/kg)

ID	Y	Pb	Ni	Cu	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	Cr	Ba
	7,42	19,22	49,96	35,17	7,68	7,68	296,3	6,89	20,04	19,56	320,43
P01	36,7	<LQ	<LQ	79,7	383,4	214,4	<LQ	15,5	48,7	24,2	<LQ
P03	35,3	<LQ	<LQ	39,8	428,5	217,2	<LQ	9,2	28,8	<LQ	<LQ
P04	40,2	<LQ	<LQ	62,2	340,6	229,8	<LQ	20,1	44,9	<LQ	374,4
P07	41,7	<LQ	<LQ	97,9	102,5	108,8	<LQ	<LQ	<LQ	52,1	<LQ
P7b	31,6	<LQ	<LQ	87,7	185,3	228	<LQ	<LQ	88,6	40,5	476,6
P11	47,3	<LQ	<LQ	191,8	172,3	343,8	<LQ	<LQ	75,8	59,4	432,9
P19	33,9	<LQ	<LQ	60,8	276,3	206,8	<LQ	17,5	39,7	32,5	<LQ



No geral, os valores obtidos referente as rochas vulcânicas (P01, P03, P04 e P07) são relativamente semelhantes, com exceção dos elementos Cu, Sr, Nb, Rb e Cr. A principal diferença entre as rochas vulcânicas foi observado na amostra P07, cujos valores de Sr e Zr são relativamente menores, enquanto os valores de Nb e Rb ficaram abaixo do limite da quantificação da técnica analítica. Embora o elemento ítrio possa ser eventualmente móveis durante alteração hidrotermal (HILL; WORDEN; MEIGHAN, 2000; ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012), os valores obtidos para o Y nas amostras variaram de 31,6 no P07b a 47,3 no P11, sugerindo pouca mobilidade quando comparado a demais outras áreas da PMPE (ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012).

Para as FIV's (P07b, P11 e P19), os valores apresentaram maiores variações para o P11 (arenito cimentado) quando comparado as demais litologias. No geral, os valores dos elementos Y, Cu, Zr e Cr foram maiores para o P11 que as demais FIV's, enquanto os elementos Sr e Rb apresentaram valores inferiores quando comparado as demais feições de interação vulcano-sedimentares. Observa-se também um decréscimo no conteúdo de Rb para amostras com maior perda ao fogo, assim como observado em outros ambientes hidrotermais da PMPE (HARTMANN; BAGGIO; DUARTE, 2013).

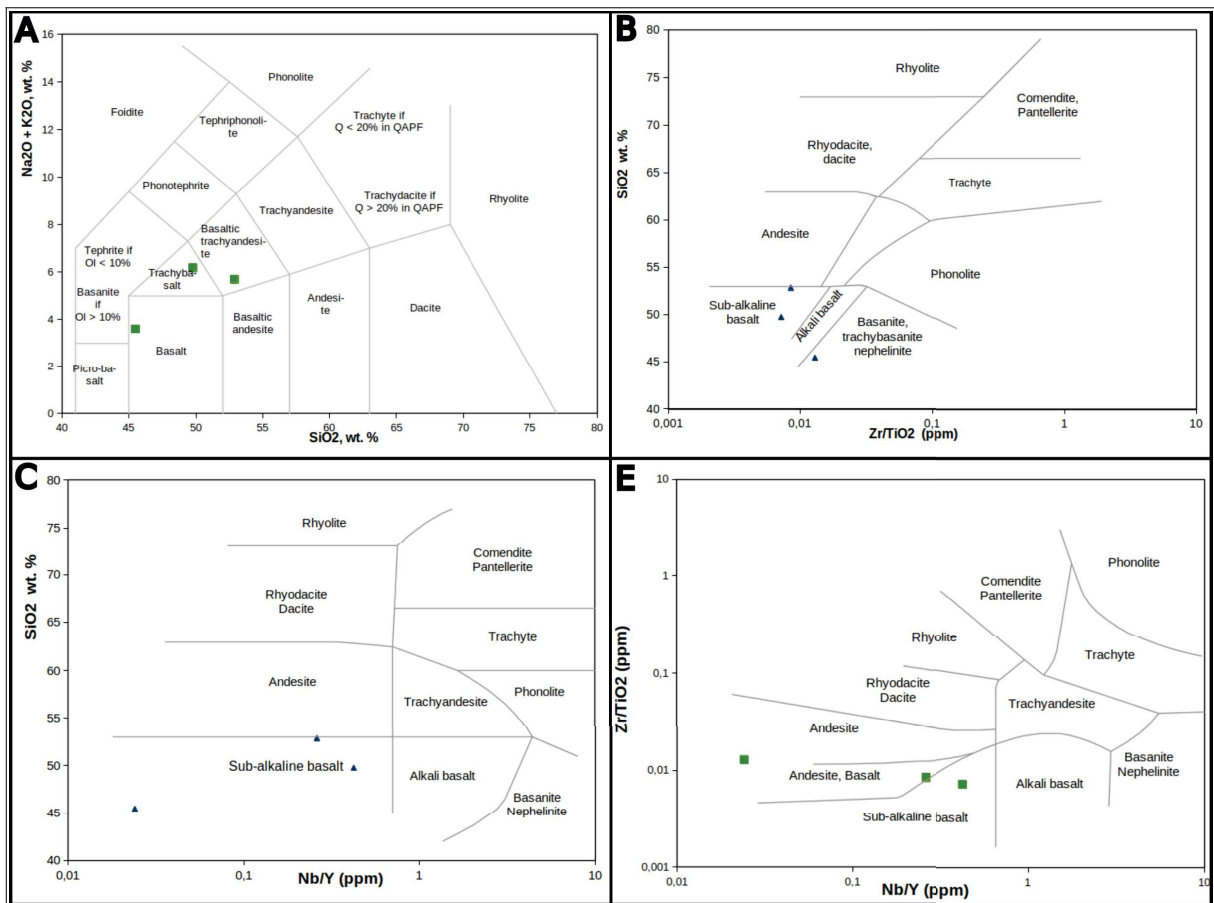
Em relação a classificação litogeoquímica, com base no diagrama multi-óxidos de TAS (*total alkali-silica diagram*), com divisões internas baseados em Le Bas (LE BAS et al., 1986), as rochas referentes aos afloramentos P01 e P03 correspondem a traquibasalto e traquiandesito basáltico, respectivamente, enquanto o P07 equivale a basalto (Fig. 3.14A). Entretanto, uma vez que foi identificado alteração hidrotermal na análise petrográfica, sendo essa mais pervasiva se comparado a alteração intempérica, mudanças seletivas em elementos maiores móveis, como  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$  e  $K_2O$  ou elementos traço como Rb, Ba, Sr e Cu (FRANZSON; ZIERENBERG; SCHIFFMAN, 2008; GILL, 2014) são comuns e podem ter ocorrido nas rochas da VGUR, assim como são identificados em outras áreas da PMPE (PINTO; HARTMANN, 2011; PINTO; HARTMANN; WILDNER, 2011).

Nesse sentido, foram aplicados os diagramas que se utilizam de  $Zr/TiO_2$  (WINCHESTER; FLOYD, 1977) como referência, uma vez que esse elemento apresenta baixa mobilidade em ambientes hidrotermais (HARTMANN; BAGGIO; DUARTE, 2013). Com base nos diagramas de Winchester; Floyd (1877), foram reconhecidos os litotipos basalto subalcalino (P1), basalto andesítico (P3) e andesito (P7) (Fig. 3.14C, D, E).

Em relação aos magmas-tipo da VGUR, com base nos valores obtidos para os elementos Si, Zr, Ti e P, as rochas vulcânicas correspondem aos grupos Tipo 4 (LSi-LZr-HTi-

HP) no P1, Tipo 2 (LSi-LZr-Lti-HP) no P3, correlatos aos magmas-tipo Urubici/Pitanga de Peate; Hawakesworth; Mantovani (1992). No P7, foi determinado que o derrame corresponde ao Tipo 1CN (Lsi-LZr-LTi-LP) ou magma-tipo Paranapanema de Peate; Hawakesworth; Mantovani (1992). De fato, a VGUR está inserida na Subprovíncia Centro-Norte (LICHT, 2018), constituindo pelas associações 2+3+4, sobrepostos pelo tipo 1CN. Por outro lado, assim como observado em Gomes (1996); Gomes et al., (2018) e Licht (2018), os magmas-tipo da VGUR ocorrem interdigitados e não sobrepostos.

Figura 3.14 - Diagramas de classificação geoquímica para rochas vulcânicas. A) Diagrama TAS baseado nas divisões internas de Le Bas et al. (1986) para as amostras P01, P03, P07. B, C e D) Diagramas contidos em Winchester; Floyd (1977).

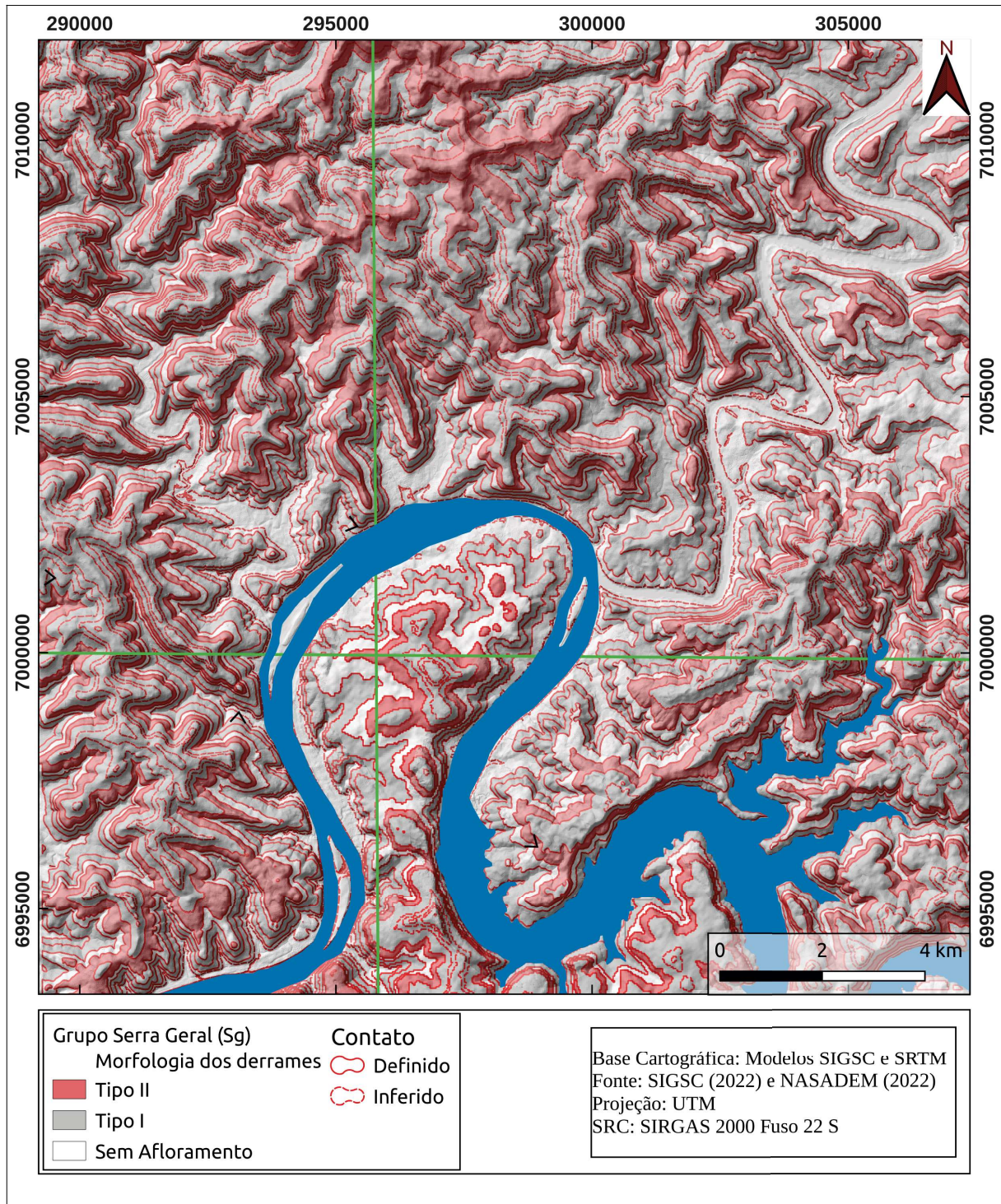


### 3.3.4 Correlações estratigráficas e distribuição espacial dos derrames

Com base na associação entre os dados levantados em campo em conjunto com os diferentes mapeamentos que englobam o Alto Rio Uruguai próximos a VGUR (DIAS; PARISI, 2007; GOMES, 1996; PINTO; HARTMANN, 2011), além da análise visual dos

Modelos Digitais de Terreno (MDT's), foram reconhecidos quatorze níveis de derrames para a VGUR entre as altitudes inferior ou igual a 210 m a 528 m (Fig. 3.15).

Figura 3.15- Modelo de distribuição espacial dos derrames na VGUR



Fonte: Elaborado pelo autor

No geral, em termos morfológicos, os derrames mapeados na VGUR são semelhantes àqueles descritos regionalmente (GOMES, 1996; PINTO; HARTMANN, 2011; TOLOTTI,



2018), com sutis diferenças para com os encontrados na sequência Iraí – Frederico Westphalen, como no caso da ocorrência de depósitos minerais em estruturas cavitárias (geodos de ametista) que não foram identificados na Volta Grande.

Na região de Iraí – Frederico Westphalen, Gomes (1996) definiu dois tipos de derrame: Tipo I e Tipo II. Os derrames Tipo I possuem menor espessura (15 a 35 m) com nível vesicular basal (50 cm) sobreposto por nível maciço pouco fraturado (10 a 25 m) e um nível com fraturas horizontais (2 a 4 m), e um nível superior (topo) com vesículas/amígdalas milimétricas (1 a 2 m).

Os derrames Tipo II são mais espessos (30 a 50 m), exibindo um nível vesicular basal, ocasionalmente vesículas do tipo *pipe* (40 a 100 cm) e um nível maciço constituído por três setores, sendo o primeiro nível colunado, apresentando fraturas verticais e ortogonais, com prismas regulares de 0,5 a  $\frac{1}{3}$  do derrame, o segundo nível apresentando entablamento irregular, contendo de 25 a 30 m de espessura e o terceiro nível apresentando disjunção colunar (espessura média de 10 m). O topo é constituído do nível vesicular, com espessura que atinge até 10 m (GOMES, 1996).

No geral, a correlação lateral entre a tipologia dos derrames mapeados para a VGUR são coerentes com aqueles já descritos na literatura, com pequenas variações entre a cota altimétrica que limita os diferentes derrames. Entretanto, como os níveis com feições de interação vulcano-sedimentares são descontínuos lateralmente, determinados derrames foram de difícil delimitação, como no caso do contato entre derrames 2-3 e aqueles superiores a 400 m. Além disso, não foram encontrados afloramentos com espessura significativa nos derrames 2, 3 e 6, sendo sua classificação morfológica impossibilitada. Por outro lado, com base na correlação lateral, estima-se que os derrames 2, 3 e 6 correspondem aos derrames Tipo II.

A tabela 3.7 apresenta a comparação entre os derrames mapeados nesse trabalho e aqueles descritos por Gomes (1996), incluindo a espessura dos derrames, posição espacial relativa, estrutura interna, características mineralógicas e petrográficas. Com base na correlação lateral, foram inseridos dois derrames além daqueles mapeados por Gomes (1996). Entretanto, tais derrames são de difícil distinção em campo, em decorrência da descontinuidade lateral restrita e espessura relativamente pequena e, por consequência, de mapeá-los.

Em termos petrográficos (grau de cristalinidade, textura, estrutura, etc) e mineralógicos (assembleia mineralógica e proporção), os derrames descritos na Volta Grande também se assemelham a aqueles descritos para a literatura local (DIAS; PARISI, 2007; GOMES, 1996). Além disso, a estruturação interna dos derrames também são semelhantes a

aqueles descritos por Gomes (1996). Em termos lito-estratigráficos, as relações faciológicas serão abordados posteriormente.

Figura 3.16 - Correlação estratigráfica lateral entre os derrames da VGUR e aqueles mapeados para a região de Frederico Westphalen – Iraí.

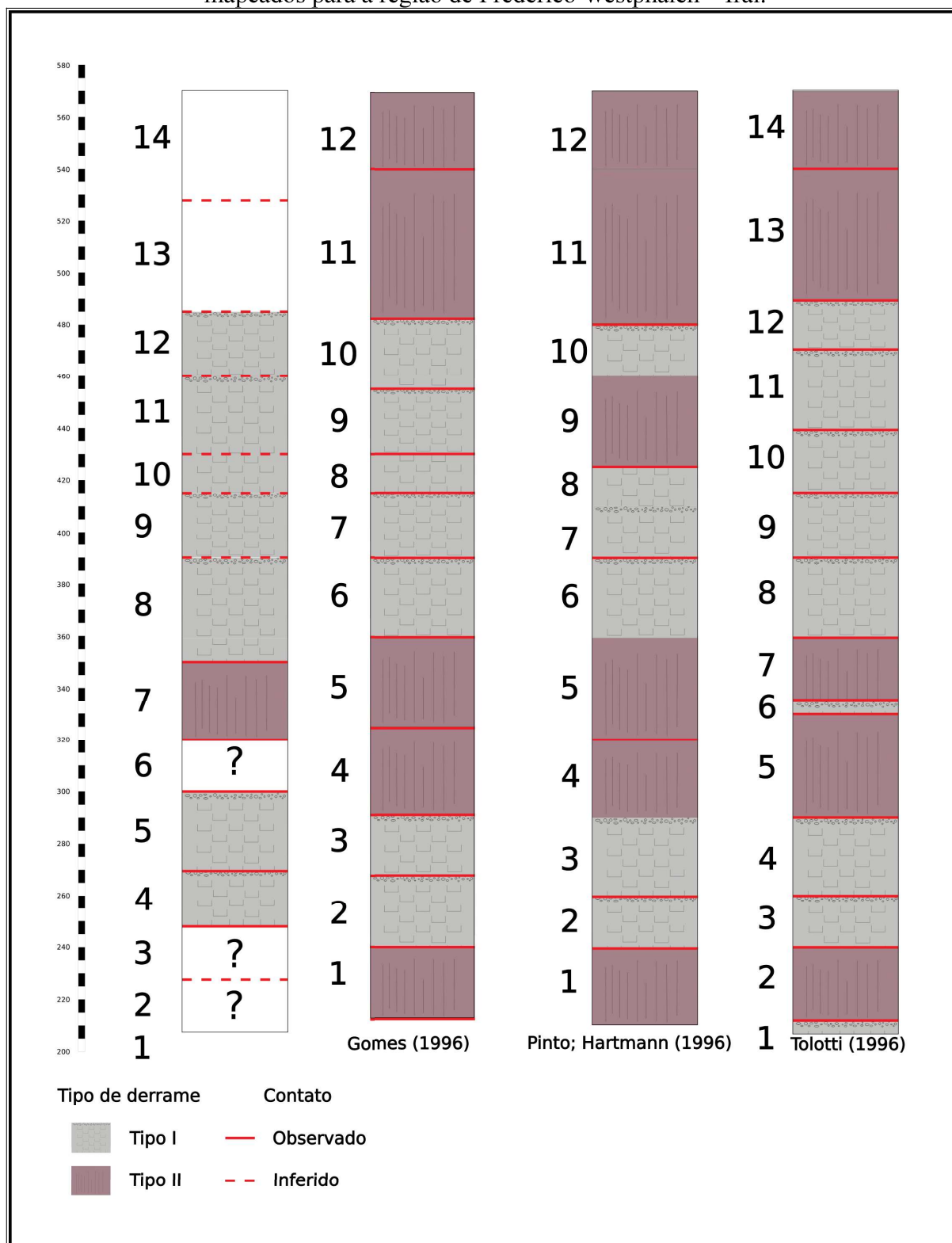


Tabela 3.7 - Correlação estratigráfica entre os derrames de Ametista do Sul – Iraí e os derrames mapeados nesse trabalho

Gomes (1996)					Nesse trabalho		
Derrame e magma tipo	Alt	Tipo	Petrografia	Constituição Mineralógica	Derrames e magma tipo	Alt	Constituição Mineralógica
1 Pitanga	212- 240	II	Texturas variadas, desde porfírica fina a equigranular	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, k-felds, argilominerais e apatita	2	212-	Plagioclásio rico em Ca, piroxênio, Ilmenita/magnetita
					(?)	228	
2 Pitanga	240- 268	I	Textura fina africana	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, k-felds, celadonita e apatitas. Geodos com calcita e ametista	3	228-	Plagioclásio rico em Ca, piroxênio, Ilmenita/magnetita
					Pitanga	248	
3 Pitanga	268- 291	I	Textura muito fina	Labradorita, augita, olivina, magnetita, mesóstase com quartzo, k-felds, argilominerais e apatitas	4	248-	Plagioclásio rico em Ca, K-feldsp, diopsídio, ilmenita/magnetita, quartzo e argilominerais
					(?)	270	
4 Pitanga	291- 325	II	Textura fina africana porfírica, com fenocristais e matriz fina	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, k-felds, argilominerais e apatitas	5	270-	Diposídio, Plagioclásio rico em Ca, diopsídio, esmectita, celadonita, quartzo
					Pitanga	300	
5 Pitanga	325- 360	II	Textura fina africana porfírica, com fenocristais	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com quartzo, k-felds, argilominerais e apatitas	6	300-	Plagioclásio rico em Ca, K-Feldsp, diopsídio, ilmenita/magnetita, quartzo (traço), zeólita
					(?)	325	
6 Pitanga	360- 390	I	Textura fina africana	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, celadonita e apatitas. Geodos de ametista.	7	325-	Plagioclásio rico em Ca, K-Feldsp, diopsídio, ilmenita/magnetita, quartzo (traço), zeólita
					Pitanga	355	
6 Pitanga	360- 390	I	Textura fina africana	Labradorita, augita, Ti-magnetita, olivina, celadonita e apatitas. Geodos de ametista.	8	355-	(?)
					(?)	390	

7 Parapanema	390- 415	I	Textura fina africa	Labradorita, augita, olivina, Ti-magnetita, mesóstase com argilominerais e apatitas	9 (?)	390- 410	(?)
8 Pitanga	415- 430	I	Textura muito fina	Labradorita, augita, Ti-magnetita, olivina, celadonita e apatitas. Geodos de ametista.	10 (?)	410- 430	(?)
9 Parapanema	430- 455	I	Textura fina africa a porfírica fina	Labradorita, augita, Ti-magnetita, olivina, celadonita e apatitas. Geodos com ametista. Zeolitas no nível vesicular.	11 (?)	430- 460	(?)
10 Pitanga	455- 483	I	Textura fina africa a porfírica fina	Labradorita, augita, restos de olivina, Ti-magnetita, magnetita, mesóstase com argilominerais e apatitas	12 (?)	460- 485	(?)
11 Parapanema	483- 540	II	Textura fina africa a porfírica, chegando a seriada na parte central	Labradorita, augita, pigeonita, olivina, Ti-magnetita, magnetita, ilmenita, mesóstase com quartzo, k-feldspato, esmectita e apatita	13 (?)	485- 528	(?)
12	> 540	II	Textura fina africa a porfírica, chegando a seriada na parte central	Labradorita, augita, pigeonita, Ti-magnetita, magnetita, ilmenita, mesóstase com quartzo, k-feldspato, esmectita e apatita	14 (?)	>528	(?)

Com base na fotointerpretação da morfologia do leito do rio Uruguai, o derrame I foi delimitado no leito do rio Uruguai a cerca de 3 km a montante da Ilha Redonda, na cota altimétrica de 212 metros. O principal indicativo utilizado para a delimitação desse derrame foi a presença de rupturas de declive no leito do rio, feição geomórfica típica de áreas de contato litológico e fácies vesiculares (LIMA; BINDA, 2013; LIMA; FLORES, 2017). Além disso, dois derrames (derrames 2 e 3) foram inferidos para a cota entre 212 e 250, com limite estimado em  $\approx$  228 metros. Entretanto, esse nível foi de difícil delimitação devido à descontinuidade lateral dos afloramentos.

Os derrames 4 a 7 apresentam correlação lateral equivalente aos demais derrames descritos em escala regional. Entretanto, para o derrame 6, os afloramentos descritos estavam em sua maioria alterados ou afetados por atividades antrópicas (gabiões), o que dificultou a sua caracterização integral. Nesse contexto, para fins interpretativos e cartográficos, os derrames 2, 3 e 6 não tiveram sua morfologia definida.

Em termos mineralógicos, os derrames correlacionados apresentaram composição mineralógica semelhante, com pequenas variações entre as texturas descritas. Entretanto, como a textura varia de acordo com a posição do derrame, essas diferenças são comuns. De qualquer forma, verifica-se o predomínio de plagioclásios ricos em Ca (Labradorita e Bytownita), piroxênios ricos em Ca e Mg (diopsídio e augita) e K-feldspato ocorrendo provavelmente na metástase.

Em relação aos lineamentos fotogeológicos, com base na interpretação nas imagens de relevo sombreado e imagens CBERS 4A, foram definidos as direções e comprimento dos lineamentos positivos e negativos que ocorrem na VGUR (Fig. 3.17). Os lineamentos positivos correspondem aos topos e/ou divisores de água dos sistemas hidrográficos, enquanto os lineamentos negativos correspondem aos vales fluviais (LIMA; BIFFI; PONTELLI, 2019).

A análise detalhada da frequência absoluta dos lineamentos indica a predominância das direções azimutais 280°-290° (N70-80W) e 70° – 80 (N70-80E), seguidos pelos azimutes 45-55° (N45-55E). Secundariamente, ocorre lineamentos com menor comprimento e frequência absoluta nas direções 15°25° (N15-25E), 25°35° (N25-35E), 295-300° (N55-60W) e 335-345° (N15-25W). Portanto, verificou-se que a direção predominante é sentido NW e NE e coincidem parcialmente com as principais direções encontradas em estudos regionais do oeste da bacia do alto rio Uruguai (LIMA; BIFFI; PONTELLI, 2019).



Figura 3.17- Lineamentos fotogeológicos delimitados na área da Volta Grande e direções de mergulho dos derrames vulcânicos.



A ocorrência de lineamentos geológicos vem sendo associado aos grupos de feições estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná (LIMA; BIFFI; PONTELLI, 2019; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015b). No caso do oeste da bacia do alto rio Uruguai, as direções dos

lineamentos NE estariam relacionados as Zonas de Falhas de Lancinha-Cubatão. Embora essa zona de falha remete ao Eon Arqueano, reativações durante o Cenozoico são assumidas para diversos setores da Bacia Sedimentar do Paraná levando a movimentações verticais e horizontas de blocos, podendo refletir em rejeitos de centenas de metros a poucos quilômetros.

Além disso, parte dos lineamentos, em especial aqueles que ocorrem como feições negativas (lineamentos de drenagem), verificou-se a direção predominante como NW, embora fossem identificados também *trends* em direções na direção NE. Comparando com estudos regionais do alto rio Uruguai, observa-se que os lineamentos negativos de menor comprimento podem ser responsáveis pelo desvio e capturas de canais fluviais, e portanto, maior densidade de drenagem, enquanto os lineamentos de maior comprimento estariam relacionados às fraturas das rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral (LIMA; BIFFI; PONTELLI, 2019; SORDI et al., 2017; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015a, 2015b).

Em afloramentos, foram identificados as direções azimutais das fraturas como 245° – 250° (N65-70E), 320° – 325° (N35-40W) e 330° - 335° (N25-30W) em derrames do Tipo I e azimutes 20° (N20E), 230° (N50E) e 240° (N60E) em fácies Bac em derrames Tipo II. Medições de fraturas em campo também foram efetuadas nos leitos dos canais fluviais. Foram verificados as direções predominantes em N60E, N-S e N20-30W. Outras direções foram identificados em NW, N60W e N65E.

### 3.4 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS

Com base nas descrições petrográficas, mineralógicas e geoquímicas, além da espacialização dos níveis de derrames e revisão dos estudos do Grupo Serra Geral da região sul do Brasil, foi possível estabelecer uma primeira aproximação acerca dos processos petrogenéticos (item 3.4.1), considerações sobre possíveis influências na configuração do relevo (item 3.4.2) e na fonte de matéria-prima para a coleção lítica dos sítios em estudo na região da Volta Grande (3.4.3).

#### 3.4.1 Arquitetura de fácies, morfologia dos derrames e petrogênese das rochas vulcânicas da área da Volta Grande

A Formação Serra Geral, inicialmente descrito como uma unidade litoestratigráfica constituído majoritariamente por rochas vulcânicas de natureza básica (basaltos e basaltos andesíticos), além de rochas ácidas, incluindo riolitos, riodacitos e dacitos, tiveram, a partir de estudos recentes, a integração entre análises de campo e laboratório que promoveram avanços nos conhecimentos petrográficos e petrológicos, indicando que a PMPE apresenta uma ampla variabilidade litológica além daquelas descritas nos primeiros estudos (BARRETO et al., 2014; LICHT; ARIOLI, 2018; ROSETTI; KROHLING; REMIS, 2022; ROSSETTI et al., 2014).

Embora essa variabilidade seja comumente interpretada apenas como decorrente da variação de elementos maiores na forma de seus óxidos (e.g.:  $\text{SiO}_2$  vrs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), os estudos estratigráficos indicam que essa variação também está diretamente associada aos processos vulcanogénéticos que constituiu a PMPE, incluindo diferentes fontes magmáticas, cristalização fracionada e assimilação crustal (ROSSETTI et al., 2021).

No caso da Volta Grande do alto rio Uruguai, até o presente momento, foram descritos os aspectos petrográficos e geoquímicos associadas aos dados descritos nos mapeamentos prévios que englobam a área de estudo (DIAS; PARISI, 2007), além de estudos vulcanogénéticos realizados próximo a região da Volta Grande (BAGGIO et al., 2015; COMMUN-FISCHER et al., 2010; HARTMANN et al., 2012; ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012).

Com base nas litofácies caracterizadas, os derrames da Volta Grande foram interpretados em associação de fácies e morfologia dos derrames. Os derrames Tipo I apresentam as fácies Bv, Bam, Bvc e Dvm, enquanto os derrames Tipo II exibem as litofácies Bv, Bam, Bvc, Bac e ocasionalmente Dvm. No caso dos derrames Tipo II, essa associação compreende a derrames originando fluxos do tipo *pahoehoe* simples que, embora classicamente interpretados como produtos de erupções rápidas e com taxa de efusões elevadas (AUBELE; CRUMPLER; ELSTON, 1988; MACDONALD, 1953; WALKER, 1971) na PMPE os fluxos *pahoehoe* foram estabelecidos em condições não turbulentas com baixas taxas de efusão, gerando lavas do tipo *pahoehoe* inflados (BARRETO et al., 2014; BARRETO; DE LIMA; GOLDBERG, 2017; ROSSETTI et al., 2014; WAICHEL et al., 2006, 2012).

A presença de topo escoriáceo (autobrechas) e feições de interação vulcano-sedimentares (Dvm) com clastos vítreos identificados em peperitos nos derrames Tipo I indicam que o lóbulo dos derrames *pahoehoe* foram rompidos pela ação de forças externas em vez de pressões de fluxo internas como ocorrem nos fluxos *´a´a* (WAICHEL et al., 2012).

Portanto, esses derrames apresentariam taxas de efusão mais altas que fluxos *pahoehoe*, porém inferior a fluxos *´a´a*. Nesses casos, tratam-se de lavas transicionais do tipo *Rubbly pahoehoe*. Além da sucessão faciológica desses derrames (Bv, Bam, Bac e Dvm), a textura microcristalina glomeroporfirítica e diktitaxítica em lâmina delgada e a presença de estruturas de segregação e vesículas na porção central dos derrames caracterizam como lavas alto conteúdo de voláteis nos magmas do tipo *rubbly-pahoehoe*, conforme já descritos para outras áreas da PMPE (LICHT; ARIOLI, 2018; ROSSETTI et al., 2018, 2014, 2019, 2021).

A origem da associação de fácies em derrames do tipo *rubbly pahoehoe* pode ser entendida como produto de lobos *pahoehoe* inflados, seguidos por ruptura da crosta superior em razão do crescimento dos lobos. Tensões de tração nas crostas superiores dos fluxos relacionadas à inflação dos lobos e ao acúmulo de voláteis levaram à desgaseificação e a fratura, ao passo que aumentos na taxa de efusão e/ou aumento da viscosidade levariam à formação de autobrechas (DURAIWAMI; BONDRE; MANAGAVE, 2008; DURAIWAMI; DOLE; BONDRE, 2003; GUILBAUD et al., 2005).

Outros autores apontam que brechas de topo de fluxo *pahoehoe* apresentam alta frequência de fragmentos de crosta com vesículas esféricas, o que sugeria alto conteúdo de voláteis inicial e desgaseificação significativa antes da ruptura crustal e formação das brechas, porém seriam derivados de fluxos simples com taxas de efusão mais altas, o que inibiu a formação de lobos (BONDRE; DURAIWAMI; DOLE, 2004). De fato, fluxos *pahoehoe* simples sem apresentar lóbulos como produto da efusão de lava rica em voláteis em taxas moderadas a relativamente altas formam crostas altamente vesiculadas, indicando rápida desgaseificação. Com o aumento da espessura da crosta superior, os fluxos internos começaram a inflar, seguidas por fraturas e quebra da crosta, gerando os fragmentos de brecha (DURAIWAMI; BONDRE; MANAGAVE, 2008).

Nos casos estudados, as autobrechas e Dvm ocorrem com uma ampla quantidade de vesículas, sobretudo nos peperitos e no topo dos derrames inferiores a 270 m, embora predominam vesículas do tipo V1 e V3, com poucas ou nenhuma vesícula do tipo C e proto-C, *pods* ou *sheets*, típicos de derrames *pahoehoe* do setor meridional da PMPE (BARRETO; DE LIMA; GOLDBERG, 2017).

De fato, nos casos estudados, são encontrados brechas com níveis vesiculares no topo dos derrames Tipo II (ex.: topo do derrame 3). Além disso, nas zonas de contato registrado nas cotas de 270 m (derrames Tipo I), o derrame os níveis vesiculares são delgados e pouco expressivos com espessura de até 10 cm com autobrechas maciças. Portanto, os derrames do

Tipo I teriam sido originado em fluxos *rubbly*, enquanto os derrames Tipo II corresponderiam a derrames do tipo *pahoehoe* simples.

As origens de Depósitos Vulcanoclásticos Máficos na PMPE foram apresentadas por diversos autores (BARRETO et al., 2014; LUCHETTI et al., 2014; MACHADO et al., 2015; PETRY et al., 2007; ROSSETTI et al., 2014; VALORE, 2020; WAICHEL et al., 2007), sendo comumente interpretados como litologias de origem hidrovulcanoclástica. Na VGUR não foi possível a identificação de sequências DVM em todos os afloramentos, embora nos pontos P07, P19, P26 e P27 possibilitem reconhecer uma ampla variabilidade litológica em termos texturais (e.g.: tufos, tufo-brechas). Porém, essas litologias, do ponto de vista granulométrico, constituem tufos a brechas, as características estratigráficas e petrográficas denotam como peperitos.

A gênese de peperitos pode ser entendida preferencialmente como produto da interação lava-sedimento em ambientes úmidos e/ou subaquático (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002; WHITE; MCPHIE; SKILLING, 2000). A ocorrência de clastos vesiculares ou clastos juvenis, segundo nomenclatura de Skilling; White; MCPHIE, (2002), indicam que a lava já estava consolidada ou em processo de consolidação durante a interação com o sedimento inconsolidado. A fragmentação da rocha consolidada e a mistura foram, provavelmente, simultâneas. Nos casos estudados, foram identificados dois conjuntos principais de peperitos, sendo o primeiro apenas fluidal (e.g.: P7 – Fig. 3.10E) e o segundo apresentando tanto clastos fluidais quanto em blocos (e.g.: P19 e 26 – Fig. 3.10F). Nos afloramentos descritos, podem ocorrer peperitos fluidais na base dos DVM, enquanto peperitos com clastos fluidais e blocos associados ocorrem no topo da sequência.

A ocorrência de clastos juvenis que apresentam margens fluidas e clastos sub-planares (blocos) associados indicam que a fragmentação teria ocorrido em vários estágios. Os clastos juvenis em blocos com diferentes morfologias indicam que a fragmentação ocorreu em regime rúptil (*brittle regime*), possivelmente vinculado a processos de têmpera, tensões mecânicas e por explosões hidromagmáticas, sendo favorecidos por magmas com alta viscosidade e/ou com alta taxa de deformação (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). Já os clastos juvenis fluidais foram originados em regime dúctil. Diversos processos podem ser condicionantes para a formação de clastos fluidais, incluindo instabilidades de fluidos dentro de filmes de vapor ou contraste de densidade entre os fluídos magmáticos e os sedimentos, vesiculação do sedimento hospedeiro e explosão hidro-magmática (BUSBY-SPERA; WHITE, 1987; SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002; WAICHEL et al., 2007).



A tensão superficial e o cisalhamento fluido-fluido nas interfaces da mistura de magma e sedimentos com comportamento fluido poderia também ter promovido a formação de clastos fluidais. Nesses casos, corresponderiam a magmas de baixa viscosidade e alta temperatura (BUSBY-SPERA; WHITE, 1987; SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002; WAICHEL et al., 2007). Além disso, peperitos fluidais se desenvolvem em sedimentos com matriz mais fina, bem selecionada e com empacotamento aberto, como é o caso do peperito presente no P7, 26 e 27, cuja matriz é essencialmente lamítica na base das sequências. Nesses casos, o sedimento é fluidizado com maior facilidade e os filmes de vapor podem se manter por mais tempo na interface magma-sedimento, facilitando a ruptura do magma e a mistura de componentes (WAICHEL et al., 2007).

Em determinados peperitos (Fig.3.10 C, F), ocorrem pequenos fragmentos de clastos juvenis misturados à matriz sedimentar margeando outros clastos juvenis vesiculares fluidais. Esses clastos são gerados pelo colapso de filmes de vapor em contato direto entre clastos juvenis e os sedimentos. A fragmentação do magma pode se dar devido aos processos como pequenas explosões de vapor ou *quench fragmentation* (WAICHEL et al., 2007), também sob regime dúctil.

Os peperitos que apresentam empacotamento aberto a fechado ocorre preferencialmente em derrames relativamente mais espessos, enquanto aqueles em derrames mais delgados ocorrem apenas peperitos com empacotamento fechado (WAICHEL et al., 2007). No caso dos derrames mais espessos, como os *pahoehoe* inflados, as características do fluxo magmático (composição, viscosidade e taxa de erupção), a paleo-topografia e as características dos sedimentos são os principais condicionantes às características dos peperitos.

Uma vez que os peperitos se formam preferencialmente em condições de umidade, via de regra essas feições são associadas a mineralização e alteração hidrotermal (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). De fato, nos casos estudados, as rochas vulcânicas (basaltos) ocasionalmente apresentaram minerais secundários como celadonita e esmectita preenchendo vesículas ou presentes na matriz microcristalina. A ocorrência de argilominerais do grupo das micas (celadonita) e do grupo das esmectitas (sericita) vem sendo associado a processos epigenéticos vinculados a eventos de metamorfismo de baixo grau, em especial na região de Ametista do Sul (RS) (HARTMANN et al., 2012; HARTMANN; PERTILLE; DUARTE, 2017; ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012; SCHENATO et al., 2003). Nos casos estudados, a presença dos minerais secundários possivelmente se tratam de minerais

neoformados, cujos elementos são oriundos de soluções de fluxos hidrotermais pela ação de águas subterrâneas circundantes em um sistema aberto.

Outros autores consideram a paragênese da celadonita associada a saponita em vesículas ou esmectita envolvendo as bordas da celadonita em mesóstase intersticial vinculadas ao resfriamento do basalto, uma vez que difere da sequência clássica de alteração hidrotermal. Para Tolotti (2018), em eventos hidrotermais, a sequência de mineralização apresentam a seguinte ordem: celadonita, saponita, interestratificado clorita/saponita. Em eventos hidrotermais, a celadonita deveria corresponder ao revestimento mais externo. Nesse caso, a formação da celadonita estaria, portanto, associada ao processo de resfriamento dos derrames (TOLOTTI, 2018). Porém, a ausência de minerais como clorita indicam baixas temperaturas de cristalização dos argilominerais (COMMIN-FISCHER et al., 2010; DUARTE et al., 2009; PINTO; HARTMANN, 2011), sugerindo que se tratam de minerais de oridem hidrotermal.

Nos casos estudados, a alteração dos clinopiroxênios por minerais do grupo das esmectitas e a ocorrência de celadonita associados a virtual ausência de clorita também indicam que os derrames passaram por eventos com fluidos hidrotermais com temperaturas de até 100 °C. A alteração foi seletiva e mais intensa nas fácies de lava permeável (derrames Tipo II ou *pahoehoe* tabular) e a precipitação seguiu a ordem: 1) celadonita e 2) esmectita. Assim, as atividades hidrotermais promoveram a alteração dos minerais primários, principalmente dos piroxênios e opacos, formando filossilicatos (montmorilonitas) e óxidos (possivelmente idingsita e celadonita) associados a alteração hidrotermal de baixa temperatura (ARENA; HARTMANN; BAGGIO, 2014; DUARTE et al., 2009; HARTMANN et al., 2012; HARTMANN; BAGGIO; DUARTE, 2013; HARTMANN; MEDEIROS; PETRUZZELLIS, 2012; PINTO; HARTMANN, 2011; ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012).

Com base no modelo proposto epigenético de depósitos de cavidades para a região de Ametista do Sul, a origem dos argilominerais como esmectita e celadonita associadas a brechas vulcânicas e vulcano-sedimentares foram associados à condições de baixa temperatura e pressão que agiram nos interiores dos derrames (níveis maciços) oriundos de fluxos hidrotermais em um sistema parcialmente fechado. Os fluidos hidrotermais produziram vapores com pressão litostática suficiente para promover o fraturamento sub-horizontal e sub-vertical em profundidades rasas, além de brechas e cavidades. A rede de fraturas forneceram um canal de alimentação para fluidos hidrotermais e posteriormente para deposição sedimentos da Formação Botucatu (DUARTE et al., 2009; HARTMANN; MEDEIROS; PETRUZZELLIS, 2012).

Nos casos estudados, como não foram identificados cavidades preenchidas por minerais de sílica, é possível que os fluídos hidrotermais em condições de baixas temperaturas e pressão interna nas fraturas promoveram a precipitação de argilominerais como a sericita e celadonita, correspondente apenas ao evento H1 descrito em Hartmann et al. (2012). Além disso foi identificado que a mineralogia primária encontra-se com elevado estágio de alteração. Os minerais de argila são o produto secundário mais importante formado durante a alteração hidrotermal: os piroxênios são alterados principalmente para esmectitas, e o K presente nos plagioclásios podem ser a fonte para a formação da celadonita.

A ocorrência de cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita associadas a quartzo e carbonatos intrusivos em outras estruturas de segregação magmática, como fraturas sub-horizontais e disjunções tabulares, demonstram uma cristalização posterior, formadas durante o resfriamento do magma. A atividade hidrotermal e a cristalização de argilominerais é potencializado onde existem estruturas primárias prévias para a percolação de fluidos, neste caso, vesículas e fraturas dos derrames *pahoehoe* (FORNERO et al., 2019).

Assim, em uma primeira aproximação, acredita-se que a atividade hidrotermal sin- e pós-deposicionais e são equivalentes aos eventos H1 de Hartmann et al. (2012). A ocorrência de DVM no topo dos derrames ainda é uma questão em aberto, pois duas possibilidades são plausíveis.

Na primeira hipótese, os DVM constituiriam peperitos formados em evento pós-derrame, associado a fluxos *rubbly pahoehoe*. O resfriamento do derrame *rubbly* levaria a formação de auto-brechas e clastos juvenis, que favoreceria a formação de tuffos e brechas. Assim, os peperitos seriam feições de interação vulcano-sedimentares originados em ambiente úmido e lavas de baixa viscosidade, sob regime ductil, assim como já observados em outras áreas da PMPE (LUCHETTI et al., 2014; WAICHEL et al., 2012). A formação das brechas dificultariam a circulação e fluxos hidrotermais ascendentes e os eventos hidrotermais preencheriam as cavidades diktitaxíticas com minerais como celadonita e as fraturas dos derrames com veios de quartzo, calcita ou injectitos silicilásticos.

Em contraponto ao modelo de formação dos DVM como decorrentes da interação lava sedimento em ambiente úmido (peperitos) ou subaquático (hialoclastito), outros autores sugerem que a origem dos DVM seriam originados por processos hidrotermais, onde as feições de interação vulcano-sedimentares seriam formadas por um processo de hidrofraturação das rochas vulcânicas já resfriados devido à presença de fluidos hidrotermais de alta pressão (HARTMANN et al., 2012; ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012). A principal evidencia para a origem hidrotermal dos DVM seria a presença de clastos ígneos



vesiculares na matriz sedimentar, indicando que o magma já estava resfriado durante o processo de formação dos clastos, além da matriz preenchida por sedimentos inconsolidados não apresentarem sinais de metamorfismo pelo contato com a lava durante vulcanismo.

O processo de formação das feições de interação vulcano-sedimentar devido a atividades hidrotermais foi descrito por Hartmann et al. (2012) para a região de Ametista do Sul e Torres no Rio Grande do Sul (HARTMANN et al., 2012). Nesse modelo, o contato do calor residual da efusão das lavas da PMPE com as rochas da Formação Botucatu, que por sua vez contempla um grande aquífero em sua estrutura (aquífero Guarani), seria a principal mecanismo de ascensão dos fluídos hidrotermais e formação dos DMV. A alta variabilidade da proporção dos elementos químicos maiores nas formas de seus óxidos, bem como o enriquecimento de elementos menores e traços dos clastos dos DVM seria outra evidencia de alteração hidrotermal. Além disso, a presença de zeólita preenchendo amígdalas seria outra evidencia de atividade hidrotermal.

De fato, o estudo de Petry et al., (2007), embora contestado por Hartmann; Arena; Duarte (2012), apresenta um modelo de interação passiva entre derrames e dunas do Deserto Botucatu que teriam gerados “Brechas ígneas de matriz sedimentar idênticas a peperitos” e não peperitos genuínos. Além disso, a existência de fácies autoclásticas (autobrechas) que foram identificadas no topo do derrame, indica a deposição de fragmentos de lava resfriados no ar (WHITE; HOUGHTON, 2006) cujos interstícios foram preenchidos posteriormente por material silicoso e carbonáticos de origem hidrotermal.

Portanto, na segunda hipótese, os DVM corresponderiam a feições originadas nos estágios H2 e H3 do modelo de Hartman et al. (2012), mas que precipitaram apenas argilominerais como a celadonita e esmectita, porém sem a ocorrência de cavidades preenchidas por minerais de sílica criptocristalinos, como calcedônia e ametista (eventos H2 e H3). Essa ausência de cavidades poderia estar associada ao tipo de derrame (DUARTE et al., 2009), condições de temperatura e pressão insuficientes para promover a continuidade dos eventos H2 e H3, ou ainda a indisponibilidade de sílica livre no sistema (HARTMANN et al., 2012). De qualquer forma, as brechas seriam originadas a partir da injeção de sedimentos fluidizados por fluxos hidrotermais ascendentes que preencheriam as fraturas e poros das autobrechas. Por vezes, os fluidos foram suficientes para se sobreporem às brechas, formando níveis de arenito silicificado acima das brechas.

Entretanto, no caso da Volta Grande, foram identificamos peperitos típicos, que podem constituir base ou topo de derrames em ambiente sub-aquático Além disso, o preenchimento da porosidade e dos espaços intergranulares por materiais cláísticos que, em conjunto com

fraturas de inflação (*inflation clefts*) dos injectitos nos derrames denotam um processo de deposição fluvio-lacustre e/ou eólica alternada com a atividade vulcânica. Portanto, as hipóteses de formação de DVM pode ser interpretado tanto como decorrente de fragmentação passiva de derrame resfriado em contato com o ar (autoclástica) ou seja, um processo inerente ao derrame ou intrusões sin-vulcânicas, quanto de natureza explosiva hidromagmática, formando brechas hialoclástica ou peperíticas (VALORE, 2020).

De fato, os materiais carbonáticos e criptocristalinos que ocorrem na matriz das autobrechas denotam o preenchimento de cavidades após resfriamento do derrame, enquanto nos peperitos representaria atividades de resfriamento pré-formação dos peperitos. As evidências de hidrotermalismo não excluem, necessariamente, a interação vulcano-sedimentar em ambientes fluvio-lacustres, já que o hidrotermalismo pode ser tanto sin- quanto pós-deposicional. Portanto, as hipóteses para origem dos DVM como produtos do hidrovulcanismo apresenta maior coerência e vem sendo mais utilizado (LICHT, 2012; LUCHETTI et al., 2014; MACHADO et al., 2015; ROSSETTI et al., 2018, 2014; VALORE, 2020; WAICHEL et al., 2007; WAICHEL; LIMA; SOMMER, 2006) embora os processos hidrotermais parecem, de fato, serem evidentes nos DVM e nas demais fácies vulcânicas da VGUR.

Além disso, nas seções delgadas das camadas sedimentares descritas, foram identificados cimentos carbonáticos e férricos. Calcita é considerado o cimento carbonático mais comum em arenitos, embora outros cimentos carbonáticos podem ocorrer em rochas sedimentares (FOLK, 1980; TUCKER, 2013), podendo se dar tanto como cristais poikilíticos quanto calcita do tipo drusa e ambos ocorrem entre os grãos do arcabouço. Do ponto de vista diagenético, o cimento carbonático é o primeiro a ser precipitado. Quando a precipitação precoce de carbonatos preenche completamente os poros, ela inibe o crescimento de quartzo e alteração de feldspatos, argilas e óxidos (TUCKER, 2013). Nos casos estudados, verifica-se que a cimentação por calcita não preencheu completamente a porosidade das rochas, bem como não evitou a precipitação de sílica e óxidos.

De fato, a ocorrência de cimento ferruginoso como revestimento ao redor dos minerais primários do arcabouço, principalmente quartzo e feldspatos, também ocorre de forma irregular e/ou corroído na matriz e sobre o cimento (cimentação poiquilítica e pseudomatriz), indicam que se tratam de óxidos precipitados posteriormente a cimentação carbonática. Os cimentos ferruginosos geralmente ocorrem em coloração avermelhada como produto da pigmentação de hematita. Esse cimento, ocorre comumente como revestimento ao redor de

grãos. Frequentemente, a ausência de revestimentos de hematita nos contatos dos grãos indicam uma origem diagenética (TUCKER, 2013).

Como os revestimentos que ocorreram ao redor dos grãos estão uniforme, presente também no contato entre os grãos, é possível que os revestimentos tenham se formado anteriormente a acomodação dos grãos. Da mesma forma, nota-se que os setores com maior impregnação de óxidos de ferro, a distância intergranular é maior. Portanto, é possível que a cimentação na matriz ocorreu também anterior compactação. Embora a fonte do ferro e/ou alumínio que constitui os sesquióxidos seja de difícil determinação, observa-se que os grãos opacos estão em elevado estágio de alteração. Assim, é possível que os opacos sejam a fonte do óxido. O cimento de sílica possivelmente teve sua origem vinculada a dissolução de minerais que contem sílica, como feldspatos e piroxênios, estes, por sua vez, contidos nos basaltos. A precipitação da sílica geralmente ocorre em temperaturas que variam de 75 a 150 °C (TUCKER, 2013). Portanto, no caso das rochas sedimentares e vulcano-sedimentares analisados, verifica-se que os processos diagenéticos estão associados a baixas temperaturas (200-50 °C), caracterizando eventos hidrotermais de baixo grau. Esse fato estaria de acordo com os registros mesolocais e regionais do alto curso do rio Uruguai.

### 3.4.2 Influência lito-estrutural na configuração do relevo o da Volta Grande

A influência lito-estrutural na organização dos relevos da região sul do Brasil foi abordada desde os primeiros mapeamentos geomorfológicos na década de 1950, cujo foco foi direcionado para as diferenças da denudação de longo termo e condicionada pela variabilidade lito-estrutural, seja pela influência da tectônica no quadro morfotectônico local a regional (ALMEIDA, 1956; BIFFI; PAISANI, 2018; COSTA; BUSS; ROSA, 2018; DE SORDI et al., 2018; LIMA; BIFFI; PONTELLI, 2019; MONTEIRO; CATALDO, 1968, p. 20196; PAISANI et al., 2019a; PELUSO JÚNIOR, 1986; SORDI et al., 2017; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015b). No caso, as áreas planálticos da bacia do rio Uruguai, no mapeamento geomorfológico do projeto RADAMBRASIL (COSTA; BUSS; ROSA, 2018), o alto rio Uruguai foram individualizadas em duas Regiões Geomorfológicas: o Planalto das Missões e o Planalto das Araucárias. Especificamente na região da Volta Grande, ocorrem duas unidades geomorfológicas, pertencentes ao Planalto das Araucárias, a saber: 1) Planalto dos Campos Gerais e 2) Planalto Dissecado Rio Uruguai.

Em termos gerais, o Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai, que contempla a maior área da região da Volta Grande, é caracterizado por apresentar um relevo muito dissecado, com vales profundos e encostas íngremes organizados em patamares escalonados. A literatura descreve a existência de até 4 patamares escalonados para o vale do rio Uruguai, com a coexistência de colinas com encostas rampeadas que terminam em pequenos terraços ou diretamente na calha do rio Uruguai (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Entretanto, conforme descrito nos trabalhos prévios, a principal influência lito-estrutural apontada para a ocorrência de patamares escalonados no Planalto dissecado do rio Uruguai seria o padrão morfológico de disjunção dos derrames da PMPE. Nesse caso, as variações decorrentes da maior ou menor espessura das zonas que compõem o derrame e/ou da presença de feições de interação vulcano-sedimentares implicariam diretamente na erosão fluvial e na denudação das encostas. Assim, em tese, um derrame cuja zona de disjunção horizontal seja mais espessa que a de disjunção vertical resulta na ocorrência de patamares mais largo e menos íngremes, enquanto os derrames com disjunção vertical seriam mais dissecados e mais íngremes (COSTA; BUSS; ROSA, 2018)

Entretanto, no caso da VGUR, em apenas um derrame foi identificado a ocorrência da litofácies Bac. Além disso, os derrames mapeados são, em sua maioria, maciços, pouco fraturados e mais delgados do que aqueles previamente descritos para a PMPE. Por outro lado, os derrames mapeados indicam de quatro a cinco litofácies e apresentam diferenças na resistência aos processos de alteração e na incisão fluvial. Como essas litofácies são por vezes centimétricas, estabelecer uma relação direta entre a dissecação e a litofácies associada é de difícil execução.

A influência lito-estrutural mais evidente na área em estudo, do ponto de vista morfológico, é a ocorrência de rupturas de declive nas encostas: as zonas de contato entre derrames constituem áreas com menor ou maior resistência a erosão e, portanto, implicam na eficiência da erosão.

Com base na análise de perfis topográficos em conjunto com o modelo de espacialização dos derrames e análise em campo, verifica-se que nos derrames em altitudes inferiores a 300 m, as encostas são, em sua maioria, retilíneas (Fig. 3.18). Esses derrames são maciços, com níveis vesiculares pouco espessos e os depósitos vulcanoclásticos máficos são constituídos por peperitos com clastos vesiculares e matriz silicificada. Isso sugere que a dissecação é mais homogênea nesses derrames e as poucas rupturas de declive observadas são nas áreas cujos DVM são presentes.

Figura 3.18- Rupturas de declive nas vertentes da VGUR. As setas enumeradas indicam as áreas de contato litológico, eventualmente com DMV.



Nas cotas em que ocorrem as litofácies colunares, são observadas vertentes tanto convexas quanto côncavas (3.18). De fato, a partir da sobreposição do mapa geológico com as imagens sombreada e os perfis topográficos, verifica-se que em uma mesma litofácies ocorrem vertentes convexas ou côncavas. Embora se reconheça que as litofácies com



estruturas colunares tenham menor resistência a denudação, a morfologia das encostas parece responder diretamente a hierarquia fluvial: os canais de menor ordem são confinados e ocorrem em seus vales, geralmente com encostas em “V”, enquanto as bacias de maior ordem apresentam vales abertos ou com formatos em “U”. Essa hipótese será discutida com maiores detalhes na seção 4 dessa tese.

### 3.4.3 Considerações sobre a fonte de matéria-prima para a coleção lítica dos sítios em estudo na região da Volta Grande

O processo de alteração hidrotermal e a formação de argilominerais são importantes aspectos que controlam a reologia das rochas vulcânicas do grupo Serra Geral, transformando principalmente os basaltos em metabasaltos e a cimentação de rochas vulcano-sedimentares ou a transformação de rochas sedimentares em metasedimentares (ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012). Entretanto, como se trata de um processo de alteração de baixo grau, a alteração hidrotermal não é intensa o suficiente para promover grandes alterações na assembleia mineralógica primária das rochas.

Por outro lado, comumente são encontrados FIV's nos intervalos entre os derrames em diversos setores da PMPE, incluindo na VGUR. Esse fato é importante do ponto de vista geoarqueológico, uma vez que essa variabilidade litológica influencia diretamente na disponibilidade das matérias-primas que podem ter sido utilizadas nas indústrias líticas dos sítios caçadores-coletores do Brasil Meridional.

A oferta de recursos líticos nas paisagens do sul do Brasil vem sendo associado às áreas do “Complexo Vulcano-sedimentar Botucatu – Serra Geral” (CARBONERA; LOPONTE, 2021) que incluem uma ampla variabilidade de rochas vulcânicas, sedimentares e feições de interação vulcano-sedimentares. Além disso, na região do extremo leste da bacia do alto rio Uruguai, ocorrem as rochas Paleozoicas vinculadas ao domo de Lages (Distrito Alcalino de Lages, Supergrupo São Bento, Grupo Passa Dois, Grupo Guatá e Grupo Itararé). Isto impõe uma alta variabilidade litológica que pode ocorrer em depósitos de secundários (depósitos aluviais do rio Uruguai) e que podem ter servido como áreas fontes de matéria-prima para os grupos caçadores-coletores que ocupavam a Volta Grande ao longo dos últimos 12.000 anos AP.

Em termos qualitativos, as rochas vulcânicas básicas da PMPE (basaltos e basaltos andesíticos) constituem matérias-primas sem ou de ligeiramente qualidade para lascamento.

As litologias derivadas das fácies vulcânicas ácidas (dacitos, riocacitos e riolitos) apresentam maior potencial ao lascamento quando apresentam fratura conchoidal e baixa susceptibilidade a fraturas por impacto, assim como as vulcano-sedimentares silicificadas (CARBONERA; LOPONTE, 2021). Rochas e minerais criptocristalinos também constituem matérias primas de boa qualidade ao lascamento, embora essas sejam relativamente mais restritas às litofácies com estruturas de segregação.

Em termos petrográficos, os arenitos silicificados apresentam boa qualidade para lascamento quando apresentam fraturamento conchoidal. Em linhas gerais, a presença da sílica como cimento entre os grãos de quartzo promove à rocha uma característica semelhante àquelas rochas compostas exclusivamente por sílica e atribui a mesma um caráter de isotropia física. Ao ser golpeado com um percutor, ocorre o livre deslocamento das ondas de choque em seu meio. Assim, conjugação destes fatores resulta no fraturamento conchoidal, desde que não haja planos de fratura e demais descontinuidades físicas na rocha (ARAÚJO, 1992).

Além do cimento, outros fatores de natureza petrográfica implicam a qualidade do lascamento. De maneira geral, quando as rochas são submetidas ao lascamento, a força exercida pelo percutor promove ondas de choque que, por sua vez, tem maior facilidade de deslocamento em grãos pequenos, uma vez que esses tendem a se comportar mais como transmissores de impulsos de choque do que como obstáculos. Outros parâmetros, como esfericidade, arredondamento, grau de seleção e mineralogia também influenciam diretamente na qualidade do lascamento

Embora as propriedades físicas possam ser entendidas como abstratas para o processo de lascamento, estudos etnográficos indicam que diferentes aspectos são considerados fundamentais na escolha das matérias-primas das indústrias líticas por grupos caçadores-coletores ou ceramistas, incluindo abundância e qualidade da matéria-prima. As escolhas de matéria, por outro lado, condicionaram em parte as instalações e os movimentos dos grupos pré-históricos (INIZAN et al., 2017). Esses fatos são importante, pois mesmo em áreas onde predominam matérias primas cuja qualidade do lascamento não seja eficiente, pode-se encontrar essa mesma matéria-prima como predominante das indústrias líticas em razão de sua abundância. Por outro lado, fontes de matérias primas de boa qualidade para lascamento e bem distribuídas na paisagem neutralizam diferenciadas adaptações tecnológicas associadas à alta ou baixa mobilidade dos grupos nas áreas de ocupação (SANTOS; COSTA; CAMPOS, 2015).

A ocorrência e provisão de rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares da PMPE, além de rochas sedimentares (sejam aquelas das formações paleozoicas ou mesozoicas

da Bacia Sedimentar do Paraná) como fonte de matéria-prima em sítios arqueológicos do sul do Brasil é reconhecido em diferentes contextos de ocupação, sejam sítios caçadores coletores a céu aberto, abrigos, sambaquis ou cerritos (DIAS, 2003; GARCIA; MILHEIRA, 2013; HOELTZ, 2005; LOURDEAU et al., 2016; MILHEIRA, 2010, 2008; SANTOS; COSTA; CAMPOS, 2015; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). No geral, as matérias-primas utilizada para a produção dos artefatos líticos é bastante variada, ocorrendo “sílex”, calcedônia, arenito silicificado, basalto, quartzo, entre outras.

Nas áreas planálticas da bacia do rio Uruguai, as principais matérias-primas das indústrias líticas que ocorrem nos sítios caçadores-coletores também são as rochas vulcano-sedimentares e/ou as rochas sedimentares silicificadas, incluindo arenitos silicificados, rochas e minerais criptocristalinos (e.g.: ágata/calcedônia, jaspe, opala, madeira silicificada e calcário silicificado), além de quartzo, basalto e quartzito (SUÁREZ, 2010, 2011, 2015; SUÁREZ; PIÑEIRO, 2002; SUÁREZ; PIÑEIRO; BARCELÓ, 2018).

No extremo sudoeste do Rio Grande do Sul, na Argentina e no Uruguai também são reconhecidos instrumentos bifaciais como pontas de projeteis “rabo de peixe” e aquelas genericamente descritas como pertencentes às “tradições Umbu” e “Bituruna” (MENTZ RIBEIRO et al., 1989; NAMI, 2021; OKUMURA; ARAUJO, 2014), cujas matérias primas variam entre arenitos silicificados, lamitos silicificados, rochas vulcânicas ácidas (riolitos, riodacitos e dacitos), “sílex” preto, cinza, castanho, marrom-avermelhado ou esverdeado, quartzo microcristalino, quartzo hialino, calcedônia translúcida e materiais ricos em sílica criptocristalinos ou amorfos (CARBONERA; LOPONTE, 2021; LOPONTE; CARBONERA; SILVESTRE, 2015; LOPONTE; OKUMURA; CARBONERA, 2016; OKUMURA; ARAUJO, 2014). No Uruguai, as pontas de projéteis “rabo de peixe” são produzidas em calcário e arenitos silicificados, calcedônia e quartzo (CASTIÑEIRA et al., 2011).

Os materiais líticos descritos na região sudoeste do Rio Grande do sul, no médio rio Uruguai e seus afluentes (bacias dos rios Ibicuí e Quaraí), individualizados nas fases Ibicuí e Uruguai (sítios RS-I-70: Imbaá; RS-I-71: Barbosa) incluem pequenos raspadores, talhadores tipo *chopper*, percutores, pontas de projétil, pré-formas bifaciais, lâminas, lascas, grande quantidade de microlítico e núcleos produzidos sobre seixos de “arenito metamórfico”, basalto e calcedônia (MILDER, 2000; MILLER, 1987; VIDAL, 2019). Nessas áreas, ocorrem rochas vulcânicas e sedimentares silicificadas que serviram de matéria-prima, cujas propriedades petrográficas e petrogenéticas indicam uma condição de alteração hidrotermal (HARTMANN et al., 2021, 2022; HARTMANN; CERVA-ALVES, 2021a, 2021a, 2021b,

2022) ou de metamorfismo de choque (HAAG; PHILIPP; SCHERER, 2021; REIMOLD et al., 2019; REIMOLD; HAUSER, 2022).

Ainda no médio Uruguai, no noroeste do Rio Grande do sul, também ocorrem materiais líticos descritos como pertencentes a “fase Amandaú” (MILLER, 1969). Basaltos, diabásios, riolitos e arenitos silicificados que também são matérias-primas descritas em artefatos líticos da Tradição Humaitá de sítios dos vales dos rios Uruguai e Jacuí. Com menor proporção, são encontrados materiais produzidos em quartzo, ágata e calcedônia. Nesse caso, a análise da cadeia operatória sugere que os instrumentos foram produzidos em indústria sobre blocos e com menor o mais raramente a partir de seixos (HOELTZ, 2005). No vale do rio Uruguai, os materiais líticos descritos como pertencentes a Tradição Humaitá ocorrem desde o noroeste do RS e sudoeste de SC quanto na região da Foz do Chapecó (DIAS; HOELTZ, 2010).

No vale do rio dos Sinos, noroeste do Rio Grande do Sul, as matérias-primas predominantes também são os basaltos, arenitos silicificados, calcedônia e quartzo (DIAS, 2003, 2007). Na região litorânea do Rio Grande do Sul, encontram-se sítios da Tradição Tupi-Guarani com líticos tendo como parte da matéria-prima os basaltos do Grupo Serra Geral (MILHEIRA, 2008; NOELLI, 1997). Ainda na região próximo a Laguna dos Patos são identificados cerritos com indústria lítica cuja matéria-prima incluem andesito, basalto e riolito, mesmo em sítios em que não se tenha identificado afloramentos primários do Grupo Serra Geral próximo aos sítios (GARCIA; MILHEIRA, 2013).

Na região sudeste de Santa Catarina, o estudo de uma coleção de 14.698 artefatos líticos de grupos humanos pré-históricos caçadores-coletores, sambaquieiros e ceramistas revelam a predominância de quartzo e basaltos como matéria-prima. O mapeamento e estudo das fontes de matéria-prima local, nota-se que as matérias-primas estão vinculada aos afloramentos primários e secundários (COSTA, 2014; SANTOS; COSTA; CAMPOS, 2015).

Assim, verifica-se que os arenitos silicificados possuem boa resposta ao lascamento e encontra-se em boa parte das indústrias líticas. Já no caso dos basaltos e do quartzo, embora de qualidade inferior ao lascamento se comparado aos arenitos, apresentam-se em abundância na paisagem, sendo encontrado em diversos grupos tecnológicos (COSTA, 2014; SANTOS; COSTA; CAMPOS, 2015). Os basaltos presentes nas análises das indústrias líticas apresentam como característica predominante uma indústria sobre seixos lascados bifacialmente.

Portanto, o que se observa nas coleções líticas dos sítios escavados no vale do rio Uruguai e seus afluentes é uma ampla variabilidade de matérias-primas. Essa variabilidade

litológica é intrínseca à própria geologia local e regional. A PMPE apresenta uma ampla variabilidade de litologias de origem vulcânica, além de feições de interação lava - sedimento. No caso da bacia do Uruguai, ainda ocorrem litologias associadas ao Distrito Alcalino de Lages, o que aumenta a variabilidade litológica disponível em afloramentos primários ou secundários. Além disso, os eventos alcalinos e hidrotermais, reconhecidos em diversos setores do sul da PMPE promoveram a silicificação de rochas paleozoicas da bacia do Paraná. Esses processos Geológicos são locais, como no caso do magmatismo alcalino de Lages, mas também regionais, como no caso dos eventos hidrotermais e interação lava sedimento em ambiente úmido e sub-úmido. Assim, esses fenômenos geológicos são importantes condicionantes para a variabilidade litológica e fontes de matéria-prima para as ocupações do alto rio Uruguai.

Em relação aos líticos escavados nos sítios na Volta Grande, os materiais identificados são produzidos sobre quartzo, calcedônia, arenitos e siltitos, basaltos, andesitos e riolitos, além de uma variedade ampla de litologias produtos de interação vulcano-sedimentares (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016, 2017; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021). Em escala microscópica, são reconhecidas rochas alcalinas como Tefrito Fonolítico e riolitos. As rochas alcalinas como fonólito ocorre no Distrito Alcalino de Lages (SCHEIBE, 1986; TRAVERSA et al., 1994), enquanto riolitos ocorrem nos Planaltos de São Joaquim e Santa Barbara (BESSER, 2017; BESSER; VASCONCELLOS; NARDY, 2018) e nos Planaltos de Palmas (CHMYZ, 2013; CHMYZ; VASCONCELLOS; LICHT, 2020), situados nas cabeceiras do rio Uruguai, além de áreas próximo a Machadinho (RS) e Anita Garibaldi (SC), nos vales dos tributários do rio Uruguai (NARDY et al., 2002; NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008) mas não foram identificados na Volta Grande. Entretanto, essas litologias podem ter sido adquiridas em afloramentos secundários (depósitos fluviais) no canal do rio Uruguai ou do rio Chapecó.

De fato, a análise da composição litológica das matérias-primas em afloramentos secundários na Área da Volta Grande foi realizada em uma barra de seixo próximo a Palmitos. Em amostragens de 1 m<sup>2</sup>, verificou-se que 81 a 92% (média de 85,7%) das litologias constituem-se de rochas vulcânicas (incluindo as variabilidades ácidas e básicas) e 19 – 8% (média de 13,8%) de rochas metassedimentares. Calcedônia, quartzo e sílex não translúcidos são raros, em especial para seixos maiores que 6 cm (CARBONERA; LOPONTE, 2021). Portanto, embora a disponibilidade de rochas com maior aptidão ao lascamento seja menor em relação as rochas com menor qualidade, tais litologias podem ser potencialmente encontradas em afloramentos secundários.



As litologias encontradas nos afloramentos primários descritos na Volta Grande indicam que as rochas sedimentares ou vulcano-sedimentares são constituídos principalmente por grãos de quartzo e feldspatos, podendo conter cimento tanto carbonático como silicoso. Essas rochas apresentam boa aptidão ao lascamento (INIZAN et al., 2017) e podem ter sido utilizadas como matéria-prima pelos grupos que habitavam o vale do rio Uruguai. Embora as rochas sedimentares e vulcano-sedimentares mostram fratura do tipo conchoidal, o basalto, que exhibe fratura irregular, também é uma matéria-prima ocasionalmente utilizada nas indústrias líticas. Entretanto, do ponto de vista qualitativo e quantitativo, os instrumentos produzidos sob rochas metassedimentares e materiais criptocristalinas ricos em sílica são predominantes sobre aqueles em basalto devido a melhor qualidade ao lascamento.

Além disso, assim como outras áreas da região da PMPE (CARBONERA; LOPONTE, 2021), não há evidência de que as matérias-primas possam ser consideradas não locais. Estudos etnográficos sugerem uma manipulação na aquisição, fabricação, uso, armazenamento dos instrumentos estariam associado a elementos culturais (SILLITOE; HARDY, 2003), embora fatores geológicos e geográficos (abundância, distribuição e qualidade) podem ser de maior ou menor importância (WILSON, 2007). Alguns autores sugerem que a escolha de quartzo translúcido como matéria-prima de pontas de projeteis rabo de peixe seria uma escolha estética ou ideológica (NAMI, 2009).

Do ponto de vista cultural, modelos econômicos de provisão de matérias-primas vem sendo descrito em dois mecanismos principais: 1) Abastecimento oportunístico concomitante as atividades de subsistência, ou seja, a aquisição de matérias-primas é situacional e casual e 2) Atividades exclusivas para aquisição de matérias-primas, ou seja, há uma curadoria na escolha das matérias-primas (BINFORD, 2015; CARBONERA; LOPONTE, 2021; GARVEY, 2015). Por outro lado, uma revisão ampla sugere que uma série de fatores podem ser determinantes na aquisição de matérias-primas, incluindo a qualidade da matéria-prima, taxas de retorno, tempo de uso, disponibilidade de afloramentos, uniformidade, tamanho relativo, distância dos locais às fontes, raios de forrageamento e conservação das matérias-primas (GARVEY, 2015; WILSON, 2007) e, portanto, uma combinação de elementos devem ser considerados em modelos de provisão para sítios líticos.

No caso dos sítios da Volta Grande, os estudos iniciais sugerem que a aquisição de matérias-primas, em especial no caso das rochas vulcânicas ácidas e básicas, são incorporados em outras atividades de subsistência, já que a disponibilidade de matérias-primas seria onipresente na paisagem. Assim, para fontes primárias (afloramentos), “viagens especiais”

poderia ter sido um mecanismo de obtenção destas matérias, enquanto a coleta de superfície parece ser o principal mecanismo para fontes secundárias (CARBONERA; LOPONTE, 2021).

De fato, com base na espacialização dos derrames da área da Volta Grande, inúmeros locais apresentam fácies com depósitos vulcanoclásticos máficos que apresentam, em menor ou maior quantidade, rochas com aptidão ao lascamento. Por outro lado, parte dos levantamentos foram realizados em cortes de estrada e afloramentos derivados de obras de engenharia. Nesse sentido, para que os grupos humanos tivessem acesso a esses afloramentos, seria necessário que as formações superficiais que recobrem o substrato local tenha sido exumado ao longo da transição Pleistoceno-Holoceno e ao longo do Holoceno.

Visto que os dados morfoestratigráficos dos sítios arqueológicos RS-URG-01 e SC-ACH-LP-07 sugerem que as encostas sofreram intenso processo denudacional ao longo do Holoceno (SANTOS et al., 2021), que teriam exumado as áreas adjacentes as áreas dos sítios da Volta Grande. Por outro lado, os materiais arqueológicos indicam a predominância de indústria sobre seixos, sobretudo a presença de lascas corticais (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016, 2017; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021). Assim, parte da coleção, sobretudo a indústria laminar, indicaria que as matérias primas são provenientes de blocos não rolados, provavelmente coletados em suas fontes originais, enquanto a presença de neocórtex sobre a face superior de algumas lâminas indicam que as matérias-primas foram coletadas sob a forma de seixos (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014).

Até o presente momento, não foram identificados grandes afloramentos que poderiam ter sido utilizados como fontes de matéria-prima na área arqueológica da Foz do Rio Chapecó, a exceção das áreas ao entorno da UHE Foz do Chapecó. Os DVM mapeados nesse trabalho, via de regra, são restritos espacialmente e apresentam em sua composição litológica matérias-primas muito diferentes daquelas definidas para a indústria lítica dos materiais escavados na Volta Grande. Pontualmente, ocorrem níveis com lentes de feições de interação vulcano-sedimentares silicificadas, sobretudo nos níveis de peperitos fluidais. Portanto, um estudo detalhado dos depósitos sedimentares secundários (barras de cascalho) dos rios Uruguai e Chapecó possibilitaria detalhar a variabilidade litológica a montante dos depósitos e definir a fonte das matérias-primas. O estudo iniciado por Carbonera e Loponte (2021), demonstra uma ampla variabilidade litológica, incluindo rochas vulcânicas ácidas do Grupo Serra Geral e outras variações de feições de interação vulcano-sedimentares, que indicam como potenciais fontes de matéria-prima.

### 3.5 Conclusões Parciais

A Volta Grande do alto rio Uruguai apresenta uma ampla complexidade geológica. Embora a área vem sendo descrita como constituída por derrames vulcânicos básicos do Grupo Serra Geral, os dados estratigráficos recentes da área (DIAS; PARISI, 2007; GOMES, 1996), bem como os levantados nessa tese, indicam uma ampla variabilidade litológica, sobretudo de feições de interação vulcano-sedimentares. Além da diversidade litológica, os processos vulcanogênicos parecem ter influenciado na morfologia e estrutura dos derrames, onde a variabilidade litológica e das litofácies dos derrames implicariam diretamente na paisagem, tanto do ponto de vista geomorfológico quanto Geoarqueológico.

Do ponto de vista geomorfológico, a ocorrência e gênese dos derrames vulcânicos com diferentes morfologias (*rubbly pahoehoe* e *pahoehoe* tabular), bem como a associação com os DVM (tufos, brechas e peperitos) implicariam diretamente no balanço entre a resistência litológica *vs* erosão fluvial/morfogênese das encostas. A erosão diferencial, decorrente da variabilidade textural e estrutural dos litotipos Grupo Serra Geral, promove a organização da paisagem em patamares estruturais. Esses patamares, além de constituir rupturas nas encostas que dificulta o transito de sedimentos e a conectividade dos processos geomórficos, também criam níveis de base local, que influenciam na organização da rede de drenagem e nos processos da erosão fluvial.

A variabilidade litológica presente na VGUR também é importante do ponto de vista geoarqueológico. A indústria lítica descrita para os sítios RS-URG-01 e ACH-LP-07 indicam a predominância de rochas vulcano-sedimentares como matéria prima principal (LOURDEAU et al., 2016; SANTOS et al., 2021). Embora as rochas vulcânicas básicas constituem-se como as litologias predominantes nos afloramentos primários, as feições de interação vulcano-sedimentares são presentes em diversos setores da paisagem (encostas e canais de 1<sup>a</sup> a 4<sup>a</sup> ordem hierárquica) e constituem-se de rochas com maior aptidão ao lascamento, sobretudo quando apresentam assembleia mineralógica ou cimento silicoso, que propicia fraturas conchoidais durante o lascamento. Esse fato é importante, pois pode ser um indicativo de abundancia de matéria prima próximo aos sítios arqueológicos, sem necessidade de grandes translados para obtenção de matéria prima.

Por outro lado, uma análise inicial das matérias-primas presentes nas coleções dos sítios RS-URG-01 e ACH-LP-07 indicam uma ampla variabilidade litológica, muito superior aos litotipos descritos na VGUR (LOURDEAU et al., 2016; LOURDEAU; HOELTZ;

VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021). De fato, regionalmente, é possível verificar uma ampla variabilidade de rochas na bacia hidrográfica do rio Uruguai, incluindo os litotipos intermediários e ácidos do Grupo Serra Geral, como riolitos, riodacitos, dacitos, tranquitos, ignibritos reomórficos, vitrófiros e obsidianas (BESSER; VASCONCELLOS; NARDY, 2018; CHMYZ; VASCONCELLOS; LICHT, 2020; DE LIMA et al., 2018; SIMÕES et al., 2018), bem como as rochas sedimentares silicificadas das formações Rio Bonito (SCHEIBE, 1986) e Serra Alta (SCHEIBE, 1986; SCHNEIDER et al., 1974) que, embora as áreas de ocorrência de tais litologias sejam distantes da VGUR, podem ter sido obtidas em depósitos fluviais, visto que essas litologias estão situadas na bacia do alto rio Uruguai, sobretudo nas áreas das bacias dos rios Canoas e Pelotas, tributários do rio Uruguai.

## **4 CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA E MORFOGRÁFICA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI**

### **4.1 INTRODUÇÃO**

A elaboração de mapas geomorfológicos requer a articulação de diferentes parâmetros do relevo, incluindo a geometria bi e tridimensional, altimetria, elementos morfoestruturais e da rede de drenagem. Na cartografia geomorfológica de detalhe, independente do plano de informação aventada, a elaboração das bases cartográficas inclui a articulação entre técnicas de campo e gabinete (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; EVANS, 2012; GUSTAVSSON; SEIJMONSBERGEN; KOLSTRUP, 2008; KLIMASZEWSKI, 1963, 1990; KNIGHT; MITCHELL; ROSE, 2011). A representação de unidades geomorfológicas é feita em símbolos padronizados, de acordo com a legenda adotada e as unidades delimitadas. Posteriormente, são interpretadas quanto ao seu processo genético, significado paleoambiental e as relações entre elas.

Nessa seção da tese, serão apresentados os aspectos morfométricos e morfográficos do relevo e da rede hidrográfica, partido da compartimentação geomorfológica da área de estudo presente na literatura (mapeamento do projeto RADAM BRASIL, folha SG.22), cujo sistema de legendas utiliza os padrões do IBGE (2009). O mapeamento do RADAM Brasil foi utilizado para apresentar os principais processos de evolução regional que podem ter influenciado na configuração do relevo. Além do mapeamento do RADAM Brasil, será apresentado uma proposta de classificação do relevo usando o sistema de Gustavsson et al. (2006).

### **4.2 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA – REVISÃO DE LITERATURA**

A geomorfologia tem como objeto de estudo as formas de relevo da superfície terrestre, incluindo sua distribuição geográfica, origem e evolução. Além disso, a geomorfologia vem incorporando em suas pesquisas a análise dos materiais inconsolidados que constituem as formas de relevo, as cronologias, os processos evolutivos e a influência no risco geomorfológico (COLTRINARI, 2012; EVANS, 2012; VERSTAPPEN, 2011).

No século XIX, a comunidade de geomorfólogos utilizavam-se de modelos esquemáticos, blocos diagramas e fotografias analógicas para representar as formas do relevo, enquanto os primeiros mapas geomorfológicos foram apresentados apenas em 1912 por Gehne para a região de Thale na Alemanha e em 1914 por Passarge para a folha de Stadtremba, também na Alemanha (KLIMASZEWSKI, 1990; VERSTAPPEN, 2011).

Com base na definição moderna para mapas geomorfológicos, uma importante distinção entre mapas morfológicos ou morfográficos para mapas geomorfológicos é apresentada por Knight; Mitchell; Rose (2011), independente da escala de análise e de representação gráfica. Mapas morfológicos e morfográficos apresentam apenas aspectos qualitativos sobre as formas do relevo, enquanto mapas geomorfológicos incluem além dos parâmetros morfográficos, aspectos quantitativos, como geocronologia e os processos morfogenéticos e morfodinâmicos (KNIGHT; MITCHELL; ROSE, 2011). Portanto, mapas geomorfológicos são considerados mapas temáticos de alta complexidade, uma vez que englobam uma vasta variedade de informações sobre as diferentes formas de relevos que constituem a superfície terrestre (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

A cartografia geomorfológica teve seus primeiros avanços a partir da década de 1950, decorrente no avanço das pesquisas acadêmicas ou projetos de Estados Nacionais, principalmente aqueles desenvolvidos na Suíça e Polônia. Na década de 1960, países como França e Alemanha também produziam seus primeiros mapas geomorfológicos de maneira similar e em grande escala, onde os elementos representados nos mapas estavam ligadas a escala de análise: mapas com maior escala detinham como foco a representação de processos de natureza geomórfica, enquanto nos mapas de média e pequena escala dariam mais atenção aos fatores morfoestruturais (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996; KNIGHT; MITCHELL; ROSE, 2011; SCHOENEICH, 1993).

A escala espacial de representação das feições do relevo variavam de grandes áreas de até 107 km<sup>2</sup>, ou pequenas áreas de até 10-8 km<sup>2</sup> enquanto a escala temporal varia de 10<sup>8</sup> a 10<sup>9</sup> anos para as feições de maiores grandezas, e 10<sup>2</sup> para aquelas de menor dominesão (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011). Em relação a escala de fenômenos, há ao menos três escalas de manifestação vinculadas à natureza dos processos geomorfológicos e ao tempo cronológico: 1) a macroescala, em que predominam fases ou ciclos de erosão/deposição, controlados por processos regionais vinculados ao clima global e a tectônica; 2) mesoescala, resultante da inter-relação entre processos climáticos e tectônicos, também vinculados a ciclos erosivos e deposicionais, mas de unidades de relevo de menor escala e que, via de regra, são associados a processos variam de centenas a milhares de anos e 3) microescala, em que as



principais variáveis dos processos climáticos são constantes, influenciando a curto prazo nos processos morfológicos.

Na busca da conjugação de uma escala adequada, que engloba a totalidade dos elementos que constituem a paisagem geomorfológica, inúmeros sistemas que contemplam diferentes bases cartográficas e legendas associadas são verificadas ao longo de todo o mundo (RIBEIRO, 1998). Com relação ao nível de detalhamento dos mapas geomorfológicos, duas classificações são destacadas por Dramis et al. (2011). A primeira, apresentada pelo autor individualizam três categorias: 1) de grande escala para mapas maiores que 1:100.000; 2) com média escala para mapas em escala 1:100.000 até 1:1.000.000 e 3) os de pequena escala para aqueles menores que 1.000.000 (DEMEK et al., 1978) A segunda classificação também são sintetizados em três categorias principais, sendo elas: 1) de grande escala para mapas maiores que 1:25.000; 2) de média escala para mapas em escala 1:25.000 até 1:250.000 e 3) pequena escala para aqueles maiores que 1.250.000 (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011).

Foi, a partir da Segunda Guerra Mundial e principalmente na Europa que se têm registro da necessidade da representação dos aspectos qualitativos e quantitativos do relevo, além de processos de natureza geomórfica em escala de detalhe, resultando na criação de mapas na escala de 1:25.000 a 1:50.000 (KLIMASZEWSKI, 1990; ST-ONGE, 1981). Os mapas em grande escala apresentariam informações detalhadas acerca da morfografia, morfometria, morfogênese, cronologia e morfodinâmica para cada unidade geomorfológica vinculada à informações litológicas de materiais consolidados e inconsolidados, bem como os atributos do sistema hidrográfico (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011).

Embora os esforços na elaboração de mapas geomorfológicos sejam verificados desde o início do desenvolvimento da geomorfologia como disciplina científica, é apenas em 1956 com o XVIII Congresso da União Geográfica Internacional (UGI) na cidade do Rio de Janeiro que a comunidade de geomorfólogos passou a valorizar a real importância do mapeamento geomorfológico na Geografia. Como resultado, mapas geomorfológicos detalhados foram construídos e divulgados por inúmeros geomorfólogos em diversos países, como na Suíça, França, Polônia, antiga URSS, Tchecoslováquia, Japão, Canadá, Macar, República Democrática Alemã, Grã-Bretanha, Hungria, Romênia, Portugal e Chile (KLIMASZEWSKI, 1963). A partir desse evento, grandes avanços na cartografia geomorfológica foram observados, mas as concepções sobre os conteúdos e noções sobre a construção de cartas geomorfológicas entre os geomorfólogos ainda eram muito distintas.

Como os mapas são produtos da classificação das formas de relevo em unidades geomórficas, as cartas geomorfológicas representam a síntese dos elementos da paisagem.

Dessa forma, o processo de mapeamento exige a necessidade da elaboração preliminar de uma legenda que contemple nessa síntese os elementos quantitativos e qualitativos do relevo. Assim, legenda do mapa deveria ser construída para que a descrição e a interpretação possam ser realizada de forma independente (ST-ONGE, 1981) e a diversidade de elementos a serem representados implicaram a construção de legendas adequadas para cada contexto fisiográfico (VERSTAPPEN, 2011).

Esforços na construção de uma legenda para cartas geomorfológicas já era preocupação desde a década de 1940, sobretudo no ambiente acadêmico. O objetivo em comum era a construção de um sistema capaz de representar as formas do relevo e toda sua complexidade (gênese, processo, evolução e cronologia). Cada método ou sistema de representação gráfica deveria apresentar uma classificação lógica dos elementos geomórficos, e que retratam os as variáveis inerentes ao relevo (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996; SCHOENEICH, 1993).

Assim, no XIX Congresso Internacional de Geografia em Estocolmo (1960), foi criado a subcomissão de Mapeamento Geomorfológico na Comissão de Geomorfologia Aplicada (COLTRINARI, 2012; SCHOENEICH, 1993). Subcomissões regionais (Polônia, França, Grã-Bretanha, Tchecoslováquia, Bélgica, União Soviética e Índia) foram organizadas, para promoveram diversos preceitos, entre os quais: I) as escalas 1:50.000 ou 1:25.000 foram consideradas as mais adequadas; II) admitiu-se que um mapa geomorfológico detalhado deveria incluir informações sobre morfografia, morfometria, morfogênese e morfocronologia; III) determinou-se que os mapas geomorfológicos em escala de detalhe deveriam ser o resultado da associação entre levantamentos em campo associado à interpretação de fotografias aéreas; (IV) foram estabelecidas as ideias para desenvolver um conceito universal de mapas geomorfológicos em escala a de detalhe com base em símbolos e cores, a fim de obter uma comparabilidade entre mapas de diferentes áreas e (V) o conceito de Mapas Geomorfológicos Detalhados foi adotado e sua legenda foi sugerida em nível de escala mundial (KLIMASZEWSKI, 1990).

A partir de então, discussões na elaboração de uma legenda universal e princípios na elaboração de mapas geomorfológicos em escala de detalhe (1:5.000 a 1:50.000) teve como resultado à publicação do Manual de Cartografia Geomorfológica Detalhada (1:5.000 a 1:50.000) no início dos anos 1970 para mapas em média e grande escala (COLTRINARI, 2012; KLIMASZEWSKI, 1963; VERSTAPPEN, 2011).

#### 4.2.1 Propostas de sistemas e legendas adotadas em mapas geomorfológicos

A cartografia geomorfológica apresenta uma complexidade inerente ao seu próprio objeto de estudo: o relevo é produto da combinação entre processos genéticos, sua evolução, a sua distribuição no espaço e a cronologia. Portanto, a produção de mapas geomorfológicos é essencialmente sistemática e envolve etapas de campo e de gabinete, assim mapas geomorfológicos que representam todas essas variáveis são de difícil execução e leitura (CUNHA; MENDES; SANCHEZ, 2003; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

As etapas de campo são essencialmente voltadas a levantamentos e descrições de informações litológicas, morfométricas e formações superficiais, além da coleta de informações e amostras, ou ainda atestar informações produzidas em gabinete. Já em relação às etapas de gabinete, são realizados levantamentos prévios em produtos sistemáticos, como cartas topográficas, modelos digitais de elevação, fotografias aéreas e imagens orbitais (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011).

Mapas geomorfológicos devem apresentar não apenas as formas de relevo com base na morfogênese de forma individualizada, mas também se basear nas relações entre as várias formas de relevo em vários níveis hierárquicos, pois refletem a uma dinâmica semelhante dentro de um determinado contexto (ST-ONGE, 1981). Nesse sentido, a elaboração de produtos cartográficos de natureza geomorfológica, sobretudo mapas em escala de detalhe, tornou-se uma tarefa árdua (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011).

Conforme já destacado anteriormente, na Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico da Comissão de Geomorfologia Aplicada, tornou-se consenso à necessidade de representar além dos padrões de formas de relevo, também a morfografia, a morfometria, a morfogênese, a morfocronologia e posteriormente a morfodinâmica. Dados litológicos também deveriam ser incluídos, enquanto a legenda deveria ser composta por cores e símbolos, sistematizado em arranjo gênese-cronologia (DEMEK et al., 1978).

Por definição, entende-se a morfologia ou morfografia como a descrição qualitativa das formas de relevo, sendo representados por símbolos de forma areal. Por vezes, tais símbolos já exibem processos genéticos inerentes (ex: planícies aluviais apresentam processos dos sistemas fluviais). Já a morfometria ou geomorfometria representa os aspectos quantitativos das formas de relevo e, por vezes, exige a delimitação prévia de unidades de relevo. Pode ser representadas por curvas de nível, declividade, altura das bordas de terraços,

cornijas ou patamares erosivos. Via de regra, são representados por linhas e letras/números (CAILLEUX; TRICART, 1956; DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; TRICART, 1965). A aquisição de dados morfométricos e morfográficos é frequentemente feita via cartas topográficas ou modelos digitais de elevação, por meio de isolinhas que contenham informações sobre a altitude da área (EVANS, 2012).

