

Universidade Federal de Minas Gerais  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geografia

Mariana de Resende Machado

**INDICADORES PEDOGEOMORFOLÓGICOS DO  
ESTABELECIMENTO DE CONDIÇÃO PERIGLACIAL NA  
PENÍNSULA KELLER - ANTÁRTICA MARÍTIMA**

Defesa de Doutorado: Geografia

Belo Horizonte  
2020

Mariana de Resende Machado

**INDICADORES PEDOGEOMORFOLÓGICOS DO  
ESTABELECIMENTO DE CONDIÇÃO PERIGLACIAL NA  
PENÍNSULA KELLER - ANTÁRTICA MARÍTIMA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Geografia.

Área de concentração: Geografia e Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geografia Física

Orientador: Prof. Doutor Fábio Soares de Oliveira

Belo Horizonte  
2020

M149i  
2020 Machado, Mariana de Resende.  
Indicadores pedogeomorfológicos do estabelecimento de condição periglacial na Península Keller - Antártica Marítima [manuscrito] / Mariana de Resende Machado. – 2020.

190 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Fábio Soares de Oliveira.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2020.

Área de concentração: Geografia e Análise Ambiental.

Linha de Pesquisa: Geografia Física.

Inclui bibliografia.

Inclui apêndices.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Ciência do solo – Teses. 3. Solo congelado – Teses. I. Oliveira, Fábio Soares de. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



## ATA DA DEFESA DE TESE DA ALUNA MARIANA DE RESENDE MACHADO

Realizou-se, no dia 15 de maio de 2020, às 08:30 horas, por videoconferência, a defesa de tese, intitulada *Indicadores pedogeomorfológicos no estabelecimento de condição periglacial na Península Keller, Antártica Marítima*, apresentada por MARIANA DE RESENDE MACHADO, número de registro 2016665178, graduada no curso de GEOGRAFIA/DIURNO, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, à seguinte Comissão Examinadora: Prof. Fábio Soares de Oliveira - Orientador (UFMG), Prof. Antônio Pereira Magalhaes Junior (UFMG), Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer (UFV), Prof. Marcio Rocha Francelino (UFV), Profa. Rosemary Vieira (UFF).

A Comissão considerou a tese:

Aprovada

Reprovada

Finalizados os trabalhos, lavrei a presente ata que, lida e aprovada, vai assinada por mim e pelos membros da Comissão.

Belo Horizonte, 15 de maio de 2020.

Prof. Fábio Soares de Oliveira ( Doutor )

Prof. Antônio Pereira Magalhaes Junior ( Doutor )

Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer ( Doutor )

Prof. Marcio Rocha Francelino ( Doutor )

Profa. Rosemary Vieira ( Doutora )

*“If I have seen further it is by standing on the shoulders of Giants.”*

*ISAAC NEWTON, carta para Robert Hooke, 1676.*

Dedico aos gigantes da ciência, especialmente a brasileira, que permitem que nós como eu tenham a oportunidade de vislumbrar o horizonte ao nos oferecer seus ombros. Ombros muitas vezes sustentados por criatividade e sacrifício pessoal num cenário que pouco os valoriza.

## AGRADECIMENTOS

Ao fazer meus agradecimentos aos envolvidos na concepção, construção e finalização deste trabalho queria salientar que não só agradeço, como também reconheço que sem a participação coletiva esta tese de doutoramento, que se diz autoral e individual, não seria produzida. Não trabalhei sozinha.

Sua concepção, quase 20 anos de amadurecimento, não foi ideia minha. É ideia de um grupo, de um coletivo de pesquisa chefiado pelo Prof. Carlos Schaefer. Por partilhar essa ideia e por me dar a oportunidade de desenvolvê-la, eu te agradeço.

Por me ensinar a trilhar o caminho da pesquisa científica com os passos atrelados aos da educação, eu te agradeço Prof. Fábio Oliveira. Se não bastasse todas as oportunidades, apoio financeiro, científico e emocional, percebo hoje que todo o processo de orientação foi um processo de aprendizado (meu) e construído sempre com palavras de incentivo, confiança e compreensão.

Tão envolvidos com a pesquisa quanto meu orientador estão os meus pais e minha irmã. Juliana com nossos debates e lamúrias virtuais e por me fazer companhia em locais incríveis que consegui bibliografias e inspirações que desconhecia, como na BnF - Bibliothèque nationale de France e na Bibliothèque de Géosciences et Environnement de Sorbonne Université – Pierre et Marie Curie. Sempre guardarei minhas carteirinhas com carinho e esperança de um dia poder retornar. Ao meu pai agradeço por todo apoio logístico. Comigo ele rodou milhares de quilômetros para levar e buscar amostras e como se não bastasse, também foi o preparador de amostra oficial. À minha mãe tenho que agradecer por 4 análises realizadas nesta tese. Duas com o apoio financeiro e uma com o apoio operacional. Toda a parte de titulação do fracionamento de matéria orgânica fizemos juntas, as vezes ficando das 8 da manhã até 23 da noite no laboratório. E por esses momentos, digo que não há privilégio maior. A 4ª eu agradeço a indicação do Prof. Cleverson que em muito contribuiu com as análises estatísticas.

Ao Fabrício Lisboa atribuo a responsabilidade por diversas horas empreendidas no excel e no QGis, mesmo que em tentativas frustradas, para realização de geoestatística. Também foi com o auxílio dele que processamos em três dias o raster de radiação solar. Mas com sinceridade o que sou mesmo grata é a partilha de todos esses anos. A você transmito o meu mais querido sentimento de gratidão. Por todo carinho, cuidado, compreensão e felicidade.

Ainda na matéria orgânica, agradeço imensamente o auxílio e dedicação da Profa. Caroline Delpupo e da Angêlica Ladeira. Fizemos o fracionamento em semanas de muito sacrifício, trabalho e diversão. Sem elas tal análise jamais seria possível de ser realizada. Obrigada por tornar tudo mais leve.

Ao Daví Lopes devo os meus agradecimentos por ser meu apoio logístico e operacional em Viçosa. Química, granulometria e mineralogia só constam como resultado devido à sua participação. Os mosaicos com as fotomicrografias eu fiz por intermédio do William Fortes. William não só me ensinou a maneira mais prática de fazer os mosaicos como me acompanhou durante as seções em que fotografava na UFOP. Alcione Milagres também teve uma parcela de participação nas lâminas finais, pegando a chave e permanecendo no laboratório para que eu, vinda de outra Universidade, pudesse utilizar o microscópio sem problemas. À Renata Jordan sou imensamente grata por nossas conversas na sede do Geodiverso no Museu, ainda em 2018. Na ocasião estávamos mexendo no ImageJ, mas foi a partir daquele dia que eu resolvi investir nos índices de arredondamento e me aprofundar de fato no Jmicro para fazer um pouco de micromorfometria. Sozinha também não seria capaz de descrever petrograficamente minhas lâminas infestadas de rocha, e Matheus Lacerda e Jonas Silveira foram os responsáveis por compartilhar conhecimento e dias no microscópio.

Absolutamente nada seria feito sem o trabalho de campo. E, em agradecimentos formais, CNPq, Capes e PROANTAR pelo financiamento, Marinha do Brasil pelo apoio logístico, e Projeto Terrantar pela acolhida. A Antártica é especial para mim muito por ter partilhado tal vivência com vocês, Fábio Soares, Pedro Almeida, Bruno Monteiro e nosso querido alpinista Machado. Nossa estadia foi marcada por uma convivência pautada na cumplicidade, respeito e sintonia incrível.

Aos amigos de pós, de trado, de pedogeo, de geodiverso agradeço a convivência, as experiências e o crescimento em conjunto. Dentre eles Lílian Coeli, Alcione Milagres e Henrique Machado que sempre dividiram angústias e vitórias, e são fonte inesgotável de amizade, inspiração e admiração. No IGC (e aqui se insere não só a instituição, mas especialmente os profissionais que a compõe) tive o privilégio de permanecer durante os 10 últimos anos e foram anos que me moldaram para o que hoje penso ser o fazer e ensinar Geografia. Aos técnicos dos laboratórios, Fernando, Hêlvio, Breno agradeço por toda a disponibilidade durante minha estadia constante.

## BIOGRAFIA



MARIANA DE RESENDE MACHADO, filha de Adelmo Eustáquio Machado e Ana Maria de Resende Machado. Natural de Belo Horizonte, Minas Gerais. Formada no Ensino Fundamental e Médio no Colégio Santa Rita de Cássia, Belo Horizonte - MG.

No ano de 2010 matriculou-se no curso de graduação em Geografia na Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Tornou-se Bacharel em Geografia em 2013. Em 2014, iniciou a modalidade de Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Geografia e Análise Ambiental pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Obteve título de Mestre em 2015. Em 2016, iniciou a modalidade de Doutorado no Programa de Pós-Graduação em Geografia e Análise Ambiental pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.



## RESUMO

A Antártica Marítima é um reconhecido domínio periglacial, e este estudo tem como questão norteadora se é possível reconhecer na sua paisagem, a partir de indicadores multiescalares, o estabelecimento desta condição periglacial não só a partir dos efeitos da ação do gelo, mas também dos fatores e processos azonais. O estudo foi desenvolvido na Península Keller, na Ilha Rei George, que reúne as condições necessárias a este estudo. Trata-se de uma área em que: i) o recuo holocênico do glaciário ocorreu gradativamente, expondo a área da Península, ii) a distribuição espacial dos solos e relevo é conhecida e dispõe de um expressivo acervo de dados e bases cartográficas, iii) ocorre a exposição de rochas e formas de relevo semelhantes e, iv) a colonização biológica vegetal e de microrganismos é uma realidade e marca importantes aspectos de suas paisagens. O objetivo do estudo foi analisar o papel de fatores azonais, com destaque para o tempo, a colonização biológica e a diversidade litológica, no estabelecimento de condições periglaciais na paisagem da Península Keller e identificar os indicadores em distintas escalas espaço-temporais capazes de demonstrar esse papel e sua associação com a ação do gelo. A estrutura de tese inclui um capítulo teórico, balizado por revisões de literatura, e capítulos onde são apresentados os resultados de investimentos de campo e laboratório. O capítulo 2 aborda os processos, formas e principais questões sobre as áreas polares livres de gelo, representadas pelos ambientes proglacial, paraglacial e periglacial. O capítulo 3 se dedica à análise de quatro superfícies geomórficas, em posição de cimeira, compondo uma sequência entre o glaciário e a extremidade sul. Nessas superfícies foram avaliados padrões internos de relevo, grau de desenvolvimento dos solos, cobertura vegetal e arranjos microestruturais, de maneira a verificar a existência de uma sequência de consolidação das condições periglaciais de sul para norte. No capítulo 4 foi realizado um estudo micromorfológico dos solos da Península, buscando elucidar a gênese e formação de microestruturas e relações com a paisagem periglacial. Como principais resultados obtidos, destacamos: i) o modelo cronológico de evolução Norte-Sul das superfícies, que possuem inter-relações marcadas por similaridades, como o posicionamento geográfico, os pavimentos pedregosos, a ação do gelo, a assembléia mineralógica dos solos e o predomínio da fração húmica na composição da matéria orgânica, e especificidades locais responsáveis por modificar gradativamente sua geodinâmica, o que, com o passar do tempo, imprimiram nos solos divergências complexas e definitivas, sendo elas: a presença do *permafrost*, as mudanças composicionais litológicas e a colonização biológica; ii) o modelo evolutivo não linear e não cronológico das microestruturas nos solos, que marca com clareza as trajetórias evolutivas da paisagem através da sua diversidade e interações (grãos com capeamentos, vesicular, planar/lenticular, em blocos, granulares e grumos). Concluímos a tese reafirmando a importância de considerar tais fatores azonais e seu consórcio com a ação do gelo na composição das paisagens periglaciais, principalmente da colonização biológica que, em nosso entendimento, insere mudanças fundamentais na paisagem da Antártica Marítima.

Palavras-chave: Periglacial. Paraglacial. Antártica Marítima. Pedogeomorfologia. Micromorfologia de solos.

## ABSTRACT

Antarctic Maritime is a recognized periglacial domain, and this study has as a question whether it is possible to recognize in its landscape, using multiscale indicators, the establishment of this periglacial condition based on azonal factors and processes, and not only by the frost action, as is normally done. The study was developed at Peninsula Keller, on King George Island, which meets the conditions necessary for this study. It is an area in which: i) the holocenic glacier retreat occurred gradually, exposing the area of the Peninsula, ii) the spatial distribution of soils and relief is known and has an expressive collection of data and cartographic bases, iii) there is the exposure of rocks and similar forms of relief and, iv) the biological colonization of plants and microorganisms is a reality and marks important aspects of their landscapes. The objective of the study was to analyze the role of azonal factors, with emphasis on time, biological colonization and lithological diversity, in the establishment of periglacial conditions in the landscape of the Peninsula Keller and to identify the indicators in different space-time scales capable of demonstrating this role and its association with the frost action. The thesis structure includes a theoretical chapter, guided by literature reviews, and chapters where the results of field and laboratory investments are presented. Chapter 2 deals with the processes, forms and main questions about the ice-free polar areas, represented by the proglacial, paraglacial and periglacial environments. Chapter 3 is dedicated to the analysis of four geomorphic surfaces, in a summit position, composing a sequence between the glacier and the southern tip. On these surfaces, internal relief patterns, development soil degree, vegetation cover and microstructural arrangements were evaluated, in order to verify the existence of a sequence of consolidation of periglacial conditions from south to north. In chapter 4, a soil micromorphological study was carried out, seeking to elucidate the genesis and formation of microstructures and relationships with the periglacial landscape. As main results obtained, we highlight: i) the chronological model of North-South evolution of the surfaces, which have interrelations marked by similarities, such as geographic positioning, stony pavements, the frost action, the soil mineralogical assembly and the predominance of the humine fraction in the organic matter composition, and local specificities responsible for gradually modifying its geodynamics, which, over time, imprinted complex and definitive divergences on the soils, namely: the presence of permafrost, lithological and compositional changes by biological colonization; ii) the nonlinear and non-chronological evolutionary model of microstructures in soils, which clearly marks the evolutionary trajectories of the landscape through its diversity and interactions (grains with capping, vesicular, planar / lenticular, in blocks, granules and lumps). We conclude the thesis by reaffirming the importance of considering such azonal factors and their association with the frost action in the periglacial landscapes, mainly of biological colonization, which, in our understanding, inserts fundamental changes in the landscape evolution of Maritime Antarctica.

**Keywords:** Periglacial, Paraglacial, Maritime Antarctic, Soil geomorphology, Soil micromorphology.

## LISTA DE FIGURAS

### INTRODUÇÃO GERAL

**Figura 1.1** – Mapa de localização da Península Keller na Ilha Rei George – Arquipélago das Shetlands do Sul, Antártica Marítima.....3

### CAPÍTULO 1 - PAISAGENS POLARES NÃO GLACIAIS (PROGLACIAL, PARAGLACIAL E PERIGLACIAL): REVISÃO DE CONCEITOS E CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA PEDOGOMORFOLÓGICA BRASILEIRA

**Figura 1.2** – Bloco diagrama do desenvolvimento das formas típicas de paisagem de contato com o gelo e ambiente proglacial.....8

**Figura 1.3** – Bloco diagrama das formas típicas da paisagem paraglacial.....12

**Figura 1.4** – Bloco diagrama das formas típicas da paisagem periglacial e proposta de monitoramento dos processos.....18

**Figura 1.5** – Modelo conceitual da evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial em relação às mudanças climáticas ao longo tempo.....23

**Figura 1.6** – Proposta de novo Modelo conceitual da evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial em relação às mudanças climáticas ao longo tempo.....27

### CAPÍTULO 2 – EVOLUÇÃO PEDOGOMORFOLÓGICA DE SUPERFÍCIES DE CIMEIRA A PARTIR DE UMA CRONOSSEQUÊNCIA NA PENÍNSULA KELLER – ANTÁRTICA MARÍTIMA

**Figura 2.1** – Localização das superfícies (S), perfis de solo (P) e afloramentos de rochas (R) estudados na Península Keller, Ilha Rei George, Antártica Marítima.....45

**Figura 2.2** – Exemplo do método de classificação de imagem e do resultado da classificação com todos os índices que atestam a acurácia e precisão da classificação realizada.....47

**Figura 2.3** – Croqui com modelo digital de elevação em 3D da Península Keller, Antártica Marítima, com a delimitação das superfícies geomórficas e fotografias representativas dessas, dos perfis de solos associados e dos padrões de cobertura.....53

**Figura 2.4** – Difratogramas representativos da assembleia mineralógica dos perfis das quatro superfícies, P1 a P4, estudados na Península Keller, Antártica Marítima.....54

**Figura 2.5** – Fotomicrografias representativas das principais microestruturas e micromorfometria dos quatro perfis de solos estudados na Península Keller, Antártica Marítima.....58

**Figura 2.6** – Fotografia ilustrativa da saturação da superfície e de lentes de gelo superficial.....66

**Figura 2.7** – Aspectos macro e microscópicos das rochas afetadas por sulfetos na sequência R1 – R2 – R3, respectivamente próximas às superfícies S1 – S2 – S3, Península Keller, Antártica Marítima.....72

**Figura 2.8** – Análise de agrupamento e dendograma da composição química por Microsonda Eletrônica de 269 pontos nas rochas R1, R2 e R3, evidenciando 7 grupos principais de feições. As imagens de elétrons retroespalhados contém a indicação representativa do aspecto morfológico das feições.....75

**Figura 2.9** – Gráfico de cargas fatoriais da análise de componentes principais (correlação 81,6%) para os dados de granulometria, frações orgânicas, carbono orgânico e fluorescência de raio-x e

Dendrograma das regiões a partir de variáveis padronizadas, medida de distância Euclidiano e método de ligação único.....76

**Figura 2.10** - Gráfico de cargas fatoriais da análise de componentes principais (correlação 77,8%) para os dados de granulometria, frações orgânicas, carbono orgânico e ICP-OES e gráfico dos escores da análise de componentes principais.....77

**Figura 2.11** – Croqui com modelo digital de elevação em 3D da Península Keller, Antártica Marítima, perfis topográficos das vertentes voltadas para oeste das superfícies e indicação de processos e fatores atuantes.....91

### CAPÍTULO 3 – GÊNESE E DIVERSIDADE DE MICROESTRUTURAS EM SOLOS SOB DOMÍNIO PERGLACIAL DA PENÍNSULA KELLER, ILHA REI GEORGE – ANTÁRTICA MARÍTIMA

**Figura 3.1** – Localização dos perfis analisados na Península Keller – Ilha Rei George.....107

**Figura 3.2** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo em grãos com ou sem capeamento.....112

**Figura 3.3** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....113

**Figura 3.4** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural vesicular e cavitária.....118

**Figura 3.5** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....119

**Figura 3.6** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural planar e lenticular.....123

**Figura 3.7** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....124

**Figura 3.8** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural em blocos.....130

**Figura 3.9** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....131

**Figura 3.10** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural granular.....137

**Figura 3.11** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....138

**Figura 3.12** – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural em grumos.....144

**Figura 3.13** – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....145

**Figura 3.14** – Fotomicrografias representativas dos solos e prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.....151

**Figura 3.15** – Imagens de elétrons retroespalhados e respectivos mapas microquímicos obtidos em Microsona Eletrônica representativos do processo do crescimento da vegetação e aporte orgânico nas crostas mistas associado à expansão da rede de fraturas nos fragmentos líticos (1 a 4), e três tipos de grumos, sendo Tipo 1 = pelotas fecais, Tipo 2 = grumos com talos e fibras de musgos e Tipo 3 = grumos com matéria orgânica humificada. Nos mapas microquímicos, a graduação de cores indica a maior ou menor presença do elemento químicos assinalo na legenda do canto superior esquerdo.....154

<b>Figura 3.16</b> – Mapa de declividade da Península Keller.....	156
<b>Figura 3.17</b> – Mapa hipsométrico com interpretação da direção e comportamento preferencial dos fluxos superficiais da Pensínsula Keller.....	157
<b>Figura 3.18</b> - Mapa de distribuição da radiação solar média por ano na Península Keller.....	161
<b>Figura 3.19</b> – Prancha síntese com modelo evolutivo das microestruturas da Península Keller – Antártica Marítima.....	172

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

<b>Figura 4.1</b> – Modelo síntese do estabelecimento de condição periglacial considerando as características da superfície, o desenvolvimento dos horizontes do solo, os processos e as microestruturas.....	185
---	-----

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO 1 - PAISAGENS POLARES NÃO GLACIAIS (PROGLACIAL, PARAGLACIAL E PERIGLACIAL): REVISÃO DE CONCEITOS E CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA PEDOGIOMORFOLÓGICA BRASILEIRA

**Tabela 1.1** – As principais características de água de degelo e sedimentos em áreas deglaciadas.....14

### CAPÍTULO 2 – EVOLUÇÃO PEDOGIOMORFOLÓGICA DE SUPERFÍCIES DE CIMEIRA A PARTIR DE UMA CRONOSSEQUÊNCIA NA PENÍNSULA KELLER – ANTÁRTICA MARÍTIMA

**Tabela 2.1** – Descrição geral das Superfícies estudadas .....52

**Tabela 2.2** – Classificação da cobertura das superfícies estudadas.....52

**Tabela 2.3** – Granulometria (percentual) e cor dos perfis estudados.....54

**Tabela 2.4** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos das superfícies estudadas.....57

**Tabela 2.5** – Atributos químicos, mineralógicos e fracionamento da matéria orgânica dos solos.....60

**Tabela 2.6** – Composição química total por FRX e índices de intemperismo dos solos das superfícies estudadas.....61

**Tabela 2.7** – Composição química total por ICP-OES dos solos das superfícies estudadas.....63

**Tabela 2.8** – Composição química média (n = 2) por FRX (elementos expressos em % de óxidos) ICP-OES (elementos expressos em mg/kg) das rochas sulfetadas em afloramentos próximos às superfícies estudadas.....72

### CAPÍTULO 3 – GÊNESE E DIVERSIDADE DE MICROESTRUTURAS EM SOLOS SOB DOMÍNIO PERGLACIAL DA PENÍNSULA KELLER, ILHA REI GEORGE – ANTÁRTICA MARÍTIMA

**Tabela 3.1** – Relação geral dos perfis analisados.....108

**Tabela 3.2** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com grãos com ou sem capeamentos.....110

**Tabela 3.3** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura vesicular e cavitária.....117

**Tabela 3.4** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura planar e lenticular.....122

**Tabela 3.5** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura em blocos.....128

**Tabela 3.6** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura granular.....135

**Tabela 3.7** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura em grumos.....141

**Tabela 3.8** – Síntese dos atributos micromorfológicos das amostras superficiais em áreas de solos fosfatizados (AF) e sulfatados (AS).....148

<b>Tabela 3.9</b> – Composição química média, obtida por análises pontuais em Microsonda Eletrônica, de pelotas fecais (1 a 5), talos de musgos (6 a 9) e matéria orgânica humificada (10 a 12) nos grumos presentes nas crostas mistas. As feições analisadas estão indicadas nas imagens de elétrons retroespalhados da Figura 3.15.....	155
<b>Tabela 3.10</b> – Dias de descongelamento e congelamento de alguns perfis e profundidades na Península de Keller, Antártica Marítima.....	162
<b>Tabela 3.11</b> – Tabela síntese de microestruturas e relação com outros fatores da paisagem do local de sua ocorrência.....	170

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

<b>Tabela 4.1</b> – Síntese dos atributos indicadores do papel do tempo no estabelecimento das condições periglaciais na paisagem da Península Keller, Antártica Marítima.....	186
--	-----

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>8</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>9</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>12</b>
<b>INTRODUÇÃO GERAL</b> .....	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO 1 - PAISAGENS POLARES NÃO GLACIAIS (PROGLACIAL, PARAGLACIAL E PERIGLACIAL): REVISÃO DE CONCEITOS E CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA PEDOGEO MORFOLÓGICA BRASILEIRA.....</b>	<b>5</b>
1.1 Introdução .....	5
1.2 Proglacial – a paisagem às margens do glaciar .....	7
1.3 Paraglacial - a trajetória instável de uma paisagem deglaciada .....	9
1.4 Periglacial - produtos da interação entre os processos azonais e do <i>frost action</i> .....	15
1.5 Interação dos três conceitos no espaço e no tempo .....	22
1.6 As contribuições da pesquisa brasileira na interface solo-relevo na Antártica .....	24
1.7 Considerações finais.....	28
1.8 Referências.....	29
<b>CAPÍTULO 2 – EVOLUÇÃO PEDOGEO MORFOLÓGICA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS NA PENINSULA KELLER – ANTÁRTICA MARÍTIMA.....</b>	<b>39</b>
2.2.1 Introdução .....	39
2.3 Materiais e Métodos.....	43
2.3.1 Área de estudos, superfícies e coleta de amostras.....	43
2.3.2 Análise das superfícies a partir das suas formas e padrões de cobertura .....	46
2.3.3 Análises dos perfis de solos nas superfícies .....	47
2.3.4 Análises da alteração de rochas sulfetadas próximas às superfícies .....	51
2.3 Resultados .....	52
2.4.1 Superfície 1 .....	55
2.4.2 Superfície 2 .....	59
2.4.3 Superfície 3 .....	64
2.4.4 Superfície 4 .....	68
2.4.5 Sequência de rochas sulfetadas .....	70
2.4.6 Análises estatísticas.....	74
2.5 Discussão.....	78
2.5.1 Similaridades entre as superfícies .....	78
2.5.2 Geodinâmica e cronologia evolutiva das superfícies .....	83
2.6 Considerações Finais.....	93
2.7 Referências.....	94



<b>CAPÍTULO 3 – MICROPEDOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM A PAISAGEM PERIGLACIAL DA PENÍNSULA KELLER, ILHA REI GEORGE – ANTÁRTICA MARÍTIMA.....</b>	<b>103</b>
3.1    Introdução .....	103
3.2    Materiais e Métodos .....	104
3.2.1    Área de estudos, coleta e localização das amostras.....	104
3.2.2    Análises micromorfológicas, micromorfométricas e microquímicas.....	106
3.2.3    Análises de parâmetros das vertentes e pedoclimáticos .....	109
3.3    Resultados .....	110
3.3.1    Micromorfologia dos perfis de solos.....	110
3.3.1.1    Microestretura Mônica ou Quito-Mônica Básica (grãos sem ou com capeamentos)	110
3.3.1.2    Microestrutura vesicular.....	116
3.3.1.3    Microestrutura planar/prismática e lenticular.....	121
3.3.1.4    Microestrutura em blocos.....	128
3.3.1.5    Microestrutura granular.....	134
3.3.1.6    Microestrutura em grumos .....	141
3.3.2    Micromorfologia dos solos sulfetados e fosfatizados .....	146
3.3.3    Análise microquímica das microestruturas de origem biológica .....	152
3.3.4    Contexto morfológico das vertentes, dinâmica dos fluxos superficiais e aspectos pedoclimáticos.....	155
3.4    Discussão.....	162
3.4.1    Microestruturas, ação do gelo e fatores azonais.....	163
3.4.2    Gênese das microestruturas em interação com o estabelecimento da paisagem periglacial.....	171
3.5    Considerações Finais.....	176
3.6    Referências Bibliográficas .....	177
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>184</b>
<b>APÊNDICES.....</b>	<b>189</b>

## INTRODUÇÃO GERAL

Algumas áreas do planeta são geomorfológica e pedologicamente submetidas a eficientes processos holocênicos derivados da ação do congelamento e descongelamento da água. Nessas áreas a ação do gelo (*frost action*), a presença de *permafrost* e seus processos correlatos são critérios definidores de ambientes periglaciais (SLAYMAKER, 2011).

O *permafrost* é um conceito térmico e denota substratos (solo, rocha ou sedimentos) em subsuperfície que permanecem a 0° C ou abaixo por no mínimo dois anos. A Pedologia e a Geomorfologia, por seu turno, estão preocupadas com os solos e relevos para além daqueles controlados unicamente pela temperatura (FRENCH & THORN, 2006). A responsabilidade na formação de variadas formas e na alteração dos materiais nos ambientes periglaciais atribuída somente ao *frost action* tem sido cada vez mais questionada (THORN, 1988; THORN, 1992; HALL, 1995 ANDRÉ, 2003; FRENCH & THORN, 2006; ANDRÉ, 2009; FRENCH, 2018).

As formas e os materiais nas áreas periglaciais são complexos e devem ser compreendidas como produtos de fatores diversos, incluindo aqueles que atuam em qualquer parte do planeta. Esses fatores podem ser considerados como azonais e incluem: o tempo de exposição à determinadas condições ambientais, a diversidade litoestrutural, a natureza e organização das formações superficiais, a colonização biológica, a atuação de agentes como vento, precipitação, canais fluviais e atividade marinha. Tanto a realidade da ação do gelo, quanto sua posição numa hierarquia de processos interoperando em diferentes intensidades ao longo do tempo, são vitais no entendimento dessas paisagens e representa uma lacuna sob a qual as pesquisas ainda precisam se debruçar (ANDRÉ, 2003).