Já a morfogênese retrata a origem e os agentes de formação das formas de relevo, enquanto a morfocronologia evidencia a idade das formas e os processos de formação das unidades de relevo. Por fim, a morfodinâmica descreve os processos atuais ativos e subatuais.

Embora a criação de uma legenda padronizada tenha sido uma preocupação dos geomorfólogos desde a metade do século XX, a elaboração de uma legenda universal nunca foi concretizada, uma vez que o seu catálogo de elementos geomórficos nunca fora concluído (KLIMASZEWSKI, 1963). Da mesma forma, o sistema era sobrecarregado de informações, o que dificultava a leitura dos mapas (VERSTAPPEN, 2011). Assim, inúmeros países passaram a construir um sistema de legenda próprio, com uma ampla variedade de símbolos e cores, passivos de combinação e adaptação ao contexto de paisagem (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987).

Dentre os sistemas encontrados na literatura que buscam representar de forma completa os elementos de natureza geomórfica, verifica-se que, via de regra, os mais elaborados também são repletos de informações e de difícil leitura para um não especialista, sendo explícito nos casos dos métodos francês *De la RCP 77* e alemão *GMK 25* (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996).

Em revisão sobre o estado da arte da cartografia geomorfológica da Europa, Radoane; Cristea; Radoane (2011) sistematizaram os parâmetros fundamentais na construção de mapas geomorfológicos e legenda associadas, tendo como princípio o sistema “*Morphometry-Genesis-Age (MGA)*” aqui traduzido como “morfometria, gênese e idade” (Quadro 4.1). Ocasionalmente, como é o caso dos mapas geomorfológicos da Romênia em escala 1:200.000 e das legendas francesa e russa, ocorrem a combinação de elementos litológicos (L) ao sistema MGA (RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011).

De maneira geral, observa-se que as diferentes legendas de países da Europa respeitam total ou parcialmente os princípios básicos para mapeamento geomorfológico (morfometria, gênese e idade). Por outro lado, também é possível verificar pequenas variações entre as diferentes escalas. A escola belga, por exemplo, inclui a litologia como elemento das cartas

geomorfológicas, enquanto as legendas russa e francesa substituem a morfologia pela litologia (RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011).

Três formas de representação gráficas são combinadas na cartografia geomorfológica: pontos, linhas e áreas. A escolha de cada forma de representação é inerente à escala do mapeamento, sendo também dependentes das variáveis visuais adotadas: tamanho, forma, orientação, textura, tom, orientação, cor e valor. Essa combinação de diferentes símbolos promove uma organização hierarquizada, determinadas pelos objetos mapeados que compõe a legenda (MARTINELLI, 2016; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

Em mapeamentos geomorfológicos digitais de pequena escala, a forma de representação pontual é utilizado para representar forma de relevos ou processos geomórficos de tamanho único. Já em mapas de detalhe, pontos são utilizados combinados com diferentes tamanhos, formas, orientações, etc. Símbolos em linha são utilizados com frequência para representar elementos estruturais, rede de drenagem ou rupturas no relevo, podendo ser linhas contínuas, pontilhadas ou tracejadas. Símbolos em área não são comuns em todos sistemas de legendas, mas podem ser adotados para representar informações que possuem uma abrangência espacial significativa. Via de regra, são representados em cores ou hachura, com diferentes orientações, densidade ou espessura (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

Dentre as inúmeras variáveis gráficas utilizadas em representação cartográfica, são frequentemente adotados em mapas geomorfológicos as cores (incluindo variações matiz e saturação), símbolos, linhas, sombreamento/hachura, letras e números, sejam isolados ou combinados. Via de regra, cores são utilizadas em duas categorias distintas: 1) gênese/processos geomórficos ou 2) combinação entre litologia e cronologia.

Sombreamento, hachura e pontilhado são frequentemente usados como legenda da litologia, gradiente e idade. Para os demais aspectos geomorfológicas, outros elementos são utilizados: símbolos podem indicar processos e/ou a direção do movimentos gravitacionais, enquanto linhas pode ser usada para indicar estruturas ou descontinuidades morfológicas (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006).

Tabela 4.1 - Quadro síntese dos parâmetros fundamentais na construção de mapas geomorfológicos e legenda associadas

Nome da legenda	Autor representativo	Descrição
Legenda Russa	Başenina et al. (1960)	O plano de fundo é representado em cinza e corresponde à litologia ( <b>L</b> ). O mapa foca na <b>gênese (G)</b> e a <b>idade (A)</b> e <b>negligência a morfometria</b> . Os mapas são atraentes mas de difícil entendimento, devido a complexidade da legenda (500 símbolos), de cores e variedade de tons. Princípio: <b>LGA</b>
Legenda Tchecoslováquia	Geographical Institute of the Academy of Sciences in Prague (1963)	A legenda é baseada na classificação genética. As formas de relevo são agrupadas em 4 grandes grupos: estrutural, denudacional, acumulativo e antropogênico. Faltam informações morfométricas. As representações da <b>Gênese</b> é feita em cores e a <b>Idade</b> por índices sobre cores. Princípio: <b>GA</b>
Legenda Polonesa	Geographical Institute of the Academy of Sciences in Krakow (1950, 1952, 1963)	Não há referência à litologia. <b>Plano de Fundo</b> é dado em tons de cores para três valores de declividade ( <b>M</b> ). A <b>Idade</b> é representada por cores, apenas três períodos: Neógeno, Pleistoceno e Holoceno ( <b>A</b> ). A <b>Gênese</b> é dada por símbolos com cores diferentes ( <b>G</b> ). Princípio: <b>MGA</b>
Legenda Francesa	Center for Applied Geomorphology in Strasbourg	O plano de fundo é dado pela <b>litologia</b> em cores ( <b>L</b> ). Faltam informações morfométricas. <b>Gênese</b> é dada por símbolos sobrepostos a litologia ( <b>G</b> ) e a <b>Idade</b> é dada pelas cores dos símbolos em 8 classes ( <b>A</b> ). Mapas de difícil leitura devido a sobreposição de símbolos à litologia. Princípio: <b>LGA</b>
Legenda Belga	Gullentops (1964)	<b>Declividade</b> dada por intensidade de tons de acordo com a inclinação ( <b>M</b> ). A <b>Gênese</b> é apresentada por símbolos coloridos ( <b>G</b> ) e a <b>Idade</b> por tons da mesma cor da gênese ( <b>A</b> ). Para a litologia de formas de origem sedimentar, utiliza-se pontos de diferentes tamanhos ( <b>L</b> ). Os mapas são de difícil elaboração pelas técnicas convencionais, mas são viáveis em técnicas modernas. Princípio: <b>MGAL</b>
Legenda Unificada	Demek et al. (1972)	<b>Gênese</b> representada por símbolos em cores ( <b>G</b> ), <b>Declividade</b> em tons de cinza ( <b>M</b> ) e <b>Idade</b> por símbolos ( <b>A</b> ). Princípio: <b>GMA</b>

Fonte: Traduzido de Radoane; Cristea; Radoane (2011)



#### 4.2.1.1 Sistema de legenda da Tchecoslováquia

A primeira versão do mapa geomorfológico da Tchécua em escala 1:500.000 foi publicada em 1965, enquanto mapas em maior escala foram publicados posteriormente em outras regiões do território (DVOŘÁK, 1995). Em 2006, foi publicado o “*Landscape Atlas of the Czech Republic*” contemplando o mapa geomorfológico de geomorfodiversidade da Tchécua em escala 1:500.000, cuja estrutura foi baseada nos parâmetros da legenda unificada da IG, e a base cartográfica é derivada de cartas topográficas (dados morfométricos), além de mapas temáticos para dados morfogenéticos, processuais e cronológicos (DEMEK et al., 2011, 2020).

Nesse sistema, três camadas de informações foram desenvolvidas: I) polígonos para representar unidades de relevo, descrevendo quantitativamente a sua forma; II) símbolos de linhas para elementos de relevo lineares e III) pontos para elementos muito pequenos para serem incluídos na escala de detalhe, cujo símbolo apresenta conotação genética (DEMEK et al., 2011, 2020).

#### 4.2.1.2 Sistema de legenda da Polônia

Na Polônia, os princípios dos mapas geomorfológicos nacionais foram divulgados no Congresso Internacional de Geografia ocorrido no Rio de Janeiro em 1956, com a palestra de Mieczysław Klimaszewski, intitulado “*The Principles of Geomorphological Mapping in Poland*” (KLIMASZEWSKI, 1963). Em 1947, R. Gonon apresentou na sessão da Sociedade Geográfica Polonesa o mapa da planície da região de Bydgoszcz na escala 1:25.000, contendo as informações morfométricas e morfográficas, gênese e idade das unidades de relevo.

As características morfométricas e morfográficas são expressas no próprio nome da unidade de relevo, enquanto a idade e os processos genéticos são associados em signos para cada ambiente sedimentar. Comparado aos demais mapas europeus, a principal diferença nos poloneses é a ausência de isolinhas na representação das altitudes (GALON, 1963).

A sistematização de um mapa geomorfológico polonês em escala de detalhe foi iniciada a partir de 1946 e resultou na publicação do “*Geomorphological Map of Poland*” em escala 1:25.000 (para campo) e 1:50.000 (impresso). No sistema adotado, as formas de

relevos eram plotadas em símbolos, cuja cor era resultante da combinação entre processos e agentes morfogênicos e cronologia associada (KLIMASZEWSKI, 1963).

O resultado desse sistema é um mapa que mostra, em primeiro lugar, a idade ou a gênese. O uso de símbolos complexos, integrando números, letras e figuras também dificulta a legibilidade do mapa geomorfológico. Informações morfométricas são obtidas pelos sinais específicos, cuja geometria reflete a forma do relevo. Diante disso, embora se configure como uma legenda complexa, o sistema polonês englobaria a morfografia, morfometria, morfogênese e idade (KLIMASZEWSKI, 1963, 1990).

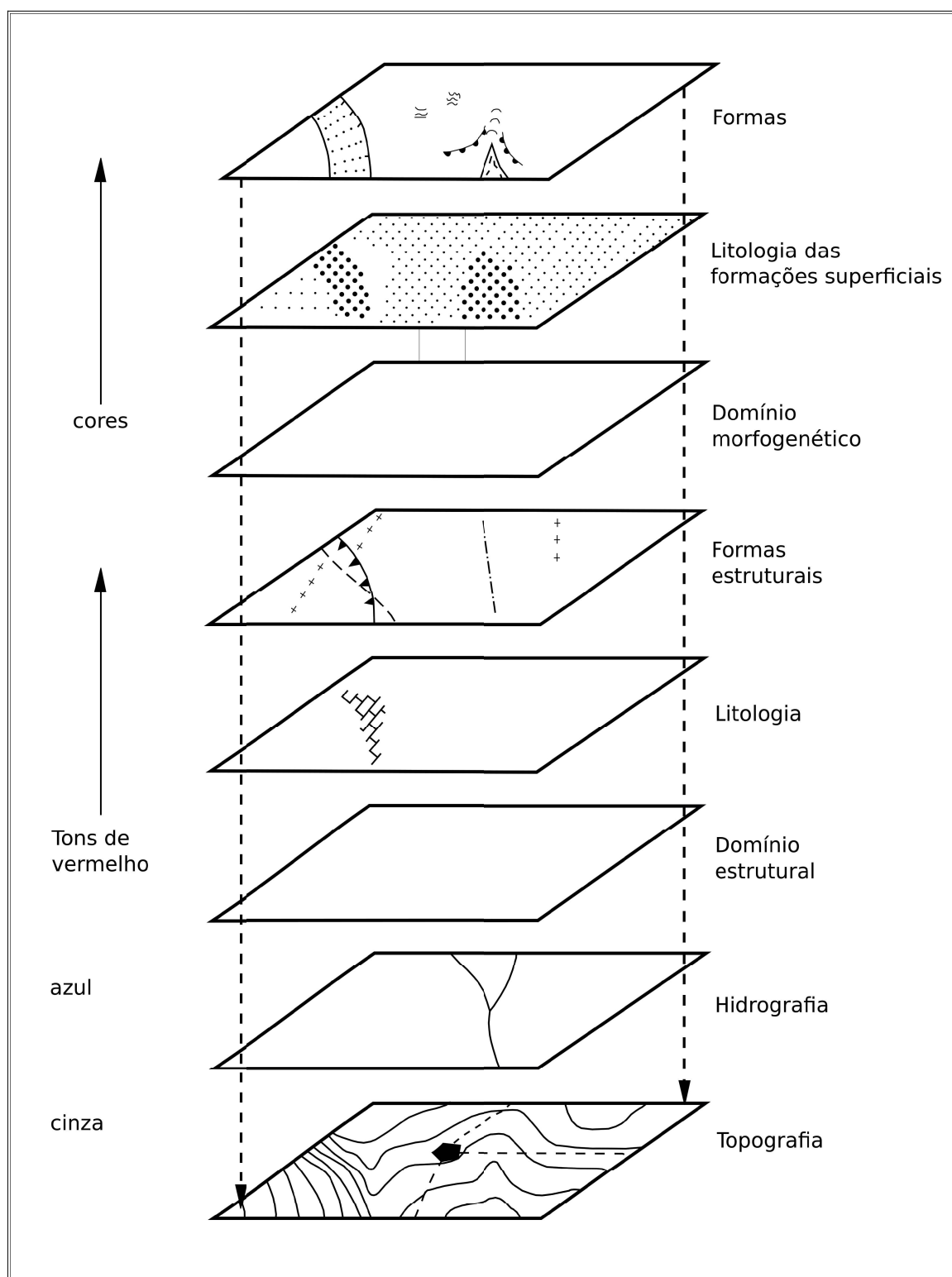
#### 4.2.1.3 Sistema de legenda da França

No sistema francês, a construção da legenda foi impulsionada principalmente por Jean Tricart e Fernand Joly, a partir da década de 1970, no programa nacional de cartografia inserido no *Centre national de la recherche scientifique* (CRNS), que resultou na publicação de uma legenda para o mapa geomorfológico da França em escala 1:50.000 (GUÉRÉMY; MARRE, 1996; SCHOENEICH, 1993). O sistema RCP 77 é baseado na conjugação de sinais e linhas desenhados em cores distintas (Figura 4.1). Os domínios morfoestruturais são representados por cores, enquanto a litologia é representada em tramas. As formas estruturas são representadas em símbolos, enquanto os domínios morfogênicos, frutos da dinâmica externa (processos exógenos) são representados em cores.

A textura das formações superficiais são representadas em tramas com cores que indicam os processos morfogênicos. As formas de relevo são representadas por sinais convencionais, cujas cores também são correspondentes aos domínios morfoestruturais. Por fim, a legenda é agrupada em domínios morfoclimáticos (GUÉRÉMY; MARRE, 1996; SCHOENEICH, 1993).

No caso dos domínios morfoclimáticos, modificações posteriores foram apresentadas por Joly (1974). A mudança mais evidente é relacionada ao fato de que não há mais representação por cores específicas nos domínios morfoclimáticos (JOLY, 1974). A partir dessa reformulação, as cores foram mantidas apenas nos domínios estruturais e nos sistemas morfogênicos, em que cada sistema morfogênico é caracterizado por um processo dominante (GUÉRÉMY; MARRE, 1996)

Figura 4.1 - Modelo representando os layers do Sistema RCP 77 adotados em mapas geomorfológicos da França.



Fonte: Modificado de Guérémy e Marre (1996)

Na cartografia geomorfológica francesa, os pesquisadores buscaram representar em seus mapas a dinâmica dos processos morfogenéticos, sedimentológicos e estratigráficos, especialmente aqueles do Quaternário. Assim, de forma geral, as cartas geomorfológicas reúnem elementos que possibilitam a compreensão da evolução do relevo, sua gênese, estrutura, processos e sua cronologia. Uma vez que os processos morfogenéticos são resultantes da combinação das forças exógenas e endógenas, as bases cartográficas utilizadas são resultantes da combinação entre cartas topográficas, geológicas e cartas de formações superficiais. Cabe destacar que às formações superficiais envolvem parâmetros físicos, químicos e mineralógicos, como a relação com o substrato, natureza (gênese), grau de consolidação, profundidade, textura, estrutura e mineralogia (JOLY, 1974; TRICART, 1954).

A escola francesa contribuiu na consolidação da cartografia geomorfológica principalmente por meio dos avanços de pesquisas quaternaristas. Além disso, a construção de uma legenda geomorfológica dita como “racional” para mapas em escala 1:50.000 não se limitou às feições geomórficas do território da França, uma vez que a construção da legenda incluiu paralelamente o mapeamento em territórios ultramarinos, permitindo não só a difusão dessa escola cartográfica, como também a constituição de uma legenda ampla (JOLY, 1974).

Para os geomorfólogos franceses, a produção de um mapa em grande escala exigiria a comparação entre a carta topográfica e os aspectos de campo, geralmente complementados pelo uso constante e sistemático de fotografias aéreas e de outros produtos de sensoriamento remoto, sejam para a escolha dos pontos de controle de campo quanto em termos de generalização das variáveis no estágio final do mapeamento. Na metodologia francesa, a etapa de campo consiste em registrar e delimitar, da maneira mais exata e objetiva possível, a extensão de zonas homogêneas, com base em afloramentos, unidades geomorfológicas e de formações superficiais. Além disso, nos trabalhos de campo são determinados elementos geomórficos e coletadas amostras que permitirão, após estudo laboratorial, a interpretação morfodinâmica dos elementos mapeadas (JOLY, 1974).

Além das formações superficiais, os mapas geomorfológicos franceses dão grande destaque à descrição da estrutura litológica do substrato e de elementos com indícios de deformações tectônicas. Entretanto, sua originalidade consiste no tratamento de formações superficiais como testemunhas da evolução dinâmica atual e passada do relevo e portanto, da morfogênese (JOLY, 1974).

#### 4.2.1.4 Sistema de legenda da Bélgica

Na década de 1980, a cartografia geomorfológica belga teve como objetivo a produção de mapas em escala maior que 1:15.000. Para isso, os geomorfólogos adotaram uma abordagem metodológica que envolviam diferentes etapas de campo e gabinete. O primeiro trabalho de campo consistia no levantamento morfográfico e morfométrico detalhado da área de interesse, baseado na medição completa das encostas, na delimitação das rupturas de encostas (transição de setores côncavas para convexas), na análise de superfícies geomórficas, como níveis de erosão, delimitação de terraços e planícies aluviais e observações sobre a natureza dos sedimentos (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; VERSTAPPEN, 2011).

Em gabinete, a preocupação estava na simplificação das feições observadas para se adequarem na escala do mapa e na legenda apropriada. As feições eram representadas em siglas e as cores são utilizadas para representar a gênese e idade (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; VERSTAPPEN, 2011).

#### 4.2.1.5 Sistema de legenda unificada (IGU)

O sistema IGU ou *Unified Key* é resultado da Subcomissão de Pesquisa e Mapeamento, contidas no Manual de Mapeamento Geomorfológico Detalhado proposta por Demek et al. (1978). É composto por 353 símbolos que contemplam a gênese, litologia, morfometria/morfografia e idade. Essa legenda integra parâmetros geomorfológicos clássicos e sistemas de informação geográfica. As topografias são divididas em seis categorias de declividade, enquanto a altitude é representada em isolinhas. Além disso, se tem como destaque na legenda a morfogênese, expressa por dez cores expressas em pontos, linhas ou áreas (DEMEK, 1978; GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011, 2011; RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011).

Já a gênese das formas é agrupada em duas classes, sendo a primeira subdivida em três categorias para representar processos endógenos, e a segunda apresenta treze categorias representando processos exógenos. As cores restantes descrevem diferentes processos de erosão e formas deposicionais (DEMEK, 1978).

No IGU, a idade das formas de relevo é representada por um código de letra de cor preta (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011; RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011). Um elemento fundamental na legenda de Demek et al. (1972) é a representação de formas de relevo com gênese complexa, por meio de duas cores: uma delas como cor base para indicar a origem

inicial, e a segunda por símbolos indicando as transformações subsequentes da forma de relevo (Ex: planície de inundação embutida em terraço fluvial).

#### 4.2.1.6 Sistema de legenda dos Países Baixos

Para os Países Baixos, inicialmente foram criados sistemas e legendas para diferentes províncias. O sistema ITC, por exemplo, abrange a região de Enschede, na província de Overijssel, Netherlands (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011; TEN CATE; MAARLEVELD, 1977), enquanto o sistema o sistema GNK integra um padrão legenda para todo o Países Baixos (JONGMANS et al., 2013; KOOMEN; MAAS, 2004; TEN CATE; MAARLEVELD, 1977). As primeiras publicações de cartas geomorfológicas remetem-se ao trabalho de Van Dieren em 1934, entretanto, é apenas em 1966 que os pesquisadores buscaram sistematizar o mapeamento de todo território dos Países Baixos em escala 1:50.000, com uma legenda provisória. Já na década de 1970, houve a criação definitiva de uma legenda para a escala 1:50.000 (KOOMEN; MAAS, 2004).

O mapa geomorfológico dos Países Baixos em escala 1:50.000 apresenta legenda sistematizada em níveis hierarquizados. O primeiro nível agrupa oito classes de relevo, baseado na declividade, extensão e posição relativa, seguida por uma subdivisão em dezoito subclasses de relevo. Uma divisão em quinze grupos de formas do terreno constitui as subclasses, seguida por uma subdivisão em mais de duzentas de subunidades. A proposta de legenda denota a ideia da origem das unidades de relevo por meio de nove processos, enquanto a idade foi classificada em cinco períodos. Ainda, o sistema Países Baixos apresenta uma metodologia para a classificação em cada nível (TEN CATE; MAARLEVELD, 1977).

O primeiro mapa geomorfológico em todo o país foi publicado em 2004. Em 2017, o Mapa Geomorfológico dos Países Baixos foi atualizado e publicado, tendo a terminologia e codificação da legenda alterada. O *design* da legenda também foi revisado. Novamente, em 2019 foi revisada e readaptada, com a publicação das folhas a partir de 2020. As descrições das unidades são parcialmente baseadas no sistema de Ten Cate e Maarleveld (1977), mas também adaptadas de acordo com os conhecimentos atuais (JONGMANS et al., 2013; KOOMEN; MAAS, 2004; MASS et al., 2019; TEN CATE; MAARLEVELD, 1977).

No novo sistema, que ainda mantém níveis hierarquizados, o nível mais alto apresenta 11 grupos de relevo que, em sua aparência externa, têm certas características em comum, como terraços, vales e planícies. Grupos de relevo são subdivididos em subgrupos de relevo



baseados na gênese. O nível inferior da classificação é o de unidades de relevo, na qual os subgrupos são subdivididos em formas relevo, a presença de depósitos geológicos ou a um processo morfológico ativo (MASS et al., 2019).

O sistema ITC, adotado pelo *Dutch International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences* (Países Baixos), foi sistematizado para mapeamentos em diversas escalas. O sistema apresenta informações sobre morfometria/morfografia, processo /gênese, idade e litologia. As cores podem ser utilizadas de duas formas: a primeira, sombreada, para definir unidades de paisagem maiores com base no processo dominante; enquanto na segunda dez cores são utilizadas em símbolos de linhas para descrever tanto os processos quanto a gênese de elementos menores da paisagem (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

Os símbolos são divididos em 14 grupos para representar os processos/gênese, morfometria, litologia, cronologia e topografia e dois símbolos para finalidades especiais. A idade das formas de relevo é indicada por um código de letra em preto. Assim, como resultado, o conjunto de símbolos totalizam 500 formas de representação em escalas de cinza (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

O sistema AGRG, foi construído pelo *Alpine Geomorphology Research Group*, (AGRG, Amsterdã, Países Baixos), para as áreas dos Alpes de Vorarlberg – Austria e posteriormente foi modificada e adotada em áreas de relevo menos dissecados. Esse sistema apresenta em sua legenda informações a respeito da morfografia, morfometria, litologia, hidrografia processos e gênese e o foco principal é a gênese e processos morfogenéticos. Dessa forma, são selecionadas seis cores em símbolos para representação dos processos e gênese. A drenagem é representada em azul para aquelas naturais e preto para artificiais. Linhas são utilizadas para representar a altitude. Os materiais inconsolidados são divididos em quatro classes baseados em processos genéticos: sedimentos formados na ou pela água, sedimentos glaciogênicos ou relacionados, depósitos de encosta e depósitos orgânicos.

#### 4.2.1.7 Sistema de legenda da Alemanha

O sistema GMK ou *Mapeamento Geomorfológico* (tradução literal de *Geomorphologische Kartierung*) teve como principais expoentes D. Barsch, O. Franzle, H. Leser, H. Liedtke e G. Stâblein, com a sistematização da legenda a partir da década de 1970 (Fig. 4.2). O mapeamento foi realizado em escala 1:25.000 (GMK 25) com 27 folhas e 1:100.000 (GMK 100) com 8 folhas. Esse sistema, autointitulado como “completo” é

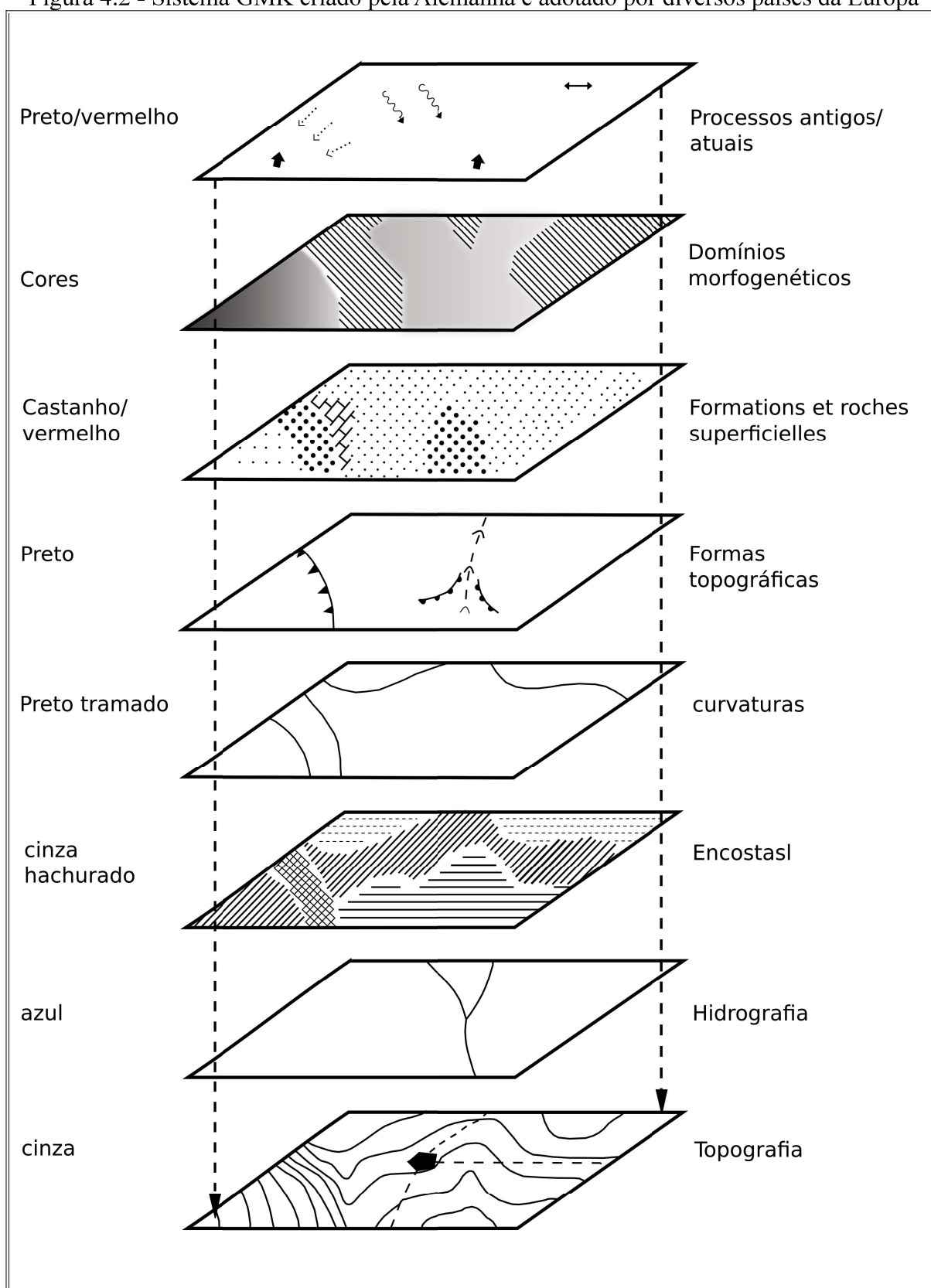
resultante da combinação entre sinais, cores e tramas, e abrange os parâmetros litológicos superficiais e subsuperficiais, processos geomorfológicos, morfométricos, hidrologia e idade do substrato, tendo a carta topográfica como produto base, sendo utilizado por diversos países da Europa Central (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996; KNIGHT; MITCHELL; ROSE, 2011).

As classes de declividades são representadas em hachuras em tons de cinza, enquanto as rupturas e inflexões no declive retratam as rupturas na orientação das encostas, em tons de preto. As formas de relevo (e.g.: escarpas, rebordos de terraços) também são representadas por símbolos em preto, enquanto os processos antigos são designados por uma cor específica. A litologia das formações superficiais são representadas em tramas marrom a vermelho. Os processos antigos são indicados por símbolos pretos enquanto o vermelho para os atuais (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996).

Assim como no sistema RCP 77, grupo de cores são utilizadas para as unidades em que ocorre um processo geomorfológico pré-definido no sistema GMK. Quando existe uma combinação de processos numa mesma área, pode ser utilizado um sistema de bandeamento, alternando cores (GUÉRÉMY; MARRE, 1996).

Na legenda Alemã ,que integra o sistema GMK, são apresentadas em oito camadas de informações, onde os processos e estrutura são representados em áreas coloridas (Fig. 4.2): (1) a hidrografia em azul; (2) processos atuais em preto e vermelho (3) material de subsuperfície / rocha superficial em marrom avermelhado; (4) curvatura em preto; (5) encostas e vales em preto; (6) ângulos de inclinação em cinza; (7) e topografia em cinza (BARSCH; FISCHER; STÄBLEIN, 1987; GUÉRÉMY; MARRE, 1996; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011; PARON; CLAESSENS, 2011).

Figura 4.2 - Sistema GMK criado pela Alemanha e adotado por diversos países da Europa



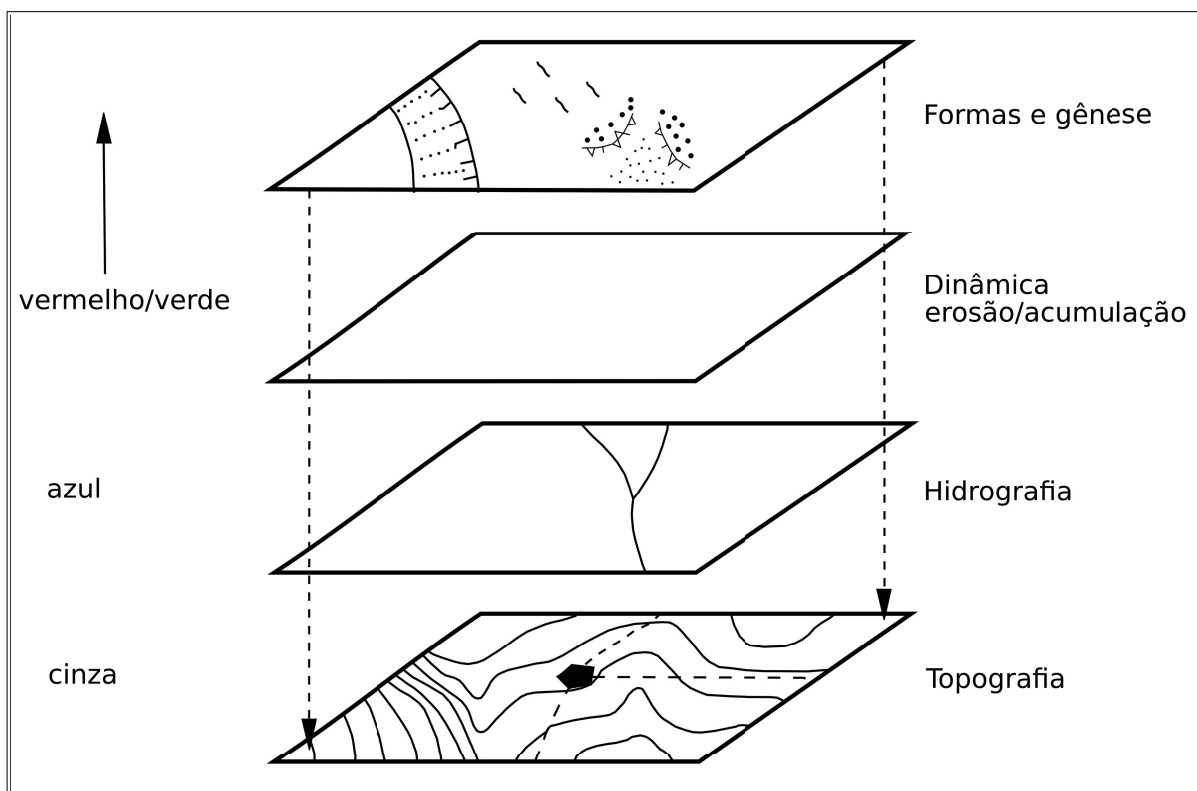
Fonte: GUÉRÉMY; MARRE (1996).

#### 4.2.1.8 Sistema de legenda da Suíça

O sistema Suíço foi desenvolvido pelo IGUL – *Institute de Géographie de l'Université de Lausanne* para áreas montanhosas da Suíça, onde foco principal seria destacar os processos morfogenéticos e morfodinâmicos (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011). Esse sistema apresenta em sua abordagem quatro planos de informações: 1) topografia, 2) hidrografia, 3) dinâmica de erosão/acumulação e 4) formas e gênese (Fig. 4.3).

As áreas de erosão/acumulação são representadas por cores, enquanto as formas do terreno são representadas por signos ou linhas desenhadas de acordo com os processos genéticos. Tanto a hidrografia quanto a topografia são representados por linhas. Embora seja uma metodologia de fácil aplicação, esse sistema não apresenta todos os processos morfogenéticos. Portanto, é comum a presença de lacunas nos mapas, pois as informações geomorfológicas são insuficientes (GUÉRÉMY; MARRE, 1996; SCHOENEICH, 1993).

Figura 4.3 - Modelo esquemático das bases cartográficas do sistema Suíço



Fonte: Modificado de Guérémy e Marre (1996)

Outro sistema suíço foi elaborado pelo *Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft - BUWAL* para a área de risco geomorfológico. Assim, a legenda teria como prioridade a identificação de áreas de erosão e deposição. Cores com diferentes intensidades são utilizadas

na representação das categorias risco, enquanto símbolos em diferentes tamanhos representam os processos geomórficos (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

#### 4.2.1.9 Sistema de legenda do Brasil

Na cartografia geomorfológica brasileira, a discussão acerca da escolha de um sistema uniforme para todo o território nacional para a representação do relevo é uma pauta complexa e desgastada. Parte da discussão advém da complexidade em se levantar e representar cartograficamente elementos morfológicos, morfogenéticos, morfométricos, morfodinâmicos, morfoestruturais e morfocronológicos de forma integrada. O estabelecimento de cronologia relacionada com base na posição relativa de unidades geomorfológicas (níveis de terraço, paleosuperfícies, etc.), a abordagem morfoestrutural, a representação de formações superficiais e o grau de generalização são os principais problemas em que se verificam nos mapeamentos geomorfológicos brasileiros, sobretudo para aqueles em escala regional (NETO; FERRARO, 2018).

Um dos principais fatores que limitam os avanços da cartografia geomorfológica brasileira é a carência de bases cartográficas que recobrem todo o plano nacional, sobretudo em escala de detalhe. Esse fato foi identificado por Ab'Sáber (1969), mas ainda é um problema frequente para mapeamentos em grande escala nos dias atuais (SOUZA; FURRIER, 2019).

Com o advento dos produtos de sensoriamento remoto e avanços na cartografia analógica e digital, houve aumento das publicações direcionadas a cartografia geomorfológica na segunda metade do século XX, principalmente a partir da primeira fase do projeto RADAMBRASIL (BARBOSA et al., 1983; RIBEIRO, 1998). Entretanto, parte dos trabalhos que apresentam mapeamento em sua estrutura se utilizam de cartas morfológicas apenas para fins de compartimentação topográfica. Para o mesmo período, foram produzidos mapas locais contendo os domínios morfoclimáticos e localmente foram produzidas cartas geológicas e de formações superficiais, por vezes com viés aplicado (AB'SABER, 1969; RIBEIRO, 1998).

Ainda na segunda metade do século XX, a cartografia geomorfológica brasileira buscava integrar a compartimentação topográfica, as estruturas superficiais e a fisiologia da paisagem. Essa abordagem, difundida por Aziz Ab'Sáber, foi adotada com base nos preceitos de Tricart (CAILLEUX; TRICART, 1956), bem como a sistematização do uso das cores com

base na escola francesa tendo como vantagem a integração de fatos geomorfológicos e processos atuais (AB'SABER, 1969; RIBEIRO, 1998).

Ainda hoje, os sistemas de mapeamento e representação gráfica do relevo na cartografia geomorfológica brasileira tem como principais expoentes duas propostas metodológicas, baseadas na integração de dados geomórficos e em uma simbologia pré-definidas (NETO; FERRARO, 2018). A primeira é produto da Divisão de Geomorfologia do Projeto RADAMBRASIL, iniciado em 1971 e concluída em 1985 cujo estado da arte foi revisado por diversos autores (BARBOSA et al., 1980a, 1983, 1980b; BOTELHO; PELECH, 2019; NETO; FERRARO, 2018; RIBEIRO, 1998). A segunda abordagem é decorrente da série de Manuais de Geociências do IBGE, resultante na publicação do Manual Técnico de Geomorfologia (BOTELHO; PELECH, 2019). Ambos são recomendados para mapeamentos em pequena e média escala, embora também sejam adotados em mapas em escala de detalhe.

No Projeto RADAMBRASIL, houve quatro fases de mapeamentos, com a produção de 38 volumes. A primeira teve como princípio básico as recomendações de Ab'Sáber (AB'SÁBER, 1969), com produtos derivados de imagens de radar de visada lateral (SLAR), e a unidade de relevo fundamental eram as formas de relevo, representada por símbolos, cores e um sistema de letras-símbolos, em três ordens de grandeza. A legenda era resultante da combinação entre letras maiúsculas e minúsculas, que correspondiam a abreviação de cada táxon. A geologia apresentava uma carta individualizada, enquanto as formações superficiais e processos genéticos e evolutivos não foram representados (BARBOSA et al., 1983).

Na segunda fase, as formações superficiais e processos evolutivos também não foram contemplados no mapeamento. Mudança no uso das cores foram concebidas nesse período visando diferenciar superfícies de aplainamento preservadas de áreas mais dissecadas, bem como sua posição altimétrica relativa. As formas de dissecção foram simplificadas com a criação de novas classes. Já na terceira fase, a estrutura geral da legenda permaneceu parcialmente inalterada, com modificações na designação dos relevos dissecados, e o uso das cores também foram modificados. Essa etapa, que envolveu parte da Amazônia e do Pantanal, exigiu a hierarquização de Áreas de Acumulação Inundáveis, em decorrência da complexidade de seus sistemas fluviais (BARBOSA et al., 1983).

Na quarta fase, houve a necessidade de um reordenamento no sistema taxonômico. Por se tratar de um mapeamento em escala regional para um país de dimensões continentais, quatro ordens de grandeza foram adotadas, com uma variedade de topônimos na nomenclatura das formas de relevo, tanto genéricos quanto genéticos. Generalização na ordem de 12 a 20 metros em razão da redução da escala de 1:250.000 para 1:1.000.000 são reconhecidas, mas



permitiram a abrangência de um mapeamento para todo o território nacional (BARBOSA et al., 1980a, 1983, 1980b; BOTELHO; PELECH, 2019). Esse sistema também foi baseado nos critérios taxonômicos de Cailleux e Tricart (1956), reduzidos em quatro táxons: Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas e Tipos de Modelados. Nesse novo sistema, são combinados cores, letras, símbolos e conjuntos alfanuméricos, ornamentos cartográficos e símbolos, conforme a ordem de grandeza (BARBOSA et al., 1980a, 1983, 1980b).

As cores são utilizadas para representar as feições de primeira ordem de grandeza: os conjuntos acumulativos e morfoestruturais (relevos de cobertura e/ou bacias sedimentares, relevos em estrutura dobrada, relevos de faixas de dobramentos metamorfizados e relevos de maciços de rochas de alto metamorfismo). Sendo utilizadas cores para cada unidade, e tons para decompor subunidades como um segundo táxon (Regiões Geomorfológicas). Na maior parte dos casos, utilizam-se do modo de representação areal para a primeira e segunda ordem.

A terceira ordem de grandeza, utiliza tons de cores para diferenciar Unidades Geomorfológicas. Esse Táxon tem como fundamento a natureza genética, cuja geomorfogênese é decorrente de fatores paleoclimáticos ou, vinculada aos processos comandados pelo seu domínio morfoestrutural. Os tipos de modelado, em uma quarta ordem de grandeza, utiliza-se de cores em um conjunto de letras e símbolos. Esse táxon tem como base os processos genéticos e as formações superficiais, bem como o comportamento da drenagem. São diferenciados em dissecação, acumulação, dissolução ou aplanamento, com fácies de dissecação.

Uma quinta ordem de grandeza abrange os fatos geomorfológicos e são caracterizadas em pontos ou linhas. Formações superficiais, são representadas por símbolos, enquanto a declividade por linhas. Já a morfodinâmica também pode ser representada por uma variedade de símbolos (BARBOSA et al., 1983, 1980).

Nessa nova fase, a legenda é constituída por uma combinação de cores, letras e símbolos. A primeira letra representa a unidade geomorfológica, seguida por uma letra maiúscula para diferenciar os tipos de modelado e com duas letras minúsculas em sequência: a primeira para diferenciar os tipos de modelado (acumulação, aplanamento ou dissecação), e uma segunda para qualificar as características lineares de cada modelado. Os modelados de dissecação ainda apresentam um conjunto numérico para representar a densidade e o aprofundamento da drenagem (BARBOSA et al., 1980, 1983).

Se por um lado o sistema adotado pelo RADAMBRASIL possibilitou um mapeamento que recobre grande parte do território brasileiro, o mapeamento e a organização taxonômica

se deu em diferentes fases metodológicas, tornando por vezes uma incompatibilidade de táxons e dificuldade na integração entre diferentes áreas. Na etapa final do mapeamento, houve a necessidade de se incorporar mais elementos ao sistema e a taxonomia passou a adotar em domínios morfoestruturais, regiões geomorfológicas, unidades geomorfológicas e modelados para a categorização das formas de relevo (BOTELHO; PELECH, 2019).

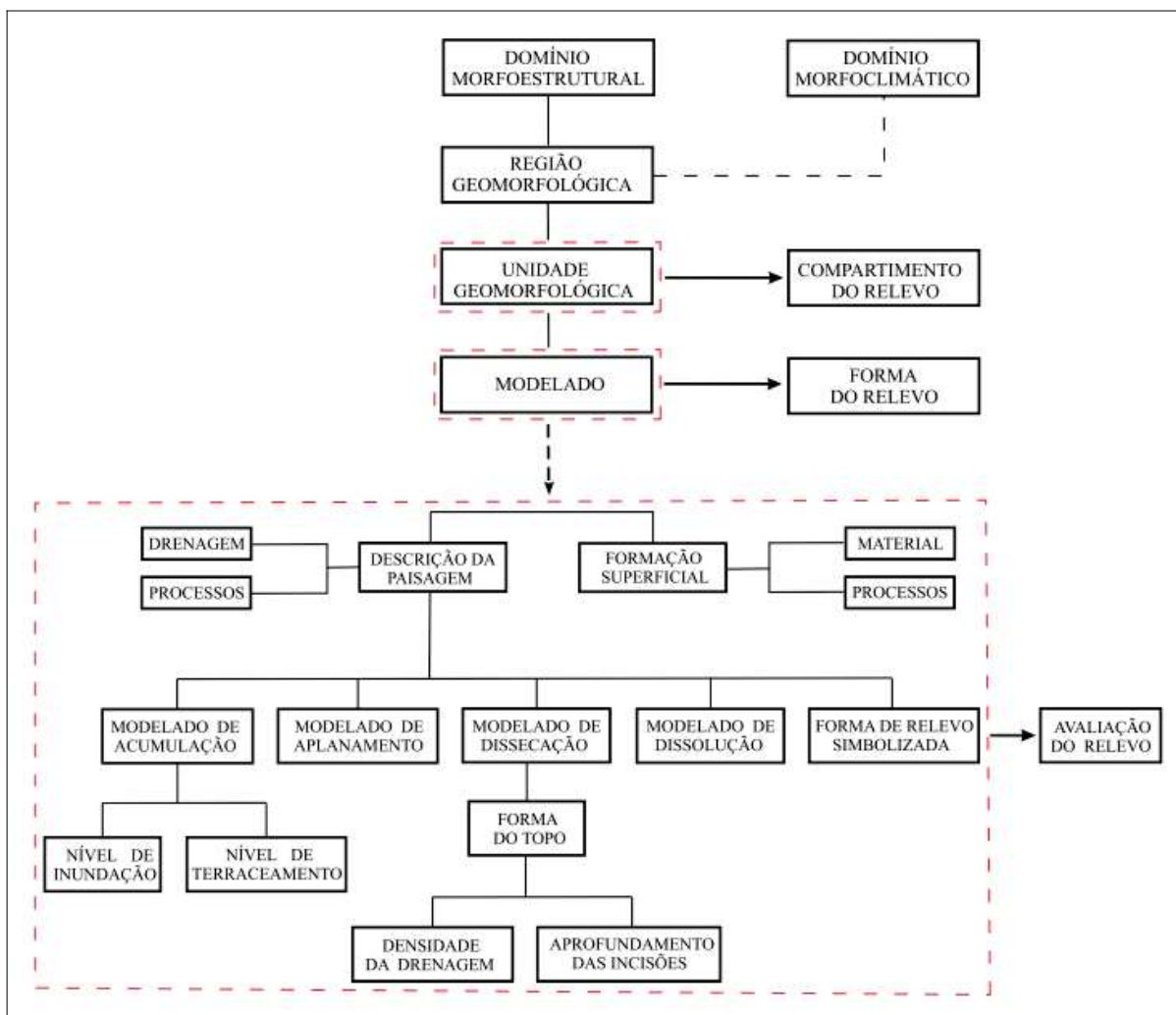
Com a incorporação do RADAMBRASIL na década de 1980 pelo IBGE, o setor de Geociências passou a promover o levantamento fisiográficos de forma sistemática do Brasil, incluindo a Geomorfologia. Para isso, em 1986, o IBGE passou a elaborar um manual para fundamentar os mapeamentos subsequentes, com um a nova abordagem para mapas em escala 1:250.000, cuja primeira edição foi publicada em 1995 (BOTELHO; PELECH, 2019).

Na segunda edição do Manual Técnico de Geomorfologia, houve uma nova organização taxonômica (BOTELHO; PELECH, 2019). O protocolo adotada pelo IBGE apresenta em seu sistema uma estrutura taxonômica ordenada em fatos geomorfológicos de acordo com sua natureza temporal e espacial (Figura 4.4).

Nesse sistema, Modelados são definidos como as unidades básica de mapeamento, com um conjunto de agrupamentos hierarquizados. O conjunto de feições é definido com base na natureza estrutural, litológica, pedológica, climática e morfodinâmica, e cinco ordens de grandeza são definidas: 1) Domínios Morfoestruturais; 2) Regiões Geomorfológicas; 3) Unidades Geomorfológicas; 4) Modelados e 5) Formas de Relevo (IBGE, 2009). O mapeamento foi encerrado em 2017, enquanto o Mapa de Compartimentos de Relevo do Brasil foi publicado em 2019 em escala 1:250.000 (BOTELHO; PELECH, 2019).

Outros critérios para mapeamento geomorfológico foram elaborados ao longo do desenvolvimento da cartografia geomorfológica brasileira, como a proposta taxonômica de Ross, adaptada do projeto RADAMBRASIL (ROSS, 1992), e o sistema adotado pelo CPRM nas cartas de Geodiversidade (VIERO; DA SILVA, 2016) que foram comparados por Pelech et al. (2019). Com base na comparação entre os sistemas do IBGE, RADAMBRASIL, CPRM e Ross, verifica-se que o IBGE buscou padronizar as unidades geomorfológicas, vinculadas a um dado compartimento geomorfológico genérico (planícies, depressões, tabuleiros, chapadas, patamares, planaltos e serras). Entretanto, verifica-se uma excessividade de feições de relevo, totalizando 403 unidades geomorfológicas no território brasileiro como nomes próprios e que fogem aos compartimentos citados. Já o sistema adotado pela CPRM apresenta nomes genéricos seguindo o tipo de relevo (PELECH et al., 2019).

Figura 4.4 - Organização taxonômica do Manual Técnico de Geomorfologia



Fonte: Botelho; Pelech (2019)

#### 4.2.1.10 Desenvolvimento da Ciência da Geoinformação e avanços na Cartografia Geomorfológica Digital – A contribuição da escola Escandinava

A partir do final da década de 1990, houve uma mudança no estilo da produção dos mapas geomorfológicos, principalmente com a publicação das cartas topográficas em escala 1:25.000 e 1:10.000 disponibilizadas em formato digital e incorporadas em ambiente SIG. A aplicação de técnicas de relevo sombreado associado a trabalhos de campo também facilitou a produção de mapas em escala de detalhe (1:50.000 e 1:25.000) (KOOMEN; MAAS, 2004).

A utilização de técnicas de mapeamento digital favorece o cruzamento de informações obtidas por diferentes fontes de dados, viabilizando a elaboração de mapas com detalhe de feições do relevo. Sistemas de aquisição de coordenadas como GPS, imagens de satélite com alta resolução, Modelos Digitais de Elevação de alta definição e a criação de banco de dados

em SIGs, favorecem a aquisição e manipulação de dados geomorfológicos. Nesse sentido, o mapeamento geomorfológico em escala de detalhe utilizando técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, associados à aquisição de dados em campo passou a favorecer, não apenas a determinação taxonômica das unidades de relevo, mas a origem das feições geomórficas (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; PINHEIRO SILVEIRA; TABORDA DA SILVEIRA; OKA-FIORI, 2014; SOUZA; FURRIER, 2019).

Se por um lado, a tese de que o desenvolvimento de sistemas de informação geográfica promoveria avanços na cartografia geomorfológica, observou-se que os demais princípios de mapeamento geomorfológico foram deixados de lado, sobretudo quando pesquisadores negligenciam as novas possibilidades resultantes da combinação de um banco de dados em SIG com a legenda geomorfológica baseada no mapeamento de campo (RADOANE; CRISTEA; RADOANE, 2011).

Em contrapartida, a utilização de *softwares* em SIG favoreceu a integração de múltiplas bases cartográficas (e.g.: morfometria, morfografia, hidrografia, litologia, estrutura, idade e processo/gênese). Além disso, a disponibilidade de modelos digitais de elevação e imagens de satélite a partir da década de 1970, proporcionaram avanços significativos no desenvolvimento de bases morfométricas e morfográficas do terreno, favorecendo a acurácia desse elemento (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011; GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; KNIGHT; MITCHELL; ROSE, 2011). Ainda assim, a representação de feições ou dos processos geomórficos é dificultada em função da necessidade de estabelecer uma relação direta entre elementos geomorfológicos obtidos em campo para o ambiente SIG pelos modos de representação gráfica (ponto, linha ou polígono).

Além da multiplicidade de bases cartográficas proporcionadas pelo avanço das geotecnologias, a utilização de *softwares* baseados em SIG proporcionam avanços no desenho cartográfico. Visto que mapas geomorfológicos são complexos, comumente os produtos apresentam uma combinação de vários elementos da cartografia temática. Assim, diferentes combinações entre símbolos e contextos/conteúdos geomorfológicos são adotados no design cartográfico (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

Nesse sentido, baseado nos preceitos da cartografia geomorfológica tradicional e combinando com os recursos da cartografia digital, Gustavsson et al. (2006) apresenta uma legenda que busca representar elementos geomorfológicos em uma lógica de evolução da paisagem. A legenda é baseada principalmente nos princípios do sistema do ITC, mas incorpora parâmetros dos principais sistemas da Europa. Esse sistema é destinado a mapas em escala entre 1:5.000 e 1:50.000 (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006;

GUSTAVSSON; SEIJMONSBERGEN; KOLSTRUP, 2008) e constitui a base da cartografia geomorfológica moderna.

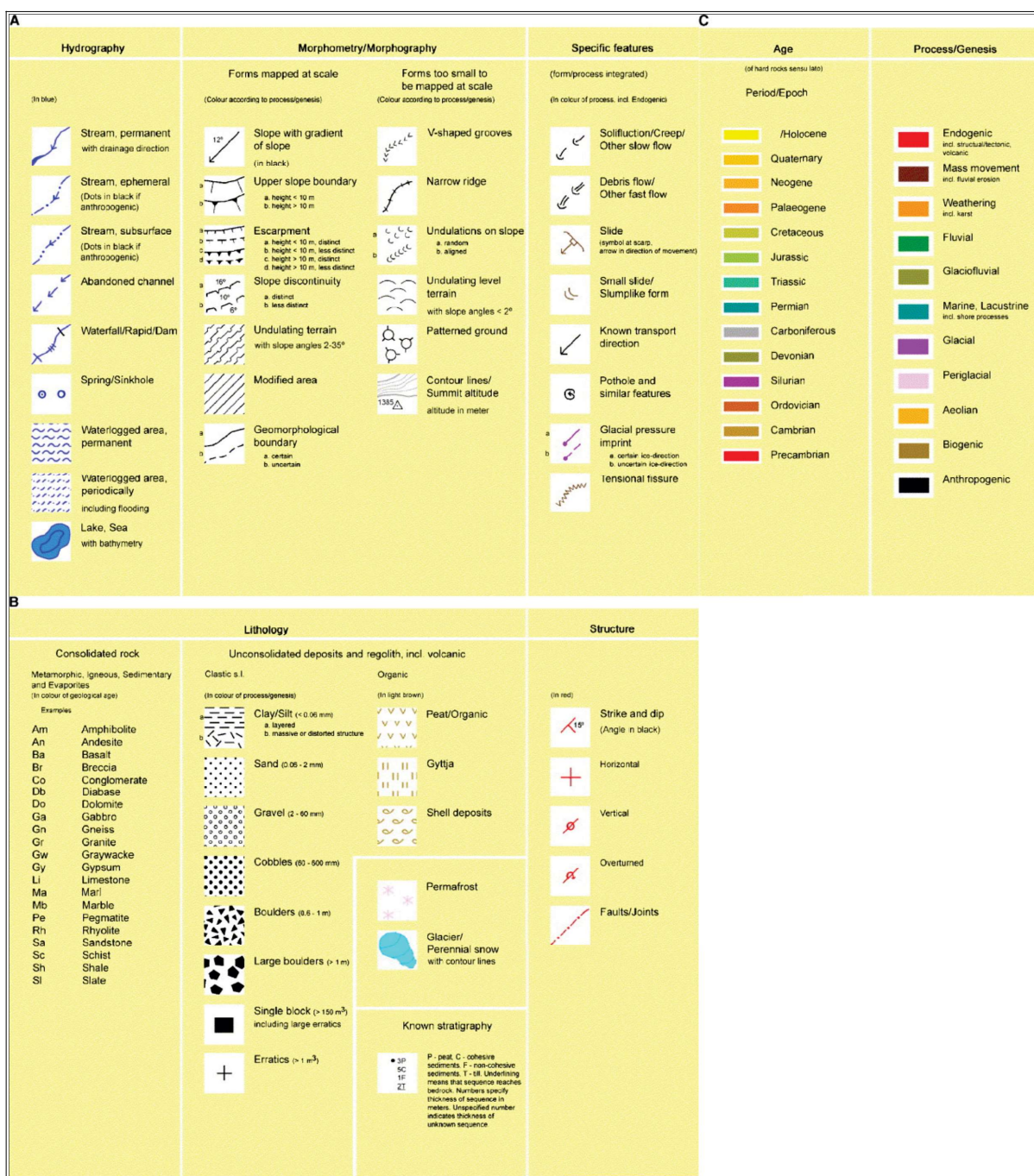
A legenda é baseada em um sistema “peça-por-peça” em que as características das formas do relevo são mantidas em unidades individualizadas, enquanto os aspectos principais são agrupados, proporcionando uma legenda caracterizada como um alfabeto geomorfológico e favorece a possibilidade das combinações de inúmeras informações de forma simplificada. Embora a composição da legenda seja baseada em sistemas preexistentes, a legenda normatiza a representação gráfica dos seguintes elementos: 1) morfometria e morfografia, 2) hidrografia, 3) litologia e estruturas, 4) gênese e processos e 5) cronologia (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

No sistema proposto por Gustavsson et al. (2006), a topografia corresponde a base do mapa geomorfológico, sendo representado por meio de linhas para as curvas de nível (Figura 4.5). A partir de tal produto, são obtidas informações morfográficas e morfométricas. Como informação complementar, são representados os ângulos de inclinação, fornecidas por uma combinação de setas pretas apontando para sentido da inclinação, além do símbolo para o ângulo de inclinação em graus (°) adjacente ao símbolo, também em preto. Quebras no relevo (rupturas) também são representados por símbolos, cuja cor varia de acordo com a natureza do processo (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011).

Associado aos dados morfométricos e morfográficos, os mapas geomorfológicos apresentam a espacialização dos elementos da hidrografia. Entendido como um dos principais mecanismos da evolução da paisagem geomorfológica, alguns sistemas integram a hidrografia aos processos geomórficos e/ou depósitos sedimentares ou ainda a elementos topográficos. No sistema, os elementos da hidrografia são representados em linhas e símbolos (Figura 4.5A) em tons de azul, e incluem características hidrológicas, como regime intermitente ou perene (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; GUSTAVSSON; SEIJMONSBERGEN; KOLSTRUP, 2008).

A litologia é entendida como um elemento fundamental na evolução paisagem geomorfológica, principalmente em decorrência da resistência à alterações frentes aos processos denudacionais. Portanto, em mapas geomorfológicos, a litologia é representada tanto por unidades litoestratigráficas no caso das rochas consolidadas, quanto classes de regolitos para materiais inconsolidados de origem alóctone e autóctone (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006).

Figura 4.5 - Sistema de simbologias para cartas geomorfológicas de Gustavsson; Kolstrup; Sejmonsbergen (2006)



O sistema de Gustavsson; Kolstrup; Sejmonsbergen (2006) também individualiza a litologia em dois grupos, sendo o primeiro para materiais consolidados, representado por códigos em duas letras cuja cor do código é definido pela cronologia (Figura 4.5B). O segundo grupo, para indicar regolitos ou sedimentos detríticos é representado por sombreamento ou símbolos subdivididos em critérios granulométricos (Fig. 4.5B). Da mesma forma, a coloração dos símbolos representa os processos genéticos. As estruturas geológicas



são representadas por lineamentos ou símbolos de acordo com a natureza da estrutura. A representação da idade também é representada por letras, cujo símbolo apresenta cores de acordo com a geocronologia. A idade absoluta via de regra são representadas em Períodos ou Épocas (Fig. 4.5C).

Por fim, mapas geomorfológicos devem apresentar os elementos que representam a gênese e processos evolutivos da paisagem geomorfológica. A morfogênese geralmente é abordada individualizando os processos exógenos e ou endógenos (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011). Via de regra, são representados por símbolos que representam a natureza erosiva (degradação) ou deposicional (agração) em seus respectivos ambientes (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006; TRICART, 1965). Como destacado, no sistema de Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006) a gênese e os processos constituem os elementos fundamentais a serem representados. Assim, a classificação adotada individualiza aqueles de natureza endógena em detrimento dos de natureza exógena, destacando processos de agração em relação daqueles de denudação, em ambientes erosivos e deposicionais. As cores são adotadas na individualização dos ambientes (Figura 4.5 C).

#### 4.2.2 Síntese e análise das legendas para mapas geomorfológicos

Embora a escolha da legenda utilizada em mapas geomorfológicos tenha como base a finalidade do mapa, a escala de mapeamento e o grau de generalização, a maioria das legendas individualizam informações descritivas e interpretativas com base na combinação de diferentes símbolos (OTTO; GUSTAVSSON; GEILHAUSEN, 2011). Além disso, o fato de que diversos países, criaram seus próprios sistemas de acordo com a sua finalidade, verifica-se diferenças entre as legendas (Tab. 4.2). Assim, muitos mapas apresentam os parâmetros do relevo semelhantes, mas com design distintos. As legendas adotadas por diferentes países, via de regra, apresentam um padrão de simbologia e escalas distintas, que não permitem a comparação entre as diferentes paisagens (DRAMIS; GUIDA; CESTARI, 2011).

Polígonos em cores são utilizadas para representar a morfogênese nos sistemas na Polônia e na França, ou ainda para simbolizar a cronologia como no mapa das terras baixas da República Democrática Alemã. Na França, polígonos com diferentes cores também foram utilizados para representar a litologia, enquanto na polônia essa informação é ausente (KLIMASZEWSKI, 1990). Símbolos lineares com diversas cores foram utilizados para

representar a cronologia também na França dando ênfase à litologia, para a qual foram utilizados os símbolos coloridos. Em outros países, as cores foram utilizadas na representação de processos morfogenéticos, como na Hungria, União Soviética e na Bélgica, ou em classes de relevo, como no caso dos Países Baixos (VERSTAPPEN, 2011).

Uma análise crítica fundamental a escolha da legenda para a elaboração de mapas geomorfológicos é apresentada por Klimaszewski (KLIMASZEWSKI, 1990). Entre as principais legendas da Europa revisadas acima, diversos sistemas contêm delimitadas formas de relevo indefinidas dentro de unidades geomorfológicas. Em relação a simbologia, uma problemática verificada está na conversão entre o elemento do relevo e a simbologia associada: os símbolos devem ter o contorno da forma real, em vez de representar uma parte de um signo que indica a presença de uma dada forma.

Algumas semelhanças são verificadas entre as legendas, em especial para categorias genéticas: verde e azul indicam formas de origem fluvial, amarelo usado para formas de origem eólica, roxo para glaciais erosivas e preto para formas antropogênicas. Por outro lado, o número de símbolos possui ampla variabilidade entre diferentes legendas, sendo encontrados sistemas com 200 a 560 símbolos, sendo a representação das formas de relevo geneticamente definidas variando de 30 a 540 símbolos (KLIMASZEWSKI, 1990). Em alguns sistemas, a cronologia e os processos morfogenéticos que não correspondem a formas definidas são indicados por letras, símbolos numéricos ou figuras. Formas ou processos muito pequenos são de difícil representação, e quando são mapeados não definem a localização dos fenômenos, mas são contextualizados em um sistema mais amplo.

Já em relação à legibilidade, um mapa deve ser facilmente legível e fornecer uma imagem clara do relevo. Alguns mapas geomorfológicos são pouco legíveis devido às áreas coloridas sobrepostas e uma variedade de grade de superfície, símbolos lineares e de pontos, e assim sua compreensão requer muito tempo e esforço (KLIMASZEWSKI, 1990).

Tabela 4.2 - Quadro síntese dos elementos geomorfológicos representados nos principais Sistema de mapeamento ou legenda

Sistema de mapeamento	Morfometria/morfografia	Hidrografia	Litologia	Estrutura	Processo/gênese	Idade
IGU, Unified Key (1968)	Linhas de contorno e símbolos	Linhas e símbolos em azul	Não indicado	Não indicado	Cores, padrões, linhas e símbolos	Código em letras
ITC, Verstappen e van Zuidam (1968)	Linhas de contorno, símbolos e linhas	Traço, linhas e símbolos em azul	Padrões, linhas e símbolos	Não indicado	Cores e símbolos	Cores, em um mapa separado
The Netherlands, Maarleveld et al. (1977)	Linhas de contorno, intensidade da cor e linhas com códigos	Linhas, áreas e símbolos em azul	Não indicado	Parcialmente na legenda	Código e legenda	Código, legenda
GMK 25, Barsch et al. (1987)	Linhas de contorno, símbolos cinza sombreado,	Linhas, áreas, símbolos e padrões em azul	Padrão em vermelho e mapa separado	Não indicado	Cores e símbolos	Cor
AGRG, De Graaff et al. (1987)	Contornos em linhas cinza, símbolos para quebras, setas e figuras para encostas	Linhas, áreas, símbolos e padrões em azul	Separado em um mapa transparente, baseado em mapa geológico existente	Não indicado	Cores e símbolos	Relativo a idade, de acordo com o progresso mais jovem
Gustavsson et al. (2006)	Contornos em linhas cinza, símbolos para quebras, setas e figuras para encostas	Linhas, áreas, símbolos e padrões em azul e ou preto	Símbolos para inconsolidados, letras	Linhas azul ou símbolos	Símbolos coloridos e cores	Mapa colorido separado, código em letra para sedimento inconsolidado

Fonte: Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006)

No caso do Brasil, os sistemas de legendas adotadas pela comunidade de geomorfólogos são aqueles produzidos e recomendados para pequena e média escala de detalhe. Assim, os elementos geomórficos, incluindo sua natureza, distribuição, processos e cronologia nem sempre são representados de forma adequada quando utilizados em escala de maior detalhe. No caso da proposta taxonômica de Ross (1992), que considera escalas de detalhe, não existe uma simbologia bem definida que contemple unidades de relevo com conotação genética pré-definida. Portanto, entende-se que a simbologia do manual técnico de geomorfologia do IBGE possa suprir essa lacuna apresentada na taxonomia (ROSS, 1992)

Nesse sentido, com base na revisão apresentada, entende-se que o sistema apresentado por Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006) contempla parte dos elementos fundamentais da cartografia geomorfológica, tendo como vantagem a facilidade de incorporação nos sistemas de formações geográficas (SIGs). Por outro lado, nota-se a ausência de classes de elementos geomorfológicos. Assim, a simbologia apresentada pelo Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE contempla as informações ausentes no sistema de Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006), sendo também de possível incorporação em sistemas de informação geográfica, mostrando-se como adequada a utilização nesse trabalho.

#### 4.2.3 Cartografia arqueológica e geoarqueológica

O uso da cartografia na arqueologia é utilizado nas diferentes etapas da pesquisa, seja durante as etapas de prospecção até a etapa de espacialização das áreas de intervenções e delimitação do sítio arqueológico (BICHO, 2006). Assim como na cartografia geomorfológica, a cartografia arqueológica se utiliza de inúmeras bases cartográficas, variando desde cartas topográficas até fotografias aéreas e imagens orbitais. Outra semelhança observada é que a cartografia arqueológica também tem como fim a produção de um mapa de síntese arqueológica, seja de informações de campo ou interpretações da paisagem cultural.

A utilização de SIGs pela arqueologia possibilitou uma nova abordagem para a aquisição, tratamento e processamento das informações, permitindo facilmente a visualização de dados de tendências, padrões e relação dos dados (KVAMME, 1999). Dados georreferenciados possibilitam a integração de informações em mapas para informações bidimensionais (e.g.: localização do sítio) e modelos tridimensionais para dados com sobreposição de informações (e.g.: dados de escavação em conjunto com dados topográficos).

As possibilidades de utilização destes sistemas pela arqueologia são amplas e podem ser agrupadas em, pelo menos, cinco níveis. O primeiro nível analisa a informação em perspectiva da localização geográfica em escala regional, possibilitando avaliar quantitativamente as relações dos sítios com características naturais e abordar a questão fundamental, como, por que, onde, e como foram escolhidas as áreas de ocupação. Já o segundo nível permite realizar afirmações preditivas sobre distribuições de sítios arqueológicos e a sua relação com a paisagem (KVAMME, 1999).

O terceiro nível se relaciona a abordagem da paisagem cultural, associando padrões decomportamento humano e aspectos da paisagem social. Nessa abordagem, com base em dados de localização espacial, são utilizados SIGs para delimitação de territórios dos sítios arqueológicos, incluindo seu tamanho e padrões de mobilidade. O quarto nível, por sua vez, se associa aos estudos de intervisibilidade e de enquadramento visual. Essa abordagem permite o exame da territorialidade por meio de áreas visíveis estimadas, de defensibilidade e de dominância visual, abrindo caminho para a cognição passada por meio da compreensão de que locais ou assentamentos podem ser colocados de forma que locais sejam visíveis. O último nível associa-se a modelagem e a simulação de informações arqueológicas, incluindo dispersão cultural no tempo e no espaço, ou ainda reconstrução da paisagem (KVAMME, 1999).

Em relação a representação gráfica, em revisão da simbologia aplicada em SIGs para mapas arqueológicos, Kvamme (1999) indica que frequentemente se utiliza de linhas para indicar a localização de paredes, fossos, montículos, orifícios de postes, e outros que são codificados por cores, seguindo como critérios as suas características, afiliação cultural ou período temporal. As distribuições de artefatos são retratadas de forma semelhante. As variáveis visuais referentes a tamanho, intensidade e granulação indicam características como tempo, sexo e riqueza de sítios com estruturas de sepultamento. Orientação é comumente utilizada para representar características arqueológicas, artefatos, ecofatos ou arquitetura. Cores em degrade (variável visual valor) são usadas para representar categorias tecnológicas e comumente são produzidos em dados matriciais (KVAMME, 1999).

Além da utilização de elementos da cartografia para a representação de dados arqueológicos com o uso de sistemas de informação geográfica, é comum a utilização de SIGs para a manipulação tridimensional de dados arqueológicos e topográficos. Nesse caso, são criados mapas ou modelos para representar a distribuição espacial de artefatos em superfície e subsuperfície. Esses sistemas permitem a compreensão dos depósitos sedimentares complexos e auxilia na interpretação da sua distribuição espacial intra-sítio (KATSIANIS et al., 2008).

Em escala regional, a utilização da cartografia pela arqueologia também foi utilizada na construção de modelos preditivos de ocorrência de sítios e cartas de sensibilidade arqueológica (LEAL, 2017). Outros autores utilizaram de técnicas de geoprocessamento para detecção de áreas de alta densidade populacional com ocupações permanentes, padrões de mobilidade e centralidade de ocupações, modelagem espaço-temporal das rotas de expansão dos grupos humanos, detecção de layout arquitetônico e os padrões de assentamento (DE SOUZA; MATEOS; MADELLA, 2020; DE SOUZA; RIRIS, 2021; IRIARTE et al., 2016, 2016, 2016, 2020; MILHEIRA; DE SOUZA; IRIARTE, 2019; NOELLI; DE SOUZA, 2017).

Embora se verifique uma ampla variabilidade de trabalhos que envolvem a cartografia arqueológica, pouco são os estudos que abordam a produção de mapas geoarqueológicos. A nível internacional, mapas geoarqueológicos são elaborados principalmente utilizando dados arqueológicos e geomorfológicos (DI LUZIO; CARFORA, 2018; GHILARDI; DESRUELLES, 2009; KATSIANIS et al., 2008; YAVUZ, 2014). Portanto, na ausência de uma convenção cartográfica para a produção de mapas geoarqueológicos, entende-se que seja possível integrar os elementos da cartografia geomorfológica e da cartografia arqueológica.

#### 4.3 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO

Os modelos numéricos de evolução do relevo são importantes ferramentas que auxiliam na cartografia geomorfológica e permitem a compreensão da evolução de longo termo da paisagem. Inúmeros Modelos de Evolução do Relevo (LEMs) são encontrados na literatura. Revisões detalhadas, contendo análise quanto aos modelos e limites para aplicações podem ser encontrada em Peifer; Cremon; Aves (2020) e Fernandes; Peifer; Val (2022).

No geral, os LEMs utilizam-se de leis de processos denudacionais e equações de transporte que determinam as taxas de erosão, difusão do transporte em massa *in situ* e os fluxos de transporte de água e sedimento em bacias de drenagem, via ferramentas computacionais. Portanto, os modelos constituem-se de simulações de evolução da paisagem geomorfológica que integram processos superficiais e tectônicos em diferentes escalas temporais e espaciais (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022). Os LEMs utilizam-se do princípio da conservação de massa e da continuidade no sistema geomórfico. A entrada e saída de energia e matéria no sistema é computada no espaço e no tempo e geralmente é analisada por bacias de drenagem (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022).



Para o sistema geomórfico, os elementos do relevo e suas derivações (declividade, elevação, amplitude) são elementos de um balanço dinâmico entre processos de natureza endógena e exógena (SUMMERFIELD, 2014). A denudação e modelação das formas de relevo são inerentes às próprias condições topográficas, climáticas e geológicas (KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Portanto, em um sistema geomórfico, o sistema apresenta um *feedback* negativo entre processos tectônicos e denudação, onde a erosão tende a buscar pelo estado estacionário, onde a taxa de soerguimento relativo ao seu nível de base ( $U$ ) seja balanceada pelas taxas de denudação ( $E$ ). Assim, a topografia e elevação ( $Z$ ) e as unidades de relevo associadas em uma determinada escala temporal pode ser entendida pela equação 1 (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; TUCKER; HANCOCK, 2010):

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = U - E$$

(equação 1)

Nos LEMs, a equação 1 é, via de regra, aplicada em modelos para denudação de encostas (processos difusivos) individualizado de modelos para erosão pelo sistemas fluviais (processo advectivos) (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022). A lei dos processos são formuladas como equação diferencial, ou seja, por meio da definição das condições de contorno de uma área para um intervalo de tempo. Os principais elementos geomórficos considerados são: taxa de soerguimento, taxas de denudação, taxa de incisão, idades absolutas, etc. Portanto, a equação de transporte, em sua expressão matemática, tem como parâmetros mensurações de campo e laboratório (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022).

Para as encostas, a equação de transporte pode ser obtida pelo modelo de Culling (CULLING, 1965) que, quando combinada a equação de conservação de massa pode ser obtida pelas equações 2 e 3 (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022):

$$Q_s = \beta \left( -\frac{\partial z}{\partial x} \right)$$

(equação 2)

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$$

(equação 3)

Com base nas equações 2 e 3, observa-se que o transporte nas encostas é proporcional a declividade do terreno, tendo  $\beta$  como uma constante que engloba os parâmetros pedológicos, climáticos e cobertura vegetal (CULLING, 1965; FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022). Na equação 3, os processos de transportes de difusão do relevo são mensurados em  $L^2/T$  e as taxas são proporcionais a curvatura topográfica. Sob condições de equilíbrio dinâmico em que  $\partial z/\partial t$ , a taxa de incisão fluvial e, como consequência nível de base e sopé das encostas sejam constantes, a erosão de difusão promoveria a formação de vertentes convexas (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022).

Outros modelos de evolução de encostas por processos de difusão não lineares são encontrados na literatura, embora ainda há carência de ferramentas computacionais que integram diferentes mecanismos de erosão com limiares pré-definido e que permita uma análise do transporte e do coeficiente de difusão do relevo.

Quanto ao mecanismo de erosão e transporte fluvial, em especial em contextos de paisagens erosivas não glaciais, a denudação é controlada pelas taxas de incisão fluvial de rios de leito rochoso. Embora os LEMs para evolução de encostas tenham seus limites inerentes a complexidade dos parâmetros dos modelos, os modelos de erosão e transporte fluvial são mais difundidos, uma vez que os modelos combinam dois aspectos do sistema de drenagem, entre eles: o canal fluvial e a bacia de drenagem. Como o sistema fluvial é um processo resposta dos elementos da bacia de drenagem e do canal fluvial, a mensuração dos parâmetros permite estabelecer inferências de longo termo da denudação de uma paisagem mais robusta (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; TUCKER; WHIPPLE, 2002; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013; WHIPPLE; TUCKER, 1999).

Os LEMs mais utilizados na análise da erosão fluvial são baseados no modelo de incisão fluvial *stream-power* (*stream-power river incision model* ou *SPIMs*). O modelo de *stream-power* tem como premissa básica que a taxa de incisão para rios de leito rochoso ( $E$ ) é uma função exponencial da área de drenagem ( $A$ ), o gradiente do canal ( $S$ ) e o coeficiente de erodibilidade ( $E$ ), sendo esse definido pelas propriedades das rochas e características climáticas (Equação 4), onde  $m$  e  $n$  são coeficientes positivos empíricos, via de regra os valores de  $m$  sendo 0,5 e  $n$  variando de 1/3 a 1 (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; TUCKER; WHIPPLE, 2002; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013; WHIPPLE; TUCKER, 1999).

$$E = KA^M S^N$$

(Equação 4)

A erosão de rios de leito rochoso podem ser controlados por inúmeros processos geomórficos: abrasão (*abrasion*), descolamento (*plucking*), corrosão (*corrosion*), cavitação (*cavitation*) e limpeza por fluxo de detritos (*debris flow scour*) (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022). Tendo o princípio da conservação de massa no modelo de *stream-power*, a evolução da elevação (z) em um período de tempo (t) para o relevo da bacia de drenagem pode ser entendida a partir da equação 5 (HOWARD, 1994; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020). Sendo U, E, clima e litologia constantes em condições de estado estacionário a equação 5 pode ser reescrita sendo  $dz/dt=0$ , de acordo com a equação 6 (KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013).

$$\frac{dz}{dt} = U - E = U - K A^M S^N$$

(Equação 5)

$$U = K A^m S^n$$

(Equação 6)

Seguindo os pressupostos da Lei de Flint (FLINT, 1974) em que S seja inversamente proporcional a A elevado a uma potência, ou seja S decresce a medida que A aumenta, e visando definir S para um rio de leito rochoso em estado estacionário a equação 6 pode ser escrita segundo a equação 7 (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Para ambientes em estado transicional, a equação 7 pode ser reescrita seguindo a equação 8.

$$S = \left(\frac{U}{H}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}$$

(Equação 7)

$$S = K_s A^{-\frac{m}{n}} = K_s A^\theta$$

(Equação 8)

Nesse caso,  $K_s$  corresponde ao gradiente do canal e é referido na literatura como índice de inclinação de canal, enquanto o valor de  $\theta$  corresponde a concavidade do canal (índice de concavidade do canal). A concavidade do canal é estimada a partir de regressões lineares, tendo como parâmetros o logaritmo do gradiente do canal e logarítmico da área da bacia de drenagem (Equação 9). O coeficiente angular da reta corresponde a  $-\theta$  ou  $-m/n$ ,

enquanto o intercepto corresponde a  $\log_{10}K_s$  (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; WOBUS et al., 2006, p. 200).

$$\log_{10} S = \log_{10} K_s - \theta \log_{10} A \quad (\text{Equação 9})$$

Uma vez determinado os valores de  $\theta$  e tendo  $U$ ,  $K$ ,  $m$  e  $n$  sendo constantes para uma determinada bacia de drenagem e intervalo de tempo, bem como observar que  $\theta$  e  $K_s$  apresentam covariabilidade tendo  $n$  em sua formulação, existe uma autocorrelação indesejada para essas variáveis (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; WOBUS et al., 2006). Assim, os valores de  $\theta$  costumam ser fixado ( $\theta_{ref}$ ) e a inclinação do canal ( $S$ ) pode ser normalizada conforme Equação 10.

$$S = K_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (\text{Equação 10})$$

Embora se assuma que os valores de  $U$ ,  $A$ ,  $S$  e  $K$  sejam variáveis constantes em uma paisagem de estágio estacionário, mudanças numa determinada paisagem (e.g.: soerguimentos tectônicos crustais, isostasia e flexura da crosta, mudanças climáticas e hidrológicas) podem impor uma mudança nas taxas de incisão fluvial e mudanças na morfologia dos perfis longitudinais dos canais. A resposta frente as mudanças no perfil longitudinal é finita, uma vez que os rios tendem a buscar seu estado de equilíbrio frente ao seu nível de base sendo, portanto, um estágio transicional. Em caso de mudança nos elementos do modelo de *stream-power*, formação de *knickpoints*, capturas fluviais, migração de divisores, criação de níveis de base locais são as principais respostas geomórficas frente as novas condições do sistema (ATTAL et al., 2008; FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022; LEONARD; WHIPPLE; HEIMSATH, 2023; WHIPPLE et al., 2017; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013).

Uma correlação positiva é comumente encontrada entre taxas de denudação e valores de  $K_{sn}$ , tendo altos valores de  $K_{sn}$  para bacias com alta taxa de denudação (CASTILLO; MUÑOZ-SALINAS; FERRARI, 2014; DESORMEAUX et al., 2021; DIBIASE et al., 2010; LEONARD; WHIPPLE; HEIMSATH, 2023; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Quando combinado a dados estratigráficos, sedimentares e geocronológicos, os LEM's são ferramentas fundamentais para a compreensão da evolução da paisagem geomorfológica (FERNANDES; PEIFER; VAL, 2022).

#### 4.4 MATERIAIS E MÉTODOS

O mapeamento morfográfico e morfométrico foi realizado com base na combinação de diferentes produtos cartográficos digitais (Dados Geoespaciais de Referência) e de campo. Os dados topográficos foram obtidos a partir de produtos de sensoriamento remoto, tendo como base os produtos do Levantamento Aerofotogramétrico de Santa Catarina (SDE, 2021), incluindo o modelo digital de elevação com resolução espacial de 1 m (MDE/SC), derivado do conjunto com ortofotos coloridas com escala 1:10.000 de resolução do terreno (Ground Sample Distance – GSD), com 0,39 metro de resolução. O Modelo Digital de Terreno MDE/SC são projetados em DATUM horizontal SIRGAS 2000 com sistema de projeção UTM (Fuso 22 sul) e sistema de altitudes ortométricas (H) modelo geoidal EGM2008.

Uma vez que o MDE/SC não contempla todo o recorte adotado nesse estudo, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação NASADEM, derivado do reprocessamento dos dados da Missão SRTM (NASA, 2021). Na etapa de pré-processamento, as imagens SRTM do NASADEM (HGT v001) foram reprojetaadas do sistema de coordenadas geográficas (DATUM WGS84/EGM96) para sistema de coordenadas planas (SIRGAS 2000 UTM fuso 22 sul/EGM96) pelo método cúbico, conforme recomenda Mudd (MUDD, 2020).

##### 4.4.1 Elaboração da base cartográfica

Os subprodutos do Modelo Digital de Elevação (hypsometria, declividade e aspecto) são elaborados com base em expressões matemáticas tendo como variáveis de valores de elevação  $Z$  em expressões com diferença finita. Portanto, os produtos não podem ser derivados sem serem normalizados, uma vez que os dados brutos podem levar a produção de erros, incluindo aqueles sistemáticos, aleatórios, ou erros de processamento (artefatos). Assim, a qualidade dos MDTs são inerente à qualidade dos dados iniciais (MDE) e à precisão dos cálculos (FLORINSKY, 1998; WISE, 2000).

Portanto, a preparação dos Modelos Digitais de Elevação (pré-processamento) para a análise morfométrica e morfológica/morfográfica pode ser aplicados por métodos empíricos, de filtragem ou métodos de simulação (REUTER et al., 2009). No caso do MDT/SC, a qualidade do modelo foi averiguada por inúmeros autores, tanto para superfícies dissecadas (SOUZA et al., 2017) quanto para vales fluviais (NICOLETTI et al., 2011), apresentando erro

quadrático médio (RMSE) inferior a 3 m, sem erros grosseiros, sem tendência e com distribuição normal dos dados (PEREIRA; CATEN, 2019).

Portanto, no pré-processamento dos modelos foram apenas removidos *outliers*. As correções foram realizadas utilizando o algoritmo Fill Sinks para buscar *pixels* cercados por valores muito mais altos (picos ou depressões) no software SAGA GIS 7.0. As isolinhas foram extraídas com equidistância de 20 m, uma vez que o Teste de Precisão do produto Cartográfico pela Norma Brasileira do Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) enquadra-se em Classe C (1:10.000), com qualidade posicional de no máximo 3 m (PEREIRA; CATEN, 2019). O MDE SIGSC, não contempla toda a área de estudo, sendo apenas utilizado para a análise visual do relevo (fotointerpretação) e delimitação de unidades de relevo.

Os dados do NASADEM são disponibilizados com processamento prévio de remoção de erros e incertezas endêmicos e inerentes ao próprio MDE, incluindo imprecisão na mensuração ou estimativa de dados ou erros relacionados a qualidade do modelo digital de elevação, com base no preenchimento de vazios e remoção de artefatos (FISHER; TATE, 2006; NASA, 2021; YAMAZAKI et al., 2017). Portanto, assim como no MDE/SC, foram apenas removidos *outliers*. As correções foram realizadas utilizando-se o algoritmo Fill Sinks para buscar *pixels* cercados por valores muito mais altos (picos ou depressões). O processamento também foi realizado no software SAGA GIS 7.0.

#### 4.4.2 Mapas morfométricos e índices de dissecação do relevo

Após o pré-processamento do Modelo Digital de Elevação, realizou-se a extração de variáveis que serão adotadas no mapeamento geomorfológico. As bases cartográficas foram obtidas diretamente do processamento do MDE NASADEM, sendo extraídos apenas aqueles entendidos como Parâmetros Básicos do Relevo relacionados a sua geometria e propriedades topológicas associadas, compreendidos como funções de primeira e segunda derivação da altitude (derivação de ordem zero) (OLAYA, 2009; VALERIANO, 2008).

Na legenda definida nesse trabalho, foram adotadas apenas declividade e altitude como parâmetros morfométricos básicos, representados por símbolos vetoriais (setas) e curvas de nível (isolinhas), respectivamente. Na mensuração dos parâmetros adotados, foram utilizados grades de 3x3 pixels, uma vez que se trata de um mapeamento em escala local (OLAYA, 2009). As funções, medidas em uma matriz fazem o processo de “varredura” para



que corresponda ao valor da primeira função do pixel central, sendo adotado a função polinomial de segunda ordem (ZEVENBERGEN; THORNE, 1987).

O processamento das variáveis geomorfológicas foram efetuados no ambiente SAGA GIS 7.0. Os índices topográficos são determinados com base na função de Zevenberger; Thorne (1987), para o ponto central da submatriz 3x3, em que  $x=y=0$ . A declividade é a primeira derivada de Z em relação a S, onde S é determinada em função da orientação ( $\theta$ ) (ZEVENBERGEN; THORNE, 1987), seguindo as equações 11, 12 e 13.

$$\text{Declividade} = \frac{\delta Z}{\delta S} = \cos(\theta) + h \sin(\theta)$$

(Equação 11)

Onde, na origem:

$$\cos(\theta) = \frac{-G}{(G^2 + H^2)^{1/2}} \quad \sin(\theta) = \frac{-H}{(G^2 + H^2)^{1/2}}$$

(Equação 12)

Portanto:

$$\text{declividade} = -(G^2 + H^2)^{1/2}$$

(Equação 13)

#### 4.4.3 Índices morfométricos aplicados ao sistema hidrográfico da VGUR

A dissecação do relevo (horizontal e vertical) é, via de regra, associada a erosão fluvial. A dissecação horizontal, correspondente a distância horizontal entre as linhas de drenagem, e é uma função da densidade de drenagem ou da rugosidade do terreno. Já a dissecação vertical corresponde ao intervalo altimétrico definido entre o topo e o fundo de um vale sendo, portanto, associado ao grau de entalhamento fluvial (NETO, 2020). Nesse sentido, para a mensuração da dissecação do relevo, bem como para estabelecer suas relações geomórficas, foi aplicado uma análise morfométrica do sistema de drenagem, incluindo índices morfométricos aplicados às bacias de drenagem e aos canais fluviais.

As bacias hidrográficas foram delimitadas com base no MDE/SC através do algoritmo Hydrology contido no *software* SAGA GIS 7.0. A rede de drenagem, por sua vez, foi obtida

no site do Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina (<<http://sigsc.sc.gov.br/>>), na escala de 1:25.000. A rede de drenagem foi hierarquizada de acordo com a classificação de Strahler (STRAHLER, 1952), e os padrões de drenagem foram classificados de acordo com a classificação de Horton (HORTON, 1945).

#### 4.4.3.1 Índices zonais

Os índices zonais foram aplicados nas bacias de baixa ordem do VGUR, visando mensurar a dissecação do relevo. Foram aplicados os índices grau de dissecação do relevo e relevo local. O grau de dissecação do relevo foi estimado usando a taxa de relevo de elevação (RER) (WOOD, 1960). O RER corresponde à integral hipsométrica (STRAHLER, 1952) da bacia de drenagem (PIKE; WILSON, 1971) e também indica o grau de equilíbrio da paisagem. Já o relevo local consiste em medir a dissecação do relevo em uma janela móvel de área predeterminada (PORTENGA; BIERMAN, 2011). Os valores do relevo local foram medidos por meio da função de *Local Topography* no TopoToolbox 2.3 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Utilizou-se uma janela de raio de 500 m devido a extensão da área e comprimento da encosta. Este valor é baseado em Peifer et al. (2021), posteriormente, o relevo local foi extraído para trechos de rios, visando se correlacionar aos índices do perfil longitudinal.

#### 4.4.3.2 Índices de perfil longitudinal

Os perfis longitudinais foram gerados no Qgis 3.22 Białowieża, onde cada canal foi individualizado em trechos baseados na hierarquia fluvial. Posteriormente, foi avaliado o grau de equilíbrio do perfil longitudinal e o grau de concavidade do perfil longitudinal, conforme descrito a seguir.

O grau de equilíbrio dos perfis longitudinais foi estimado com base no índice  $E_r$ . O parâmetro  $E_r$  corresponde a diferença entre a área do triângulo AB e um perfil longitudinal original normalizado (assumida a nascente e a saída por uma linha reta) e a área entre o perfil de cada calha fluvial e a linha do perfil longitudinal original (DEMOULIN, 1998; DEMOULIN; MATHER; WHITTAKER, 2017; PÉREZ-PEÑA et al., 2017). Esses parâmetros bidimensionais são calculados como uma integral e, portanto, qualquer ponto de um perfil pode ser atribuído a um valor  $E_r$ . Neste caso, a integral foi determinada com base na

Integração Numérica da Regra do Trapézio, utilizando 1000 amostras, no pacote caTools do Rstudio (R CORE TEAM, 2022). Em geral, valores próximos a 0 representam bacias hidrográficas dissecadas de forma mais uniforme, enquanto valores próximos a 1 indicam que a maior parte da topografia é superior à média (KELLER; PINTER, 1996).

O grau de concavidade do perfil ( $H_{\max}$ ) é obtido pela diferença máxima entre a elevação do perfil hipotético e o perfil longitudinal. Enquanto o valor de elevação normalizado para o perfil longitudinal hipotético é definido pela função  $y=-x+1$ , a altitude normalizada do perfil do canal é definida por  $y=-\Delta L+1$ . Por outro lado, como o  $H_{\max}$  pode ser um parâmetro redundante ao  $E_r$ , foi determinada a posição de máxima concavidade ( $E_q$ ), equivalente a altitude do trecho com maior  $H_{\max}$ . Hipoteticamente, quanto menor o valor de  $E_q$ , maior o grau de equilíbrio do perfil (DEMOULIN, 1998).