Considerando a Antártica Marítima como um reconhecido domínio periglacial do planeta, este estudo tem como questão norteadora o interesse de saber se é possível reconhecer na sua paisagem, a partir de indicadores multiescalares, o estabelecimento de uma condição periglacial que reflita não só os efeitos do *frost action*, mas também dos fatores e processos azonais.

Questionamentos científicos dessa natureza prescindem da seleção de áreas representativas do contexto regional (neste caso, a Antártica Marítima) para que os estudos sejam realizados. Neste contexto, a Península Keller apresentou as condições favoráveis para o desenvolvimento desta pesquisa, pois reúne numa área de

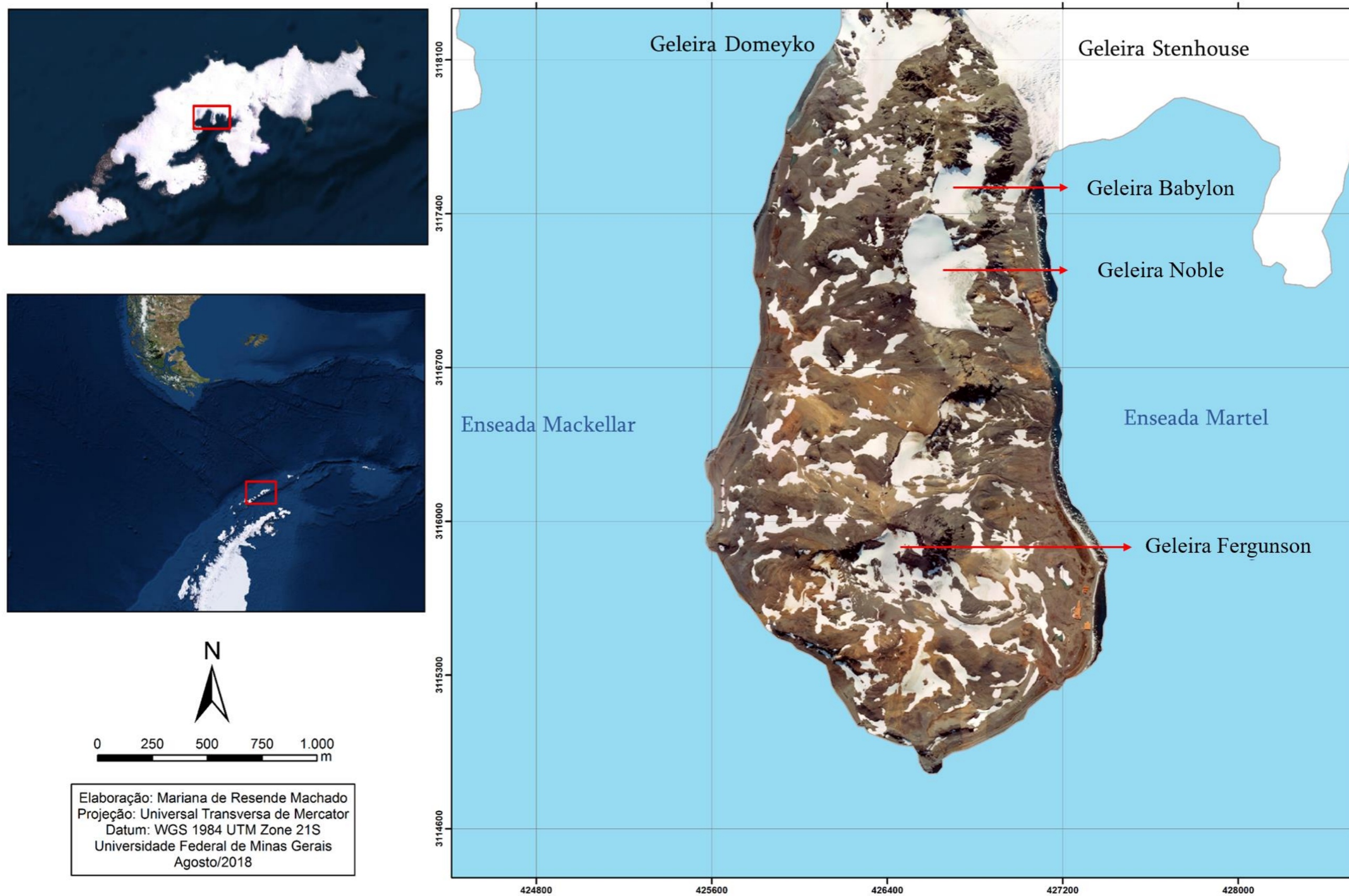
aproximadamente 500 ha as condições para a investigação da atuação integrada dos processos associados ao *frost action* e dos fatores azonais, quais sejam: i) o recuo holocênico do glacial ocorreu gradativamente, expondo a área da Península, ii) a distribuição espacial dos solos e relevo é conhecida e dispõe de um expressivo acervo de dados e bases cartográficas levantados, iii) ocorre a exposição de intrusões do mesmo tipo de rocha e de formas de relevo semelhantes, mas com sequência cronológica bem marcada a partir do glacial e, iv) a colonização biológica vegetal e de microrganismos é uma realidade e marca importantes aspectos de suas paisagens.

A Península de Keller faz parte da Ilha Rei George, uma das ilhas que compõe o Arquipélago Shetlands do Sul na Antártica Marítima (**Figura 1.1**). Sua extremidade setentrional é limitada pelos Glaciares Domeyko e Stenhouse, a 62°03'40" S enquanto seu limite meridional é determinado pela latitude 62°5'40" S. Tanto sua extremidade oeste quanto leste são determinadas pela Bahia do Almirantado, sendo a primeira de longitude 58°24'30" W e a segunda 58°23'30" W. A Península apresenta eixo principal norte-sul de aproximados 3.950 m e leste-oeste de 1.840 m.

Face ao exposto, este trabalho objetiva analisar o papel de fatores azonais, com destaque para o tempo, a colonização biológica e a diversidade litológica, no estabelecimento de condições periglaciais na paisagem da Península Keller e identificar os indicadores em distintas escalas espaço-temporais capazes de demonstrar esse papel e sua associação com o *frost action*. Os objetivos específicos são:

- a. compreender os arranjos micromorfológicos e as feições dos solos de forma a discutir sobre a gênese e hierarquizar processos dominantes, reconhecendo o papel dos fatores e processos azonais e a ação do gelo na microestruturação dos solos;
- b. reconhecer e caracterizar o papel dos fatores e processos azonais e a ação do gelo na formação e evolução de feições específicas de relevo, quais sejam, superfícies de cimeira sob um mesmo contexto litológico;

Figura 1.1 – Localização da Península Keller na Ilha Rei George – Arquipélago das Shetlands do Sul, Antártica Marítima.



- c. compreender o papel do tempo e agentes biológicos no intemperismo das rochas, na transformação dos materiais e estruturação do solo;

A estrutura de tese inclui um capítulo teórico, dois de resultados e um de considerações finais. O **capítulo 1** apresenta uma revisão dos processos, formas e principais questões características das áreas polares livres de gelo, representadas pelos ambientes proglacial, paraglacial e periglacial. O **capítulo 2** se dedica à análise de quatro superfícies aplainadas, de cimeira, compondo uma sequência entre o glaciar e a extremidade sul. Nessas superfícies foram avaliados diversos aspectos, incluindo padrões internos de relevo, grau de desenvolvimento dos solos e cobertura vegetal, visando testar a existência de uma sequência de consolidação das condições periglaciais de sul para norte. O **capítulo 3** foi realizado um estudo micromorfológico dos solos da Península, buscando elucidar a gênese e formação de microestruturas e suas relações com processos azonais e ação do gelo, integrando aspectos da micro-escala com processos que operam na paisagem como um todo.

## Referências

ANDRÉ, M-F. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, v. 52, p. 149-164, 2003.

ANDRÉ, M-F. From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology. In: KNIGHT, J.; HARRISON, S. (Eds) *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*, Geological Society of London, Special Publication, 2009, p. 5-28.

FRENCH, H. M.; THORN, C. E. The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie: reliefs, processus, environnement*, v. 12, n. 3, p. 165-174, 2006.

FRENCH, H. M. Do periglacial landscapes exist? A discussion of the upland landscapes of Northern Interior Yukon, Canada. *Permafrost and periglacial process*, v. 27, p. 219-228, 2016.

HALL, K. Freeze– thaw weathering: the cold region “panacea”. *Polar Geography and Geology*, v. 19, p. 79-87, 1995.

SLAYMAKER, O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones geographicae*, v. 30, n. 1, p. 85-94, 2011.

THORN, C.E. Nivation: a geomorphic chimera. In: CLARK, M.J. (Ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, p. 3-31, 1988.

THORN, C.E. Periglacial geomorphology: what, where, when? In: DIXON, J.C., ABRAHAM, A.D. (Eds.), *Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, p. 1-30, 1992.

# **CAPÍTULO 1 - PAISAGENS POLARES NÃO GLACIAIS (PROGLACIAL, PARAGLACIAL E PERIGLACIAL): REVISÃO DE CONCEITOS E CONTRIBUIÇÕES DA PESQUISA PEDOGEOMORFOLÓGICA BRASILEIRA<sup>1</sup>**

## **1.1 Introdução**

Aproximadamente 35% da Terra está sujeita a temperaturas abaixo do ponto de congelamento da água. Geleiras, bancos de neve, mantos e calotas de gelo, mares, lagos e rios congelados, *icebergs*, *permafrosts* e gelo subsuperficial (cunhas de gelos), compõem a chamada criosfera (MARSHALL, 2012). A sua ocorrência espacial incorpora tanto zonas de alta latitude quanto ambientes altimontanos, nos quais as coberturas de gelo e neve ocorrem em domínio temperado a tropical e alguns de seus componentes podem variar sazonalmente em consequência das estações do ano.

Grande parte da criosfera encontra-se próximo ao ponto de fusão. Como as trocas com a hidrosfera dependem da mudança de estado físico da água, o tamanho e o comportamento da criosfera são altamente sensíveis às alterações climáticas e ambientais. A cobertura de neve e gelo em altas latitudes aumenta drasticamente o albedo e desempenha importante papel na reflexão de calor e energia ao redor do planeta. O aumento ou diminuição da cobertura de neve e gelo marinho altera o albedo e modifica o balanço radioativo, resultando em retroalimentação positiva que amplifica as mudanças climáticas, tanto em direção ao aquecimento quanto ao resfriamento (MCCONNEELL, 2006).

As retrações e expansões de mantos de gelo têm sido reportadas como um fenômeno característico nos últimos 3 Ma (ANDERSON, 2013), sendo que a partir do Último Máximo Glacial, formas e materiais criados por processos glaciais que cobriam extensas áreas vêm sendo submetidos a climas não glaciais. Quando tais produtos têm sua gênese vinculada à porção basal dos glaciares, seu entendimento fica comprometido, já que raramente podem ser observados diretamente. Com a retração do gelo, a superfície exposta está sujeita à atuação de um novo conjunto de fatores, à medida que sistemas

---

<sup>1</sup> Artigo publicado na Revista Brasileira de Geomorfologia. v. 20, n. 3, p.603-622, 2019.

fluviais, de vertente e eólicos operam em direção ao reequilíbrio do então ambiente não glacial (BENN & EVANS, 2010).

As mudanças geomorfológicas associadas às paisagens em estado de adaptação para condições não glaciais operam em termos das formas, processos, materiais e do geossistema como um todo (BALLANTYNE, 2002). No entendimento destes sistemas, proglacial, paraglacial e periglacial são conceitos que refletem conjunturas ambientais distintas, usando critérios diagnósticos diferentes, mas que têm sido empregados de forma redundante e sobreposta (SLAYMAKER, 2011). Essa abordagem confusa dos conceitos na literatura evidencia a necessidade de uma discussão sobre sua definição.

A complexidade dos sistemas proglaciais, paraglaciais e periglaciais é demonstrada pela preocupação de alguns autores em identificar e discutir suas especificidades e interações, como em Ballantyne (2002); André (2003); French (2007); Slaymaker (2009); Benn & Evans (2010) e Slaymaker (2011). Estes estudos esclarecem que reflexões que permeiam esses conceitos são necessárias por propiciar o avanço nas interpretações científicas, oportunizando escolhas metodológicas assertivas, que de fato trarão resultados fidedignos à realidade abordada.

À primeira vista, estas reflexões podem parecer estranhas no âmbito da pesquisa geomorfológica brasileira. No entanto, tal incursão é relevante diante do fato de que há mais de três décadas o Brasil possui presença científica atuante na Antártica, lidando diretamente com a realidade das áreas polares livres de gelo. Dentre as publicações geomorfológicas internacionais realizadas por autores brasileiros no período de 2011 a 2015, avaliadas por Salgado & Limoeiro (2017), a geomorfologia glacial foi o segundo tema mais abordado, com 18,6% de toda publicação nacional, perdendo apenas para evolução regional do relevo, com 25,5%. Dentre alguns estudos publicados na Revista Brasileira de Geomorfologia, o principal veículo de divulgação da pesquisa geomorfológica no país, estão Vieira et al. (2005); Rosa et al. (2006); Rosa et al. (2010); Vieira & Simões (2011); Rosa et al. (2013); Costa et al. (2017); Bonada et al. (2018); Perondi et al. (2019). Dentre os principais focos destes estudos, está o estudo dos produtos e processos provenientes da retração de glaciares.

Assim, o objetivo central deste trabalho é apresentar com base na literatura a origem e evolução dos conceitos proglacial, paraglacial e periglacial, as formas e processos atuantes, e apontar algumas questões e críticas inerentes a cada um deles. Este estudo

busca também traçar um cenário geral sobre como os resultados alcançados pela pesquisa das interações entre solos e relevos realizada por pesquisadores brasileiros na Antártica têm contribuído para o entendimento destes ambientes. Além disso, o artigo supre a lacuna de uma abordagem conceitual dos termos em língua portuguesa, importante para a disseminação dos conhecimentos produzidos sobre os mesmos e para a formação de novos profissionais dedicados ao estudo da evolução das paisagens no âmbito da criosfera.

## **1.2 Proglacial – a paisagem às margens do glaciar**

O termo proglacial traduz a expressão “em frente à geleira”. Isto é, a condição necessária para o estabelecimento de um ambiente proglacial é sua localização às margens de uma geleira ou manto de gelo (EMBLENTON-HAMANN, 2004). Portanto, o critério que define um ambiente desta natureza é, antes de tudo, a localização geográfica.

Trata-se da área que recebe diretamente os produtos da deglaciação, principalmente os sedimentos e fragmentos rochosos eliciados pela geleira (**Figura 1.2**). É um ambiente complexo, totalmente ajustado aos processos fluviais, lacustres e marinhos que ocorrem adjacentes ao glaciar (SLAYMAKER, 2011). Por esse motivo, o domínio proglacial acompanha a movimentação da margem do gelo. Uma vez que a geleira recua, a zona de deposição proglacial acompanha essa dinâmica e materiais subglaciais são expostos ao intenso retrabalhamento erosivo. Por sua vez, o avanço da geleira promove a renovação da área de deposição proglacial com a destruição dos depósitos anteriores e a instalação do sistema proglacial defronte à geleira (EMBLENTON-HAMANN, 2004).

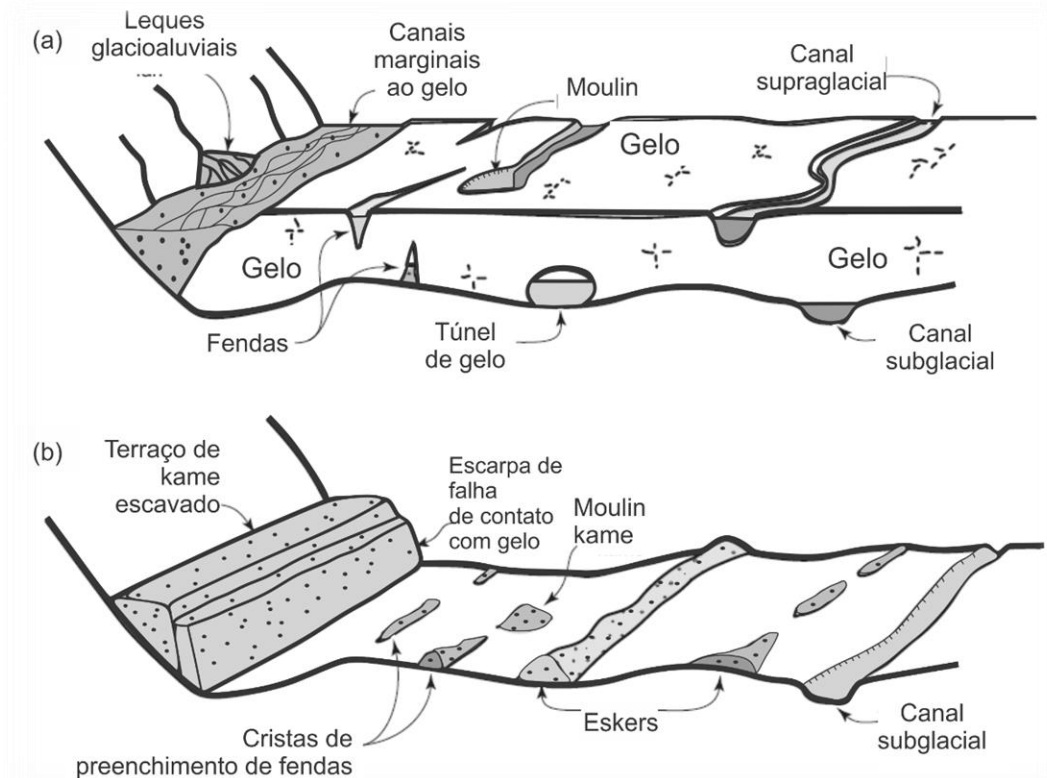
O sistema proglacial inclui ambientes terrestres, canais, lagos e oceanos, com processos glaciomarinhos, glaciolacustres e glaciofluviais. Os depósitos incluem morainas, grandes leques aluviais, deltas, leques marinhos e espesso pacote sedimentar depositado em domínio marinho. Os canais proglaciais exibem padrão de fluxo distinto, caracteristicamente sazonal e prioritariamente diurno, podendo variar de fluxos moderados até os *jokulhlaup*<sup>2</sup> (SLAYMAKER, 2011).

---

<sup>2</sup> Termo de origem islandesa e adotado pela terminologia glaciofluvial, significa literalmente corrida glacial e é utilizado para descrever qualquer liberação ampla e abrupta de água de um lago ou reservatório proglacial (TWEED & RUSSEL, 1999).



**Figura 1.2** – Bloco diagrama do desenvolvimento das formas típicas de paisagem de contato com o gelo e ambiente proglacial.



Fonte:

modificado de BRENNAND, 2004, p. 464. a) antes e b) depois do derretimento do gelo remanescente. As formas começam a ser produzidas em a) ainda com a presença de gelo remanescente. Cristas de preenchimento de fenda são lineares, com até 10 m de altitude e estão dispostas em padrão que reflita a configuração radial ou transversal da fenda em relação ao glaciar. Os *kames*, palavra originada da língua escocesa antiga, são montes constituídos de areia, seixos e till, de formatos variados que foram depositados a partir de: i) *moulin* – palavra francesa para moinho, é uma espécie de poço circular que corta verticalmente um glaciar permitindo a entrada de água da superfície, pode ter 10 m de largura e alcançar a base do glaciar; ii) pequenos deltas ou leques depositados a margem do gelo; iii) terraços depositados por canais marginais ao gelo com padrão entrelaçados, sendo bancos de areia e seixos lineares e com deformações posteriores devido a glacioteclônica. Por fim, os *eskers* (palavra de origem irlandesa) são cristas estreitas e sinuosas ou uma série de cristas separadas, ocorrendo em variadas dimensões tanto isoladamente como em grupos formando padrões subparalelos não alinhados com o fluxo do gelo. Eles registram a localização de canais subglaciais ou de túneis de gelo.

Os sedimentos glaciofluviais apresentam uma série de características diagnósticas, sendo elas: i) o sedimento é tipicamente de granulometria grossa (de matacão a areia), com forte carreamento das partículas mais finas (silte e areia) devido à alta velocidade do fluxo; ii) as litofácies dos grãos exibem baixo grau de seleção (grande faixa de granulometria de grãos grossos); iii) geralmente exibem mudanças bruscas nas litofácies devido a pronunciadas mudanças sazonais ou episódicas no regime de fluxo; iv) por estarem em contato com gelo frequentemente exibem estruturas indicativas de cisalhamento, falha e subsidência, características não só do movimento do glaciar, mas também do derretimento de gelo enterrado (BRENNAND, 2004).

O ambiente proglacial ganha projeção no contexto marinho a partir da extensão das margens das geleiras. A Antártica, por exemplo, apresenta na atualidade mais de 90% dos mantos de gelo terminando no mar (EMBLENTON-HAMANN, 2004). As formas glaciomarinhas são geralmente consideradas a partir de dois contextos: i) o do fiorde, baías e enseadas, em que a sedimentação é influenciada pelas características da plataforma continental, maré, rios, vertentes e processos marinhos; e ii) em oceano mais profundo e aberto, em que a sedimentação é dominada pela plataforma de gelo, pelas banquisas, *icebergs* e processos marítimos abertos (SLAYMAKER, 2011).

### **1.3 Paraglacial - a trajetória instável de uma paisagem deglaciada**

O termo paraglacial é composto pelo prefixo grego para (ao lado de) seguido do termo em latim *glacies* (geleira), traduzindo a expressão “lado da geleira”. Pesquisadores alemães como Klebelsberg (1950)<sup>3</sup> e Eggers (1961)<sup>4</sup> utilizavam pioneiramente o termo para designar sedimentos depositados ao longo das margens laterais da geleira (ITURRIZAGA, 2008). Na década de 70 o termo foi mais amplamente difundido para a comunidade científica internacional, sendo, desde esse período, utilizado com significado semântico diferente (MERCIER, 2007).

Como concebido por Ryder (1971a, b), o termo paraglacial se refere a processos não glaciais que são diretamente condicionados pela glaciação, englobando tanto processos proglaciais quanto aqueles não glaciais (isostáticos, erosivos, fluviais, eólicos, entre outros) que ocorrem como resultantes da presença anterior de gelo. Church & Ryder (1972) propuseram adaptações ao termo incorporando o tempo como característica intrínseca, considerando paraglacial o período durante o qual os processos paraglaciais ocorrem, ou seja, é transitório.

Ballantyne (2002) propõe refinamentos ao conceito, ainda que na sua definição ele mantenha diversos aspectos originais. A principal diferença está no fato do termo ser compreendido como algo que transpõe a mera descrição de processos, incorporando as

---

<sup>3</sup> KLEBELSBERG, R. v., Das silltal bei matrei. Aus seiner jüngsten geologischen Vergangenheit. In: Beiträge zur Heimatkunde von Matriei am Brenner. Schlem-Schriften. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, v, 84, 1950, p. 76-86.

<sup>4</sup> EGGERS, H. Moränenterrassen im Wallis: Morphologische Untersuchungen zu spätglazialen Formen und Verlagsanstalt, Graz. 586p, 1961.

formas e materiais resultantes, com ênfase no reajuste de paisagens pós-glaciais para condições não glaciais. A essência do conceito, neste caso, é que o terreno deglaciado está inicialmente em um estado instável e, portanto, vulnerável às modificações promovidas por agentes subaéreos (água em estado líquido ou sólido, força da gravidade, vento, radiação solar, colonização biológica, entre outros). Assim, Ballantyne (2002) adota a definição de paraglacial como sendo “processos superficiais não glaciais, sedimentos, sistemas e paisagens que são diretamente condicionados pela glaciação e deglaciação”.

Slaymaker (2011) assinala que ambientes paraglaciais não são definidos nem por processos nem pela localização, mas sim pela trajetória de reajustes da paisagem, o que o leva a adotar o critério tempo como norteador. Dessa forma, a paisagem paraglacial está em processo de transição, recuperando-se dos distúrbios da glaciação. Tal trajetória é dependente da escala espacial. Enquanto subsistemas alcançaram estabilidade nas atuais condições não glaciais, o sistema como um todo pode ainda estar em estágio de transição (SLAYMAKER, 2009). É, neste contexto, um período de tempo reconhecido pelas altas taxas de sedimentação das vertentes para os sistemas fluviais, lacustres, marinhos e eólicos, retrabalhando sedimentos instáveis e inconsolidados de origem glaciogênica.

A principal crítica ao conceito paraglacial é a falta de uma delimitação da escala temporal de ocorrência dos processos (EYLES & KOCSIS, 1989; ANDRÉ, 2009). De fato, como demonstrado por Ballantyne (2002), o conceito concebido por Church & Ryder (1972) sinalizava um ajuste da paisagem às condições vigentes em não mais que alguns milhares de anos. Posteriormente, diversos estudos reiteram o desenvolvimento e então estabilização das condições paraglaciais em poucos milênios, séculos ou até mesmo décadas (MILLER et al., 1993; BALLANTYNE, 1995; HARRISON & WINCHESTER, 1997; MATTHEWS et al., 1998). Em certos contextos, no entanto, o período paraglacial demonstrou se prolongar após a última deglaciação para além do Holoceno (CHURCH & SLAYMAKER, 1989; ASHMORE, 1993; LAMOUREUX, 1999).

Em termos gerais, a questão central é a relação entre as escalas geográfica, espacial e temporal. O retrabalhamento paraglacial primário de sedimentos glaciogênicos nas formas de relevo individualizadas, como leques aluviais, cones de detritos e morainas, ocorre geralmente em escala temporal de  $10^1$  -  $10^3$  anos. Em escala regional, contudo, o fluxo de sedimentos paraglaciais nas principais bacias hidrográficas, ou ao longo da costa,

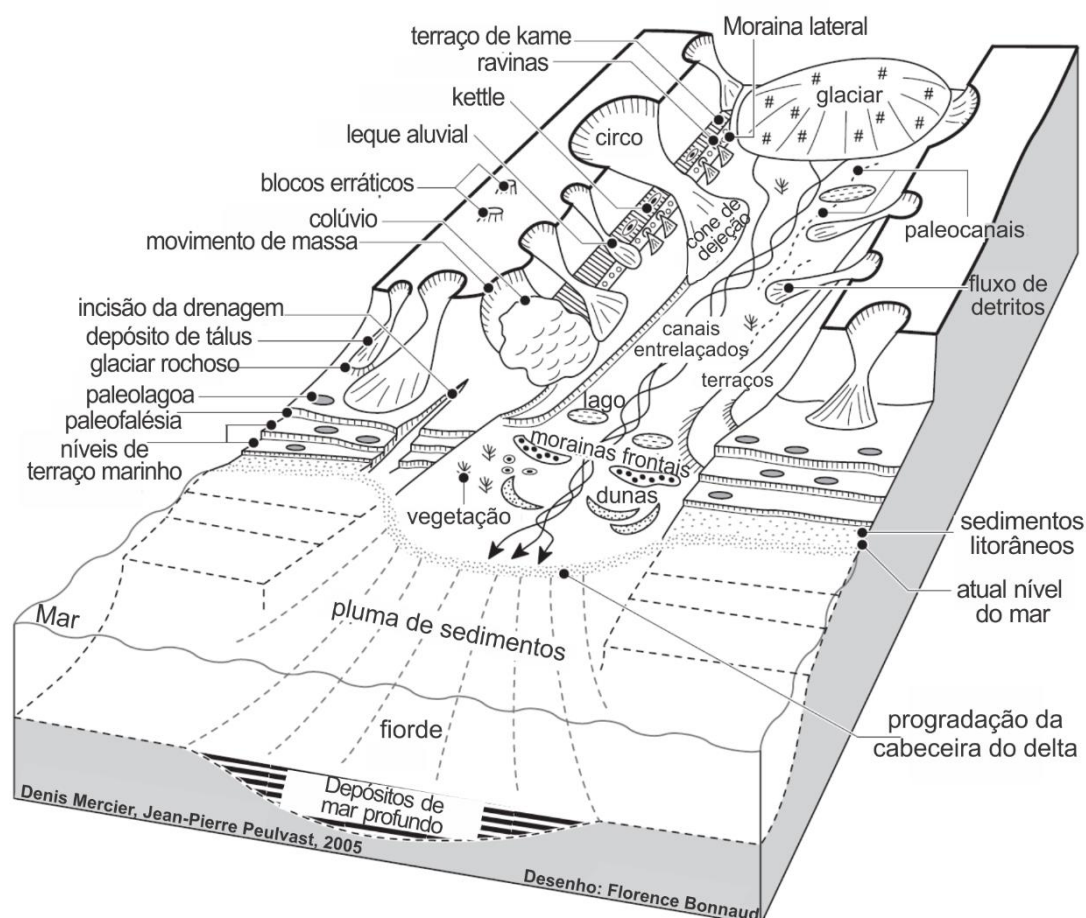
por exemplo, é da ordem de 10<sup>4</sup> anos ou mais (ASHMORE, 1993; BALLANTYNE, 2002). Assim, a ideia de que as respostas da paisagem frente à deglaciação envolvem mudanças rápidas é assertiva apenas em determinadas escalas espaciais e contextos geomorfológicos. Em escalas mais abrangentes da paisagem, o alcance do equilíbrio e de taxas reconhecidas como normais de produção e transporte de sedimentos pode envolver tempo superior ao que é, inclusive, reconhecido como período interglacial (BALLANTYNE, 2002; SLAYMAKER, 2011; BALLANTYNE, 2013a).