A morfologia dos canais de baixa ordem foram analisados em perfis longitudinais e gráficos de gradiente de área. Em relação aos índices aplicados ao perfis longitudinais, o  $k_{s(n)}$  foi calculado usando o TopoToolbox versão 2.3 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). O  $k_{s(n)}$  ou índice de declividade normalizado (KIRBY; WHIPPLE, 2012; WOBUS et al., 2006) permite a comparação entre rios e trechos fluviais e a identificação de setores anômalos na declividade do canal, incluindo quebras no perfil que podem ou não constituem knickpoints, knickzones ou outras rupturas de declive. Como o gradiente do canal ( $S$ ) é inversamente proporcional à área drenada ( $A$ ), os valores de  $K_s$  são obtidos a partir das equações 14 e 15 (Lei de Flint) (FLINT, 1974):

$$S = K_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (\text{equação 14})$$

$$K_{sn} = \frac{S}{A^\theta} \quad (\text{Equação 15})$$

Onde 'S' corresponde ao valor do gradiente, 'A' a área montante do trecho do rio analisado e  $\theta$  (m.n-1) ao índice de concavidade (HACK, 1957; KIRBY; WHIPPLE, 2012; SNYDER et al., 2000; WOBUS et al., 2006). O valor de teta de referência ( $\theta$  - m.n-1) para rios de leito rochoso varia de 0,4 a 0,6 (KIRBY; WHIPPLE, 2001). Nos casos estudados, o  $K_{s(n)}$  não foi calculado para toda a área e os valores de  $\theta$  utilizados foram calculados no próprio TopoToolbox e serviram apenas para derivar os valores de  $K_{s(n)}$ .

Visando analisar as rupturas de declive, foram extraídos knickpoints usando a função localizador de knickpoint do TopoToolbox 2.3 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). No

presente estudo, foram considerados knickpoints com diferenças de altura entre perfis reais e modelados maiores que 10 m.

#### 4.4.3.3 Análises estatísticas

As análises estatísticas dos dados morfométricos foram realizadas por meio dos pacotes nativos e complementares no software R versão 3.5 (R CORE TEAM, 2022). Inicialmente, foi realizada uma análise exploratória com base nos parâmetros da estatística descritiva (mínimo, máximo, média, quartis e potenciais *outliers*). Posteriormente, foi abordado a estatística inferencial, visando: 1) testes de hipóteses para relacionar diferenças de valores médios, medianos e distribuição dos valores obtidos dos índices morfométricos, de acordo com a hierarquia de canais e 2) testar as hipóteses de modelos de regressão linear.

Portanto, foram realizados os testes de distribuição Shapiro-Wilk para um conjunto de dados < 32 amostras e Shapiro-Francia para o conjunto de dados > 32 amostras, de acordo com uma distribuição de probabilidade normal. Além disso, o teste de Levene foi aplicado para verificar a igualdade das variâncias. A Análise de Variância (ANOVA) foi aplicada para determinar a significância das diferenças na média entre as populações. Quando os pressupostos dos testes paramétricos foram violados, determinou-se testes não paramétricos. Nesse caso, foi utilizado o teste de Kruskal-Wallis. O teste post-hoc honestamente significativo de Tukey (HSD) foi aplicado para comparar a média entre os índices morfométricos e a ordem do córrego. Todos os testes estatísticos foram relatados em valores de probabilidade. Os valores-p são comparados com níveis de significância  $\alpha$  iguais a 0,05 para determinar se a hipótese nula é rejeitada (FÁVERO; BELFIORE, 2017).

Além disso, foram elaborados modelos de regressão linear simples buscando elucidar os parâmetros dos canais de drenagem com os índices de dissecação do relevo. Os modelos de regressão foram apresentados pelo método de mínimos quadrados ordinários (MQO), incluindo testes paramétricos para avaliar os pressupostos dos modelos de regressão. Dentre os testes paramétricos, o teste de Shapiro-Francia foi desenvolvido para verificar a normalidade dos resíduos, enquanto a homoscedasticidade foi determinada pelo teste de Breusch-pagan. A significância estatística dos modelos foi determinada pela ANOVA. Além disso, todos os testes estatísticos foram relatados em valores de P, comparados com níveis de significância  $\alpha$  iguais a 0,05 para determinar se a hipótese nula é rejeitada (FÁVERO; BELFIORE, 2017).

#### 4.4.4 Mapeamento e classificação de elementos geomorfológicos

O mapeamento das formas de relevo foi baseado na classificação dos fenótipos geomorfológico (*geomorphons*). Essa classificação é baseada em um Padrão Ternário Local de amostragem, cuja análise é determinada pela caracterização da vizinhança de uma célula central do MDE, a partir do qual os valores de  $\Delta$  são derivados usando o princípio da linha de visada. A linha de visada é obtida a partir de funções determinadas dos ângulos zênite e nadir, ao longo das oito direções principais da bússola. Os ângulos zenital e nadir são calculados a partir de oito perfis de elevação iniciado na célula central e estendendo-se ao longo das direções principais definidas como distância de pesquisa (JASIEWICZ; STEPINSKI, 2013).

Na modelagem, apenas dois parâmetros são livres na fórmula: a distância de pesquisa (L) e o limite de áreas planas (ângulo de planicidade). A classificação dos elementos *geomorphons* foi realizada no software SAGA 7.0. A distância de pesquisa foi definida como 1000 e o ângulo limiar de áreas planas como 4° (baseado na análise do mapa de declividade). A classificação é automática, tendo os elementos possíveis de classificação: áreas planas (*flat*), pico (*peak*), crista (*ridge*), ressaltos (*shoulder*), crista secundária (*spur*), encosta (*slope*), depressão fechada (*hollow*), base de encosta (*footslope*), vales (*valley*), e fosso (*pit*).

#### 4.5 RESULTADOS

Os dados cartográficos gerados para a VGUR foram agrupados em seções de acordo com a tipologia e base cartográfica gerada. A morfometria dos parâmetros básicos do relevo foram gerados a partir do modelo NASADEM, uma vez que recobre toda a área de estudo. Já os índices morfométricos aplicados ao sistema de drenagem (índices aplicados às bacias de drenagem e na rede de drenagem) foram aplicados sobre o MDE SIG/SC após a correção.

#### 4.6 MORFOMETRIA DOS PARÂMETROS BÁSICOS DO RELEVO

Em relação aos parâmetros básicos do relevo, foram gerados mapas de hipsometria e declividade. Para o mapa hipsométrico (fig. 4.6), verifica-se que a cota altimétrica mínima corresponde a altitude de 206 m, enquanto o valor máximo é na ordem de 671 m. A altitude média é de 332,5 m com desvio padrão de 76,1 m, enquanto o valor mediano é 326 m e a distância interquartil é 113 m. As menores cotas altimétricas estão localizadas nos vales dos rios Uruguai, Chapecó e Barra Grande, enquanto os valores mais elevados estão situados nos topos dos divisores das bacias de drenagem de baixa ordem, a norte da área de estudo. Portanto, é evidente que no recorte do estudo há um expressivo gradiente altimétrico.

De fato, o expressivo gradiente topográfico em um recorte na ordem de  $\approx 408 \text{ km}^2$ , associado a uma alta densidade de drenagem (Fig. 4.6) se traduz em um relevo com alta dissecação. Com base na análise da carta de declividade (Fig. 4.7), o valor médio obtido foi 18,6%, enquanto a mediana foi 16,85%, correspondendo a classe de declividade ondulada. O intervalo interquartil foi 16,851%. Portanto, com base no intervalo interquartil (1º quartil = 9,216; 3º quartil = 26,067), as classes de relevo predominantes são ondulado a forte ondulado.

Valores extremos (*outliers*) de declividade são comuns na VGUR, onde a inclinação do terreno são na ordem de 51,34% e estão distribuídos principalmente no setor convexo das encostas do meandro do rio Uruguai, embora tenham baixa frequência, conforme análise do histograma (Fig. 4.7). Já os valores com baixa declividade estão situados nas planícies aluviais dos rios Uruguai, Chapecó e Barra Grande, além de fundos de vale de bacias de baixa ordem e nos topos, onde as classes de relevo são planas (0-3%) (Fig. 4.7).



Figura 4.6 - Carta hipsométrica da Volta Grande do alto rio Uruguai

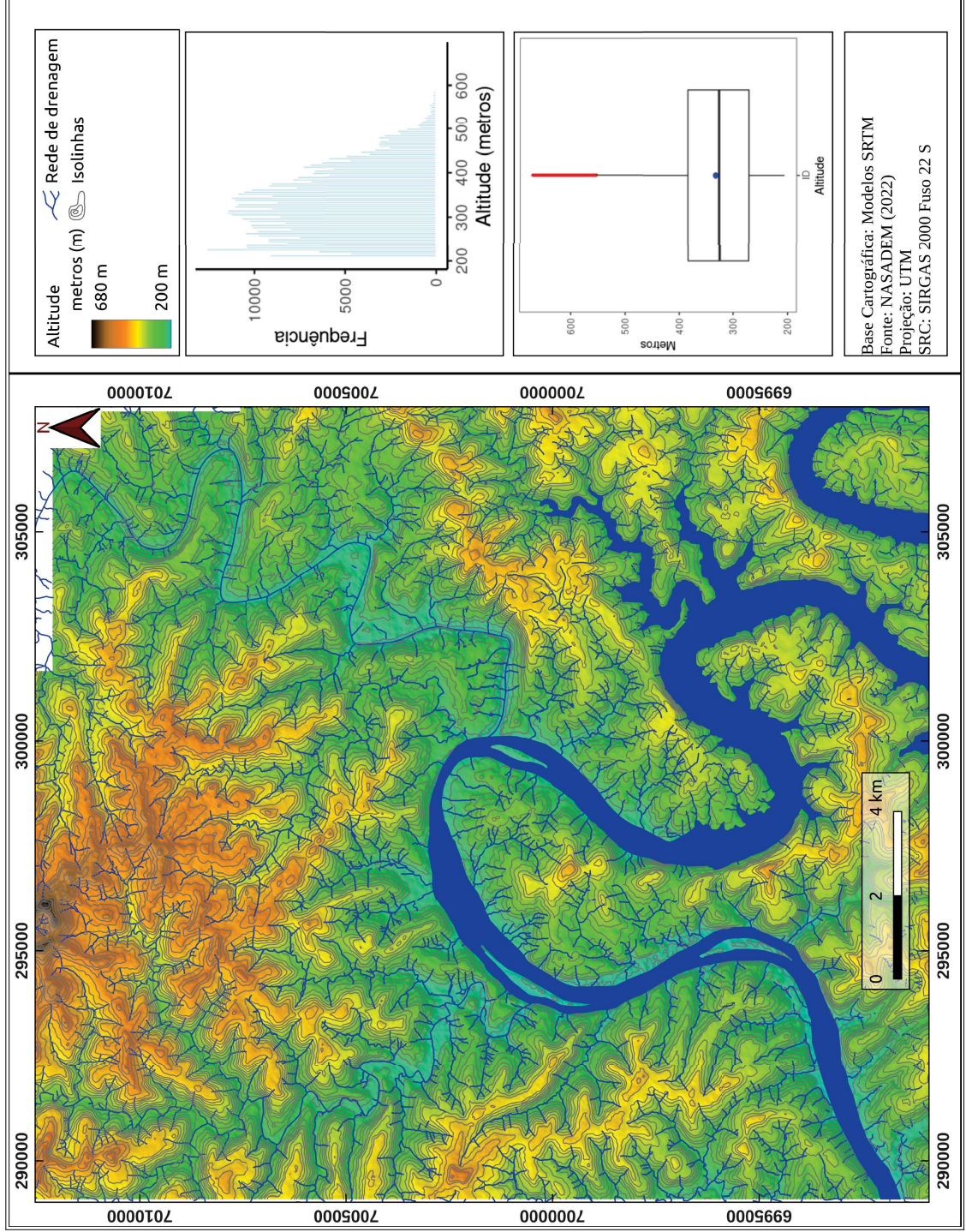
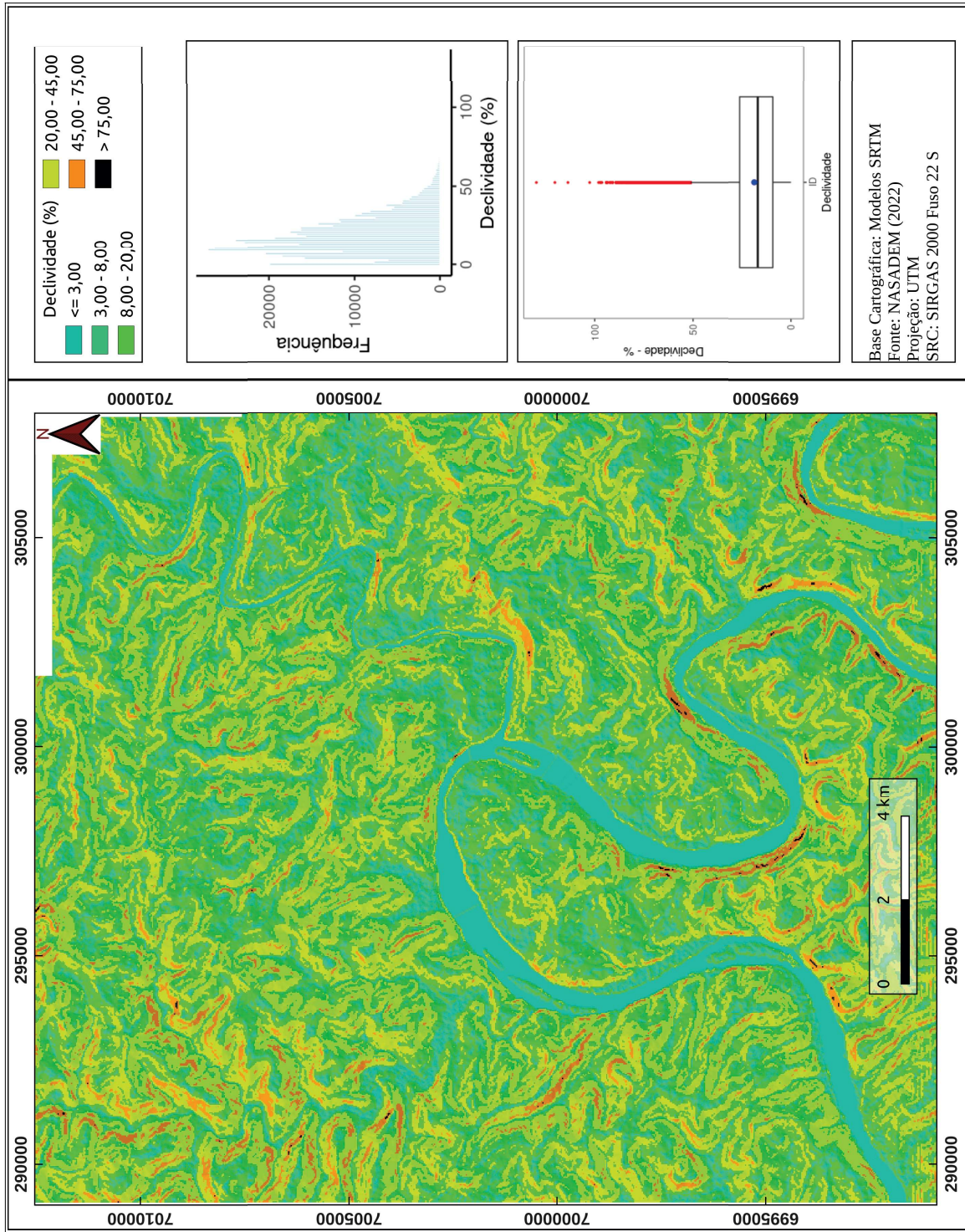




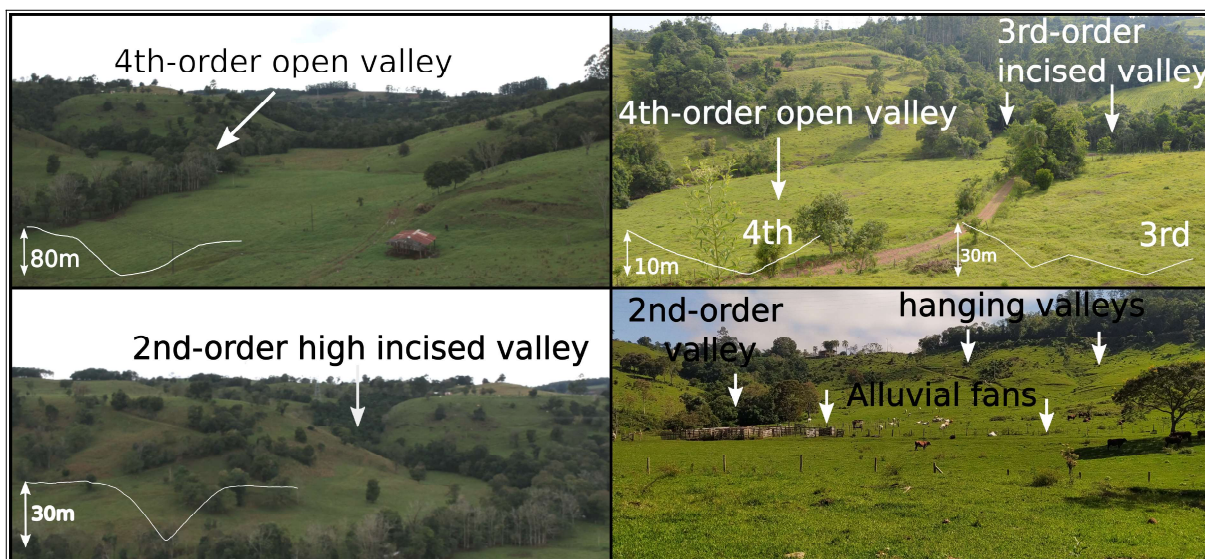
Figura 4.7 - Carta de declividade da Volta Grande do Alto rio Uruguai



#### 4.6.1 Índices morfométricos aplicados às bacias de drenagem e a rede de drenagem de baixa ordem da VGUR

A análise integrada dos produtos derivados dos modelos obtidos via sensoriamento remoto em conjunto com os trabalhos de campo revelou que os canais de baixa ordem da VGUR apresentam leitos mistos, com pequenos trechos apresentando depósitos aluviais, sendo o leito predominantemente rochoso. As rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares do Grupo Serra Geral constituem o embasamento da rede de drenagem. Os canais de 1ª e 2ª ordem são confinados, enquanto os vales de ordem superior a 2 variam de confinados a abertos, sendo esse último os predominantes (Fig. 4.8).

Figura 4.8 - Morfologias dos vales da VGUR. Os vales de 4ª ordem apresentam planícies de inundação preenchidas por sedimentos Quaternários e atuais. Já os vales de 2ª e de 3ª ordem têm canais incisos em seu vale.

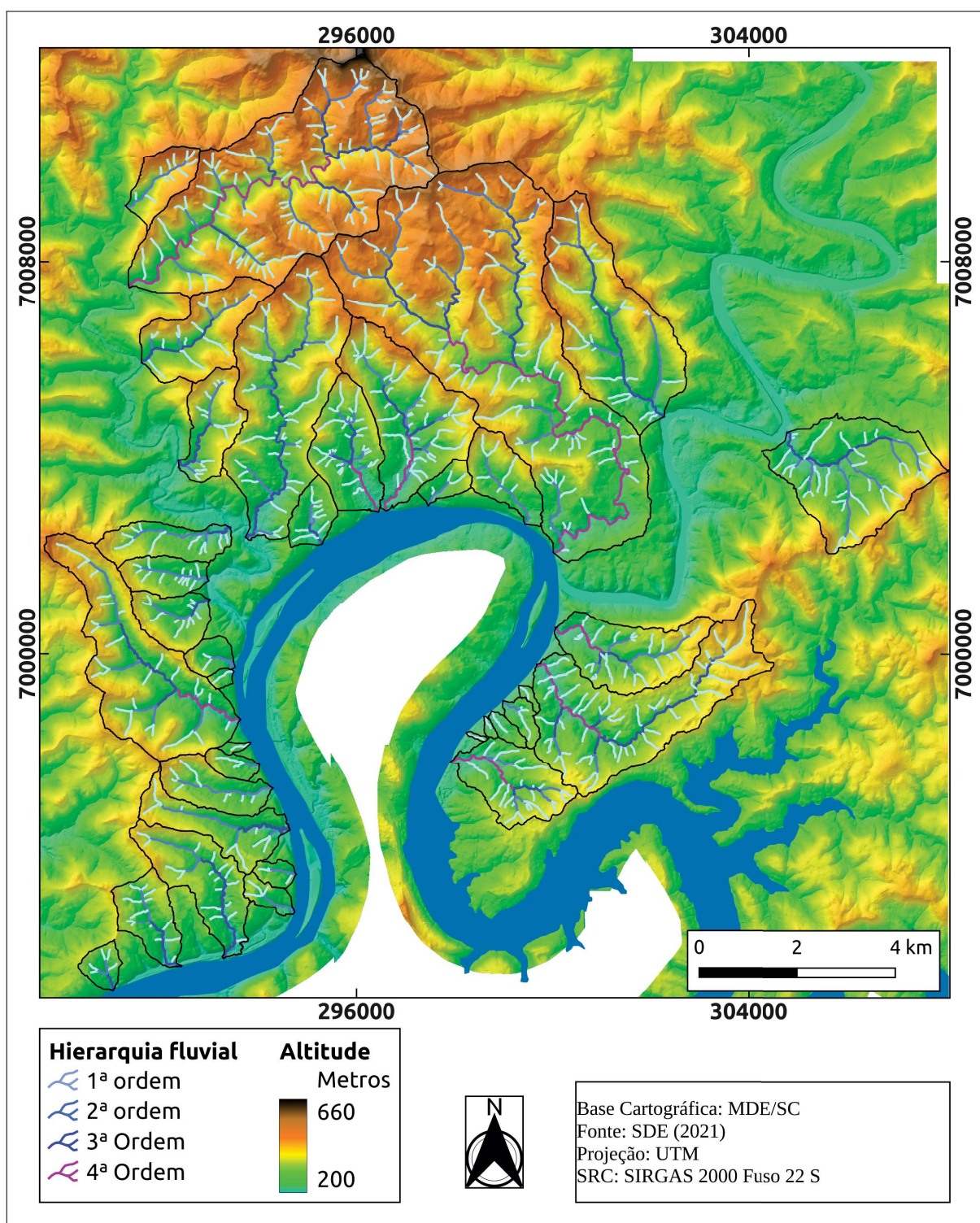


Fonte: Elaborado pelo autor

O padrão sub-dendrítico predomina nos canais de todas as bacias hidrográficas analisadas, enquanto o padrão treliça é identificado localmente no setor norte/nordeste da área de estudo, caracterizado por curvas com ângulo de 90°. Além disso, alguns rios apresentam trechos com padrão de drenagem paralela. As bacias de drenagem são alongadas e, com exceção dos rios Barra Grande e Chapecó, tem hierarquia máxima de 4ª ordem segundo classificação de Strahler (STRAHLER, 1952) (Fig. 4.9).



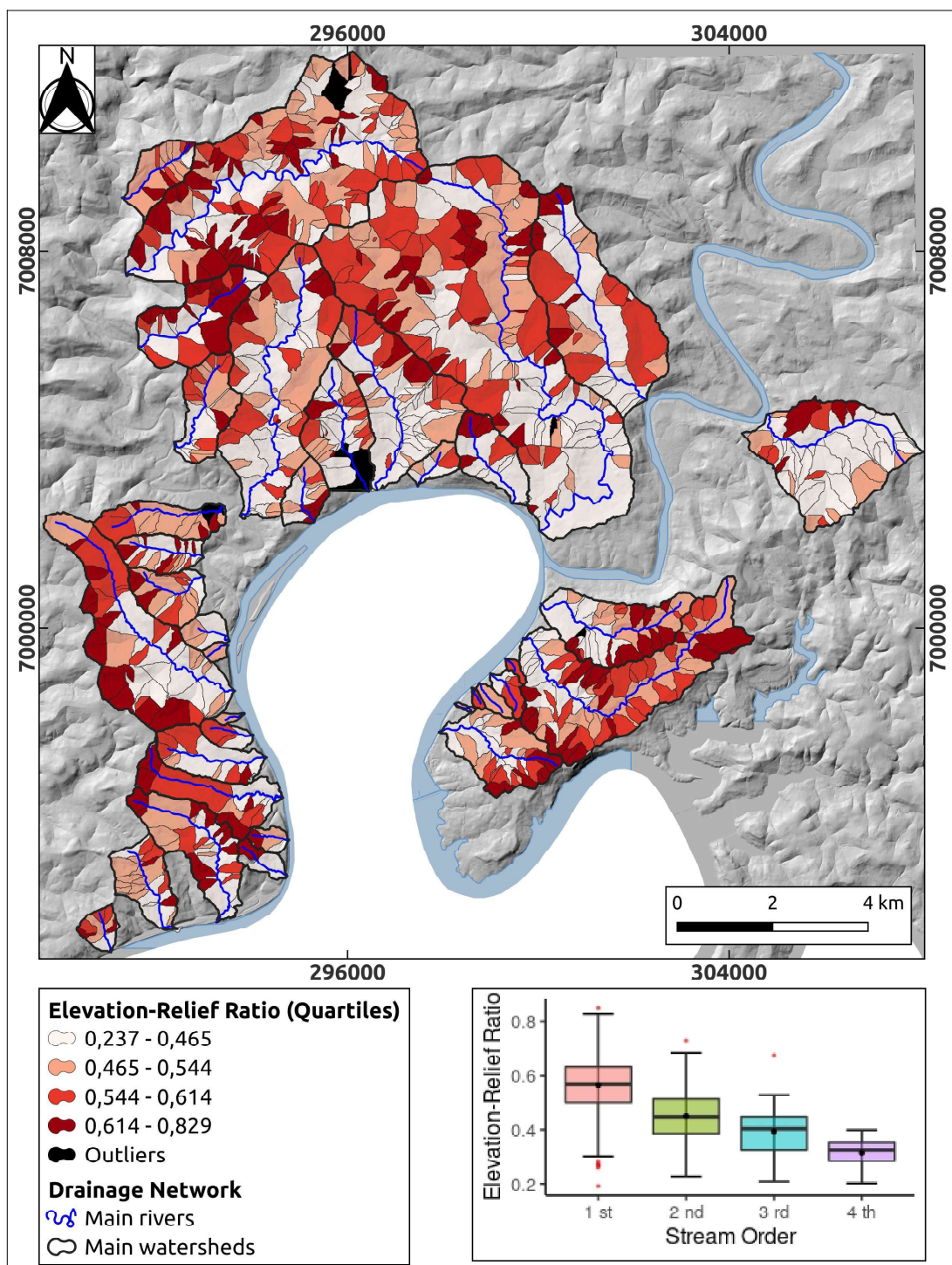
Figura 4.9 - hierarquia fluvial de bacias selecionadas na VGUR para análise morfométrica



#### 4.6.1.1 Índices fluviométricos de classe zonal

Os valores obtidos a Razão Elevação relevo (RER) variaram de 0,19 a 0,85, com média de 0,54. A RER apresentou diferenças de acordo com a hierarquia dos canais, sendo maior em bacias de primeira ordem e menor nas bacias de terceira e quarta ordem (Fig. 4.10).

Figura 4.10 - Índices zonais aplicados a bacias de ordem inferior ao VGUR. Razão elevação-relevo, um análogo da integral hipsométrica





Os bacias de drenagem de 4ª ordem e 80% das bacias de 3ª ordem apresentam valores de RER situados no intervalo entre o limite inferior e o 1º quartil. Já as bacias de 1ª ordem apresentaram maior contraste de RER, sendo apenas 54% das bacias situadas na faixa interquartil (IQR). Além disso, as bacias de 2ª ordem estão localizados principalmente no IQR, apresentando menos contraste do que os vales de 1ª ordem (Tab. 4.3).

Tabela 4.3 - Resumo de estatísticas descritivas e testes de normalidade Shapiro-Wilk para Razão Elevação Relevo (RER) para todos os dados e grupos por hierarquia fluvial.

Hierarquia fluvial	mínimo	1 <sup>st</sup> Quartil	mediana	Média	3 <sup>rd</sup> Quartil	máximo	S-W test (p-value)
Conjunto de dados	0,19	0,47	0,54	0,54	0,61	0,85	ns
1ª ordem	0,19	0,50	0,57	0,57	0,63	0,85	ns
2ª ordem	0,23	0,39	0,45	0,45	0,51	0,73	0,96384
3ª ordem	0,21	0,32	0,40	0,39	0,45	0,68	0,61356
4ª ordem	0,20	0,28	0,33	0,32	0,35	0,40	0,82052

As distribuições de probabilidade foram significativamente não normais para o conjunto de dados ( $W = 0,99$ ,  $p\text{-value} = 0,0002$ ) e bacias de 1ª ordem ( $W = 0,99$ ,  $p = 0,01$ ) de acordo com o teste de Shapiro-Wilk. As bacias de 2ª, 3ª e 4ª ordem não apresentaram evidência de não-normalidade (Tab. 4.3). Os testes de Kruskal-Wallis e *post-hoc* também não revelaram diferenças significativas ( $\chi^2(3) = 182,33$ ,  $p = 2e^{-16}$ ) entre as bacias de 2ª e 3ª, 2ª e 4ª e 3ª e 4ª ordem.

O Relevo Local (RL) variou de 31 a 352 m. Os valores mais elevados se localizam nas bacias hidrográficas de 1ª ordem e junto aos divisores de drenagem, embora no quadrante NW o RL seja elevado independentemente da hierarquia fluvial. Os valores mais baixos ocorrem ao longo de planícies aluviais e constituem *outliers* em relação ao conjunto de dados. Os vales planos de 4ª ordem apresentam menores valores médios, mínimos e máximos de RL. No entanto, os valores de RL ao longo dos vales têm maior IQR para as bacias de 4ª ordem, indicando que alguns segmentos dessa ordem são intensamente dissecados (Fig. 4.11).

As distribuições de probabilidade foram significativamente não normais para todos os grupos de acordo com os testes de Shapiro-Wilk, exceto os vales dos rios de 2ª ordem (Tab 4.4). Testes Kruskal-Wallis e *post-hoc* foram realizados para examinar as diferenças na distribuição de RL de acordo com a hierarquia fluvial e nenhuma diferença significativa ( $\chi^2(3) = 39,81$ ,  $p = 1,166e^{-08}$ ) foi encontrada entre os canais de 1º e 2º, 2ª e 3ª e 3ª e 4ª ordem.

Figura 4.11 - Índices zonais aplicados a bacias de ordem inferior ao VGUR. Relevo local por bacias hidrográficas, com destaque para o relevo geofísico dos botões de vale.

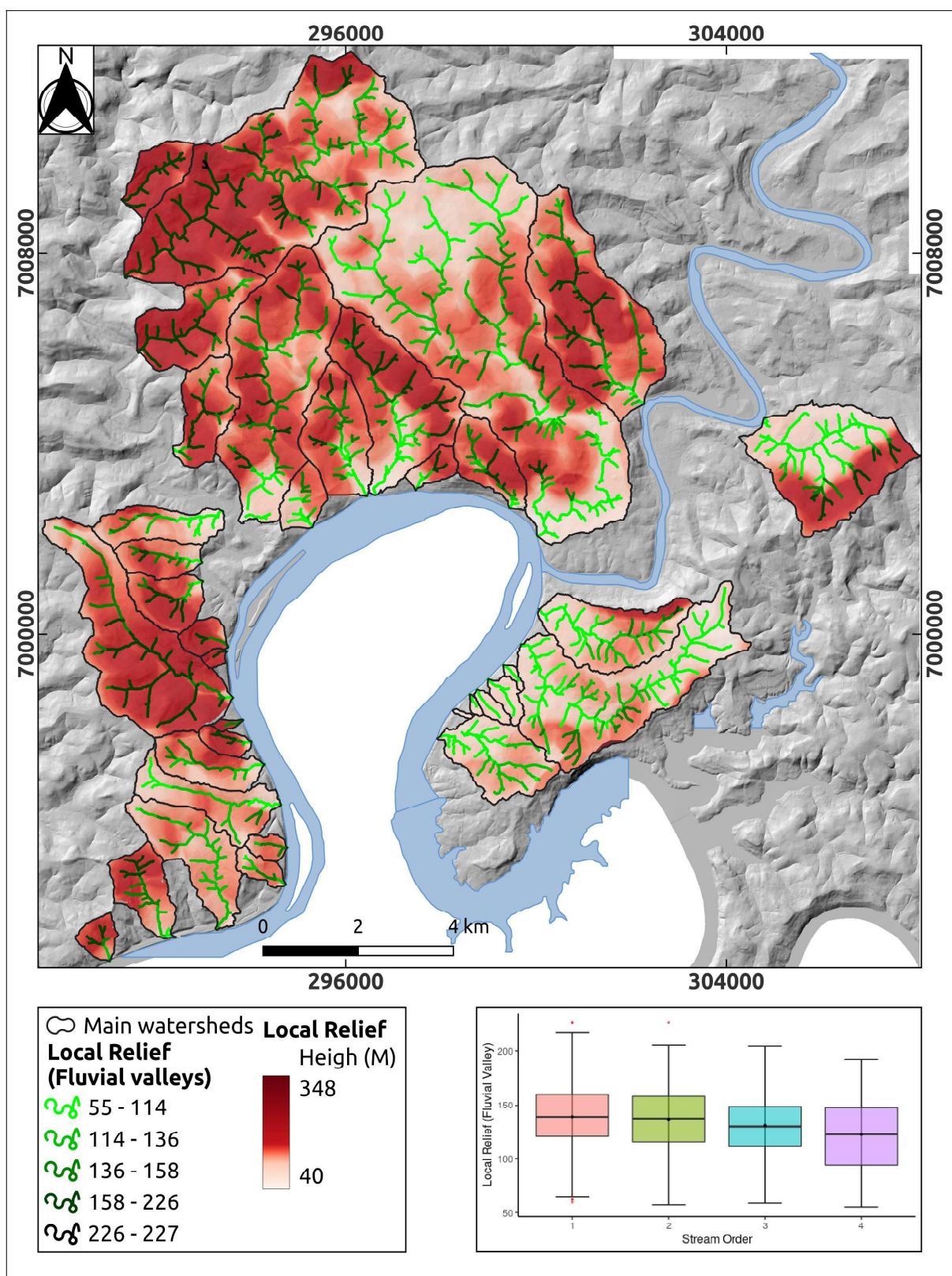




Tabela 4.4 - Resumo de estatísticas descritivas e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para Relevo Local (LR) em vales fluviais para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial

Hierarquia fluvial	mínimo	1 <sup>st</sup> Quartil	mediana	Média	3 <sup>rd</sup> Quartil	máximo	S-W test (p-value)
Conjunto de dados	54,9	113,6	136,0	135,2	158,1	226,5	ns
1 <sup>a</sup> ordem	59,12	120,97	139,00	139,06	159,97	226,53	ns
2 <sup>a</sup> ordem	56,87	115,72	137,45	136,60	158,32	226,47	0,092
3 <sup>a</sup> ordem	58,34	111,89	130,33	131,23	148,95	204,39	0,002
4 <sup>a</sup> ordem	54,90	93,92	122,91	122,93	147,40	192,17	0,002

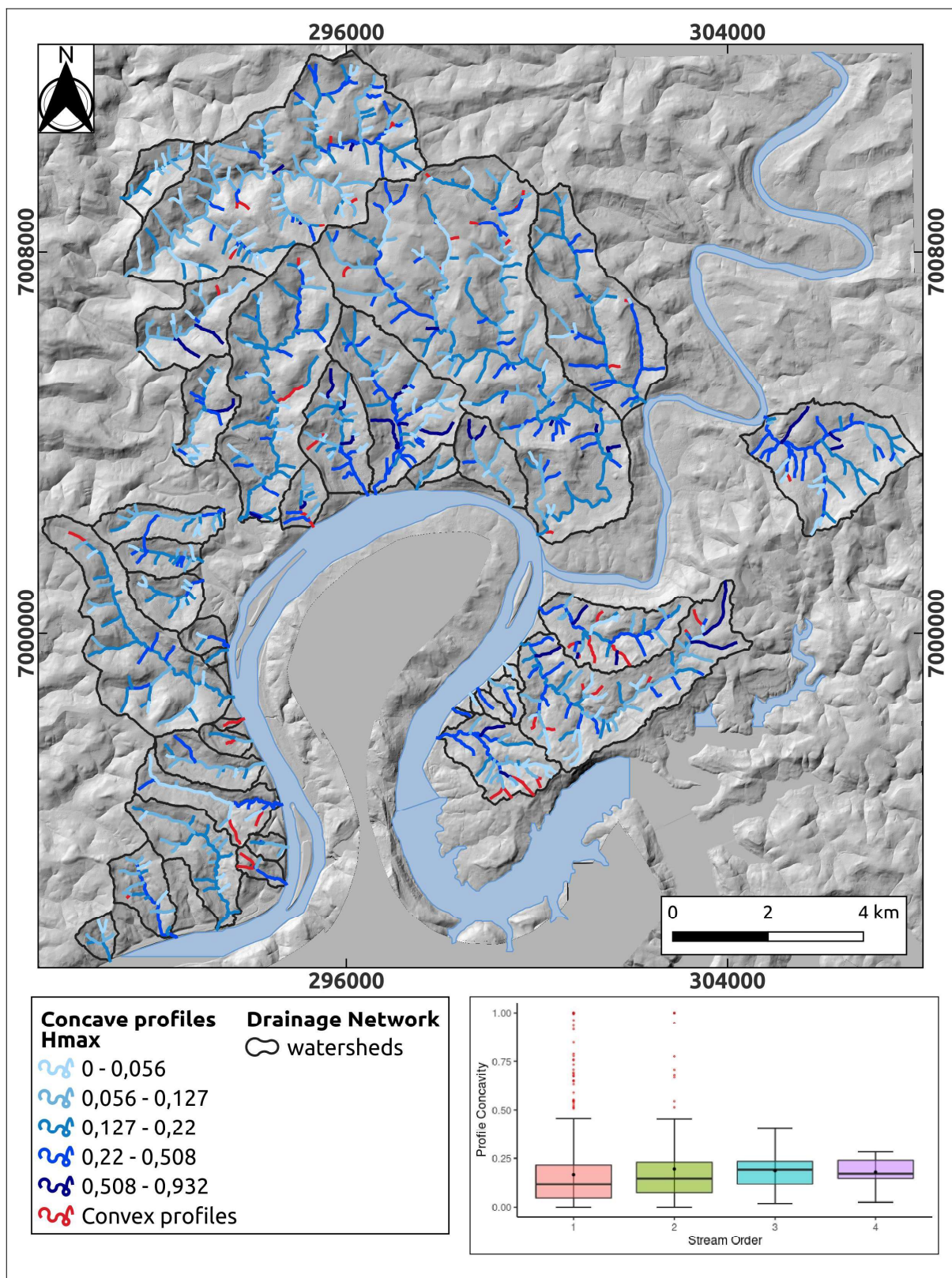
#### 4.6.1.2 Índices fluviométricos de classe linear

Os valores do Grau de concavidade do perfil ( $H_{\max}$ ) e grau de equilíbrio dos perfis ( $E_r$ ) obtidos são típicos de canais predominantemente côncavos. O índice  $H_{\max}$  variou de 0 a 1 com valor médio de 0,164 (fig. 4.12). Os maiores valores médios são encontrados nos segmentos de canais de 4<sup>a</sup> ordem, enquanto os menores valores médios são medidos para os trechos de canais de 1<sup>a</sup> ordem. *Outliers* são observados nos rios de 1<sup>a</sup> e 2<sup>a</sup> ordem, enquanto a 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordem têm baixo IQR (Tab. 4.5).

As distribuições de probabilidade foram significativamente não normais para as variáveis: canais de 1<sup>a</sup> ordem ( $W = 0,7873$ ,  $p = 2,2e-16$ ) e 2<sup>a</sup> ordem ( $W = 0,7697$ ,  $p = 2,168e-13$ ) de acordo com os testes de Shapiro-Wilk. Para os canais de 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens, não foram evidentes a distribuição não normal pelo teste de Shapiro-Wilk (Tab. 4.5). Um teste H de Kruskal-Wallis mostrou que houve uma diferença estatisticamente significativa no índice  $H_{\max}$  entre as diferentes hierarquias ( $\chi^2(3) = 17,315$ ,  $p = 0,0006$ ), mas o teste *post-hoc* mostrou diferenças significativas apenas entre os canais de 1<sup>o</sup> e 3<sup>o</sup> ordem.

Tabela 4.5 - Estatística descritiva e testes de normalidade para Grau de concavidade de perfil em vales fluviais para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial

Hierarquia fluvial	mínimo	1 <sup>st</sup> Quartil	mediana	Média	3 <sup>rd</sup> Quartil	máximo	IQR	S-W (p-value)
Conjunto de dados	0,00	0,0562	0,127	0,164	0,220	1,000	0,163	ns
1 <sup>a</sup> ordem	0,000	0,046	0,118	0,158	0,204	1,000	0,158	ns
2 <sup>a</sup> ordem	0,004	0,074	0,146	0,185	0,223	1,000	0,149	ns
3 <sup>a</sup> ordem	0,019	0,118	0,192	0,187	0,235	0,408	0,115	0,8194
4 <sup>a</sup> ordem	0,097	0,148	0,187	0,195	0,248	0,283	0,0997	0,5570

Figura 4.12 - Grau de concavidade do perfil ( $H_{max}$ ) para canais de baixa ordem VGUR

Os valores obtidos para o grau de equilíbrio dos perfis longitudinais ( $E_r$ ) variou de - 51,68% a 64,25% (média de 8,20%). Valores negativos foram verificados em alguns canais, demonstrando que esses rios estão em completo desequilíbrio (Fig 4.13). Além disso, para



todo o conjunto de dados, o intervalo interquartil foi de 22,51%, embora menor para os rios de 4ª ordem (tab. 4.6). O teste Kruskal-Wallis indica que não há diferença estatisticamente significativa no índice  $E_r$  entre as diferentes hierarquias ( $\chi^2(3) = 3,6044$ ,  $p = 0,3075$ ).

Figura 4.13 - Distribuição espacial dos valores do grau de equilíbrio dos perfis longitudinais de canais de baixa ordem da VGUR

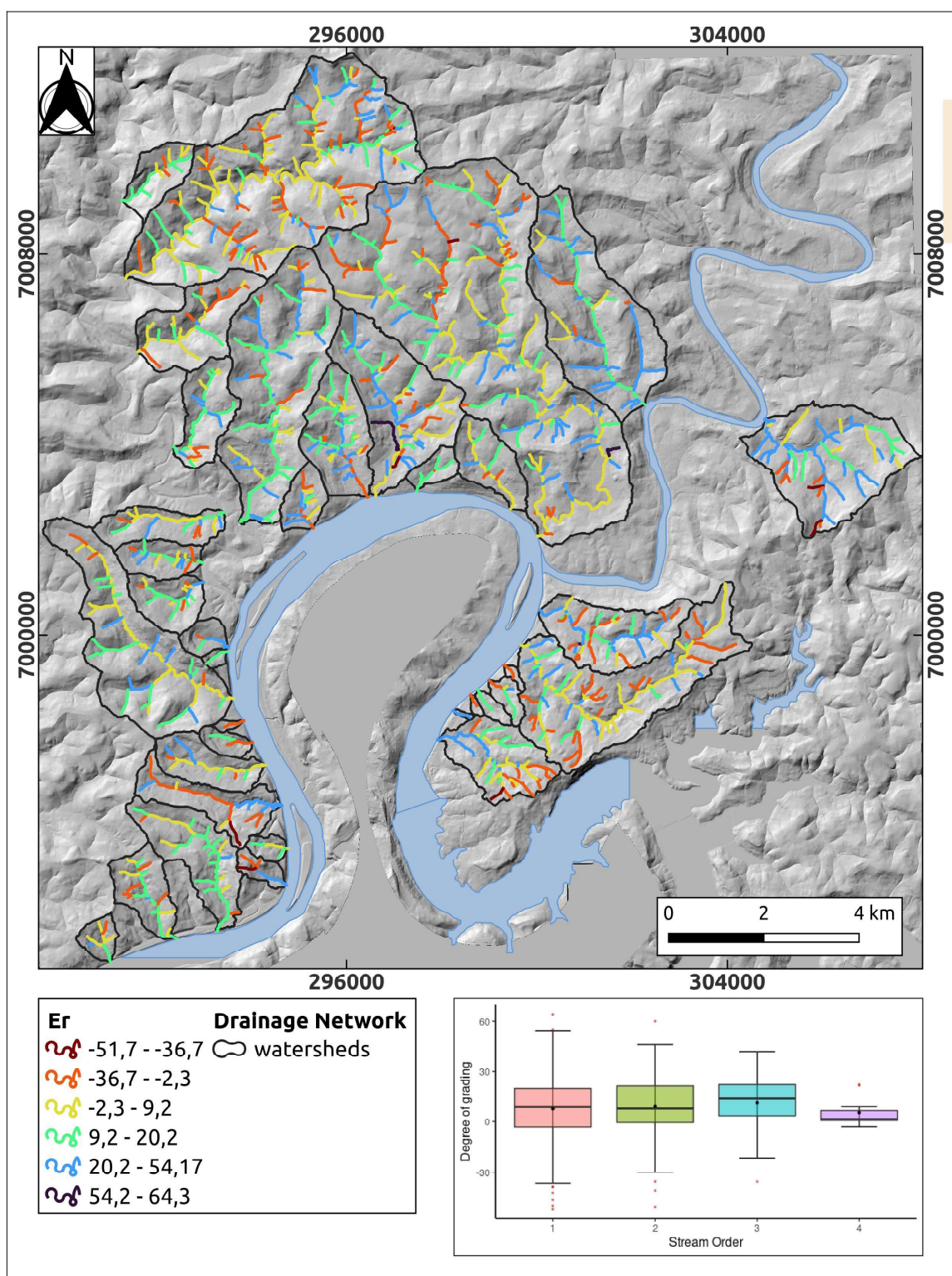


Tabela 4.6 - Estatística descritiva e testes de normalidade para grau de equilíbrio dos perfis longitudinais (Er) para todos os dados e agrupamento por hierarquia fluvial

Hierarquia fluvial	míni	1º Quart	Mediana	Média	3º Quart	Max	IQR	S-W P value
Conjunto de dados	-51,68	2,34	9,18	8,20	20,18	64,25	22,51	0,025
1ª ordem	-51,68	-3,36	9,09	7,80	19,94	64,25	23,30	0,3472
2ª ordem	-50,45	-0,55	8,31	9,48	21,46	59,98	22,01	0,0987
3ª ordem	-35,54	3,55	13,94	11,45	22,19	41,97	18,64	0,0259
4ª ordem	-3,16	0,41	2,52	5,84	7,91	22,10	7,51	0,0202

Para o índice de gradiente de canal não normalizados, os valores mais altos são encontrados nos canais de 1ª ordem e os valores mínimos ocorrem nos rios de 4ª ordem. Os contrastes mais altos são encontrados em canais de 2ª ordem. Os valores médios e IQR são baixos nos rios de quarta ordem hierárquica. As distribuições de probabilidade foram significativamente não normais para todos os dados, assim como nas análises de grupo (Tab. 4.7). Por outro lado, o teste de Kruskal-Wallis revelou diferenças significativas ( $\chi^2(3) = 878,66$   $p = < 2^{e-16}$ ) e o teste post-hoc mostrou que a diferença ocorre entre todos os grupos.

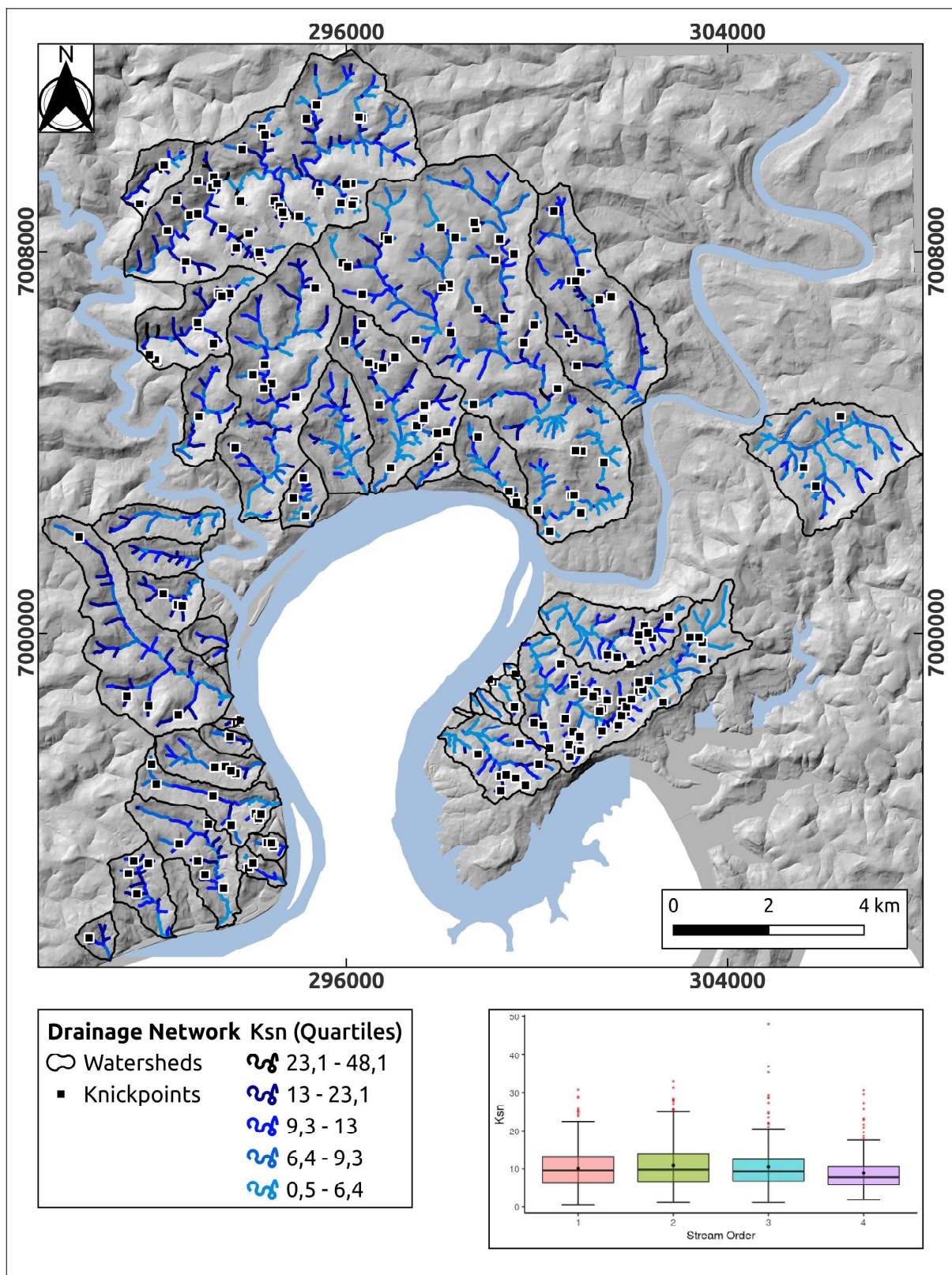
Tabela 4.7 - Resumo da estatística descritiva e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para gradiente de canal ( $m.m^{-1}$ ) para todo o conjunto de dados e grupos por hierarquia fluvial

Hierarquia fluvial	míni	1º Quart	Mediana	Média	3º Quart	Max	IQR	S-W
Conjunto de dados	0.0040	0.04040	0.0870	0.1086	0.1550	0.5091	0.1145	ns
1ª ordem	0.0108	0.1045	0.1482	0.1629	0.2070	0.5091	0.1026	ns
2ª ordem	0.0115	0.0495	0.0724	0.0907	0.1190	0.4000	0.0695	ns
3ª ordem	0.0064	0.0273	0.0395	0.0477	0.0586	0.2984	0.0313	ns
4ª ordem	0.0040	0.0129	0.0188	0.0215	0.0254	0.0999	0.0125	ns

As declividades dos canais variam de 0,004 a 0,05  $m.m^{-1}$  e são muito semelhantes aos valores medidos para canais aluviais (SKLAR; DIETRICH, 1998). Os menores valores ocorrem em trechos 4ª e 1ª ordem próximos a divisores de drenagem, enquanto os maiores valores estão localizados em rios de 3ª ordem. Os valores mínimos ocorrem em canais de 1ª ordem. Os valores do índice de inclinação do canal normalizado ( $k_{s(n)}$ ) variaram de 0,54 a 48,09  $m^{0,9}$ , com média de 10,18  $m^{0,9}$ . Os canais de 4ª ordem apresentam médias de  $K_{s(n)}$  menores que os demais, assim como menores valores de IQR (Fig. 4.14). Potenciais outliers são encontrados em vários trechos com valores de  $k_{s(n)}$  maiores que 23,08  $m^{0,9}$ , mas knickpoints estão presentes em áreas com  $k_{s(n)}$  tão baixos quanto  $> 2 m^{0,9}$ . As distribuições de

probabilidade foram significativamente não normais para todos os grupos de hierarquia fluvial, de acordo com os testes de Shapiro-Wilk (Tab. 4.8).

Figura 4.14 - Índice inclinação do canal normalizada do rio ( $K_{s(n)}$ ) e knickpoints na VGUR





O Teste de Kruskal-Wallis foi realizado para examinar as diferenças na distribuição populacional de  $k_s(n)$  de acordo com a hierarquia fluvial e diferenças significativas podem ser encontradas ao comparar os rios de 1ª e 4ª ordem, 2ª e 4ª ordem e 3ª e 4ª ordem ( $\chi^2(3) = 23,355$ ,  $p = 3,406e-05$ ), pois os valores medianos dos canais de 4ª ordem são menores. Nenhuma diferença é encontrada entre a 1ª – 2ª, 1ª – 3ª e 2ª – 3ª ordem.

Tabela 4.8 - Estatística descritiva e testes de normalidade de Shapiro-Wilk para  $k_{s(n)}$  dos rios de baixa ordem em VGUR

Hierarquia fluvial	míni	1º Quart	Mediana	Média	3º Quart	Max	IQR	S-W
Conjunto de dados	0.543	6.362	9.297	10.182	13.029	48.090	6.667	ns
1ª ordem	0.543	6.379	9.521	10.087	13.236	30.877	6.857	ns
2ª ordem	1.133	6.611	9.753	10.839	14.029	32.953	7.417	ns
3ª ordem	1.114	6.795	9.268	10.443	12.275	48.090	5.480	ns
4ª ordem	1.824	5.651	7.790	8.781	10.514	30.738	4.863	ns

#### 4.6.1.3 Classificação morfológica das unidades de relevo da VGUR

Com base na classificação dos *geomorphons*, foram reconhecidos nove elementos do relevo para a VGUR: encosta (36,13%), base de encostas (13,97%), ressaltos (11,99%), cristas (8,92%), vales (8,87%), crista secundária (7,39%), áreas planas (5,89%), depressão fechada (5,74%) e cimeira (0,02%) (Fig. 4.15). Com base na análise da distribuição espacial (Fig. 4.16) e estatística descritiva dos elementos *geomorphons* para a VGUR, verifica-se que as formas de relevo predominantes são as encostas, base de encostas, ressaltos e cristas, corroborando com a característica regional do Planalto Dissecado do rio Uruguai.

Figura 4.15 - Percentual dos elementos do relevo para a VGUR

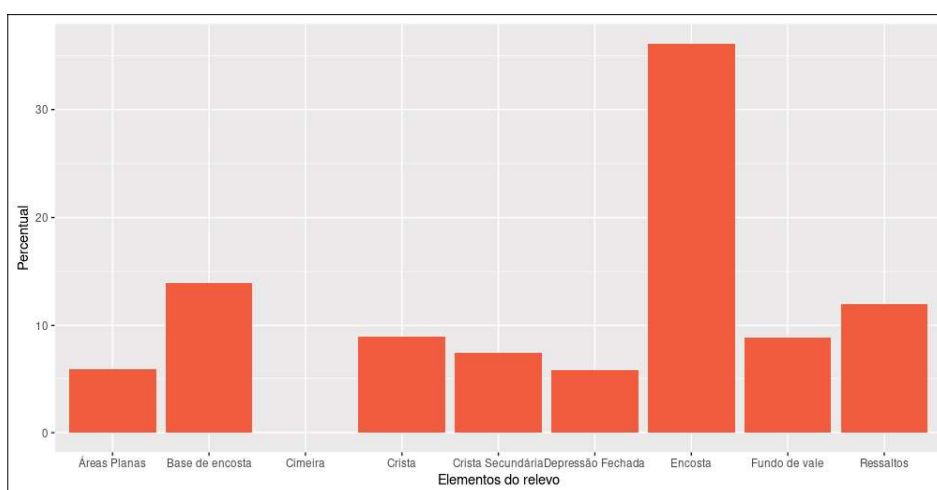
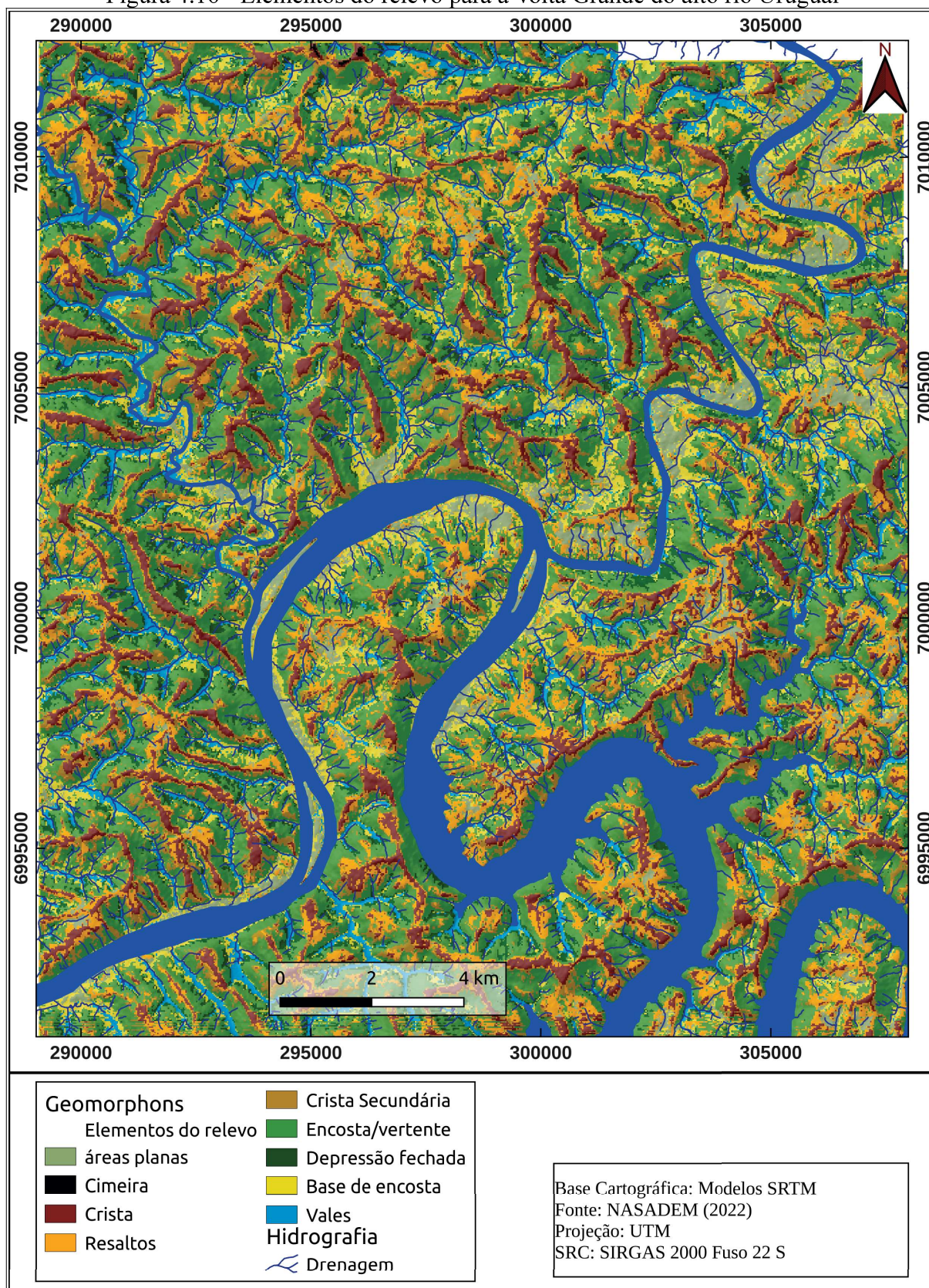




Figura 4.16 - Elementos do relevo para a Volta Grande do alto rio Uruguai

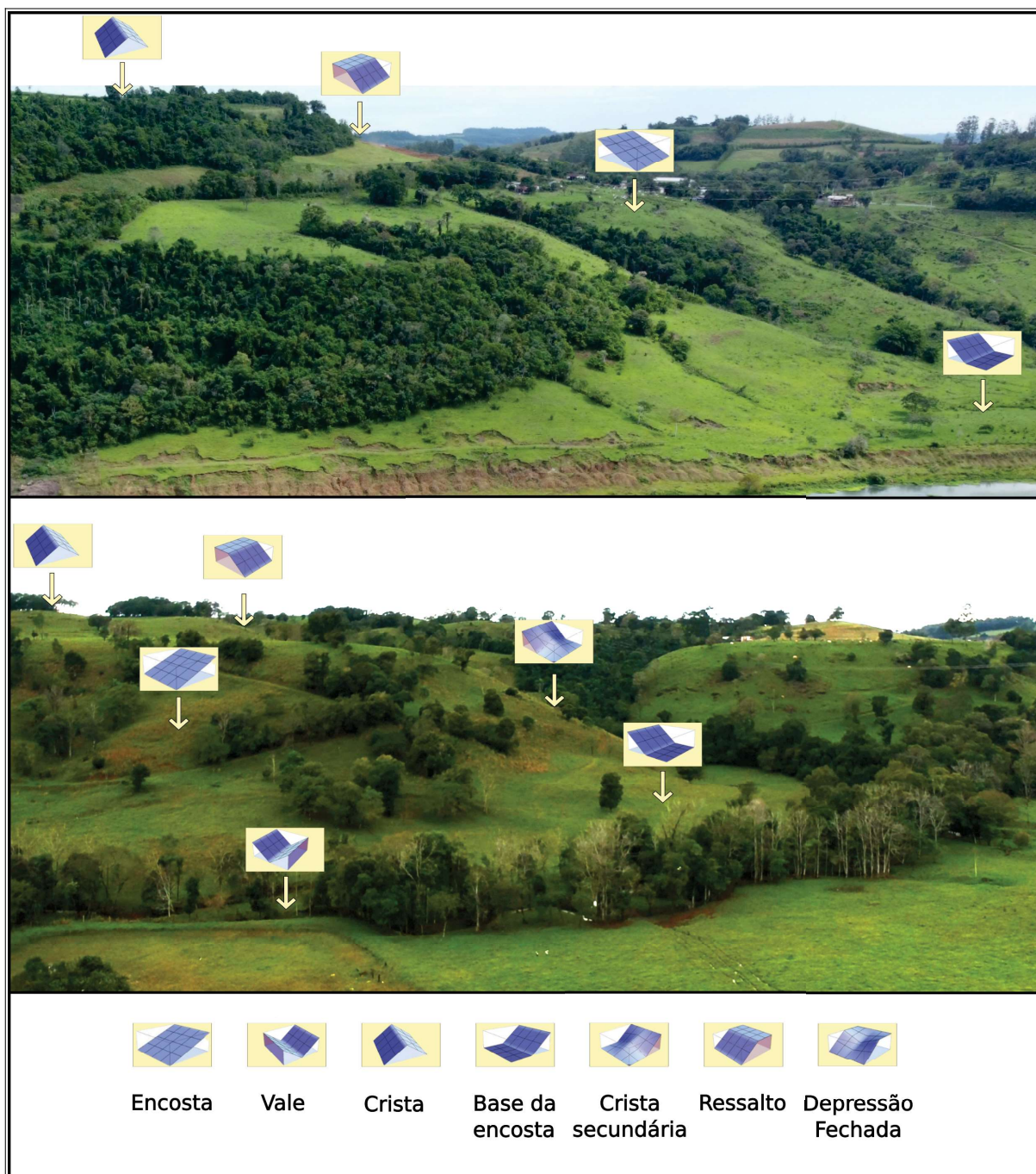


Os elementos de relevo mapeados com base na técnica dos *geomorphons* são facilmente reconhecidos em campo. O elemento crista corresponde aos divisores das bacias de



3ª e 4ª ordem. Geralmente são desnudados, com formações superficiais rasas (<1 metro). Em termos de extensão, podem atingir até 10 km de comprimento (Fig. 4.16 e 4.17). Já as cristas secundárias, correspondem predominantemente aos divisores de drenagem das bacias de menor ordem e ocorrendo em bacias com vales confinados.

Figura 4.17 - Exemplos de elementos de relevo (*geomorphons*) identificados em campo



Os vales correspondem aos elementos de relevo que representam os fundos de vale planos, típicos de bacias de 3ª e 4ª ordem do sistema de drenagem da VGUR. São unidades

que, do ponto de vista morfológico, se assemelham a planícies de inundação, embora por vezes se configurem como terraços. No mapeamento automático (*geomorphons*), essas unidades por vezes são seccionadas por elementos base de encosta. Efetivamente, observações em campo e trabalhos preliminares na VGUR sugerem que os vales são recobertos por depósitos de colúvio suavemente inclinado em direção aos canais de drenagem (rampas de colúvio) (DOS SANTOS, 2022; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021).

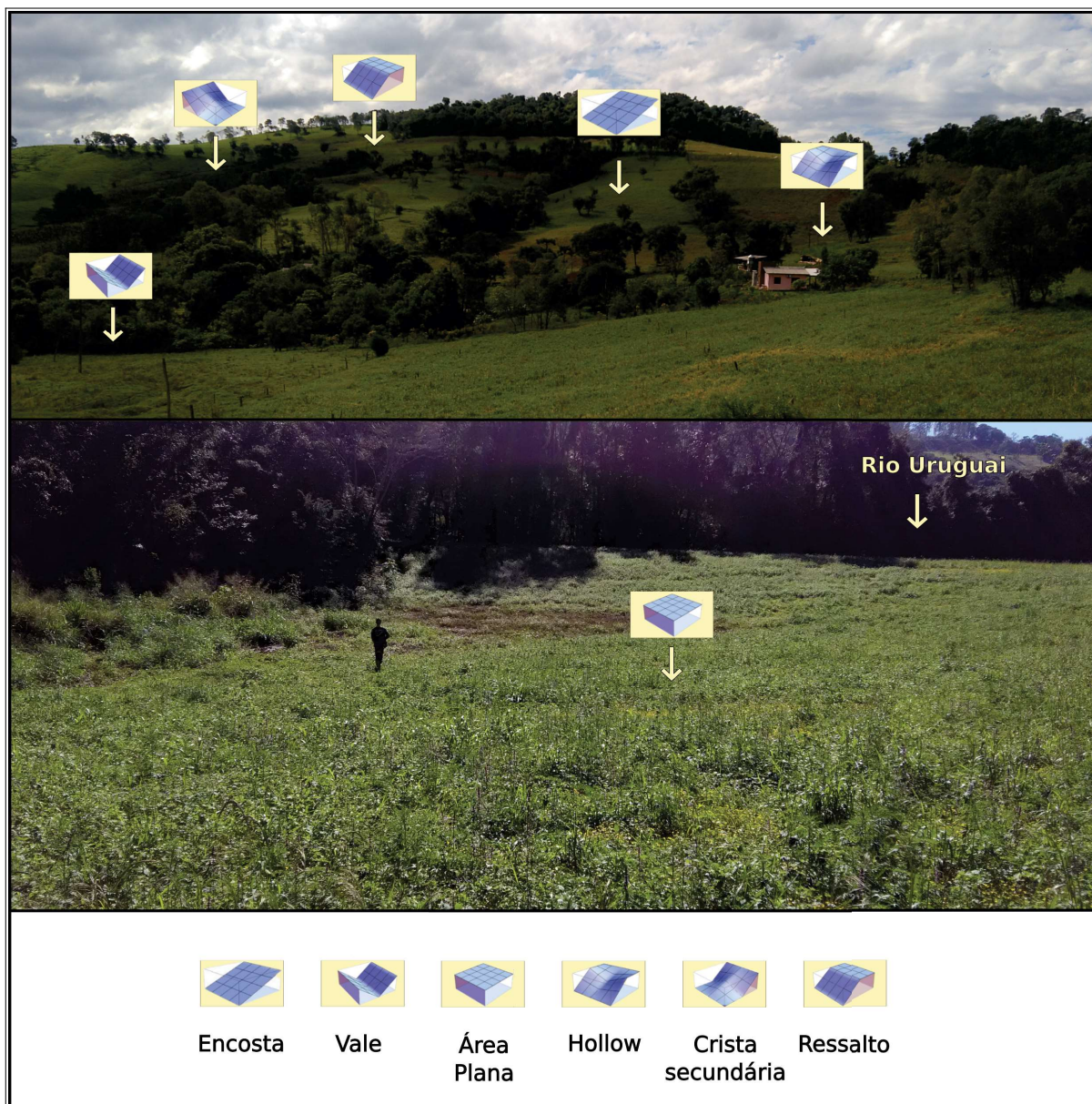
De fato, a base de encosta corresponde ao segundo elemento de relevo mais comum na VGUR (Fig. 4.16) também é facilmente identificado em campo. No mapeamento automático dos *geomorphons*, esse elemento foi mapeado apenas na transição entre encostas e fundos de vale, constituindo quando recoberta por sedimentos, rampas de colúvio genuínas. As prospecções de campo alinhada aos demais trabalhos da VGUR (DOS SANTOS, 2022; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021) indicam que nessas áreas as formações superficiais são relativamente mais espessas, variando de 2 a 8 m (Fig. 4.16e 4.18).

Já as depressões fechadas correspondem aos elementos de difícil validação, tanto na etapa do mapeamento quanto no reconhecimento em campo. Em imagens orbitais, o aspecto rugoso e a baixa reflectância de bandas no comprimento de onda do infravermelho próximo e médio, indicam ocorrência de vegetação herbácea de ambiente úmido ou solos mal saturados (DÍAZ; BLACKBURN, 2003; PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012). Portanto, com base na análise conjunta dos demais produtos de sensoriamento remoto, bem como no trabalho de campo, foi possível atestar a presença de depressões fechadas na Volta Grande. No geral, ocorrendo na transição entre a encosta e o fundo de vale (Fig. 4.18), onde há incisão no terreno, porém, sem a ocorrência de um canal fluvial perene, sendo a erosão, transporte e deposição controlada por escoamento superficial ou fluxo intermitente.

Os elementos de relevo mapeados como ressaltos correspondem ao início (montante) das encostas, geralmente com inclinação mais acentuada em relação a crista. Podendo ocorrer associado a ruptura de declive das encostas, correspondendo, portanto, a um nível de patamar elevado. São áreas em que as formações superficiais podem variar de delgada a espessa, de acordo com a inclinação e comprimento do ressalto (Fig. 4.16 e 4.18).



Figura 4.18 - Elementos *geomorphons* identificados e mapeados na VGUR



## 4.7 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS

### 4.7.1 Parâmetros básicos do relevo da Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR): indicadores morfométricos de uma paisagem dissecada

A evolução geomorfológica no vale do rio Uruguai vem sendo analisada em escala regional (IRIONDO; KRÖHLING, 2004, 2008; KRÖHLING et al., 2014) e local (ALMEIDA, 2017; BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019; BERTOLINI;

DEODORO; ZAMBOT, 2021; OLIVEIRA, 2020; SANTOS, 2018). Em escala regional, ao menos dois conjuntos de estudos se destacam na evolução geomórfica do relevo: as pesquisas que tem como o objetivo o reconhecimento de superfícies geomórficas e seus processos evolutivos associados (KRÖHLING et al., 2014; PAISANI et al., 2014) e aqueles que integram a descrição e mapeamento de compartimentos geomorfológicos regionais, incluindo sua evolução de longo termo (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

A identificação de superfícies geomórficas no vale do rio Uruguai vem sendo desenvolvida por meio da análise qualitativa de MDEs (PAISANI et al., 2014) ou quantitativa, por meio da análise de curvas hipsométricas (KRÖHLING et al., 2011, 2014). No primeiro caso, para a área que integra a VGUR, foi identificado uma superfície no intervalo altimétrico de 300-400 m e que corresponderia a uma "*superfície em elaboração*", situada no fundo de vale dos principais tributários do rio Uruguai, cuja morfologia de patamares dissecados sugerem momentos evolutivos ajustados a incisão do rio Uruguai (PAISANI et al., 2014).

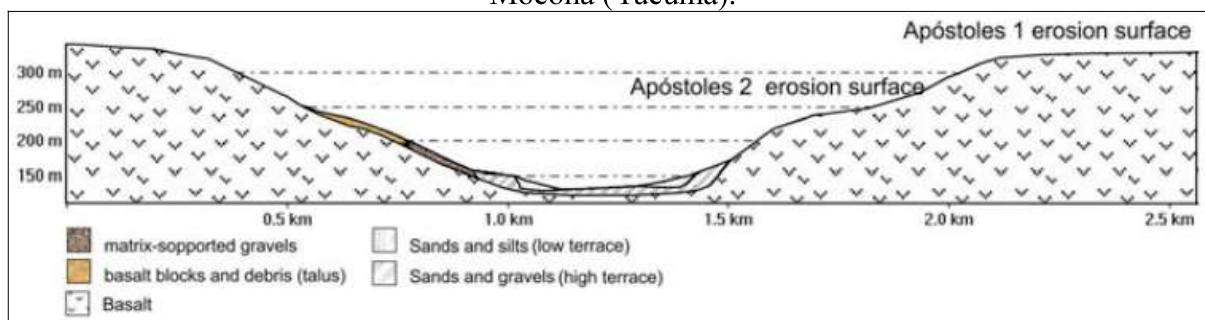
A segunda pesquisa, que identifica superfícies geomorfológicas regionais no vale do rio Uruguai, permitiu a definição de, pelo menos, 4 superfícies geomorfológicas que ocorreriam na VGUR, sendo elas: 1) Superfície Aristóbulo I (675-490 m), de ocorrência restrita às cristas ao norte do recorte de estudo; 2) Superfície Aristóbulo II (490-370 m), com ocorrência mais ampla, situado principalmente a norte da área de estudo e nos divisores das bacias de 4ª ordem da VGUR; 3) Superfície Apóstoles I (370-255 m), que contempla as encostas das bacias de baixa ordem que drenam para o rio Uruguai e 4) Superfície Apóstoles II (<255 m), que contempla os fundos de vale das bacias de baixa ordem que drenam diretamente para os rios Uruguai e a jusante dos vales dos tributários como o rio Chapecó e Barra Grande (KRÖHLING et al., 2011, 2014).

A superfície Aristóbulo corresponde à superfície Velhas (KING, 1956) ou superfície Pd2 (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016). Essa superfície exibiria uma paisagem de colinas convexas e encostas suaves e fundos de vale com planícies aluviais nas bacias de maior ordem, vales, depressões fechadas e depressões circulares com fundo plano nas bacias de menor ordem. Em *Misiones*, a superfície *Aristóbulo del Valle* é constituída uma por uma paisagem por colinas intercaladas por depressões. As colinas arredondadas dissecadas por vales fluviais pouco profundos que correspondem localmente a vales secos, de fundo plano e sem canal. As formações superficiais da superfície Aristóbulo é constituída pela seguinte sucessão da base ao topo do perfil: 1) uma rocha basáltica fresca; 2) Saprólito; 3) Aglomerado de blocos basálticos angulares em matriz clástica fina e 4) Material eólico fino (KRÖHLING

et al., 2014). Na VGUR, essa associação de fácies é comumente encontrada, embora sem evidência da ocorrência de depósitos eólicos.

Já a superfície *Apóstoles* seria correlata à superfície Paraguaçu (KING, 1956) e superfície Pd1 (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016). Essa superfície corresponderia às áreas de grande incisão fluvial, apresentando encostas longas e convexas com declives suaves, alternando-se com vales fluviais largos e muito rasos e com interflúvios portadores de remanescentes da Superfície Aristóbulo. No vale do rio Uruguai, essa superfície seria constituída por uma sequência de encostas escalonadas, ordenadas por quatro segmentos: 1) topo das encostas, com morfologia convexa e desnudada (Superfície *Apóstoles* 1); 2) encosta inclinada (superfície *Apóstoles* 2); 3) Encosta com depósitos coluviais detriticos e 4) Base de encostas rampeadas (Fig. 4.19). Eventualmente, essa rampa é conectada com níveis de terraço superior do rio Uruguai como um nível embutido, constituído por depósitos de colúvio e alúvio (KRÖHLING et al., 2014).

Figura 4.19 - Distribuição das formações superficiais no vale do rio Uruguai na região de Moconá (Yucumã).



Fonte: Kröhling et al. (2014)

A identificação de superfícies geomórficas em paisagem dissecada é complexa, como no caso do vale do rio Uruguai. A ausência de depósitos correlativos antigos dificulta a compreensão dos processos denudacionais de longo termo e como consequência, a classificação genética/evolutiva. Por outro lado, com base nos dados morfométricos obtidos, é evidente que a incisão fluvial e a degradação das encostas são os processos predominantes na VGUR.

Embora se tenha evidência que a incisão/dissecação fluvial e erosão/degradação das encostas sejam os processos predominantes na VGUR, ao menos duas interpretações opostas são definidas para a gênese das superfícies do vale do rio Uruguai: 1) processos de pediplanação por degradação lateral das encostas, associado a incisão fluvial (paleosuperfícies) (KRÖHLING et al., 2014) e 2) Etchplanação dinâmica, vinculado a ciclos



de denudação geoquímica e remoção da cobertura superficial por erosão mecânica (PAISANI et al., 2013, 2014, 2019a, 2019b; PAISANI; PONTELLI; ANDRES, 2008).

Segundo análise de Kröhling et al. (2014), o modelo de evolução das superfícies geomorfológicas de Paisani; Pontelli; Andres (2008) não seria suficiente para explicar o rebaixamento da superfície, sobretudo pelo fato das alteritas serem relativamente delgadas, indicando que o processo de alteração seria lento. Dessa forma, Kröhling et al. (2014) defendem que o processo de erosão fluvial e pediplanação das encostas seria o mecanismo responsável pela elaboração das superfícies geomorfológicas regionais.

Por outro lado, o modelo de Etchplanação apresentado em Paisani; Pontelli; Andres (2008) corresponde ao modelo de Thomas (1994), onde a alteração geoquímica corresponde a uma etapa do desenvolvimento de superfícies *Etch*. Embora a erosão geoquímica seja fundamental na transformação da rocha em materiais inconsolidados, existem diferentes tipos de superfície geradas por etchplanação. Portanto, a gênese de superfícies *Etch* seria decorrente de diferentes estágios e, portanto, diferentes tipos de etchplanos podem ocorrer: 1) Etchplano coberto; 2) Etchplano parcialmente dissecado; 3) Etchplano parcialmente desnudado; 4) Etchplano predominantemente desnudado ou etchsuperfície e Etchsuperfície complexa (THOMAS, 1994).

De fato, os estudos sistemáticos desenvolvidos para a bacia do alto Uruguai indicam que a alteração pedogeoquímica vem sendo fundamental na transformação da rocha em saprólito e os processos pedogeoquímicos seriam cronocorrelatos com as mudanças climáticas do Quaternário Superior. A alteração seria mais rápida nos períodos glaciais sob condições de acidólise e relativamente mais lento nos períodos interglaciais, onde a hidrólise (mono e bi-sialitização seria predominante) (ALMEIDA, 2017; GUERRA; PAISANI, 2014; OLIVEIRA, 2020; PAISANI et al., 2013; PAISANI; PONTELLI; CALEGARI, 2015).

Além do processo de alteração pedogeoquímica, a morfogênese e erosão foi significativa no Quaternário Superior e fundamental na modelagem das encostas. A erosão estaria associado às mudanças paleoclimáticas e mudanças do nível de base local e regional materializados como depósitos de colúvio, colúvio alúvio e paleossolos. As formações superficiais alóctones correspondem a depósitos derivados de erosão e transporte por escoamento superficial e movimentos de massa e não correspondem a pedimentos (PAISANI et al., 2013, 2014, 2016, 2017, 2019). As alteritas seriam delgadas justamente pelo fato das sucessivas fases de alteração e remoção da cobertura superficial.

Portanto, embora o estudo de Kröhling et al. (2014) questione o papel da erosão geoquímica na evolução da paisagem, os estudos locais e regionais na bacia do alto Uruguai

(ALMEIDA, 2017; OLIVEIRA, 2020; PAISANI et al., 2013a, 2013b, 2014, 2016, 2017, 2019a, 2019b; PAISANI; PONTELLI; ANDRES, 2008; PONTELLI et al., 2015) evidenciam que a dinâmica de encostas e fundos de vale estão associados a incisão fluvial e degradação das encostas, vinculadas a dinâmica paleohidrológica e paleoambiental do Quaternário Superior. Nesse sentido, numa lógica hipotética-dedutiva, a Etchplanação dinâmica seria o modelo mais adequado para a interpretação da evolução quaternária das superfícies geomorfológicas locais e regionais. Embora as superfícies mapeadas por Kröhling et al. (2014) sejam bem marcadas para a VGUR, as características morfométricas (alta dissecação) e de formações superficiais (descritas na seção V) são evidências de *superfícies em elaboração* e não paleosuperfícies, que estão em processo de ajuste às mudanças de nível de base do rio Uruguai.

Com base nas pesquisas que contemplam o mapeamento do projeto RADAM Brasil (COSTA; BUSS; ROSA, 2018) para o vale do rio Uruguai, a VGUR está inserida em duas Unidades Geomorfológicas: 1) O Planalto dos Campos Gerais, restrito ao norte do quadrante e 2) Planalto Dissecado do Rio Uruguai, sendo predominante no recorte analisado. Essas unidades são regionais e as descrições morfográficas e morfométricas são genéricas, bem como a interpretação dos processos morfogenéticos e cronológicos.

O Planalto dos Campos Gerais é descrito como remanescente de superfície pediplanada, com aspecto retocado inumado/desnudado. A designação de pediplano desnudado refere-se à remoção de coberturas superficiais preexistentes, enquanto o termo retocado indica fases sucessivas de erosão sem perder suas características de aplainamento. Essa característica proporciona o desenvolvimento de superfícies geomórficas em sistemas de planos inclinados a levemente côncavos e formações superficiais com indícios de sucessivos estágios de remobilização, além de perfis de intemperismo truncados (IBGE, 2009).

Dessa forma, os modelados da unidade Planalto dos Campos Gerais são descritas como relevos oriundos da dissecação tabular com feições rampas suavemente inclinadas e lombadas esculpidas em materiais inconsolidadas ou rocha sã, com evidente controle lito-estrutural. Sendo definidas por rede de drenagem de baixa densidade, apresentando encostas com baixa declividade e vales pouco profundo (COSTA; BUSS; ROSA, 2018). As observações em campo, apontam que as formações superficiais nessa unidade geomorfológica na VGUR são rasas, sendo por vezes mantidas apenas por rocha alterada ou rocha sã. Dados regionais da bacia do rio Uruguai indicam que os processos morfogenéticos predominantes a essas formações superficiais estariam vinculados a etchplanação dinâmica, onde os materiais evoluem por processos de transformação geoquímica, gerando cobertura de alteração

constituída por Latossolos e/ou couraças ferruginosas, com sucessivas fases de retomada de erosão mecânica e formação de depósitos de colúvio, colúvio-alúvio e alúvio (PAISANI et al., 2013, 2014, 2019; PONTELLI et al., 2015, 2016).

Entretanto, tanto as características morfográficas quanto de formações superficiais descritas para o Planalto dos Campos Gerais são genéricas para todo o planalto. No caso das formações superficiais, essas características são comuns em diversas unidades de relevo da VGUR, como discutido na parte V dessa tese e nos demais dados já levantados para a área (DOS SANTOS, 2022; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). Para as características morfométricas e morfogenéticas, no trecho mapeado como Planalto dos Campos Gerais, a dissecação é heterogênea, com alta declividade e alta densidade de drenagem não condizendo com a descrição do mapeamento do projeto regional. Entretanto, como o mapeamento do RADAM Brasil é de pequena escala (1:250.000), talvez essa característica esteja apenas associada a um limite impreciso dessa unidade, que não ocorre na VGUR.

No que se refere a unidade geomorfológica Planalto Dissecado do rio Uruguai, essa ocorre como decorrente da dissecação do Planalto dos Campos Gerais via erosão remontante pelo sistema de drenagem da bacia homônima. Tratam-se de relevos altamente dissecados, com coberturas superficiais de diferentes espessuras e encostas associadas a fatores de natureza lito-estrutural. Os vales são profundos, com meandros estruturais e rede de drenagem encaixada nas principais estruturas litológicas (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Em relação aos modelados dessa unidade, ocorrem relevos com dissecação homogênea aguçada (predominantes), seguidos por homogênea tabular e localmente homogênea convexa nos topos e interflúvios do sul do quadrante de estudo. Os modelados aguçados representam um conjunto de relevos de topos estreitos e alongados e a vales encaixados, esculpidas em rochas ígneas denotando controle estrutural. Já os modelados convexos também denotam controle estrutural, embora a dissecação está associada a sulcos e *hollows* de cabeceiras de drenagem. Portanto, encontram-se modelados de dissecação homogênea, quando a drenagem atua como principal agente erosivo sem estabelecer relação com a litoestrutura e modelados de dissecação diferencial, quando a drenagem segue preferencialmente as linhas de fraqueza evidenciando no relevo vales e sulcos estruturais (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

Assim, a forma do relevo predominante no Planalto Dissecado do rio Uruguai é dada por interflúvios estreitos, de topo plano ou levemente convexado, rompido por uma vertente de forte declive, caracterizando-se às vezes como escarpa. Essa vertente é interrompida ao longo do declive por degraus que configuram patamares estruturais. O conjunto de vertentes

dispõe relevos em colinas pouco alongadas e fortemente dissecadas, com aprofundamento entre os topos e vales na ordem de 190 a 260 metros.

De fato, os dados morfométricos derivados de MDE, como a Declividade e o Relevo Local (LR) indicam que a VGUR apresenta alto desnível altimétrico entre topos e fundos de vale: o RL varia de 54 a 226 metros indicando um expressivo gradiente topográfico, enquanto a declividade média obtida foi 18,6%. A classificação dos elementos *geomorphons*, por sua vez, evidencia a ocorrência de topos estreitos e alongados (cristas) e fundos de vale ora de morfologia plana, ora confinados (encaixados). Essa diferença morfológica dos vales, por sua vez, estaria associado às características da rede de drenagem.

A análise conjunta entre as variáveis morfométricas derivadas da rede drenagem e da altimetria indicam que o relevo da VGUR apresenta relação entre a dissecção fluvial e a topografia local, embora com eventual influência da estrutura litológica, como introduzido na seção III. Nesse sentido, a análise conjunta dos parâmetros morfométricos possibilita a discussão do equilíbrio da paisagem, tendo a erosão fluvial como mecanismo de dissecção, bem como seu estado de equilíbrio, que denota a evolução do relevo local.

#### 4.7.2 Índices morfométricos do sistema de drenagem de baixa ordem da VGUR: Bases para compreensão da dissecção do relevo e estágio evolutivo da paisagem

A análise estatística e espacial da integral hipsométrica obtida pelo índice RER indica que os valores mais baixos estão situados nas bacias de 1ª ordem que drenam, via de regra, planícies aluviais e divisores de drenagem, enquanto os valores mais altos são encontrados em bacias de baixa ordem próximos às cristas e ressaltos. Os valores próximos a 0 representam bacias de drenagem dissecadas de maneira uniforme, enquanto valores próximos a 1 indicam que a maior parte da topografia é alta em relação à média (KELLER; PINTER, 1996).

De maneira geral, foram identificadas bacias com dissecções homogêneas, com valores médios de RER de 0,54. Como a razão elevação relevo constitui-se de um índice que varia de 0 a 1, esses valores podem ser expressados em porcentagem, indicando o volume “original” da bacia de drenagem e correlacionado ao grau de evolução da paisagem (SINGH; SARANGI, 2008). Nos casos estudados, os valores do índice RER predominantes foram baixos a intermediários ( $\approx$ média de 54%), onde foram observadas bacias de drenagens com relevos imaturos ou em desequilíbrio com valores máximos de 85% em bacias de 1ª e 2ª ordem (média para o RER de 0,57 e 0,46, respectivamente) e ocasionalmente bacias com

relevos mais maduros (<32%) para bacias de 3ª e 4ª ordem, onde a dissecação é homogênea e a declividade é menos acentuada.

Por outro lado, a variação da média e mediana da integral hipsométrica não corresponde exatamente a variação da hierarquia fluvial, conforme testes de distribuição e teste não-paramétrico. A diferença da distribuição não é significativo entre as bacias de drenagens agrupadas por níveis hierárquicos. Nesse caso, a distribuição espacial apresenta maior coerência: as bacias ou trechos de bacias próximas a confluência com rio Uruguai apresentam valores mais baixos (dissecação mais homogênea), enquanto as bacias junto aos divisores de drenagem apresentam maiores valores para o RER, com topografia mais dissecada. Isso sugere que a denudação nas bacias próximos ao rio Uruguai estão mais adaptadas ao nível de base local.

Para os valores obtidos para o grau de equilíbrio dos perfis longitudinais (índice  $E_r$ ), os canais analisados estão em estados transicional. Determinados perfis são quase ou completamente lineares ( $H_{\max} = 0$ ), indicando que o gradiente dos canais é constante ao longo do perfil longitudinal. Além disso, alguns perfis são totalmente convexos (6%), preferencialmente próximos às cabeceiras dos canais. Esses valores extremos também indicam que os perfis longitudinais não estão em estado de equilíbrio.

Além disso, trechos de 3ª e 4ª ordem próximos ao rio Uruguai apresentam valores mais baixos para os índices  $H_{\max}$  e  $E_r$ . Desta forma, a partir da análise dos resultados, foi verificado que esses canais estão em desequilíbrio ao nível de base regional. Essa característica pode ser explicada pelas eventuais quedas do nível de base do rio Uruguai, acompanhadas de incisões de seus tributários de baixa ordem. As mudanças no nível de base do rio Uruguai promoveriam o rompimento do equilíbrio do sistema e promovendo a rápida incisão fluvial em canais de baixa ordem, seguida de desnudamento de encostas. Assim, segmentos a jusante dos canais de 4ª ordem apresentam vales menos dissecados, com gradientes de canal mais baixos.

Os relevos menos dissecados nas bacias de 4ª ordem refletem a sedimentação colúvio-aluvial nos fundos de vale. Nessas áreas, a sedimentação preencheu os vales mais rapidamente do que os canais erodiram seus leitos e margens. Evidências morfológicas, como rampas de colúvio, vales suspensos e leques são evidências empíricas de queda do nível de base, seguida por sedimentação (Fig. 4.15).

Os valores obtidos para a concavidade do canal ( $\theta$ ) dos rios de baixa ordem da VGUR, são inferiores do que comumente encontrados na literatura para áreas montanhosas e pequenas drenagens costeiras em ambientes tectonicamente ativos (KIRBY; WHIPPLE, 2001;

MONTGOMERY; GRAN, 2001; SKLAR; DIETRICH, 1998; SNYDER et al., 2000; TUCKER; WHIPPLE, 2002; WHIPPLE, 2004; WOBUS et al., 2006). No Planalto das Araucárias, a concavidade do canal varia de 0,34 a 1,2 (DE SORDI; PAISANI; PEREIRA, 2021; LIMA, 2014; LIMA; FLORES, 2017). Além disso, os índices de concavidade em canais em estado de equilíbrio ou quase-equilíbrio devem estar em uma faixa relativamente restrita ( $\theta \approx 0,4 - 0,6$ ). Portanto, os valores médios para VGUR são menores do que os valores sugeridos para estado de equilíbrio. Assim, entendemos isso como o primeiro indicativo do estado transicional de equilíbrio da paisagem.