Das distintas unidades de paisagem, o ambiente paraglacial engloba: i) vertentes rochosas (*rock slopes*); ii) vertentes envoltas por sedimentos (*drift-mantled slopes*); iii) planície em frente à geleira (*glacier forelands*); iv) sistema aluvial; v) sistema lacustre e vi) sistema costeiro (BALLANTYNE, 2002; SLAYMAKER, 2011). Todos os sistemas estão representados na **Figura 1.3** e são apresentados a seguir.

A glaciação e deglaciação afetam a estabilidade das encostas rochosas. A erosão e os movimentos de massa de material glaciogênico podem conduzir ao alongamento das vertentes, aumentando e reorientando as tensões que atuam sobre os afloramentos rochosos. Durante episódios glaciais, o peso do gelo aumenta as tensões. Nas deglaciações no entanto, ocorre a dilatação gradual da massa rochosa por liberação de estresse como parte resultante de deformação elástica. Tais mudanças podem propagar grande deslizamentos e avalanches, deformação gravitacional e recuperação do equilíbrio a partir de quedas esporádicas de blocos, resultando no acúmulo de depósitos de talus no sopé das vertentes (BALLANTYNE, 2002; BALLANTYNE, 2013a).

O recuo das geleiras frequentemente expõe encostas mais baixas cobertas por espessos depósitos glaciogênicos, muitas vezes constituídos por morainas frontais e/ou laterais empilhadas. A declividade, a falta de cobertura vegetal e os sedimentos inconsolidados tornam essas encostas extremamente susceptíveis a erosão por fluxos de detritos, avalanches, incisões de sulcos por canais tributários intermitentes e erosão laminar. Em questão de poucas décadas ou séculos tais processos retrabalham totalmente as encostas, formando profundas ravinas ou voçorocas (FORTIER et al., 2007), cones de detritos e leques no sopé da vertente (ITURRIZAGA, 2008 BALLANTYNE, 2013a).

**Figura 1.3** – Bloco diagrama das formas típicas da paisagem paraglacial.



Fonte: modificado de Mercier, 2007, p. 347. Bloco diagrama representativo das formas típicas de uma paisagem paraglacial. As diversas feições erosivas demonstram as altas taxas de denudação característica desses ambientes. Estão representadas: i) os sistemas da planície de frente à geleira (*glacier foreland*), com a formação de dunas por ação eólica, os movimentos de massa preenchendo a planície, morainas frontais e laterais (formas deposicionais formadas pela movimentação da geleira), sistemas glaciolacustres e fluviais com o típico padrão entrelaçado dos canais de água de degelo; ii) o sistema de vertente, com a presença de blocos erráticos<sup>5</sup> (blocos de rocha transportados e depositados pela geleira), diversos circos glaciais (depressão em anfiteatro formada nas cabeceiras do vale glacial pela ação erosiva da geleira) e cones de dejeção (ou leques aluviais) correlatos, ravinas, movimentos de massa diversos, geleira de rocha (*rock glacier* – forma deposicional de gelo e detritos) e *kettle* (pequena depressão formada pelo derretimento de bloco isolado de gelo, frequentemente preenchida por água); iii) sistema costeiro, com a característica presença de diversos níveis de terraços marinhos (com soerguimento isostático pós-glacial), paleofalésias e recebendo todos os sedimentos retrabalhados pelos demais sistemas.

Apesar da maioria das pesquisas focarem em processos associados à vertente, a retração da geleira expõe extensas planícies susceptíveis às modificações por movimentos de massa, ciclos de congelamento e descongelamento, ação eólica e fluvial (BALLANTYNE, 2002). Matthews et al. (1998) identificam que a superfície exposta

<sup>5</sup> Os erráticos também podem ocorrer pela ação do gelo flutuante, transportados de outras áreas, distantes das quais se encontram na atualidade.

começa a se ajustar logo após a retração. Os sedimentos se consolidam, a drenagem normaliza a saturação da superfície, os ângulos das vertentes decaem e a cobertura vegetal começa a se estabelecer. Nessas planícies, as principais consequências das modificações paraglaciais são transformações no relevo e mudanças sedimentológicas da superfície. Ademais, o período em que essa paisagem está exposta às condições paraglaciais é curto, ligado o ritmo de retração, normalmente limitando-se a poucas décadas (BALLANTYNE, 2002).

Cones de detritos, leques aluviais e vales preenchidos são as formas mais comumente difundidas como indicativas do retrabalhamento paraglacial de sedimentos glaciogênicos. Muito além de simples formas deposicionais, eles funcionam como fontes de sedimentos para transporte fluvial, até mesmo após o fim do retrabalhamento paraglacial das vertentes (BALLANTYNE, 2013a). Os depósitos glaciolacustres também são facilmente acessíveis à atuação fluvial, uma vez que possuem granulometria mais fina e são facilmente carreados em suspensão durante eventos de cheias. Ballantyne (2002) considera que esses depósitos são tão extensos a ponto de corresponder, em termos volumétricos, ao elemento mais importante da transferência de sedimentos paraglaciais durante o Holoceno. O destino de toda a carga de sedimentos glaciogênicos retrabalhados por processos paraglaciais é o sistema costeiro, podendo contribuir para progradação de deltas ou preenchimento de bacias na plataforma continental ou além da borda da plataforma (BALLANTYNE, 2013a).

Face ao exposto, as paisagens paraglaciais são vulneráveis às mudanças rápidas e dinâmicas da superfície como resultado da energia cinética das altas taxas de sedimentos e água produzidas durante a fusão glacial, sendo moldada a partir da resposta aos fluxos de sedimentos e água de degelo. Embora água e sedimentos se combinem na geração de diversos processos geomórficos, eles exibem comportamentos dinâmicos diferentes, como tempo de liberação, características inerentes ao fluxo, extensão espacial e formas de relevo associadas, como exemplificado na **Tabela 1.1** (KNIGHT & HARRISON, 2018).

Conforme Knight & Harrison (2018), o ambiente paraglacial parece evoluir como sistema *stop-start*, ou seja, uma paisagem cujas propriedades e comportamento dinâmico evoluem episodicamente através de escalas espaço-temporais diversas. Por não apresentarem uma evolução determinística e contínua, os sistemas paraglaciais podem ser reconhecidos pela

transitoriedade. Fundamentado na noção de sistema transitório e no comportamento dos dois principais elementos do paraglacial (**Tabela 1.1**), os autores propuseram um modelo de disponibilidade de água de degelo e sedimentos, que em conjunto também dizem respeito à trajetória evolutiva de uma paisagem paraglacial.

**Tabela 1.1** – As principais características de água de degelo e sedimentos em áreas deglaciadas.

Fluxo	Propriedades	Comportamento dinâmico
Água de degelo	Liberada pelo derretimento do gelo controlado pela temperatura	Topograficamente controlada
	Volume finito associado às fontes de gelo	Potencial perda por evaporação e infiltração
Sedimentos	Podem incluir tanto neve quanto gelo derretido e se misturar com outras fontes de água do entorno (chuva, lagos proglaciais, rios)	Liberação descontrolada por fluxos de <i>Jökulhlaup</i> (normalmente por rompimento de lago)
	Podem ser liberado no <i>front</i> do glaciár (por fontes subglaciais ou supraglaciais) ou por processos de vertente (processos erosivos ou de massa)	Podem conter variadas porcentagens de água ou gelo
	Ampla variedade em tamanhos, variando desde argila até matacões	Movimento comumente episódico e não contínuo
	Acumulam-se em formas distintas de relevo, em áreas específicas e definidas	Podem ser facilmente captados à montante por obstáculos
	Podem ter longo tempo de permanência na paisagem	

Fonte: modificado de Knight & Harrison, 2018, p. 2.

De maneira sintética, a água de degelo é o primeiro elemento a reagir às novas condições, estando diretamente ligada ao aumento da temperatura. Os sedimentos, por sua vez, não são finitos em volume como a água, por poderem ser capturados, retrabalhados e posteriormente liberados ao sistema (KNIGHT & HARRISON, 2018). Assim, um aumento temporário na produção de sedimentos é sobreposto a uma diminuição exponencial no estoque de longo prazo. Tal aumento pode ser desencadeado por diversos processos, como tempestades, erosão de novas reservas de sedimentos (como os *drumlins* ou *kames*), mudanças no nível de base por tectônica e até mesmo por atividade antrópica (BALLANTYNE, 2002). Por fim, é importante assinalar que nem todos os elementos presentes na paisagem paraglacial (**Figura 1.3**) são ativos ao mesmo tempo, isto é, não

demonstram a mesma magnitude ou taxa de atuação e não deixam assinaturas geomórficas ou sedimentares equivalentes (FEUILLET et al., 2014).

As paisagens paraglaciais não tendem ao estado de equilíbrio, e apesar de serem fortemente ligadas ao tempo, não são por ele determinadas, não evoluindo de forma sequencial ou ordenada (KNIGHT & HARRISON, 2018). O sistema paraglacial e suas formas não elucidam apenas o legado da glaciação e deglaciação, mas também mudanças ambientais complexas e incompletamente compreendidas que moldam a taxa e a natureza de sedimentos desde a retração e derretimento do gelo glacial. Nas décadas seguintes a sua primeira definição, o entendimento científico de sistemas paraglaciais individuais teve consideráveis avanços. Contudo, a interação entre esses sistemas ao longo do tempo implica em questões sobre a evolução pós-glacial das paisagens cujas interpretações ainda necessitam ser exploradas (BALLANTYNE, 2002).

#### **1.4 Periglacial - produtos da interação entre os processos azonais e do *frost action***

Com pouco mais de um século desde sua primeira utilização, o termo periglacial evoluiu e se transformou concomitante aos estudos geocientíficos em regiões frias. O geólogo e pedólogo polonês Walery Lozinski cunhou o termo em 1909<sup>6</sup>, buscando descrever a ação do gelo (*frost action*) em produzir extensos campos recobertos por blocos angulosos de rocha (conhecidos atualmente como *felsenmeers*, *blockfields* ou *blockstreams*) na região das Montanhas Carpathian, hoje pertencentes à Romênia (WORSLEY, 2004). Um ano depois, no XI Congresso Internacional de Geologia em Estocolmo, o mesmo autor introduziu o conceito da zona periglacial, que deveria ter existido na Europa durante o Pleistoceno (FRENCH, 2000). French (2000) alega a influência do geólogo sueco J. G. Andersson<sup>7</sup> nas propostas de Lozinski, por meio de seu trabalho na Ilha Urso, no Atlântico Norte. Andersson foi o primeiro a incorporar o termo *solifluxão* na literatura científica. Após a inserção por Lozinski, o termo periglacial foi fortemente aceito pela comunidade geocientífica da Europa e utilizado nos anos seguintes por causa da exploração e observação das paisagens sub-árticas e por causa das expedições antárticas no século XIX

---

<sup>6</sup> LOZINSKI, W. von, Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten klima. Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie class des Sciences Mathematique et Naturalles, v. 1, p. 1-25, 1909.

<sup>7</sup> ANDERSSON, J. G. Solifluction: a component of subaerial denudation. Journal of Geology, v. 14, p. 91-112, 1906.



e XX. A consolidação da geomorfologia periglacial oportunizou o desenvolvimento da geomorfologia climática, primeiramente preocupada com reconstituições paleogeográficas quaternárias, como observado por French (2007) nos trabalhos de Büdel, Peltier, Cailleux e Tricart. Nas últimas três décadas, tanto as regiões polares quanto as altimontanas têm ganhado mais notoriedade nas pesquisas periglaciais e no século XXI têm prevalecido discussões concentradas no comportamento das formas e processos periglaciais frente às conjecturas das mudanças climáticas globais (ANDRÉ, 2009).

Mesmo após os avanços e aperfeiçoamentos, existem inconsistências na literatura sobre os critérios que designam um ambiente periglacial (WORSLEY, 2004). O primeiro deles enfatiza a atuação intensa e frequente de ciclos de congelamento e descongelamento e congelamento sazonal do terreno, podendo possuir ou não permafrost (FRENCH, 2007; SLAYMAKER, 2011). A partir desse critério processos periglaciais abrangeriam cerca de 35% da superfície terrestre. O segundo critério estipula a obrigatoriedade da presença do permafrost, o que limita para menos de 20% sua área de ocorrência global, tendo em vista a necessidade de clima mais severo para o estabelecimento do permafrost (WORSLEY, 2004).

Classificado como uma condição térmica da subsuperfície, o permafrost consiste na permanência da temperatura abaixo de 0°C por um período de no mínimo 2 anos (PERMAFROST SUBCOMMITTEE, 1998), podendo se desenvolver rico em gelo ou seco em solos ou rochas. É relevante repensar a adoção do permafrost como critério único para classificar um ambiente periglacial, sobretudo nos estudos pedológicos e geomorfológicos. Ele limita o objeto científico destes saberes, uma vez que não só os processos, formas e materiais correlatos a ele constituem e influenciam a paisagem propícia para sua ocorrência (FRENCH & THORN, 2006).

Ao considerar o domínio periglacial, considera-se, neste estudo, que o melhor caminho é a adoção do primeiro critério apresentado, cuja definição se preocupa mais com processos e formas. Assim, os locais propícios à dinâmica periglacial incluem desertos e semidesertos polares livres de gelo do Ártico e da Antártica, a zona da tundra e a parte norte da floresta boreal, áreas sub-árticas e sub-antárticas de natureza marítima ou continental, incluindo o extremo sul da América do Sul, além das áreas de elevadas altitudes com baixas temperaturas entre a linha de neve e a linha de árvore, como o platô tibetano e a Cordilheira dos Andes em áreas de média a baixa latitude (FRENCH, 2018).

Não se observa, nestes termos, uma correlação espacial entre áreas de intenso congelamento e áreas com permafrost. French (2007) defende que ilhas sub-antárticas e sub-árticas experimentam frequentes oscilações entre estados de congelamento e descongelamento sem a presença de permafrost. Ademais, extensas áreas de permafrost relictuais persistem nas florestas boreais da Sibéria e América do Norte para além do domínio climático de ocorrência do frost action.

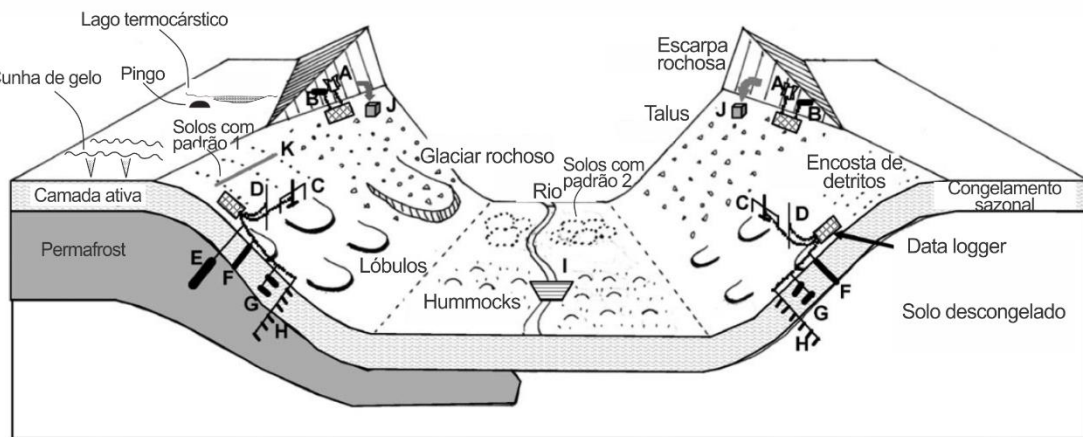
Os processos que distinguem os ambientes periglaciais dos demais estão relacionados às propriedades físicas da água. A primeira é o aumento de 9% em seu volume quando da mudança do estado líquido para sólido, ou a redução em mesma grandeza quando ocorre o contrário (WORSLEY, 2004). O resultado imediato no solo é o aumento de volume, comumente conhecido como frost heave, além de ter implicações na movimentação e seleção dos grãos pelo gelo (*frost jacking* e *frost sorting*) e o erguimento e expulsão de grãos grossos, podendo conduzir à formação de solos com padrão (FRENCH, 2007). No solo, todos esses processos estão associados ao crescimento de gelo em formas de lentes nos poros (*segregation ice*), e como resultados secundários destacam-se as fissuras térmicas e feições de dessecação (VAN VLIET-LANOE, 1985). São intensificados quando existem duas frentes de congelamento, uma agindo de cima para baixo influenciada pela temperatura do ar e outra de baixo para cima ligada ao permafrost.

É importante destacar que os solos, em função da sua variabilidade, apresentam distintos comportamentos em relação ao congelamento. Os principais fatores atuantes neste caso, e que justificam essas diferenças, é a maneira como varia a condutividade de calor e a umidade nos solos. Além desses, tem de ser levado em consideração a quantidade de sais e outros elementos químicos dissolvidos na solução aquosa passível de congelamento e na natureza mineralógica e granulométrica das partículas que o compõe, que influenciam na capacidade de adsorção (VAN VLIET-LANOE, 1985; FRENCH, 2007). A dinâmica do congelamento é controlada pela textura e pelas condições locais de drenagem, especificamente a capacidade de reter e adsorver água pela capilaridade. A capilaridade é maior quando as partículas possuem menor granulometria, e durante o congelamento do solo, a formação de gelo resulta no confinamento de água em poros cada vez menores (VAN VLIET-LANOE, 1985; VAN VLIET-LANOE, 2004).

As formas mais singulares do domínio periglacial estão associadas ao permafrost, e incluem solos com padrão, pingos, cunhas de gelo, pallas e feições de termocarste

(Figura 1.4). As áreas com intensa atividade de congelamento e descongelamento, por sua vez, apresentam extensas coberturas de fragmentos de rocha de variados tamanhos, angulosos e demasiadamente quebrados, formando os *felsenmeer* (no inglês *blockfields*, campos de blocos) ou encostas de detritos. O *frost action* desintegra as rochas por processos criogênicos mecânicos (ou crioclastia), e *soergue*, expulsa (ou crioturbação) e seleciona as partículas mais grossas, elaborando tanto estruturas e horizontes subsuperficiais com características macro e micromorfológicas bem marcadas, quanto formas superficiais específicas em padrões (SLAYMAKER, 2011).

**Figura 1.4** - Bloco diagrama das formas típicas da paisagem periglacial e proposta de monitoramento dos processos.



Observações automáticas		Observações manuais			
A	Abertura de fraturas	F	Solifluxão	J	Queda de blocos
B	Temperatura da rocha	G	Umidade do solo	K	Movimento superficial das rochas
C	Frost Heave	H	Temperatura do solo		
D	Profundidade da neve	I	Vazão, turbidez e condutividade elétrica		
E	Rastejamento do permafrost				

Fonte: modificado de Matsuoka, 2006, p. 22. Todas as letras representam propostas de monitoramento contínuo das formas e processos periglaciais para aprimorar a compreensão da gênese e dinâmica dessas paisagens. Entre as feições típicas desses ambientes destacam-se os lóbulos de solifluxão; o geleira de rocha formado por descongelamento e rastejo de *permafrost* (*permafrost creep*); o lago termocárstico derivado de descongelamento de *permafrost* e posterior abatimento da superfície; solos com padrões 1, do tipo em faixa e seguindo o declive da vertente; e solos com padrão 2, do tipo circular; os *hummocks*, que são solos com padrão definidos por micro-relevo; pingos, que são montes ou colinas com *permafrost* perene, formados pelo crescimento de um corpo de gelo em subsuperfície; e as cunhas de gelo, uma das formas mais comuns em área de *permafrost* contínuo, e se formam a partir da quebra por contração térmica do *permafrost*, e a expressão superficial é um sulco linear devido ao assentamento diferencial da camada ativa imediatamente acima da cunha de gelo.

O termo “solos com padrão” (patterned ground) descreve a superfície que exhibe padrão regular ou irregular de organização das partículas, normalmente em formas de círculos, polígonos, redes irregulares ou faixas. Padrões semelhantes a degraus, lobulados ou em guirlandas também são formas reconhecidas. A maioria dos estudos (WASHBURN, 1956; RAY et al., 1983; KRANTZ, 1990; MATTHEWS et al., 1998; KESSLER & WERNER, 2003) admite a distinção entre os solos com padrão com formas bem definidas elaboradas pela alternância de partículas finas e grossas, e padrões definidos por micro-relevo, alternando montículos com pequenas depressões, ou pequenas cristas e sulcos. Ainda existem os solos com padrões que alternam terreno vegetado com terreno descoberto. Conforme Ballantyne (2013b), a presença de permafrost não é obrigatória na formação de todos os tipos de solos com padrão, ainda que existam relações muito próximas entre eles.

O ambiente periglacial apresenta pouca efetividade em disponibilizar os sedimentos para o transporte fluvial, o que demarca uma de suas principais características, qual seja, o desenvolvimento do regolito *in situ*. Consequentemente, as formas periglaciais podem ser espacialmente restritas na paisagem e com preservação limitada ao longo do tempo geológico. Como exceções, a literatura apresenta alguns depósitos estratificados de sedimentos crioclastados comuns no noroeste da Europa e de algumas superfícies crioplanadas, relacionadas a um fenômeno muito questionado (THORN & HALL, 2002) e pouco compreendido (SLAYMAKER, 2011).

A ausência de formas de relevo de expressão regional não desvaloriza a importância das condições periglaciais. Considerando a própria natureza da pesquisa morfogenética, que se debruça sobre a evolução da paisagem a partir de processos que muitas vezes não são lineares e da existência de muitos controles e limiares, é importante que os processos periglaciais sejam discutidos em termos do retrabalhamento geomorfológico, mesmo que não permaneçam registrados no tempo profundo (BERTHLING & ETSELMÜLLER, 2011).

Áreas periglaciais são paisagens que possuem sua história evolutiva compreendida como controlada primeiramente por eficientes mecanismos de congelamento e descongelamento. Crioplaneação, nivação, crioclastia e processos correlatos são sistematicamente enfatizados. A eles sempre foi dado o crédito para a formação de conjuntos de formas e depósitos variados, como vertentes de Richter (Richter slopes,

vertentes retilíneas conhecidas pelo aporte de sedimentos ser constante com a remoção), criopedimentos, felsenmeers e as geleiras rochosas. Concomitantemente, processos universais e não exclusivos às regiões frias, também denominados de processos e agentes sazonais, como intemperismo bioquímico e processos derivados da ação pluvial, eólica, fluvial e marinha foram subestimados (ANDRÉ, 2003).

A percepção do intemperismo em regiões polares ou periglaciais seguia três tendências: i) o intemperismo é dominado por processos mecânicos, ii) os processos mecânicos predominantes eram provenientes do frost action, iii) o intemperismo químico não tinha papel relevante devido às baixas temperaturas (HALL et al., 2002).

Em primeiro lugar, sempre houve uma aceitação pouco crítica do intemperismo mecânico (derivado do frost action) e da rápida modificação da paisagem resultante de sua atuação (FRENCH, 2007). O frost action era investigado sem levar em consideração o controle litológico e estrutural das rochas, que apresentam diferentes susceptibilidades à crioclastia (ANDRÉ, 2003). A porosidade, as fraturas e demais linhas de fraqueza são propriedades que tornam carbonatos e dolomitos mais vulneráveis em relação às rochas cristalinas, como granitos e gnaisses. Comprovado laboratorialmente por André (1993) em 1120 ciclos de congelamento e descongelamento a  $-5^{\circ}\text{C}$ , rochas sedimentares produziram 35 vezes mais detritos que as rochas cristalinas, das quais várias amostras permaneceram intactas até o final do experimento.

Em segundo lugar, o tempo sempre foi um fator negligenciado. Pope et al. (1995) criticaram minuciosamente o modelo de Strakhov<sup>8</sup>, proposto em 1967, que interpreta de forma reducionista a distribuição mundial das profundidades dos mantos de intemperismo de acordo com as zonas bioclimáticas. Segundo os autores, os mantos regolíticos tropicais estão expostos às ações intempéricas há muito mais tempo que os solos das regiões que passaram por glaciações quaternárias. Nessas últimas, os solos são muito mais jovens devido ao rejuvenescimento por episódios glaciais. Ollier (1988) assegura que o necessário para o aprofundamento do manto intempérico é água percolando os substratos em profundidade e durante um longo tempo.

Em terceiro lugar, as conjunturas locais, até mesmo em escala nanométrica, são relevantes, especialmente em ambientes muito extremos em que a temperatura e a

---

<sup>8</sup> STRAKHOV, R. Principles of lithogenesis. Oliver & Boyd, Edinburgh, 1967, 1453p.

umidade durante o ano variam muito de um local para outro. Tais condições excepcionais permitem que os esforços microscópicos se sobressaiam como responsáveis por reações em escalas maiores. Nesse sentido, defende-se um intemperismo movido não só por frost action, mas por reações térmicas (HALL, 1999), químicas e biológicas (ETIENE, 2002). Nas últimas décadas estudos em ambientes glaciais e periglaciais têm constatado o forte potencial ao intemperismo químico à despeito da suposta inibição devido as baixas temperaturas (SOUZA et al., 2012; LOPES et al., 2017), e considerado o papel crucial de agentes biológicos na produção de ácidos orgânicos e inorgânicos (SUN & FRIEDMANN, 1999, ETIENE, 2002; NAYLOR & CARTER, 2002).

Sobre o papel negligenciado da atividade biológica nos ambientes periglaciais, a colonização de biofilmes, líquens, bactérias e fungos produzem transformações intempéricas mais lentas, mas duradoura no tempo geológico e com ampla distribuição, inclusive em rochas pouco susceptíveis à crioclastia (ANDRÉ, 2003). A eficiência dos processos biológicos na taxa de intemperismo é dependente das condições ambientais locais. Em regiões submetidas a condições ambientais extremas ou de condições ecológicas específicas, a contribuição biológica é superior, já que a atuação de outros processos é de alguma forma limitada – pela falta de água em estado líquido durante todo o ano, por exemplo (VILES, 1995).

Além da microfauna, as áreas livres de gelo da Antártica Marítima recebem ainda nidificação em grande escala da avifauna, cujos excrementos (guanós) são depositados sobre substratos diversos (rochas, sedimentos e solos). A interação de tais excrementos com o substrato estimula uma série de processos geoquímicos, que tem como produto a alteração e neoformação mineralógica, a constituição de feições nas rochas, o desencadeamento de processos pedogenéticos e o *input* de diversos elementos químicos ao ambiente (TATUR, 1989). O *input* de fósforo, nitrogênio e cálcio, e em taxas menores, de magnésio, potássio e sódio pelo guano representa uma das principais fontes destes elementos no solo, em especial em ambientes polares (KARKANAS & GOLDBERG, 2010). Os processos desencadeados pela ornitogênese geralmente estão associados à área da nidificação da avifauna e às áreas mais próximas e passíveis de receber os excrementos, seja por depósito direto, percolação da solução lixiviada do excremento ou mesmo erosão de partículas. A fosfatização tem sido amplamente estudada e defendida como processo de formação de solo por autores como Tatur & Myrcha (1984); Myrcha et al. (1985); Tatur & Barczuk (1985); Tatur (1989); Myrcha & Tatur (1991); Schaefer et

al. (2004); Michel et al. (2006); Simas et al. (2007); Pereira et al. (2013), Machado et al. (2017); Daher et al. (2019).