Os valores obtidos para o  $k_{s(n)}$  reforçaram a hipótese de diferença existentes entre os canais fluviais em seus respectivos níveis hierárquicos, conforme já observados para os índices RER e LR. Os valores de  $k_{s(n)}$  são mais baixos para canais de 4ª ordem e mais altos para canais de 1ª ordem, ou seja, observa-se a diminuição do gradiente como resultado do aumento da área drenada correlacionando com a lei de Flint (FLINT, 1974). Além dessa diferença entre os níveis fluviais, mudanças no índice de inclinação do canal e no grau de equilíbrio dos perfis longitudinais são observadas para o mesmo canal e essas variações mostraram a segmentação dos perfis longitudinais: próximo à confluência do rio Uruguai, os valores são altos para  $H_{max}$  e baixos para  $k_{s(n)}$ , em sua maioria ajustados ao nível de base regional. Perto das divisores, os valores de  $H_{max}$  são mais altos, enquanto os e  $k_{s(n)}$  podem ser tanto alto quanto baixo.

As diferenças obtidas pelos índices morfométricos lineares e zonais indicam um processo de denudação heterogênea tanto com base na hierarquia fluvial quanto posição na paisagem: canais de baixa ordem estão confinados em seus vales, com altos valores de  $k_{s(n)}$  e vertentes altamente dissecadas, conforme observado para o índice LR. Os canais de maior ordem apresentam declives mais suaves e vales menos dissecados. No entanto, a posição em relação ao sistema de drenagem também é uma condição importante para a dissecação do relevo: quanto mais próximo do nível de base regional, mais próximos os canais estão de um estado de equilíbrio, independente da hierarquia fluvial. A montante, nas cristas e ressaltos, os canais encontram-se desajustados ao sistema fluvial.

Variações em  $k_{s(n)}$  podem ocorrer devido à variabilidade dos processos de incisão fluvial no leito do rio seguindo as propriedades do substrato rochoso (DUVALL; KIRBY; BURBANK, 2004; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013) Nas bacias de drenagem situados em substrato vulcânico dos Planaltos Subtropicais com Araucárias, a abrasão e o arranque são processos dominantes na evolução dos rios de leitos rochosos e a diferença lito-estrutural



promovem diferenças na erosão fluvial (LIMA, 2014; LIMA; BINDA, 2013, 2015; LIMA et al., 2012).

No entanto, o Grupo Serra Geral apresenta uma ampla variabilidade de litofácies que controlam os processos erosivos, de acordo com as zonas morfológicas dos derrames: nas fácies vesiculares e amigdalóide, a abrasão e a cavitação promovem a formação de *potholes* e trechos de baixa declividade (*Low slope zone* - LZ). Além disso, o arranque é limitado a rochas com fraturas colunares e podem estar ou não associado *potholes* e/ou knickzones (KZ) e knickpoints (KP) (FLORES; LIMA; OLIVEIRA, 2017; LIMA, 2012, 2014; LIMA; BINDA, 2013, 2015; LIMA; FLORES, 2017) embora cada zona morfológica possa ser composta por múltiplas litofácies dos derrames vulcânicos.

Dado que na VGUR, duas associações de fácies podem ser encontradas no substrato local: 1) *rubbly pahoehoe* e 2) *pahoehoe* tabular simples. Os derrames *rubbly pahoehoe* apresentam feições vulcânicas-sedimentares na crosta superior e rochas com estruturas vesicular-amígdaloide nas fácies superiores e inferiores, além de núcleos maciços. Por outro lado, no *pahoehoe* tabular simples, as fácies vesículo-amígdalóides estão presentes nas fácies superior e inferior, com núcleos fraturados ou colunares. Portanto, altos valores de  $k_{s(n)}$  podem ser encontrados nos contatos entre os derrames com diferentes morfologias, independentemente da hierarquia do rio. Desta forma, vários *potholes* foram verificados em campo (Fig. 4.20a, b), comumente associados a níveis vesiculares. Explicando assim, o baixo gradiente nesses trechos.

Além disso, os resultados dos índices de dissecação do relevo e índices morfométricos estão intimamente relacionados. Diversos estudos relataram correlação positiva entre  $k_{s(n)}$  e RL, e isso, por sua vez, é um reflexo de uma correlação positiva entre as taxas de erosão e as taxas de incisão (CALEGARI et al., 2021; DIBIASE et al., 2010; PORTENGA; BIERMAN, 2011). Nos casos estudados, embora a correlação tenha sido positiva (Fig. 4.21), o coeficiente de determinação entre o relevo local e  $k_{s(n)}$  foi baixo ( $r^2$  ajustado = 0,2148) e o modelo não atendeu aos pressupostos da regressão linear.

A baixa correlação entre RL e  $k_{s(n)}$  está de acordo com o alto número de *outliers* observados para  $k_{s(n)}$  e distribuição não normal nos valores de  $k_{s(n)}$  e RL. Os dados obtidos revelaram que os maiores valores de  $k_{s(n)}$  estão associados a *knickpoints* (KP) e *kinckzones* (KZ), independentemente da hierarquia do rio ou trecho do canal (a jusante ou a montante), conforme discutido anteriormente.

Figura 4.20 - Exemplos de *potholes* encontrados na área de estudo. *Potholes* em basalto maciço/fraturado (a) e basalto vesicular (b). Knickzones em crosta superior maciça/vesicular (c) e basalto colunar (d). Basaltos fraturados, concordantes com direções regionais de eventos tectônicos na bacia do Alto Uruguai: 1 - N60E, 2 - NS e 3 - 330°-340° (e). Além disso, fraturas nas direções: 1 - NW, 2 - 300° e 3 - 65° (f).

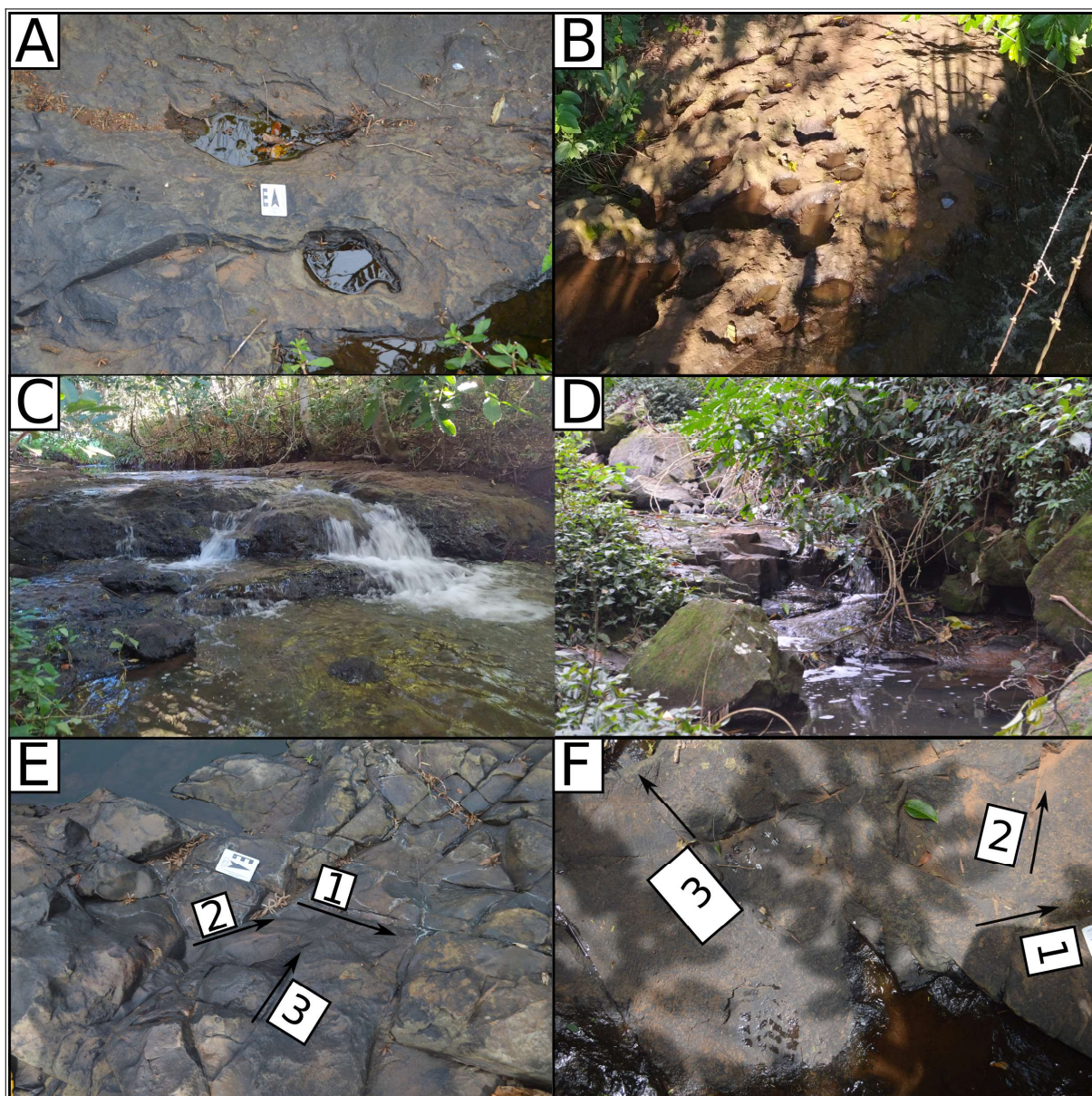
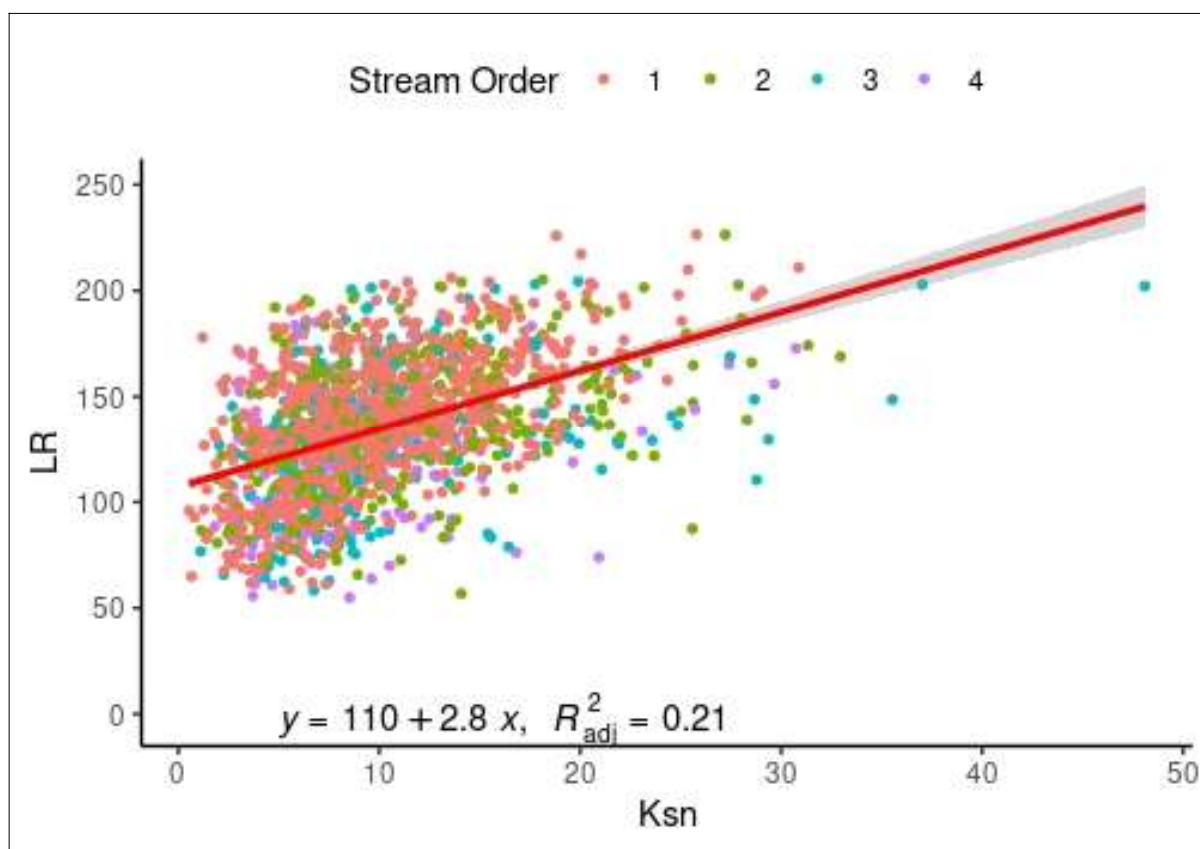


Figura 4.21 - Relação RL e  $k_{s(n)}$  para todos os canais plotados juntos. Observe a ampla dispersão de RL e  $k_{s(n)}$  para todos os canais, independente no nível hierárquico



Portanto, os índices zonais e lineares definem diferentes estágios de evolução do relevo: áreas de alta dissecação apresentam maiores valores de  $k_{s(n)}$  e menores valores para o índice  $Er$  e  $H_{max}$ , enquanto os relevos menos dissecados com áreas aproximadamente planas e lisas são caracterizadas por valores de  $k_{s(n)}$  mais baixos e maiores  $Er$  e  $H_{max}$ . Esse fato configura um contraste na dissecação de relevo e indica que o *stream-power* é um importante controlador da incisão fluvial do VGUR, embora os aspectos litoestruturais condicionem perturbações nos perfis longitudinais que podem criar níveis locais de base e controlar a denudação das encostas.

Além disso, essas características apontam que o relevo e a rede de drenagem VGUR estão em dinâmica transitória, provavelmente causado por dois aspectos locais: 1) diferenças litoestruturais e 2) desequilíbrio com seu nível de base. Supostamente, esses desajustes estariam ligados a uma queda do nível de base do rio Uruguai e esses aspectos serão discutidos a seguir.

O segundo indicador da dinâmica transiente e recorrência da incisão fluvial no VGUR é a alta densidade de *knickzones* (KZ) e *knickpoints* (KP). A extração automática de

knickpoints permitiu identificar, pelo menos, 209 anomalias de drenagem. Esta geometria anômala é comumente encontrada na transição das cabeceiras e próximo à confluência com o rio Uruguai. Além disso, há também uma concentração de knickpoints e/ou knickzones nos canais de primeira ordem. Esses canais estão erodindo ativamente seus leitos e tendem a formar essas feições em áreas com diferenças litológicas. Portanto, nem todas as anomalias (KP ou KZ) representariam geometrias de origem tectônica.

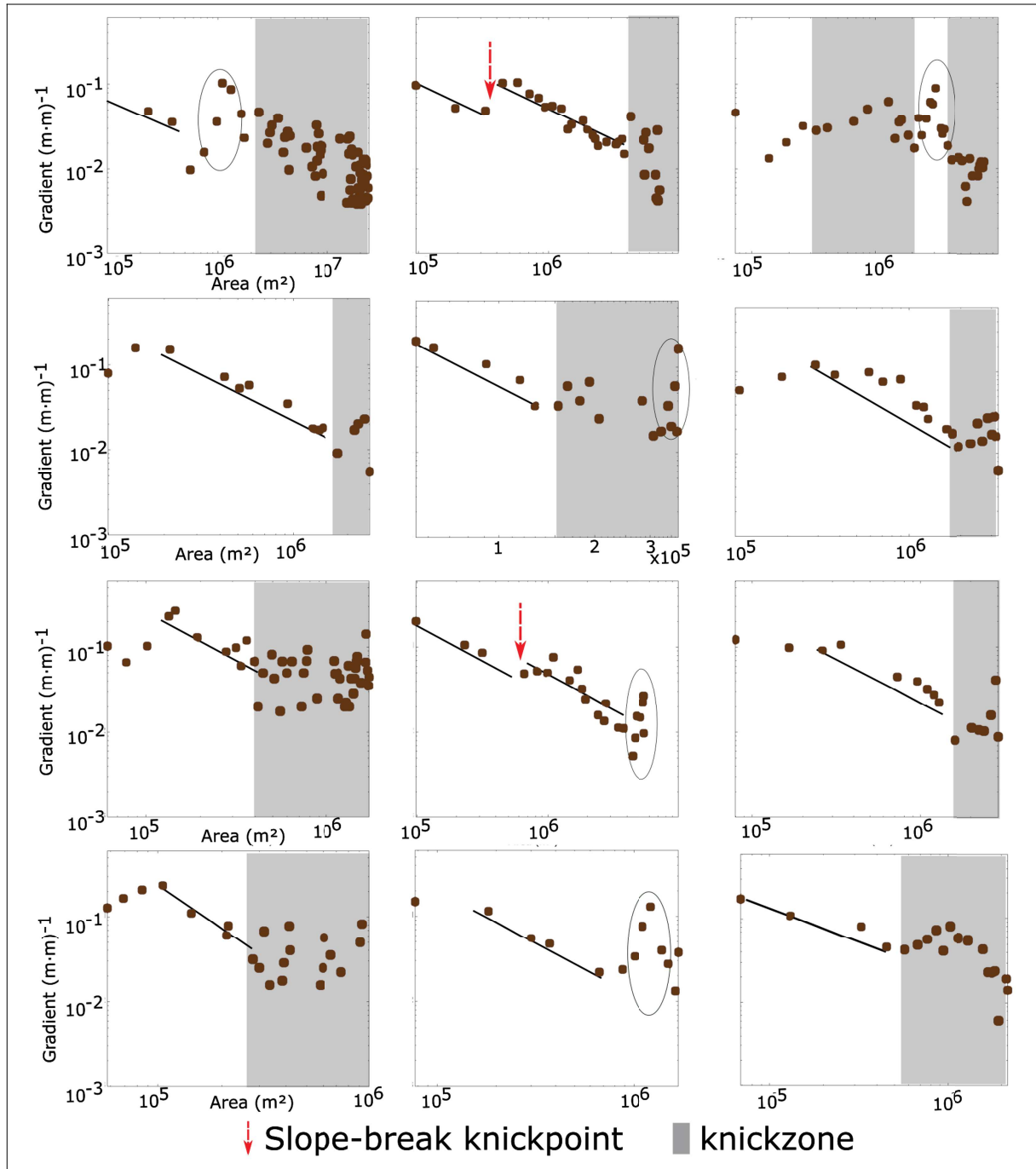
Com base na análise de perfis longitudinais e diagramas *slope-área* em alguns desses perfis (Fig. 4.22), pode-se verificar três tipos de geometrias para as anomalias dos perfis longitudinais: 1) *knickzones* (KZ); 2) *knickpoints* com ruptura de declive (*slope-break*) e 3) KP de degrau vertical. As *knickzones* são as anomalias mais comuns na geometria dos perfis longitudinais. Associamos KP a diferenças locais nas propriedades litológicas do leito do rio, especialmente o contacto entre derrames (Fig. 4.20c, d). Rupturas de declive (KP) e degraus verticais (KP) são frequentes, mas não foram encontradas estruturas geológicas locais associadas a essas anomalias. Esses dois grupos de anomalias podem ser induzidos pela queda e/ou elevação do nível de base.

Estudos regionais já apontaram a importância da incisão fluvial e dos eventos morfotectônicos para a evolução do relevo das cabeceiras do rio Uruguai entre o Cretáceo Superior e ao longo do Cenozoico (SALAMUNI et al., 2021; SANTOS et al., 2019). Nestas áreas, regime tectônico atual (Pleistoceno-Holoceno) exibem tensões compressivas  $\sigma_1$  orientadas aproximadamente WNW-ESE e  $\sigma_3$  NNE-SSW (SALAMUNI et al., 2021) e falhas transcorrentes e transtensionais com  $\sigma_1$  E-W e  $\sigma_3$  N-S (SALAMUNI et al., 2021; SANTOS et al., 2019). Esses eventos promoveram a reorganização da rede de drenagem, associada ao soerguimento e subsidência de blocos em bacias de baixa ordem. No VGUR, essas direções (Fig. 4.20e, f) podem ser encontradas em fraturas nos leitos dos canais e podem ser associadas a eventos tectônicos registrados no vale do Uruguai em escala local.

Em escala regional e local, os regimes tectônicos no vale do rio Uruguai podem se manifestar como flexões monoclinais, dobras de arrasto e rampas de revezamento associadas a falhas normais e falhas de transferência ou sistemas de falhas transcorrentes (BERGMANN; PROVENZANO, 2014; DIAS; PARISI, 2007). Estas feições podem induzir a incisão fluvial e a reorganização da rede de drenagem.



Figura 4.22 - modelos de *slope-area* de alguns perfis longitudinais em VGUR.



O terceiro indicador de dinâmica transitória no VGUR refere-se às taxas de soerguimento. Regionalmente, uma elevação diferencial por ajuste isostático ou dinâmica do manto profundo foi sugerida por Bertolini; Deororo; Zambot (2021) para tributários de alta ordem do flanco direito do rio Uruguai, com base em índices morfométricos e análise de superfícies isóbaras. Além disso, um bloco com falha descendente no rio Uruguai a jusante da VGUR causou uma diferença de 200 m entre o flanco direito e o flanco esquerdo do rio Uruguai (PINTO; HARTMANN, 2011) e promoveu vários blocos basculados, limitados pelos

lineamentos 330-340 e 340-NS (ROSENSTENGEL; HARTMANN, 2012) associado a eventos tectônicos paleogênicos. A principal evidência qualitativa de forças tectônicas locais é a zona de falha no leito do rio Uruguai na cachoeira Yucumã, descrita como uma falha ativa (BERGMANN; PROVENZANO, 2014) (BERGMANN; PROVENZANO, 2014). Em resumo, todos os três principais indicadores de SSE definidos por Lague (2013): 1) um perfil côncavo suave com  $\theta$  próximo a 0,5; 2) ausência de *knickpoints* e 3) Taxa de soerguimento constante estão ausentes na VGUR.

#### 4.7.3 Análise do relevo da Volta Grande do alto rio Uruguai

Com base na análise conjunta dos elementos de relevo mapeados de forma automática (*geomorphons*) e os parâmetros básicos do relevo (declividade e hipsometria), foi verificado que a paisagem da Volta Grande apresenta relevos fortemente dissecados, com encostas de alta declividade distribuídas em patamares escalonados. Quando os elementos *geomorphons* são analisados com os resultados obtidos na análise morfométrica das bacias e da rede de drenagem, deduz-se que a paisagem da VGUR exhibe formas de relevo como cristas, ressaltos e vertentes ajustadas ao estado de equilíbrio transitório da paisagem.

Embora a VGUR esteja inserida em um contexto de paisagem de fundo de vale, a evolução do relevo aparenta estar associado aos processos erosivos (predominantes) e deposicionais (associados). De fato, A VGUR apresenta rios de leito rochoso como predominantes. Em rios de leito rochoso, prevalecem processos limitados por desprendimento, enquanto que em rios aluviais e colúvio-aluviais os processos são limitados por transporte (HOWARD, 1994). Portanto, entende-se que os processos de erosão fluvial predominam sobre os deposicionais. Nesse sentido, os processos de erosão/incisão fluvial e erosão/degradação das encostas parecem comandar a evolução geomorfológica local. Entretanto, é possível levantar a hipótese de que os processos evolutivos estão associados a uma lógica de processo resposta:

Mudança no nível de base regional → incisão fluvial → ruptura no equilíbrio dinâmico das encostas → erosão/degradação das encostas → sedimentação nas encostas e fundos de vale → ajuste fluvial no canal de drenagem frente ao novo aporte de sedimentos → mudança no nível de base frente ao ajuste fluvial → retomada dos processos erosivos nas encostas.



A ocorrência restrita de terraços fluviais na VGUR pode ser um indicativo de que a incisão fluvial é recente e que o sistema fluvial ainda está em ajuste ao novo nível de base. Os terraços identificados até então são recentes e os mais antigos datam o EIM 2 tanto na VGUR (DOS SANTOS, 2022; SANTOS, 2018) quanto no médio Uruguai (MILDER, 2000; VIDAL, 2019). Nesse sentido, restam dúvidas quanto a cronologia da incisão fluvial e degradação das encostas. Embora os dados sedimentares levantados anteriormente em outros trabalhos indicam idades “jovens”, a incisão e degradação pode ser mais antiga e o volume de sedimentos ter sido removido constantemente ao longo de milhares de anos. Os dados regionais (e.g.: FETT JÚNIOR, 2011; OLIVEIRA et al., 2008) parecem corroborar com essa hipótese.

Mudanças no gradiente dos canais são mais evidentes em trechos a jusante de grandes bacias hidrográficas exorreicas em resposta a mudanças no nível do mar. De fato mudanças críticas foram observadas no nível do mar entre o Último interglacial ao Holoceno, incluindo uma transgressão de até  $\approx 105$  m ao longo do Último Máximo Glacial e que teve um papel significativo na modificação do paleovale do Rio da Prata (GOWAN et al., 2021; GUILDERTSON et al., 2000; PRIETO et al., 2017; VIOLANTE; PARKER, 2004). Essas variações no rio da Prata causaram mudanças significativas no nível de base regional do rio Uruguai e acentuaram a incisão fluvial.

No entanto, a incisão promovida pelas mudanças do nível do mar pode estar restrita aos trechos do Médio e Baixo Uruguai. Além disso, terraços descontínuos datados do final do Último Estágio Interglacial (UEI) e do Último Período Glacial (UPG) foram mapeados no médio rio Uruguai. Os terraços mais antigos estão associados à Fm El Palmar/Salto (EIM 5e), Fm Arroyo Feliciano (EIM 3) e na transição Pleistoceno-Holoceno. Alguns desses terraços são cobertos por depósitos de coluviais (IRIONDO; KRÖHLING, 2008). Esses registros indicam: 1) modificações fluviais ligadas a ajustes paleo-hidrológicos devido a mudanças climáticas durante a UPG; 2) fases de agradações seguidas de incisão fluvial e 3) mudanças regionais e locais do nível de base seguidas de erosão generalizada de encostas, gerando depósitos de colúvios.

No alto rio Uruguai, registros regionais de ocorrência de terraços e depósitos aluviais erodidos indicam uma rápida taxa de incisão no rio Uruguai ao longo do Quaternário Superior, especialmente durante a transição Pleistoceno Holoceno e ao longo do Holoceno (SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). *Proxies* paleoambientais regionais e datação de sedimentos siliciclásticos e paleossolos enterrados sugerem uma grande variabilidade de

mudanças hidrológicas nos divisores da Bacia do Alto Uruguai ao longo do Quaternário Superior (44,86 ~ 2,60 mil anos AP), com fases de denudação de encostas e períodos de incisão e agregação em vales de baixa ordem (PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2014, 2019; PEREIRA; PAISANI; PAISANI, 2020) Esses processos podem estar associados a mudanças no volume de precipitação e descarga na bacia do Prata para esses períodos (HÖPPNER et al., 2021).

Portanto, se esses eventos foram crono-correlatos para todos os trechos do rio Uruguai, eles podem ter promovido uma erosão generalizada das encostas e o preenchimento de fundos de vale de baixa ordem após MIS 5 e/ou Holoceno Inferior em VGUR. Para as áreas de planaltos do sul do Brasil, os terraços mais antigos datam de 90.000 anos a leste da bacia do rio Uruguai (OLIVEIRA et al., 2008) e 70.000 anos ao sul da bacia do rio Uruguai (FETT JÚNIOR, 2011) como uma assinatura regional de incisão fluvial durante o Último Período Glacial.

#### 4.8 CONCLUSÕES PARCIAIS E RECOMENDAÇÕES

A VGUR é caracterizada por apresentar relevos fortemente dissecados com alta amplitude hipsométrica, cristas aguçadas e encostas com alta declividade conectadas a fundos de vale encaixados e ocasionalmente fundos de vale plano. O padrão de drenagem e as características sedimentares dos canais (rios de leito misto ou rochoso, com planícies aluviais descontínuas) são indicativos da predominância dos processos de erosão e transporte sobre os deposicionais, indicando que a paisagem não encontra-se em equilíbrio.

De fato, a partir da análise dos índices morfométricos aplicados às bacias de drenagem e aos perfis longitudinais dos canais de baixa ordem, foi inferido que a paisagem encontra-se em estado transitório de equilíbrio, vinculado a ciclos de mudanças de nível de base, seguida por incisão fluvial e erosão das encostas. Por outro lado, como a erosão/degradação aparenta ser um processo predominante, é possível que esse evento tenha "apagado" parcialmente o registro estratigráfico local, o que dificulta à interpretação dos processos geomórficos de evolução da paisagem, sobretudo nos fundos de vale de baixa ordem. Por outro lado, ocasionalmente são encontrados fundos de vale de 4ª ordem com fundo plano, com depósitos sedimentares espessos (> 4 metros), com alto potencial estratigráfico. Esses fundos de vale estão sendo estudados por Dos Santos (2022).

Os processos associados à esculturação das encostas (unidade de relevo predominante na VGUR) parece estar associado às mudanças de nível de base do rio Uruguai e seus tributários de baixa ordem. A hipótese central é que esses processos estão vinculados aos eventos de pedogênese regressiva/morfogênese e pedogênese progressiva do UEI e UPG. Portanto, estabelecer a gênese, evolução e cronologia dos processos das encostas é fundamental para determinar também a gênese, evolução e cronologia das formas de relevo da VGUR. Essas informações também são bases para a compreensão da dinâmica paleohidrológica da VGUR, bem como os processos de formação dos sítios arqueológicos.

## 5 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DAS ENCOSTAS DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI, SUL DO BRASIL

### 5.1 INTRODUÇÃO

*Formações superficiais* refere-se a um termo genérico utilizado para classificar materiais inconsolidados que recobrem o substrato rochoso, proveniente da alteração *in situ* das rochas ou materiais originados da erosão, transporte e deposição de diferentes ambientes de sedimentação (DEWOLF, 1983; QUEIROZ NETO, 2001). Nos estudos de Geomorfologia do Quaternário, esse termo vem sendo utilizado como sinônimo de *sedimentos pós-cretácico*, *sedimentos neo-cenozoicos*, *depósitos superficiais de material inconsolidado ou cobertura superficial* (AB'SABER, 1969; CARVALHO; ROTTA, 1974).

Embora *formações superficiais* seja um termo genérico, sua descrição e análise de forma sistemática foi aplicada em diferentes contextos de paisagens visando compreender os processos genéticos (pedogenético ou morfogenético), seu contexto sedimentar e paleo-ambiental originário. Dessa forma, foram reconhecidas formações superficiais colúviais, colúvio-aluviais, aluviais e eluviais em diferentes compartimentos de paisagens no Brasil (AB'SABER, 1969; AB'SABER et al., 1978; BIFFI; PAISANI, 2021; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016; CAMARGO FILHO et al., 2016; CAMARGO FILHO; BERTOTTI; KATAOKA, 2011; CARVALHO; ROTTA, 1974; DE MELO; COIMBRA; CUCHIERATO, 2001, 2001; DE MELO et al., 1997, 1997, 2003; DE MELO; CUCHIERATO, 2004; DE OLIVEIRA; DE LIMA, 2004; FERREIRA; OLIVEIRA, 2006; GASPARETTO, 1999; GUERRA; PAISANI, 2012; HIRUMA; MODENESI-GAUTTIERI; RICCOMINI, 2013; MEIS; MOURA, 1984; MEIS; MOURA; SILVA, 1981; MELO et al., 2003; MODENESI; TOLEDO, 1993; MODENESI-GAUTTIERI; AB'SABER, 1984; MODENESI-GAUTTIERI; DE TOLEDO, 1996; MORAES et al., 1991; MOURA; MEIS, 2018; OLIVEIRA et al., 2008, 2001; PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2013, 2014, 2019; PEREIRA, 1999; SILVA; MEIS, 1968; SIMÕES et al., 2016; SUGUIO; BARCELOS; MONIZ, 1976) que balizaram os estudos de Geomorfologia do Quaternário no Brasil.

Nas últimas décadas, a identificação, descrição, análise e cartografia das formações superficiais permitiu estabelecer sucessões de materiais geneticamente distintos, constituindo

coberturas superficiais poligenéticas e que possibilitam a reconstrução morfoestratigráfica e paleoambiental das paisagens Quaternárias. Nas áreas Planálticas do sul do Brasil, as formações superficiais Quaternárias remetem aos processos morfogenéticos e pedogenéticos dos últimos milhares de anos ( $\approx 130$  mil anos – EIM 5 a 1) e, em sua maioria, estão em consonância com as mudanças paleoclimáticas globais e hemisféricas (BIFFI; PAISANI, 2021; CAMARGO FILHO et al., 2016; CAMARGO FILHO; BERTOTTI; KATAOKA, 2011; DE MELO et al., 2003; DE OLIVEIRA; DE LIMA, 2004; FERREIRA; OLIVEIRA, 2006; MELO et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2008, 2001; PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2013, 2014, 2019; PEREIRA; PAISANI, 2020).

No âmbito da arqueologia, a descrição dos materiais inconsolidados que constituem sítios arqueológicos enterrados utiliza-se dos princípios da estratigrafia (ANGELUCCI, 2002, 2003; BROWN, 1997; BUTZER, 1982; GARRISON, 2016; GOLDBERG et al., 2022; RAPP et al., 2006; STERN, 2008). Mais recentemente, com os avanços nos estudos de Geoarqueologia, o estudo sistemático das formações superficiais foram adotados em diferentes contextos estratigráficos e de paisagem, visando compreender os processos de formação dos sítios arqueológicos, as transformações pós-deposicionais, o cenário paleoambiental e as cronologias associadas (ARAUJO; PILÓ, 2017, 2017; ARAUJO et al., 2008, 2013; PAVEI et al., 2022; VIDAL, 2019; VILLAGRAN et al., 2011; VILLAGRAN; GIANNINI, 2014; WAGNER, 2009).

Na Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR), o levantamento sistemático das formações superficiais foi iniciado por Santos (2018). A análise de sequências estratigráficas em diferentes setores do vale do rio Uruguai permitiu o reconhecimento de formações superficiais poligenéticas, marcadas por fases de erosão/sedimentação nos últimos  $\approx 12.000$  anos. Com base nesse levantamento, foi possível a proposição de um modelo evolutivo diacrônico para parte da VGUR, contemplando as áreas dos sítios arqueológicos ACH-SC-LP-07, RS-URG-01 e RS-Ilha Redonda. Entretanto, restam dúvidas da abrangência espacial e temporal, bem como da magnitude dos fenômenos de pedogênese e morfogênese registrados para toda VGUR. É nesse contexto que se insere essa parte da tese, que visa: 1) Identificar, descrever e analisar as formações superficiais das encostas da área da Volta Grande; 2) Correlacionar com as formações superficiais já descritas para a Volta Grande e 3) Correlacionar com os processos paleoclimáticos locais e regionais, visando aprofundar o modelo evolutivo da paisagem geomorfológica e nos processos de formação dos sítios arqueológicos da região da Foz do Chapecó.

## 5.2 AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DA BACIA DO RIO URUGUAI: CONTEXTO REGIONAL

As formações superficiais Quaternárias descritas na bacia do alto rio Uruguai constituem de depósitos de colúvio, colúvio alúvio, alúvios e paleossolos, situados em paleo-cabeceiras de drenagem, rampas de colúvio, paleocanais e terraços colúvio-aluviais (PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020; PAISANI et al., 2013, 2014, 2019; PEREIRA; PAISANI, 2020), além de depósitos lacustres e turfeiras (EIDT, 2019; GADENS-MARCON et al., 2014; GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020).

Nos divisores regionais da bacia do alto rio Uruguai, incluindo a Superfície de Cimeira de Palmas/Caçador e Superfície de Cimeira de Vacaria (BIFFI; PAISANI, 2018), bem como nas superfícies interplanálticas (PAISANI; PONTELLI; ANDRES, 2008) foram descritas formações superficiais Quaternárias *in situ*, como solos ferralíticos poligenéticos, com cronologia inferida como  $\approx$  500 mil anos AP (Chibaniano – Pleistoceno Médio). Esses solos foram truncados ao longo do Quaternário e constituem-se como paleossolos relictuais fossilizados na paisagem (PAISANI et al., 2013).

Formações superficiais alóctones foram descritas na Superfície de Cimeira de Palmas/Caçador. Depósitos de colúvio, colúvio-alúvio, alúvios e paleossolos acumulativos em contexto de cabeceiras de drenagem fossilizadas, rampas de colúvio e paleocanais, que remetem a processos de pedogênese regressiva e progressiva registradas entre  $>$  44.000 e 500 anos A.P., hoje materializados como pedocomplexos ou paleossolos compostos (PAISANI et al., 2014, 2019).

As formações superficiais alóctones descritas na Superfície de Palmas/Caçador são evidências regionais das respostas geomorfológicas frente as mudanças paleoclimáticas registradas no Quaternário Superior da bacia do alto rio Uruguai. Nos Estágios Isotópicos Marinheiros (EIM) 3 a 1, os fundos de vale de bacias de ordem inferior a 4 foram abandonados, enquanto vales de alta ordem ( $\geq 4^{\text{a}}$  ordem hierárquica) permaneceram ativos durante este período, embora as encostas registrassem erosão/sedimentação, sugerindo um período mais seco para esse período nessas unidades de relevo (PAISANI et al., 2014). De fato, dados cronológicos, isotópicos, fitolíticos e físico-químicos evidenciam períodos mais seco ao longo do MIS 2, com destaque para oscilações no UMG, transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno Inferior e Médio (PAISANI et al., 2019).



No Planalto do rio Canoas-SC (SORDI; SALGADO; PAISANI, 2016) também foram descritas paleo-cabeceiras de drenagem fossilizadas na paisagem, desconectadas do atual sistema de drenagem do rio Canoas, tributário da margem direita do rio Uruguai. Com base na análise do registro estratigráfico, estima-se que a cabeceira esteve ativa durante o EIM 3, conectada com a rede de drenagem por fluxos hipodérmicos e a pedogênese progressiva promoveu o desenvolvimento de solos hidromórficos. No EIM 2 e Holoceno, registra-se o abandono e colmatação da cabeceira de drenagem e os solos hidromórficos foram enterrados por depósitos de colúvio ( $\approx 33.000$  a  $22.000$  anos AP), embora se reconheça um hiato entre  $\approx 18.000$  e  $2.000$  anos AP. (PAGOTTO; PAISANI; SORDI, 2020). Canais de baixa ordem colmatados também são identificados na Superfície de Cimeira de Vacaria, evidenciando fenômenos de morfogenese entre  $\approx 19.000$  e  $4.000$  anos AP (PEREIRA; PAISANI, 2020) e a oeste do Platô de São Joaquim (SALAMUNI et al., 2021).

Porém, os registros estratigráficos Quaternários mais antigos da bacia do rio Uruguai são representados pelas unidades *Ferricostra* e *San Salvador* (IRIONDO; KRÖHLING, 2008). No Brasil, essa unidade ocorre na Região Geomorfológica Planalto das Missões. As principais feições dessa unidade em território brasileiro são as crostas ferruginosas encontradas em território sul riograndense, nos municípios de São Borja, Santo Antônio das Missões e Encruzilhada, cujas idades foram estimadas como Pleistoceno Inferior (IRIONDO; KRÖHLING, 2008). Outras unidades, como as formações do Grupo Punta Gorda, incluindo as formações *Puerto Alvear*, *Lá Juanita*, *Itapetí* e *Hernadarias*, cuja cronologia remete ao Pleistoceno Inferior ( $> 744.000$  anos) são restritas aos territórios da Argentina e Uruguai.

A ausência de depósitos sedimentares mais antigos que  $\sim 250$  mil anos indica um período de intensa erosão para o Pleistoceno Médio (IRIONDO; KRÖHLING, 2008). Assim, as unidades *El Palmar* e *Salto* representam as unidades mais antigas do Pleistoceno Superior e constituem níveis de terraço alto que ocorre tanto no rio Uruguai quanto no rio Chapecó, porém com ocorrência restrita no Brasil à região de Chapecó (SC) e São Borja (RS). Datações absolutas (TL) indicam idades de  $80.670 \pm 13.420$  anos AP (Região de Federación, Argentina) e  $88.370 \pm 35.680$  anos AP em Salto, Uruguai (IRIONDO; KRÖHLING, 2008; KROHLING, 2009, p. 200, 2009) enquanto as cronologias para LOE sugerem idades mais antigas, sendo em torno de  $184.491 \pm 13.946$  anos AP (RAMOS; BREA; KRÖHLING, 2017) correspondendo as idades de deposição da unidade entre o MIS 7 e MIS 5.

A Fm *Salto*, embora de idade mais antiga em sua sequência inferior, foi inicialmente considerada como sendo do Pleistoceno Superior (IRIONDO; KRÖHLING, 2008). Por outro lado, datações absolutas indicam que essa sequência teria sido depositada durante o

Pleistoceno Inferior (TL  $866.000 \pm 100.000$   $830.000 \pm 95.000$  anos AP – ver (VEROSLAVSKY; UBILLA, 2007). Além disso, essa unidade teria sido influenciado deformações de natureza tectônica. Portanto, embora a *Fm Salto* não ocorra em território brasileiro, sendo restrita ao trecho do médio rio Uruguai, ela representa um importante momento deposicional para o rio Uruguai. Sobre a formação *El Palmar*, foi mapeado uma unidade de origem coluvial (*El Coluvio de Fedración*), cujas datações TL remetem a  $46.030 \pm 4.840$  anos AP.

Ainda em relação ao Pleistoceno Superior, foi identificado uma Unidade Estratigráfica nos vales dos afluentes dos rios Paraná e Uruguai nomeada de *Formación Arroyo Feliciano*. Essa unidade constitui depósitos de paleocanais colmatados, cujos paleo-vales apresentam ordem de grandeza de duas a quatro vezes quando comparado aos vales atuais ( $\approx 150$  a  $300$ m), com cinturões de meandros de  $300$  a  $500$  m de raio. Sobre esses sedimentos, se desenvolveu um nível de paleossolo. Dessa forma, essa unidade provavelmente se desenvolveu sob um clima úmido sem estação seca, provavelmente no MIS 3, entre  $60.000$  e  $36.000$  anos AP (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Sobre a Formação *Arroyo Feliciano*, encontram-se os depósitos eólicos nomeados como *Formación Oberá*. Essa unidade foi interpretada como “*Loess tropical*”, por apresentar em sua constituição sedimentos de origem fina (franco argiloso), friável e com elevada porosidade, que comumente recobrem linhas de pedras em divisores hidrográficos. Esse fato talvez seja o principal elemento para a hipótese de origem eólica para esse sedimento, (IRIONDO; KRÖHLING, 2008) embora tenha sido contestada por outros autores como sendo produto de depósitos de encostas (colúvios) (MORRÁS et al., 2009).

Independente da gênese da formação *Oberá*, as idades obtidas para essa unidade remete a  $18.560 \pm 1.340$  anos AP para a sequência basal e  $3.740 \pm 150$  anos AP. No Alto Uruguai, essa unidade teria sido identificada na bacia do rio Canoas, em São Cristóvão do Sul e Santa Cecília, enquanto no vale do rio do Peixe (SC) ocorreria em Videira e Tangara. Em outras áreas de SC, como Guarujá do Sul, Mondaí, São Carlos e Chapecó, foi sugerida de maneira descontínua (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

No RS, a *Fm Oberá* estaria presente em Tenente Portela e em Goio-ên, próximo a confluência do rio Passo fundo com o rio Uruguai. Na bacia do rio Icamaguã, afluente da margem esquerda do rio Uruguai, ocorrem os depósitos da Formação *Oberá* recobrimo um terraço alto, próximo a Santa Rosa. Ocorre também nas regiões de Santo Antônio das Missões, São José, São Borja, São Luiz Gonzaga, Passo fundo, Ijuí, Carazinho, Cruz Alta, Júlio de Castilhos, Manuel Viana, e Encruzilhada. No extremo sudoeste do RS, entre Alegrete

e Uruguaiana, a Fm *Oberá* é recoberta por depósitos colúviais. Ocorre também de maneira esparsa em Rosário do Sul até a região de Santana do Livramento, onde desaparece gradualmente (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

A Fm *Las Arenas*, restrita ao Uruguai, compreende um depósito inconsolidado associado as formações *Oberá* e *Yapeyú*, essas ocorrendo na Argentina. Ocorre em discordância erosiva com a Fm. *Oberá*. No geral, o corpo sedimentar é semelhante, embora apresente materiais mais grosseiros na matriz e cascalho na base da sequência, sendo essa última litofácies característica da Fm. *Yapeyú* (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

A Fm *Yapeyú* corresponde a uma unidade colúvial que ocorre associada a Fm. *Oberá*. Os materiais foram remobilizados da Fm. *Oberá* e, portanto, ocorrem sobrepostos a estes. No Brasil, ocorre na região do médio Uruguai e no vale do rio Ijuí e seus afluentes, com uma fácil de conglomerados na base, recoberto por sedimentos colúviais do tipo “fluxo de lama”. Na Argentina, ocorre recobrindo um nível de terraço alto (*Yapeyú*) e terraço baixo (Santo Tomé), enquanto no Uruguai também ocorre como um nível de terraço alto. Sua idade foi estimada em  $18.330 \pm 1.780$  anos AP (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Outra unidade estratigráfica descrita como “Depósitos Eólicos Pleistocenicos do Rio Grande do sul”. Nessa unidade foram descritas duas litofácies, sendo uma de origem fluvial e outra de natureza eólica, correlacionadas as unidades Fm *Oberá* e *Yapeyú*. Ocorre principalmente na depressão periférica do Rio Grande do Sul (Alegrete, São Francisco de Assis, Rosário do Sul, Santana do Livramento, Quaraí e Itaqui) como um corpo sedimentar de matriz arenosa, sem estratificação (ocasionalmente incipiente), nomeadas como “areias pleistocenicás”, apresentando um nível de conglomerado na base e “areias holocenicás” (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

A Formação *Tapebicué* constituiu uma sequência de depósitos de origem aluvial (facies de canal) e pantanosa (facies de planície de inundação), ambos pedogenizados. ocorrendo principalmente na região de Entre Rios (Argentina). No Brasil, ocorre com menor extensão em Uruguaiana (RS), enquanto no Uruguai é restrito a Bella Unión. As idades dessa formação são controversas, pois teria sido depositada posteriormente a formação *Yapeyú* (18.000 anos AP). Entretanto, datações de LOE e TL indicam idades de  $93.800 \pm 11.000$  anos AP,  $124.000 \pm 14.000$  anos AP e  $126.500 \pm 14.000$  anos AP (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Os depósitos que remetem ao Holoceno na bacia do rio Uruguai constituem as *Formações Concórdia*, níveis de paleossolos enterrados e depósitos eólicos. A Formação *Concórdia* constituiu uma sequência de depósitos maciços, franco arenoso e areno-argiloso, constituindo facies de depósito de inundação e ocasionalmente com facies de canal na base,

possivelmente da transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno Inferior ( $\approx 13.000$  a  $8.000$  anos AP). Parte desses depósitos foram pedogenizados no Holoceno Médio ( $\approx 8.500$  e  $3.500$  anos AP). Além disso, a sequência inferior é sobreposta por depósitos do Holoceno Superior (idades TL  $4.850 \pm 740$  e  $2.170 \pm 220$ ), constituído por depósitos de inundação e posteriormente pedogenizada em alguns setores. A idade do evento de pedogênese foi estimada em  $1.400 \pm 800$  anos AP. A associação de fácies corresponderia a um nível de terraço baixo do vale do rio Uruguai, de forma descontínua em Erval Grande (RS), Chapecó (SC), Mondaí (SC) e Itapiranga (SC). No médio rio Uruguai, o terraço é contínuo e apresenta camadas com textura arenosa (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Nos tributários do rio Uruguai, também foram identificados sedimentos Holocênicos como um nível de terraço baixo. No médio rio Uruguai, esses terraços ocorrem principalmente nos afluentes da margem direita, entre Moconá e Panambi (Misiones, Argentina) em vales encaixados (*straths*) e canais de leito rochoso. As formações superficiais associadas correspondem a depósitos de inundação ( $\approx 10.000$  anos AP) e pedimentos ( $\approx 3.000$  anos AP) e encontram-se em contato erosivo com o substrato, indicando um longo período de denudação previa a deposição das unidades (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Em *Corrientes*, Argentina, foi descrito um nível de terraço contínuo, constituído por depósitos aluviais de materiais arenosos e silto-argilosos. Esses depósitos se encontram em contato erosivo com o substrato da Província Magnética do Paraná e foram associados a *Fm. Toropí*. Na bacia de drenagem do rio Miriñay, ocorreriam depósitos eólicos da *Fm. San Guillermo* sobrepostos a depósitos de pântano (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Ainda no extremo sudoeste, na bacia do rio Ibicuí, ocorrem depósitos eólicos das Épocas Pleistoceno Superior e Holoceno, que atualmente vem sendo retrabalhados pela drenagem do baixo Ibicuí. Associado a esses materiais, um nível de terraço foi mapeado na margem esquerda do rio Ibicuí. Esse terraço exhibe uma fácies aluvial de canal e uma fácies de abandono na sequência superior da seção tipo. No vale do rio Itú, tributário da margem direita do rio Ibicuí, um nível de terraço originado do retrabalhamento dos depósitos eólicos pelo sistema de drenagem do rio Itú, com idades estimadas como Holocênicas. Esse terraço apresenta uma fácies aluvial na base e um nível eólico na sequência superior, ocasionalmente preenchendo fundos de vale colmatados (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Ainda na região da Campanha Gaucha, no sudoeste do RS e noroeste do Uruguai, duas unidades litoestratigráficas compõem importantes registros da dinâmica geomorfológica e paleoambiental do Quaternário da bacia do rio alto e médio rio Uruguai: Formação Sopas e Touro Passo.

A *Fm. Sopas* é constituída de depósitos lamíticos com seixos dispersos na matriz e ocorre nos vales dos rios Quaraí, Sopas e Malo. Ocorre em contato discordante com a *fm Tacuarembó e Assencio*. A *Fm Mataojo* seria equivalente à *fm sopas* (UBILLA et al., 2004). A seção tipo exhibe depósitos conglomeráticos de matriz argilosa na base da sequência, recobertos por uma sequência de conglomerados de matriz arenos, seguidos por uma camada arenosa com lentes argilo-arenosas. A sequência superior é constituída por depósitos areno-argilosos com estratificação horizontal planar, cruzada planar e ondulada, com lentes de conglomerados. O topo da sequência exhibe uma camada areno-argilosa maciça com níveis de crostas carbonáticas (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Em alguns pontos da *Fm Sopas* são descritos horizontes delgados de “cinzas vulcânicas” e vertissolos desenvolvidos em fácies aluviais recentes, indicando a ocorrência de episódios de ambiente pantanoso na sequência superior. Já no baixo Uruguai, na bacia do rio Itapebí, ocorre uma camada de *loess* sobre a sequência superior. Assim, a Formação *Sopas* exibem fácies de ambientes fluviais (canal, planície de inundação, barras silicilásticas), eólicas, pântanos e paleossolos, sugerindo ambientes relativamente quente e seco, possivelmente árido a semi-árido (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Quanto a geocronologia, as idades estimadas para a formação *Sopas* varia de  $58.300 \pm 7.400$  anos AP e  $43.500 \pm 3.600$  anos AP (UBILLA et al., 2004), embora alguns autores sugerem serem mais antigas que o MIS 5e ( $\approx 360.000 \pm 40.000$  e  $96.000 \pm 11.000$  anos AP) (MANZUETTI et al., 2018; MARTÍNEZ; UBILLA, 2009; UBILLA et al., 2016; VEROSLAVSKY; UBILLA, 2007). Os níveis de cinzas vulcânicas e paleossolos foram estimados entre  $\approx 10.000$  a  $4.000$  anos AP (CASTIÑERA; FERNICOLA, 2005).

A formação *Touro Passo* foi proposta inicialmente por Miguel Bombin (BOMBIN, 1976) e o conteúdoossilífero associado ao piso Lujanense (Pleistoceno Superior – Holoceno Inferior). A seção tipo da Formação *Touro Passo* foi descrita na propriedade do Sr. Milton Almeida, cuja estratigrafia é composta por dois membros separados por um diastema: uma unidade basal, composta por uma fácies de canal, composta por depósitos rudáceos de ortoconglomerados polimíticos (basaltos, arenitos, calcedônia e concreções de carbonato) em contato erosivo com o substrato e idades estimadas em 13.000-12.000 anos AP. Ocasionalmente, essa sequência apresenta cimento carbonático.

A sequência superior apresenta fácies lamíticas com lentes areno-siltosas ou areno-silto-argilosas e concreções carbonáticas próximo ao topo da camada, de idades estimadas entre 12.000 e 3.500 anos A.P (ERTHAL; KOTZIAN; SIMÕES, 2011, 2011; MILDER, 2000, p. 200; SCHERER, 2005) Sobre os depósitos aluviais da Formação *Touro Passo*, foram

identificados níveis de paleossolos húmicos, enterrados por depósitos atuais e sub-atuais de planície de inundação (MILDER, 2000).

Na região de Uruguiana no vale do Arroio Touro Passo, próximo a localidade de Barranca Grande, ocorre uma terceira associação de fácies, constituídas por fácies pelíticas depositados em um ambiente de planície de inundação (OLIVEIRA; KERBER, 2009). Na localidade de Ponte Velha, a sucessão faciológica é composta por depósitos de acreção lateral, formado por facies de areia média a grossa com decrescência ascendente e lentes silto-argiloso, com presença de concreções carbonáticas no topo e uma fácies conglomerados com estratificação cruzada planar (Gp) e fácies ortoconglomerados (Gm), maciços a grosseiramente estratificados, exibindo granodescrescência ascendente, originados por barras longitudinais (KERBER; OLIVEIRA, 2008a, 2008b). Datações obtidas no conteúdo fóssilífero no sítio Ponte Velha I indica idades mais antigas para a deposição das unidades (KERBER et al., 2011).

As idades mais antigas para a Formação Touro Passo são estimadas entre 42.600 e 10.000 anos AP (KERBER et al., 2011; KOTZIAN, 2006; MILDER, 2000; MILLER, 1987). Depósitos aluviais correlacionados à Formação Touro Passo foram datados em Itaqui, no vale do rio Ibicuí com idades de 14.600 anos AP para a fácies conglomerado e 8.200 anos AP para a fácies pelíticas (BENICIO et al., 2016) As diferentes fácies com idades distintas indicam um ambiente de deposição ordenada e diacrônica associada e geneticamente ligadas entre si, mas não cronologicamente sincrônicas. A Transição entre a sequência rudácea e lamítica não é clara e por vezes indefinida, corroborando para a ideia de uma deposição policíclica (KERBER; OLIVEIRA, 2008; MILDER, 2000; SCHERER, 2005).

Na sequência lamítica da formação Touro Passo, são encontrados materiais arqueológicos associados a conteúdos fóssilíferos que foram descritos por Miller (1974) e posteriormente incorporados na descrição da formação Touro Passo por Bombin (1976). No segmento inferior da fácies lamíticas, níveis com material arqueológico foram datados em 11.216 a 11.279 anos cal. AP (VIDAL, 2019).

Ainda no extremo sudoeste do Rio Grande do Sul, no vale do rio Quaraí, um nível de terraço com formações superficiais pelíticas de origem aluvial foram descritos por Iriondo; Kröling (2008). Embora os perfis não tenham sido datados, idades absolutas ( $^{14}\text{C}$ ) foram determinadas em sítios arqueológicos no vale do rio Quaraí, tendo intervalos entre  $33.600 \pm 1.500$  anos AP (sítio RS-Q-7),  $29800 \pm 200$  anos AP (Sítio RS-Q-3) e  $12.690 \pm 100$  anos AP (Sítio RS-Q-2B) (MILLER, 1987). No alto rio Quaraí, nove camadas aluviais foram identificadas no sítio paleontológico Cerro do Tapera, com idades obtidas via TL em



11.000±2.000 anos AP e 13.000±2.150 (RIBEIRO et al., 2008). Para camadas do Sítio Cerro da Tapera, cerca de 60 km a sudeste do Passo do Juquiry, sempre na margem do Rio Quaraí, há idades de 11.000 ± 2.000 anos AP e 13.000 ± 2.150 anos AP, determinadas por Ribeiro et al. (2008) pelo método de termoluminescência.

Para o Holoceno Médio, Iriondo; Kröling (2008) apresentaram uma proposta de classificação para as formações superficiais pedogenizadas. Tratam-se de paleossolos acumulativos originados por volta de 5.000 anos AP, cujas características estariam de acordo com o seu material de origem. Nas vertentes do alto rio Uruguai, ocorreriam nitossolos e argissolos desenvolvido sobre os sedimentos da sequência inferior da Fm Oberá e recoberto pelos sedimentos da sequência superior que constitui essa formação.

No vale do rio Uruguai, um paleossolo enterrado foi desenvolvido na sequência inferior da *Formação Concórdia*. Tratam-se de solos hidromórficos (gleissolos e luvisolos), de textura silto-argilosa. Solos hidromórficos com horizontes carbonáticos também são identificados no vale do arroio Touro Passo, afluente da margem esquerda do rio Uruguai, no extremo sudoeste do RS (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Plintossolos enterrados foram desenvolvidos nos sedimentos do topo da *Fm Tapebicuí*, a leste de Corrientes (Argentina). Tratam-se de solos com concentração significativa de plintita ferromagnesianas e enterrados pelos sedimentos da Fm. *São Guillermo*. Paleossolos *in situ* exumados e posteriormente enterrados também foram identificados no sudoeste do RS, entre Encruzilhada e Nhu-Porã (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Formações superficiais eólicas atuais e sub-atuais ocorrem em fundos de vale do sistema de drenagem do rio Ibicuí, nas cabeceiras do rio Guaçupí, entre Júlio de Castilhos e Vale da Serra (RS), ocorrem campos de dunas, compostos por sedimentos de tamanho areia fina e raros grãos de areia média a grossa quartzosa, moderadamente selecionada e de coloração marrom claro. Os campos de dunas são oriundos do retrabalhamento dos sedimentos da Fm *Oberá* e dos materiais de alteração *in situ* das rochas do Grupo Serra Geral (vulcânicas e vulcano-sedimentares) (IRIONDO; KRÖHLING, 2003).

No sudoeste do Rio Grande do Sul, nos municípios de Alegrete, Itaqui, Quaraí, Santana do Livramento, Santiago, São Francisco de Assis e São Vicente do Sul, dunas de 2 a 3 metros de altura recebem o topônimo de Areal São João. Esse campo de dunas é altamente dissipado devido a sua baixa resistência a erosão derivado de sua característica friável, com estruturas de dissipação. Ocasionalmente, recobre terraços baixos, remodelando-os como conjunto de colinas convexas (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Outros depósitos de natureza eólica do Holoceno Superior foram descritos na bacia do rio Uruguai. Tratam-se dos campos de duna da *Formação San Guillermo* com depósitos de até 80 cm de espessura e granulometria fina (predominante siltoso, com baixos teores de argila e areia muito fina). No território brasileiro, ocorre entre São Tomé, São Borja e Uruguaiana sobrepostas aos depósitos da *Formação Oberá*, geralmente intercalados por um nível de paleossolo de até 1 metro de espessura. Ocasionalmente, a *Fm San Guillermo* ocorre diretamente sobre os basaltos do Grupo Serra Geral ou sobre a *Formação Concórdia, Tapebicué, El Palmar*, já em território uruguaio e argentino. A *Fm San Guillermo* teve sua idade estimada entre 3.500 e 1.400 anos AP (IRIONDO; KRÖHLING, 2008).

Quanto aos aspectos pedogeoquímicos, as formações superficiais da bacia do alto rio Uruguai apresentam em suas características físico-químicas e mineralógicas elementos que indicam uma sucessão de processos de alteração geoquímica ao longo do Quaternário, ligadas a um determinado ambiente climático. A associação entre minerais antagônicos, como argilominerais interestratificados 2:1 com hidróxi-al entrecamadas (e.g.: VHE e EHE) e gibsita, por exemplo, vem sendo interpretados como produto da alteração em ambientes pedogeoquímicos distintos, uma vez que a origem da gibsita é infactível em materiais onde existem minerais 2:1 HE (ARAUJO et al., 2013; GASPARI; PONTELLI; BIFFI, 2020; PAISANI et al., 2013).

De fato, coberturas superficiais poligenéticas foram identificados tanto no vale do rio Uruguai quanto nas superfícies interplanálticas da bacia de drenagem, como na Superfície Geomórfica de Chapecó, SC (ALMEIDA, 2017), em Erval Grande-RS (OLIVEIRA, 2020) (OLIVEIRA, 2020), em Xanrerê-SC (GASPARI; PONTELLI; BIFFI, 2020), além da região de Missions (MORRÁS et al., 2009) (MORRÁS et al., 2009). Em outras áreas de SC e RS, também foram identificados argilominerais filossilicatos e óxidos, hidróxidos e óxi-hidroxidos (ALMEIDA; CORRÊA; SCHMITT, 2018; LONGO et al., 2021; OLIVEIRA, 2020; TESKE et al., 2013) (ALMEIDA; CORRÊA; SCHMITT, 2018; DE OLIVEIRA et al., 2020; LONGO et al., 2021; TESKE et al., 2013) que podem ter sido originados em contextos paeloclimáticos distintos dos atuais.

### 5.3 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS DA BACIA DO ALTO RIO URUGUAI: CONTEXTO LOCAL DA VGUR

As formações superficiais Quaternárias da Volta Grande foram analisadas em diferentes abordagens, seja no âmbito da distinção de materiais alóctones de autóctones (BERTOLINI; COSTA; LIMA, 2016; CARBONERA et al., 2018; SANTOS, 2018), caracterização pedogeoquímica dos materiais (BERTOLINI; COSTA; LIMA, 2016; CARBONERA; LOURDEAU; SANTOS, 2020), análise geoarqueológica e arqueométrica de antrossolos (CARBONERA; LOURDEAU; SANTOS, 2018, 2020) e cartografia das formações superficiais (DEODORO; BERTOLINI; TEMBA, 2021).

Uma vez que o objetivo nessa seção da tese será a análise geoarqueológica, aqui será revisado apenas os pontos descritos em Santos (2018), uma vez que os dados obtidos detêm da mesma abordagem metodológica e critérios estratigráficos semelhantes. Portanto, os perfis descritos correspondem à seções colunares síntese de seções estratigráficas descritas em diferentes unidades geomórficas, sendo elas: 1) Terraço colúvio-aluvial, correspondente as áreas do sítio arqueológico SC-ACH-LP-07; 2) Anfiteatro de erosão, em áreas do sítio arqueológico RS-URG-01 e 3) Barra fluvial vegetada, contendo sítio IR-01 (SANTOS, 2018).

Nas áreas do sítio ACH-LP-07, duas unidades morfoestratigráficas foram descritas no setor adjacente à margem direita do canal do rio Uruguai. A primeira é constituída pela associação de fácies CH e OF. A associação de fácies CH corresponde a elemento arquitetural de canal, estabelecido pela litofácies cascalho grosseiramente acamado clasto suportado (Gh), compostas por seixos arredondados e sub-arredondados com média esfericidade em sua maioria de basalto, clastos suportados, preenchidos por matriz sedimentar areno-lamosa. Sobrepostos a essa unidade, ocorrem depósitos finos de inundação (Elemento OF), com a litofácies de textura areno-siltosa (areia, silte e lama laminados, litofácies Fl), estrutura interna maciça, coloração brunada com presença de raízes no início da sequência (SANTOS, 2018).

Essa sequência estratigráfica se encontra exumada em decorrência da erosão promovida pela construção e atividades da UHE Foz do Chapecó. Entretanto, em conjunto com a análise de fotografias aéreas, a combinação entre a arquitetura deposicional e morfologia do terreno indica um ambiente de planície de aluvial, posicionado topograficamente acima da planície de inundação atual. Essa unidade, portanto, possivelmente correspondia a um terraço fluvial ou paleo-dique marginal.

Uma segunda unidade morfoestratigráfica foi identificada nas áreas de escavação do sítio ACH-LP-07 (Setores 1, 2 e 3). Nessas áreas, ocorrem ao menos três elementos arquiteturais, sendo eles: 1) Elemento arquitetural CH, correspondente a sequência aluvial basal, com conglomerados indiscriminados até o momento (litofácies Gh, Gp ou Gt), correspondente ao depósito proximal, exumado em decorrência da erosão marginal; 2) Sequência coluvial (Elemento arquitetural CT), originados em ambiente de baixa encosta, contendo fácies Cm (Lama levemente arenosa), com idades estimadas entre 12.100 e 9.500 anos cal AP; também exumado por conta da erosão marginal; 3) Depósitos de acreção lateral (Elemento arquitetural LA), contendo fácies Lama arenosa (Sm) e lama argilo-arenosa (Gm) correspondente ao setor distal (SANTOS, 2018). A sucessão de fácies sugere a ocorrência de um terraço colúvio-aluvial, embora a existência de elementos arquiteturais exumados dificulta uma análise morfoestratigráfica precisa.

Na margem esquerda do rio Uruguai, foram caracterizadas formações superficiais alóctones em um contexto de “relevo em anfiteatro”. A seção estratigráfica corresponde às áreas de escavação do setor 1 do sítio arqueológico RS-URG-01, contendo três sequências deposicionais, sendo elas, da base para o topo: 1), sequência inferior, constituída pela litofácies lama arenosa (Sm), correspondente a depósitos finos de inundação (OF); 2) Sequência coluvial (CT) intermediária, constituída por uma sucessão de camadas de lama arenosa leve siltosa (Cm) e 3) Sequência superior, mantida pela litofácies lama arenosa (Sm), correspondente a depósitos finos de inundação (OF). A sucessão faciológica indica 2 ambientes distintos: 1) ambiente fluvial e 2) ambiente de encosta, propiciando a gênese de formações superficiais poligenéticas. As idades obtidas sugere idades entre 12.000 e 200 anos AP para a plena deposição das unidades (SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021).

Uma terceira unidade morfoestratigráfica foi descrita no plano aluvial, também no âmbito das escavações do sítio arqueológico IR-01. Essa unidade corresponde a depósitos de barra fluvial, contendo três sequências estratigráficas: 1) base da unidade, constituída por depósitos de canal (CH), contendo fácies cascalho clasto-suportado; 2) depósitos de proto-barra, elemento arquitetural barra de cascalho e formas de leito arenosa (GB), com fácies de cascalho matriz-suportada com estratificação cruzada (Gp), sobrepostos por depósitos de areia, silte e lama (litofácies Fl) e feições de corte e preenchimento de cascalho clasto suportado. A terceira sequência é constituída por depósitos finos de inundação (OF), mantido por duas litofácies: areia, silte e lama (litofácies Fl) e ocasionalmente fácies de cascalho matriz-suportada com estratificação cruzada (Gp). As idades 14C para o início da deposição da unidade remetem a idades a pelo menos 10.047 anos cal AP (SANTOS et al., 2021).

Fácies colúviais foram identificadas na Volta Grande. No geral, os depósitos de encosta apresenta características sedimentares dependentes, principalmente, da inclinação da vertente e posição topográfica em relação ao sistema de drenagem: Nos setores intermediários e inferiores das encostas na borda dos anfiteatros, onde as declividades são acentuadas, ocorrem colúvios de granulometria grossa, incluindo cascalhos, blocos, calhaus mal selecionados com matriz lamosa. Nos setores inferiores das encostas, ocorre uma intercalação entre colúvios de granulometria mais fina e colúvios detríticos. Lateralmente, com a redução das declividades em direção ao *hollow* do anfiteatro, predominam apenas depósitos finos mais espessos. Portanto, em escala bidimensional, os depósitos sedimentares dos relevos em anfiteatro são semelhantes às rampas de colúvio (SANTOS, 2018).

Outros depósitos sedimentares em ambientes de encosta foram previamente na Volta Grande (Perfil 7 de SANTOS, 2018). As formações superficiais identificadas nesses setores são distintas dos colúvios identificadas nos fundos de vale. Nesse sentido, restam dúvidas se esses materiais se tratam de formações superficiais autóctones ou materiais alóctones originados por processos distintos daqueles identificados nos relevos de anfiteatro.

#### 5.4 MATERIAIS E MÉTODOS

A descrição das seções estratigráficas em ambientes de encosta foi realizada com base na conjugação de diferentes abordagens estratigráficas, incluindo critérios lito-, morfo- e aloestratigráficos (HUGHES, 2010). Os materiais foram descritos em seções estratigráficas estabelecida em cortes de estradas, onde as unidades sedimentares foram previamente individualizadas com base em características macroscópicas (cor, geometria, relações de contato, textura e estrutura) e classificadas em litofácies.

Em razão do reconhecimento de transformações pós-deposicionais de ordem pedogenética, as litofácies foram posteriormente classificadas em horizontes pedostratigráficos (CATT, 1990). Após a individualização das pedofácies e coleta de amostras em intervalo regular de 10 cm, determinou-se a textura da matriz sedimentar em laboratório em analisador de tamanhos de partículas a laser Bettersizer por difração a laser de ondas curtas (635 nm) com e sem dispersão ultrassônica. Os diferentes valores obtidos foram comparados com os dados de outras seções da VGUR para averiguar a coerência dos resultados. As amostras foram previamente tratadas para separação da fração <2 mm e

remoção de resíduos orgânicos no laboratório de sedimentologia do GEMA – UEM, seguidas pela leitura no granulômetro Bettersizer 2000 na central de análises avançadas de materiais – CAM do Complexo de Centrais de Apoio à Pesquisa (COMCAP) da UEM. Os percentuais granulométricos foram organizados em traçado granulométrico (diagrafia granulométrica) (PAISANI, 2004). Igualmente, os percentuais foram plotados em diagrama ternário de Flemming (FLEMMING, 2000) para estabelecimento de classes litológicas.

Nove amostras indeformadas foram impregnadas, seguidas pela preparação de blocos polidos e lâminas delgadas no Laboratório de Laminação para análise micromorfológica. A descrição foi realizada no Laboratório de Microscopia Ótica do Núcleo de Estudos PaleoAmbientais (NEPA) da UNIOESTE-FB, seguindo critérios descritivos e nomenclatura de Stoops (STOOPS, 2021; STOOPS; MARCELINO; MEES, 2010) cuja interpretação seguindo o protocolo para análises geoarqueológicas (MARCAZZAN; MEINEKAT, 2022).

A preparação das amostras para análise mineralógica seguiu a técnica do pó (ALBERS et al., 2002; RESENDE, 2005) e foi realizada no laboratório de sedimentologia do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente – GEMA, da Universidade Estadual de Maringá. O ensaio de difração de todas as amostras na forma de pó foi obtido no equipamento Shimadzu XRD-6000, do Complexo de Centrais Analíticas – COMCAP, utilizando radiação  $\text{CuK}\alpha$  e monocromador de carbono, operado a 30 mA e 40 kV, com varredura de  $0,02^\circ 2\theta$  por 1,2 segundos. Os dados brutos obtidos pelo ensaio de difração de raios-x e foram importados para o software HighScore Plus. Para a identificação dos constituintes minerais, determinou-se o espaçamento interplanar dos reflexos de minerais pela Lei de Bragg, assinalados conforme os reflexos apresentados na literatura (MOORE; REYNOLDS, 1989; RESENDE, 2005) e no banco de dados Crystallography Open Database (COD).

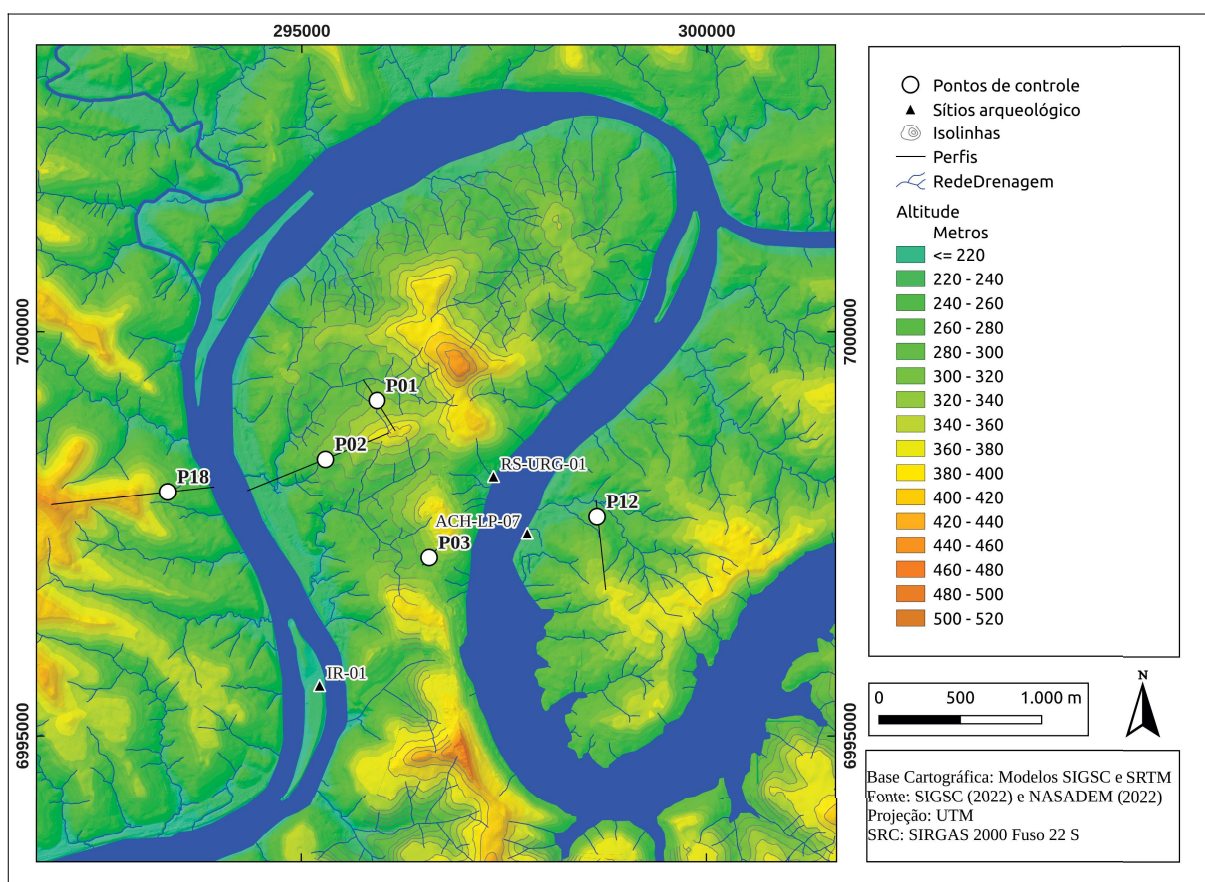
As idades dos sedimentos siliciclásticos foram obtidas por luminescência opticamente estimulada no laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda (Brasil). Doses equivalentes ( $D_e$ ) foram mensuradas para quinze alíquotas de quartzo, utilizando o protocolo *Singular Alíquota de Regeneração* (SAR) (MURRAY; OLLEY, 2002; RHODES, 2011), enquanto que as doses anuais ( $D_a$ ) relativas às doses de radiações gama, beta e cósmica, foram calculadas de acordo com o modelo de contribuições de raios cósmicos (PRESCOTT; HUTTON, 1994, p. 199). Os teores de  $^{235}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{40}\text{K}$  foram determinados a partir de espectrometria de radiação gama, utilizando detector de Iodeto de Sódio dopado com Tâlio (NaITlOsprey/Canberra –Software Genie 2000/GammaAcquisitionandAnalysis). O desempenho do protocolo SAR foi avaliado com razão de reciclagem e teste de recuperação de doses incorporadas à sequência de medição (MURRAY; WINTLE, 2000, 2003).



## 5.5 RESULTADOS

Com base nas prospecções, foram levantados pontos de observação em encostas para descrição das formações superficiais. Em campo, foram registradas as coordenadas de cada ponto e plotados em ambiente SIG fotografias aéreas de 1957, 1978 e 2010, foram analisados quanto a possibilidade de modificação por atividades antrópica (aterros, reservatórios de água, açudes ou ainda pelo canteiro de obras da UHE Foz do Chapecó). Além disso, foram conjugados com os pontos de controle já levantados no âmbito do projeto POPARU e de outros levantamentos (BERTOLINI; COSTA; LIMA, 2016; CARBONERA; LOURDEAU; SANTOS, 2018, 2020; DEODORO; BERTOLINI; TEMBA, 2021; SANTOS, 2018). Assim, foram gerados produtos cartográficos (Fig. 5.1) para auxiliar na seleção dos pontos à serem descritos

Figura 5.1- Localização das seções estratigráficas levantadas nesse trabalho. As linhas solidas que cruzam os pontos de controle representam os perfis topográficos apresentados nas fotografias das seções estratigráficas.



A partir das prospecções de campo e análise dos produtos cartográficos gerados, foram determinados cinco pontos para descrição estratigráfica e coleta de materiais em locais em que não havia indícios de alteração antrópica. Também foi levado em consideração as dimensões das seções estratigráficas, sendo selecionadas aquelas em que a espessura dos materiais fossem significativas para a sistematização das formações superficiais.

### 5.5.1 Descrição das seções estratigráficas

Embora a classificação de litofácies adotada neste trabalho tenha sido proposta para sistemas fluviais (MIALL, 2013), muito dos depósitos de encosta descritos na Volta Grande são clásticos. Assim, a divisão tripartite da granulometria dos sedimentos em cascalho, areia e finos (lama, silte e areia muito fina) criado por Miall vem sendo utilizada para depósitos de colúvio, uma vez que permite uma primeira descrição e classificação de unidade sedimentares (e.g.: SANTOS et al., 2021). Por outro lado, nos casos estudados, tanto as características do material fonte dos depósitos de encosta quanto as transformações pós-deposicionais são de natureza pedogenética. Assim, também foi aplicado o sistema de pedofácies para a caracterização dos materiais presentes nas seções estratigráficas (CATT, 1990).

#### 5.5.1.1 Seção estratigráfica Ponto 1 (P01)

A seção estratigráfica Ponto 1 (P01) encontra-se na transição entre dois patamares elevados em cota altimétrica de 320 m. No geral, corresponde a um sequencia relativamente delgada ( $\approx 170$  cm de espessura média), constituída por uma fácies de intemperismo na base (alterita) de até 70 cm de espessura, seguida por uma sequência coluvial (argila, silte, maciço, raízes, bioturbação – código Fr) com espessura média de 1 metro (Fig. 5.2).

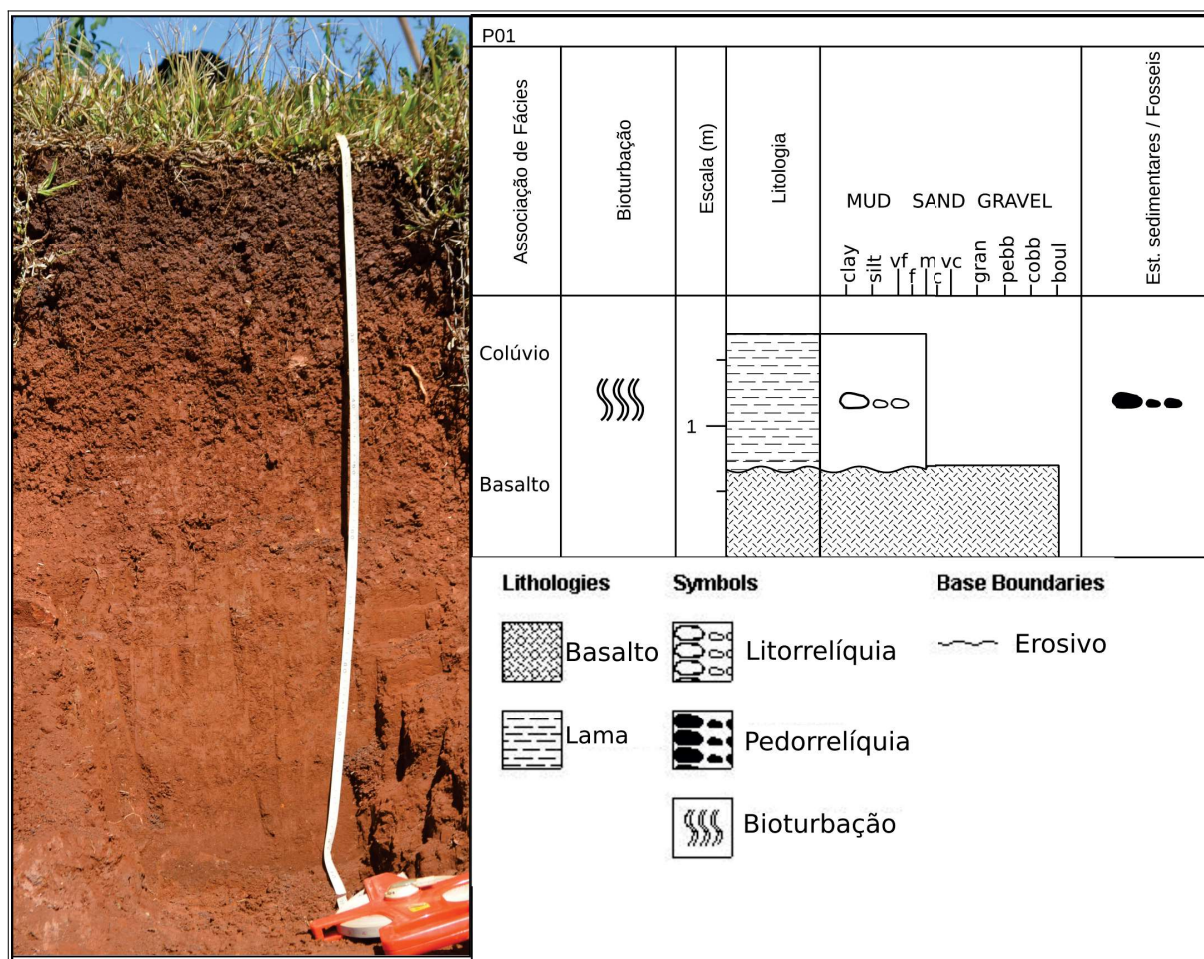
Figura 5.2 - Corte da seção estratigráfica P01



Fonte: Elaborado pelo autor

No geral, a alterita encontra-se ligeiramente a moderadamente intemperizada, sendo ainda visível estruturas da rocha (basalto). Exibe coloração cinza clara a amarelada, contendo minerais criptocristalinos (quartzo, ágata e calcedônia) imersos na matriz. A alterita encontra-se com estruturas bem preservadas. Já a fácies coluvial é maciça, sem estratificação macroscópica, constituída por sedimentos organomineral e litorrelíquias de basalto com diferentes graus de alteração (APÊNDICE K). Fragmentos de ágata e calcedônia também ocorrem intrusivos na matriz fina, com morfologias tanto arredondadas quanto em blocos, de tamanho grânulo a blocos. Nódulos e concreções também são comuns nessa unidade coluvial.

Figura 5.3- Seção estratigráfica P01 – A) Perfil descrito e B) Seção colunar composta das litofácies descritas



Fonte: Elaborado pelo autor

No geral, os materiais da sequência coluvial são pedossedimentos com diferentes graus de pedogênese. Portanto, a partir de critérios pedostratigráficos, foram reconhecidos quatro horizontes (Tabela 5.1). O primeiro horizonte (Ap), constituindo o topo da sequência, apresenta cor 5YR 3/2, estrutura granular, tamanho pequeno, muito compactada e de grau



forte. Exibe espessura média de 15 cm e a consistência é dura quando seca e friável quando úmida e não plástico/não pegajoso quando molhado. Nesse horizonte, litorrelíquias de basalto são frequentes, com tamanho médio de 5 cm. Raízes modernas são comuns, abundantes, e dos tipos fasciculadas, axiais e pivotantes.

O horizonte adjacente (2Bb) exibe cerca de 40 cm de espessura média. O topo desse nível exibe tons 5YR 4/4 e estrutura forte em blocos subangulares a granular (tamanho médio de 1,5 cm). A consistência é firme e se desfaz em grãos simples quando seca, friável quando úmida e não plástico/não pegajoso quando molhada. As características morfológicas da base desse nível são semelhantes, embora a estrutura varia para blocos subangulares a prismático com tamanho médio de 1,3 cm, com consistência moderada.

Tabela 5.1: Descrição pedoestratigráfica da seção P01

Hor	prof	Cor	Estrutura			Consistência			observações
			Grau	Tam	Tipo	Seco	Úmido	Molhado	
Ap	0 a 20	5YR 3/2	Forte	Pequeno	Granular	Duro	Friável	Não plástico/não pegajoso	Raízes, litorrelíquias
2Bb (topo)	20 a 45	5YR 4/4	Forte	1,5 cm	Blocos subangulares a granular	Firme, se desfaz em grãos simples	Friável	Não plástico/não pegajoso	Transição inferior gradual
2Bb (base)	45 a 60	5YR 4/4	Forte	1 a 3 cm	Blocos subangulares a prismático	Firme	Friável	Não plástico/não pegajoso	Transição abrupta com o nível adjacente
3BCb	60 a 100	2,5YR 3/6	mod	-	Maciço	Macia	Friável	Ligeiramente plástico, não pegajoso	Litorrelíquias e mosqueados

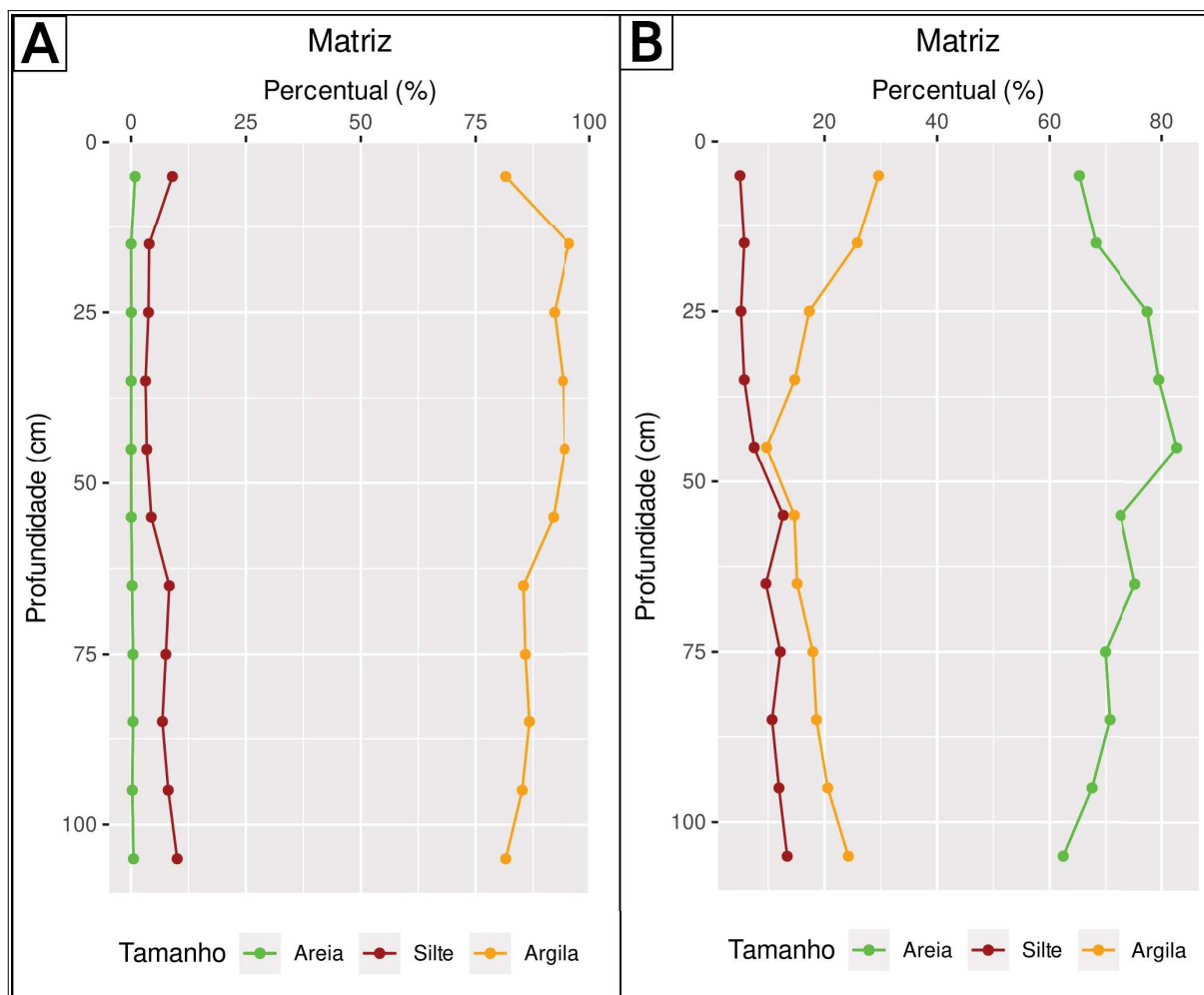
Fonte: Elaborado pelo autor

A base da sequência coluvial é constituída pelo horizonte 3BCb, com espessura média de 40 cm e cor 2.5YR 3/6. A estrutura tem grau moderada do tipo maciça. A consistência é macia quando seca e friável quando úmida e ligeiramente plástico, não pegajoso quando molhado. Cores mosqueadas ocorrem no contato com a alterita, exibindo cores 2.5 YR 6/8. Fragmentos de geodo também são comuns, com coloração 2.5Y 5/1.

A análise textural pelo método do granulômetro com dispersão ultrassônica revela o predomínio da fração argila sobre as demais classes texturais (Fig. 5.4A), enquanto pelo método sem dispersão ultrassônica revelou a predomínio da fração areia sobre a fração fina (Fig. 5.4B). Essa característica expressa a característica de pseudo-areia, decorrente da interação entre processos geoquímicos, mecânicos, físicos e biológicos (MARTINEZ; SOUZA, 2020), cuja microestrutura, embora eventualmente contraditória do ponto de vista

pedológico, expressa as características da seleção de agregados durante erosão e transporte de sedimentos via escoamento superficial (velocidade de escoamento e sedimentação).

Figura 5.4- Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P01 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B)



Fonte: Elaborado pelo autor

O arcabouço é constituído por cascalho que varia de tamanho granulo a seixo. O grau de arredondamento varia de subarredondado a subangular, enquanto grau de esfericidade varia de subesférica a alongada. A textura superficial é predominantemente rugosa. As classes de forma variam de blocos a placas e lâminas (APÊNDICE K).

#### 5.5.1.2 Seção estratigráfica Ponto 02 (P02)

O ponto 2 (P02) está situado em cota altimétrica de 305 m no setor superior de uma encosta, imediatamente após a ruptura de declive promovida pelo contato entre dois

patamares elevados (Fig. 5.5). No geral, corresponde a um sequencia relativamente delgada ( $\approx$  170 cm de espessura média), constituída por fácies de intemperismo na base (alterita) com até 70 cm de espessura. A alterita é composta por fragmentos de rocha moderadamente alterados de basalto tamanho seixo, apresentando córtex esverdeado (possivelmente óxido de manganês), com estrutura da rocha parcialmente preservada.

Em contato erosivo com a alterita, ocorre uma sequência coluvial (argila, silte, maciço, raízes, bioturbação – código de fácies Fr) com espessura média de 60 cm. Essa camada apresenta clastos de basalto alterados imersos na matriz tamanho seixo fino, enquanto os clastos de tamanho seixo grosso não apresentam córtex de alteração (APÊNDICE L). Sobreposto a esta litofácies, ocorre uma camada de cascalho clasto-suportado (Gcm), constituído por fragmentos de basalto de tamanho bloco a matacão e matriz fina entre os clastos. Esse nível é sobreposto por uma camada de espessura média de 60 cm de cascalho matriz suportado maciço (litofácies Gmm). Os clastos encontram-se imbricado seguindo a orientação da encosta, exibindo córtex de alteração amarelado a avermelhado.

Figura 5.5- Área da seção P02. Encosta inclinada em direção ao vale do rio Uruguai.



Fonte: Elaborado pelo autor

Baseado em critérios pedoestratigráficos, foram reconhecidos seis horizontes. O primeiro horizonte (CAp) corresponde ao topo do depósito de colúvio, com espessura de 35 cm (Tabela 5.2). Apresenta estrutura em blocos subangulares a granular, de grau moderado e tamanho pequeno. A consistência é ligeiramente dura quando seco, firme quando úmido e não

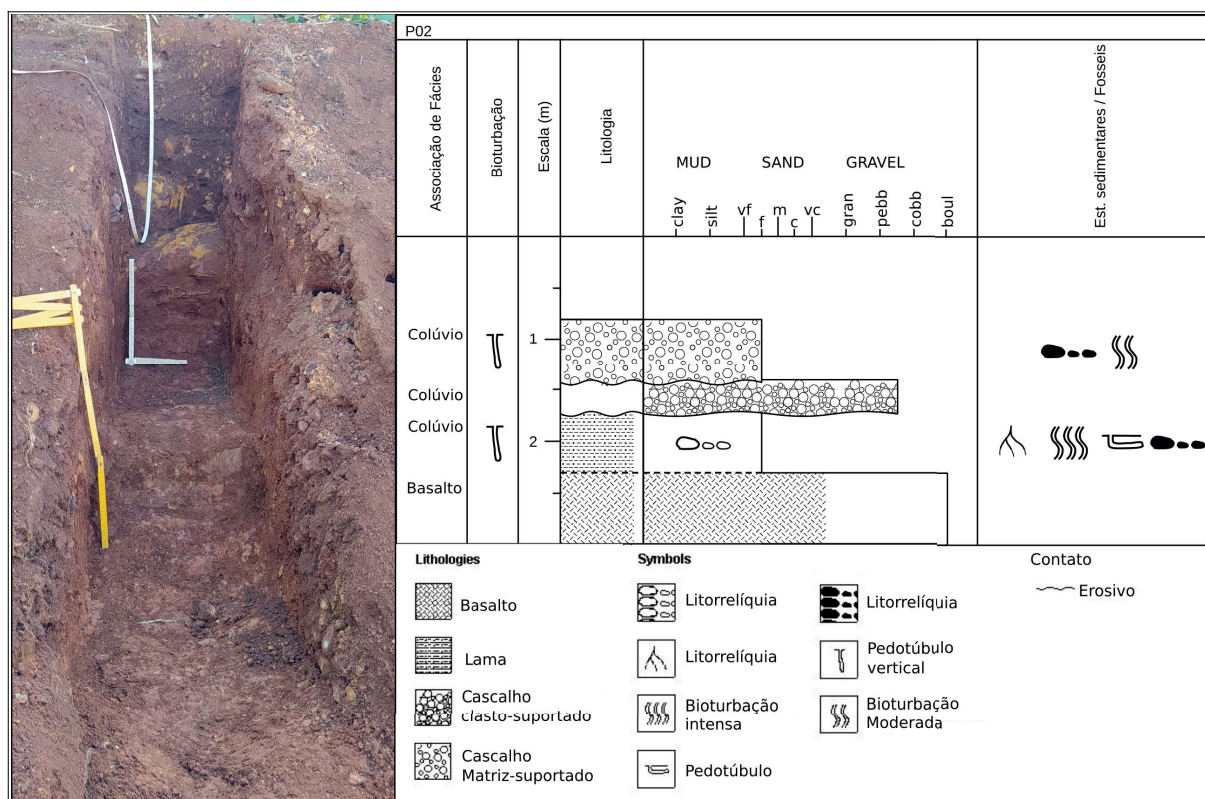


plástico/não pegajoso quando molhado. Esse nível se encontra compactado pelo uso agrícola. Raízes e pedotúbulos são abundantes. Litorrelíquias de basalto ocorrem na matriz.

O Horizonte adjacente (2ACb) apresenta estrutura em blocos subangulares, grau fraco e tamanho pequeno. A consistência é macia a ligeiramente dura quando seco, firme quando úmido e não plástico/não pegajoso quando molhado. A quantidade de clastos na matriz diminui em profundidade, embora apresente tamanhos maiores.

Abaixo do horizonte 2ACb, ocorre uma camada de blocos de basalto clasto suportado, correspondendo ao horizonte 3CRb. A matriz não foi possível de caracterizar, uma vez que esse encontra entre os blocos. Esse nível recobre os horizontes 4CAb e 5BCb estes caracterizados por apresentar estrutura em blocos subangulares de tamanho pequeno (2 cm) de grau moderado a forte. A consistência é solta a friável quando seca, friável quando úmido e não plástico/não pegajoso quando molhado.

Figura 5.6 - Seção colunar composta da seção estratigráfica P02



Fonte: Elaborado pelo autor

A principal diferença pedoestratigráfica entre os níveis 4CAb e 5BCb que permitiram classificá-los em dois horizontes foi a abundância de pedotúbulos e raízes no horizonte 4CAb. Ambos os horizontes apresentam estrutura em blocos subangulares de tamanho pequeno (2 cm) de grau moderado a forte. A consistência é solta a friável quando seca, friável quando

úmido e não plástico/não pegajoso quando molhado. Fragmentos de basalto tamanho seixo imersos na matriz. A alterita (horizonte 5Cb), encontra-se com estrutura preservada e pouco intemperizada, constituída por fragmentos de basalto tamanho bloco a seixo.

Tabela 5.2: Descrição pedoestratigráfica da seção P02

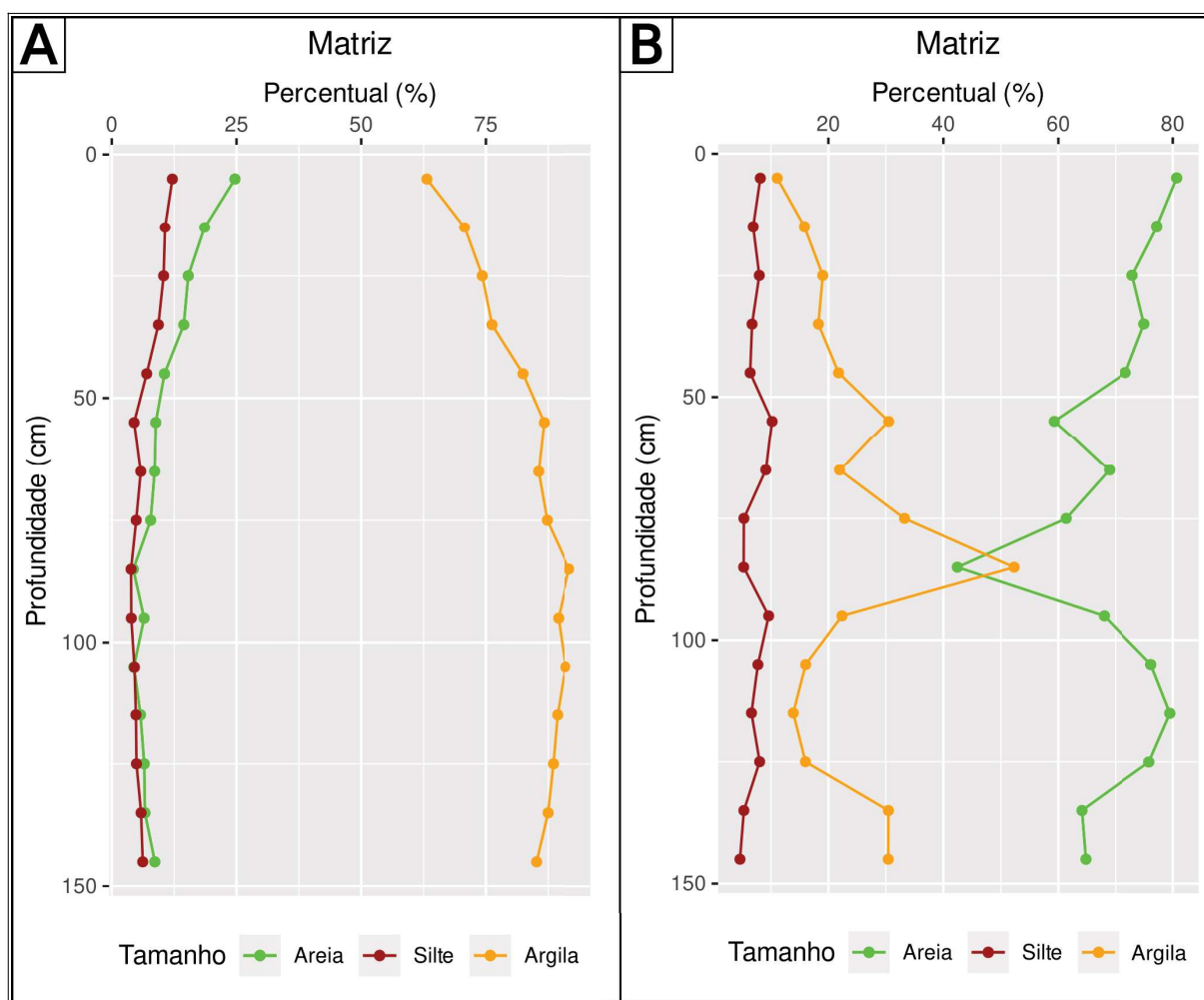
Hor	prof	Cor	Estrutura			Consistência			Pedofeições
			Grau	Tam	Tipo	Seco	Úmido	Molhado	
CAp	0 a 35	2.5Y R 3/6	Mod	1,5 cm	Blocos subangulares a granular	Ligeiramente dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	Raízes modernas e bioturbação moderada
2ACb	35 a 60	2.5Y R 3/6	Forte	2 cm	Blocos subangulares	Macia a ligeiramente dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	Clastos alterados de basalto (litorrelíquias)
3CRb	60 a 90	2.5Y R 3/6	-	-	-	-	-	-	-
4CAb	90 a 115	2.5Y R 3/4	Mod. a Forte	2 cm	Blocos subangulares	Solto a friável	Macia	Não plástico/não pegajoso	Clastos alterados de basalto (3 a 5 cm), pedotúbulos
5BCb	115 a 150	2.5Y R 3/6	Mod. Forte	2 cm	Blocos subangulares	Solto a friável	Friável	Não plástico/não pegajoso	Clastos alterados de basalto (seixo fino a grosso)
6Cb	> 150	5YR 3/4	-	-	-	-	-	-	Fragmentos de basalto tamanho bloco a seixo

Fonte: Elaborado pelo autor

No geral, a análise granulométrica da matriz pelo método de dispersão ultrassônica revelou a predominância da fração argila ( $\approx 85\%$ ) (Fig.5.7A), enquanto pelo método sem ultrassom predomina fração areia (Fig. 5.7B) sobre as demais frações, embora com variações ao longo do perfil. No geral, essa variação ocorre apenas na matriz da litofácies cascalho clasto-suportado (horizonte 5CRb).

O arcabouço é constituído por seixo, embora ocorram grânulos com menor frequência, com exceção do horizonte 5CRb, que exibe clastos de tamanho seixo, bloco e matacão (APÊNDICE L). O grau de arredondamento varia de subarredondado a subangular, enquanto grau de esfericidade varia de subesférica a alongada. A textura superficial é predominantemente rugosa. As classes de forma variam de blocos a placas e lâminas.

Figura 5.7- Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P02 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B)



Fonte: Elaborado pelo autor

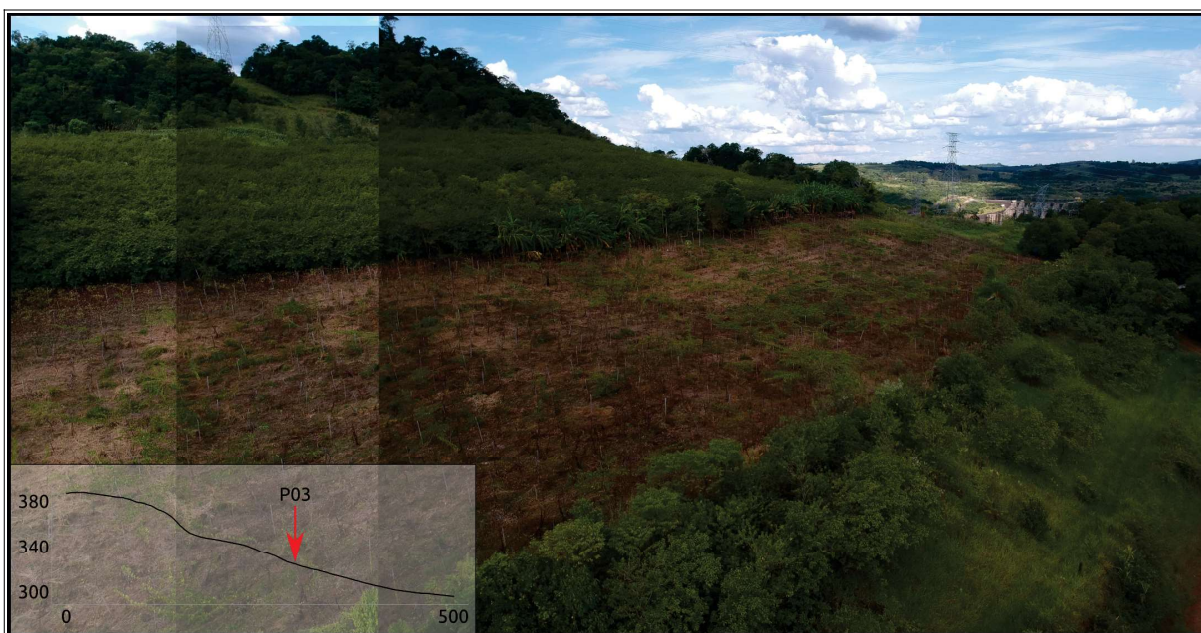
### 5.5.1.3 Seção estratigráfica Ponto 03 (P03)

A seção estratigráfica P03 está situada no terço inferior de uma encosta, na transição entre dois patamares elevados, em cota altimétrica de 325 metros (Fig. 5.8). No geral, corresponde a um sequencia relativamente delgada (230 cm de espessura média) constituída por duas associações de fácies, sendo elas, da base para o topo: 1) fácies de intemperismo (alterita) e 2) fácies coluvial. A fácies de intemperismo foi classificada em isoalterita (base) e aloterita (topo), enquanto a fácies coluvial foi classificada em duas unidades: 1) cascalho matriz suportado maciço (litofácies Gmm) e litofácies argila, silte, maciço, raízes - bioturbação (código Fr).

A fácies intemperismo é constituída pela isoalterita com cerca de 70 cm de espessura aflorante, composta por fragmentos de rocha (basalto) moderadamente alterados tamanho

bloco a seixo, apresentando córtex esverdeado, azulado ou preto fosco. Com base no critério pedostratigráfico, essa camada corresponde ao horizonte 4CRb. Sobreposto a isoalterita, a aloterita apresenta espessura média de 40 cm, com arcabouço constituído por clastos tamanho seixo a bloco e matriz areno-silto-argilosa, correspondendo ao horizonte 3Cb.

Figura 5.8 - Rampa inclinada na seção pedostratigráfica P03



Fonte: Elaborado pelo autor

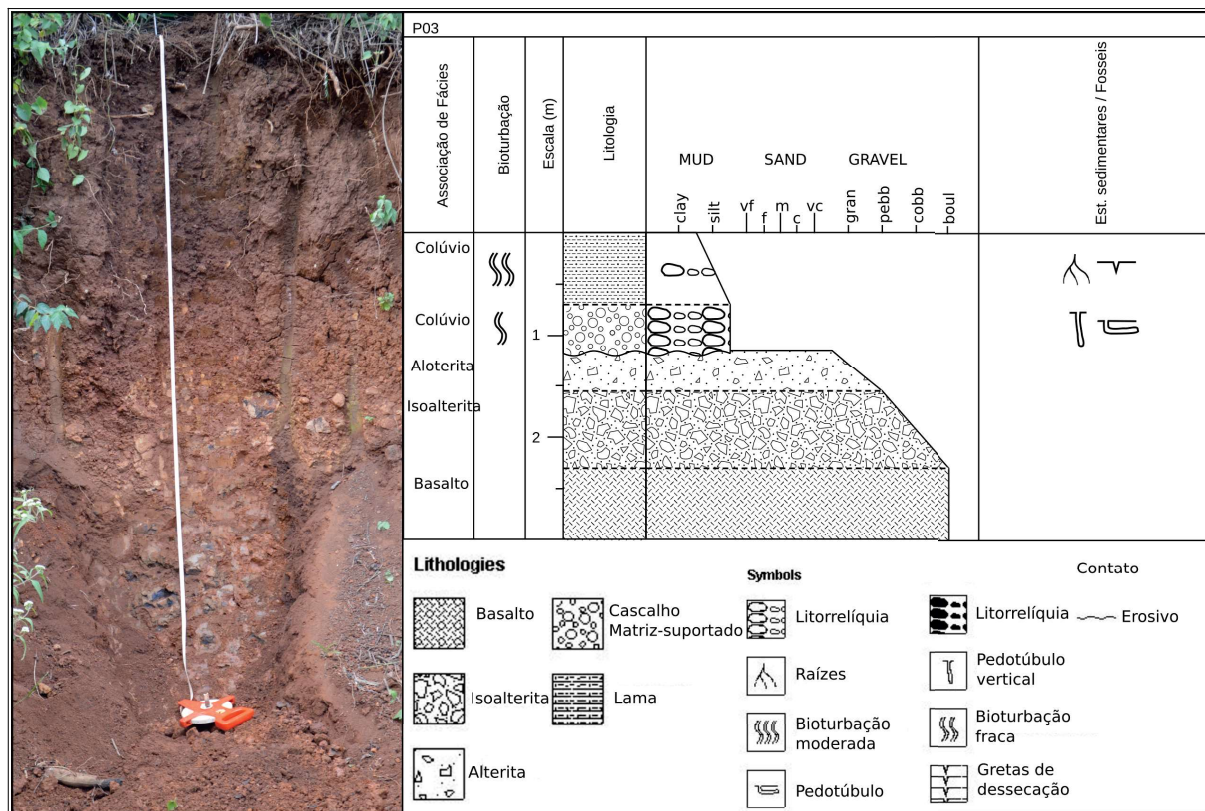
Duas fácies coluviais foram identificadas em campo na seção P03 (Fig. 5.9). A primeira, em contato erosivo com a aloterita, corresponde a litofácies cascalho matriz suportado maciço (Gmm) e exibe espessura média de 40 cm e matriz lama arenosa siltosa. O tamanho dos clastos variam de granulo a > seixo e constituem-se de fragmentos de basalto arredondado e geodos (APÊNDICE M). Na matriz, são comuns pedotúbulos e carvões, indicando atividade pedogenética. A matriz apresenta estrutura sub-angular de grau forte, consistência ligeiramente dura quando seca e firme quando úmido, não plástico/não pegajoso quando molhado. Esse nível foi classificado como horizonte pedostratigráfico 2CAb.

Sobreposto ao horizonte 2CAb, ocorre a litofácies Fr com espessura média de 70 cm. Do ponto de vista textural, essa fácies é constituída pela classe textural lama levemente arenosa muito argilosa (Fig. 5.9 e 5.10). Litorrelíquias de basalto, nódulos e concreções (possivelmente Fe e Mn) são comuns nesse nível (tamanho grânulo a seixo) dispersas na matriz, bem como carvões e pedotúbulos, também indicando processos pedogenéticos incipientes. A estrutura da matriz é do tipo blocos subangulares a granular no topo, de grau forte e tamanho pequeno. A consistência é ligeiramente dura quando seca, firme quando



úmido e não plástico/não pegajoso quando molhado. Portanto, esse nível foi classificado como horizonte pedoestratigráfico CAp (Tabela 5.3).

Figura 5.9 - representação gráfica da seção colunar do afloramento P03



Fonte: Elaborado pelo autor

Tabela 5.3: Descrição pedoestratigráfica da seção P03

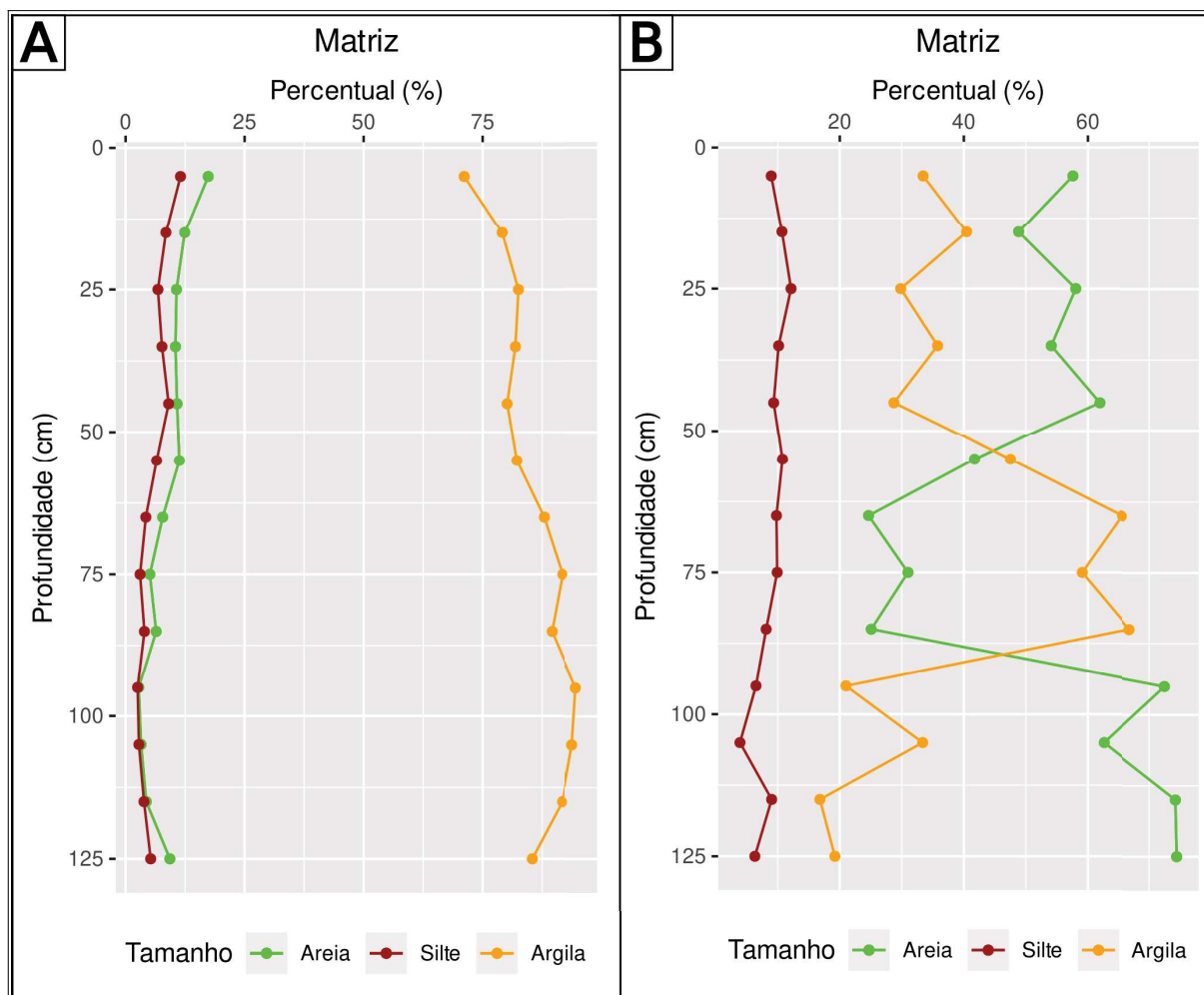
Hor	prof	Cor	Estrutura			Consistência			Pedofeições
			Grau	Tam	Tipo	Seco	Úmido	Molhado	
CAp	0-70	2.5YR 3/3	Forte	Pequena	Subangular	Ligeiramente dura a dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	Carvões, pedotúbulos e pedorrelíquias
2CAb	70-110	2.5YR 2.5/3	Forte	Pequena	Subangular	Ligeiramente dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	Carvões, pedotúbulos e pedorrelíquias
3Cb	110-150	2.5YR 2.5/3	-	-	-	-	-	-	-
4CRb	150-220	5YR 3/4	-	-	-	-	-	-	-

Fonte: Elaborado pelo autor

A análise granulométrica pelo método de dispersão ultrassônica revela o predomínio da fração argila sobre as demais classes com pouca variação entre as amostras analisadas (Fig. 5.10A), enquanto os resultados obtidos pelo método sem dispersão ultrassônica revela uma ampla variabilidade dos percentuais granulométricos entre as amostras analisadas. No geral,

verifica-se o predomínio da fração areia sobre as demais (Fig. 5.10B), com exceção do intervalo entre 55 e 85 cm (parte da camada 2CAb).

Figura 5.10 - Análise granulométrica da matriz dos sedimentos da seção P03 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B)



Fonte: Elaborado pelo autor

O arcabouço é constituído por cascalho que varia de tamanho granelo a bloco. O grau de arredondamento varia de arredondado, subarredondado a subangular, enquanto grau de esfericidade varia de subsférica a alongada. A textura superficial é predominantemente rugosa. As classes de forma variam de blocos a placas e lâminas (APÊNDICE M).

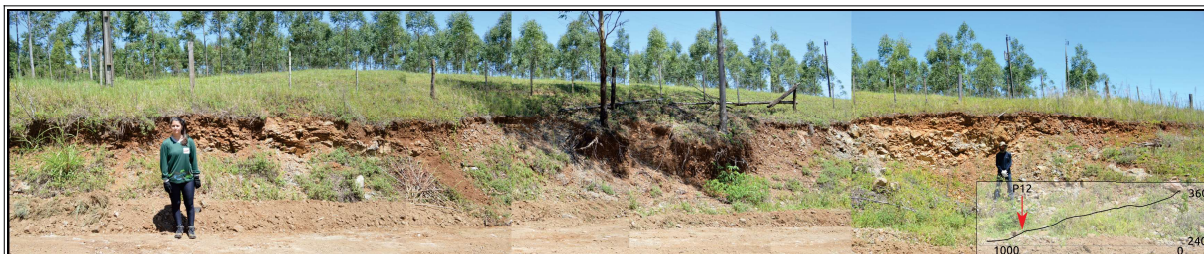
#### 5.5.1.4 Seção estratigráfica Ponto 12 (P12)

A seção estratigráfica P12 está situada no terço inferior de uma encosta inclinada, à 259 metros de altitude (Fig. 5.11). Trata-se de um depósito de colúvio delgado, sobreposto a



rocha alterada. Portanto, nessa seção, apenas duas litofácies foram descritas (Fig. 5.12): fácies intemperismo sobreposto por uma fácies coluvial de cascalho clasto-suportado (Gcm).

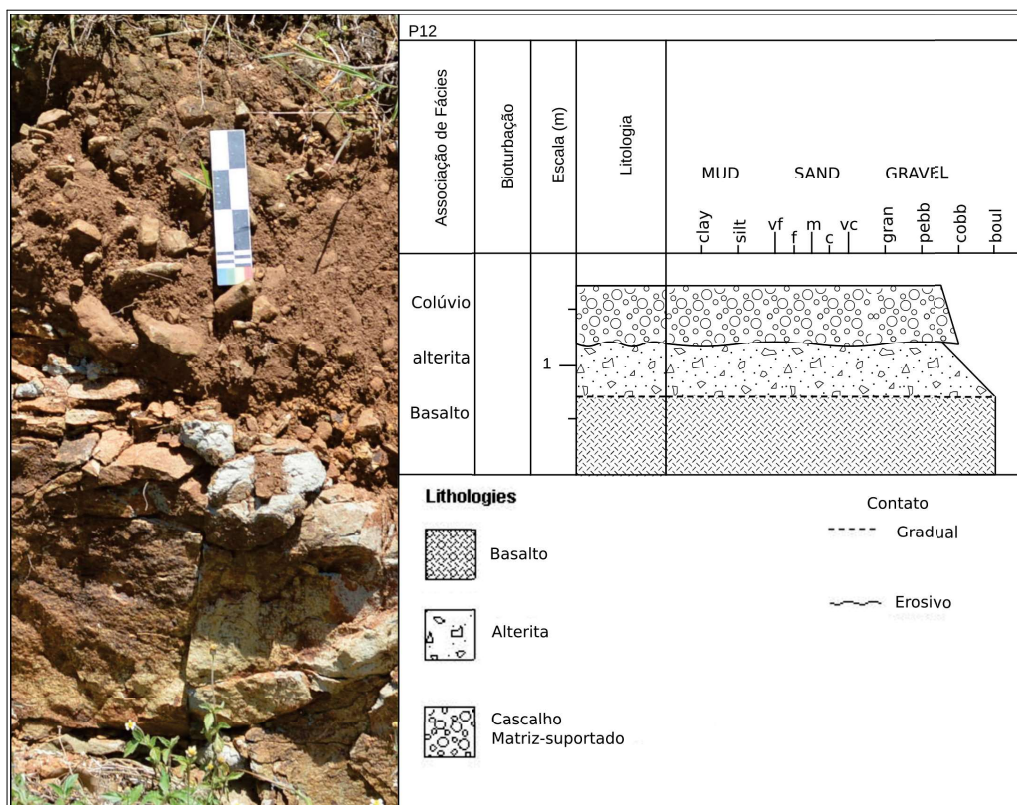
Figura 5.11- Rampa inclinada na seção pedoestratigráfica P12



Fonte: Elaborado pelo autor

A fácies intemperismo é constituído pela isoalterita e aloterita. A alterita exibe espessura média de 150 cm, tendo a estrutura da rocha bem preservada (Fig. 5.12). No geral, a aloterita encontra-se ligeiramente a moderadamente intemperizada, com cores cinza (núcleo) e alaranjada (pátina), sendo ainda visível estruturas da rocha (fraturas horizontais). A aloterita é relativamente delgada (<50 cm) e não ocorre em toda a seção. Encontra-se com grau de alteração moderado, exibindo córtex de alteração alaranjado sendo descontínua lateralmente.

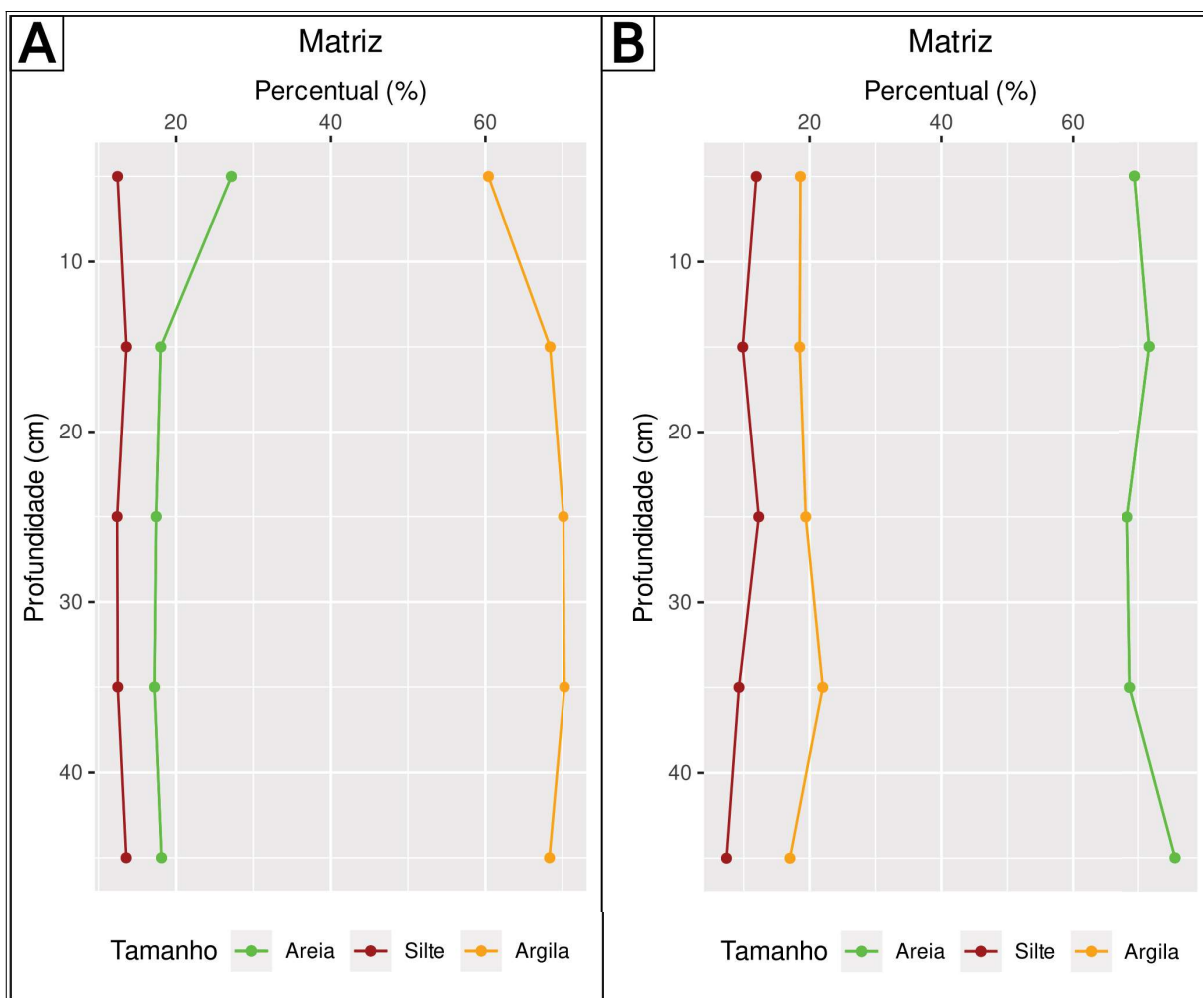
Figura 5.12 - Seção colunar síntese do afloramento P12



Fonte: Elaborado pelo autor

A fácies cascalho matriz-suportada é composta por clastos oligomíticos (fragmentos de basalto) tamanho granelo a seixo, mal selecionados e estrutura caótica, sem indícios de estruturas sedimentares ou gradação. Os seixos variam de subarredondado a subangular. Lateralmente, essa litofácies apresenta lentes de clasto com cascalho suportado. A análise granulométrica sem dispersão ultrassônica revelou a matriz como predominantemente arenosa na camada cascalho matriz-suportada, com baixa concentração de argila e silte (Fig. 5.13).

Figura 5.13 - Traçado granulométrico da matriz dos sedimentos da seção P12 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B)



Fonte: Elaborado pelo autor

#### 5.5.1.5 Seção estratigráfica Ponto 18 (P18)

A seção estratigráfica P18 está situado no terço inferior de uma encosta em colta altimétrica de 312 metros (Fig. 5.14). Trata-se de um depósito relativamente espesso ( $\approx 4$  metros) situado na transição entre dois patamares elevados com declividade acentuada. Nessa



seção foram descritas 4 litofácies, sendo elas, da base para o topo: 1) fácies intemperismo (isoalterita); 2) fácies intemperismo (aloterita) 3) fácies coluvial (cascalho matriz-suportada, código Gmg) e 4) fácies coluvial (argila, silte, maciço, raízes, bioturbação – código Fr).

Figura 5.14 - Composição de fotografias da seção estratigráfica P18



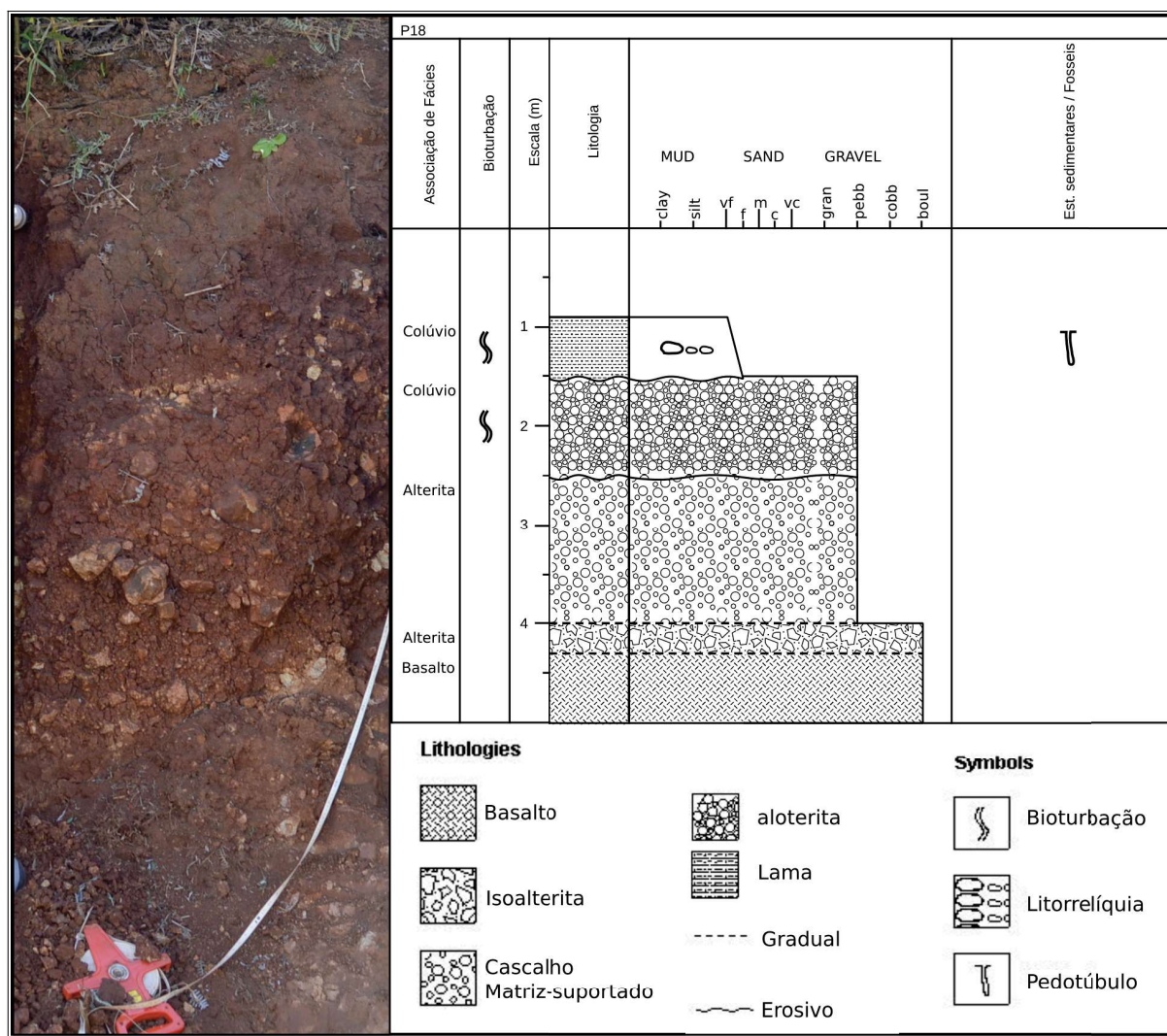
Fonte: Elaborado pelo autor

A litofácies intemperismo – isoalterita apresenta espessura média de 40 cm aflorante, sendo constituída por fragmentos de rocha (possivelmente basalto) pouco alterada tamanhos bloco a calhaus e matriz lama-arenosa extremamente argilosa. Os blocos apresentam córtex de



alteração amarelado a esverdeado, ocasionalmente com esfoliação esferoidal. Com base em critérios pedoestratigráficos, essa unidade foi classificada como horizonte 4CRb (Tab. 5.4).

Figura 5.15 - seção colunar síntese do afloramento P18



Fonte: Elaborado pelo autor

Sobreposto a isoalterita, ocorre a fácies de intemperismo - alterita com espessura máxima de 340 cm, entre as profundidades de 170 a 340 cm. No geral, essa unidade apresenta matriz argilo-siltosa, com estrutura em blocos subangulares de grau forte, com consistência dura (seca) e firme (úmida) e não plástica/ não pegajosa não pegajosa. O arcabouço apresenta blocos alterados de basalto com tamanho de até 7 cm, enquanto a matriz exhibe clastos com esfoliação esferoidal tamanho grânulo a seixo e córtex exibindo coloração esverdeada a azulada (possivelmente óxidos de manganês). No topo da aloterita, a frequência de clastos diminuem, com aumento gradual da matriz. Com base em critérios pedoestratigráficos, essa camada foi classificada como horizonte 3Cb (Tab. 5.4).

Em contato erosivo com a aloterita, ocorre a fácies coluvial cascalho-matriz suportada (código Gmg), com espessura de até 110 cm. Os clastos são polimíticos (litologias vulcânica, vulcano-sedimentar e minerais criptocristalinos) e exibem tamanhos que variam de 2 a 3 cm ou 6 a 7 cm (APÊNDICE N). A matriz apresenta textura lama levemente extremamente argilosa com coloração. A camada apresenta gradação normal 5YR 4/4. Com base no critério pedostratigráfico, essa unidade corresponde ao horizonte 2CAb (Tab. 5.4).

Tabela 5.4 - propriedades macromorfológicas da matriz das unidades da seção P18

Hor	prof	Cor	Estrutura			Consistência			Pedofeições
			Grau	Tam	Tipo	Seco	Úmido	Molhado	
CA	0-60	5YR 3/2	Forte	Pequena	Granular a subangular	Dura a muito dura	Firme a muito firme	Não plástico/não pegajoso	Carvões, raízes e pedorrelíquias
2CAb	60-170	5YR 4/4	Forte	pequena	subangular	Dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	Carvões, pedotúbulos e pedorrelíquias
3Cb	170-320	2.5 YR 4/4	Forte	Pequena	Subangular	Ligeiramente dura	Firme	Não plástico/não pegajoso	
4CRb	>320		-	-	-	-	-	-	Litorrelíquias

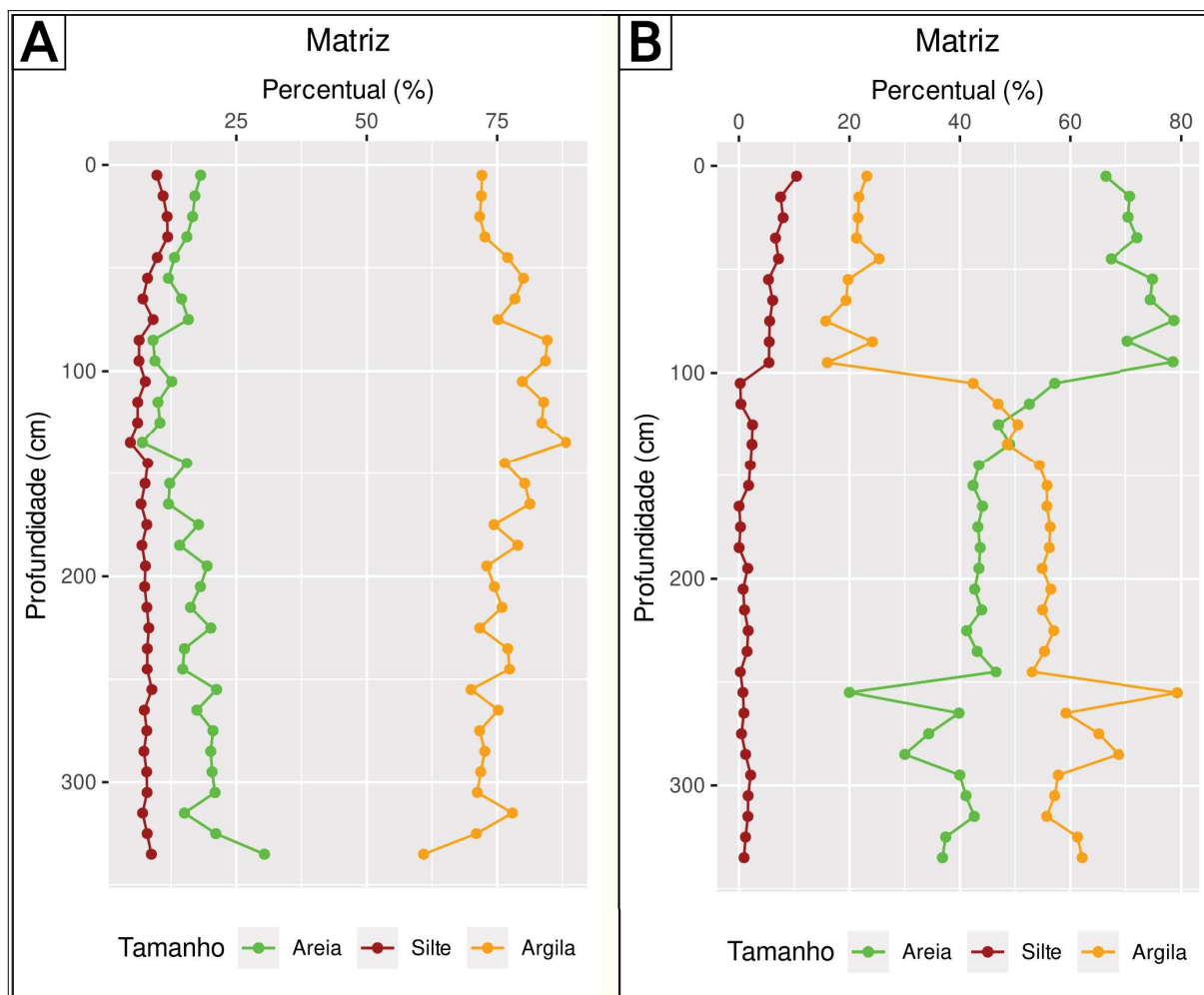
Fonte: Elaborado pelo autor

Sobre o horizonte 2Cb, ocorre uma camada relativamente delgada ( $\approx 60$  cm) em contato abrupto com o nível adjacente, constituindo um depósito de colúvio maciço (litofácies Fr). Fragmentos de rocha alterada de tamanho areia a seixo ocorrem dispersos na matriz. A matriz possui cor 5YR 3/2 e litologia lama-arenosa extremamente argilosa. Nessa camada, a bioturbação é relativamente mais intensa quando comparado aos níveis adjacentes, associada a processos “modernos”. A estrutura é granular a bloco sub-angulares de grau forte, com consistência dura (seca) e firme (úmida) e não plástica/ não pegajosa não pegajosa. Assim, com base no critério pedostratigráfico, essa unidade corresponde ao horizonte CA (Tab. 5.4).

A análise granulométrica com dispersão ultrassônica revela o predomínio da fração argila sobre as frações areia e silte (Fig. 5.16A), com tendência a aumento em profundidade até 135cm (horizonte CA e centro do horizonte 2CAb). A partir de 145 cm, verifica-se uma ampla variabilidade na tendência granulométrica, embora no geral verifica-se o decréscimo da fração argila com o aumento da profundidade. Por outro lado, a análise granulométrica sem dispersão ultrassônica (Fig. 5.16B) revela uma maior variabilidade do percentual das frações areia, silte e argila: até 100 cm de profundidade, ocorre o predomínio da fração areia, com

decrécimo em profundidade. Picos de argila são encontrados em 255 e 285 cm de profundidade, embora sem relações estratigráficas evidentes.

Figura 5.16 - Traçado granulométrico da matriz dos sedimentos da seção P12 pelos métodos com dispersão ultrassônica (A) e sem dispersão Ultrassônica (B)



Fonte: Elaborado pelo autor

### 5.5.2 Constituição mineralógica dos sedimentos inconsolidados

No geral, a assembleia mineralógica dos materiais que integram os depósitos sedimentares quaternários descritos nesse trabalho é constituída por filossilicatos, óxidos e hidróxidos de Fe, Al, e Ti, com pequenas variações entre os perfis descritos. A mineralogia descrita integra a composição das frações areia, silte e argila (APÊNDICES N a Y).

Na seção estratigráfica P1, a mineralogia modal é composta por quartzo (Óxido de Si), haloisita (hidróxido de alumínio), ilmenita (óxido de Fe e Ti), rutilo (óxido de Ti), hematita (óxido de Fe), ferrihidrita (óxido de ferro hidratado) e goethita (hidróxido de Fe), sendo a



única exceção é o horizonte 3BCb, que exibe baixos reflexos de minerais do grupo das esmectitas (montmorilinitas) além dos minerais supracitados.

Para a seção estratigráfica P2, a mineralogia modal estabelecida pela análise dos difratogramas de raio-x é constituída por quartzo, haloisita, ilmenita, ferrihidrita e goethita. O Horizonte 3CRb e 4CAb apresentam, além dos minerais supracitados, reflexos de montmorilonitas, enquanto o horizonte 5BCb exibe reflexos de caulinita.

Na seção estratigráfica P3, com base na análise dos difratogramas, foi verificado a ocorrência de quartzo, haloisita, ilmenita, hematita e goethita. Sutis variações foram verificados para os horizontes que recobrem a alterita: no nível CA, entre as profundidades de 30-40, foi verificado reflexos de rutilo, enquanto no horizonte 2CAb, nas profundidades de 90-100, foi identificado ferrihidrita. Já no P12, a assembleia mineralógica é constituída por quartzo, caulinita, magnetita e hematita.

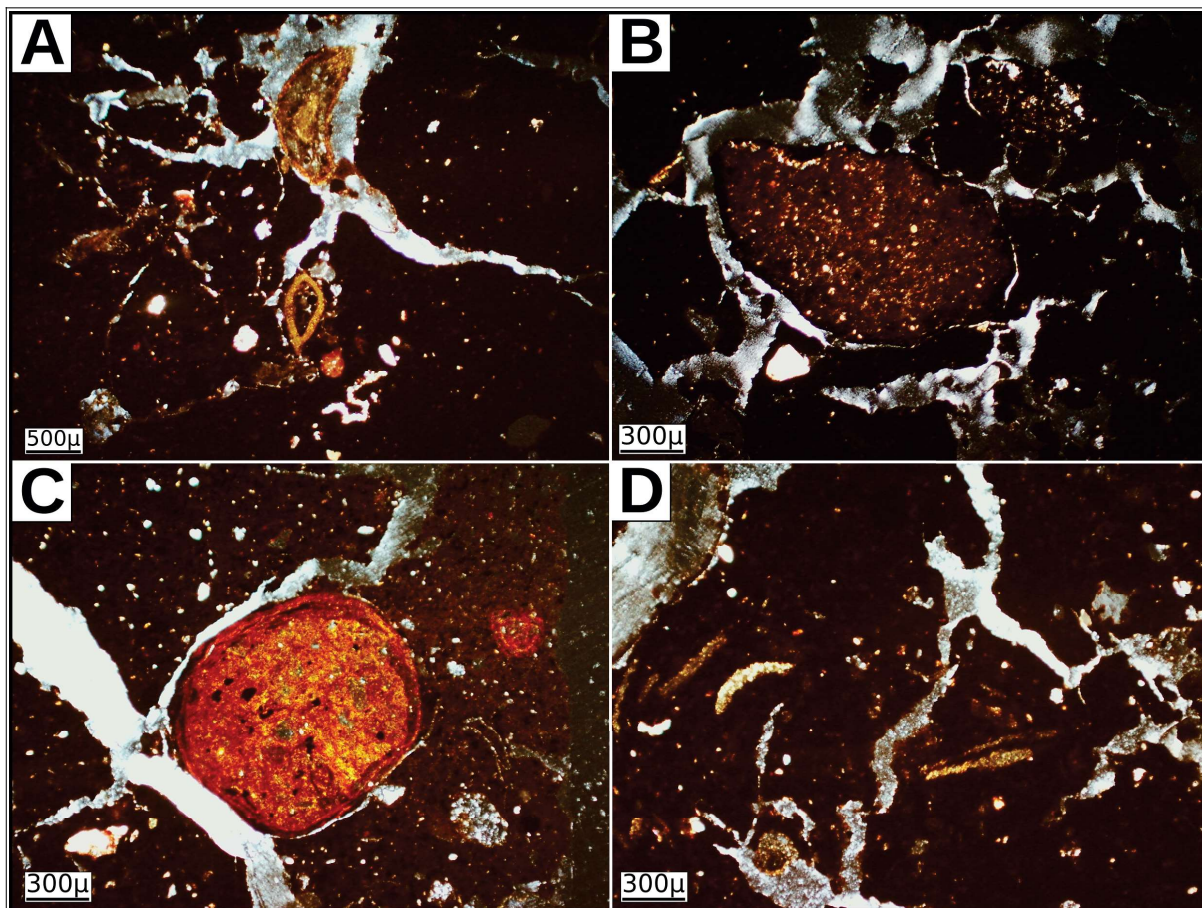
Na seção P18, a mineralogia modal é constituída por haloisita, ilmenita, rutilo e goethita. Ilita ocorre com baixos reflexos nos horizontes 2CAb e 3CB, enquanto nontronita ocorre no horizonte (2CAb) e zeólitas e montmorilonita ocorrem no nível (3Cb).

### 5.5.3 Descrição micromorfológica das unidades estratigráficas em lâminas delgadas

Na seção estratigráfica P01, as propriedades micromorfológicas são relativamente semelhantes entre os horizontes pedoestratigráficos, embora parte dos elementos do fundo matricial possuem sutis diferenças da microfábrica (Figuras 5.17, 5.18 e 5.19). A matriz da fábrica é constituída pela fração fina de tamanho argila a silte (predominante), enquanto a fração grossa é composta por grãos de minerais primários (quartzo, ilmenita, magnetita e rutilo) e nódulos (litomórficos e pedomórficos), em tamanhos que variam de silte a areia média (Fig. 5.17B e E). São mal selecionados, não orientados e de alta variabilidade composicional e morfológica, dominantes como feições intrusivas na matriz.

No geral, o fundo matricial apresenta padrão básico de distribuição aleatório, enquanto o padrão de orientação básico varia de aleatória a argila levemente orientada (estriada). Portanto, o padrão de distribuição referida predominante é aleatória e secundariamente paralela aos poros e fração grossa. Já o padrão de distribuição relacionados é do tipo porfírico com espaçamento duplo. Localmente, o padrão é enáulica, associada ao desenvolvimento da pedalidade.

Figura 5.17- Imagens micrográficas do Horizonte Ap da seção P01. A) preenchimento solto descontínuo em poros canais, vinculado a bioturbação. B) Pedofeição intrusiva no fundo matricial (litorrelíquia). C) Nódulo pedomórfico com hipo-revestimentos herdados do processo pedogenético da área fonte. D) vestígios orgânicos intrusivos na matriz.

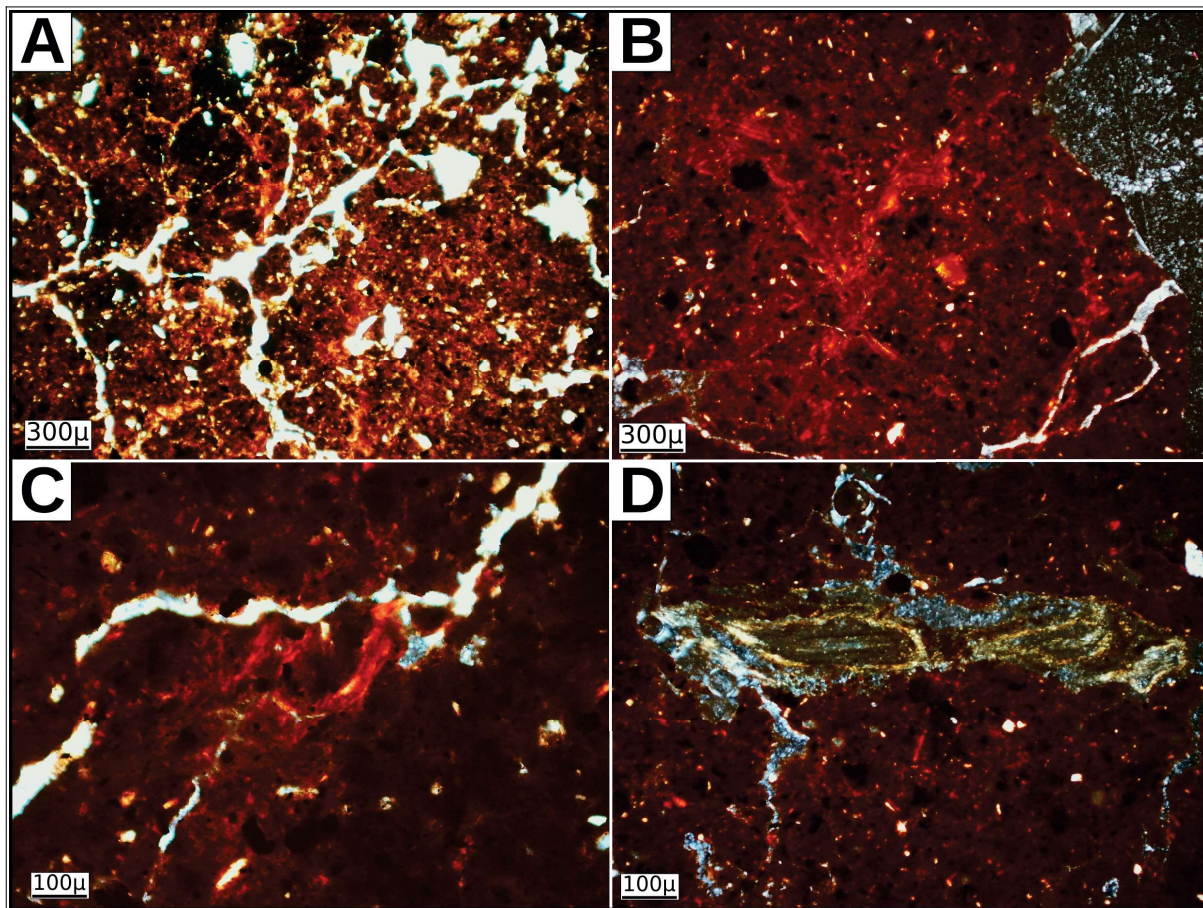


Fonte: Elaborado pelo autor

A microestrutura predominante é do tipo maciça no horizonte Ap (Fig. 5.17A e D), secundariamente microestrutura subangular (Fig. 5.17A, 5.18A, 5.19C), granular a grumosa (Fig. 5.18). Poros são abundantes, predominando canais (Fig. 5.17, 5.18A, C e D, 5.19C), seguida por planares, cavitários (Fig. 5.17, 5.18 5.19A, B e D) e raros vesiculares, enquanto câmaras foram identificados nos horizontes 3BCb e 2Bb (Fig. 5.19B).

A birrefringência da fábrica (*b-fábrica*) ocorre associado ao processo de depleção e impregnação dos elementos do fundo matricial. A birrefringência do conjunto é do tipo salpicada a pontuada, seguida por estriada (Fig. 5.18B, C; 5.19B). Com relação as birrefringências estriadas, com base nos padrões de orientação e distribuição, foram identificados os tipos tipo poroestriado, granosestriado e estriado cruzado. Na amostra obtida do horizonte pedostratigráfico Ap, a birrefringência é indiferenciada devido a forte impregnação por matéria orgânica.

Figura 5.18- Imagens micrográficas do horizonte pedostratigráfico 2Bb da seção P01. A) microestrutura em blocos subangulares transecionando para granular a grumosa. B, C) Feições de depleção vinculado a abertura de poros cavitários e desenvolvimento de peds. Note a b-fábrica com orientação estriada tendendo a cruzada em B. D) Preenchimento solto descontínuo, possivelmente de vestígios orgânicos.

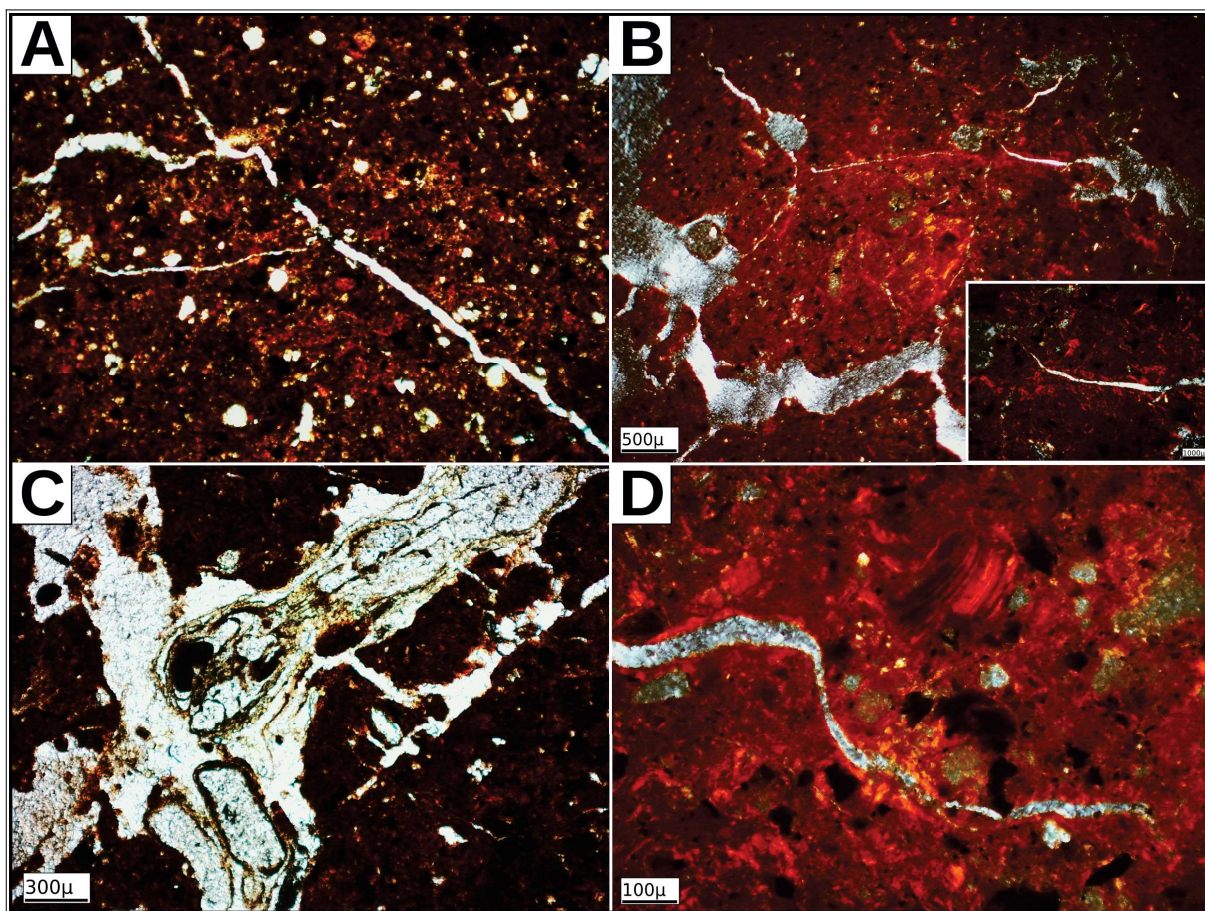


Fonte: Elaborado pelo autor

As principais pedofeições identificadas ocorre junto ao fundo matricial, embora também ocorra como feições intrusivas. A depleção na matriz ocorre na microestrutura maciça e geralmente está associada aos poros planares e cavitários (Figs. 5.18B, C; 5.19B, D). Hiporevestimentos de Fe-(hidr)óxido em superfícies de peds (Figs. 5.18B, 5.19B, D) (horizontes 3BCb e 2Bb), ou como revestimentos laminados de pendentes e capeamento (Horizonte Ap) (Fig. 5.17A). São límpidos, não laminados e descontínuos. Quasi-revestimentos estão associados a áreas de depleção e abertura de poros cavitários da micromassa. Preenchimento são raros, mas ocorrem como amorfos em poros canais.



Figura 5.19 - Imagens micrográficas do horizonte 3CAb da seção P01. A) Poros canais e planares limitados por pedregulhos em blocos subangulares. B) Poros planares associados a quasi-revestimentos, demonstrando o processo de depleção na matriz e formação de agregados; C) Preenchimento solto descontínuo em poro canal. D) Feições de depleção e impregnação em poros canais e matriz, além de pápula intrusiva no fundo matricial.

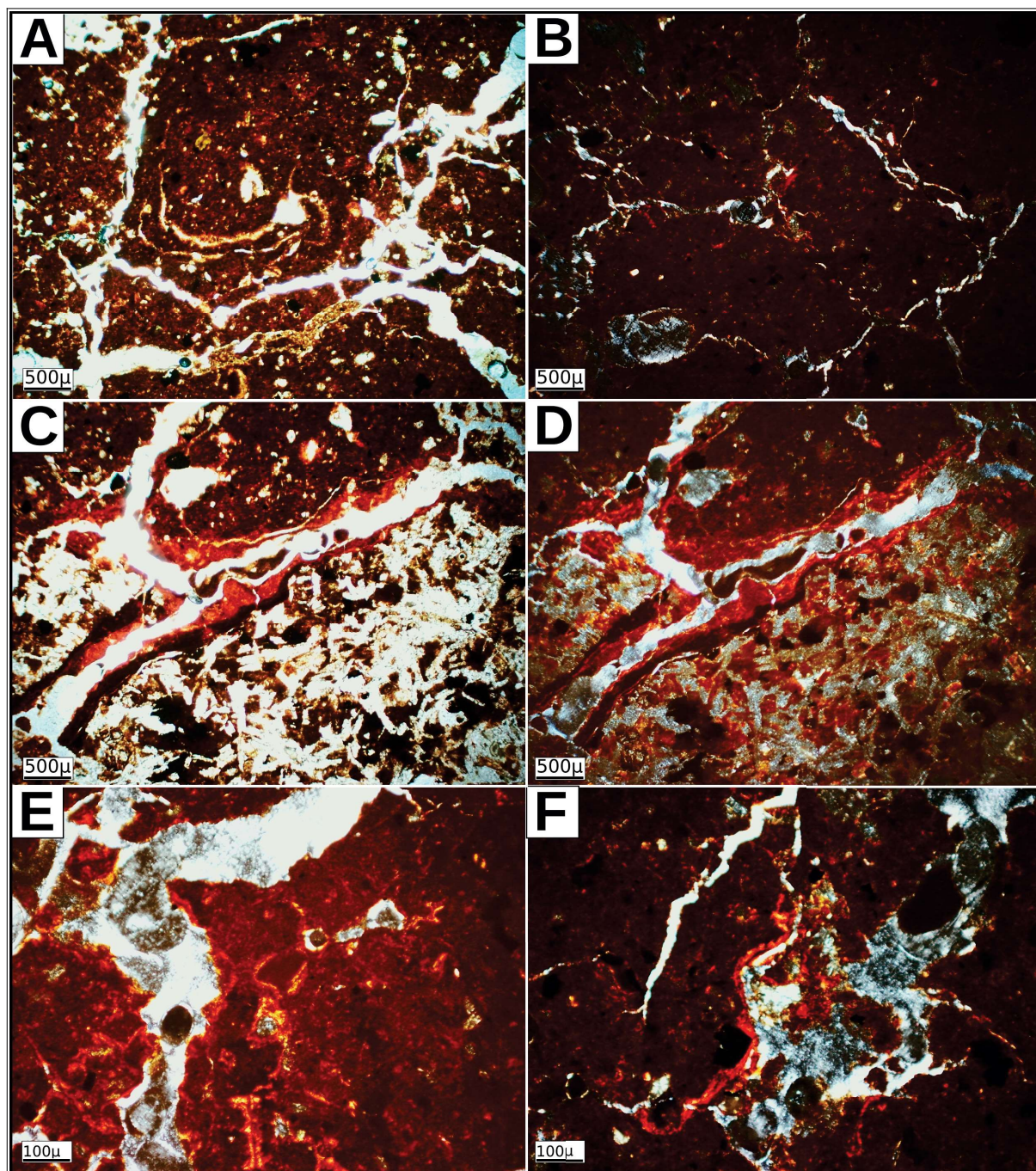


Fonte: Elaborado pelo autor

Na seção estratigráfica P02, as propriedades micromorfológicas são relativamente semelhantes entre os horizontes pedoestratigráficos, embora os elementos do fundo matricial possuam diferenças significativas. A matriz da fábrica é constituída pela micromassa de tamanho silte a argila (predominantes), enquanto a fração grossa é composta por grãos de minerais primários (quartzo, ilmenita, magnetita e rutilo) e nódulos (litomórficos e pedomórficos), além de fragmentos de basalto com diferentes graus de alteração, em tamanhos que variam de silte a grânulo (Fig. 5.20A, C, D, F). São mal selecionados, não orientados e de alta variabilidade composicional e morfológica e dominantes como feições intrusivas na matriz.



Figura 5.20- Micrografias do horizonte pedostratigráfico 4CAb da seção P02. A) Microestrutura em blocos associada a poros canais. B) peds em blocos sug-angulares moderadamente desenvolvidos e parcialmente acomodados. C e D) litorelíquia de basalto intrusiva na matriz, com feições de depleção e impregnação. E e F) Revestimentos associado a porosidade cavitária e canais.



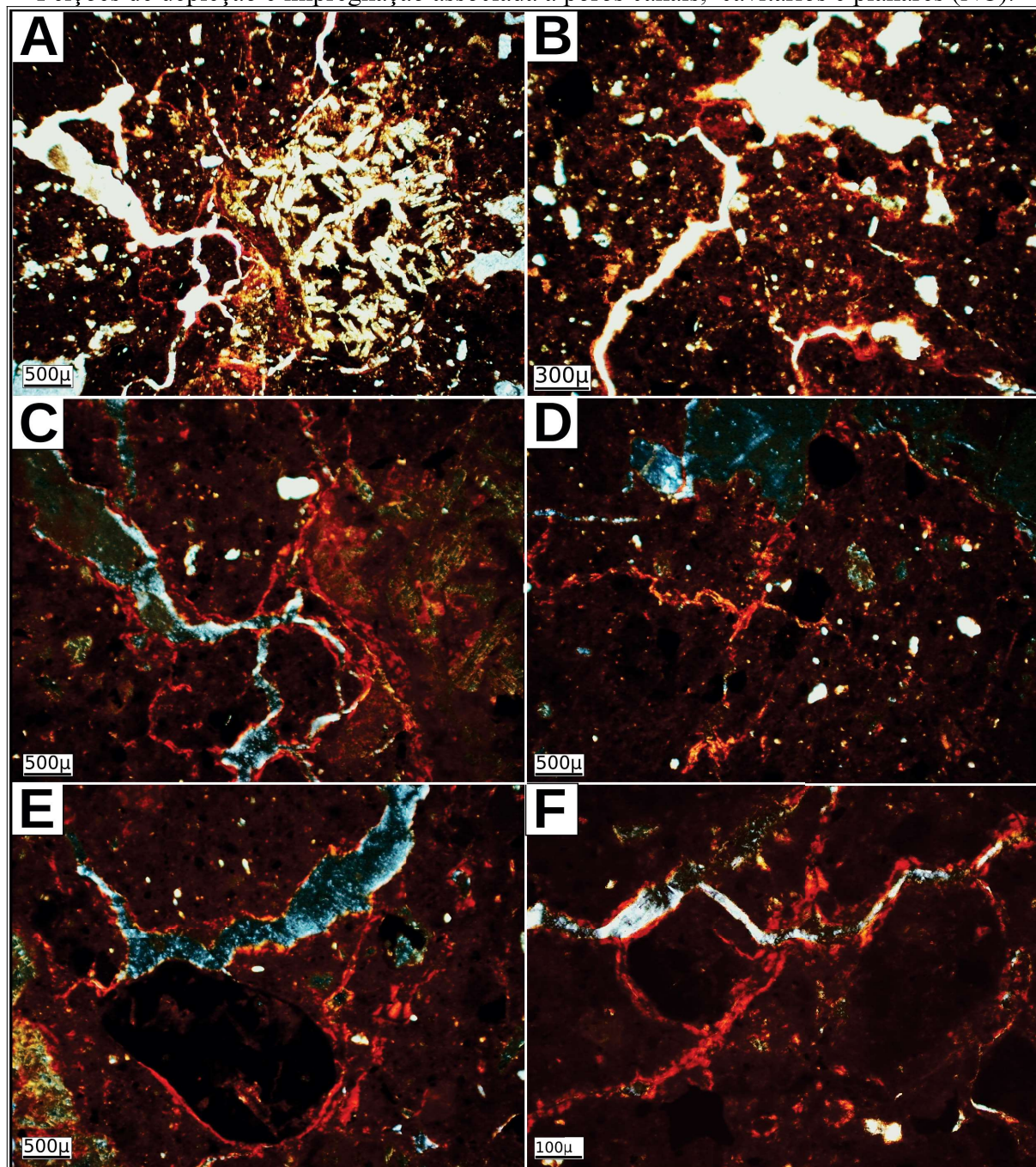
Fonte: Elaborado pelo autor

No geral, o fundo matricial apresenta padrão básico de distribuição aleatório dos componentes da fábrica nos horizontes 5BCb a bandado no horizonte CAp, enquanto o padrão



de orientação básico varia de aleatória a com argila levemente orientada (estriada). O padrão de orientação bandado ocorre pela intercalação entre DRC porfírica aberta e enáulica.

Figura 5.21 - Imagens micrográficas do horizonte 5BCb. A) Pedorrelíquia de basalto intrusiva no fundo matricial. B) Desenvolvimento de pedalidade associada a poros canais. C-F) Feições de depleção e impregnação associada a poros canais, cavitários e planares (NC).



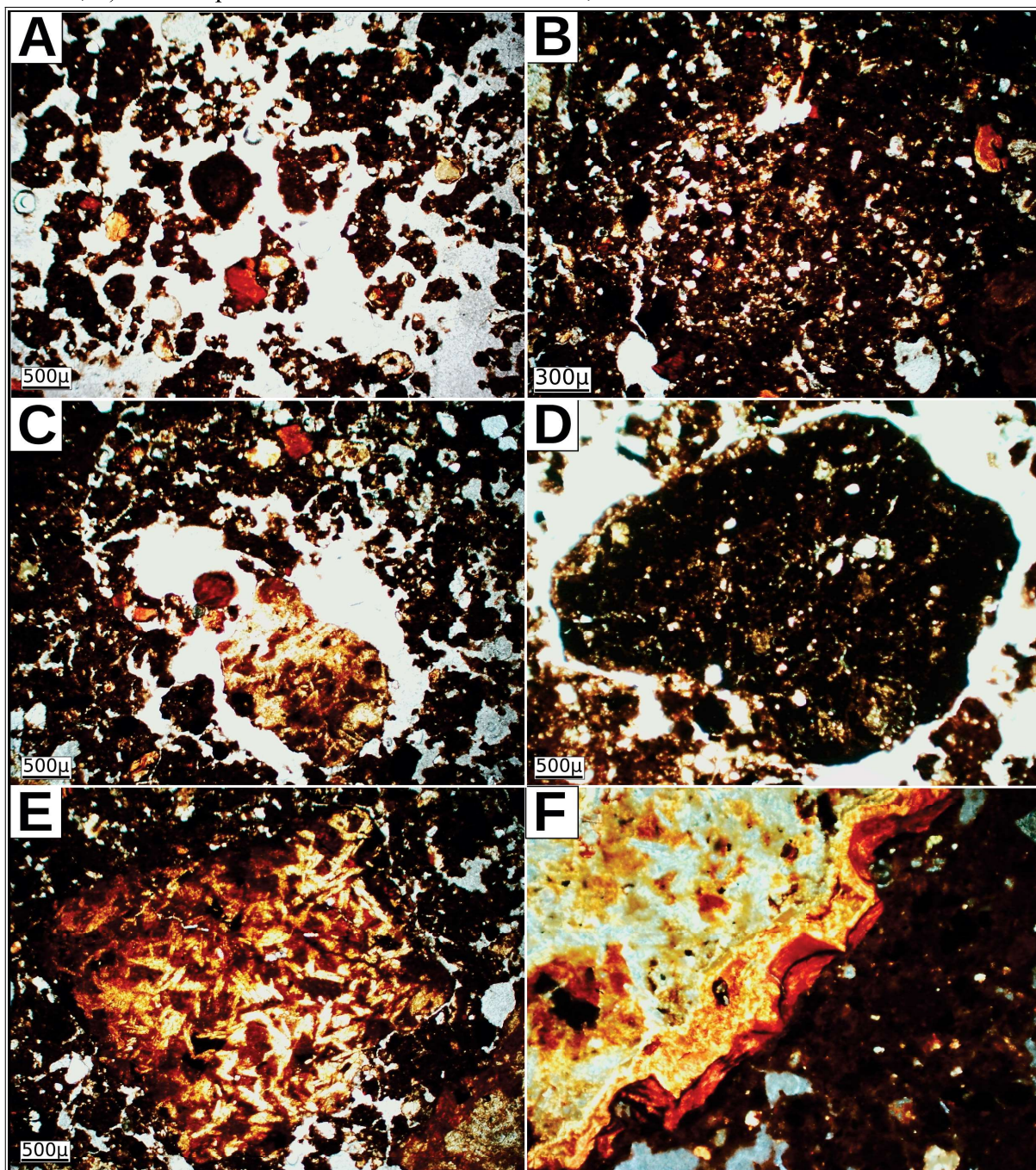
Fonte: Elaborado pelo autor

O padrão de distribuição referida predominante é aleatória e secundariamente paralela aos poros. Quando o padrão de distribuição referida é paralela, o padrão de orientação ocorre paralela aos poros e fração grossa. Os padrão de distribuição relacionado é do tipo porfírica



aberta com espaçamento duplo. Localmente, o padrão é enáulica, associada ao desenvolvimento da pedalidade.

Figura 5.22 - Imagens micrográficas do horizonte 4CAp da seção P02. A, B, C) Microestrutura grumosa, associada a poros de empilhamento complexo. D) pedorrelíquia de agregado, com nódulos e grãos de quartzo intrusivo na matriz, fortemente impregnada por MO. E, F) litorrelíquia de basalto intrusiva na matriz, moderadamente alterado.



Fonte: Elaborado pelo autor

A microestrutura predominante é do tipo maciça nos horizontes superficiais tendendo a sub-angular nos horizontes 4CAb e 5BCb (Figs. 5.20A, B, E e F; 5.21B-D).

Secundariamente, ocorre microestrutura granular a grumosa (Fig. 5.22A e C) no horizonte CAp. Poros são abundantes, predominando canais, seguida por planares e cavitários (Figs. 5.20 e 5.21), enquanto empilhamento complexo foram identificados nos horizontes CAp. A birrefringência da fábrica (*b-fábric*) ocorre associado ao processo de depleção e impregnação dos elementos do fundo matricial. A birrefringência do conjunto é do tipo salpicada pontuada, seguida por estriada. Com relação as estriadas, com base nos padrões de orientação e distribuição das estrias, foi identificada os tipos tipo poroestriado (Fig. 5.20 C, E, F; 5.21C, D, F) granosestriado (Fig. 5.20 C, D; 5.21E) e estriado cruzado ( Fig. 5.21D).

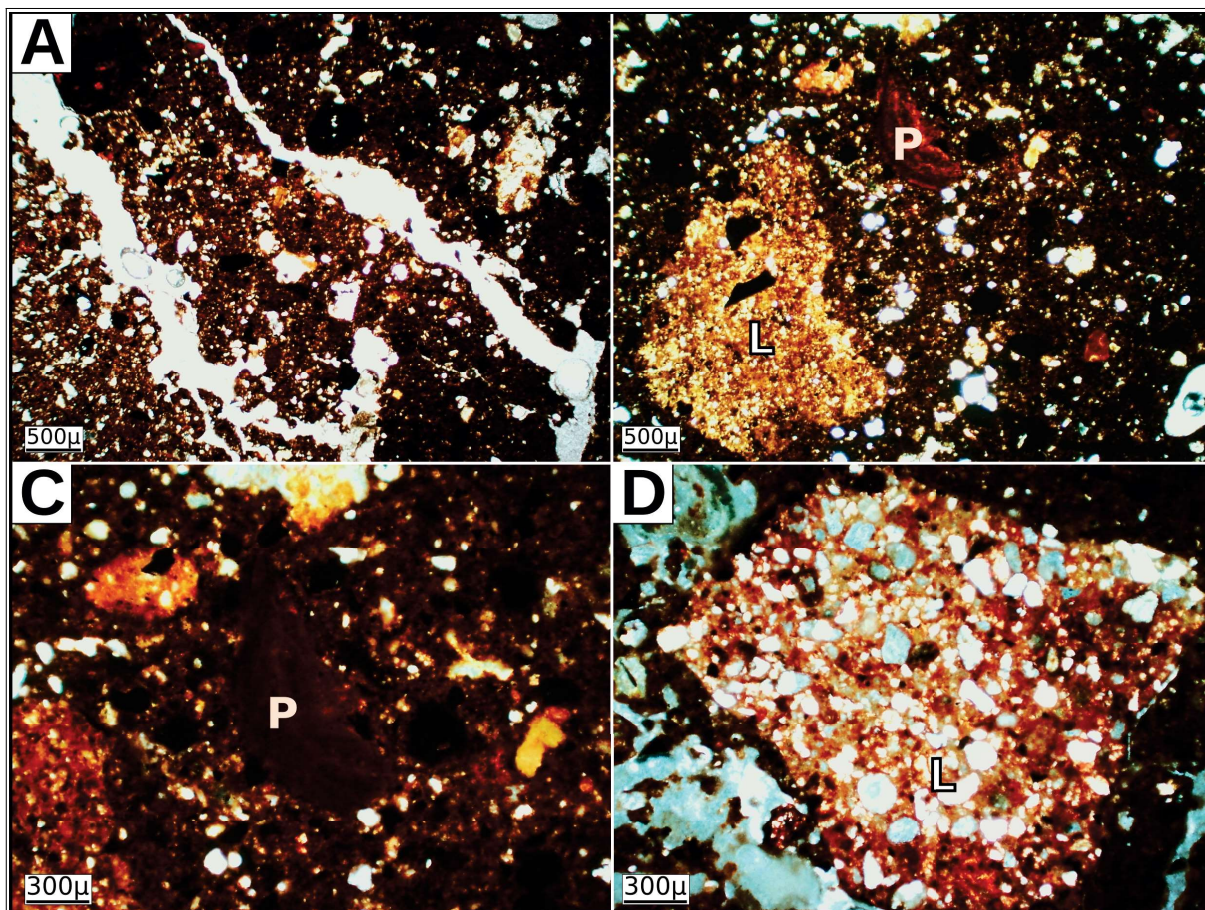
Pedofeições foram identificadas ocorre junto ao fundo matricial e como feições intrusivas. A depleção na matriz ocorre na microestrutura maciça e geralmente está associada aos poros planares e cavitários (Figs. 5.21C, D, F 5.20C-F). Hipo-revestimentos de Fe-(hidr)óxido em superfícies de pedriscos associados a áreas de depleção e abertura de poros cavitários da micromassa e como revestimentos laminados de pendentes e capeamento em litorrelíquias. Os revestimentos não laminados e descontínuos. Preenchimento são raros, mas ocorrem como amorfos em poros canais (Fig. 5.20A).

Na seção estratigráfica P03, duas lâminas delgadas foram analisadas nos horizontes CA e 2CAb. De maneira geral, as propriedades micromorfológicas também são semelhantes entre os horizontes e às demais seções estratigráficas descritas anteriormente. O fundo matricial é composto pela micromassa (predominante) em tamanhos silte a argila, com tons que variam de vermelho a vermelho-escuro e ocasionalmente amarelo a amarelo-brunado (2CAb). Já a fração grossa é composta por grãos de minerais primários (quartzo, ilmenita, magnetita e rutilo) e nódulos (litomórficos e pedomórficos) e fragmentos de basalto e arenito com diferentes graus de alteração, em tamanhos que variam de silte a areia muito grossa (5.23B e D; 5.24C, F). São mal selecionados, não orientados e de alta variabilidade composicional e morfológica e dominantes como feições intrusivas na matriz.

O padrão de distribuição e orientação básico predominante é aleatório, raramente com estrias de argila orientada associada a feições de depleção e impregnação da matriz. Dessa forma, o padrão de distribuição e orientação, quando referida, é paralela aos poros cavitários e raramente sobre grãos minerais da fração grossa. A birrefringência da fábrica ocorre associado ao processo de depleção e impregnação dos elementos do fundo matricial, embora menos comum quando comparado as demais seções estratigráficas.



Figura 5.23- Imagens micrográficas do horizonte CA na seção P03. A) microestrutura em bloco associada a poros canais. Litorrelíqua de arenito (L) e papula (P) intrusivos na matriz. C) Detalhe da pápula (fragmento de revestimento). D) Detalhe de arenito imerso na matriz.



Fonte: Elaborado pelo autor

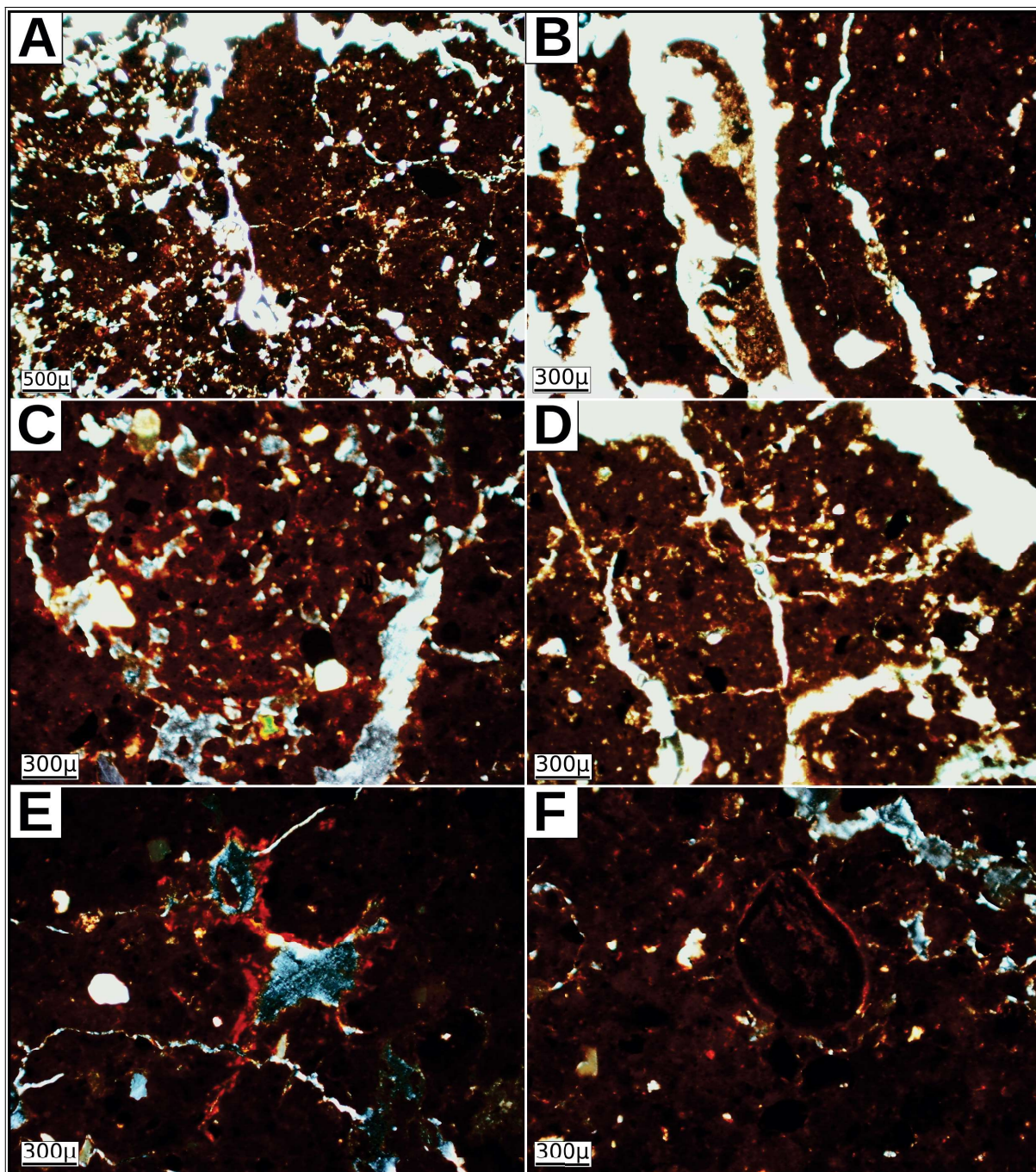
Poros canais são predominantes (Fig. 5.23A; 5.24A-D), seguidos por planares (Fig. 5.24B, D), cavitários e câmaras (Fig. 5.24E-F). Poros com empilhamento complexo ocorrem na A1 associada a microestrutura granular a grumosa. A microestrutura predominante é maciça, seguida por blocos subangulares, canais e cavitárias (Figs. 5.23A; 5.24A-E).

Diversas pedofeições foram identificadas ocorre junto ao fundo matricial e como feições intrusivas. Feições de depleção ocorre na matriz vinculado microestrutura maciça, associada ao desenvolvimento de poros cavitários (Fig. 5.24E). Hipo-revestimentos de Fe-(hidr)óxido ocorre também como revestimentos laminados de pendentes e capeamento em litorrelíquias e nódulos limomórficos (Fig. 5.24E-F). Os revestimentos não laminados e descontínuos. Preenchimento são raros, mas ocorrem como amorfos em poros canais.

Outras feições, como preenchimento solto descontínuo ocorre vinculado a poros canais (Fig. 5.24B), enquanto pápulas (fragmentos de revestimento) ocorrem intrusivas no fundo matricial (Fig. 5.23C).



Figura 5.24- Imagens micrográficas do horizonte 2CAb. A) Microestrutura em bloco transicionando para grumosa. B) Poro canal preenchido. C e D) Microestrutura em blocos associado a poros canais e planares. E e F) Revestimentos em poros e grãos minerais (NC).