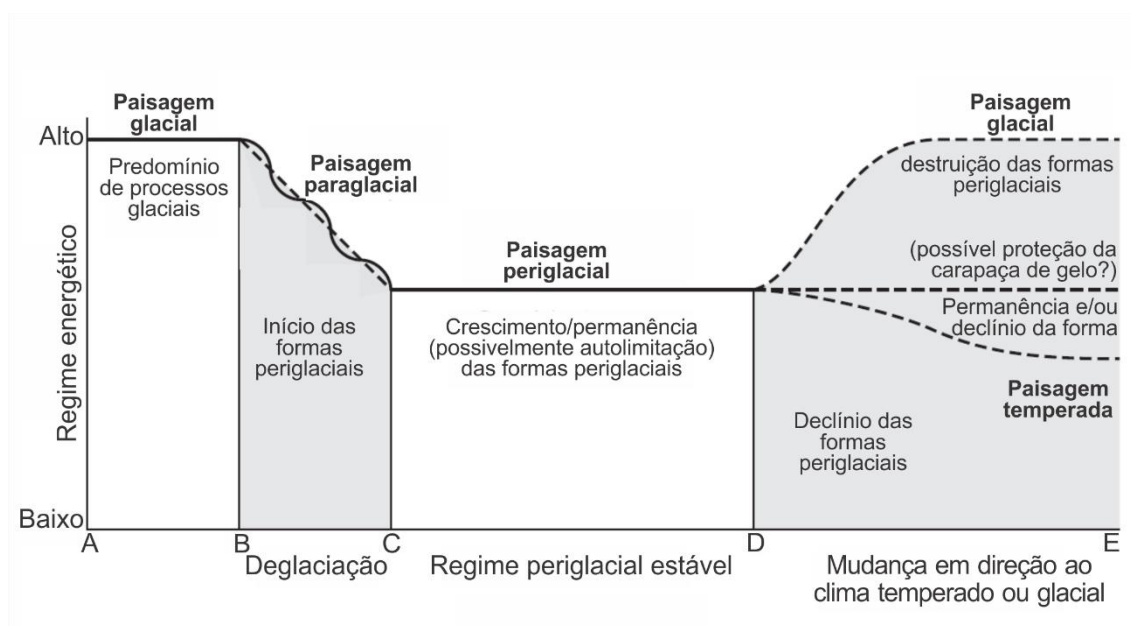
Explorar todos os processos e fatores potencialmente envolvidos na esculturação da paisagem periglacial não desvaloriza o frost action e o permafrost. Naturalmente, existe a tendência de concentrar a atenção naqueles agentes singulares e únicos a um determinado ambiente em detrimento daqueles azonais (WORSLEY, 2004). Porém, o que se defende é o comportamento distinto dos processos azonais frente ao ambiente periglacial, sendo de certa forma condicionados pelas temperaturas baixas e pelo gelo subsuperficial, provocando interações importantes entre ambos conjuntos de processos que conseqüentemente resultaram na paisagem periglacial (BERTHLING & ETSELMÜLLER, 2011).

### **1.5 Interação dos três conceitos no espaço e no tempo**

Embora possam ser erroneamente compreendidos como conflitantes, as relações e interações entre os três conceitos é evidente. Na verdade, a maioria das paisagens livres de gelo possui impresso o legado de condições glaciais pretéritas, ou até mesmo de condições não glaciais (de climas temperados ou mesmo tropicais) (FRENCH, 2007). A **Figura 1.5** propõe um modelo temporal que relaciona ao longo do tempo a paisagem glacial, paraglacial e periglacial, em condições de mudanças climáticas e energéticas.

É comum nas regiões próximas às geleiras a coexistência numa mesma paisagem de vertentes que retrabalham sedimentos glaciogênicos, com taxas de denudação elevadas, lagos e canais proglaciais e extensas planícies com formação de solos com padrão e sujeita a ciclos de congelamento e descongelamento. Nesse sentido, enquadrar o ambiente em apenas um dos três conceitos é tarefa árdua e demanda clareza do objeto pesquisado e da escala espacial empregada. De modo generalista, ambientes proglaciais e periglaciais dizem mais sobre condições locais, enquanto o paraglacial transita entre o local e o regional. Como apontado por Slaymaker (2011), o vale de Ekalugad no Canadá é um exemplo claro de ambientes não só em recente estágio de transição após o fim da glaciação, o que o define como essencialmente paraglacial, mas também proglacial e periglacial. Tal constatação não torna de forma alguma os três termos redundantes, apenas traduz diferentes aspectos da paisagem.

**Figura 1.5** – Modelo conceitual da evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial em relação às mudanças climáticas ao longo tempo.



Fonte: modificado de Slaymaker, 2011, p. 89. Modelo conceitual de evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial ao longo do tempo em relação às mudanças climáticas. A paisagem glacial é caracterizada por alto regime energético e o proglacial se instala às margens do glaciar. Com a deglaciação e recuo dos glaciares a superfície é exposta ao retrabalhamento paraglacial, e tem início o *frost action* e processos azonais. Com o esgotamento do estoque de sedimentos de origem glacial, a paisagem tende a uma maior estabilidade e estabelecimento de condição periglacial mais efetiva. O destino dessa paisagem depende das condições climáticas futuras, tendendo a destruição das formas pelo avanço do glaciar ou pelo estabelecimento de um clima temperado.

Para a realização de uma pesquisa que verse sobre a diversidade de processos envolvidos na evolução da paisagem de regiões polares livres de gelo é necessário adotar uma perspectiva científica mais ampla por meio da abordagem multiescalar. André (2003) propõe que tal abordagem seja: i) espacial, a partir da interação dos variados componentes da paisagem, desde a dinâmica fluvial e de vertentes até os atributos e organizações micrométricas dos materiais; ii) temporal, levando em consideração a história da paisagem, desde as formas e materiais herdados de tempos pretéritos até os resultados da dinâmica atual. A aproximação da história da paisagem permite colocar os processos em andamento em uma sucessão ou combinação que opera em conjunto. Essa abordagem oportuniza uma discussão mais acurada e crítica, evitando redundâncias ou interpretações equivocadas.



## **1.6 As contribuições da pesquisa brasileira na interface solo-relevo na Antártica**

De maneira atuante, pesquisadores brasileiros têm se dedicado ao estudo dos solos e ecossistemas terrestres da Antártica desde o ano de 2002. Inicialmente, como reporta Pereira et al. (2014), as pesquisas se iniciaram no âmbito do Projeto Criossolos, que em 2007 passou a constituir o Núcleo Terrantar, sediado na Universidade Federal de Viçosa. Este Núcleo compreende um dos grupos vinculados ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) da Criosfera, que juntamente com outros projetos integram o Programa Antártico Brasileiro, ou PROANTAR, que envolve diversas instituições nacionais, como CNPq, Ministério do Meio Ambiente, Ministério da Ciência e Tecnologia, Ministério da Defesa, Universidades, entre outras.

Diversos eixos temáticos orientam as investigações conduzidas pelo Terrantar na Antártica, com destaque para i) o levantamento, caracterização, formação e classificação dos solos; ii) a relação solo-paisagem; iii) a existência, distribuição e comportamento do permafrost; iv) o estudo detalhado da dinâmica da matéria orgânica, v) a relação clima/variabilidade climática e comportamento físico dos solos; vi) as interações solo-planta e as relações ecológicas estabelecidas e vii) o papel da fauna no desenvolvimento dos solos e paisagens. Especificamente os temas i, ii, vi e vii trouxeram importantes contribuições para a compreensão dos processos, formas e materiais nos ambientes pro, para e periglaciais. Essas pesquisas foram conduzidas no Arquipélago das Shetlands do Sul, Península Antártica e Antártica Continental, totalizando mais de 20 áreas investigadas até o momento.

Os resultados encontrados por essas pesquisas têm comprovado que a região da Península Antártica e o Arquipélago das Shetlands do Sul apresentam maiores temperaturas e precipitação em comparação com outras partes da Antártica (VIEIRA et al., 2010; CHAVES et al., 2017), propiciando estabelecimento mais eficiente de processos pedogenéticos e a consequente consolidação de sistemas periglaciais (FRANCELINO et al., 2011; MOURA et al., 2012). Os principais processos de formação de solo atuantes na região incluem a translocação de argilas, o tiomorfismo, podzolização e a fosfatização (SIMAS et al., 2007; SIMAS et al., 2008; PEREIRA et al., 2013; MICHEL et al., 2014; LOPES et al., 2017; DAHER et al., 2019). A diversidade pedológica está relacionada principalmente à diversidade do material de origem, colonização biológica atual e

pretérita, e ocorrência e distribuição do permafrost (SIMAS et al. 2008; MOURA et al. 2012).

Como consequência da complexidade pedogeomorfológica em ambientes periglaciais, os sistemas modernos de classificação de solos são insuficientes para a devida separação dos perfis na região (MICHEL et al., 2006; SIMAS et al., 2007, 2008; SOUZA et al., 2014), agrupando pedons que apresentam contrastes marcantes, ora desconsiderando a influência da fauna, como nos solos ornitogênicos, ora ignorando os fenômenos relacionados ao terreno, como os solos com padrões. As principais classes de solo incluem Arenosolos/Neossolos, Criossolos/Gelissolos, Leptossolos, Gleissolos e Cambissolos, todos apresentando propriedades gélicas (SIMAS et al., 2015).

Os principais processos geomorfológicos atuantes na Antártica Marítima e Peninsular incluem a solifluxão, nivação, crioturbação, crioclastia, ablação e erosão. Processos paraglaciais ocorrem em áreas livres de gelo expostas recentemente, independente da presença de gelo, relacionados principalmente a processos erosivos (erosão e a ablação). A paisagem na região da Antártica Peninsular e Marítima se desenvolve em penínsulas e pontas, pequenas ilhas cercadas por gelo e mar. Desta forma, um gradiente de ambientes se desenvolve a partir da geleira. Autores como Francelino et al. (2011), Moura et al. (2012) e Michel et al. (2014) fizeram estudos abordando a relação dinâmica e mútua entre pedogênese e superfícies geomórficas. Esses autores concluíram que as feições periglaciais são comuns a partir de 50 m acima do nível do mar, devido a presença de permafrost contínuo, especificamente àqueles em que há a presença de solos com padrões. Abaixo de 20 m as feições são muito raras, estando mais relacionadas a processos nivais e gravitacionais. Feições associadas à solifluxão estão concentradas em rampas de declividade média (maior que 11°), enquanto a crioturbação é comum em plataformas e depósitos glaciais, favorecida por texturas mais finas e maior retenção de água no perfil. Ambas são mais intensas em maiores altitudes. As feições relacionadas a processos nivais são comuns em fundos de vale planos (vales em forma de “U”), plataformas e rampas suaves. Planícies aluviais são comuns, cercadas por rampas mais íngremes nas proximidades dos glaciares, frequentemente preenchidas pelos sedimentos recentes.

A relação entre a pedodiversidade e a paisagem é estreita, principalmente devido a dinâmica e recente exposição do material de origem. Os Criossolos são caracterizados pela presença de permafrost até 1 m de profundidade ou 2 m quando feições gélicas

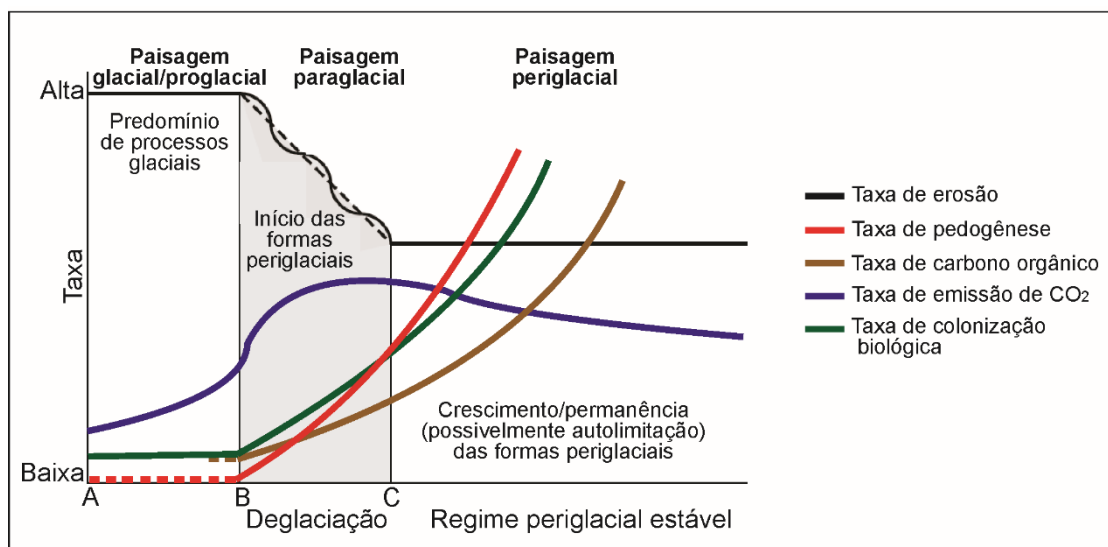
(orientação vertical de cascalhos, horizontes enterrados, solos com padrões) estão presentes; ocorrem em ambientes diversos, notadamente morainas, geoformas relacionadas a crioturbação e gelifluxão e plataformas marinhas soerguidas, apresentando estrutura bem desenvolvida (FRANCELINO et al. 2011). Uma interessante contribuição dos autores Michel et al. (2012) nas pesquisas sobre a camada ativa de permafrost constatou o primeiro caso de solos com padrão de congelamento por duas frentes laterais (two-sided freezing) na Antártica, sendo um padrão bastante comum no Ártico.

A exposição recente e o constante retrabalhamento do material de origem favorece a formação de Leptossolos (rasos e/ou pedregosos), sendo mais comuns em plataformas soerguidas e intimamente relacionados ao relevo residual, com estrutura incipiente. Os Gleissolos se encontram próximos aos canais de degelo, sendo comum a gleização de horizontes subsuperficiais em Criosolos devido ao impedimento de drenagem causado pela presença de permafrost. Os Neossolos (frequentemente arênicos) ocorrem em baixas altitudes, principalmente nos terraços marinhos, vertentes suaves, e depósitos (tills e planícies aluviais), mostram pouco ou nenhum desenvolvimento de estrutura, pequena diferenciação de horizontes, crioturbação ausente e nenhum horizonte diagnóstico. Os Cambissolos são caracterizados por uma textura mais fina e estrutura moderada, não apresentam permafrost ou crioturbação, ocorrem em baixas altitudes, em plataformas marinhas, feições erosivas ou depósitos (FRANCELINO et al, 2011; SIMAS et al., 2015).

Diante da extensa publicação brasileira e em consonância com a literatura internacional recente, propõe-se neste trabalho algumas modificações no modelo conceitual de evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial proposta por Slaymaker (2011) apresentada na **Figura 1.5**.

A primeira mudança diz respeito a avaliação da taxa energética ao longo do tempo nos três sistemas. O autor generaliza o termo regime energético como equivalente à taxa erosiva, em detrimento de demais processos que também demandam consumo energético. Pensando em uma percepção mais abrangente e complexa dessas paisagens, a **Figura 1.6** incluí ao modelo as taxas de pedogênese, de emissão de CO<sub>2</sub>, de colonização biológica e de produção de carbono orgânico, além da modificação do termo regime energético para taxa de erosão.

**Figura 1.6** – Proposta de novo Modelo conceitual da evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial em relação às mudanças climáticas ao longo tempo.