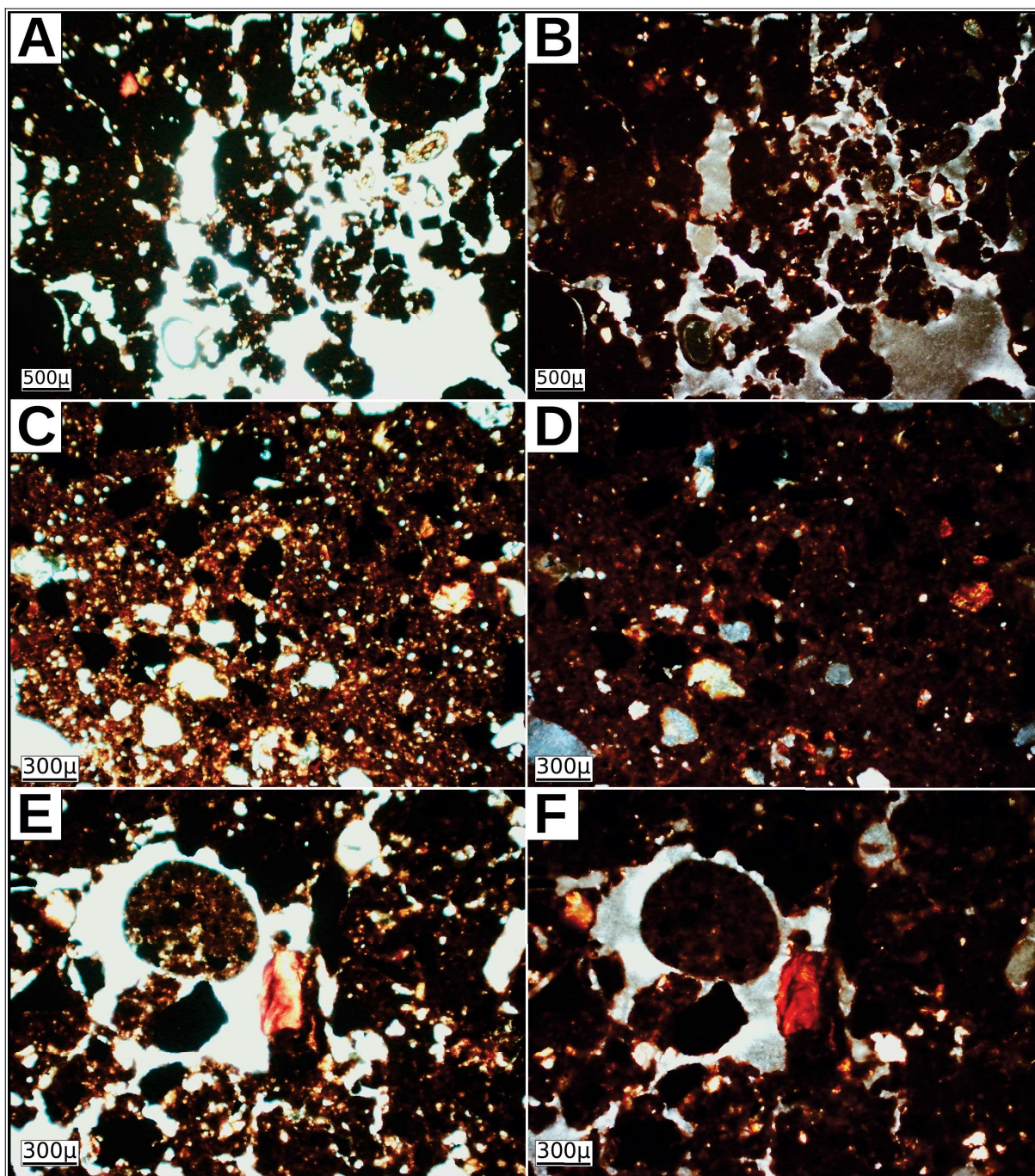
Fonte: Elaborado pelo autor

Na seção pedoestratigráfica P18, foram descritas três lâminas correspondentes aos horizontes pedo estratigráficos CA, 2CAb e 3Cb. No geral, as amostras apresentam fundo matricial constituído por micromassa silto-argilosa, enquanto a fração grossa é constituída por grãos de minerais primários como quartzo, ilmenita, magnetita e nódulos em tamanho areia a



grânulo. Os elementos da microfábrica apresentam Padrões de distribuição relacionados porfírica aberta (Fig. 5.25 e 5.27) e porfírica aberta com duplo espaçamento (Fig. 5.26).

Figura 5.25- Imagens micrográficas do horizonte CA. A e B) Microestrutura em blocos, transição para grumosa associado a poro canal e empilhamento complexo. C e D) Fração grossa sem orientação preferencial ou seleção. E e F) Pedorrelíquia associada a poro canal.



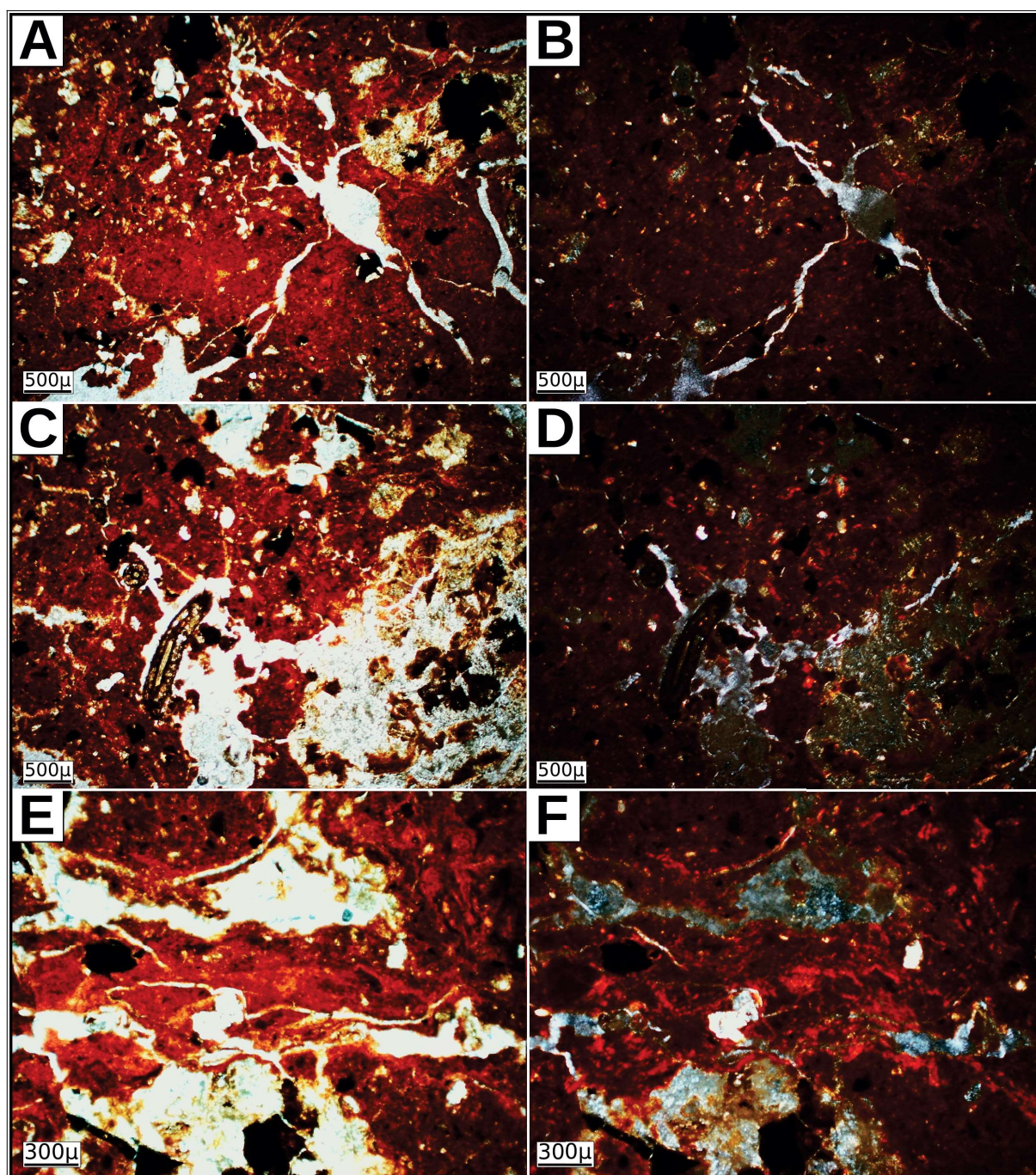
Fonte: Elaborado pelo autor

A b-fábrica varia de randômica estriada a manchada/pontilhada, via de regra com orientação paralela aos poros e à fração grossa intrusiva da micromassa (Fig. 5.26 E e F e



5.27). O padrão básico de distribuição e orientação da microfábrica é aleatório e ocasionalmente estriado quando referido a poros (orientação paralela) (Fig. 5.26E-F). A porosidade predominante é do tipo canal, seguido por empilhamento complexo no horizonte CA (5.25A-B), enquanto nos demais horizontes predominam planares, cavitários e câmeras (Fig. 5.26 e 5.27), tendo ocasionalmente poros canais.

Figura 5.26- Imagens micrográficas do horizonte 2CAb. A-D ) Microestrutura maciça transicionado para cavitária. E e F) Revestimentos associado ao desenvolvimento da estrutura.

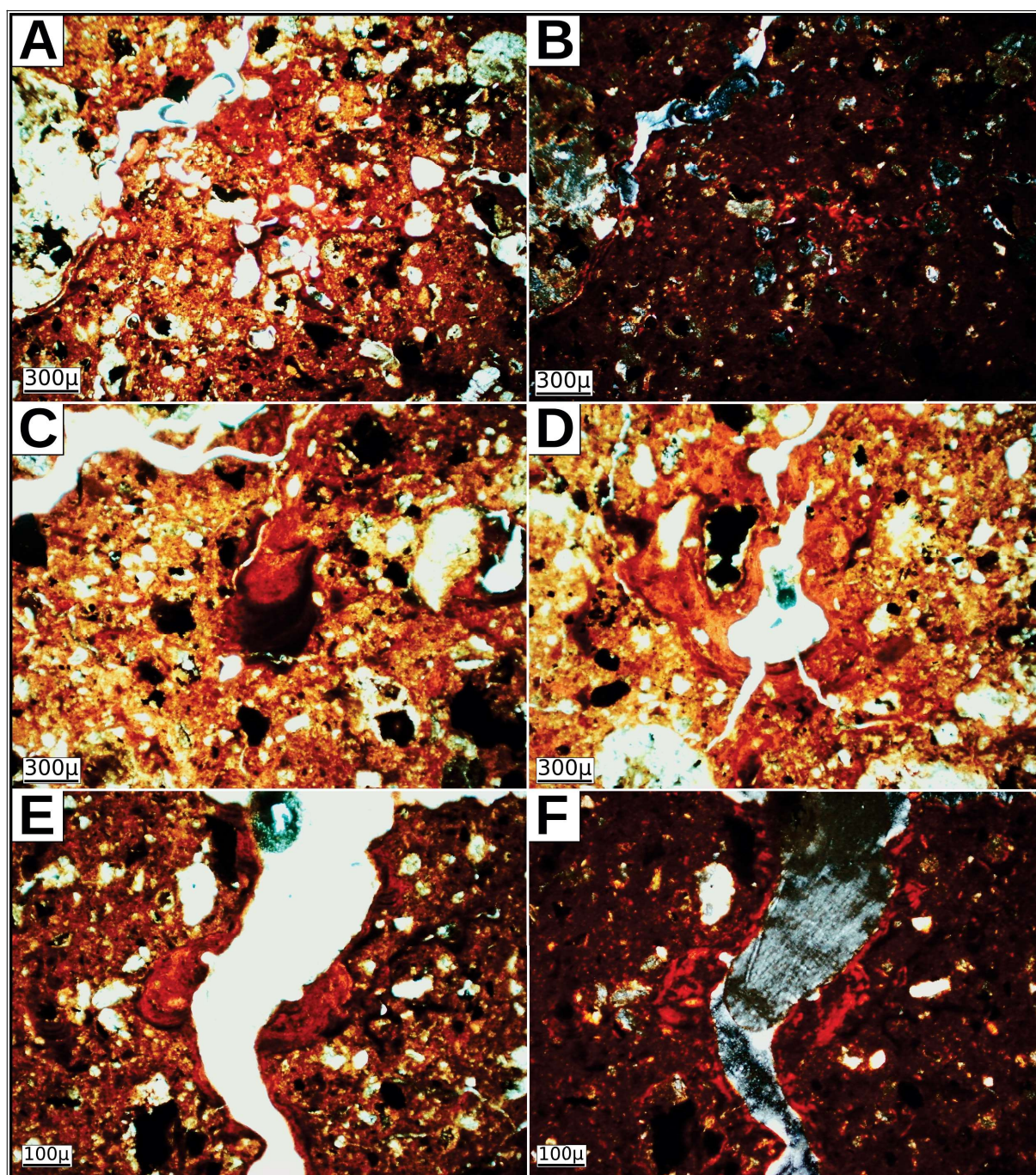


Fonte: Elaborado pelo autor



A microestrutura predominante é do tipo maciça (Fig. 5.27), em transição para cavitários e com menor ocorrência para blocos subangulares (Fig. 5.26A-B). No horizonte CA, ocorre microestrutura em blocos a grumosa (Fig. 5.25A-D). No geral, os pedis acompanham a microestrutura predominante, com diferentes graus de separação e acomodação, embora predominam fraco a moderadamente desenvolvidos.

Figura 5.27 - Imagens micrográficas do horizonte 3Cb. A e B) Grãos minerais na matriz fina. C, D, E e F). Feições de revestimentos em poros canais e cavitários.



Fonte: Elaborado pelo autor

Revestimentos, hiporevestimentos e quasi-revestimento são as pedofeições mais abundantes identificadas nos sedimentos analisados da seção P18 e ocorrem principalmente associado a poros cavitários e canais (Fig. 5.26E-F; Fig.5.27C-F) e ocorrem principalmente como feições de impregnação preenchendo poros (revestimentos de crescimento – Fig. 5.27C-F) ou feições de depleção (hiporevestimentos – Fig. 5.26E-F). Ocasionalmente, os revestimentos são cortados por poros cavitários (Fig. 5.27C-D) e canais (Fig. 5.27E-F). No geral, os revestimentos não laminados e descontínuos. Preenchimento são raros, mas ocorrem como amorfos em poros canais. Outras feições, como preenchimento solto descontínuo ocorre vinculado a poros canais, enquanto pápulas (fragmentos de revestimento) ocorrem intrusivas no fundo matricial.

#### 5.5.4 Cronoestratigrafia das formações superficiais

Cinco idades foram determinadas para os sedimentos organo-mineral, referente às seções estratigráficas P01 (uma datação realizada), P02 (uma datação realizada), P03 (uma datação) e P18 (duas datações). O código da datação no laboratório, código da amostra, Taxa Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ ), dose equivalente -  $D_e$  (Gy) – (Central Age Model) e idades (anos) são apresentados na tabela 5.5.

Tabela 5.5 - Código da datação, código da amostra, dose anual, dose equivalente e idade média (anos antes do presente) das amostras das seções estratigráficas descritas nessa tese

Código datação	Código da amostra	Taxa Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	Dose equivalente $D_e$ (Gy) – (Central Age Model)	Idade (anos)
5531	P01 A1 - 40 cm	$1.050 \pm 110$	$8,6 \pm 0,6$	$8.190 \pm 1.045$
5532	P02 A1 – 35 cm	$800 \pm 90$	$0,15 \pm 0,01$	$190 \pm 30$
5533	P03 A1 - 65 cm	$1.350 \pm 100$	$8,2 \pm 0,6$	$6.050 \pm 625$
5534	PP18 A2 - 40 cm	$1.340 \pm 110$	$9,2 \pm 0,5$	$6.865 \pm 655$
5535	P18 A1 - 110 cm	$980 \pm 130$	$10,8 \pm 0,7$	$11.010 \pm 1.635$

Em relação a seção estratigráfica P01, a amostra obtida para o horizonte 2Bb (40 cm de profundidade) apresentou idade média de  $8.190 \pm 1.045$  anos. Pelo intervalo simétrico

( $1\sigma$ ), as idades variam de 7.145 a 9.235, com erro de idade total em 12,75%, estando inseridas nos estágios *Greenlandian* (subsérie Holoceno Inferior) e *Northgrippian* (subsérie Holoceno Médio) (WALKER et al., 2008, 2018). Já na seção estratigráfica P02, a amostra obtida do horizonte pedoestratigráfico Cap apresentou idades de  $190 \pm 30$ . Pelo intervalo simétrico ( $1\sigma$ ), as idades variaram de 160 a 215 anos com erro de idade total em 14,74%. As idades estão associadas a períodos históricos modernos.

Para a seção estratigráfica P03, a amostra obtida para a amostra do horizonte CAp (profundidade de 65cm) apresentou idades de  $6.050 \pm 625$  anos. Com base no intervalo simétrico ( $1\sigma$ ), as idades variam de 6.675 a 5.425, com erro de idade total em 10,32%. As idades estão inseridas integralmente no estágio *Northgrippian* (subsérie Holoceno Médio).

Na seção estratigráfica P18, foram datados dois horizontes pedoestratigráficos. No horizonte CA, na profundidade de 40 cm, as idades obtidas foram de  $6.865 \pm 655$ . No intervalo simétrico ( $1\sigma$ ), as idades variam de 7.520 a 6.210 com erro de idade total em 9,54%. Portanto, as idades obtidas estão inseridas integralmente no estágio *Northgrippian* (subsérie Holoceno Médio). Já no horizonte pedoestratigráfico 2CAb (profundidade de 110 cm), as idades obtidas foram de  $11.010 \pm 1.635$ . Com base no intervalo simétrico ( $1\sigma$ ), as idades variam de 12.645 a 9.375, com erro de idade total em 14,25 % e as idades são crono correlatas ao evento global Younger Drias ( $\approx 12.900$ – $11.700$  cal. anos AP) (AAGAARD-SØRENSEN et al., 2010; ALLEY, 2000; BAKKE et al., 2009; KARPUZ; JANSEN, 1992; RASMUSSEN et al., 2014).

## 5.6 DISCUSSÕES E INFERÊNCIAS

### 5.6.1 Estágio pedogeoquímica das formações superficiais

A assembleia mineralógica dos pedossedimentos que constituem às seções estratigráficas descritas é constituída por filossilicatos com estrutura 1:1, pertencentes ao grupo da caulinita (caulinita e haloisita), argilominerais com estrutura 2:1 pertencentes ao grupo das esmectitas (montmorilonita), além minerais do grupo das micas (ilita). Entre os óxidos, hidróxidos de oxi-hidróxidos, os principais constituintes identificados foram a ferridrita (hidróxido de Fe), goetita (hidróxido de Fe), raramente hematita (óxido de Fe),

quartzo (óxido de Si), Cristobalita (óxido de Si), ilmenita (óxido de Fe e Ti), rutilo (óxido de Ti) e raramente zeólita (APÊNDICE N a Y).

A haloisita corresponde a um filossilicato de Si e Al semelhante a caulinita, diferenciando-se dessa pela presença de água em sua estrutura molecular (DIXON, 1989). Por natureza, a haloisita é pobremente ordenada, o que explica os baixos reflexos nos difratogramas. Sua gênese está associada a alteração intempérica de plagioclásios, feldspatos potássicos e sílica livre (GONCALVES, 1988; MENEGOTTO; GASPARETTO, 1987; TRUFFI; CLEMENTE, 2002) em condições de hidrólise parcial (monossilatização) ou da transformação/dissolução de esmectitas em condições ácidas (MELO; WYPYCH, 2019).

A ocorrência de minerais do grupo da caulinita pode ocorrer em solos jovens, com idades inferiores a 10.000 anos (DIXON, 1989), embora possa ocorrer tanto no *solum* quanto na alterita, o que sugere que podem ser originadas tanto nos processos iniciais de alteração, ainda na alteroplasmação, quanto com o avanço do intemperismo, na pedoplasmação. Na fase de alteroplasmação, a caulinita ocorre pela alteração de feldspatos e plagioclásios em condições de intemperismo agressivo, a partir da liberação de seus constituintes na solução do intemperismo químico. Na fase de pedoplasmação, a caulinita pode ser formada pela recristalização do Si e Al presentes na solução do solo (neogênese) ou pela transformação de minerais secundários que apresentam Si e Al (MELO; WYPYCH, 2019; MENEGOTTO; GASPARETTO, 1987).

Em relação aos minerais do grupo das esmectitas, a montmorilonita pode ocorrer em ambientes mal drenados e intemperismo de baixa intensidade e estação seca ou em contextos ácidos (pH <6,7). Sua origem pode estar associada a transformação de outros argilominerais com estrutura 2:1 (e.g.: vermiculita) ou a partir da alteração de outros minerais ricos em Si, Al, Mg e Ca, por meio da dissolução, precipitação e recristalização (neoformação) (BORCHARDT, 1989; SCHAETZL; ANDERSON, 2005). Em ambientes úmidos bem drenados, as esmectitas podem se formar como um argilomineral de transição (AZEVEDO; VIDAL-TORRADO, 2019; BORCHARDT, 1989). Já as ilitas ocorrem a partir da alteração de feldspatos potássicos em condições úmidas ou da fixação de K em minerais 2:1 expansivos (esmectitas) ou ainda da transformação de esmectitas interestratificadas (FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY, 1989).

Entre os óxidos de Fe (termo aqui utilizado para designar óxidos, hidróxidos e óxi-hidróxidos), foi identificado a goethita e ferridrita em detrimento da hematita. Ocorre da alteração de minerais ricos em Fe (e.g.: olivinas, piroxênios, ilmenita, magnetita). A associação ferridrita/goethita vem sendo associado a diferentes contextos óxido redutores,



favorecidos em ambientes ricos em matéria orgânica e silicatos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). A adsorção de ânions de Si e C oriundos de materiais orgânicos retardam ou inibem a transformação da ferridrita em óxidos de Fe mais estáveis. Já a goethita, também favorecida em condições mais úmidas, é instável em ambiente redutor, embora ocorra em praticamente todos ambientes pedogênicos (COSTA; BIGHAM, 2019). A goethita pode ocorrer a partir da transformação (lenta oxidação) da fougérita (*green rust*) ou dissolução e reprecipitação da ferridrita e schwertmannita. Assim, tanto a ferridrita quanto a goethita são formadas em condições de hidrólise e rápida oxidação do  $\text{Fe}^{2+}$  (COSTA; BIGHAM, 2019; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989).

A hematita, por sua vez, tem sua formação preferencial em zonas climáticas quentes, bem drenados e ricos em matéria orgânica. Ocorre a partir da hidrólise de soluções que contem  $\text{Fe}^{3+}$  em meio fortemente ácido ( $\text{pH} < 3$ ) ou a partir da transformações de outros óxidos, como da ferridrita ou seus precursores (desidratação e reorganização), aquecimento da goethita, magnetita e maghemita (COSTA; BIGHAM, 2019). Quartzo e cristobalita (óxidos de Si), rutilo (óxido de Ti) e ilmenita (óxido de Fe e Ti) correspondem a minerais primários herdados do material parental. Por se tratar de minerais altamente resistentes ao intemperismo, pode ocorrer em qualquer fração do solo (KÄMPF; CURI; MARQUES, 2019).

Com base na assembleia mineralógica que constituem as formações superficiais descritas, duas hipóteses podem ser levantadas para a presença de de minerais pouco evoluídos do ponto de vista pedogeoquímico para regiões tropicais e subtropicais (THOMAS, 1994). A primeira estaria vinculado a ocorrência de formações superficiais pouco desenvolvidas na área fonte dos depósitos de colúvio, enquanto a segunda indicaria a remoção conjunta tanto da alterita quanto do *solum*. De fato, na análise pedoestratigráfica, foram identificados fragmentos de rocha alterada em matriz argilosa, o que sugere a mistura de materiais tanto da rocha alterada quanto de horizontes pedológicos, reforçando a segunda hipótese. Por outro lado, a virtual ausência de gibsite e filossilicatos ordenados como caulinita, bem como a ocorrência de minerais com estrutura 2:1 indicam que, de fato, a alteração pedogeoquímica não foi significativa. Portanto, as duas hipóteses podem ser plausíveis para o grau de evolução das formações superficiais analisadas.

A ocorrência de filossilicatos hidratados e predomínio de óxihidróxidos de Fe indicam condições de umidade mesmo em ambiente ortomórfico durante o processo de alteração. A alteração de feldspatos em condições de hidrólise contempla a remoção completa de cátions básicos e sílica livre favorecendo a gênese da caulinita, enquanto a alteração de piroxênios promove a liberação de cátions básicos, Fe e sílica, também formando caulinita e

oxihidróxidos de Fe (MELFI; PEDRO, 2017a, 2017b). Por outro lado, para a formação de gibbsite, condições de intemperismo agressivo são necessárias, sobretudo ambientes ácidos e bem drenados. Assim, a associação entre haloisita, goethita e ferridrita sugerem condições parcialmente agressivas e mais úmidas no processo de alteração pedogeoquímica (SCHAETZL; ANDERSON, 2005; THOMAS, 1994).

#### 5.6.2 Fácies, microfácies e associação faciológica dos depósitos sedimentares Quaternários e Processos hidrodinâmicos e deposicionais em depósitos de colúvio de encostas da VGUR

A classificação e interpretação de depósitos coluviais detríticos é extremamente problemática, uma vez que não são encontrados modelos de fácies para depósitos de movimento de massa (*mass movement*) para deslizamentos e/ou quedas (SHANMUGAM, 2021). Nesse sentido, em ambientes de encosta, a classificação de depósitos sedimentares é comumente determinada com base no tipo cicatriz e característica sedimentar associada (SHANMUGAM, 2021). Para o caso de sedimentos Quaternários em que cicatrizes são raras, muitos depósitos detríticos são interpretados simplesmente como fluxos de detritos (*debris-flow*), uma vez que as litofácies, estruturas sedimentares e granulometria desses depósitos são relativamente semelhantes aos fluxos gravitacionais (*Sediment Gravity Flows*) aplicadas no modelo de fácies de Miall para sedimentos fluviais (MIALL, 1977, 1985, 2013) ou o modelo de fluxos gravitacionais de sedimentos (*Sediment Gravity Flows*) de Lowe proposto para taludes de margens continentais passivas (LOWE, 1979, 1982).

Embora a utilização do modelo de Miall (2013) seja comum para depósitos coluviais, os processos de encosta subaéreos podem apresentar mecanismos sedimentares, comportamento mecânico e reológico distintos dos depósitos subaquáticos. Portanto, com dada recorrência, a análise dos processos sedimentares em ambiente de encosta são limitados a inferência da velocidade do transporte (SHANMUGAM, 2021; VARNES, 1978), que fornecem indicativos de magnitude e intensidade de processos geomórficos.

Portanto, para evitar induções na interpretação dos processos deposicionais que originaram os depósitos de colúvios detríticos, foram adotados as nomenclaturas de depósitos de transporte em massa (*Mass Transport Deposits - MTD*) cujos fluxos são essencialmente subaéreos, excluindo assim fluxos gravitacionais subaquáticos que apresentam comportamentos mecânicos específicos causados não apenas pela variabilidade de densidade do sedimento, mas também diferenças de temperatura, densidade e salinidade do fluido

(DAVIES; PHILLIPS; WARBURTON, 2013; SHANMUGAM, 2021), como fluxo hiperpicnal, corrente de turbidez e corrente de contorno termohalina (THCC).

Para os depósitos de encosta de alta declividade, os processos denudacionais são associados principalmente à movimentos de massa (THOMAS, 1994). O termo depósito de movimento em massa é comumente adotado para sedimentos de encosta de origem subaérea, tendo como critérios para distinção ao menos dez fatores: (1) clima, (2) material movido, (3) coerência do material, (4) tamanho do material fonte, (5) geologia, (6) tipo de movimento, (7) velocidade de movimento, (8) meio de movimento (água/ar/gelo), (9) mecanismos desencadeadores e (10) atributo morfológico (SHANMUGAM, 2021).

Os processos que originam depósitos de movimento em massa subaéreos apresentam comportamento mecânico, mecanismo de transporte e mecanismo de suporte distinto dos fluxos gravitacionais de sedimentos subaquáticos (MIDDLETON; HAMPTON, 1973; NARDIN et al., 1979; PIERSON; COSTA, 1987). Enquanto os depósitos de movimento em massa apresentam grau de deformação interna baixo a intermediário, os fluxos gravitacionais de sedimentos apresentam alto grau de deformação interna (MIDDLETON; HAMPTON, 1973). Por outro lado, um continuum entre processos que geram depósitos de movimento em massa subaéreos e fluxos gravitacionais de sedimentos (termo que contempla fluxos de massa e fluxos fluidais) são encontrados na literatura, de acordo com o comportamento mecânico: avalanches e deslizamentos (elástico), fluxos de massa (plástico) e fluxo fluidal (fluido viscoso) (DOTT JR., 1963; MIDDLETON; HAMPTON, 1973; NARDIN et al., 1979).

Para fluxos subaéreos, os processos sedimentares podem ser classificados de acordo com a concentração relativa de sedimentos e a velocidade relativa de transporte (PIERSON; COSTA, 1987). De fato, a velocidade do movimento é um condicionante para a classificação de movimentos de massa em diversas classificações (CRUDEN; VARNES, 1996; PIERSON; COSTA, 1987). Outras classificações (VARNES, 1978) se baseiam no tipo de material, tipo de movimento, velocidade do movimento e conteúdo do fluxo. Portanto, com base nos diferentes critérios de classificação de erosão e transporte em massa subaéreos, ao menos três grupos podem ser encontrados na literatura (Tabela 5.6): 1) O primeiro grupo, contendo os deslizamentos subaéreos (escorregamentos e quedas ou *slides e slumps*, respectivamente), 2) Um segundo grupo, contendo fluxos de detritos (*debris flow*), contemplando fluxo de detritos lamosos (*muddy debris flow*) e fluxo de detritos arenosos (*sandy debris flow*) e fluxo de detritos misto (*mixed debris flow*) 3) O terceiro grupo, contendo basicamente o fluxo fluidal (*fluidal flow*) (NARDIN et al., 1979; SHANMUGAM, 2021). Portanto, o primeiro corresponderia a movimentos de massa genuínos, enquanto o segundo e terceiro grupo

corresponderia à fluxos gravitacionais de sedimentos (DOTT JR., 1963; MIDDLETON; HAMPTON, 1973; NARDIN et al., 1979).

Tabela 5.6 - Depósitos de transporte em massa em ambientes subaéreos

Depósito de transporte em massa	Grau de deformação	Comportamento mecânico	Tipo de fluxo (classe reológica)	Processo de transporte em massa	Outros sinônimos na literatura estrangeira
Movimento de massa	Baixa	Elástico	deslizamentos	escorregamento	translational landslide; translational slip; block slide; glide; slide
				retrogradacional	Retrogressive flow slide,
				queda	rotational landslide; rotational slip; torea block; slump
Fluxo gravitacional de sedimentos	Alta	Plástico (Bingham)	Fluxo de detritos	Fluxo de detritos lamosos	mud flow; cohesive debris flow; slurry flow; mass flow
				Fluxo de detritos arenosos	Granular flow; cohesionless debris flow; density modified grain flow; cohesionless liquefied sand flow; grain flow; mass flow; high-density; turbidity current; hyperconcentrated flow; slurry flow e hybrid flow
				Fluxo de detritos misto	mixed debris flow
				Fluxo de grãos	hyperconcentrated flow
		viscoso	Fluxo fluidal	Fluxo liquefeitos	liquefied flows
				Fluxos fluidizados	fluidized flows

Fonte: Compilado e traduzido de diversos autores (COLEMAN; PRIOR, 1988; LOWE, 1979; NARDIN et al., 1979; READING, 1996; SHANMUGAM, 2021a, 2021b).

Escorregamentos translacionais (*slides*) e quedas (*slumps*), sendo esse último nomeados também de escorregamentos rotacionais, são processos de transporte em massa cujo comportamento mecânico é predominantemente elástico, via de regra ao longo de planos com pequena deformação ou rotação interna (deslizamentos) ou acompanhado de rotação ao longo de superfícies de corte com pequena deformação interna (NARDIN et al., 1979). Um membro intermediário é nomeado como escorregamento retrogradacionais múltiplos (COLEMAN; PRIOR, 1988)

Já o conceito de “fluxo” requer um composto de misturas sedimento e água, cujo processo sedimentar engloba deformação contínua e irreversível decorrente da tensão de cisalhamento aplicada, via de regra promovida pela gravidade (PIERSON; COSTA, 1987). Nesse sentido, fluxos de densidade e fluxos de gravidade podem ser entendidos como sinônimos (SHANMUGAM, 2021a). Portanto, o termo fluxo de detritos, em linhas gerais, são caracterizados por movimentos intergranulares e não movimentos de superfície de cisalhamento (SHANMUGAM, 2021b). Por outro lado, fluxos de detrito estão na interface

entre movimentos de massa e fluxos gravitacionais de sedimentos. Assim, ao menos três membros finais de depósitos originados por fluxos de detritos com reologia plástica: 1) fluxos de detritos lamacentos ou fluxos de lama (*muddy debris flow*); 2) fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flows*) e 3) Fluxo de detritos misto (SHANMUGAM, 2021a).

Fluxos de grãos (*grain-flow* ou *granular flow*) corresponde a uma categoria de fluxo de reologia plástica em que a fase contínua (água) tem baixa viscosidade e comporta-se como um fluido newtoniano e a pressão dispersiva é gerada pelo impacto entre os grãos da fase dispersa, ou seja, o mecanismo de suporte é a colisão de grão a grão (MIDDLETON; HAMPTON, 1973).

Alguns autores consideram fluxos de grãos como fluxo de detritos arenosos (SHANMUGAM, 2021a, 2021b). Cabe ressaltar que o termo “fluxo de terra” (*earth-flow*) foi utilizado para designar fluxo granular com deslocamento friccional (PIERSON; COSTA, 1987). Entretanto, o termo fluxo de terra é extremamente problemático, uma vez que integra processos originados por fluxo com alta concentração de sedimentos e alta velocidade de transporte, mas também integra classes de movimentos de massa (quedas) ou uma categoria de fluxo de transporte de materiais de granulação fina, como areia, silte e/ou argila (COUSSOT; MEUNIER, 1996; PIERSON; COSTA, 1987; VARNES, 1978). No caso da matriz interpretativa de Bertran; Texier (1999), o termo fluxo de terra é direcionado para movimentos de massa (deslizamentos).

Fluxos liquefeitos corresponde a uma categoria de fluxo viscoso (fluxo fluidal) sem coesão suportados pelo deslocamento ascendente de fluidos (suporte parcial por escape de fluidos) promovidos pela perda do empacotamento de grãos por colapso (perturbação). Já os fluxos fluidizados, que também corresponde a uma categoria de fluxo viscoso (fluxo fluidal) e ocorre associada a liquefação, trata-se de um não coesivo suportados pelo movimento ascendente de escape de fluidos por poros (suporte total por escape de fluidos) (LOWE, 1979; NARDIN et al., 1979). O fluxo fluidizado é considerado um fluxo transitório para fluxo liquefeito. Portanto, alguns autores consideram como uma categoria de fluxo (SHANMUGAM, 2021b).

Uma classificação análoga aos fluxos gravitacionais de sedimentos como fluxos subaéreos foi proposta por Pierson; Costa (1978), baseada nas propriedades reológicas dos fluxos, concentração de sedimentos e velocidade do fluido (Tabela 5.7). Nessa classificação, os fluxos de detritos (*debris flow*) e *solifluxão* (*solifluction*) corresponderia ao grupo do *Slurry Flow* viscoso, enquanto avalanche de detritos (*Debris Avalanche*), fluxo de grãos (*Grain*



flow), fluxo de terra (*Earth-flow*) e rastejo em massa (*mass-creep*) corresponderia ao fluxo granular (*Granular flow*).

Tabela 5.7 - nomenclatura de fluxos de Pierson; Costa (1978) baseado nas propriedades reológicas

Tipo de fluido	Newtoniano		Não-newtoniano		Velocidade de transporte
Fluido intersticial	água		Água + finos	Água + ar + finos	
Comportamento do fluxo	líquido		plástico		Velocidade média
Categoria de fluxo	Fluxo de corrente		Slurry flow	Fluxo granular	
Subcategorias de fluxo	Velocidades nunca mensuradas ou estimadas			corrente de derramamento	Alta velocidade (forças inerciais dominantes)
	fluxo de corrente normal	fluxo de corrente hiperconcentrado	Fluxo de detritos	avalanche de detritos	
	fluxo de corrente normal	Sem mecanismo para suspensão de sedimentos		fluxo de grãos	Baixa velocidade (forças viscosas/friccionais dominantes)
				fluxo de terra	
Rastejo em massa					
Concentração de sedimentos	Baixa concentração de sedimentos		Alta concentração de sedimentos		

Fonte: Baseado em Pierson; Costa (1978)

Com base na análise textural e das estruturas sedimentares dos depósitos identificados, ao menos dois grupos de fácies foram identificadas e descritas em escala macroscópica: 1) um conjunto de fácies de predominantemente grosseira, representada pela fácies Gmm (cascalho matriz suportado maciço) e fácies Gcm (cascalho maciço com clasto-suportado) e 2) fácies maciças de granulometria predominantemente lamosa, constituída pela fácies Fr (argila, silte, maciço, raízes, bioturbação) com cascalho disperso na matriz.

Nos casos estudados, as litofácies Gmm e Gmg correspondem a depósitos originados por fluxo laminar viscosos coesivo (não-newtoniano) de alta concentração de sedimentos (>70%), vinculado a fluxo de detritos plástico (Gmm). Fácies Gcm corresponde a depósitos originados por fluxo de detritos originados por fluxos de detritos pseudoplásticos viscosos laminar ou turbulento (MIALL, 2013).

As estruturas sedimentares macroscópicas identificadas que permitem enquadrar as fácies cascalho matriz suportada como fluxos de detritos são: 1) gradação inversa, 2) frações grânulos a seixo em matriz arenosa; 3) clastos imbricados. As características sedimentares, como mais de 25% de areia e cascalho sugerem que se tratam de fluxos de detritos transportados como movimentos de massa com reologia plástica como vários mecanismos de suporte de sedimentos (força coesiva, força de atrito, assentamento dificultado e fluabilidade) (SHANMUGAM, 2021a).

Portanto, os processos que geram fácies colúviais de cascalho matriz suportada (Gmm) em depósitos fluviais são associadas a fluxos de detritos viscosos pseudoplásticos de baixa força (MIALL, 2013). Nos fluxos de detritos, os movimentos intergranulares predominam sobre os movimentos de superfície de cisalhamento. O cisalhamento é distribuído ao longo da massa sedimentar, sendo suportado pela coesão proveniente da presença de argila na matriz e, subordinadamente pela fluatibilidade. Assim, os depósitos são suportados pela matriz, exibem fábrica randômica e granulometria variável dos clastos, estruturas maciças e ocasionalmente gradada e com estruturas de fluxo (NARDIN et al., 1979). Portanto, diferente dos deslizamentos em que o movimento de um corpo rígido de terra ou solo ocorre ao longo de uma superfície de cisalhamento, os fluxos de detritos exibem comportamento mecânico plástico (em massa) com estado laminar e deposição rápida (IVERSON, 1997; NARDIN et al., 1979; SHANMUGAM, 2021a), e tanto em fluxos subaéreos (VARNES, 1978) quanto subaquáticos de ambiente marinho profundo (DOTT JR., 1963).

Em razão do mecanismo de transporte de fluxo de detritos envolver um continuum entre uma fina zona de cisalhamento basal (seco) e uma zona de fluxo laminar com cisalhamento diferencial (úmidos), os fluxos de detritos podem conter tanto microfecições que remetem a área fonte (sem deformação), quanto feições decorrentes do mecanismo de transporte e deformações promovidas no momento da deposição e após a deposição (sindeposicional e pós deposicional) (PHILLIPS, 2006).

Com base na análise micromorfológica das fácies cascalho matriz suportada, foi verificado a mistura de compostos sedimentares de diferentes composições, tamanhos e morfologias. Essa característica pode estar associada de fluxos de detritos que incorporam materiais do leito ao serem erodidos e incorporados ao corpo principal do movimento de massa (CUOMO et al., 2016; IVERSON, 2012; PUDASAINI; FISCHER, 2020) cujo processo é nomeado de arrastamento de lavagem progressiva ou erosão basal (CUOMO et al., 2016; HAN et al., 2018).

Porém as características micromorfológicas mais evidentes dos depósitos de fluxo de detritos de alta concentração de sedimentos com comportamento plástico são os clastos tamanho grânulo intrusivos na matriz, constituindo microfácies porfírica aberta com espaçamento simples. B-fábrica indiferenciada e cristalítica, além de fragmentos de revestimento (pápulas), também são evidências de depósitos de fluxos de detritos (BERTRAN; TEXIER, 1999). Microfeições que denotam estruturas sedimentares de escape de água, típica de depósitos originados por sistemas liquefeitos e fluidizados, não foram identificadas em nenhuma lamina delgada (PHILLIPS, 2006). A presença de fábrica

granoestriada pode ser interpretada como decorrente de movimentos rotacionais induzidos por estresse de grãos grosseiros em fluxos de detritos ou hipo-revestimentos de depleção (PHILLIPS, 2006; STOOPS, 2021). Essas feições foram encontradas nos Horizontes 2Bb (Seção P01), 4CAb e 5BCb (Seção P02), 2CAb (Seção P03) e 3Cb e 2CAb (Seção P18).

Além dos fluxos de detritos identificados nas seções P02, P12 e P18, litofácies de granulometria lamosa foram identificados na VGUR nas seções P1, P2 e P3. A análise micromorfológica de amostras obtidas das fácies Fr revelaram a ocorrência de inúmeras categorias de pedorrelíquias (e.g.: nódulos pedomórficos anórticos e ocasionalmente pedorrelíquias de agregados) que se comportam como “pseudo-areia” (MARTINEZ; SOUZA, 2020). Esse fato é importante, uma vez que essa estrutura expressa a capacidade e competência no transporte de pedossedimentos durante erosão e transporte na encosta, onde o movimento das partículas é estimulado por rolamento ou rastejamento (ASADI et al., 2007; SHI et al., 2012).

Em escala microscópica, pedossedimentos vem sendo descrita em sedimentos de encostas que colmatam paleovoçorocas ou canais de baixa ordem hierárquica, associado a escoamento superficial laminar canalizados (BIFFI; PAISANI, 2019; BUOL; ESWARAN, 1999; GAZOLA; PAISANI; BIFFI, 2021; PEREIRA; PAISANI, 2020). Por outro lado, nos materiais estudados, a microestrutura predominante nas fácies Fr foi a maciça e não enáulica, como em pedossedimentos de voçorocas colmatadas transportados por escoamento superficial.

Microestrutura maciça pode ser originada por diversos processos, incluindo: 1) Pressão exercida nos poros pelo soterramento associado a água subsuperficial que leva ao colapso dos poros (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2018), 2) transporte de sedimentos em suspensão (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2018; MÜCHER; VAN STEIJN; KWAAD, 2018) 3) Peds vinculados a argilas expansivas (KOVDA; MERMUT, 2018). Além disso, foi averiguado na análise pedostratigráfica e micromorfológica uma elevada pedoturbação (bioturbação e iluviação) que promoveram transformações pós-deposicionais na microestrutura dos sedimentos analisados.

Nesse contexto, as características texturais obtidas pela granulometria não remeteriam necessariamente aos processos sedimentares que originaram os depósitos de colúvio. Nesse caso, como as transformações pós-deposicionais podem promover o desenvolvimento de microestrutura maciça (MÜCHER; VAN STEIJN; KWAAD, 2018) sendo possível que as texturas das fácies Fr constituem-se de materiais de granulometria mais grossa (mensurada pela granulometria sem dispersão ultrassônica). Assim, as fácies Fr, portanto,

corresponderiam as fácies Sm (Areia fina a grossa; maciça ou levemente laminada), cuja granulometria mensurada reflete as transformações pós-deposicionais de ordem pedogenética.

De fato, as camadas classificadas como fácies Fr exibem clastos tamanho grânulo a seixo na matriz, indicando alta energia durante a deposição da unidade. Em termos processuais, fácies Sm corresponde a materiais originados por fluxos gravitacionais (MIALL, 2013) e teriam sido desenvolvidas por processos de movimentos de massa ou fluxo gravitacional (possivelmente fluxo de detritos lamosos) de sedimentos no terço final das encostas dos patamares elevados.

As características descritas em escala microscópica, como sedimentos mal selecionados, poros cavitários policôncavos em microestrutura maciça, poros vesiculares com revestimentos internos e microestrutura granular com empacotamento solto indicam *transporte em massa* por escoamento superficial (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2018) eventualmente com fluxo hiperconcentrado no caso de microestrutura maciça (BERTRAN; TEXIER, 1999). Por outro lado, sedimentos laminados, típicos de depósitos originados por escoamento superficial (BERTRAN; TEXIER, 1999; MÜCHER; VAN STEIJN; KWAAD, 2018) não foram identificados nas lâminas delgadas para nenhuma das seções pedostratigráficas, sugerindo a eventual ausência de depósitos originados por escoamento superficial nos colúvios analisados.

As características identificadas nas litofácies lamosas, como microfábrica heterogêneas constituídas de grãos minerais, pedorrelíquias de agregado com diferentes esfericidade e arredondamento, nódulos pedomórficos e pápulas intrusivos no fundo matricial em padrão de distribuição referida porfírica aberta, bem como a b-fábrica indiferenciada a estriada e outras estruturas de deformação podem ser indicativos de *earth-slides* (BERTRAN; TEXIER, 1999; MÜCHER; VAN STEIJN; KWAAD, 2018). Entretanto, poucas estruturas de deformação foram identificadas nas seções delgadas que, em conjunto com a menor quantidade de clastos na matriz, sugerem maior homogeneização dos materiais em fluxos de terra (BERTRAN; TEXIER, 1999).

A distinção entre microfácies em depósitos originados por escoamento superficial hiperconcentrado e fluxos de terra, portanto, não é clara (BERTRAN; TEXIER, 1999). Por outro lado, a mistura entre pedorrelíquias e litorrelíquias atestam para processos erosivos de encosta em fluxos com capacidade de erodir e transportar horizontes subsuperficiais coesos (MÜCHER et al., 1972). Portanto, nos casos estudados, acredita-se que os materiais das fácies lamosas são originados por fluxos de terra do modelo de Bertrand; Texier (1999), ou seja, uma categoria de fluxo de detritos de baixa densidade (ver tabela 5.7).

Nódulos típicos foram identificados como pedofeições intrusivas na matriz tanto dos depósitos lamosos quanto detríticos e não apresentam evidências genéticas de formação *in situ*, como áreas de depleção do fundo matricial, indicando que também se trata de pedorrelíquias herdadas dos processos pedogenéticos do material fonte dos depósitos de colúvio (nódulos anórticos) (BERTRAN; TEXIER, 1999). Portanto, as principais feições que denotam à transformações pós-deposicionais são de natureza biológica, estando evidenciado na porosidade (poros canais e preenchimentos).

### 5.6.3 Correlações paleoambientais e estratigráficas locais e regionais

Os dados paleoambientais regionais para as áreas planálticas do sul do Brasil incluem sítios paleoecológicos nos divisores dos sistemas de drenagem regionais (e.g.: Serra do Espigão, Morro da Igreja, Serra do rio do Rasto), além de testemunhos obtidos nos vales fluviais da bacia do rio Uruguai (e.g.: Floresta Nacional de Chapecó e Fazenda Bananeiras). Testemunhos sedimentares também foram descritos na bacia Atlântica em ambientes de serras e planaltos (e.g.: Campo Alegre, Quiriri, Salto da Boa Vista e Serra do Tabuleiro) e em vales fluviais, Planalto Nordeste de SC e Planície Costeira (Salto do Engenho, Volta Velha, Poço Grande, Garopaba, Santa Rosa do Sul e São José do Sul). Uma revisão detalhada para parte da bacia do alto rio Uruguai é encontrada em Eidt (2019).

O estudo do conjunto de dados palinológicos (grãos de pólen e esporos) associados a datações radioisotópicas e radiométricas ( $^{14}\text{C}$  e LOE) e dados de isótopos estáveis de carbono ( $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ ) revelam que a vegetação das áreas planálticas do sul do Brasil responderam às mudanças globais e hemisféricas ocorridas durante a Último Período Glacial (EIM 5 - EIM 2) e ao longo do Holoceno (EIM 1), sobretudo na dinâmica campo-floresta entre as regiões fitoecológicas da Floresta Ombrófila Mista (FOM) ou “Mata com Araucária” e o Estepe Gramíneo Lenhoso ou “Campos Sulinos” (BEHLING et al., 2004; BEHLING; PILLAR, 2007; BEHLING; PILLAR; BAUERMAN, 2005).

Em escala regional, o conjunto de dados paleoambientais indicam que o clima estava mais frio e úmido com vegetação de campo em idades anteriores a  $\approx 90.000$  anos AP e que passaram por flutuações para períodos mais úmidos em  $\approx 35.000$  anos (Sítio de Campo Alegre) (DE OLIVEIRA et al., 2008a, 2008b). Em  $\approx 28.000$  anos AP, a vegetação de campo passa a predominar sob clima frio e seco, com pequenas flutuações entre  $\approx 20.000$  anos AP para mais úmido (OLIVEIRA; BEHLING; PESSEDA, 2008). A sul de Campo alegre, as



condições climáticas eram mais secas e fria entre  $\approx 50.000$  e  $\approx 11.000$  anos AP, com predominância de vegetação campestre nesse período (OLIVEIRA et al., 2006).

Flutuações climáticas no final do Pleistoceno foram registradas em diversas áreas do sul do Brasil, quando as condições climáticas tornaram-se mais frias e relativamente mais úmidas no UMG, por volta de 21.150 anos AP (LIMA; OLIVEIRA; TUROLLO, 2016);  $\approx 20.000$  anos AP (DE OLIVEIRA et al., 2008a) e  $\approx 20.000$  anos AP (DE OLIVEIRA et al., 2008a; LIMA, 2010; LIMA; OLIVEIRA; TUROLLO, 2016) e relativamente mais quente e úmido a partir de  $\approx 15.000$  anos e adentrando no Holoceno, que favoreceram a expansão da FOM (OLIVEIRA; BEHLING; PESSEDA, 2008; OLIVEIRA et al., 2008). Por outro lado, na Serra do Espigão, nota-se um período mais seco em  $\approx 12.800$  anos AP (LIMA; OLIVEIRA; TUROLLO, 2016).

De fato, no Holoceno, registrou-se a expansão da Floresta Atlântica (Serra do Tabuleiro) sob condições climáticas relativamente mais quentes e úmidas. Já no Holoceno Superior ( $\approx 3.600$  anos AP), ocorre a expansão da FOM na Serrado Tabuleiro (JESKE-PIERUSCHKA et al., 2013) em Campo Alegre (DE OLIVEIRA et al., 2008b; OLIVEIRA et al., 2006) e na Serra da Boa Vista (BEHLING, 1995), embora em outras áreas a expansão denota ao Holoceno Médio ( $\approx 6.200$  anos AP) (LIMA, 2010).

Flutuações climáticas para regimes mais frio e seco foram registradas na transição Pleistoceno-Holoceno (e.g.: entre  $\approx 11.500$  e  $\approx 9.900$  anos AP na Serra do Tabuleiro) como resposta às variações climáticas da Antártida (BEHLING; OLIVEIRA, 2018; JESKE-PIERUSCHKA et al., 2013) e que adentraram ao longo do Holoceno Inferior até meados do Holoceno Superior (e.g.: Serra da Boa Vista). Na Serra do Espigão, no Holoceno Inferior ( $\approx 9.300$  anos AP), nota-se que a vegetação de campo ainda era predominante, sob condições relativamente mais secas (LIMA; OLIVEIRA; TUROLLO, 2016).

Nas cabeceiras do alto rio Uruguai (sítios paleoecológicos Cambará do Sul e São Francisco de Paula), os registros palinológicos indicam um período frio e seco e quente e seco para o EIM 2 e 1, respectivamente, com expansão da umidade a partir 5.000 anos cal. AP (BEHLING et al., 2004; BEHLING; PILLAR; BAUERMAN, 2005). Para o Planalto de Palmas (Superfície de Cimeira de Palmas/Caçador), os registros sedimentares e paleoambientais sugerem o predomínio de clima seco entre  $\approx 23.700$  e  $\approx 2.600$  cal anos AP, com flutuações bem marcadas no registro estratigráfico para o período entre 13.280 e 10.300 anos cal AP (PAISANI et al., 2019).

No caso do Vale do rio Uruguai, a dinâmica da vegetação ao longo do Quaternário parece apresentar especificidades se comparada com aquelas apresentadas nas cimeiras e

serras da bacia do Alto Rio Uruguai e adjacências. O estudo de Edit (2019) é um importante indicador dessa diferença paleoambiental que ocorre entre as cimeiras e os fundos de vale e, portanto, na dinâmica da paisagem local.

O testemunho sedimentológico e palinológico descrito por Edit (2019) encontra-se a cerca de 25 km da VGUR. Situado na Floresta Nacional de Chapecó (FLONA de Chapecó), a área encontra-se a 11 km do vale do rio Uruguai em altitude média de 860 m., em regime climático moderno subtropical úmido. Os materiais que constituem o testemunho apresentam textura silto-argiloso de coloração preta, com uma sutil variação granulométrica para mais arenoso nas maiores profundidades. Quanto a geocronologia, a base do testemunho denotam idades calibradas de 26.630 a 27.278 cal. anos AP, enquanto a idade obtida para a profundidade de 45 cm foi de 6.652 a 6.799 cal. anos AP.

No diagrama polínico elaborado por Edit (2019) e Edit et al. (em elaboração) foram determinadas 5 fases. A primeira fase, iniciada em 26.630 – 27.278 cal anos AP e termino estiado a  $\approx$ 19.000 anos AP) apresenta em seu registro polínico grãos de pólen de Poaceae (predominante), seguidos por Asteraceae, Cyperaceae e Croto Genera como representantes do Campo (aprox. 80%) e secundariamente Mimosa, Peperomia, Piperaceae, Fabaceae e Ilex paraguariensis como representantes da floresta (aprox. 20%). Blechnum e Microgramma constituem até 90% dos esporos de pteridófitas, enquanto briófitas são virtualmente ausentes, sugerindo período mais frio e seco.

A segunda fase, determinada entre  $\approx$ 19.000 e  $\approx$ 14.100 anos AP, indica uma redução da floresta em relação ao campo. As famílias representantes do campo são semelhantes à fase anterior, enquanto na floresta observa-se, além das espécies da fase anterior, a ocorrência de Mimosa e Myrtaeae (famílias) e Mimosoideae (subfamília). Os esporos são semelhantes aos níveis anteriores, provavelmente adaptadas a um período mais seco.

A terceira fase, estimada entre  $\approx$ 14.100 e  $\approx$ 7.000 anos AP demonstra uma redução no avanço dos campos e aumento gradual da floresta. As famílias de campo são representadas por Poaceae, Asteaceae, Cyperaceae e Begoniaceae. As espécies arbóreas são representadas por Pipernaceae, Fabaceae e Myrtaceae, além de Ilex paraguariensis. Briófitas são registrados e incluem esporos das famílias Bartramiaceae e Notothyladaceae e espécie Phaeoceros laveis. Plantas aquáticas são representadas pela espécie Nynphaeaceae, sugerindo aumento da umidade.

A quarta fase denota o período entre  $\approx$ 7.000 e  $\approx$ 1.330 anos AP e marca a máxima expansão da floresta sobre o campo. Nessa fase, foram identificados polens de Araucaria angustifolia, Arecaceae, Iridaceae, Myrtaceae, Piperaceae, Zingiberaceae, Lauraceae, Ilex

paraguariensis e *Helicônia*, enquanto os grãos de pólen representantes do campo são limitados às famílias Poaceae e Asteraceae. A quinta e última fase (>1330 anos AP ou período histórico), demonstra uma pequena redução da floresta e avanço do campo. Uma das principais mudanças nessa fase é o surgimento do *pinus*.

O conjunto de dados cronológicos e palinológicos demonstram que durante a fase I, período correspondente ao Último Máximo Glacial (CLARK et al., 2009), o clima era mais frio comparado as condições modernas, embora com relativa umidade. Grãos de pólen de Ericaceae e Verbena são chaves para essa interpretação. Já as espécies como Mimosa, Piperaceae e Myrtaceae indicam a presença espécies arbustivas associadas a condições de umidade e que, em conjunto com o surgimento de plantas aquáticas de águas rasas, demonstram um aumento de umidade que se prolonga na fase II, porém mais frio e com redução da floresta.

A terceira fase teve duração superior  $\approx 7.000$  (estimada em  $\approx 14.100$  a  $\approx 7.000$  anos AP) e incluem as mudanças climáticas continentais e globais, além da transição Pleistoceno-Holoceno. Conseqüentemente, observa-se uma variação nas proporções de palinómorfs de campos e floresta. No final dessa fase, nota-se o surgimento de grãos de pólen da FOM que, em conjunto com as Briófitas, mostram o aumento da umidade, embora ainda sob clima frio.

A quarta fase representa o período com a mudança paleoambiental mais significativa do testemunho, pois os táxons da floresta passam a predominar sobre os de campos, incluindo o avanço da *Araucaria angustifolia*. Espécies de briófitas, como *Phaeoceros laevis* demonstram um ambiente florestal com umidade permanente. Esse conjunto de dados sugere uma condição climática relativamente mais quente e úmida, porém com idades mais antigas do que aquelas dos divisores e serras do sul do Brasil. A quinta fase representa a consolidação da FOM e o surgimento de plantas exóticas vinculado ao manejo florestal pós-colonial.

A ocorrência de espécies arbóreas sobre as áreas de campo vem sendo reconhecida em plainos aluviais e associadas a vegetação ripária (floresta de galeria), sendo encontrada desde 5.170 cal anos AP nas terras baixas do Rio Grande do Sul, tendo a sua máxima expansão a partir 1.550 cal. Anos AP (BEHLING; PILLAR; BAUERMAN, 2005). No vale do médio rio Uruguai, a substituição de gramíneas C3 ocorreu durante o final do Pleistoceno e foram substituídas por gramíneas C4, embora nota-se a expansão da floresta de galeria a pelo menos 12.000 cal. anos AP (sítio Pay Passo) (SUÁREZ, 2011b). De fato, são reconhecidos períodos em que o clima era relativamente mais úmido e não tão frio entre  $\approx 14.570$  e 13.500 (MOURELLE; PRIETO; GARCÍA-RODRÍGUEZ, 2017) embora sob condições clima frio e semiárido ou altamente sazonal (MOURELLE et al., 2020).

Para o Holoceno Inferior e parte do Holoceno Médio, também são reconhecidos períodos relativamente mais úmidos para o vale do rio Uruguai. Nesse período são reconhecidas flutuações de períodos mais chuvosos entre  $\approx 8.500$  e  $\approx 7000$  anos AP e associados aos “eventos globais de Bond”  $\approx 9,4$ ;  $\approx 8,2$ ;  $\approx 7,4$  e  $\approx 7,0$  mil anos AP (GADENS-MARCON et al., 2014a). No testemunho obtido para Iraí (RS), flutuações para regimes mais úmidos sem registro de estação seca são verificados entre  $\approx 10.600$  e  $\approx 6.400$  cal anos AP, embora a maior influência de água no sistema seja decorrente do fluxo subsuperficial e da precipitação, sem inundação do rio Uruguai (GADENS-MARCON et al., 2014a; GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020).

A umidificação evidenciada para o Holoceno Médio e Superior para a FLONA de Chapecó (EIDT, 2019) também é evidente no testemunho obtido para Iraí (RS). A partir de  $\approx 5.900$  anos AP, modificações na turfeira sugerem conectividade direta entre o rio e a planície de inundação e correlacionada ao aumento do regime de chuvas. Por outro lado, eventos mais secos podem ter ocorrido entre  $\approx 8.489$  e  $\approx 6.392$  anos AP ou condições redutoras que não possibilitaram a colonização de algas para a turfa local (GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020).

Para a VGUR, os principais “proxies” paleoambientais são de ordem sedimentar. Os estudos morfoestratigráficos iniciados por Santos (2018) revelaram a existência de depósitos sedimentares que remetem a transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno, associados à ocupações de grupos humanos que ocupavam diferentes unidades geomórficas: Terraços colúvio-aluvial (SC-ACH-LP-07), vales em anfiteatros (RS-URG-01) e Barra fluvial (Ilha-Redonda-01).

A gênese dessas unidades geomórficas foram associadas diretamente a dinâmica paleohidrológica do rio Uruguai: Depósitos aluviais anteriores a  $\approx 12$  mil anos AP, provavelmente sob clima mais seco com eventos extremos sazonais (possível rio entrelaçado ou meandrante de cascalho); depósitos coluviais do Holoceno Inferior e Médio ( $\approx 11.000$  a  $\approx 4.000$  anos AP), possivelmente vinculado à metamorfose fluvial do rio Uruguai (possivelmente para canal meandrante), incluindo a incisão fluvial e rebaixamento do nível de base devido a maior energia do sistema, que em sequência teria provocado desequilíbrio e erosão generalizada das encostas e, por fim, depósitos do Holoceno Superior, associado ao retorno da sedimentação fluvial, possivelmente vinculado à regime mais úmido.

A sequência cronoestratigráfica da área arqueológica da Foz do Chapecó é constituída por três fases bem marcadas no registro morfoestratigráfico. A primeira fase (mais antigo que  $\approx 12.000$  anos cal. AP.) estaria associado a um período relativamente mais seco, com

deposição aluvial (fácies areia e cascalho) e coluvial (fácies lama arenosa). A segunda fase, entre  $\approx 12.000$  e  $\approx 3.500$  anos cal AP estaria associada a uma umidificação proeminente e erosão generalizada das encostas, materializada sob a forma de depósitos de lama em rampas de colúvio nos patamares inferiores da VGUR. Esse evento pode estar associado ao evento da Younger Drias. Já a terceira fase ( $\approx 3.500$  a  $\approx 300$  anos cal AP) indica o retorno da deposição fluvial, vinculado a uma umidificação regional (SANTOS et al., submetido).

Embora a Younger Drias (YD) seja reconhecido como um evento de rápido resfriamento global, sobretudo no hemisfério norte (PALACIOS et al., 2020) registros de aumento de temperatura são evidenciados na Antártida (CHOWDHRY BEEMAN et al., 2019) e retração das massas de gelo para cone sul na região da Patagônia (KAPLAN et al., 2011; PALACIOS et al., 2020). De fato, a transição entre a YD e o Holoceno Inferior é marcada por um rápido aquecimento no hemisfério norte (ELDEVİK et al., 2014; RASMUSSEN et al., 2006) adentrando no Holoceno Superior (WALKER et al., 2018). Evidências de incremento de temperatura para áreas continentais do hemisfério sul são registradas para o final desse evento (ELDEVİK et al., 2014) com períodos bem marcados de aquecimento entre  $\approx 12.000$  e  $11.000$  anos AP (HENRÍQUEZ et al., 2017) embora provavelmente ainda seco (MORENO et al., 2018).

Os dados obtidos para as encostas (seções P01, P02, P03 e P18) indicam eventos de morfogênese generalizada para a VGUR em condições de alta energia no sistema, com disponibilidade de água suficiente para promover a ruptura no equilíbrio dinâmico das encostas e, como consequência, erosão, transporte e deposição da cobertura superficial. As fácies coluviais de cascalho são, sobretudo, do final do UMG ( $\approx 17.000$ ) e transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno Superior ( $\approx 12.000$  e  $\approx 8.000$ ) e ocorre tanto nas encostas (Fig 5.28A e B – Sítio URG-01) quanto nos fundos de vale (Fig. 5.28B – Sítio Ilha Redonda e 5.28C - Bacia 04). Esses depósitos são bem marcados no registro estratigráfico e, embora não sejam totalmente sincrônicos, estando situados principalmente no EIM 2 e Holoceno Superior, são correlacionáveis ao aumento da umidade no vale do médio rio Uruguai (SUÁREZ, 2010) e alto rio Uruguai (EIDT, 2019; GADENS-MARCON et al., 2014a; GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020).

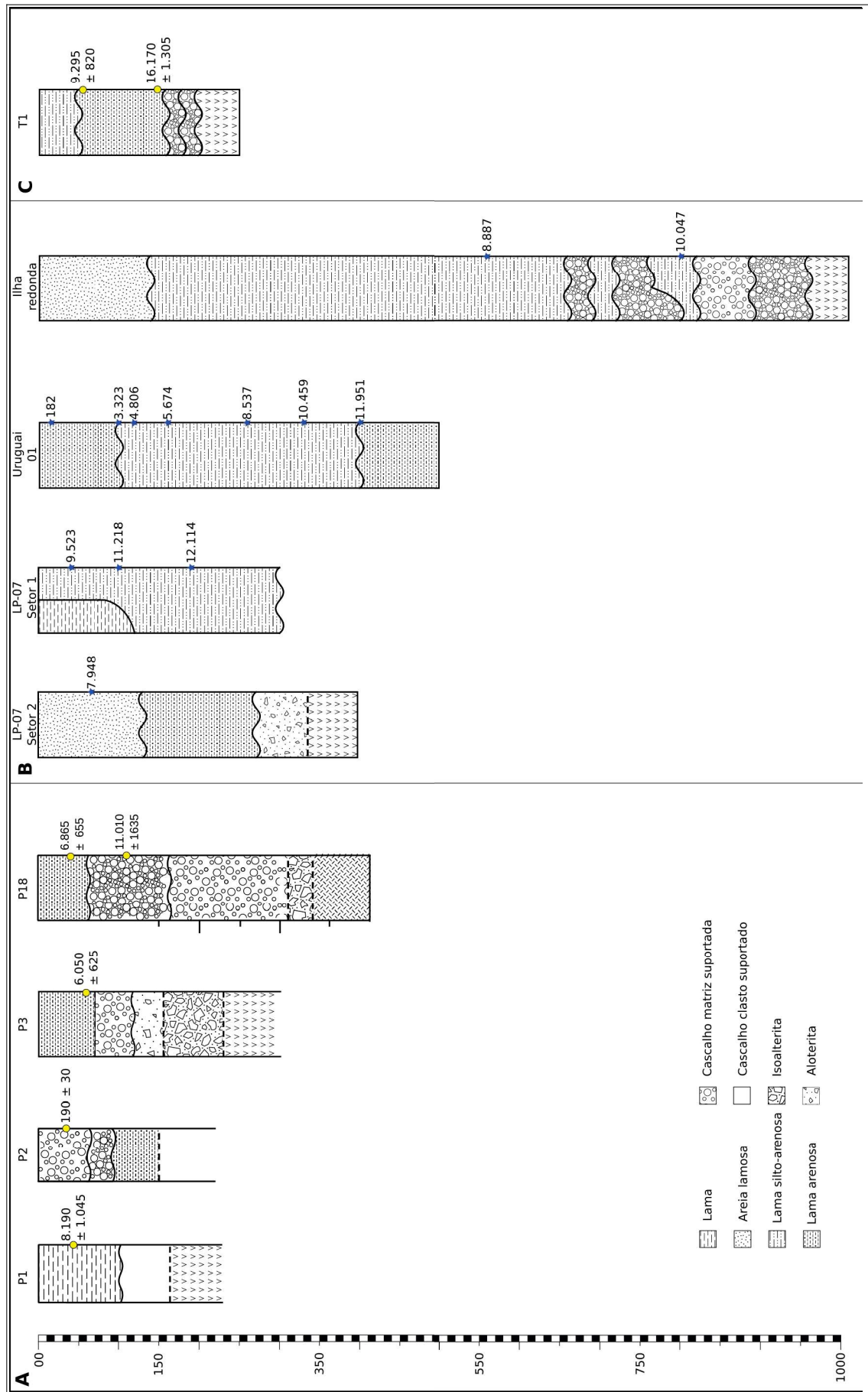
Em fundo de vale colmatado de baixa ordem na VGUR, a deposição de unidade fluvial é interrompida após  $\approx 9.000$  anos, seguida pela incisão fluvial e formação de um terraço (DOS SANTOS, 2022). Sobre o depósito fluvial, ocorre depósitos de colúvio lamoso, possivelmente do Holoceno Inferior. De fato, para o Holoceno Inferior e Médio, depósitos de lama são encontrados em diferentes contextos geomórficos da VGUR, evidenciando a continuidade da



morfogênese nas encostas ( $\approx 8.000$  e  $\approx 6.000$  anos) e nos fundos de vale ( $\approx 11.000$  e  $\approx 3.000$ ) (Fig. 5.28A, B e C). Estruturas sedimentares de corte e preenchimento são evidentes no sítio arqueológico Ilha Redonda (SANTOS, 2018), indicando eventos extremos para o Holoceno Superior entre  $\approx 10.000$  e  $\approx 8.000$  anos. Ainda nesse período, são encontrados depósitos lamosos com altos teores de silte, que demarcam a erosão dos horizontes superficiais e subsuperficiais das áreas fontes dos depósitos de colúvio.

A exceção do sítio arqueológico URG-01, depósitos sedimentares do Holoceno Médio são escassos. Os depósitos das encostas são, em sua maioria, exumados, com idades das unidades superiores referentes ao Holoceno Médio. Isso sugere uma intensa morfogênese, provavelmente no Holoceno Médio, quando são verificados sinais de umidade no sítio paleoecológico de Iraí, com aumento da vazão do rio Uruguai (GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020; GADENS-MARCON; GUERRA-SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2014) e na FLONA de Chapecó (EIDT, 2019). Ainda não é claro quando a morfogênese foi interrompida. Antrossolos são bem marcados no registro estratigráfico ( $\approx 500$  anos cal. AP) e podem marcar o término da morfogênese e início/retomada da pedogênese.

Figura 5.28 - Correlação cronostratigráfica das seções descritas na VGUR. A) esse trabalho. B) Santos (2018) C) Dos Santos, 2022



#### 5.6.4 Processos morfogenéticos e evolução das encostas da VGUR e conclusões parciais

Em regiões tropicais e subtropicais úmidas, os processos de evolução de encostas estão associados a dinâmica entre alteração intempérica e pedogênese dos materiais *vrs* denudação (erosão, transporte e deposição). Diferentes modelos teóricos foram concebidos na análise evolutiva das encostas no Brasil, tendo como destaque o modelo morfoclimático (AB'SABER, 1969; BIGARELLA; DE ANDRADE, 1965) em que as flutuações climáticas Quaternárias entre períodos úmidos e secos, bem como os diferentes climas seriam os principais mecanismos que controlam os processos morfogenéticos de encostas (BIGARELLA; DE ANDRADE, 1965; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2021).

Um dos principais modelos para evolução de encosta consolidados no Brasil está associado a teoria da bioresistasia de de H. ERHART que, entre outros aspectos, vincula a dinâmica das encostas a regimes climáticos e fitogeográficos. Portanto, durante os períodos interglaciais, ocorreria a formação de mantos de intemperismos espessos sob condição climática úmida (biostasia), enquanto em períodos climáticos secos ocorreria o refúgio da vegetação florestal e exposição da cobertura superficial, favorecendo a atuação de processos erosivos (resistasia). Esse balanço entre a pedogênese (estágios glaciais) e morfogênese (estágios interglaciais) promoveria a formação de depósitos de colúvio, colúvio alúvio e alúvios (pedimentos, pavimentos detríticos, depósitos rudáceos) e níveis de terraços (BIGARELLA; DE ANDRADE, 1965; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016).

Nas áreas planálticas do sul do Brasil, nas cabeceiras de drenagem dos sistemas de drenagem do rio Iguaçu/Uruguai, verifica-se que os processos denudacionais foram mais intensos nos períodos interglaciais, vinculados a processos erosivos derivados do escoamento superficial e movimentos de massa, enquanto em períodos glaciais ocorreria um ajuste o avanço da erosão pedogeoquímica sobre influência da acidólise (PAISANI et al., 2013a, 2013b, 2014b, 2019b). Essa dinâmica geomorfológica foi associada aos modelos de evolução por pedogênese progressiva e regressiva (JOHNSON; KELLER; ROCKWELL, 1990) e regulação biogeomórfica (KNOX, 1972) também vinculado a dinâmica paleoclimática do Quaternário Superior do sul do Brasil.

As formações superficiais que constituem os modelados da Volta Grande são essencialmente coluviais, a exceção dos fundos de vale, que exibem também depósitos colúvio-aluviais e aluviais (DEODORO; BERTOLINI; TEMBA, 2021; SANTOS, 2018;

SANTOS et al., 2021). Depósitos coluviais subaéreos são originados por processos que variam desde fluxos de massa a depósitos oriundos de escoamento superficial (BERTRAN et al., 1997) e, no caso da VGUR, remetem aos últimos 17.000 anos AP.

As sequências sedimentares alóctones que ocorrem na VGUR exibem idades que remetem ao Estágio Isotópico Marinho 2 e Holoceno (DOS SANTOS, 2022; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). Hiatos e/ou Lacunas ocorrem em determinadas sequência estratigráficas (e.g.: sequências do sítio ACH-LP-07 e seções descritas nesse trabalho), bem como encostas completamente desnudadas, sem registro estratigráfico. Esses aspectos são mais evidentes nos patamares das bacias de baixa ordem da VGUR, onde a dissecação e degradação das encostas foi generalizada.

Portanto, a luz dos dados atuais levantados para a área, observa-se que a morfogênese e a pedogênese regressiva foi predominante ao longo dos últimos 17 mil anos AP. Os depósitos de colúvio da VGUR indicam que o principal mecanismo de evolução da paisagem local é a degradação lateral das encostas. Entretanto, no caso da VGUR, as condições paleo-hidrológicas parecem estar associada à regime climático mais úmido quando comparado as superfícies de cimeira. Além disso, assim como observado em outras áreas do sul do sul do Brasil e norte do Uruguai a umidificação nos fundos de vale pode ser vinculada a variações climáticas locais (MOURELLE et al., 2020; MOURELLE; PRIETO; GARCÍA-RODRÍGUEZ, 2017) ou a flutuações climáticas globais e eventos extremos (GADENS-MARCON et al., 2014a, 2014b; GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020).

Nesse sentido, as condições paleo-hidrológicas no vale do rio Uruguai durante o Final do Pleistoceno Superior e ao longo do Holoceno, assim em como as eventuais mudanças influenciaram nos processos geomórficos e sedimentares nas áreas dos sítios arqueológicos da Volta Grande ainda é uma questão em aberto. Os estudos da FLONA de Chapecó sugerem mudanças entre 14.000 e 7.000 anos AP, registrando aumento gradativo da umidade, seguido por uma mudança expressiva a partir de 7.000 anos AP com a expansão da Araucária. Se, de fato, essas mudanças se estenderam para a Área da Volta Grande, é possível que a dinâmica hidrológica do rio Uruguai tenha respondido diretamente, incluindo uma mudança de padrão de canal na transição Pleistoceno-Holoceno, seguida por uma incisão fluvial e rebaixamento do nível de base e, como consequência das mudanças no nível de base, teria ocorrido erosão e sedimentação das encostas. Os dados sedimentares e morfoestratigráficos são os principais dados que sustentam essa hipótese. Outros *próxies* ambientais (palinómorfos, fitólitos, etc) seriam fundamentais para a compreensão do cenário paleo-climático local e regional do Vale

do Rio Uruguai e, conseqüentemente, na compreensão dos processos de formação dos sítios arqueológicos da Área da Volta Grande.



## **6 GEOARQUEOLOGIA DA VOLTA GRANDE DO ALTO RIO URUGUAI (VGUR): CONSIDERAÇÕES DA PAISAGEM ARQUEOLÓGICA DA ÁREA ARQUEOLÓGICA DA FOZ DO CHAPECÓ**

Os aspectos Geoarqueológicos da VGUR foram abordados inicialmente por Santos (2018), onde foram reconhecidos e descritos unidades morfoestratigráficas em diferentes compartimentos geomorfológicos, a cronologia e as sequências arqueológicas associadas, bem como uma primeira aproximação dos processos de formação dos sítios arqueológicos locais sobretudo para os sítios RS-URG-01, ACH-LP-07 e Sítio Ilha Redonda. Com base na descrição sedimentológica e estratigráfica, foram reconhecidas até oito fácies sedimentares, associadas a depósitos de colúvio, colúvio-alúvio e alúvio (SANTOS, 2018). Em termos de sequência das ocupações, foram identificadas no âmbito do projeto POPARU ao menos nove níveis arqueológicos diferenciados, com clara correlação estratigráfica, cronológica e tecnológica, cujas cronologias remetem a idades de pelo menos 12.000 anos AP (LOURDEAU et al., 2016; SANTOS et al., 2021).

Na transição do Pleistoceno para o Holoceno e ao longo do Holoceno, o sul do Brasil passou por inúmeras variações ambientais que influenciaram a dinâmica geomorfológica, hidrológica e fitogeográfica regional (BEHLING et al., 2004; BEHLING; PILLAR; BAUERMANN, 2005; IRIONDO; KRÖHLING, 2008; PAISANI et al., 2019b). Essas variações ambientais estão em fase com as mudanças climáticas globais e hemisféricas (CHOWDHRY BEEMAN et al., 2019; HENRÍQUEZ et al., 2017; HÖPPNER et al., 2021; JESKE-PIERUSCHKA; BEHLING, 2012; KAPLAN et al., 2008, 2011, 2016; LEONHARDT; LORSCHREITER, 2010; MORENO et al., 2018; MOURELLE et al., 2020; MOURELLE; PRIETO; GARCÍA-RODRÍGUEZ, 2017; PALACIOS et al., 2020; SUÁREZ, 2011a) e, por conseguinte, influenciaram na dinâmica da paisagem e na formação e preservação do registro arqueológico da VGUR (SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021).

A dinâmica paleoambiental no vale do rio Uruguai parecem ser distintas das mudanças observadas nas cabeceiras junto aos divisores de drenagem, sobretudo no Holoceno, onde há registro de período seco ao longo das superfícies de cimeira (PAISANI et al., 2019). Para o rio Uruguai, os dados locais sugerem que o início da umidificação foi iniciada a partir do final do Pleistoceno e permaneceu no Holoceno (EIDT, 2019; GADENS-MARCON et al., 2014a, 2014b; GADENS-MARCON; SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2020; GADENS-MARCON; GUERRA-SOMMER; MENDONÇA-FILHO, 2014).

De fato, são reconhecidos associação de fácies que sugerem momentos em que a deposição de sedimentos nas áreas dos sítios arqueológicos ACH-LP-07 e RS-URG-01 eram essencialmente fluvial, vinculado à eventos de cheia do rio Uruguai (depósitos de acreção vertical e lateral). Esses depósitos são semelhantes a aqueles gerados por rios entrelaçados ou meandantes cascalhoso (BLUCK, 1971; HAGSTROM; LECKIE; SMITH, 2018; MIAL, 2013). Os depósitos fluviais são sobrepostos por unidades de origem coluvial, indicando momentos em que a sedimentação estava associada a dinâmica das vertentes adjacentes à planície aluvial. Por fim, os depósitos de colúvio são sobrepostos por aluviões atuais e sub-atuais, indicando o retorno da dinâmica fluvial como principal mecanismo de sedimentação no vale fluvial (SANTOS, 2018).

A dinâmica das vertentes na transição do Pleistoceno para o Holoceno e durante o Holoceno ainda era uma questão em aberto, sobretudo na conectividade entre os diferentes ambientes da paisagem (encosta e fundo de vale). Nesse sentido, levantou-se a hipótese de que os processos morfogenéticos nas encostas foram predominantes durante o Holoceno e que os materiais foram erodidos e transportados aos fundos de vale. De fato, com base nos dados morfosedimentares e morfoestratigráficos obtidos nesse trabalho (seção V), foi verificado que as encostas passaram por sucessivos eventos de erosão e transporte de sedimentos a pelo menos 12.000 anos. Os depósitos de encosta são restritos à áreas a montante de rupturas de declive (geralmente associado a áreas de contatos entre derrames), que possibilitaram a redução do gradiente e conseqüentemente a deposição das unidades sedimentares, formando pequenas rampas de colúvio ou cabeceiras de drenagem fossilizadas.

Por outro lado, com base nas prospecções de campo e levantamento de dados morfométricos (Parte IV), observa-se que a paisagem da VGUR é muito dissecada, com encostas desnudadas e comumente recoberta por sedimentos de granulometria grosseira (blocos, matacões, etc.). Isso aponta que a erosão foi generalizada ao longo dos últimos milhares de anos. Com base nas idades obtidas para os sedimentos dos fundos de vale (DOS SANTOS, 2022; LOURDEAU et al., 2016; SANTOS et al., 2021) e encostas (esse trabalho), estima-se que essa erosão remetem ao final do Último Período Glacial e adentrou ao longo do Holoceno. Portanto, a paisagem da VGUR está associada a essa contexto entre erosão/sedimentação das encostas e à conectividade entre as encostas e fundos de vale.

Utilizando-se dos aspectos teóricos da Geoarqueologia propostos por Butzer (BIFFI et al., 2022; BUTZER, 1982), realizou-se uma análise geoarqueológica da VGUR dentro de uma lógica sistêmica, integrando os seguintes aspectos: 1) Contexto da paisagem; 2) contexto stratigráfico, 3) processos de formação dos sítios; 4) modificações no sítio e 5) Modificações

na paisagem. Além disso, Inicialmente será apresentado o mapa geomorfológico local, visando balizar a discussão geomorfológica que auxiliará na problemática geoarqueológica da VGUR.

### 6.1 Cartografia geomorfológica da VGUR: Primeira aproximação

A problemática espacial dos processos geomorfológicos e geoarqueológicos da VGUR é um grande desafio, sobretudo pela diversidade de unidades de relevo (vide Parte IV) e pelo fato das cobertura superficial, principalmente nos fundos de vale, serem poligenéticas (SANTOS, 2018). Esse fato é esbarrado na ausência de uma abordagem metodológica para a cartografia geoarqueológica na literatura. Nesse sentido, a representação espacial dos processos e fenômenos geoarqueológicos foi vinculado aos aspectos geomorfológicos. Aqui, será apresentado uma primeira aproximação para a construção de um mapa geomorfológico para a VGUR em escala 1:50.000, com base no sistema de legenda de Gustavsson; Kolstrup; Seikmonsbergen (2006). Em decorrência da escala adotada, o mapa é apresentado em folhas articuladas e agrupado (Apêndice Z – Figuras 6.1 a 6.13).

Na construção da legenda, a hidrografia foi classificada de acordo com a permanência do fluxo (Fig. 1). Além disso, também realizou-se a representação da morfologia dos vales (vale aberto ou confinado) na legenda da hidrografia, visando facilitar a visualização da paisagem dos fundos de vale e dos processos geomórficos, sobretudo pelo fato da rede de drenagem ser um importante marcador da gênese e evolução do relevo local. Os vales abertos ocorrem, sobretudo, em canais de 4ª ordem e ocasionalmente 3ª ordem, conforme discutido na seção IV.

As áreas alagadas periodicamente foram baseadas na cota mínima de inundação no período anterior à construção da UHE Foz do Chapecó. O valor de 249,1 m, registrado no município de São Carlos em 1998, provocou cheias significativas na Volta Grande. A espacialização de uma isolinha com esse valor sobre a imagem sombreada revelou clara diferença morfológica do relevo: nas altitudes abaixo de 249,1, a rugosidade é baixa e corresponde à unidade Planície, vale e base de encosta mapeada na parte IV dessa tese, enquanto os valores acima dessa cota altimétrica já corresponde ao ambiente de encosta. Essa informação é importante, pois revela que as áreas alagadas periodicamente estão sujeitos a dinâmica de cheias do rio Uruguai. O fato de serem registradas antes do fechamento das comportas da usina também é importante, pois indica que tais áreas estão sujeitas à inundação

periódicas e, por conseguinte, à deposição ligadas aos tributários do sistema fluvial do rio Uruguai.

Na categoria Morfometria/morfografia, as isolinhas foram obtidas em intervalo altimétrico regular de 20 m. As cores representam os processos geomorfológicos principais: verde para fluvial, marrom para intemperismo/denudacional e vermelho para endógeno. A distinção entre processos genuinamente denudacionais dos processos *in situ* é dificultada nessa escala e, portanto, foram agrupados pelo processo predominante (denudacional). Rupturas de declive foram diferenciados em duas categorias: aquelas que estão associadas a processos denudacionais na formação de patamares (linhas em marrom, com declividade de 10°) e aquelas vinculadas ao contato entre derrames (linhas em vermelho). Geralmente, as isolinhas ocorrem sobrepostas, já que os processos estão vinculados (Fig. 6.2 a 6.13).

A litologia das formações superficiais constituem-se como as feições mais difíceis de se representar espacialmente. As prospecções em campo e a análise das imagens sombreadas e fotografias aéreas indicam uma diferença clara entre as encostas e fundos de vale. Os fundos de vale apresentam rugosidade lisa e aspecto planar. Com base nas prospecções de campo e dados já levantados (e.g.: (DOS SANTOS, 2022; LOURDEAU et al., 2016; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS, 2018), as formações superficiais presentes nessas áreas são predominantemente de granulometria mais fina (lama e areia) e foram agrupadas em uma categoria que engloba essas classes granulométricas: areia, silte e argila (Fig. 6.2 a 6.13).

Já nos topos e nas encostas, com base nas imagens sombreadas, não foi verificado um indicativo claro para distinção das formações superficiais. Por outro lado, as fotografias aéreas permitiu a visualização pontual de rochas, seja o substrato aflorante, seja blocos movimentados. Nas prospecções em campo, a abrangência espacial das rochas *in situ* e remobilizadas é mais evidente como materiais predominantes nas encostas. Pontualmente ocorrem cobertura superficial lamítica como depósitos de colúvio, como aqueles descrito na parte V dessa tese. Por outro lado, são depósitos pontuais e com característica sedimentares variáveis ( fácies cascalho ou lama). Portanto, para as encostas, a litologia foi agrupada em duas categorias: > seixo a bloco (predominante) e pontualmente areia, silte e argila, para áreas com menor declividade onde ocorre cobertura superficial coluvial ou *in situ* (Fig. 6.2 a 6.13).

Feições estruturais não foram representados no mapa geomorfológico. Lineamentos fotogeológicos foram obtidos na seção III dessa tese, mas a gênese (falha ou fratura) ainda não foi determinada. Feições específicas também não foram representadas em decorrência da escala de análise. Esses dados poderão ser incorporados no mapa de maior escala.

Para balizar a análise Geoarqueológica, a localização dos sítios arqueológicos foram plotados no mapa geomorfológico. Foram reunidos os sítios disponibilizados na base do IPHAN, bem como os sítios e áreas de ocorrência levantados no licenciamento ambiental da UHE Foz do Chapecó (CALDARELLI et al., 2010).

## 6.2 A PROBLEMÁTICA GEOARQUEOLÓGICA DA VGUR

O contexto da paisagem pode ser analisado em diferentes escalas, sendo comumente investigado em ambientes micro-deposicionais ou em escalas generalizadas (biomas, ecótonos, regiões geomorfológicas, etc (BUTZER, 1982). Como a investigação desta tese é a nível local, embora vinculado à um contexto arqueológico e geomorfológico regional, a análise foi restrita ao ambiente da Volta Grande (escala local).

A VGUR está inserida em unidade geomorfológica de vale fluvial (Planalto dissecado do rio Uruguai ou Superfície Apóstoles/Aristóbulo). Nesse sentido, é plausível analisar o contexto da paisagem com uma visão de uma paisagem fluvial. Portanto, dentro da matriz de Butzer (BUTZER, 1982), o ambiente microdeposicional corresponde ao microambiente *planície aluvial*. De fato, as fácies e associação de fácies levantadas nos sítios indicam a ocorrência de depósitos aluviais, embora os depósitos de colúvio são abrangentes e cronologicamente bem marcados, indicando que os processos genéticos/evolutivos estão ligados a dois ambientes deposicionais: fluvial e encosta (SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021).

No recorte de estudo, o mapeamento morfográfico automático (*geomorphons*) indicou que as encostas são as unidades de relevo predominantes. Isso indica que os processos de encosta são fundamentais na dinâmica e evolução da paisagem local. Além disso, com base na análise dos dados morfométricos, verifica-se que a dissecção da área estaria vinculada a dinâmica do nível de base do rio Uruguai. As mudanças de nível de base, por sua vez, podem estar associados a processos exógenos ou endógenos, mas acredita-se que são essencialmente paleoclimáticas, eventualmente induzidas por processos tectônicos a jusante da VGUR, como descrito para a área a do Salto de Yucumã.

As mudanças paleohidrológicas do rio Uruguai são materializados pelos diferentes depósitos sedimentares que indicam sobretudo a perda de energia, quando o canal deixou de transportar materiais de granulometria grosseira (cascalho) para depósitos areno-siltosos, como evidenciado no Sítio da Ilha (SANTOS, 2018). Tem-se como hipótese que esses



depósitos foram, em sua maioria, erodidos pelo próprio rio Uruguai, em decorrência do aumento da vazão após no Holoceno. A erosão dos depósitos aluviais, seguida pela incisão no substrato promoveu a queda do nível de base e retomada da erosão remontante nos canais de baixa ordem, tributários da margem esquerda e direita do rio Uruguai. Com a erosão remontante, níveis de base locais foram criados, evidenciados pelos altos números de *knickpoints*, esses também influenciada pela variabilidade litológica local.

De fato, os dados morfoestratigráficos pontuais das encostas obtidas nesse trabalho também sugerem que a denudação foi associada a eventos de morfogênese sob clima úmido. A erosão remontante foi mais efetiva nas bacias de maior ordem hierárquica, uma vez que essas apresentam maior energia disponível no sistema para erosão, transporte e deposição dos sedimentos. Com a incisão fluvial dos tributários de baixa ordem e o avanço da erosão remontante, houve a ruptura do equilíbrio dinâmico das vertentes, seguida pela degradação das encostas. Os processos nas encostas teriam ocorrido como fenômenos extremos, uma vez que parte dos depósitos denotam a processos gravitacionais (fluxos de detritos). Além disso, a cobertura superficial na VGUR é relativamente delgada, predominando encostas desnudadas com o substrato ou blocos/matacões como cobertura superficial predominante, demonstrando que as encostas se comportaram como feições de transito de materiais inconsolidados - e não acumulação de sedimentos.

Quanto a sedimentologia dos depósitos de encosta, observa-se que a erosão foi rápida e intensa o suficiente para erodir um grande volume de material, incluindo a alterita. Clastos de basalto ora alterados, ora frescos em matriz argilosa são indicadores desse processo. Quanto as características dos depósitos de lama, são encontrados materiais mais finos, embora ainda predominando processos gravitacionais na evolução das encostas, com menor de energia no sistema. Entretanto, esses depósitos são de pouca abrangência espacial e quando existentes são relativamente delgados, ou seja, com pouco potencial geoarqueológico.

Já os depósitos sedimentares nos fundos de vale são mais espessos e com maior potencial estratigráfico. Esses contemplam a associação de depósitos fluviais e coluviais, significativamente mais espessos e cronologicamente bem marcados. Com base nos dados levantados por Santos (2018) e os resultados obtidos nessa tese, ficou evidente que os sítios da VGUR estão inseridos em uma paisagem em que a denudação é predominante, com locais mais restritos com maior potencial à acumulação de sedimentos: os fundos de vale de maior ordem hierárquica (3ª e 4ª ordem) e pontualmente nas encostas, próximo ao contato entre patamares, onde ocorre redução da inclinação do terreno.

De fato, dentre os sítios mapeados para a VGUR, os sítios escavados no âmbito do projeto POPARU (ACH-LP-07) encontram-se em fundos de vale ou base de encosta (RS-URG-01). Já os sítios escavados ou mapeados durante o Licenciamento Ambiental da UHE Foz do Chapecó encontram-se em fundos de vale ou depressões fechadas (ACH-LP-01 e ACH-LP-03), transição encosta/fundo de vale (ALP-AA03, ALP-AA-5, ACH-LP-2), encosta/resalto (ACH-SU-4, ALP-AA-4, ALP-AA-6). Esses sítios apresentam maior potencial estratigráfico, justamente por estarem em ambientes de acumulação de sedimentos (Fig. 6.2 a 6.13).

Áreas de Ocorrência Arqueológica (AOA) registradas no licenciamento ambiental também ocorrem em diferentes compartimentos topográficos, embora claramente predominam nas encostas e base de encostas (AOA-01, AOA-02, AOA-07, AOA-8 AOA-13, AOA-14, AOA-15, AOA-16, AOA- AOA-20 e AOA-22) e mais raramente em planície aluvial (AOA-09, AOA-10). Como descrito anteriormente, as encostas comportam-se como unidades dissecadas e com transito de sedimentos, ou seja, com baixo potencial para formação de sítios arqueológicos. Outros sítios prospectados na Volta Grande também ocorrem preferencialmente em base de encostas e planície aluvial (SC-URG-01, A02, RS-URG-02, RS-URG-03, RS-URG-04, RS-URG-05, RS-URG-06, RS-URG-07, RS-URG-08, RS-URG-09, RS-URG-10 RS-URG-12), encostas/ressaltos (SC-URG-03) e topos (SC-URG-04, SC-CHA-02, A01, A03). Esse conjunto de sítios apresenta menor potencial estratigráfico, uma vez que exibem pouco material sedimentar associado (Fig. 6.2 a 6.13).

Assim, a Volta Grande é caracterizada por apresentar depósitos sedimentares limitados aos fundos de vale e sopé de encostas. A erosão é o principal processo geomórfico atuante nas encostas e predominou ao longo do final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno, intercalado com períodos de atuação da deposição fluvial e/ou a erosão dos depósitos (Lacunas). Assim, o contexto da paisagem da área, embora esteja inserido em um ambiente fluvial onde os processos deposicionais são predominantes sobre os erosivos, o fato do rio Uruguai apresentar seu leito encaixado no substrato com encostas adjacentes com alta declividade, a VGUR exibe características de uma paisagem erosiva, onde a degradação das encostas tem um papel fundamental na formação do registro estratigráfico e enterramento de níveis arqueológicos.

Ainda em relação ao contexto da paisagem, os sítios da VGUR, embora multicomponencial, apresenta em seu registro arqueológico materiais líticos como cultura material predominante. Embora os dados levantados no âmbito do POPARU bem como os obtidos nessa tese sejam insuficientes para a elaboração de um modelo de provisionamento de matéria-prima, é evidente com base na coleção lítica resgatada dos sítios que a cultura

material é produzida principalmente sobre rochas da PMPE e rochas que constituem parte da sequência Paleozoica da Bacia Sedimentar do Paraná, na região drenagem pelo rio Canoas, tributário do rio Uruguai (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2017; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021).

Nesse sentido, as matérias-primas disponíveis em contexto primário ou secundário geradas a partir de processos de Interação Vulcano-sedimentar, produzindo uma ampla variabilidade litológica, desde rochas genuinamente ígneas (basaltos, riolitos, dacitos e riodacitos) a rochas sedimentares ou vulcano-sedimentares silicificadas (argilitos, siltitos, arenitos, brechas, peperitos, etc) (SANTOS et al., 2021). Como esses processos são locais (BESSER, 2017; BESSER; VASCONCELLOS; NARDY, 2018; HARTMANN et al., 2022; HARTMANN; ARENA; DUARTE, 2012; HARTMANN; CERVA-ALVES, 2021; PINTO; HARTMANN, 2011; PINTO; HARTMANN; WILDNER, 2011; ROSSETTI et al., 2018), às fontes de material prima em contexto primário são reduzidas. Assim, o processo de obtenção e manufatura dos instrumentos lascados (cadeia operatória) indica uma clara seleção de matéria prima. Assim, é coerente pensar o contexto da paisagem da VGUR como paisagem lítica (BARRIENTOS; CATELLA; OLIVA, 2015; GOULD; SAGGERS, 1985), onde as fontes de matéria-prima (afloramentos primários e secundários) parecem ter sido fundamental para a ocupação da área, uma vez que os instrumentos foram produzidos em matérias-primas locais (HOELTZ; LOURDEAU; VIANA, 2015; LOURDEAU et al., 2016, 2017; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021).

A ocorrência de barras de cascalho nas margens do rio Uruguai e afloramentos primários que afloram nas encostas (esse decorrente da intensa denudação registrada no Holoceno), podem ter favorecido o processo de aquisição de matéria-prima pelos grupos humanos que ocupavam a VGUR. Por outro lado, não foram encontrados afloramentos com sinais claros de lascamento, ou seja, ainda não há evidências de quais locais foram utilizados como fontes em contexto primário para aquisição de matérias-primas. Sabe-se que fontes primárias foram utilizadas uma vez que instrumentos sobre blocos são comuns para os sítios RS-URG-01 e ACH-LP-07 (LOURDEAU et al., 2016, 2017; LOURDEAU; HOELTZ; VIANA, 2014; SANTOS et al., 2021). Visto que os pontos prospectados nas encostas estão muito perturbados em decorrência tanto dos processos denudacionais que ocorreram no Holoceno, quanto processos antrópicos vinculados a construção da UHE Foz do Chapecó, é necessário um mapeamento em maior escala para identificar possíveis fontes primárias de matéria-prima.

Quanto aos processos de formação dos sítios, no caso dos sítios arqueológicos da VGUR escavados no âmbito do projeto POPARU, a estratigrafia indica que as sequências arqueostratigráficas são constituídos por depósitos de origem coluvial (fácies lama levemente arenosa, lama arenosa e areia lamosa) e fácies aluviais (lama argilo-arenosa, cascalho estratificado clasto suportado, cascalho estratificado imbricado e cascalho clasto suportado imbricado e estratificação incipiente) (LOURDEAU et al., 2016; SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). Portanto, o enterramento dos níveis arqueológicos estão associados aos processos que ocorrem nesses ambientes deposicionais: encosta e fundo de vale, inerentes ao seu contexto de paisagem local (Fig. 6.2 a 6.13).

Os depósitos aluviais são restritos temporalmente à transição Pleistoceno Holoceno, parte do Holoceno Inferior e parte do Holoceno Superior (com exceção do sítio da Ilha), o que indica que enterramento dos níveis arqueológicos nesses estágios estavam associados à dinâmica hidrológica do rio Uruguai para esse período (SANTOS, 2018; SANTOS et al., 2021). Em outros momentos, os depósitos que enterram os níveis arqueológicos são essencialmente coluviais, o que indica que as encostas estavam em equilíbrio e, por consequência, passando por estágios de pedogênese, seguido por uma intensa morfogênese. Portanto, os componentes fisicogênicos mais evidentes na formação dos sítios arqueológicos da VGUR são associados à sedimentação fluvial e coluvial.

Os dados sedimentológicos obtidos para as vertentes da VGUR (Fig. 6.2 a 6.13) indicam que os processos erosivos e deposicionais estavam associados à eventos de alta magnitude, com alta competência de transporte dos materiais que constituíam a cobertura superficial local. De fato, as encostas da VGUR são essencialmente desnudadas e os processos erosivos foram suficientes para expor pontualmente o substrato, com remoção total da cobertura superficial, incluindo a alterita. Assim, como a erosão foi generalizada, apenas parte do sedimento ainda está retido nos fundos de vale de baixa ordem e nos terraços colúvio-aluviais da VGUR. Sedimentos antropogênicos são raros e ocorrem com maior abrangência temporal no Holoceno Superior, associado aos níveis de ocupação Guarani (SANTOS et al., 2021).

Portanto, a formação dos sítios arqueológicos também estão em fase com os processos erosivos e deposicionais que ocorreram nas encostas. Os dados obtidos nesse trabalho evidenciam que as vertentes estavam em equilíbrio à pelo menos 12.000 anos AP, susceptíveis a erosão e transporte da cobertura superficial. A denudação é essencialmente decorrente de processos gravitacionais (movimentos de massa e escoamento superficial) e que recobriram os níveis de ocupação (paleosuperfícies), como evidente no sítio URG-01

(SANTOS et al., 2021). Acredita-se que os processos gravitacionais são vinculados a eventos de precipitação extrema, uma vez que: 1) as fácies sedimentares coluviais são essencialmente constituídas por cascalho matriz suportada, raramente lama; 2) feições micromorfológicas e minerais secundários (filossilicatos) que indicam condições de impedimento de drenagem ou solo saturação em ambiente ortomórfico.

Já em relação aos processos de transformação pós-deposicionais, Butzer classifica as perturbações em pelo menos quatro tipos (BUTZER, 1982): 1) Primário, que ocorre durante ou posterior a ocupação de uma determinada área, onde os materiais que constituem o registro arqueológico podem ser submetidos aos agentes intempéricos; 2) Secundário, onde materiais arqueológicos podem ser transportados por processos naturais de natureza geomórfica, erodindo os materiais arqueológicos e depositando-os em um novo contexto, ou pela ação de grupos humanos que reutilizam artefatos; 3) Terciário onde os materiais arqueológicos podem migrar verticalmente no depósito sedimentar. Em regiões tropicais, também é comum a migração vertical pela ação biogênica de insetos, roedores ou mamíferos e 4) Uma quarta perspectiva na modificação e destruição do registro arqueológico está relacionada às intervenções humanas “modernas” que removem os materiais arqueológicos, variando desde o extravio de peças ou a escavação propriamente sem controle metodológico. Tais intervenções podem promover a destruição parcial ou total do registro arqueológico e perda da cultura material (BIFFI et al., 2022).

Dentre as transformações pós-deposicionais, a mais evidente na VGUR está associado a perda de volume sedimentar dos sítios arqueológicos, sobretudo a erosão marginal, vinculada ao regime de fluxo controlado pela UHE Foz do Chapecó (BIFFI; SANTOS; GASPARETTO, 2020; SANTOS, 2018). Os materiais arqueológicos estão com pouco ou sem sinais de intemperismo e, quando ocorre pátina, está associado à fonte de matéria prima obtida (seixo fluvial) (LOURDEAU et al., 2016; SANTOS, 2018).

Por outro lado, nas encostas, observa-se que as transformações pós-deposicionais dos sedimentos coluviais são essencialmente pedogênicas e ocorreram de forma generalizada ao longo do Holoceno que podem também ter ocorrido nos sítios arqueológicos. Entretanto, como as transformações são essencialmente de origem biogênica, as principais alterações são na porosidade e microestrutura associada. De qualquer forma, em uma perspectiva macro, espera-se que se tais alterações também ocorreram nos sedimentos dos sítios arqueológicos, uma vez que estão inseridas no mesmo contexto de paisagem. Esse processo pode promover pequenas movimentações dos materiais arqueológicos na matriz sedimentar, mas é necessário



uma análise micromorfológica detalhada nos níveis de ocupação para aferir se tais processos são recorrentes nos sítios e se podem perturbar o registro arqueostratigráfico.

Outro processo pedogênico evidente nas encostas é a migração da argila, decorrente de processos sin- e pós-deposicionais. Com base na análise micromorfológica, observa-se que esse processo ocorre tanto associado a porosidade planar e cavitária, quanto ao longo dos poros canais, indicando que o processo de eluviação e iluviação ocorre tanto em decorrência de processos de dessecação da microestrutura dos pedossedimentos quanto da bioturbação. Entretanto, esse processo é mais discreta e provoca pouca perturbação no registro estratigráfico.

As mudanças na paisagem mais evidente estão associadas a formação de Antrossolos, bem marcados no sítio RS-URG-01 (SANTOS, 2018). Nas prospecções realizadas nas encostas e topos, não foram identificados manchas de solos antropogênicos, sugerindo que tais solos são restritos as áreas escavadas do sítio URG-01. Assim, em termos fisiográficos, a principal evidencia de modificação de um elemento da paisagem está associada a formação dos solos antropogênicos, embora limitados espacialmente e temporalmente.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Volta Grande do alto rio Uruguai (VGUR) corresponde à uma importante área de interesse arqueológico, em razão de conter sítios arqueológico a céu aberto com alta densidade de níveis de ocupação humana. Os sítios ocorrem principalmente nas margens do rio Uruguai e de seus tributários e exibem uma ampla variabilidade tipológica de cultura material associada. Com base na análise da cadeia operatória, cronologia e estratigrafia, foi verificado que os níveis arqueológicos sugerem diferentes momentos de ocupação (paleosuperfícies) e que estão em fase com a dinâmica geomorfológica do vale do rio Uruguai do final do Pleistoceno e ao longo do Holoceno.

Nesse sentido, uma vez que os níveis arqueológicos estariam associado a dinâmica geomorfológica local, fez-se necessário realizar a análise geoarqueológica da VGUR, visando compreender o contexto estratigráfico, o contexto da paisagem, os processos de formação dos sítios arqueológicos, as transformações pós-deposicionais e mudanças na paisagem. Assim, recorreu-se a análise de aspectos geológicos, geomorfológicos, estratigráficos e cartográficos para balizar a abordagem geoarqueológica da VGUR.

Com relação aos aspectos geológicos, a partir da análise dos dados de campo e laboratório, foi verificado que a área contempla uma sucessão de derrames de basalto (até 11 derrames) relativamente delgados, intercalado por lentes descontínuas de depósitos vulcanoclásticos máficos (DVM), constituídos por feições de interação vulcano-sedimentar (FIVs). Esses níveis, geneticamente associados a condições da interação lava sedimento em ambiente úmido e atividades hidrotermais e são importantes para o contexto da paisagem local: Constituem-se como elementos lito-estruturais que controlam a evolução da rede de drenagem, bem como ruptura de declive nas encostas e eventuais fontes de matéria-prima.

Com base na análise do contexto geológico e geomorfológico, tinha como hipótese de que as encostas foram desnudadas ao longo do Holoceno e os DVM tenham sido expostos nas vertentes e serviram como fontes de matéria-prima, uma vez que as FIVs apresentam boa qualidade ao lascamento. Embora não se tenha reconhecido em afloramentos primários áreas de exploração das FIVs, a identificação e mapeamento dos níveis inter derrames fornecem bases para o mapeamento e estudo do provisionamento de matérias-primas. Além disso, foi verificado que, em grande parte, as litologias dos materiais líticos das coleções dos sítios em estudo pelo projeto POPARU são relativamente distintas dos FIVs encontrados nos DVM, sugerindo outras fontes de aquisição de matéria-prima. Assim, tem-se como antítese de que os

depósitos fluviais seriam as principais fontes de matéria-prima para os grupos humanos que ocupavam a VGUR, embora ainda se reconheça a possibilidade de aquisição em depósitos primários.

Ainda em relação aos aspectos geológicos, foi verificado uma ampla variabilidade de litofácies para os derrames vulcânicos da VGUR. A análise morfométrica e índices aplicados sobre os canais de baixa ordem hierárquica (concauidade do canal, grau de equilíbrio do canal, índice de declividade do canal normalizado e relação declive-área) da VGUR indicam que os canais têm um forte controle lito-estrutural, com inúmeras rupturas de declive (knickpoints e knickzones), que provocam anomalias nos perfis longitudinais. A partir da análise dos dados, verifica-se que a paisagem não encontra-se em estado de equilíbrio e que a erosão fluvial é um importante condicionante para a evolução do relevo.

De fato, com base na análise de métricas do relevo (relevo local, declividade e integral hipsométrica) associada aos índices aplicados aos perfis longitudinais, observou-se que as bacias dos tributários do rio Uruguai apresentam relevos muito dissecados e que essa dissecação pode estar associado a mudança de nível de base do rio Uruguai. Tem-se como hipótese de que a mudança do nível de base estão associadas às variações climáticas do Quaternário Superior, onde as mudanças hidrológicas e eventual umidificação a partir do UMG promoveu uma rápida erosão dos depósitos aluviais do rio Uruguai e, como consequência, a queda do nível de base. Essa mudança do nível de base teria sido acompanhadas pela incisão dos tributários de maior ordem hierárquica e um forte condicionante para a incisão e dissecação da paisagem da VGUR.

Além disso, tinha como hipótese de que as mudanças de nível de base do rio Uruguai e seus tributários teriam promovido a ruptura do equilíbrio dinâmico das vertentes, provocando a erosão, transporte e deposição de sedimentos ao longo das encostas, assim como observado nas superfícies de cimeira da bacia do rio Uruguai. Essa dinâmica morfogenética corresponderia a principal fonte de sedimentos para a formação dos sítios arqueológicos nos fundos de vale.

De fato, com base na análise das formações superficiais, foram identificados áreas com depósitos de colúvio, constituído por fácies lamosas e cascalhosas. Esses depósitos datam a transição Pleistoceno-Holoceno e Holoceno e são crono correlatas com as idades dos depósitos dos fundos de vale. A análise sedimentológica, morfoestratigráfica, micromorfológica e mineralógica indicam processos erosivos ligados a movimentos de massa, provavelmente em condições de eventos extremos, uma vez que as feições micromorfológicas e assembleia mineralógica sugerem condições de saturação d'água em ambiente ortomórfico.

Quando comparado aos dados paleoambientais regionais, condições mais úmidas são encontradas para o Holoceno tanto na FLONA de Chapecó quanto no sítio paleoecológico de Iraí (RS), ambos próximos a VGUR. Portanto, acredita-se que essa umidificação, além de ter promovido a incisão e erosão fluvial, promoveu a ruptura do equilíbrio dinâmico das vertentes e à degradação das encostas, bem como são responsáveis, do ponto de vista geomórfico, por parte dos processos de formação dos sítios arqueológicos da VGUR.

Por fim, com base na análise integrada entre os parâmetros geológicos, geomorfológicos, estratigráficos e paleoambientais, foi apresentada uma proposta inicial para o mapeamento geomorfológico da VGUR. O sistema de legenda adotado evidencia os processos morfogenéticos atuantes (incisão e degradação nas encostas, acumulação nos fundos de vale) e os dados morfométricos indicam a dissecação do relevo. Além disso, o mapa apresentado evidencia as áreas com controle lito estrutural e as diferenças nas morfologias dos vales fluviais. Por outro lado, essa classificação adotada não classifica as formas de relevo. Assim, entende-se que ainda é necessário avanços na construção da legenda para o mapa geomorfológico da VGUR.

Portanto, com base nos dados levantados nessa tese, tem-se como considerações finais: 1) A geologia tem um papel fundamental na paisagem da VGUR, uma vez que é um importante condicionante lito-estrutural e contém áreas potenciais para aquisição de matéria-prima; 2) A evolução do relevo está vinculada a dinâmica do rio Uruguai e aos processos denudacionais associados. Enquanto a dinâmica do rio Uruguai controlou o rebaixamento do nível de base, essas mudanças promoveram a incisão dos tributários do rio Uruguai, seguido a ruptura do equilíbrio das vertentes e erosão/degradação das mesmas. Os depósitos de colúvio nas vertentes e nos fundos de vale são as principais evidências desse processo, bem como recobrem os níveis arqueológicos dos sítios ACH-LP-07 e RS-URG-01. Portanto, os processos fluviais e de encosta são fundamentais na configuração do relevo e para a formação e preservação dos sítios arqueológicos. 3) As mudanças paleoambientais registradas nas superfícies de cimeira da bacia do alto rio Uruguai parecem ser relativamente distintas das registradas no vale do rio Uruguai. A dissecação parece estar associada a incisão fluvial e degradação das encostas sob condições mais úmidas.

Como pesquisas futuras, sugere-se: 1) análise detalhada das matérias-primas nas coleções líticas dos sítios e depósitos secundários (fluviais e de encosta); 2) análise palinológica, isotópica e/ou fitolítica dos sedimentos da VGUR, visando ampliar os conhecimentos paleoambientais locais; 3) análise morfoestrutural, visando buscar evidências ou ausências de influência tectônica e 4) análise dos depósitos fluviais do canal do rio

Uruguai, visando compreender às sequências estratigráficas e eventual processo de metamorfose fluvial, em decorrência das mudanças hidrológicas da Transição Pleistoceno Holoceno e ao longo do Holoceno.



## REFERÊNCIAS

- AAGAARD-SØRENSEN, S. et al. Paleoceanographic development in the SW Barents Sea during the Late Weichselian–Early Holocene transition. **Quaternary Science Reviews**, APEX: Arctic Palaeoclimate and its Extremes. v. 29, n. 25, p. 3442–3456, 1 dez. 2010.
- AB’SABER, A. PROBLEMAS DO MAPEAMENTO GEOMORFOLOGICO NO BRASIL. **Geomorfologia**, v. 6, p. 1–15, 1969a.
- AB’SÁBER, A. N. Problemas do Mapeamento Geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**, v. 6, p. 1–16, 1969.
- AB’SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, n. 18, p. 1–23, 1969b.
- AB’SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, n. 3, p. 1–19, 1977.
- AB’SABER, A. N. et al. Carta de formações superficiais do Vale do Rio do Peixe em Marília - SP. **Sedimentologia e Pedologia**, n. 11, p. 1–18, 1978.
- ALBERS, A. P. F. et al. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. **Cerâmica**, v. 48, n. 305, p. 34–37, mar. 2002.
- ALLEY, R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 1, p. 213–226, 1 jan. 2000.
- ALMEIDA, B. K. DE. **Gênese de cobertura superficial em perfil representativo da superfície geomorfológica de Chapecó – Planalto das Araucárias**. Dissertação de Mestrado—Francisco Beltrão: Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 28 jun. 2017.
- ALMEIDA, F. F. M. D. O planalto basáltico da Bacia Do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 24, p. 3–34, 1956.
- ALVARES, C. A. et al. Köppen’s climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.

ANGELUCCI, D. The Geoarcheological Context. Em: [s.l.: s.n.]. p. 58–91.

ANGELUCCI, D. E. A Partir da Terra: A Contribuição da Geoarqueologia. Em: MATEUS, J. E.; MORENO-GARCÍA, M. (Eds.). **Paleoecologia humana e arqueociências: um programa multidisciplinar para a arqueologia sob a tutela da cultura**. Lisboa: Ministerio de Cultura, Instituto Português de Arqueologia, 2003. p. 36–84.

ARAÚJO, A. G. DE M. As propriedades físicas dos arenitos silicificados e suas implicações na aptidão ao lascamento. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, n. 2, p. 63–74, 13 dez. 1992.

ARAÚJO, A. G. DE M. A tradição cerâmica Itararé-Taquara: características, área de ocorrência e algumas hipóteses sobre a expansão dos grupos Jê no sudeste do Brasil. **Revista de Arqueologia**, v. 20, n. 1, p. 09–38, 30 jun. 2007.

ARAÚJO, A. G. DE M.; PILÓ, L. B. Towards the Development of a Tropical Geoarchaeology: Lagoa Santa as an Emblematic Case Study. Em: DA-GLORIA, P.; NEVES, W. A.; HUBBE, M. (Eds.). **Archaeological and Paleontological Research in Lagoa Santa: The Quest for the First Americans**. Cham: Springer International Publishing, 2017. p. 373–391.

ARAÚJO, A. G. M. et al. Lapa das boleiras rockshelter: stratigraphy and formation processes at a paleoamerican site in Central Brazil. **Journal of Archaeological Science**, v. 35, n. 12, p. 3186–3202, 1 dez. 2008.

ARAÚJO, A. G. M. et al. Paleoindian Open-Air Sites in Tropical Settings: A Case Study in Formation Processes, Dating Methods, and Paleoenvironmental Models in Central Brazil. **Geoarchaeology**, v. 28, n. 3, p. 195–220, 2013.

ARAÚJO, A. G. M. On vastness and variability: Cultural transmission, historicity, and the Paleoindian record in Eastern South America. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 2, p. 1239–1258, 2 jul. 2015.

ARAÚJO, A.; OKUMURA, M. Fronteiras e identidades na pré-história: uma análise Morfométrica de pontas líticas bifaciais do Sudeste e Sul do Brasil. **Especiaria: Cadernos de Ciências Humanas**, v. 17, n. 30, 2017.

ARDELEAN, C. F. et al. Evidence of human occupation in Mexico around the Last Glacial Maximum. **Nature**, v. 584, n. 7819, p. 87–92, ago. 2020.

ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; BAGGIO, S. B. Geological controls of copper, gold and silver in the Serra Geral Group, Realeza region, Paraná, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 63, p. 178–200, 1 dez. 2014.

ASADI, H. et al. Interrill soil erosion processes and their interaction on low slopes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 711–724, 30 abr. 2007.

ATTAL, M. et al. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. F3, 2008.

AUBELE, J. C.; CRUMPLER, L. S.; ELSTON, W. E. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 35, n. 4, p. 349–374, 1 dez. 1988.

AZEVEDO, A.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entre camadas e clorita. Em: MELO, V. D. F; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e Mineralogia do Solo: Conceitos básicos e aplicações**. 3. ed. Viçosa: [s.n.]. v. 1p. 381–426.

BACK, Á. J.; POLETO, C. Distribuição Espacial E Temporal Da Erosividade Das Chuvas No Estado De Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 22, p. 381–403, 2018.

BAGGIO, S. B. et al. Silica gossan as a prospective guide for amethyst geode deposits in the Ametista do Sul mining district, Paraná volcanic province, southern Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 159, p. 213–226, 1 dez. 2015.

BAKKE, J. et al. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 202–205, mar. 2009.

BARBOSA, G. V. et al. **Taxonomia Para Mapas Geomorfológicos Baseados em Imagens de Radar**. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Balneário Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980a.

BARBOSA, G. V. et al. **Evolução da Cartografia Geomorfológica do Projeto RADAMBRASIL**. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Balneário Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980b.

BARBOSA, G. V. et al. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto Radambrasil. **Geociências**, v. 2, n. 1, p. 7–20, 1983.

BARBOSA, V. G. et al. **Taxonomia Para Mapas Geomorfológicos Baseados em Imagens de Rada**. ANAIS DO XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Em: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Balneário Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980c.

BARNES, J. et al. **Mapeamento Geológico Básico: GUIA GEOLÓGICO DE CAMPO**. [s.l.] Bookman Companhia Ed, 2014.

BARRETO, C. J. S. et al. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 285, p. 81–99, 15 set. 2014.

BARRETO, C. J. S.; DE LIMA, E. F.; GOLDBERG, K. Primary vesicles, vesicle-rich segregation structures and recognition of primary and secondary porosities in lava flows from the Paraná igneous province, southern Brazil. **Bulletin of Volcanology**, v. 79, n. 4, p. 31, 1 abr. 2017.

BARRIENTOS, G.; CATELLA, L.; OLIVA, F. The Spatial Structure of Lithic Landscapes: the Late Holocene Record of East-Central Argentina as a Case Study. **Journal of Archaeological Method and Theory**, v. 22, n. 4, p. 1151–1192, 1 dez. 2015.

BARSCHE, D.; FISCHER, K.; STÄBLEIN, G. Geomorphological Mapping of High Mountain Relief, Federal Republic of Germany. **Mountain Research and Development**, v. 7, n. 4, p. 361–374, 1987.

BEHLING, H. Investigations into the late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 4, n. 3, p. 127–152, 1 set. 1995.

BEHLING, H. et al. 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**, v. 203, n. 3, p. 277–297, 15 fev. 2004.

BEHLING, H. et al. Dinâmica dos campos no sul do Brasil durante o Quaternário Tardio. Em: PILLAR, V. D. P. et al. (Eds.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília: MMA, 2009. p. 13–25.

BEHLING, H.; OLIVEIRA, M. A. T. DE. Evidence of a late glacial warming event and early Holocene cooling in the southern Brazilian coastal highlands. **Quaternary Research**, v. 89, n. 1, p. 90–102, jan. 2018.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D. Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 362, n. 1478, p. 243–251, 28 fev. 2007.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; BAUERMAN, 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**, v. 133, n. 3, p. 235–248, 1 fev. 2005.

BELLIENI, G. et al. High- and low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrb. Mineral. Abh.**, v. 150, p. 273–306, 1 jan. 1984a.

BELLIENI, G. et al. Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Palaeomagnetism, Petrogenesis and Geodynamic Implications. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 3, p. 579–618, 1 ago. 1984b.

BELLIENI, G. et al. Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 4, p. 915–944, 1 ago. 1986.



BENICIO, J. R. W. et al. A new fossil Fabaceae wood from the Pleistocene Touro Passo Formation of Rio Grande do Sul, Brazil. **Fossil Imprint**, v. 72, n. 3–4, p. 251–264, 30 dez. 2016.

BERGMANN, M.; PROVENZANO, C. A. S. **Geologia e recursos minerais da folha Três Passos, SG.22-Y-C-I: estado do Rio Grande do Sul**. [s.l.] CPRM, 2014. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18036>>. Acesso em: 30 jan. 2023.

BERTOLINI, W. Z.; COSTA, I. M. DA; LIMA, G. L. DE. Morfoscopia e Morfologia da Cobertura Pedológica às Margens do Rio Uruguai no Oeste de Santa Catarina. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 71–78, 3 out. 2016.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; BOETTCHER, N. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO BARRA GRANDE – OESTE DE SANTA CATARINA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 3–17, 2 jan. 2019.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; ZAMBOT, N. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DA VÁRZEA – ALTO RIO URUGUAI (RS): **Geosciences = Geociências**, v. 40, n. 1, p. 83–99, 24 mar. 2021.

BERTRAN, P. et al. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. **Sedimentology**, v. 44, n. 1, p. 1–16, 1997.

BERTRAN, P.; TEXIER, J.-P. Facies and microfacies of slope deposits. **CATENA**, v. 35, n. 2, p. 99–121, 1 maio 1999.

BESSER, M. L. Sequência vulcânica ácida da região de São Joaquim-SC : reoignimbritos ou lavas? 2017.

BESSER, M. L.; VASCONCELLOS, E. M. G.; NARDY, A. J. R. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. **Brazilian Journal of Geology**, v. 48, n. 2, p. 201–219, jun. 2018.

BICHO, N. F. **Manual de Arqueologia Pré-Histórica**. Lisboa: Edições 70, 2006.

BIFFI, V. H. R. et al. GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO E GEOARQUEOLOGIA: ASPECTOS CONCEITUAIS, METODOLÓGICOS E APLICAÇÕES NO SUL DO BRASIL.

Em: CARVALHO JÚNIOR, O. A. et al. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: Editora ICH-UnB, 2022. p. 652–479.

BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. SUPERFÍCIES DE CIMEIRA DO PLANALTO DAS ARAUCARIAS – SUL DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, 1 jul. 2018.

BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. Micromorfologia de Colúvio-Alúvios em Paleovoçorocas Colmatadas nas Superfícies de Cimeira de Pinhão/Guarapuava e Palmas/Caçador - Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 735–749, 1 out. 2019.

BIFFI, V. H. R.; PAISANI, J. C. Reconstrução morfoestratigráfica e evolução de encosta em unidade de relevo de baixa ordem no Quaternário Superior: o caso da Superfície de Cimeira de Pinhão/Guarapuava -Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 28 jun. 2021.

BIGARELLA, J. J.; DE ANDRADE, G. O. Contribution to the Study of the Brazilian Quaternary. Em: WRIGHT, H. E., Jr.; FREY, D. G. (Eds.). **International Studies on the Quaternary: Papers Prepared on the Occasion of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research Boulder, Colorado, 1965**. [s.l.] Geological Society of America, 1965. v. 84p. 0.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. DA. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 2, p. 165–196, 7 dez. 2016.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. DA. Considerações a Respeito Evolução das Vertentes. **Espaço Aberto**, v. 11, n. 2, p. 181–209, 22 dez. 2021.

BINFORD, L. R. Organization and Formation Processes: Looking at Curated Technologies. **Journal of Anthropological Research**, 29 set. 2015.

BITENCOURT, A.; KRAUSPENHAR, P. Possible prehistoric anthropogenic effect on *Araucaria angustifolia* (Bert.) O. Kuntze expansion during the Late Holocene. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, p. 109–116, 30 abr. 2006.

BITENCOURT, A. L. Possible prehistoric anthropogenic effect on *Araucaria angustifolia* (Bert.) O. Kuntze expansion during the late Holocene. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 1, p. 109–116, 30 abr. 2006.

BOMBIN, M. Modelo Paleoecológico Evolutivo para o Neokuaternario da Regiao da Campaha oeste do Rio Grande do Sul (Brasil) A formacao Touro Passo, seu conteudo fossilifero e a Pedogenese Pos- deposicional. **Comunicacoes do Museo de Ciencias da PUCRGS**, v. 15, p. 1–90, 1976.

BONDRE, N. R.; DURAI SWAMI, R. A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. **Bulletin of Volcanology**, v. 66, n. 1, p. 29–45, 1 jan. 2004.

BONOMO, M. et al. A model for the Guaraní expansion in the La Plata Basin and littoral zone of southern Brazil. **Quaternary International**, Palaeodemography in Southern South America. v. 356, p. 54–73, 21 jan. 2015.

BORCHARDT, G. Smectites. Em: **Minerals in Soil Environments**. [s.l.] John Wiley & Sons, Ltd, 1989. p. 675–727.

BOTELHO, R.; PELECH, A. Do Mapeamento Geomorfológico do IBGE a um Sistema Brasileiro de Classificação do Relevo. **Revista brasileira de geografia**, v. 64, p. 183–201, 21 ago. 2019.

BRITTO, F. P.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. REGIONALIZAÇÃO SAZONAL E MENSAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL MÁXIMA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, n. 0, 2008a.

BRITTO, F. P.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL NO RIO GRANDE DO SUL: INFLUÊNCIA DO FENÔMENO EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, n. 0, 2008b.

BROCHADO, J. P. A expansão dos Tupi e da cerâmica da tradição policrômica amazônica. **Dédalo**, v. 27, p. 65–82, 1989.

BROWN, A. G. **Alluvial geoarchaeology; floodplain archaeology and environmental change**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.

BUENO, L.; DIAS, A. Povoamento inicial da América do Sul: contribuições do contexto brasileiro. **Estudos Avançados**, v. 29, p. 119–147, abr. 2015.

BUENO, L.; DIAS, A. S.; STEELE, J. The Late Pleistocene/Early Holocene archaeological record in Brazil: A geo-referenced database. **Quaternary International**, A Late Pleistocene/early Holocene archaeological 14C database for Central and South America: palaeoenvironmental contexts and demographic interpretations. v. 301, p. 74–93, 8 jul. 2013.

BUOL, S. W.; ESWARAN, H. Oxisols. Em: SPARKS, D. L. (Ed.). **Advances in Agronomy**. [s.l.] Academic Press, 1999. v. 68p. 151–195.

BUSBY-SPERA, C. J.; WHITE, J. D. L. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. **Bulletin of Volcanology**, v. 49, n. 6, p. 765–776, 1 dez. 1987.

BUTZER, K. W. **Archaeology as Human Ecology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1982.

CAILLEUX, A.; TRICART, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, v. 65, n. 349, p. 162–186, 1956.

CALDARELLI, S. B. et al. **Projeto Arqueologia preventiva na UHE Foz do Chapecó - SC/RS**. Florianópolis: Scientia Consultoria Científica, 2010. Disponível em: <[https://www.academia.edu/36152155/UHE\\_Foz\\_do\\_Chapec%C3%B3\\_Arqueologia\\_Relat%C3%B3rio\\_Final\\_2010\\_opt\\_pdf](https://www.academia.edu/36152155/UHE_Foz_do_Chapec%C3%B3_Arqueologia_Relat%C3%B3rio_Final_2010_opt_pdf)>. Acesso em: 20 fev. 2023.

CALDARELLI, S. B.; LAVINA, R. Da arqueologia acadêmica à arqueologia consultiva no oeste catarinense. Em: CARBONERA, M.; SCHIMITZ, P. P. (Eds.). **Antes do Oeste Catarinense: arqueologia dos povos indígenas**. Chapecó: ARGOS, 2011. v. 1p. 47–70.

CALEGARI, S. S. et al. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). **Geomorphology**, v. 393, p. 107946, 15 nov. 2021.

CAMARGO FILHO, M. **O significado paleoambiental de sequência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos Monjolo-Lapa-PR.** Tese de Doutorado—Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2005.

CAMARGO FILHO, M. et al. CARACTERIZAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE PALEOSSOLO DE 44Ka E SEDIMENTOS SOBREPOSTOS DA ENCOSTA MONJOLO – LAPA-PR. **Geosul**, v. 31, n. 61, p. 289–308, 22 jun. 2016.

CAMARGO FILHO, M.; BERTOTTI, L. G.; KATAOKA, A. M. PALEOSSOLOS DE 40 KA PRESENTES EM ENCOSTA DO CENTRO-SUL DO PARANÁ, BRASIL – ESTUDO DE CASO. **Revista Geográfica de América Central**, v. Edição Especial EGAL, p. 1–19, 2011.

CARBONERA, M. **A tradição Tupiguarani no Alto Uruguai: estudando o acervo Marilandi Goulart.** Tese de Doutorado—São Leopoldo: Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 31 mar. 2008.

CARBONERA, M. **A ocupação pré-colonial do alto Rio Uruguai, SC: contatos culturais na Volta do Uvá.** text—São Paulo: Universidade de São Paulo, 12 mar. 2015.

CARBONERA, M. et al. Uma deposição funerária Guarani no alto rio Uruguai, Santa Catarina: escavação e obtenção de dados dos perfis funerário e biológico. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, v. 13, p. 625–644, dez. 2018.

CARBONERA, M.; LOPONTE, D. Raw materials and functional designs of Fishtail projectile points from southern Brazil. **Journal of Lithic Studies**, v. 8, n. 1, p. 48 p.-48 p., 15 mar. 2021.

CARBONERA, M.; LOURDEAU, A.; SANTOS, M. C. P. **Missão franco-brasileira povoamentos pré-históricos do alto rio Uruguai (POPARU): Relatório científico parcial 4/2018.** Chapecó: Núcleo de Estudos Etnológicos e Arqueológicos – NEEA do Centro de Memória do Oeste de Santa Catarina – CEOM/Unochapecó, Chapecó, 2018.

CARBONERA, M.; LOURDEAU, A.; SANTOS, M. C. P. **Missão franco-brasileira povoamentos pré-históricos do alto rio Uruguai (POPARU): Relatório científico parcial**

6/2019. Chapecó: Núcleo de Estudos Etnológicos e Arqueológicos – NEEA do Centro de Memória do Oeste de Santa Catarina – CEOM/Unochapecó, Chapecó, 2020.

CARVALHO, A.; ROTTA, C. L. Estudos das formações superficiais do município de Atibaia, SP. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 49, p. 5–22, 1974.

CASTILLO, M.; MUÑOZ-SALINAS, E.; FERRARI, L. Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices (ksn) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. **Geomorphology**, v. 221, p. 204–214, 15 set. 2014.

CASTIÑEIRA, C. et al. Analisis de morfometría geométrica en puntas cola de pescado del Uruguay. **Latin American Antiquity**, v. 22, n. 3, p. 335–358, set. 2011.

CASTIÑERA, C.; FERNICOLA, J. C. Tefrocronología y avances para una reconstrucción paleoclimática del Holoceno Medio en la Región Norte del Uruguay. **Tefrocronología y avances para una reconstrucción paleoclimática del Holoceno Medio en la región norte del Uruguay**, v. 59–60, p. 229–252, 2005.

CATT, J. A. Field recognition, description and spatial relationships of paleosols. **Quaternary International**, v. 6, p. 2–95, 1 jan. 1990.

CHECHI, L.; BAYER, F. M. Univariate time series methods for forecasting the monthly mean air temperature in Erechim, RS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 1321–1329, dez. 2012.

CHECHI, L.; SANCHES, F. DE O. O Uso do Índice de Anomalia de Chuva (IAC) na Avaliação do Fenômeno do El Niño Oscilação Sul (ENOS) no Alto Uruguai Gaúcho entre 1957-2012 (Using the Rainfall Anomaly Index (RAI) in evaluating the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in the Upper...). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 6, p. 1586–1597, 20 dez. 2013.

CHMYZ, L. Aspectos vulcanogênicos das rochas ácido do tipo Palmas da Provincia Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense. 10 jun. 2013.

CHMYZ, L.; VASCONCELLOS, E. M. G.; LICHT, O. A. B. Facies architecture and volcanological aspects of silicic rocks from the Palmas plateau, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 4, 2020.



CLARK, P. U. et al. The Last Glacial Maximum. **Science**, v. 325, n. 5941, p. 710–714, 7 ago. 2009.

COAN, B. D. P.; BACK, Á. J.; BONETTI, A. V. Precipitação Mensal E Anual Provável No Estado De Santa Catarina. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, p. 122–142, 2015.

COLEMAN, J. M.; PRIOR, D. B. Mass Wasting on Continental Margins. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 16, n. 1, p. 101–119, 1988.

COLTRINARI, L. Z. D. Cartografia geomorfológica detalhada: A representação gráfica do relevo entre 1950 - 1970. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 121–130, 2012.

COMMIN-FISCHER, A. et al. Petrography and chemistry of SiO<sub>2</sub> filling phases in the amethyst geodes from the Serra Geral Formation deposit, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 3, p. 751–760, 1 abr. 2010.

COPÉ, S. M. A gênese das paisagens culturais do planalto sul brasileiro. **Estudos Avancados**, v. 29, n. 83, p. 149–171, 2015.

CORTELETTI, R. ATIVIDADES DE CAMPO E CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROJETO ARQUEOLÓGICO ALTO CANOAS – PARACA; UM ESTUDO DA PRESENÇA PROTÓ-JÊ NO PLANALTO CATARINENSE. **Cadernos do LEPAARQ (UFPEL)**, v. 7, n. 13/14, p. 121–158, 2010.

CORTELETTI, R.; DEBLASIS, P. Arqueologia Jê do Sul do Brasil: ambiente, sistema, poder e experiência na paisagem de Urubici, Santa Catarina. **Revista Memorare**, v. 5, n. 2, p. 132–164, 14 ago. 2018.

COSTA, A. C. S. D.; BIGHAM, J. M. Óxidos de Ferro. Em: MELO, V. D. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e Mineralogia do Solo: Conceitos básicos e aplicações**. 3. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. v. 1p. 427–504.

COSTA, R. C. R. DA; BUSS, M. D.; ROSA, R. DE O. Geomorfologia. Em: **Levantamento de Recursos Naturais, Volume 35. Folha SG.22 Curitiba, parte da folha SG.21 Asunción e folha SG.23 Iguape : geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Levantamento de Recursos Naturais. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento,

Desenvolvimento e Gestão; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE; Diretoria de Geociências, 2018. v. 35p. 351–442.

COSTA, J. G. **A relação entre matérias-primas e tecnologia lítica no território pré-histórico do extremo sul catarinense, Brasil**. Dissertação de Mestrado—Vila Real, Portugal: Instituto Politécnico de Tomar (IPT) e Escola Superior de Tecnologia de Tomar (ESTT) da Universidade do Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD), 2014.

COUSSOT, P.; MEUNIER, M. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. **Earth-Science Reviews**, v. 40, n. 3, p. 209–227, 1 jun. 1996.

CRUDEN, D.; VARNES, D. J. Landslide Types and Processes. **Special Report - National Research Council, Transportation Research Board**, v. 247, p. 36–57, 1 jan. 1996.

CULLING, W. E. H. Theory of Erosion on Soil-Covered Slopes. **The Journal of Geology**, v. 73, n. 2, p. 230–254, mar. 1965.

CUNHA, C. M. L.; MENDES, I. A.; SANCHEZ, M. C. A Cartografia do Relevo: Uma Análise Comparativa de Técnicas para a Gestão Ambiental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, 26 nov. 2003.

CUOMO, S. et al. Modelling the space–time evolution of bed entrainment for flow-like landslides. **Engineering Geology**, v. 212, p. 10–20, 30 set. 2016.

DAVIES, T.; PHILLIPS, C.; WARBURTON, J. 7.15 Processes, Transport, Deposition, and Landforms: Flow. Em: SHRODER, J. F. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. p. 158–170.

DE ALMEIDA, J. A.; CORRÊA, J.; SCHMITT, C. Clay mineralogy of basaltic hillsides soils in the western state of Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 42, p. 1–17, 22 fev. 2018.

DE CASTRO, J. C.; WEINSCHÜTZ, L. C.; DE CASTRO, M. R. Estratigrafia de seqüências das formações Taciba e Rio Bonito (Membro Triunfo) na região de Mafra/SC, leste da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 1, p. 27–42, 2004.

DE LIMA, E. F. et al. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). **Geologia USP - Serie Científica**, v. 12, n. 2, p. 49–64, 2012.

DE LIMA, E. F. et al. Feeder systems of acidic lava flows from the Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil and their implications for eruption style. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 81, p. 1–9, 2018.

DE MELO, M.; COIMBRA, A.; CUCHIERATO, G. Genesis of Quaternary colluvial eluvial sedimentary covers in southeastern Brazil. [Genèse de couvertures sédimentaires colluvio-éluviales quaternaires au sud-est du Brésil]. **Quaternaire**, v. 12, n. 3, p. 179–188, 2001.

DE MELO, M. S. et al. Argilominerais de Coberturas Sedimentares Cenozóicas do Centro-leste do Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, p. 227, 1 dez. 1997.

DE MELO, M. S. et al. SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NO ESPAÇO URBANO DE PONTA GROSSA, PR. **São Paulo**, v. 22, n. 1, p. 10, 2003.

DE MELO, M. S.; CUCHIERATO, G. Quaternary colluvial–eluvial covers of the Eastern Paraná Basin, Southeastern Brazil. **Quaternary International**, Advances in the Quaternary of the delata plata river basin. v. 114, n. 1, p. 45–53, 1 jan. 2004.

DE MORAES, L. C. et al. Lithostratigraphy and volcanic facies architecture of the Paraná Continental Magmatic Province in its NE edge with the Alto Paranaíba Arch, Minas Gerais State, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 3, 24 jul. 2020.

DE OLIVEIRA, M. A. T. et al. Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in southern Brazilian highlands. **Catena**, v. 75, n. 1, p. 77–92, 15 set. 2008a.

DE OLIVEIRA, M. A. T. et al. Upper Pleistocene to Holocene peatland evolution in Southern Brazilian highlands as depicted by radar stratigraphy, sedimentology and palynology. **Quaternary Research**, v. 77, n. 3, p. 397–407, maio 2012.

DE OLIVEIRA, M. A. T.; DE LIMA, G. L. Classificação De Sedimentos Quaternários Em Cabeceiras De Vale Através Da Aplicação Do Diagrama De Flemming: Município De Campo Alegre, Norte De Santa Catarina. **Geociências**, v. 23, n. 1–2, p. 67–78, 2004.

DE OLIVEIRA, M. A. T. T. et al. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, n. 1, p. 55–67, 1 jul. 2008b.

DE SORDI, M. V. et al. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155–169, 1 abr. 2018.

DE SORDI, M. V.; PAISANI, J. C.; PEREIRA, J. S. Condicionamento litoestrutural e diferenciação preliminar dos vales do planalto vulcânico sul-rio-grandense a partir de parâmetros morfométricos da drenagem. **Pesquisas em Geociências**, v. 48, n. 4, 19 dez. 2021.

DE SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA. **Geociências (São Paulo)**, v. 4, n. 4, p. 623–641, 5 nov. 2016.

DE SOUZA, J. G.; RIRIS, P. Delayed demographic transition following the adoption of cultivated plants in the eastern La Plata Basin and Atlantic coast, South America. **Journal of Archaeological Science**, v. 125, p. 105293, 1 jan. 2021.

DEMEK et al. Guide to medium-scale geomorphological mapping. **IGU Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Brno, 348 + 40 + 31 + 17**, p. pp, 1978.

DEMEK, J. **Guide to Medium-scale Geomorphological Mapping**. [s.l.] Nägele und Obermiller, 1978.

DEMEK, J. et al. Relief of Czechia: Quantitative evaluation in the GIS environment. **Geografie-Sbornik CGS**, v. 116, n. 2, p. 111–129, 2011.

DEMEK, J. et al. Relief of Czechia: quantitative evaluation in the GIS environment. **Geografie**, v. 116, n. 2, p. 111–129, 20 abr. 2020.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**, v. 24, n. 2–3, p. 189–208, 1 ago. 1998.

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, Quaternary fluvial archives: advances from the first 20 years of FLAG (the Fluvial Archives Group). v. 166, p. 10–37, 15 jun. 2017.

DEODORO, S. C.; BERTOLINI, W. Z.; TEMBA, P. DA C. Quaternary formations mapping in the region of Volta Grande do Rio Uruguai (Brazil). **Revista do Departamento de Geografia**, v. 41, p. e174174–e174174, 11 jun. 2021.

DESORMEAUX, C. et al. Investigation of stochastic-threshold incision models across a climatic and morphological gradient. **Earth Surface Dynamics Discussions**, p. 1–30, 9 nov. 2021.

DEWOLF, Y. Proposition pour une définition, une typologie et une cartographie des formations superficielles. **Col. Est. Cart. Form. Sup. e Aplic. Reg. Trop**, v. 1, p. 433–445, 1983.

DI LUZIO, E.; CARFORA, P. Geomorphological records of diachronous quarrying activities along the ancient Appia route at the Aurunci Mountain pass (Central Italy). **Geomorphology**, v. 306, p. 210–223, 1 abr. 2018.

DIAS, A. DE A.; PARISI, G. N. **Frederico Westphalen, folha SG.22-Y-C-II: estado do Rio Grande do Sul**. [s.l.] CPRM, 2007. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18130>>. Acesso em: 12 ago. 2022.

DIAS, A. S. **Sistemas de assentamento e estilo tecnológico: uma proposta interpretativa para a ocupação pré-colonial do Alto Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 22 out. 2003.

DIAS, A. S. Novas perguntas para um velho problema: escolhas tecnológicas como índices para o estudo de fronteiras e identidades sociais no registro arqueológico. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, v. 2, n. 1, p. 59–76, abr. 2007.

DIAS, A. S.; HOELTZ, S. E. Indústrias líticas em contexto: o problema humaitá na arqueologia sul brasileira. **Revista de Arqueologia**, v. 23, n. 2, p. 40–67, 30 dez. 2010.

DÍAZ, B. M.; BLACKBURN, G. A. Remote sensing of mangrove biophysical properties: Evidence from a laboratory simulation of the possible effects of background variation on spectral vegetation indices. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 1, p. 53–73, 1 jan. 2003.

DIBIASE, R. A. et al. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 289, n. 1, p. 134–144, 15 jan. 2010.

DILLEHAY, T. D. et al. Monte Verde: Seaweed, Food, Medicine, and the Peopling of South America. **Science**, v. 320, n. 5877, p. 784–786, 9 maio 2008.

DIXON, J. B. Kaolin and Serpentine Group Minerals. Em: **Minerals in Soil Environments**. [s.l.] John Wiley & Sons, Ltd, 1989. p. 467–525.

DOS SANTOS, M. V. **Evolução geomorfológica de vale colmatado da Volta Grande, alto curso do rio Uruguai, sul do Brasil**. Francisco Beltrão: Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2022.

DOTT JR., R. H. Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, v. 47, n. 1, p. 104–128, 1963.

DRAMIS, F.; GUIDA, D.; CESTARI, A. Chapter Three - Nature and Aims of Geomorphological Mapping. Em: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.). **Developments in Earth Surface Processes**. Geomorphological Mapping. [s.l.] Elsevier, 2011. v. 15p. 39–73.

DUARTE, L. C. et al. Epigenetic formation of amethyst-bearing geodes from Los Catalanes gemological district, Artigas, Uruguay, southern Paraná Magmatic Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 184, n. 3, p. 427–436, 20 jul. 2009.

DURAI SWAMI, R. A.; BONDRE, N. R.; MANAGAVE, S. Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement.



**Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Volcanic Flows and Falls. v. 177, n. 4, p. 822–836, 20 nov. 2008.

DURAI SWAMI, R. A.; DOLE, G.; BONDRE, N. Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe–aa transitions. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 121, n. 3, p. 195–217, 1 mar. 2003.

DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 109, n. F3, 2004.

DVOŘÁK, L. Application of modern geomorphological methods in theory and practice: Case study of the Bohemian Highlands (Czech Republic). **GeoJournal**, v. 35, n. 4, p. 425–430, 1 abr. 1995.

EIDT, I. L. K. **Paisagens, paleoambientes e ocupações humanas do final do quaternário: palinologia de depósitos aluviais no Oeste de Santa Catarina**. Dissertação de Mestrado—Chapecó: UNIVERSIDADE COMUNITÁRIA DA REGIÃO DE CHAPECÓ - UNOCHAPECÓ Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, 2019.

ERTHAL, F.; KOTZIAN, C. B.; SIMÕES, M. G. FIDELITY OF MOLLUSCAN ASSEMBLAGES FROM THE TOURO PASSO FORMATION (PLEISTOCENE–HOLOCENE), SOUTHERN BRAZIL: TAPHONOMY AS A TOOL FOR DISCOVERING NATURAL BASELINES FOR FRESHWATER COMMUNITIES. **PALAIOS**, v. 26, n. 7, p. 433–446, 1 jul. 2011.

EVANS, C.; MEGGERS, B. introdução. Em: GOELDI, M. P. E. (Ed.). **Programa nacional de pesquisas arqueológicas 5: patrocinado pelo Conselho Nacional de Pesquisas e Smithsonian Institution com a autorização do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional; resultados preliminares do quinto año, 1969-1970**. 5. Pará: Museu Paraense Emílio Goeldi, 1974. v. 5.

EVANS, I. S. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? **Geomorphology**, Geospatial Technologies and Geomorphological Mapping Proceedings of the 41st Annual Binghamton Geomorphology Symposium. v. 137, n. 1, p. 94–106, 15 jan. 2012.

FAMELLI, N.; LIMA, E. F.; CARMO, I. DE O. Lithostratigraphy of the Serra Geral Formation in the northern portion of the Paraná-Etendeka Igneous Province: A tool for tracking Early Cretaceous paleoenvironmental changes. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 410, p. 107152, 1 fev. 2021.

FANNING, D. S.; KERAMIDAS, V. Z.; EL-DESOKY, M. A. Micas. Em: **Minerals in Soil Environments**. [s.l.] John Wiley & Sons, Ltd, 1989. p. 551–634.

FÁVERO, L. P.; BELFIORE, P. **Manual de Análise de Dados: Estatística e Modelagem Multivariada com Excel®, SPSS® e Stata®**. [s.l.] Elsevier Brasil, 2017.

FEDOROFF, N.; COURTY, M.-A.; GUO, Z. Chapter 28 - Palaeosoils and Relict Soils: A Conceptual Approach. Em: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition)**. [s.l.] Elsevier, 2018. p. 821–862.

FERNANDES, N. F.; PEIFER, D.; VAL, P. MODELOS NUMÉRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO (LEMS) E SUA IMPORTÂNCIA PARA ESTUDOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM. Em: CARVALHO JÚNIOR, O. A. et al. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: Editora ICH-UnB, 2022. p. 1–47.

FERREIRA, G. M. D. S. S.; OLIVEIRA, M. A. T. D. Aplicação da Micromorfologia de Solos ao Estudo de Sedimentos Alúvio-Colúviais em Cabeceiras de Vale. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 3–18, 29 jun. 2006.

FETT JÚNIOR, N. Aloestratigrafia e evolução do relevo do pleistoceno médio ao holoceno no médio curso do Rio Pardo, região Centro-Leste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. 2011.

FISHER, P. F.; TATE, N. J. Causes and consequences of error in digital elevation models. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 30, n. 4, p. 467–489, 1 ago. 2006.

FLEMMING, B. W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. **Continental Shelf Research**, v. 20, n. 10, p. 1125–1137, 1 jul. 2000.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974.

FLORES, D. M.; LIMA, A. G.; OLIVEIRA, D. DE. Rupturas de declive fluvial em basaltos hipoiálicos: natureza e características. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 96, p. 91–111, 13 mar. 2017.

FLORINSKY, I. V. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 12, n. 1, p. 47–62, 1998.

FODOR, R. V.; CORWIN, C.; ROISENBERG, A. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 91, n. 1, p. 54–65, 1 set. 1985.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. [s.l.] Hemphill Publishing Company, 1980.

FORNERO, S. A. et al. Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 99, p. 156–174, jan. 2019.

FOUACHE, E. L'approche géoarchéologique. **MOM Éditions**, v. 56, n. 1, p. 17–30, 2010.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Harare (Permocarbonífero), Bacia do Paraná. I. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 2, n. 2–4, p. 147–191, 1988.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. REVISÃO DA EXTENSÃO AREAL E DO VOLUME DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, BACIA DO PARANÁ, AMÉRICA DO SUL. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49–57, 1 maio 2009.

FRANZSON, H.; ZIERENBERG, R.; SCHIFFMAN, P. Chemical transport in geothermal systems in Iceland: Evidence from hydrothermal alteration. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 173, n. 3, p. 217–229, 10 jun. 2008.

FRITZSONS, E.; MANTOVANI, L. E.; WREGE, M. S. RELAÇÃO ENTRE ALTITUDE E TEMPERATURA: UMA CONTRIBUIÇÃO AO ZONEAMENTO CLIMÁTICO NO ESTADO DE SANTA CATARINA, BRASIL (RELATIONSHIP BETWEEN ALTITUDE AND TEMPERATURE: A CONTRIBUTION TO CLIMATIC ZONING FOR THE STATE OF SANTA CATARINA, BRAZIL). **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, n. 0, 17 out. 2016.

GADENS-MARCON, G. T. et al. Holocene Environmental Climatic Changes Based on Palynofacies and Organic Geochemical Analyses from an Inland Pond at Altitude in Southern Brazil. **American Journal of Climate Change**, v. 2014, 11 mar. 2014a.

GADENS-MARCON, G. T. et al. Relation between the sedimentary organic record and the climatic oscillations in the Holocene attested by palynofacies and organic geochemical analyses from a pond of altitude in southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86, p. 1077–1099, set. 2014b.

GADENS-MARCON, G. T. G.; SOMMER, M. G.; MENDONÇA-FILHO, J. G. Paleoclimatic inferences for the Holocene of southern Brazil in environments influenced by different hydrological systems. **Acta Brasiliensis**, v. 4, n. 2, p. 99–105, 25 maio 2020.

GALON, R. Geomorphological Map of the Polish Lowland on 1: 50 000 scale. **Problems of Geomorphological Mapping, Geographical Studies**, v. 46, p. 47–50, 1963.

GAMA JR, E. G. et al. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. **Brazilian Journal of Geology**, v. 22, n. 2, p. 228–236, 1992.

GARCIA, A. M.; MILHEIRA, R. G. GESTÃO DE FONTES DE MATÉRIA-PRIMA LÍTICA PELOS CONSTRUTORES DE CERRITOS NO SUL DO BRASIL: UM ESTUDO DE CASO. **Espaço Ameríndio**, v. 7, n. 1, p. 10–10, 27 jun. 2013.

GARRISON, E. **Techniques in Archaeological Geology**. Cham: Springer International Publishing, 2016.

GARVEY, R. A Model of Lithic Raw Material Procurement. Em: GOODALE, N.; ANDREFSKY, JR, W. (Eds.). **Lithic Technological Systems and Evolutionary Theory**. 1. ed. [s.l.] Cambridge University Press, 2015. p. 156–171.

GASPARETTO, N. V. L. **As formações superficiais do Noroeste do Paraná e sua relação com o arenito Caiuá**. text—[s.l.] Universidade de São Paulo, 1 set. 1999.

GASPARI, M. C.; PONTELLI, M. E.; BIFFI, V. H. R. Natureza poligenética de latossolo bruno em patamares extensos no meio oeste catarinense – planalto das araucárias. **Geografia Ensino & Pesquisa**, p. e23–e23, 9 jul. 2020.

GAZOLA, K. DE C.; PAISANI, J. C.; BIFFI, V. H. R. Micromorfologia para Caracterização de Processos Depositionais em Paleocabeceira no Planalto Pinhão/Guarapuava - Paraná. **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 30, n. 1, p. 405–420, 2021.

GHILARDI, M.; DESRUELLES, S. Geoarchaeology: where human, social and earth sciences meet with technology. **S.A.P.I.EN.S. Surveys and Perspectives Integrating Environment and Society**, n. 2.2, 30 maio 2009.

GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos: Um Guia Prático**. [s.l.] Bookman Editora, 2014.

GOEBEL, T.; WATERS, M. R.; O'ROURKE, D. H. The Late Pleistocene Dispersal of Modern Humans in the Americas. **Science**, v. 319, n. 5869, p. 1497–1502, 14 mar. 2008.

GOLDBERG, P. et al. **Practical and Theoretical Geoarchaeology**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2022.

GOMES, A. S. et al. Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central portion of the state of Paraná, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, The Paraná-Etendeka igneous province and related magmatism. v. 355, p. 253–269, 15 abr. 2018.

GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná : região de Frederico Westphalen (RS) - Brasil**. Tese de Doutorado—Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do SUL, 1996.

GONCALVES, N. M. M. **Transformações mineralógicas e estruturais relacionadas à alteração hidrotermal e intempérica de rochas vulcânicas básicas da bacia do Paraná setentrional - (região de Ribeirão Preto-SP, Brasil)**. text—[s.l.] Universidade de São Paulo, 25 mar. 1988.

GONZALEZ, S. et al. Paleoindian sites from the Basin of Mexico: Evidence from stratigraphy, tephrochronology and dating. **Quaternary International**, Multidisciplinary studies on the Human-Environment Interaction during the Initial Peopling of the Americas. v. 363, p. 4–19, 30 mar. 2015.

GOULD, R. A.; SAGGERS, S. Lithic Procurement in Central Australia: A Closer Look at Binford's Idea of Embeddedness in Archaeology. **American Antiquity**, v. 50, n. 1, p. 117–136, jan. 1985.

GOWAN, E. J. et al. Last interglacial (MIS 5e) sea-level proxies in southeastern South America. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 1, p. 171–197, 28 jan. 2021.

GUÉRÉMY, P.; MARRE, A. Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. **Travaux de l'Institut Géographique de Reims**, v. 24, n. 93, p. 5–40, 1996.

GUERRA, S.; PAISANI, J. C. Levantamento estratigráfico das Formações Superficiais Cenozóicas no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem a partir do Estágio Isotópico Marinho 3 Statigraphic Research about the Cenozoic Superficial. **AMBIÊNCIA**, v. 8, n. 5, p. 651–665, 5 nov. 2012.

GUERRA, S.; PAISANI, J. C. MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA DO REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DO PLANALTO DE ÁGUA DOCE/ PALMAS (SUL DO BRASIL): Primeira aproximação. **RAEGA - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 31, n. 0, p. 208–226, 31 mar. 2014.

GUILBAUD, M.-N. et al. Morphology, surface structures, and emplacement of lavas produced by Laki, A.D. 1783–1784. Em: MANGA, M.; VENTURA, G. (Eds.). USA: Geological Society of America, 2005. p. 81–102.



GUILDERTON, T. P. et al. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 1, n. 12, 2000.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. **Geomorphology**, v. 77, n. 1, p. 90–111, 15 jul. 2006.

GUSTAVSSON, M.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; KOLSTRUP, E. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map — With an example from Liden, central Sweden. **Geomorphology**, v. 95, n. 3, p. 335–349, 15 mar. 2008.

HAAG, M. B.; PHILIPP, R. P.; SCHERER, C. M. DOS S. Comment on “Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics”, by Hartmann and Cerva-Alves (2021). **Geomorphology**, v. 394, p. 107893, 1 dez. 2021.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **USGS Professional Paper 249**, p. 97, 1957.

HAN, Z. et al. An integrated method for rapid estimation of the valley incision by debris flows. **Engineering Geology**, v. 232, p. 34–45, 8 jan. 2018.

HARTMANN, L. A. et al. Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdaloids and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. **International Geology Review**, v. 54, n. 1, p. 1–14, 10 jan. 2012.

HARTMANN, L. A. et al. Paraná quartz andesite rings and arcs formed by distal imprint of dune design from the Botucatu paleoerg. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103612, 1 dez. 2021.

HARTMANN, L. A. et al. Silicification, fracturing and steam venting of Botucatu paleodunes in the Early Cretaceous. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, p. 103924, 1 out. 2022.

HARTMANN, L. A.; BAGGIO, S. B.; DUARTE, S. K. Decoding geochemical and gamma-spectrometric signatures from lavas and sand injectites at the base of the Paraná volcanic province, Novo Hamburgo, Brazil. **International Geology Review**, v. 55, n. 4, p. 510–524, 1 mar. 2013.

HARTMANN, L. A.; CERVA-ALVES, T. Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics. **Geomorphology**, v. 383, p. 107702, 15 jun. 2021a.

HARTMANN, L. A.; CERVA-ALVES, T. Reply to comment by Haag et al. on “Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics” by Hartmann and Cerva-Alves (2021). **Geomorphology**, v. 393, p. 107945, 15 nov. 2021b.

HARTMANN, L. A.; CERVA-ALVES, T. Reply to comment by Reimold and Hauser on “Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics” by Hartmann and Cerva-Alves (2021). **Geomorphology**, v. 401, p. 108056, 15 mar. 2022.

HARTMANN, L. A.; MEDEIROS, J. T. N.; PETRUZZELLIS, L. T. Numerical simulations of amethyst geode cavity formation by ballooning of altered Paraná volcanic rocks, South America. **Geofluids**, v. 12, n. 2, p. 133–141, 2012.

HARTMANN, L. A.; PERTILLE, J.; DUARTE, L. C. Giant-geode endowment of tumuli in the Veia Alta flow, Ametista do Sul. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, p. 51–57, 1 ago. 2017.

HILL, I. G.; WORDEN, R. H.; MEIGHAN, I. G. Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering. **Geology**, v. 28, n. 10, p. 923–926, 1 out. 2000.

HIRUMA, S. T.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: Age and palaeoenvironmental consequences. **Boreas**, v. 42, n. 2, p. 306–316, 2013.

HOELTZ, S. E. **Tecnologia Lítica: Uma proposta de leitura para a compreensão das indústrias do Rio Grande do sul, Brasil, em tempos remotos**. Tese de Doutorado—Porto Alegre: Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, 2005.

HOELTZ, S. E.; LOURDEAU, A.; VIANA, S. A. Um Novo Conceito de Lascamento no Sul do Brasil: debitagem laminar na foz do rio Chapecó (SC/RS). **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, n. 25, p. 3–19, 20 dez. 2015.

HÖPPNER, N. et al. Modern isotopic signatures of Plata River sediments and changes in sediment supply to the western subtropical South Atlantic during the last 30 kyr. **Quaternary Science Reviews**, v. 259, p. 106910, 1 maio 2021.

HORTON, R. E. EROSIONAL DEVELOPMENT OF STREAMS AND THEIR DRAINAGE BASINS; HYDROPHYSICAL APPROACH TO QUANTITATIVE MORPHOLOGY. **GSA Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275–370, 1 mar. 1945.

HOWARD, A. D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 30, n. 7, p. 2261–2285, 1994.

HUBBE, M.; NEVES, W. A.; HARVATI, K. Testing Evolutionary and Dispersion Scenarios for the Settlement of the New World. **PLOS ONE**, v. 5, n. 6, p. e11105, 14 jun. 2010.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, v. 123, n. 3, p. 189–199, 15 nov. 2010.

IBGE, I. B. DE G. E E. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2009.

IBGE, I. B. DE G. E E. **Manual Técnico da vegetação brasileira: sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, técnicas e manejo de coleções botânicas, procedimentos para mapeamentos**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2012.

INIZAN, L. et al. **Tecnologia da Pedra Lascada**. Belo Horizonte: Museu de História Natural e Jardim Botânico – UFMG, 2017.

IRIARTE, J. et al. Sacred landscapes of the southern Brazilian highlands: Understanding southern proto-Jê mound and enclosure complexes. **Journal of Anthropological Archaeology**, v. 32, n. 1, p. 74–96, mar. 2013.

IRIARTE, J. et al. LANDSCAPE DYNAMICS IN THE LA PLATA BASIN DURING THE MID AND LATE HOLOCENE. **Cadernos do LEPAARQ (UFPEL)**, v. 13, n. 25, p. 268–302, 22 jun. 2016.

IRIARTE, J. et al. Geometry by Design: Contribution of Lidar to the Understanding of Settlement Patterns of the Mound Villages in SW Amazonia. **Journal of Computer Applications in Archaeology**, v. 3, n. 1, p. 151–169, 28 abr. 2020.

IRIONDO, M.; KRÖHLING, D. **A neofomed kaolinitic mineral in the upper Pleistocene of northeastern Argentina**. 2001. A clay Odyssey. **Anais...: Ch. II (Clays in Geology)**. Em: 12TH INTERNACIONAL CLAY CONFERENCE. Bahia Blanca: Elsevier Science, 2003.

IRIONDO, M.; KRÖHLING, D. The parent material as the dominant factor in Holocene pedogenesis in the Uruguay River Basin. **Revista mexicana de ciencias geológicas, ISSN 1026-8774, Vol. 21, Nº. 1, 2004 (Ejemplar dedicado a: VI International Symposium and Field Workshop on Paleopedology)**, pags. 175-184, v. 21, 1 jan. 2004.

IRIONDO, M.; KRÖHLING, D. **Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay-desde 2 millones de años hasta el Presente**. Santa Fé: Ediciones UN, 2008.

IVERSON, R. M. The physics of debris flows. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 3, p. 245–296, 1997.

IVERSON, R. M. Elementary theory of bed-sediment entrainment by debris flows and avalanches. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. F3, 2012.

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, T. F. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. **Geomorphology**, v. 182, p. 147–156, 15 jan. 2013.

JERRAM, D. A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. **Special Paper of the Geological Society of America**, v. 362, p. 119–132, 2002.

JESKE-PIERUSCHKA, V. et al. New insights into vegetation, climate and fire history of southern Brazil revealed by a 40,000 year environmental record from the State Park Serra do Tabuleiro. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 22, n. 4, p. 299–314, 1 jul. 2013.

JOHNSON, D. L.; KELLER, E. A.; ROCKWELL, T. K. Dynamic Pedogenesis: New Views on Some Key Soil Concepts, and a Model for Interpreting Quaternary Soils. **Quaternary Research**, v. 33, n. 3, p. 306–319, maio 1990.

JOLY, F. Contribution française à la cartographie géomorphologique et à la connaissance cartographique du Quaternaire. **Annales de géographie**, v. 83, n. 458, p. 369–380, 1974.

JONGMANS, A. G. et al. **Landschappen van Nederland: geologie, bodem en landgebruik**. [s.l.] Wageningen Academic Publishers, 2013.

JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. Geomorfologia. Em: SEPLAN/FIBGE (Ed.). **Levantamento de recursos naturais, Volume 33. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra.** Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 313–404.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. Em: MELO, V. D. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e Mineralogia do Solo: Conceitos básicos e aplicações.** 3. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. v. 1p. 427–504.

KARPUZ, N. K.; JANSEN, E. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes. **Paleoceanography**, v. 7, n. 4, p. 499–520, 1992.

KATSIANIS, M. et al. A 3D digital workflow for archaeological intra-site research using GIS. **Journal of Archaeological Science**, v. 35, n. 3, p. 655–667, 1 mar. 2008.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape.** [s.l.] Prentice Hall, 1996.

KERBER, L. et al. Electron Spin Resonance dating of the southern Brazilian Pleistocene mammals from Touro Passo Formation, and remarks on the geochronology, fauna and palaeoenvironments. **Quaternary International**, Late Quaternary mammal ecology: insight from new approaches. v. 245, n. 2, p. 201–208, 6 dez. 2011.

KERBER, L.; OLIVEIRA, E. V. Fósseis de vertebrados da Formação Touro Passo (Pleistoceno Superior), Rio Grande do Sul, Brasil: atualização dos dados e novas contribuições. **Gaea - Journal of Geoscience**, v. 4, n. 2, p. 49–64, 2008a.

KERBER, L.; OLIVEIRA, E. V. Sobre a presença de *Tapirus* (Tapiridae, Perissodactyla) na Formação Touro Passo (Pleistoceno Superior), oeste do Rio Grande do Sul. **Biodiversidade Pampeana**, v. 6, n. 1, 2008b.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. 1956.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415–418, 1 maio 2001.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54–75, 1 nov. 2012.

KLIMASZEWSKI, M. **Problems of geomorphological mapping : data of the International Conference of the Subcommittee on Geomorphological Mapping, Poland, 3-12 May, 1962 = Problemy kartowania geomorfologicznego**. Warszawa: IGiPZ PAN ; Państwowe Wydaw. Naukowe, 1963a. v. 46

KLIMASZEWSKI, M. The principles of geomorphological Mapping of Poland. **Geographical Studies**, v. 46, n. Problems of Geomorphological Mapping, p. 67–71, 1963b.

KLIMASZEWSKI, M. Thirty years of detailed geomorphological mapping. **Geographia Polonica**, v. 58, p. 11–18, 1990.

KNIGHT, J.; MITCHELL, W. A.; ROSE, J. Chapter Six - Geomorphological Field Mapping. Em: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.). **Developments in Earth Surface Processes**. Geomorphological Mapping. [s.l.] Elsevier, 2011. v. 15p. 151–187.

KNOX, J. C. Valley Alluviation in Southwestern Wisconsin. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 62, n. 3, p. 401–410, 1972.

KOOMEN, A.; MAAS, G. **Geomorfologische kaart Nederland (GKN); achtergronddocument bij het landsdekkende digitale bestand**: Alterra-rapport. Wageningen: Alterra, 2004. Disponível em: <[https://www.semanticscholar.org/paper/Geomorfologische-kaart-Nederland-\(GKN\)%3B-bij-het-Koomen-Maas/0f0483829cdbcdf4094c9e9771cdbf1ae5ba4b66](https://www.semanticscholar.org/paper/Geomorfologische-kaart-Nederland-(GKN)%3B-bij-het-Koomen-Maas/0f0483829cdbcdf4094c9e9771cdbf1ae5ba4b66)>. Acesso em: 13 jan. 2023.

KOTZIAN, C. Taphonomy of recent freshwater molluscan death assemblages, Touro Passo stream, southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 2, p. 243–260, 30 ago. 2006.



KOVDA, I.; MERMUT, A. R. Chapter 21 - Vertic Features. Em: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition)**. [s.l.] Elsevier, 2018. p. 605–632.

KRÖHLING, D. et al. PALAEO SURFACE ANALYSIS ON THE CRETACEOUS BASALTIC PLATEAU ON THE UPPER RÍO URUGUAY BASIN (NE ARGENTINA AND SOUTHERN BRAZIL). **Geosciences = Geociências**, v. 30, n. 1, p. 31–46, 2011.

KRÖHLING, D. et al. Planation Surfaces on the Paraná Basaltic Plateau, South America. Em: RABASSA, J.; OLLIER, C. (Eds.). **Gondwana Landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and southern Brazil**. Springer Earth System Sciences. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014. p. 247–303.

KROHLING, D. M. I. La Formación El Palmar, una unidad fluvial asignable al subestadio cálido EIO 5a (Pleistoceno Tardío) de la cuenca del Río Uruguay. dez. 2009.

KVAMME, K. L. Recent Directions and Developments in Geographical Information Systems. **Journal of Archaeological Research**, v. 7, n. 2, p. 153–201, 1999.

LE BAS, M. J. et al. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 3, p. 745–750, 1 jun. 1986.

LEAL, S. K. D. **Uso da cartografia e da geomorfologia na construção de mapas de potencial arqueológico para sítios pré-coloniais: um estudo de caso em Pindamonhangaba, estado de São Paulo**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 27 fev. 2017.

LEINZ, V. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do Sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia**, n. 5, p. 1–59, 1 dez. 1949.

LEITE, P. F.; SOHN, S. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos - Estudo fitogeográfico. Em: **Levantamento de Recursos Naturais, Volume 35. Folha SG.22 Curitiba, parte da folha SG.21 Asunción e folha SG.23 Iguape : geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Levantamento de Recursos Naturais. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão;

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE; Diretoria de Geociências, 2018. v. 35p. 653–761.

LEONARD, J. S.; WHIPPLE, K. X.; HEIMSATH, A. M. Isolating climatic, tectonic, and lithologic controls on mountain landscape evolution. **Science Advances**, v. 9, n. 3, p. eadd8915, 20 jan. 2023.

LICHT, O. A. B. **Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná**. Curitiba: MINEROPAR, 2012.

LICHT, O. A. B. A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, The Paraná-Etendeka igneous province and related magmatism. v. 355, p. 32–54, 15 abr. 2018.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI. A PHOTOGRAPHIC ATLAS OF THE ARCHITECTURE, FLOW GEOMETRY AND MORPHOLOGY, AND FACIES OF SERRA GERAL GROUP (PARANÁ IGNEOUS PROVINCE) IN THE STATE OF PARANÁ, BRAZIL. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 76, n. 1, p. 1–69, 2020.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. A. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico das cartas 1:250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia**. Curitiba: MINEROPAR, 2013.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. A. **Mapa Geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná – Nota Explicativa**. Curitiba: Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná - ITCG, 2018.

LIMA, A. G. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. suppl.1, p. 34–41, 1 dez. 2012.

LIMA, A. G. Uso Da Relação Declive-Área Para Avaliação De Interferências Neotectônicas Em Perfil Longitudinal De Rio. **Boletim de Geografia**, v. 32, n. 2, p. 158, 3 dez. 2014.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 262–270, 1 dez. 2013.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Paraná Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 86–94, 2015.

LIMA, A. G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, p. 375–388, 1 jul. 2017.

LIMA, E. F. DE et al. Morfologia e padrões petrográficos dos derrames pahoehoe e'a'ã da Formação Serra Geral na Sinclinal de Torres (Rio Grande do Sul). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 4, p. 744–753, 1 dez. 2012.

LIMA, G. L. DE. **Estratigrafia e palinologia e depósitos turfosos e alúvio-colúviais quaternários no parque estadual da serra do tabuleiro e planalto de São Bento do Sul, Santa Catarina**. Tese de Doutorado—Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2010.

LIMA, J. G. G. DE; BIFFI, V. H. R.; PONTELLI, M. E. ANÁLISE ESTRUTURAL DO RELEVO DO SUDOESTE DO PARANÁ E OESTE DE SANTA CATARINA - PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS: PRIMEIRA APROXIMAÇÃO. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 39, p. 1–18, 2019.

LIMA, G. L.; OLIVEIRA, M. A. T.; TUROLLO, D. S. Análise palinológica e estratigráfica de uma turfeira da Serra do Espigão – Lebon Regis (SC). **Paleontologia em Destaque**, PALEO 2015 Súmula dos encontros e RESUMOS. v. 31, n. 9, p. 48, 2016.

LONGO, Á. E. D. V. et al. Mineralogy and genesis of soils developed from ultrabasic and alkaline rocks of Lages Alkaline Complex, Brazil. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 16, n. 3, p. 1–12, 13 set. 2021.

LOPONTE, D. et al. A review of the curved lithic cleavers from the rainforest of southeastern South America. **Journal of Archaeological Science: Reports**, v. 47, p. 103714, 1 fev. 2023.

LOPONTE, D.; CARBONERA, M.; SILVESTRE, R. Fishtail Projectile Points from South America: The Brazilian Record. **Archaeological Discovery**, v. 03, n. 03, p. 85–103, 2015.

LOPONTE, D.; OKUMURA, M.; CARBONERA, M. New records of fishtail projectile points from Brazil and its implications for its peopling. **Journal of Lithic Studies**, v. 3, n. 1, p. 63–85, 2016.

LOURDEAU, A. Lithic Technology and Prehistoric Settlement in Central and Northeast Brazil: Definition and Spatial Distribution of the Itaparica Technocomplex. **PaleoAmerica**, v. 1, n. 1, p. 52–67, 1 jan. 2015.

LOURDEAU, A. et al. Pré-história na foz do rio Chapecó. **Revista Cadernos do Ceom**, v. 29, n. 45, p. 220, 16 dez. 2016.

LOURDEAU, A. et al. Debitagem laminar no Sul do Brasil: Habemus nucleos! **Journal of Lithic Studies**, v. 4, n. 3, p. 127–143, 11 nov. 2017.

LOURDEAU, A. et al. Il y a 10 000 ans, sur les rives du fleuve Uruguay, dans le Sud du Brésil. Em: CEDARC, E. DU (Ed.). **Voyages dans une forêt de symboles. Mélanges offerts au Professeur Denis Vialou. Elena Paillet, Patrick Paillet, Eric Robert.** [s.l.: s.n.]. p. 155-165.

LOURDEAU, A.; HOELTZ, S. E.; VIANA, S. A. Early Holocene blade technology in southern Brazil. **Journal of Anthropological Archaeology**, v. 35, p. 190–201, 1 set. 2014.

LOWE, D. R. Sediment Gravity Flows: Their Classification and Some Problems of Application to Natural Flows and Deposits. Em: DOYLE, L. J.; PILKEY, O. H. (Eds.). **Geology of Continental Slopes.** [s.l.] SEPM Society for Sedimentary Geology, 1979. v. 27p. 0.

LOWE, D. R. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. **Journal of Sedimentary Research**, v. 52, n. 1, p. 279–297, 1 mar. 1982.

LUCHETTI, A. C. F. et al. New insights on the occurrence of peperites and sedimentary deposits within the silicic volcanic sequences of the Paraná Magmatic Province, Brazil. **Solid Earth**, v. 5, n. 1, p. 121–130, 10 mar. 2014.

MACDONALD, G. A. Pahoehoe, aa, and block lava. **American Journal of Science**, v. 251, n. 3, p. 169–191, 1 mar. 1953.

MACHADO, F. B. et al. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). **Solid Earth**, v. 6, n. 1, p. 227–241, 19 fev. 2015.

MACKENZIE, W. S.; ADAMS, A. E.; BRODIE, K. H. **Rocks and Minerals in Thin Section: A Colour Atlas**. Boca Raton: CRC Press, 2017.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. **Atlas of Igneous Rocks and Their Textures**. [s.l.] Longman, 1982.

MANTOVANI, M. S. M. et al. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, n. 1, p. 187–209, 1 fev. 1985.

MANZUETTI, A. et al. First record of *Smilodon fatalis* Leidy, 1868 (Felidae, Machairodontinae) in the extra-Andean region of South America (late Pleistocene, Sopas Formation), Uruguay: Taxonomic and paleobiogeographic implications. **Quaternary Science Reviews**, v. 180, p. 57–62, 15 jan. 2018.

MARCAZZAN, D.; MEINEKAT, S. A. Creating qualitative datasets in geoarchaeology: An easy-applicable description template for archaeological thin section analysis using Stoops 2003. **MethodsX**, v. 9, p. 101663, 1 jan. 2022.

MARIMON, M.; AYALA, L.; MOREIRA, M. L. O. **Formação Serra Geral no Sul do Brasil: rochas básicas e ácidas: sua distribuição, petrografia e litoquímica**. ANAIS DO CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Em: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.

MARTINELLI, M. **Cartografia temática: caderno de mapas**. [s.l.] EDUSP, 2016.

MARTINEZ, P.; SOUZA, I. F. Genesis of pseudo-sand structure in Oxisols from Brazil – A review. **Geoderma Regional**, v. 22, p. e00292, 1 set. 2020.

MARTÍNEZ, S.; UBILLA, M. El Cuaternario en Uruguay. Em: DANERS, G. et al. (Eds.). **Cuencas Sedimentarias de Uruguay**. Montevideo: Universidad de la República, Facultad de Ciencias, 2009. p. 195–227.

MASS, G. J. et al. **Toelichting bij de legenda Geomorfolologische kaart van Nederland 1:50 000 (2019)**. [s.l.] Wageningen: Wageningen Environmental Research, 2019.

MEIS, M. R. M. DE; MOURA, J. R. DA S. DE. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution; southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284, n. 3, p. 241–254, 1 mar. 1984.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S.; SILVA, T. J. O. Os " complexos de rampa " e a evolucao das encostas no planalto sudeste do brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 53, n. 3, p. 605–615, 1981.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. ESTUDO GEOQUÍMICO DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO BRASIL: PARTE 2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE OS MECANISMOS GEOQUÍMICOS ENVOLVIDOS NA ALTERAÇÃO SUPERFICIAL E SUA REPARTIÇÃO NO BRASIL. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 8, n. 1, p. 11–22, 11 maio 2017a.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. ESTUDO GEOQUÍMICO DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO BRASIL. PARTE 1 Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeológica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 271–286, 17 maio 2017b.

MELO, M. S. et al. Holocene paleoclimatic reconstruction based on the Lagoa Dourada deposits, southern Brazil. **Geologica Acta**, v. 1, n. 3, p. 289–302, 13 set. 2003.

MELO, V. D. F.; WYPYCH, F. Caulinita e Halosita. Em: MELO, V. D. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e Mineralogia do Solo: Conceitos básicos e aplicações**. 3. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. v. 1p. 427–504.

MENEGOTTO, E.; GASPARETTO, N. V. L. **Intemperização de rochas vulcânicas básicas e ácidas na região de Santa Maria (RS)**. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. **Anais...** Em: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. Santa Maria: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1987.



MENEZES, S. DE O. **Rochas: Manual fácil de estudo e classificação**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.

MENTZ RIBEIRO, P. A. et al. Levantamentos arqueológicos na encosta do planalto entre o vale dos rios Taquari e Caí, RS, Brasil. **Revista do CEPA, Santa Cruz do Sul**, v. 16, n. 19, p. 49–89, 1989.

MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, n. 1, p. 1–62, maio 1977.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261–308, 1 dez. 1985.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**. [s.l.] Springer, 2013.

MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. Part I. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. p. 1–38, 1973.

MILANI, E. J. et al. Bacia do paraná. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MILDER, S. E. S. **Arqueologia do sudoeste do Rio Grande do Sul: uma perspectiva geoarqueológica**. Tese de Doutorado—São Paulo: Universidade de São Paulo, 2000.

MILHEIRA, R. **Arqueologia Guarani no litoral sul-catarinense: história e território**. Tese de Doutorado—São Paulo: Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, 1 jan. 2010.

MILHEIRA, R. G. **Território e estratégia de assentamento Guarani na planície sudoeste da Laguna dos Patos e Serra do Sudeste-RS**. Tese de Doutorado—São Paulo: Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, 13 jun. 2008.

MILHEIRA, R. G.; DE SOUZA, J. G.; IRIARTE, J. Water, movement and landscape ordering: A GIS-based analysis for understanding the mobility system of late Holocene mound-builders in southern Brazil. **Journal of Archaeological Science**, v. 111, p. 105014, 1 nov. 2019.

MILLER, E. Pesquisas arqueológicas paleoindígenas no Brasil ocidental. **Estudios Atacameños. Arqueología y antropología surandinas.**, n. 8, p. 39–64, 1987.

MILLER, E. T. Pesquisas arqueológicas efetuadas no oeste do Rio Grande do Sul (Campanha-Missões). **Publicações Avulsas do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 13, n. 3, p. 13–30, 1969.

MMA, M. DO M. A., secretaria dos recursos hídricos. **Caderno da Região Hidrográfica do Uruguai**. Brasília: Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 2006.

MODENESI, M. C.; TOLEDO, M. C. M. DE. Morfogênese quaternária e intemperismo: colúvios do Planalto do Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico (Descontinuada)**, v. 14, n. 1, p. 45–53, 1 jun. 1993.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; AB'SABER, A. N. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão - São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. 1984.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; DE TOLEDO, M. C. M. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia — southeastern Brazil. **CATENA**, v. 27, n. 2, p. 81–103, 1 ago. 1996.

MONTEIRO, C. A. F. Geomorfologia. Em: **Grande Região Sul**. Geografia do Brasil. 2. ed. Rio de Janeiro: Biblioteca Geográfica Brasileira, IBGE, 1968. v. IVp. 9–73.

MONTEIRO, C. A. F.; CATALDO, D. M. Geomorfologia. Em: **Geografia do Brasil: Grande Região Sul**. Geografia do Brasil. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1968. v. IV.

MONTGOMERY, D. R.; GRAN, K. B. Downstream variations in the width of bedrock channels. **Water Resources Research**, v. 37, n. 6, p. 1841–1846, 2001.

MOORE, D. M.; REYNOLDS, R. C. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals.**, 1989.

MORAES, M. C. DE et al. Sedimentologia dos depósitos cenozóicos continentais do Baixo Vale do Rio Ribeira do Iguape, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 12, n. 1–2, p. 39–53, 1 dez. 1991.

MORENO DE SOUSA, J. C. Paleoindian Lithic Industries of Southern Brazil: A Technological Study of the Laranjito Archaeological Site, Pleistocene-Holocene Transition. **PaleoAmerica**, v. 3, n. 1, p. 74–83, 2 jan. 2017.

MORENO DE SOUSA, J. C.; OKUMURA, M. The association of palaeoindian sites from southern Brazil and Uruguay with the Umbu Tradition: Comments on Suárez et al. (2017). **Quaternary International**, v. 467, p. 292–296, 2018.

MORRÁS, H. et al. Genesis of subtropical soils with stony horizons in NE Argentina: Autochthony and polygenesis. **Quaternary International**, Lower Latitudes Loess-Dust Transport Past and Present. v. 196, n. 1, p. 137–159, 1 mar. 2009.

MOURA, J. R. D. S. D.; MEIS, M. R. M. D. LITOESTRATIGRAFIA PRELIMINAR PARA OS DEPÓSITOS DE ENCOSTA DO QUATERNÁRIO SUPERIOR DO PLANALTO SE DO BRASIL (MG-RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 4, p. 258–267, 9 ago. 2018.

MOURELLE, D. et al. Late Pleistocene and Late Holocene environment and climate in the campos region of southeastern South America inferred from phytolith, diatom and geochemical data. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 543, p. 109586, 1 abr. 2020.

MOURELLE, D.; PRIETO, A. R.; GARCÍA-RODRÍGUEZ, F. Riparian woody vegetation history in the campos region, southeastern South America, during two time windows: late Pleistocene and late Holocene. **Quaternary Science Reviews**, v. 167, p. 14–29, 1 jul. 2017.

MÜCHER, H.; VAN STEIJN, H.; KWAAD, F. Chapter 2 - Colluvial and Mass Wasting Deposits. Em: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). **Interpretation of**

**Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition)**. [s.l.] Elsevier, 2018. p. 21–36.

MUDD, S. M. Chapter 4 - Topographic data from satellites. Em: TAROLLI, P.; MUDD, S. M. (Eds.). **Developments in Earth Surface Processes**. Remote Sensing of Geomorphology. [s.l.] Elsevier, 2020. v. 23p. 91–128.

MURRAY, A.; OLLEY, J. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review. **Geochronometria**, v. 21, p. 1–16, 1 jan. 2002.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 1, p. 57–73, 1 fev. 2000.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, Proceedings of the 10th international Conference on Luminescence and Electron-Spin Resonance Dating (LED 2002). v. 37, n. 4, p. 377–381, 1 ago. 2003.

NAMI, H. G. Crystal Quartz and Fishtail Projectile Points: Considerations on Raw-Material Selection by Paleo South Americans. **Latin America**, p. 5, 2009.

NAMI, H. G. New morpho-technological studies to enhance the knowledge of Fell point variability in southeastern South America. **Journal of Archaeological Science: Reports**, v. 40, p. 103205, 1 dez. 2021.

NARDIN, T. R. et al. A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems. Em: DOYLE, L. J.; PILKEY, O. H. (Eds.). **Geology of Continental Slopes**. [s.l.] SEPM Society for Sedimentary Geology, 1979. v. 27p. 0.

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociencias**, v. 21, n. 1, p. 15–32, 2002.

NARDY, A. J. R. et al. PARÂMETROS FÍSICOS PRÉ-ERUPTIVOS DO MAGMATISMO ÁCIDO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ: RESULTADOS PRELIMINARES. **Geosciences = Geociências**, v. 30, n. 4, p. 575–588, 2011.

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

NASA. **NASA SRTM Image Mosaic Global 1 arc second V001 [Data set]**. Disponível em: <[https://doi.org/10.5067/MEaSURES/NASADEM/NASADEM\\_SIM.001](https://doi.org/10.5067/MEaSURES/NASADEM/NASADEM_SIM.001)>. Acesso em: 10 jan. 2023.

NETO, R. M. **Cartografia geomorfológica: revisões, aplicações e proposições**. Curitiba: CRV, 2020.

NETO, R. M.; FERRARO, B. V. Cartografia Geomorfológica Regional e Morfogênese: Contribuições Metodológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 267–281, 2018.

NICOLETTI, A. L. et al. **Validação de MDT em Mapeamento de inundação em duas cidades do Vale do Itajaí, Santa Catarina**. XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. **Anais...** Florianópolis: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2011.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989.

NOELLI, F. Distâncias entre as áreas de captação de recursos líticos e o sítio arqueológico do Arroio do Conde, Rio Grande do Sul. **Revista do CEPA**, v. 21, n. 26, p. 113–131, 1 jan. 1997.

NOELLI, F. S. As hipóteses sobre o centro de origem e rotas de expansão dos Tupi. **Revista de antropologia**, v. 39, n. 2, p. 7–53, 1996.

NOELLI, F. S. A ocupação humana na região sul do Brasil: Arqueologia, debates e perspectivas - 1872-2000. **Revista USP**, n. 44, p. 218, 1999.

NOELLI, F. S. et al. Ñande reko: fundamentos dos conhecimentos tradicionais ambientais Guaraní. **Revista Brasileira de Linguística Antropológica**, v. 11, n. 1, p. 13–45, 31 jul. 2019.

NOELLI, F. S.; DE SOUZA, J. G. Novas perspectivas para a cartografia arqueológica Jê no Brasil meridional. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, 1 jan. 2017.

OKUMURA, M.; ARAUJO, A. G. M. Long-term cultural stability in hunter-gatherers: a case study using traditional and geometric morphometric analysis of lithic stemmed bifacial points from Southern Brazil. **Journal of Archaeological Science**, v. 45, p. 59–71, 1 maio 2014.

OLAYA, V. Chapter 6 Basic Land-Surface Parameters. Em: HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds.). **Developments in Soil Science. Geomorphometry**. [s.l.] Elsevier, 2009. v. 33p. 141–169.

OLIVEIRA, D. R. M. D. **Caracterização pedogeoquímica das formações superficiais representativas da superfície geomorfológica de Erval Grande – planalto das araucárias**. Dissertação de Mestrado—Francisco Beltrão: Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 27 fev. 2020.

OLIVEIRA, M. T. G. DE. **Evolução mineralógica da alteração laterítica em rochas vulcânicas básicas na borda sudeste da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul e Santa Catarina)**. Tese de Doutorado—Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do SUL, 1995.

OLIVEIRA, É. V.; KERBER, L. Paleontologia e aspectos geológicos das sucessões do final do Neógeno no sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil. **Gaea - Journal of Geoscience**, v. 5, n. 1, p. 21–34, 2009.

OLIVEIRA, M. A. T. D. et al. Caracterização paleohidrológica de estruturas sedimentares quaternárias através de análises macroscópicas e microscópicas: do registro sedimentar local aos indícios de mudanças globais. **Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2, p. 183–195, 31 dez. 2001.

OLIVEIRA, M. A. T. D. et al. Registro De Mudanças Ambientais Pleistocênicas E Holocênicas Em Depósitos De Cabeceira De Vale: Campo Alegre, Planalto Norte Catarinense (Sc). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 474–487, 2006.



OTTO, J. C.; GUSTAVSSON, M.; GEILHAUSEN, M. Cartography. Design, Symbolisation and Visualisation of Geomorphological Maps. Em: **Developments in Earth Surface Processes**. [s.l.] Elsevier B.V., 2011. v. 15p. 253–295.

PAGOTTO, D.; PAISANI, J. C.; SORDI, M. V. DE. Dinâmica da paisagem do planalto do rio Canoas (SC) no quaternário tardio com base em registros pedoestratigráficos de paleocabeceira de drenagem. **Geosul**, v. 35, n. 75, p. 481–505, 9 jun. 2020.

PAISANI, J. C. Utilização de diagrfias granulométricas no estabelecimento da lito e pedoestratigrafia de rampa arenosa costeira – o caso Praia Mole (ilha de Santa Catarina). **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 13, n. 2, p. 139–150, 14 out. 2010.

PAISANI, J. C. et al. O Papel Das Mudanças Climáticas Do Quaternário Superior Na Dinâmica Evolutiva De Paleovale De Segunda Ordem (Sul Do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 103–116, 2013a.

PAISANI, J. C. et al. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols – A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 1–12, 1 dez. 2013b.

PAISANI, J. C. et al. O PAPEL DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO SUPERIOR NA DINÂMICA EVOLUTIVA DE PALEOVALE DE SEGUNDA ORDEM (SUL DO BRASIL). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, 14 dez. 2013c.

PAISANI, J., C. et al. IDENTIFICAÇÃO DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS ENTRE ABELARDO LUZ (SC) E ERECHIM (RS) – BASES PARA COMPREENDER A EVOLUÇÃO DO RELEVO NO VALE DO RIO URUGUAI, SUL DO BRASIL. **REVISTA GEONORTE**, v. 5, n. 17, p. 79–85, 7 jan. 2014a.

PAISANI, J. C. et al. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau – Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57–70, 1 out. 2014b.

PAISANI, J. C. et al. Evolução De Paleocabeceira De Drenagem Do Rio Chopinzinho ( Sul Do Brasil ) Durante O Quaternário Superior Paleovalley Head Evolution in Chopinzinho River During Late Quaternary. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, p. 43–59, 2016.

PAISANI, J. C. et al. Dinâmica de rampa de colúvio na superfície de palmas/água doce durante o quaternário tardio - Bases para compreender a evolução das encostas no planalto das araucárias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 783–799, 1 out. 2017.

PAISANI, J. C. et al. Subtropical Araucaria Plateaus. Em: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (Eds.). **The Physical Geography of Brazil : Environment, Vegetation and Landscape**. Geography of the Physical Environment. Cham: Springer International Publishing, 2019a. p. 21–39.

PAISANI, J. C. et al. Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary – Palmas/Caçador Summit Surface – Southern Brazil. **CATENA**, v. 182, p. 104171, 1 nov. 2019b.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. SUPERFÍCIES APLAINADAS EM ZONA MORFOCLIMÁTICA SUBTROPICAL ÚMIDA NO PLANALTO BASÁLTICO DA BACIA DO PARANÁ (SW PARANÁ/ NW SANTA CATARINA): PRIMEIRA APROXIMAÇÃO. **Geosciences = Geociências**, v. 27, n. 4, p. 541–553, 2008.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CALEGARI, M. R. Contribuição para a reconstrução de paleoperfis de alteração no planalto de Palmas/Água doce - Sul do Brasil. **GEOgraphia**, v. 17, n. 34, p. 225–246, 16 nov. 2015.

PARON, P.; CLAESSENS, L. Chapter Four - Makers and Users of Geomorphological Maps. Em: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.). **Developments in Earth Surface Processes**. Geomorphological Mapping. [s.l.] Elsevier, 2011. v. 15p. 75–106.

PAVEI, D. D. et al. Estratigrafia e zooarqueologia de cerritos de Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul. Novos dados sobre o sítio RS-158: Alberto Talayer. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas**, v. 17, 29 ago. 2022.

PEATE, D. W. **Stratigraphy and petrogenesis of the Parana continental flood basalts, southern Brazil**. phd—[s.l.] The Open University, 1990.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 1, p. 119–139, 1 dez. 1992.

PEDERSEN, M. W. et al. Postglacial viability and colonization in North America's ice-free corridor. **Nature**, v. 537, n. 7618, p. 45–49, set. 2016.

PEDRON, F. DE A.; AZEVEDO, A. C. DE; DALMOLIN, R. S. D. Alteração mineralógica de Neossolos em uma climo-litossequência no Planalto do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 42, p. 451–458, mar. 2012.

PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. FERRAMENTAS MODERNAS PARA A EXTRAÇÃO DE MÉTRICAS DE GRADIENTES FLUVIAIS A PARTIR DE MDES: UMA REVISÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 1 jan. 2020.

PELECH, A. S. et al. CONSIDERAÇÕES SOBRE O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO TERRITÓRIO BRASILEIRO: ALGUMAS ABORDAGENS NA REPRESENTAÇÃO REGIONAL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 1 jul. 2019.

PELUSO JÚNIOR, V. A. O relevo do território catarinense. **Geosul**, v. 1, n. 2, p. 7–69, 1986.

PEREIRA, A. B. O quaternário e as formações superficiais. **Revista de Estudos Universitários - REU**, v. 25, n. 2, p. 125–145, 1999.

PEREIRA, G. E.; CATEN, A. TEN. Cartographic accuracy of three DEMs available for the state of Santa Catarina. **Revista de Ciências Agroveterinárias**, v. 18, n. 2, p. 258–262, 2019.

PEREIRA, J. S.; PAISANI, J. C. Micromorfologia e mineralogia de unidades pedostratigráficas Colúvias em paleofundo de vale na superfície de São José dos Ausentes (RS). **Geografia Ensino & Pesquisa**, p. e52–e52, 31 dez. 2020.

PEREIRA, J. S.; PAISANI, J. C.; PAISANI, S. D. L. DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE SÃO JOSÉ DOS AUSENTES (RS) NO QUARTENÁRIO TARDIO: EVIDÊNCIAS EM PALEOFUNDO DE VALE DE BAIXA ORDEM HIERÁRQUICA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 1 abr. 2020.

PÉREZ-PEÑA, J. V. et al. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, v. 104, p. 135–150, 1 jul. 2017.

PETERSON, D. W.; TILLING, R. I. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 7, n. 3, p. 271–293, 1 maio 1980.

PETRY, K. et al. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, n. 4, p. 313–325, 15 jan. 2007.

PETRY, K.; ALMEIDA, D. DEL P. M. DE; ZERFASS, H. O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar. **O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar**, v. 1, n. 1, p. 36–47, 2005.

PHILLIPS, E. Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 7, p. 720–738, 1 abr. 2006.

PIAZZA, W. Notícia Arqueológica do vale do Uruguai. Em: GOELDI, M. P. E. (Ed.). **Programa nacional de pesquisas arqueológicas 5: patrocinado pelo Conselho Nacional de Pesquisas e Smithsonian Institution com a autorização do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional; resultados preliminares do quarto ano, 1968-1969**. 4. Pará: Museu Paraense Emílio Goeldi, 1996. v. 4p. 55–70.

PICCIRILLO, E. M. et al. Continental Flood Volcanism From the Paraná Basin (Brazil). Em: MACDOUGALL, J. D. (Ed.). **Continental Flood Basalts**. Petrology and Structural Geology. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988. p. 195–238.

PIERSON, T. C.; COSTA, J. E. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Em: **Reviews in Engineering Geology**. [s.l.] Geological Society of America, 1987. v. 7p. 1–12.

PIKE, R. J.; WILSON, S. E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 82, n. 4, p. 1079–1084, 1971.

PINHEIRO SILVEIRA, R. M.; TABORDA DA SILVEIRA, C.; OKA-FIORI, C. EMPREGO DE TÉCNICAS DE INFERÊNCIA ESPACIAL PARA IDENTIFICAÇÃO DE UNIDADES DE RELEVO APOIADO EM ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS E ÁRVORE DE DECISÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 24 abr. 2014.

PINTO, V. M.; HARTMANN, L. A. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, p. 425–440, jun. 2011.

PINTO, V. M.; HARTMANN, L. A.; WILDNER, W. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil. **International Geology Review**, v. 53, n. 10, p. 1163–1179, 20 ago. 2011.

PONTELLI, M. E. **Pedomorfoestratigrafia de depósitos de leques aluviais: bacia do Rio Itoupava, sul do Estado de Santa Catarina**. Tese de Doutorado—Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2005.

PONTELLI, M. E. et al. NATUREZA DA COBERTURA SUPERFICIAL AO LONGO DE PATAMARES DISSECADOS ENTRE SERRA DA FARTURA (PR/SC) E RIO CHAPECÓ (ABELARDO LUZ/SC) – PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS: PRIMEIRA APROXIMAÇÃO. **Revista Equador**, v. 4, n. 3, p. 366–371, 2015.

PONTELLI, M. E. et al. **Grau de alteração de perfis de intemperismo nas superfícies geomorfológicas IV e III - Serra da Fartura, Planalto das Araucárias**. ANAIS XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA. **Anais...** Em: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA: GEOMORFOLOGIA, COMPARTIMENTAÇÃO DA PAISAGEM, PROCESSO E DINÂMICA. Maringá: União da Geomorfologia Brasileira, 2016.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. M. **Sensoriamento remoto no estudo da vegetação**. [s.l.] Oficina de Textos, 2012.

PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R. Understanding Earth's eroding surface with  $^{10}\text{Be}$ . **GSA Today**, v. 21, n. 8, p. 4–10, ago. 2011.

PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. **Radiation Measurements**, v. 23, n. 2, p. 497–500, 1 abr. 1994.

PRIETO, A. R. et al. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. **Quaternary International**, Argentina Quaternary. v. 442, p. 35–49, 23 jun. 2017.

PUDASAINI, S. P.; FISCHER, J.-T. A mechanical erosion model for two-phase mass flows. **International Journal of Multiphase Flow**, v. 132, p. 103416, 1 nov. 2020.

QUEIROZ NETO, J. P. DE. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico (Descontinuada)**, v. 22, n. 1–2, p. 65–78, 1 dez. 2001.

R CORE TEAM. **R: A Language and Environment for Statistical Computing**. ViennaR Foundation, , 2022. . Acesso em: 11 jan. 2023

RADOANE, M.; CRISTEA, I.; RADOANE, N. Geomorphological Mapping Evolution and Trends. **Revista de geomorfologie**, v. 13, n. 1, p. 19–39, 2011.

RAMOS, R. S.; BREA, M.; KRÖHLING, D. Malvaceous wood from the Late Pleistocene El Palmar Formation of northeastern Argentina. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 246, p. 232–241, 1 nov. 2017.

RAPP, G. R. et al. **Geoarchaeology: The Earth-science Approach to Archaeological Interpretation**. [s.l.] Yale University Press, 2006.

RASMUSSEN, S. O. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. **Quaternary Science Reviews**, Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project(INTEgration of Ice core, Marine and TERrestrial records, COST Action ES0907). v. 106, p. 14–28, 15 dez. 2014.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. [s.l.] Wiley, 1996.



REIMOLD, W. U. et al. Shock deformation confirms the impact origin for the Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul, Brazil, structure. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 54, n. 10, p. 2384–2397, 2019.

REIMOLD, W. U.; HAUSER, N. Cerro do Jarau, RS, Brazil, is a bona fide impact structure – Not a cryptoexplosion structure as alleged. [Comment on “Resurfaced paleodunes from the Botucatu erg amid Cretaceous Paraná volcanics” by Hartmann and Cervo-Alves, 2021, *Geomorphology* (2021), doi:10.1016/j.geomorph.2021.107893]. **Geomorphology**, v. 401, p. 108004, 15 mar. 2022.

RESENDE, M. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações**. [s.l.] UFLA, 2005.

REUTER, H. I. et al. Chapter 4 Preparation of DEMs for Geomorphometric Analysis. Em: HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [s.l.] Elsevier, 2009. v. 33p. 87–120.

RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 39, n. 1, p. 461–488, 30 maio 2011.

RIBEIRO, A. M. et al. Sítio Cerro da Tapera, uma nova localidade fossilífera para o Pleistoceno do Rio Grande do Sul, Brasil: Paleontologia em Destaque, Ed. **Especial**, v. 1, n. 1, p. 164–165, 2008.

RIBEIRO, M. F. Uma Contribuição Analítica ao Mapeamento Geomorfológico no Brasil (1970-1995). **Geo UERJ**, n. 3, p. 83, 1998.

RIOS, F. R.; MIZUSAKI, A. M. P.; MICHELIN, C. R. L. FEIÇÕES DE INTERAÇÃO VULCANO-SEDIMENTARES: EXEMPLOS NA BACIA DO PARANÁ (RS). **Geociências (São Paulo)**, v. 37, n. 3, p. 483–495, 18 mar. 2019.

ROHR, J. A. Pesquisas arqueológicas em Santa Catarina, os sítios arqueológicos do município de Itapiranga. **Pesquisas-Antropologia, São Leopoldo**, v. 15, p. 21–60, 1966.

ROSENSTENGEL, L. M.; HARTMANN, L. A. Geochemical stratigraphy of lavas and fault-block structures in the Ametista do Sul geode mining district, Paraná volcanic province, southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 48, p. 332–348, out. 2012.

ROSETTI, N.; KROHLING, D.; REMIS, M. I. Evolutionary history and colonization patterns of the wing dimorphic grasshopper *Dichroplus vittatus* in two Argentinean biomes. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, p. 1–17, 21 fev. 2022.

ROSS, J. L. S. O REGISTRO CARTOGRÁFICO DOS FATOS GEOMORFOLÓGICOS E A QUESTÃO DA TAXONOMIA DO RELEVO. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 6, p. 17–29, 1992.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul : variabilidade, tendências e tipologia**. Tese de Doutorado—Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do SUL, 2011.

ROSSATO, M. S. Os climas do Rio Grande do Sul: uma proposta de classificação climática. **ENTRE-LUGAR**, v. 11, n. 22, p. 57–85, 5 dez. 2020.

ROSSETTI, L. et al. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, The Paraná-Etendeka igneous province and related magmatism. v. 355, p. 98–114, 15 abr. 2018.

ROSSETTI, L. M. et al. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, p. 409–421, 1 dez. 2014.

ROSSETTI, L. M. et al. Evaluating petrophysical properties of volcano-sedimentary sequences: A case study in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Marine and Petroleum Geology**, v. 102, p. 638–656, 1 abr. 2019.

ROSSETTI, L. M. M. et al. Magmatic evolution of Low-Ti lavas in the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Lithos**, v. 400–401, p. 106359, 1 nov. 2021.

RUBIN, J. C. R. DE; CARBONERA, M. Considerações acerca do contexto ambiental dos sítios arqueológicos do alto rio Uruguai: Projeto Salvamento Arqueológico Uruguai UHE-Itá. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, n. 21, p. 153–166, 2011.

SALAMUNI, E. et al. Morphometric and structural diagnosis of fault reactivation in the Cenozoic: a case study of the Blumenau-Soledade Lineament in southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, 29 out. 2021.

SALDANHA, J. D. DE M. Paisagem e sepultamentos nas terras altas do sul do Brasil. **Revista de Arqueologia**, v. 21, n. 1, p. 85–95, 30 jun. 2008.

SANCHES, F. D. O. et al. Chuvas No Rio Grande Do Sul: Um Estudo Sobre As Precipitações Acumuladas Intensas No Alto Uruguai Gaúcho. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, 15 abr. 2015.

SANCHEZ, G. et al. Human (Clovis)-gomphothere (*Cuvieronius* sp.) association ~13,390 calibrated yBP in Sonora, Mexico. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 111, n. 30, p. 10972–10977, 2014.

SANTOS, J. M. DOS et al. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. **Geomorphology**, v. 328, p. 138–156, 1 mar. 2019.

SANTOS, M. C.; COSTA, J. G.; CAMPOS, J. B. ESCOLHAS DE MATÉRIAS-PRIMAS ROCHOSAS POR GRUPOS PRÉ-HISTÓRICOS CAÇADORES-COLETORES NA MICROBACIA DO RIO DA PEDRA. JACINTO MACHADO/SANTA CATARINA. **Cadernos do LEPAARQ (UFPEL)**, v. 12, n. 23, p. 22–42, 16 maio 2015.

SANTOS, M. C. P. **Geoarqueologia da área da Volta Grande do Alto Rio Uruguai, Sul do Brasil: morfoestratigrafia, geocronologia e sequência arqueológica da Foz do rio Chapecó**. Tese de Doutorado—Itália: Erasmus Mundus, Università degli Studi di Ferrara-UNIFE, Itália, co-tutela Muséum national d’Histoire naturelle-MNHN, Paris, 2018.

SANTOS, M. C. P. et al. Holocene settlement, stratigraphy and chronology at the site of Uruguai 1-sector 1, Foz do Chapecó archaeological area, South Brazil. **Journal of Archaeological Science: Reports**, v. 39, p. 103113, 1 out. 2021.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soil: Genesis and Geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SCHEIBE, L. A geologia de Santa Catarina: sinopse provisória. **Geosul**, v. 1, n. 1, p. 7–38, 1986a.

SCHEIBE, L. F. **Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC**. text—[s.l.] Universidade de São Paulo, 15 ago. 1986b.

SCHENATO, F. et al. Alteration processes of a thick basaltic lava flow of the Paraná Basin (Brazil): petrographic and mineralogical studies. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 5, p. 423–444, 1 out. 2003.

SCHERER, C. S. **Estudo dos camelidae (mammalia, artiodactyla) do quaternário do estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. Dissertação de Mestrado—Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências, .....Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2005.

SCHIMITZ, P. I. **Pré-história para o Rio Grande do Sul**. 2. ed. São Leopoldo: Instituto Anchietano de Pesquisas - UNISINOS, 2006.

SCHMITZ, P. I. Prehistoric Hunters and Gatherers of Brazil. **Journal of World Prehistory**, v. 1, n. 1, p. 53–126, 1987.

SCHMITZ, P. I. Arqueologia do planalto sul-brasileiro. **Revista de Arqueologia Americana**, v. 17/18/19, p. 51–74, 1999.

SCHMITZ, P. I. et al. Casas subterrâneas no planalto de Santa Catarina: São José do Cerrito. **Pesquisas, Antropologia**, n. 68, p. 7–78, 2010.

SCHNEIDER, R. et al. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. Congresso brasileiro de Geologia. **Anais...** Em: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974.

SCHOENEICH, P. Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL. Em: SCHOENEICH, P.; REYNARD, E. (Eds.). **Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques**. [s.l.] Institut de Géographie Université de Lausanne, 1993. p. 15–24.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short Communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1–7, 15 jan. 2014.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron Oxides. Em: **Minerals in Soil Environments**. [s.l.] John Wiley & Sons, Ltd, 1989. p. 379–438.

SHANMUGAM, G. Chapter 2 - Mass transport: slides, slumps, and debris flows. Em: SHANMUGAM, G. (Ed.). **Mass Transport, Gravity Flows, and Bottom Currents**. [s.l.] Elsevier, 2021a. p. 7–88.

SHANMUGAM, G. Chapter 3 - Gravity flows: debris flows, grain flows, liquefied/fluidized flows, turbidity currents, hyperpycnal flows, and contour currents. Em: SHANMUGAM, G. (Ed.). **Mass Transport, Gravity Flows, and Bottom Currents**. [s.l.] Elsevier, 2021b. p. 89–148.

SHI, Z. H. et al. Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes. **Journal of Hydrology**, v. 454–455, p. 123–130, 6 ago. 2012.

SILLITOE, P.; HARDY, K. Living Lithics: ethnoarchaeology in Highland Papua New Guinea. **Antiquity**, v. 77, n. 297, p. 555–566, set. 2003.

SILVA, J. X.; MEIS, M. R. M. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 30, n. 1, p. 55–73, 1968.

SIMÕES, M. S. et al. Structures and lithofacies of inferred silicic conduits in the Paraná-Etendeka LIP, southernmost Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 319–336, 2018.

SIMÕES, M. S. et al. The low-Ti high-temperature dacitic volcanism of the southern Paraná-Etendeka LIP: Geochemistry, implications for trans-Atlantic correlations and comparison with other Phanerozoic LIPs. **Lithos**, v. 342–343, p. 187–205, 1 out. 2019.

SIMÕES, P. M. L. et al. Distribuição espacial de formações superficiais geneticamente associadas a rochas siliciclásticas – Planalto do Espinhaço Meridional (MG) - Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 28, p. 161–170, abr. 2016.

SINGH, O.; SARANGI, A. Hypsometric analysis of the lesser Himalayan watersheds using geographical information system. **Indian J Soil Conserv**, v. 36, n. 3, p. 148–154, 2008.

SKILLING, I. P.; WHITE, J. D. L.; MCPHIE, J. Peperite: a review of magma–sediment mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, n. 1, p. 1–17, 15 maio 2002.

SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models: Stream Power and the Influence of Sediment Supply. Em: **Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**. [s.l.] American Geophysical Union (AGU), 1998. p. 237–260.

SNYDER, N. P. et al. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **GSA Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250–1263, 1 ago. 2000.

SORDI, M. V. DE et al. CONTROLE LITOESTRUTURAL NO DESENVOLVIMENTO DE VALES NA ÁREA DO REBORDO DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SANTA CATARINA, SUL DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, 1 out. 2017.

SORDI, M. V. DE; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: ANÁLISE DA REDE HIDROGRÁFICA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, 30 set. 2015a.

SORDI, M. V. DE; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: UMA ANÁLISE MORFOESTRUTURAL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, 31 out. 2015b.

SOUZA, A. DOS S.; FURRIER, M. TÉCNICAS DE MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO APLICADAS EM ESCALA DE DETALHE. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, 2 jan. 2019.



SOUZA, J. G. DE; MATEOS, J. A.; MADELLA, M. Archaeological expansions in tropical South America during the late Holocene: Assessing the role of demic diffusion. **PLOS ONE**, v. 15, n. 4, p. e0232367, 27 abr. 2020.

SOUZA, J. M. D. et al. **Qualidade geométrica das ortofotos e modelo digital de terreno do levantamento aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina Estudo de caso: Microbacia Alto Cubatão**. ANAIS XVIII SBSR - SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. **Anais...** Em: XVIII SBSR - SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. Santos: INPE, 2017.

STERN, N. Stratigraphy, Depositional Environments, and Palaeolandscape Reconstruction in Landscape Archaeology. Em: **Handbook of Landscape Archaeology**. [s.l.] Routledge, 2008.

ST-ONGE, D. A. Theories, Paradigms, Mapping, and Geomorphology. **Canadian Geographies / Les géographies canadiennes**, v. 25, n. 4, p. 307–315, 1981.

STOOPS, G. **Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2021.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. Micromorphological Features and Their Relation to Processes and Classification: General Guidelines and Keys. Em: **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. [s.l.] Elsevier, 2010. p. 15–35.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 63, n. 11, p. 1117–1142, 1952.

SUÁREZ, R. **Arqueología prehistórica en la localidad Arroyo Catalán Chico: investigaciones pasadas, replanteo y avances recientes**. Montevideo: Universidad de la República, Comisión Sectorial de Investigación Científica, 2010.

SUÁREZ, R. Movilidad, acceso y uso de agata translúcida por los cazadores-recolectores tempranos durante la transición pleistoceno-holoceno en el norte de Uruguay (Ca. 11,000-8500 A.P.). **Latin American Antiquity**, v. 22, n. 3, p. 359–384, set. 2011.

SUÁREZ, R. TECNOLOGÍA LÍTICA Y CONJUNTO DE ARTEFACTOS UTILIZADOS DURANTE EL POBLAMIENTO TEMPRANO DE URUGUAY. **Chungará (Arica)**, v. 47, n. 1, p. 67–84, mar. 2015.

SUÁREZ, R. The human colonization of the Southeast Plains of South America: Climatic conditions, technological innovations and the peopling of Uruguay and south of Brazil. **Quaternary International**, Pleistocene human dispersals: Climate, ecology and social behavior. v. 431, p. 181–193, 28 fev. 2017.

SUÁREZ, R.; PIÑEIRO, G. La cantera taller del Arroyo Catalán Chico: Nuevos aportes a un viejo problema de la Arqueología uruguaya. Em: MAZZANTI, D. L.; BERÓN, M. A.; OLIVA, F. W. (Eds.). **Del Mar a los Salitrales. Diez mil años de Historia Pampeana en el Umbral del Tercer Milenio**. Mar Del Plata: SICuedad Argentina de Antropologia, 2002. p. 263–279.

SUÁREZ, R.; PIÑEIRO, G.; BARCELÓ, F. Living on the river edge: The Tigre site (K-87) new data and implications for the initial colonization of the Uruguay River basin. **Quaternary International**, Mobility and Use of Space in Late Pleistocene South America: Discussing Early Human Regional Trajectories. v. 473, p. 242–260, 20 abr. 2018.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H.; MONIZ, A. C. CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E MINERALÓGICA DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARGILO-ARENOSAS PECULIARES DOS PLANALTOS DO TRIÂNGULO MINEIRO E ALTO PARANAÍBA, MG. **Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 241–247, 1976.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2014.

TEIXEIRA, M. B.; COURA NETO, A. B. Vegetação: As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos - Estudo Fitogeográfico. Em: **Folha SH.22 Porto Alegre e parte da folha SH.21 Uruguaiana e SI.21 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Levantamento de Recursos Naturais. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE; Diretoria de Geociências, 1986. v. 33p. 541–632.

TEN CATE, J. A. M.; MAARLEVELD, G. C. **Geomorfologische kaart van Nederland schaal 1:50 000. Toelichting op de Legenda**. [s.l.] Stichting voor Bodemkartering, Wageningen / Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 1977.

TESKE, R. et al. Caracterização mineralógica dos solos derivados de rochas efusivas no Planalto Sul de Santa Catarina, Brasil. **Revista de Ciências Agroveterinárias**, v. 12, n. 2, p. 187–198, 2013.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: A study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 1994.

TOLOTTI, C. D. K. **Celadonita em basaltos da Província Magmática do Paraná, região do alto Uruguai, RS**. Dissertação de Mestrado—Porto Alegre: ederal do Rio Grande do Sul, 2018.

TOMASSI, E. **Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná–Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná**. ANAIS DO CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Em: XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973.

TRAVERSA, G. et al. PETROLOGY AND MINERAL CHEMISTRY OF THE ALKALINE DISTRICT OF LAGES, SC, BRAZIL. **Geochimica Brasiliensis**, v. 8, n. 2, 1994.

TRICART, J. Un complement des cartes geologiques; les cartes geomorphologiques. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. S6-IV, n. 7–9, p. 739–750, 1 jan. 1954.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. [s.l.] Presses Universitaires de France, 1965.

TRUFFI, S. A.; CLEMENTE, C. A. Alteração de plagioclásios dos rioclitos da formação serra geral (JKsg) da região de Piraju - SP. **Scientia Agricola**, v. 59, p. 383–388, jun. 2002.

TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 1, p. 28–50, 2010.

TUCKER, G. E.; WHIPPLE, K. X. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B9, p. ETG 1-1-ETG 1-16, 2002.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks**. [s.l.] John Wiley & Sons, 2013.

UBILLA, M. et al. Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction. **Quaternary International**, Advances in the Quaternary of the Dela Plata river basin. v. 114, n. 1, p. 129–142, 1 jan. 2004.

UBILLA, M. et al. Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and Continental Beds from Northern Uruguay (Sopas Formation): Paleontology, Chronology, and Climate. Em: GASPARINI, G. M. et al. (Eds.). **Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA B.P.-30 KA B.P.** Springer Earth System Sciences. Cham: Springer International Publishing, 2016. p. 183–205.

VALERIANO, M. DE M. **TOPODATA: Guia para utilização de dados geomorfológicos locais.** Sao José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008.

VALORE, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica dos depósitos interderrames de Sertanópolis - PR, Província Ígnea do Paraná.** Dissertação de Mestrado—Curitiba: Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós Graduação em Geologia, 2020.

VARNES, D. J. Slope Movement Types and Processes. Em: SCHUSTER, R. L.; KRIZEK, R. J. (Eds.). **Landslides: Analysis and control.** Transportation and Road research board. Washington D.C.: National Academy of Science, 1978. p. 11–33.

VELOSO, H. P. **Fitogeografia brasileira: classificação fisionômico-ecológica da vegetação neotropical.** 1. ed. Salvador: IBGE - Projeto RADAMBRASIL, 1982.

VELOSO, H. P.; RANGEL-FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal.** [s.l.] IBGE, 1991.

VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M. A ‘snapshot’ of the evolution of the Uruguay River (Del Plata Basin): the Salto depositional sequence (Pleistocene, Uruguay, South America). **Quaternary Science Reviews**, Global correlation of Late Cenozoic fluvial deposits: IGCP Project No. 449. v. 26, n. 22, p. 2913–2923, 1 nov. 2007.

VERSTAPPEN, H. T. Chapter Two - Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. Em: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.).

**Developments in Earth Surface Processes.** Geomorphological Mapping. [s.l.] Elsevier, 2011. v. 15p. 13–38.

VIDAL, V. P. Geoarqueologia dos sítios paleoíndios na formação sedimentar Touro Passo: processos de formação e perturbação pós-deposicional. **Revista de Arqueologia**, v. 32, n. 1, p. 42–68, 25 jun. 2019.

VIERO, A. C.; DA SILVA, D. R. A. **Geodiversidade do estado de Santa Catarina.** Poro Alegre: CPRM, 2016.

VILLAGRAN, X. S. et al. Building Coastal Landscapes: Zooarchaeology and Geoarchaeology of Brazilian Shell Mounds. **The Journal of Island and Coastal Archaeology**, v. 6, n. 2, p. 211–234, 1 maio 2011.

VILLAGRAN, X. S.; GIANNINI, P. C. Shell mounds as environmental proxies on the southern coast of Brazil. **The Holocene**, v. 24, n. 8, p. 1009–1016, 1 ago. 2014.

VIOLANTE, R. A.; PARKER, G. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. **Quaternary International**, Advances in the Quaternary of the dela plata river basin. v. 114, n. 1, p. 167–181, 1 jan. 2004.

WAGNER, G. P. Sambaquis da Barreira da Itapeva, uma perspectiva geoarqueológica. **Revista de Arqueologia**, v. 22, n. 1, p. 135–142, 1 jul. 2009.

WAICHEL, B. L. et al. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, v. 68, n. 7, p. 599–610, 1 jun. 2006.

WAICHEL, B. L. et al. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, n. 4, p. 343–354, 15 jan. 2007.

WAICHEL, B. L. et al. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 215–216, p. 74–82, 15 fev. 2012.

WAICHEL, B. L. et al. Lava tubes from the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province: Morphology and importance to emplacement models. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 255–261, 1 dez. 2013.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F. D.; SOMMER, C. A. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 123–133, 29 jun. 2006.

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin Volcanologique**, v. 35, n. 3, p. 579–590, 1 set. 1971.

WALKER, M. et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 31, n. 2, p. 264–267, 1 jun. 2008.

WALKER, M. et al. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 41, n. 4, p. 213–223, 1 dez. 2018.

WATERS, M. R. et al. The Buttermilk Creek Complex and the Origins of Clovis at the Debra L. Friedkin Site, Texas. **Science**, v. 331, n. 6024, p. 1599–1603, 25 mar. 2011.

WEINSCHÜTZ, L. C.; CASTRO, J. C. D. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO TACIBA (GRUPO ITARARÉ, NEOCARBONÍFERO A EOPERMIANO) NA REGIÃO DE MAFRA (SC), BACIA DO PARANÁ. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 243–252, 26 ago. 2016.

WHIPPLE, K. X. Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 151–185, 2004.

WHIPPLE, K. X. et al. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 1, p. 248–273, 2017.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. 9.28 Bedrock Rivers. Em: SHRODER, J. F. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. p. 550–573.



WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661–17674, 1999.

WHITE, I. C. **Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil [WorldCat Identities]**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1908. Disponível em: <<http://worldcat.org/identities/lccn-nr89011804/>>. Acesso em: 22 dez. 2022.

WHITE, J. D. L.; HOUGHTON, B. F. Primary volcanoclastic rocks. **Geology**, v. 34, n. 8, p. 677–680, 1 ago. 2006.

WHITE, J. D. L.; MCPHIE, J.; SKILLING, I. Peperite: a useful genetic term. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, n. 1, p. 65–66, 4 maio 2000.

WILDNER, W. et al. **Geologia e recursos minerais do sudoeste do estado do Paraná**. Brasília: CPRM, 2006. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10439>>. Acesso em: 22 fev. 2023.

WILSON, L. Understanding Prehistoric Lithic Raw Material Selection: Application of a Gravity Model. **Journal of Archaeological Method and Theory**, v. 14, n. 4, p. 388–411, 1 dez. 2007.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325–343, 1 jan. 1977.

WISE, S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 11–12, p. 1909–1929, 2000.

WOBUS, C. et al. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. Em: WILLETT, S. D. et al. (Eds.). **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution**. [s.l.] Geological Society of America, 2006. v. 398p. 0.

WOOD, W. F. **A Quantitative System for Classifying Landforms**. [s.l.] Headquarters, Quartermaster Research and Engineering Command, US Army, Quartermaster Research & Engineering Center, 1960.

YAMAZAKI, D. et al. A high-accuracy map of global terrain elevations. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 11, p. 5844–5853, 2017.

YAVUZ, E. V. Antique quarries of marmor troadense (NW Turkey): Insights from field mapping and absolute dating. **Turkish Journal of Earth Sciences**, v. 23, n. 5, p. 495–512, 2014.

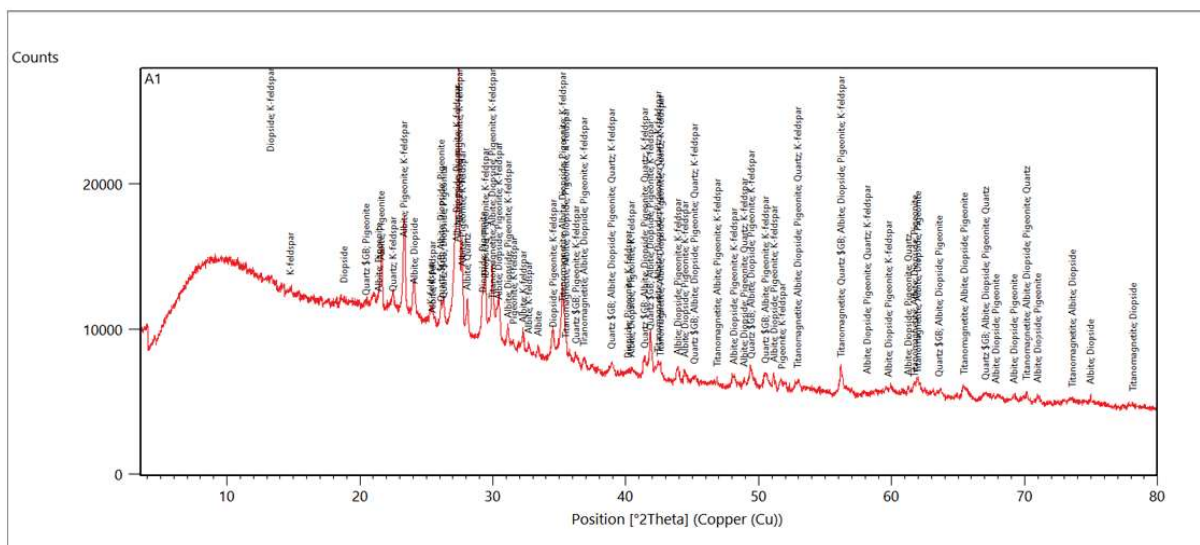
ZALÁN, P. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 1, p. 441–477, 1 jan. 1987.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. Em: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 135–168.

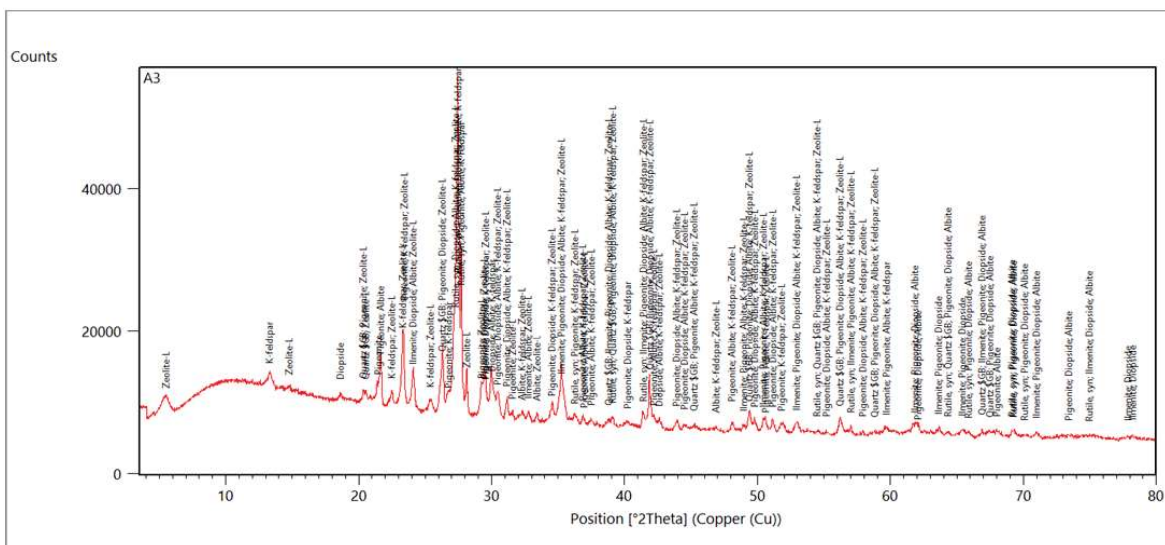
ZANIBONI-FILHO, E.; SCHULZ, U. Migratory fishes of the Uruguay river. Em: CAROLSFELD, J. et al. (Eds.). **Migratory Fishes of the South America: Biology, Social Importance and Conservation Status**. 1. ed. Victoria: World Fisheries Trust, 2003. p. 157–194.

ZEVENBERGEN, L. W.; THORNE, C. R. Quantitative analysis of land surface topography. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 12, n. 1, p. 47–56, 1987.

## APÊNDICE A – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A1

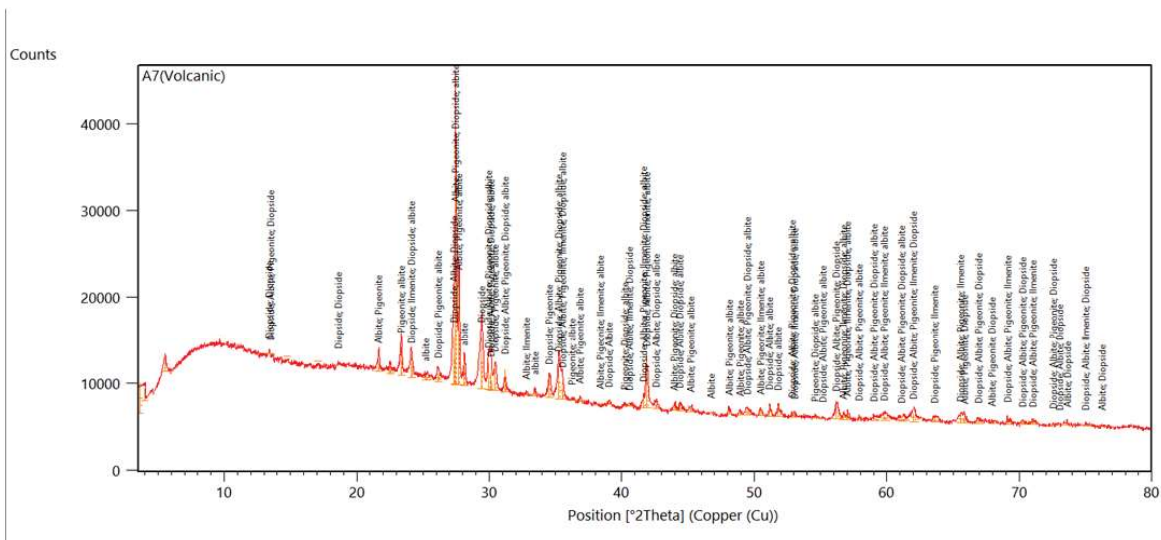


## APÊNDICE B – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A3





## APÊNDICE D – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A7(Volcanic)

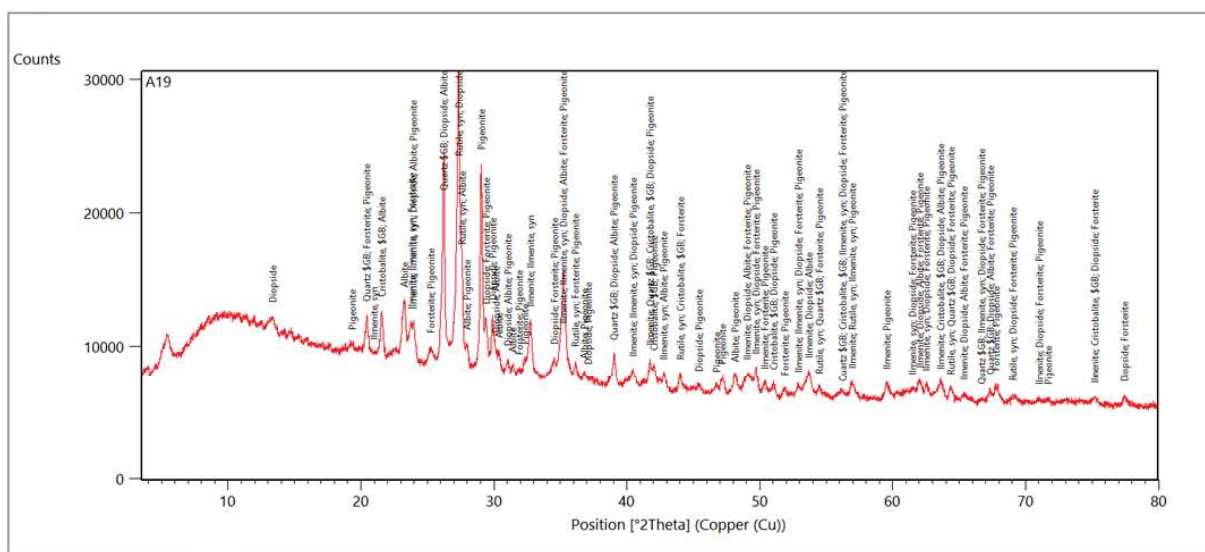




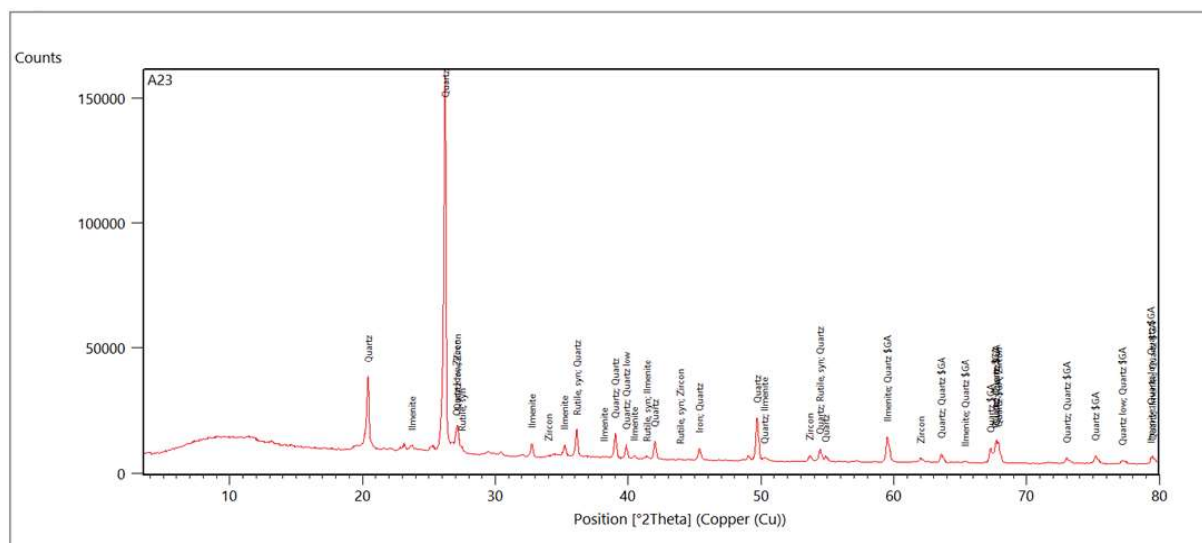




## APÊNDICE G – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A19



## APÊNDICE H – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra A23

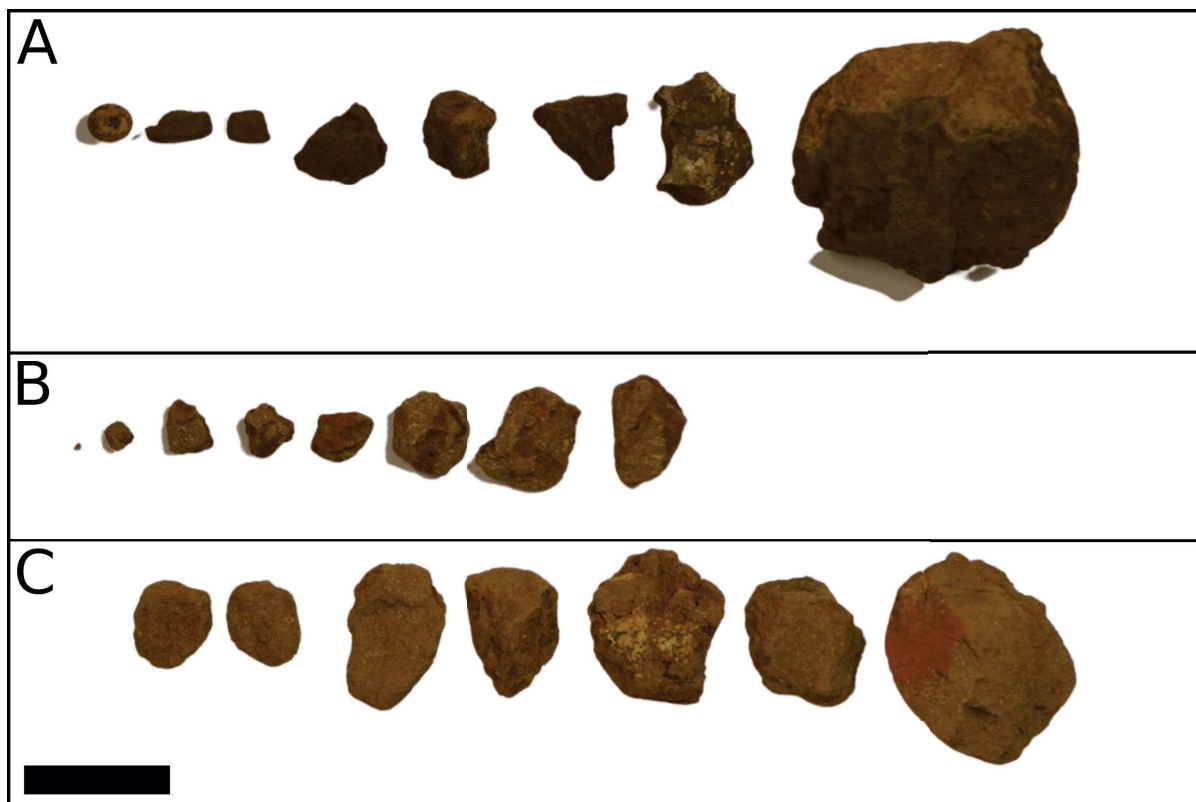




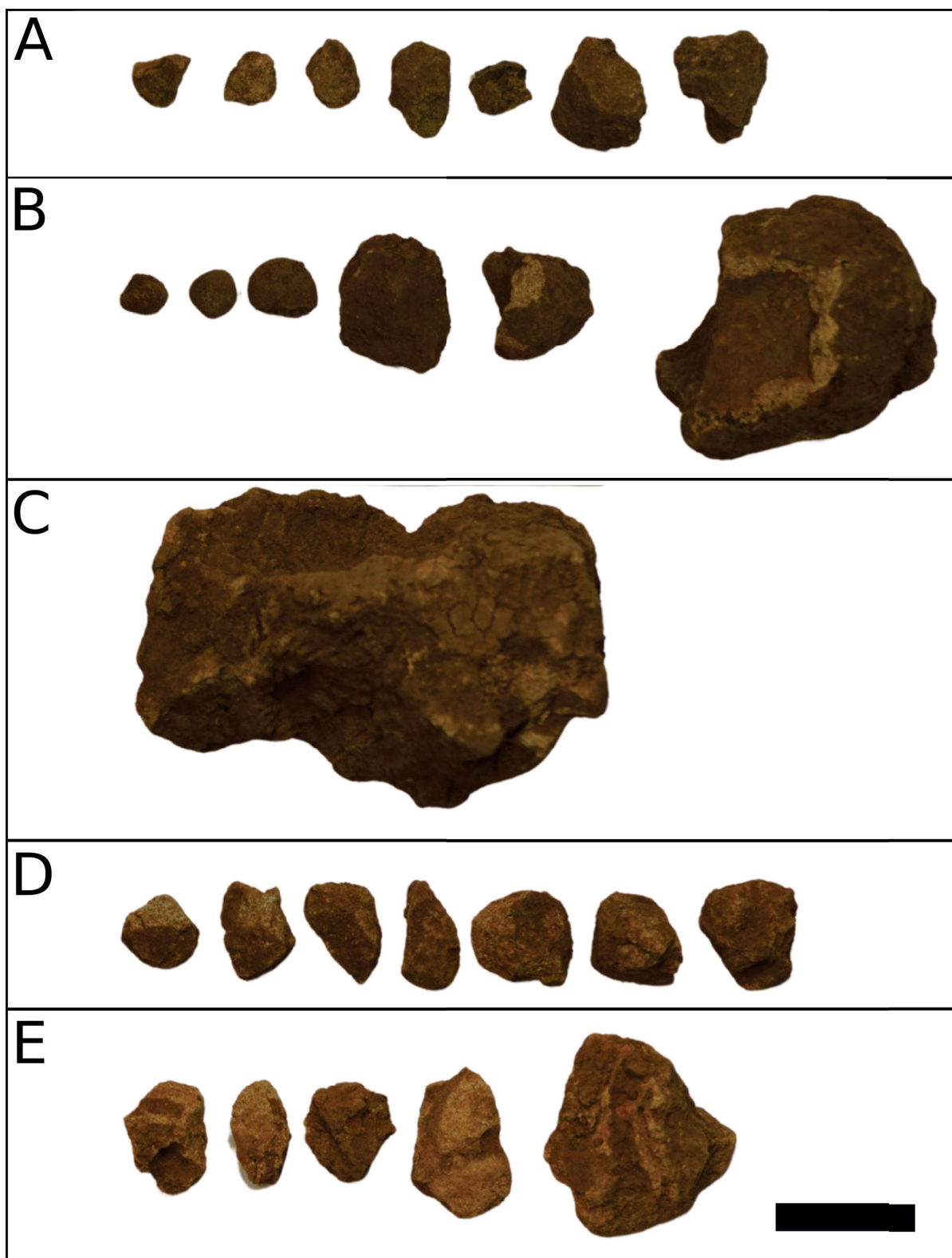




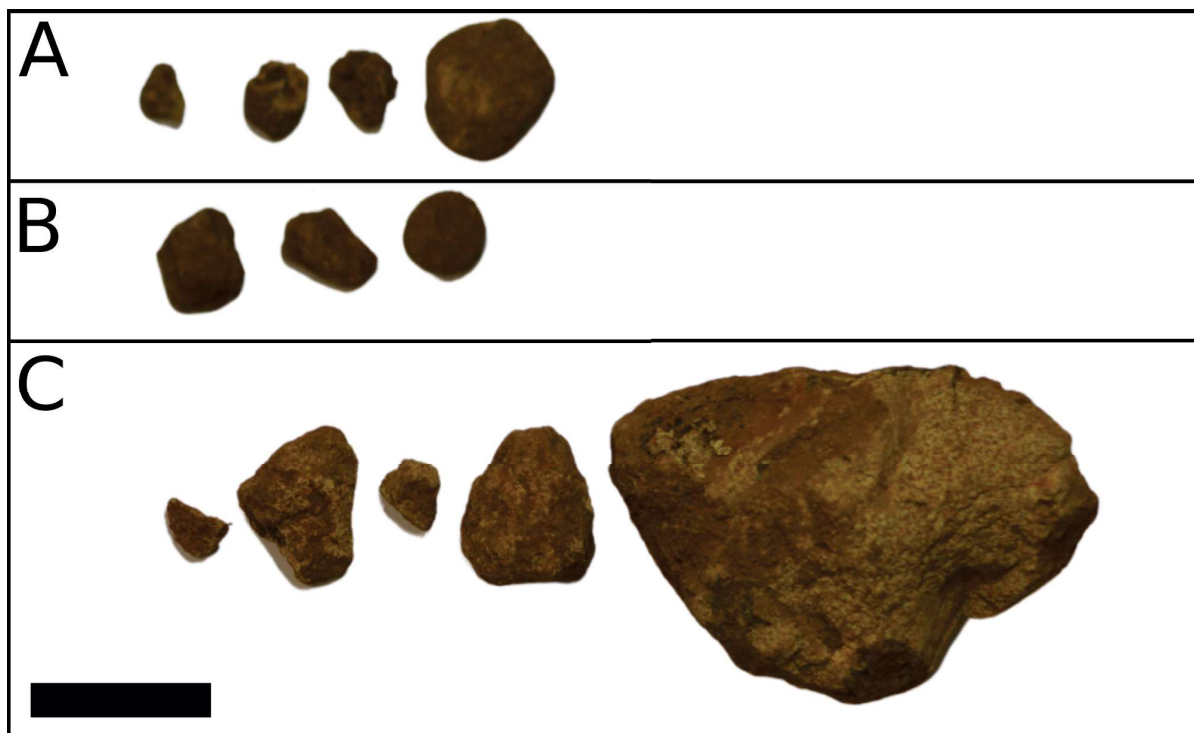
**APÊNDICE K – Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P1. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 60-70 cm e C) Profundidade de 100-110 cm. Escala: 2,5 cm.**



**APÊNDICE L - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P2. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 40-50 cm. C) Profundidade de 60-70 cm. D) Profundidade a 90-100. E) Profundidade de 140-150 cm. Escala: 2,5 cm**

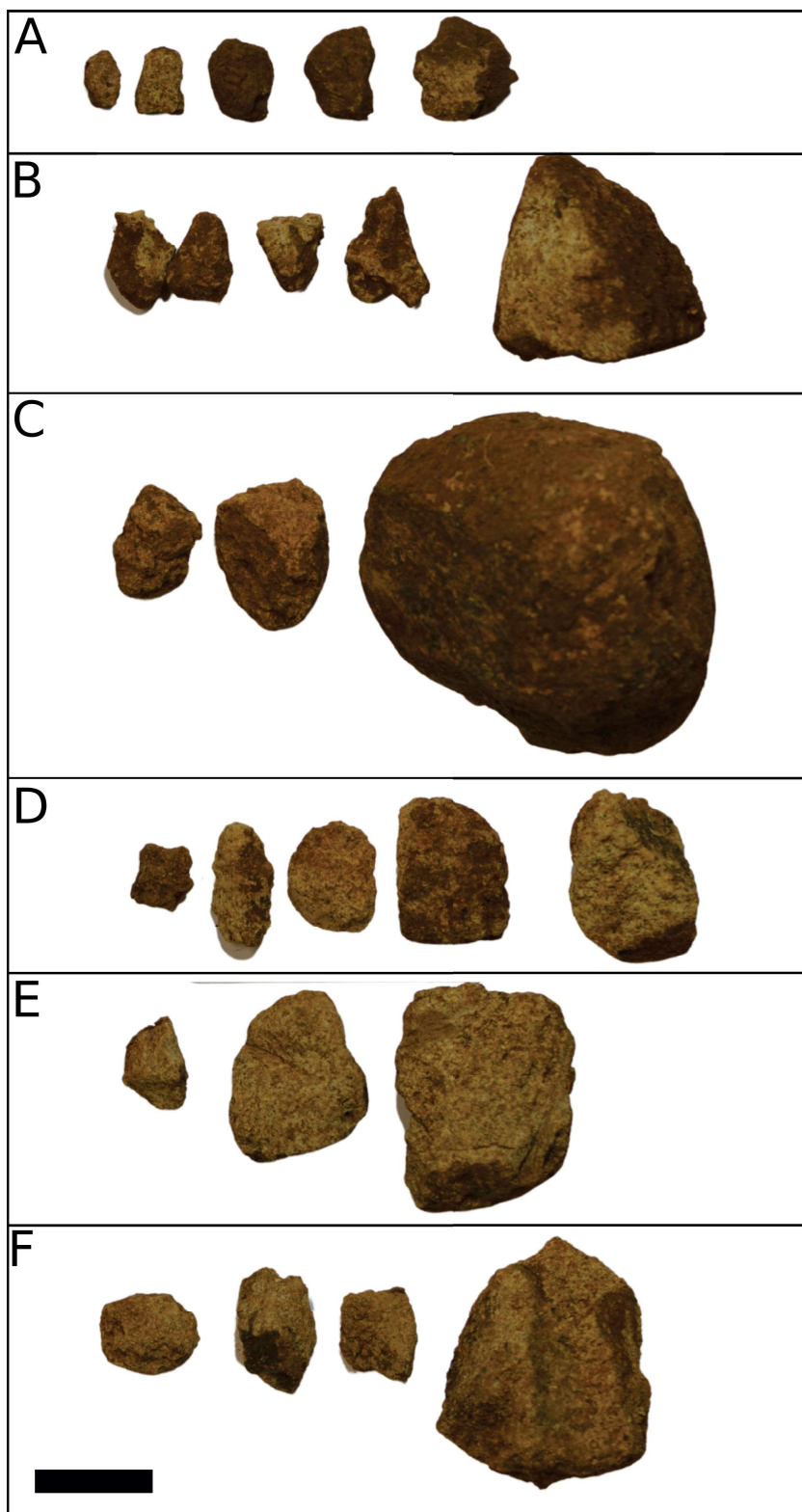


APÊNDICE M - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P3. A) profundidade de 20-30 cm. B) Profundidade de 80-90 cm. C) Profundidade de 120-130 cm. Escala: 2,5 cm.



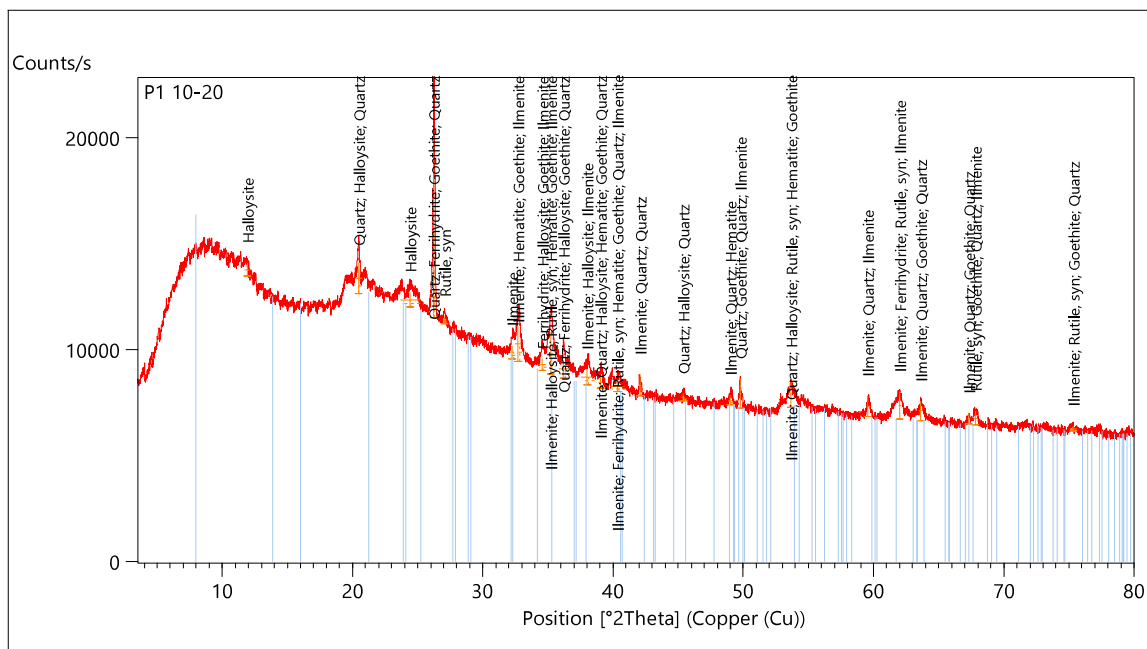
**APÊNDICE N - Clastos do arcabouço obtidas das amostras do P18. A) profundidade de 0-10 cm. B) Profundidade de 70-80 cm. C) Profundidade de 100-110 cm. D) Profundidade de 190-200. E) Profundidade de 280-290. F) Profundidade de 320-330.**

**Escala: 2,5 cm.**



## APÊNDICE N – Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 10-20

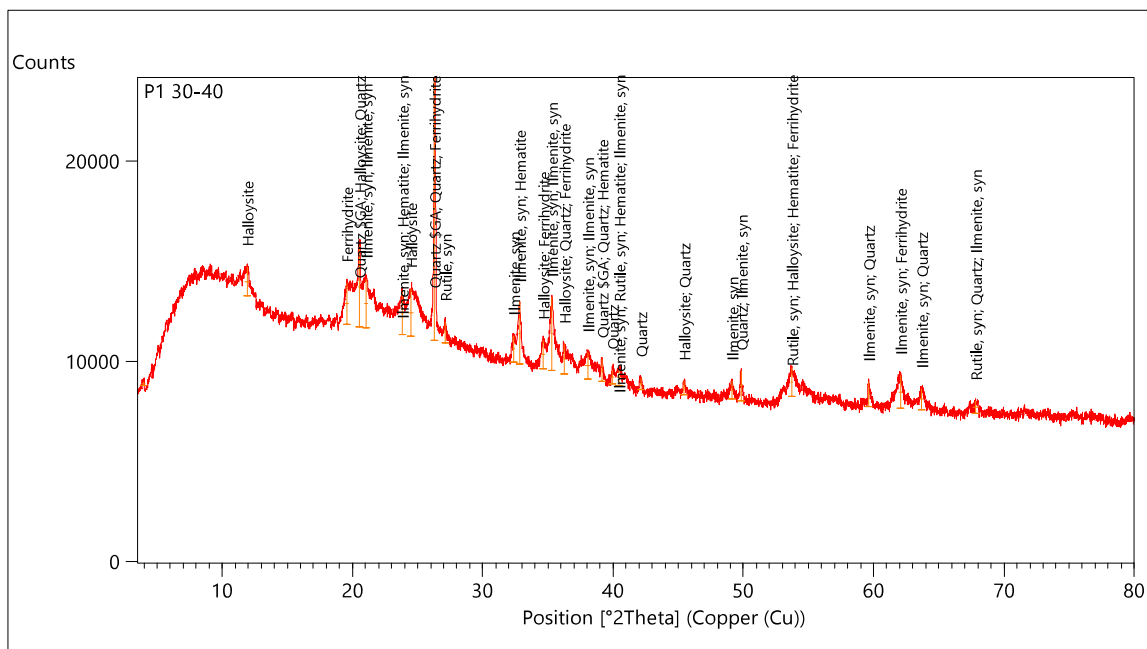
cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
96-900-0915	54	Ilmenite	0.000	0.206	Fe6.00 Ti6.00 O18.00
96-900-5032	45	Quartz	0.000	0.985	Si3.00 O6.00
96-901-1574	35	Ferrihydrite	0.000	0.200	Fe9.50 O16.00
00-013-0375	35	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.103	Al2 Si2 O5 (O H)4
01-076-0326	32	Titanium Oxide	0.000	0.097	Ti O2
01-088-2359	43	Iron Oxide	0.000	0.135	Fe2 O3
96-900-3077	16	Goethite	0.000	0.084	Fe4.00 O8.00
96-900-5022	27	Quartz	0.000	0.064	Si6.00 O6.00
96-900-7011	27	Ilmenite	0.000	0.102	Fe8.10 Ti3.90 O18.00

## APÊNDICE O - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 30-40

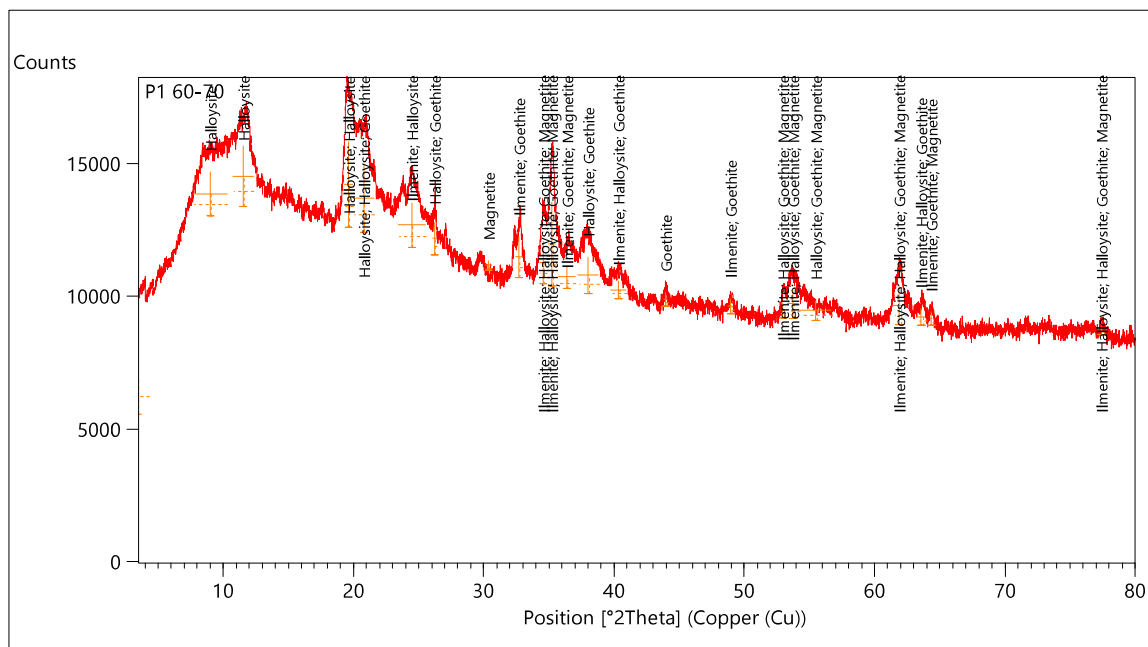
cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
01-075-1211	49	Iron Titanium Oxide	0.000	0.224	Fe Ti O3
01-089-8941	43	Silicon Oxide	0.000	1.019	Si O2
01-076-0324	40	Titanium Oxide	0.000	0.125	Ti O2
00-013-0375	38	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.175	Al2 Si2 O5 (OH)4
96-900-5022	37	Quartz	0.000	0.132	Si6.00 O6.00
01-088-2359	32	Iron Oxide	0.000	0.180	Fe2 O3
96-901-1573	18	Ferrihydrite	0.000	0.113	Fe9.74 O16.00
01-075-1208	33	Iron Titanium Oxide	0.000	0.153	Fe Ti O3

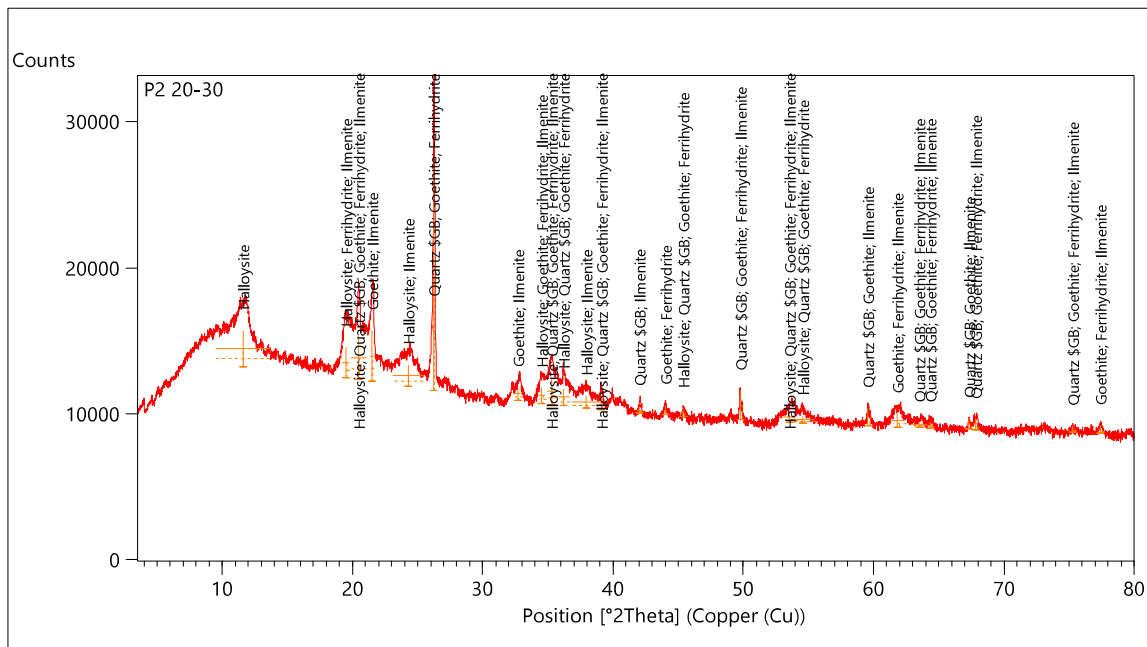


## APÊNDICE P - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P1 60-70 cm



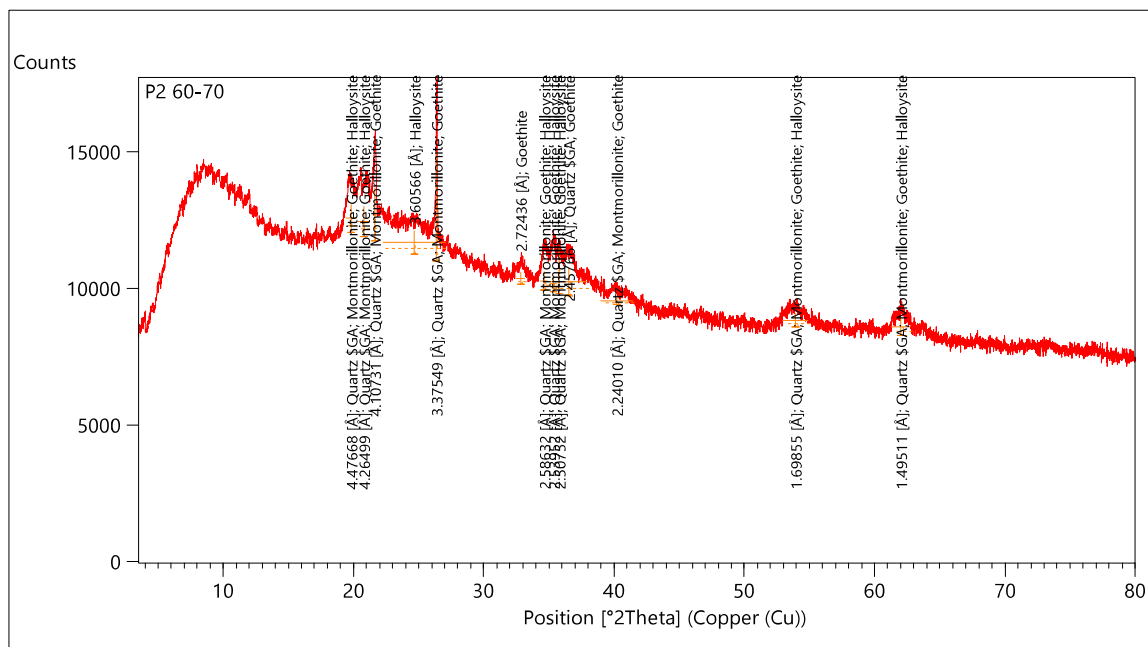
Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
00-003-0778	54	Iron Titanium Oxide	0.000	0.561	Fe +2 Ti O3
00-002-0229	46	Aluminum Silicate Hydrate	0.000	0.587	Al2 O3 !2 Si O2 !x H2O
00-002-0043	48	Aluminum Silicate Hydrate	0.000	0.466	Al2 O3 !2 Si O2 !4 H2O
96-901-6060	21	Goethite	0.000	0.256	O8.00 Fe4.00
01-089-0951	18	Iron Oxide	0.000	0.280	Fe3 O4

## APÊNDICE Q - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 20-30 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
00-013-0375	53	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.162	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
01-089-8942	36	Silicon Oxide	0.000	0.990	Si O <sub>2</sub>
96-901-1413	40	Goethite	0.000	0.135	Fe <sub>4.00</sub> O <sub>8.00</sub>
96-901-1573	30	Ferrihydrate	0.000	0.126	Fe <sub>9.74</sub> O <sub>16.00</sub>
96-900-0913	40	Ilmenite	0.000	0.106	Fe <sub>6.00</sub> Ti <sub>6.00</sub> O <sub>18.00</sub>

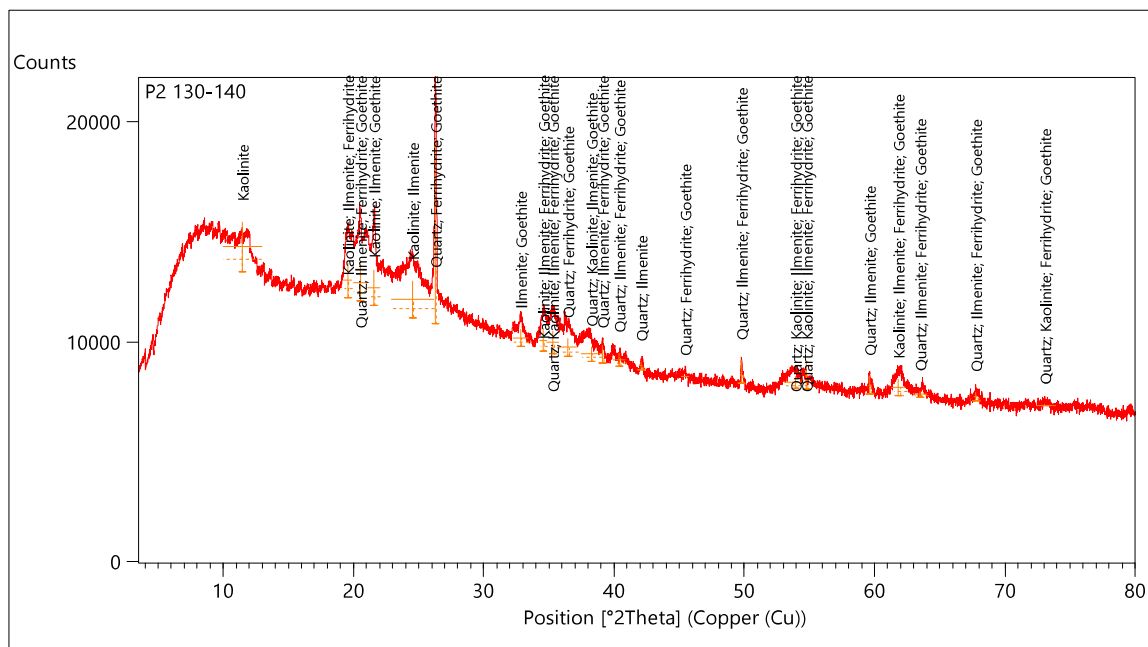
## APÊNDICE R - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 60-70 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
01-089-8941	21	Silicon Oxide	0.000	0.351	Si O <sub>2</sub>
00-012-0204	29	Sodium Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide Hydrate	0.000	0.232	N <sub>x</sub> (Al, Mg) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> !z H <sub>2</sub> O
00-001-0401	44	Iron Oxide Hydrate	0.000	0.255	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ! H <sub>2</sub> O
00-002-0233	42	Aluminum Silicate Hydrate	0.000	0.231	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> !2 Si O <sub>2</sub> !x H <sub>2</sub> O



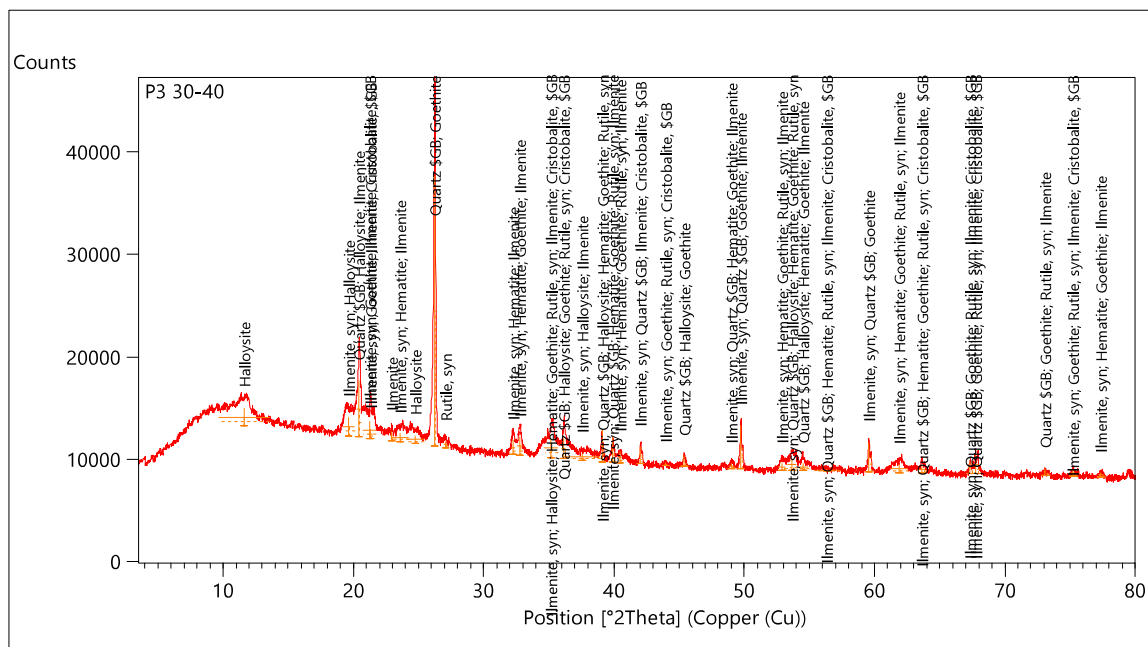
## APÊNDICE T - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P2 130-140 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
96-900-5033	36	Quartz	0.000	0.871	Si <sub>3.00</sub> O <sub>6.00</sub>
00-002-0204	49	Aluminum Silicate	0.000	0.108	( Al, Si ) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> ( O, O H) <sub>9</sub>
96-900-6975	42	Ilmenite	0.000	0.159	Fe <sub>8.40</sub> Ti <sub>3.60</sub> O <sub>18.00</sub>
96-901-1573	34	Ferrihydrite	0.000	0.139	Fe <sub>9.74</sub> O <sub>16.00</sub>
96-900-3077	45	Goethite	0.000	0.178	Fe <sub>4.00</sub> O <sub>8.00</sub>

## APÊNDICE U - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P3

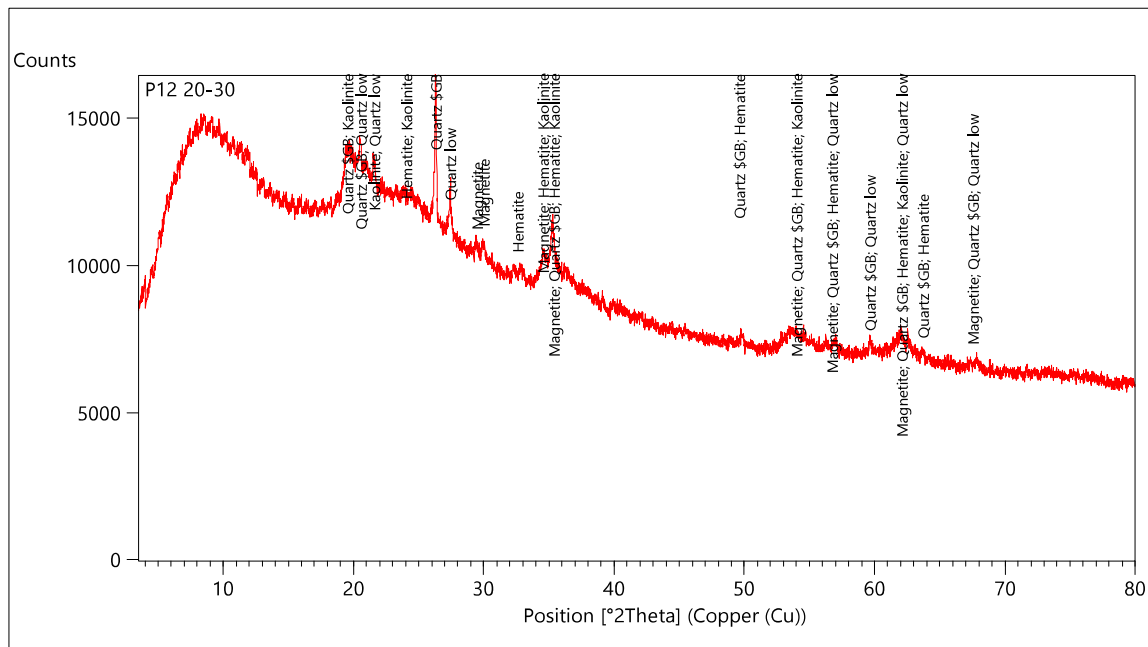
### 30-40



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
01-075-1211	46	Iron Titanium Oxide	0.000	0.087	Fe Ti O3
01-089-8951	39	Silicon Oxide	0.000	0.987	Si O2
00-013-0375	49	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.103	Al2 Si2 O5 ( O H )4
01-088-2359	45	Iron Oxide	0.000	0.064	Fe2 O3
96-901-1413	37	Goethite	0.000	0.091	Fe4.00 O8.00
01-076-0326	28	Titanium Oxide	0.000	0.048	Ti O2
96-900-0910	39	Ilmenite	0.000	0.061	Fe6.00 Ti6.00 O18.00
01-089-3435	29	Silicon Oxide	0.000	0.064	Si O2

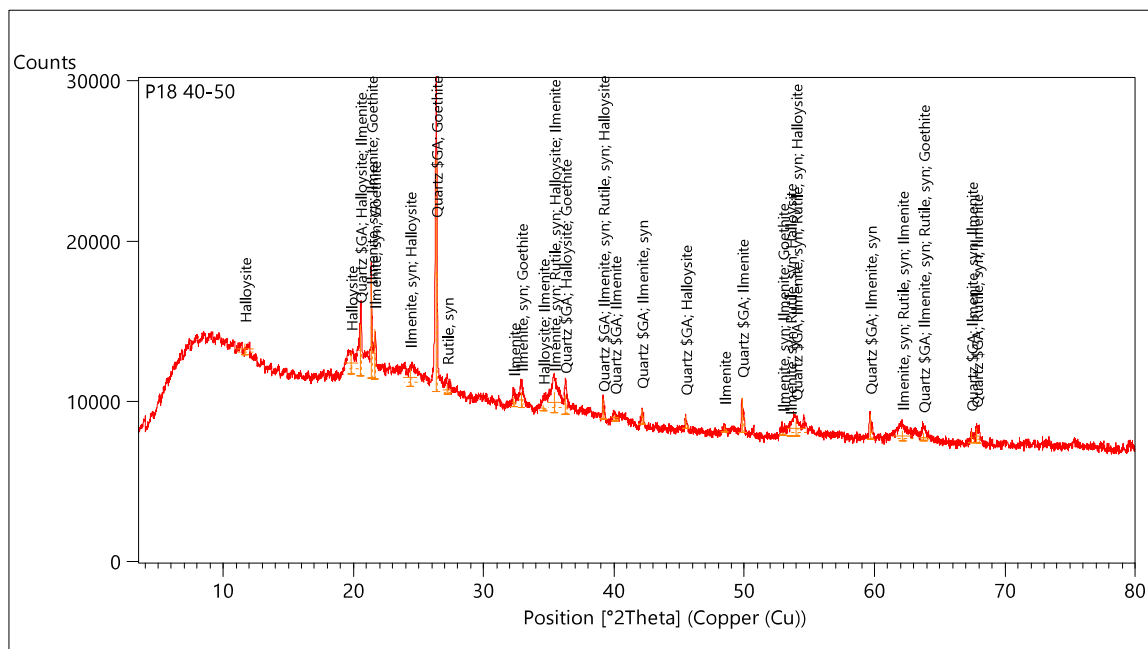


## APÊNDICE V - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P12 20-30 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
96-901-3534	42	Magnetite	0.000	0.425	Fe <sub>22.06</sub> Ti <sub>1.94</sub> O <sub>32.00</sub>
01-089-8951	24	Silicon Oxide	0.000	0.726	Si O <sub>2</sub>
01-088-2359	33	Iron Oxide	0.000	0.199	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
00-002-0204	34	Aluminum Silicate	0.000	0.177	( Al , Si ) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> ( O , O H ) <sub>9</sub>
01-085-0459	20	Silicon Oxide	0.000	0.276	Si O <sub>2</sub>

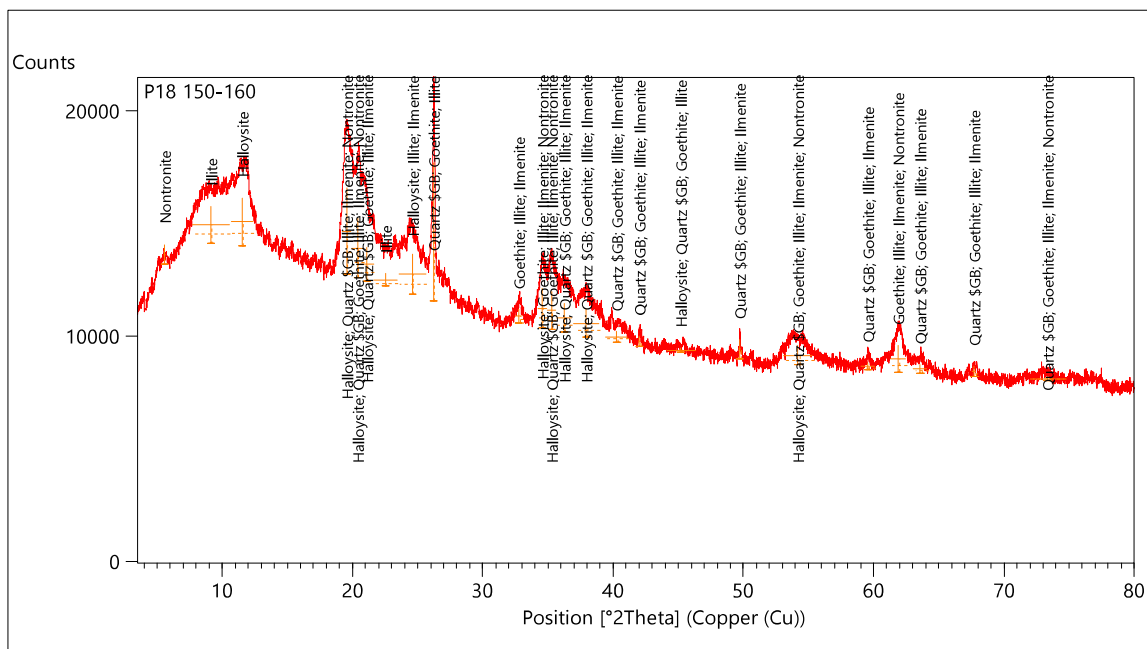
## APÊNDICE W - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P18 40-50 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
01-089-8940	47	Silicon Oxide	0.000	0.942	Si O2
01-075-1212	46	Iron Titanium Oxide	0.000	0.114	Fe Ti O3
01-076-0322	30	Titanium Oxide	0.000	0.083	Ti O2
00-013-0375	30	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.074	Al2 Si2 O5 (O H)4
96-900-0910	24	Ilmenite	0.000	0.049	Fe6.00 Ti6.00 O18.00
00-003-0251	34	Iron Oxide Hydroxide	0.000	0.071	Fe +3 O (O H)



## APÊNDICE Y - Difratoograma de raios-x e minerais identificados na amostra P18 150-160 cm



Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
00-013-0375	66	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.510	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
01-089-8942	32	Silicon Oxide	0.000	1.022	Si O <sub>2</sub>
96-900-3077	36	Goethite	0.000	0.279	Fe <sub>4.00</sub> O <sub>8.00</sub>
96-901-3719	34	Illite	0.000	0.332	K <sub>2.00</sub> Al <sub>4.00</sub> Si <sub>8.00</sub> O <sub>24.00</sub>
96-900-6977	34	Ilmenite	0.000	0.236	Fe <sub>8.40</sub> Ti <sub>3.60</sub> O <sub>18.00</sub>
00-002-0004	26	Iron Aluminum Silicate Hydrate	0.000	0.358	(Fe, Al) Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) ! H <sub>2</sub> O

## APÊNDICE Z – Mapas geomorfológicos da VGUR