Fonte: modificado de Slaymaker, 2011, p. 89. Modelo conceitual de evolução da paisagem glacial, paraglacial e periglacial ao longo do tempo em relação às mudanças climáticas. A paisagem glacial é caracterizada por altas taxas erosivas, colonização microbiológica baixa e emissões eventuais de CO<sub>2</sub> durante derretimento. O proglacial se instala às margens da geleira. Com a deglaciação e recuo das geleiras a superfície é exposta ao retrabalhamento paraglacial, e tem início o frost action e processos azonais. As taxas de emissão de CO<sub>2</sub> aumentam principalmente com o derretimento do gelo remanescente e a instabilidade do material superficial. Com o esgotamento do estoque de sedimentos de origem glacial, a paisagem tende a uma maior estabilidade e estabelecimento de condição periglacial mais efetiva, com aumento da pedogênese, da colonização biológica e consequente aumento na produção de carbono orgânico. A manutenção do sistema periglacial tende a diminuir e estabilizar as taxas de emissão de CO<sub>2</sub> nos permafrost e nos terrenos congelados sazonalmente.

Na Antártica Marítima os três sistemas abordados estão inseridos em mesmo contexto, interagindo e coexistindo espacialmente. Em circunstâncias de transição paraglacial, a pedogênese e a colonização biológica se sobressaem como possibilitadores do estabelecimento periglacial. Como sugerido por Buscot (2005), após a retração de uma geleira a superfície exposta dispõe de capacidade reduzida de suportar biota complexa e abundante. Durante os primeiros estágios, microrganismos como algas, bactérias e associações com fungos em biofilmes de líquens representam os colonizadores pioneiros. Em substratos não consolidados, tal colonização microbiológica, como as crostas criptogâmicas, promoverá estabilidade ao material além de reações intempéricas que envolvem transformações geoquímicas. A estabilidade em conjunto com a transformação da matriz sólida em partículas cada vez menores e com elevada superfície reativa, desenvolve a comunidade biológica, e propicia processos pedogenéticos efetivos. Pedogênese e microrganismos em conjunto produzem e transformam a matéria orgânica em processos de mineralização e humificação, elevando os teores de carbono orgânico. A mesma interpretação pode ser feita para as áreas colonizadas por aves, cuja interação

entre guano e substrato é capaz de produzir os solos mais desenvolvidos e, muitas vezes, capazes de sustentar uma cobertura vegetal de maior porte.

Quanto mais afastado da geleira, mais os processos de remoção dão lugar ao retrabalhamento do material exposto. A atividade biológica se intensifica, primeiramente na forma de filmes bacterianos em pequenos lagos ou poças (cianobactérias), criando condições para o estabelecimento da flora. A estabilidade do material é chave para a atividade biológica mais intensa. Os constantes ciclos de congelamento e descongelamento resultam em intenso intemperismo físico, enquanto a disponibilidade de água líquida juntamente com maior atividade biológica da fauna e flora incrementam o intemperismo químico, o conteúdo de carbono e a neoformação de minerais na fração argila (MICHEL et al., 2006; SIMAS et al., 2006). O soerguimento glacio-isostático, comum na região, afeta esta separação tornando a paisagem mais complexa. À medida que a geleira retrai, todo o conjunto soergue, intensificando os processos de remoção dos sedimentos recém disponibilizados, acelerando a transição pró-glacial/paraglacial/periglacial. Assim, os três conceitos coexistem nas áreas livres de gelo da Antártica como um contínuo que evolui no sentido de uma maior diversidade geomorfológica, pedológica e biológica.

### **1.7 Considerações finais**

Mesmo que sistemas proglaciais, paraglaciais e periglaciais se diferenciem em essência já na premissa diagnóstica, os três sistemas podem ocorrer concomitante em uma mesma paisagem. O primeiro tem como diagnóstico o critério locacional, o segundo temporal e o terceiro por processos e formas. Ao analisar a natureza dos processos atuantes em cada um, é plausível distinguir que os dois primeiros lidam essencialmente com transporte de sedimentos enquanto o último tem foco no intemperismo e processos de gênese, retrabalhamento e evolução do regolito. Todos os três possuem formas resultantes características e de fato em diversas situações sobrepostas, em especial nas áreas polares com proximidade às geleiras. Encontrar formas e processos provenientes dos três sistemas abordados, portanto, não deveria ser inesperado, tendo em vista que de forma alguma seus critérios diagnósticos, seus processos e materiais resultantes são excludentes entre si ou exclusivos de cada um. Este cenário tem sido uma realidade revelada na paisagem Antártica através dos estudos pedológicos e geomorfológicos empreendidos por equipes

brasileiras, com especial contribuição ao entendimento de que a atividade biológica, e por que não, a vida, exerce um papel fundamental na transformação da paisagem não glacial. Os estudos não só reiteram a complexidades dessas paisagens como também sinalizam a importância da continuidade dos investimentos nacionais em pesquisas no continente gelado.

## **1.8 Referências**

ANDERSON, D. E.; DOUDIE, A. S.; PARKER, A. G. Global environments through the Quaternary – exploring environmental change. United Kingdom: Oxford, Second Edition, 2013, 406p.

ANDRÉ, M.F. Les versants du Spitsberg (approche géographique des paysages polaires). Press universitaires de Nancy, Nancy, 1993, 361p.

ANDRÉ, M-F. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, v. 52, p. 149-164, 2003.

ANDRÉ, M-F. (2009) From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology. In: KNIGHT, J.; HARRISON, S. (Eds) *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*, Geological Society of London, Special Publication: p. 5-28.

ASHMORE, P. Contemporary erosion of the Canadian landscape. *Progress in Physical Geography*, v. 17, p. 190-204, 1993.

BALLANTYNE, C. K. Paraglacial debris cone formation on recently deglaciated terrain. *The Holocene*, v. 5, p. 25-33, 1995.

BALLANTYNE, C. K. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1935-2017, 2002.

BALLANTYNE, C. K. (2013a) Paraglacial geomorphology. In: ELLIAS, S. A.; MOCK, C. J. (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 2 ed., p. 553-565.

BALLANTYNE, C. K. (2013b) Patterned ground. In: ELLIAS, S. A.; MOCK, C. J. (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 2 ed., p. 452-463.

BENN, D. I.; EVANS, J. A. *Glaciers and Glaciation*, London: Arnold, 2 ed., 2010, 802 p.

BERTHLING, I.; ETZELMÜLLER, B. The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, v. 25, p. 378-384, 2011.

BONADA, B.; ROSA, K. K.; ANDRADE, A. M. Caracterização geomorfológica das áreas livres de gelo em resposta da tendência de retração da Geleira Polar Club, Península Potter, Ilha Rei George, Antártica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 1, p. 149-167, 2018.

BRENNAND, T. A. (2004). Glacifluvial. In: GOUDIE, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of geomorphology*. London: Routledge, v. 1, p. 459-465.

BUSCOT, F. (2005). What are soil? In: BUSCOT, F; VARMA, A. (Ed.) *Microorganisms in soils: roles in genesis and functions*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, v. 3, p. 3-17.

CHAVES, D. A.; LYRA, G. B.; FRANCELINO, M. R.; SILVA, L. D. B.; THOMAZINI, A.; SCHAEFER, C. E. G. R. Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica and relationship with climate variability models. *Science of the Total Environment*, v. 112, p. 1-14, 2017.

CHURCH, M.; RYDER, J. M. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of American Bulletin*, v. 83, p. 3059-3072, 1972.

CHURCH, M.; SLAYMAKER, O. Desequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, v. 337, p. 452-454. 1989.

COSTA, V. C. S.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J. C. Geomorphology and sedimentology of Union Glacier area, Ellsworth Mountains, Occidental Antarctica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 3, p. 579-594, 2017.

DAHER, M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; THOMAZINI, A.; LIMA NETO, E.; SOUZA, C. D.; LOPES, D. V. Ornithogenic soils on basalts from maritime Antarctica. *Catena*, v. 173, p. 367-374, 2019.

EMBLENTON-HAMANN, C. (2004). Proglacial landforms. In: GOUDIE, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, v. 2, p. 810-813.

ETIENNE, S. The role of biological weathering in periglacial áreas: a study of weathering rinds in South Iceland. *Geomorphology*, v. 47, p. 75-86, 2002.

EYLES, N; KOCSIS, S. Reply to M. Church and J. M. Ryder's discussion of "Sedimentology and clast fabrics of subaerial debris flow facies in a glacially influenced aluvial fan". *Sedimentary Geology*, v. 59, p. 15-28, 1989.

FEUILLET, T.; COQUIN, J.; MERCIER, D.; COSSART, E.; DECAULNE, A.; JÓNSSON, H. P.; SÆMUNDSSON, Þ. Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: Do paraglacial factors vary over space? *Progress in Physical Geography*, v. 38, p. 354–377, 2014.

FORTIER, D.; ALLARD, M.; SHUR, Y. Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 18, p. 229-243, 2007.

FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; FILHO, E. I. F.; SOOUZA, J. J. L. L.; COSTA, L. M. Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctic. *Catena*, v. 85, p. 194-204. 2011.

FRENCH, H. M. Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term 'periglacial'. *Permafrost and periglacial processes*. v. 11, p. 35-42, 2000.

FRENCH, H. M. *The periglacial environment*. John Wiley & Sons, 3 ed., 2007, 458 p.

FRENCH, H. M. *The periglacial environment*. John Wiley & Sons, 4 ed., 2018, 515 p.

FRENCH, H. M.; THORN, C. E. The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie: reliefs, processus, environnement*, v. 12, n. 3, p. 165-174, 2006.

HALL, K. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, v. 31, p. 47-63, 1995.

HALL, K.; THORN, C. E.; MATSUOKA, N.; PRICK, A. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in physical geography*, v. 26, n. 4, p. 577-603, 2002.



HARRISON, S.; WINCHESTER, V. Age and nature of paraglacial debris cones along margins of San Rafael glacier, Chilean Patagonia. *The Holocene*, v. 7, p. 481-487, 1997.

ITURRIZAGA, L. Paraglacial landforms assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains. *Geomorphology*, v. 95, p. 27-47, 2008.

KARKANAS, P.; GOLDBER, P. (2010) Phosphatic features. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, p.521-541.

KESSLER, M. A.; WERNER, B. T. Self-organization of sorted patterned ground. *Science*, v. 299, p. 380-383, 2003.

KNIGHT, J.; HARRISON, S. Transience in cascading paraglacial systems. *Land Degradation & Development*, v. special issue article, p.1-11, 2018.

KRANTZ, W. B. Self-organization manifest as patterned ground in recurrently frozen soils. *Earth Science Reviews*, v. 29, p. 117-130, 1990.

LAMOUREUX, S. F. Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 36, p. 1533-1546, 1999.

LOPES, D. V.; SOUZA, J. J. L. L.; OLIVEIRA, F. S.; SCHAEFER, C. E. G. R. Solos e evolução da paisagem em ambiente periglacial na Península Barton, Antártica Marítima. *Revista do Departamento de Geografia*, v. especial SBGFA: 259-267, 2017.

MACHADO, M. R.; OLIVEIRA, F. S.; SCHAEFER, C. E. G. R.; ALMEIDA, E. P. C. Endemismo pedológico e os solos da Ilha da Trindade – Atlântico Sul, Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, v. especial SBGFA: 238-248, 2017.

MARSHALL, S. J. *The cryosphere*. Princeton University Press: New Jersey, 2012, 288 p.

MATSUOKA, N. Monitoring periglacial processes: towards construction of a global network. *Geomorphology*, v. 80, p. 20-31, 2006.

MATTHEWS, J. A.; SHAKESBY, R. A.; BERRISFORD, M. S.; McEWEN, L. J. Periglacial patterned ground in the Styggedalsbreen glacier foreland, Jotunheimen,

Southern Norway: micro-topographical, paraglacial and geochronological controls. *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 9, p. 147-166, 1998.

MCCONNELL, J. R. (2006) Role and importance of cryospheric processes in climate system. In: ANDERSON, M. G.; MCDONNELL, J. J. (Eds.) *Encyclopedia of hydrological sciences*. doi:10.1002/0470848944.hsa208.

MERCIER, D. (2007). Le paraglaciaire, évolution d'un concept. In: ANDRÉ, M-F.; ETIENNE, S.; LAGEAT, Y.; LE COEUR, C.; MERCIER, D. (Eds) *Du continent au bassin versant – théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Collection 'Nature & Sociétés', v. 4, p. 341–353.

MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; DIAS, L. E.; SIMAS, F. N. B.; BENITES V. M.; MENDONÇA E. S. Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from Maritime Antarctica: Pedogenesis, Vegetation, and Carbon Studies. *Soil Science Society of America Journal*, v. 70, p. 1370-1376, 2006.

MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; POELKING, E. L.; SIMAS, F. N. B.; FERNANDES FILHO, E. I.; BOCKHEIM, J. G. Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155-156, p. 12-19, 2012.

MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SIMAS, F. N. B.; HAUS, N. W.; SERRANO, E.; BOCKHEIM, J. Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 225, p. 76-86, 2014.

MILLER, D. C.; BIRKELAND, P. W.; RODBELL, D. T. Evidence for Holocene stability of steep slopes, northern Peruvian Andes, based on soils and radiocarbon dates. *Catena*, v. 20, p. 1-12, 1993.

MOURA, P. A.; FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E. G. R. Distribution and characterization of soils and landform relationship in Byers Peninsula, Livingston Island, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155-156, p. 45-54, 2012.

MYRCHA, A., PIETR, S.J., TATUR, A. (1985). The role of Pygoscelid penguin rookeries in nutrient cycles at Admiralty Bay, King George Island. In: SIEGFRIED,

W.R., CONDY, P.R., LAWS, R.M. (Eds.), Antarctic nutrient cycles and food webs. Springer-Verlag, Berlin, p. 156-163.

MYRCHA, A., TATUR, A. Ecological role of the current and abandoned penguin rookeries in the land environment of the maritime Antarctic. Polish Polar Research, v. 12, 1:3-24, 1991.

NAYLON, L. A.; VILES, H. A.; CARTER, N. E. A. Biogeomorphology revisited: looking towards the future. Geomorphology, v. 47, p. 3-14, 2002.

OLLIER, C. D. Deep weathering, groundwater and climate. Geografiska Annaler, v. 70<sup>a</sup>, p. 285-290, 1988.

PEREIRA, T. T. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; ALMEIDA, C. C.; ALMEIDA, I. C. C. Micromorphological and microchemical indicators of pedogenesis in ornithogenic cryosols (gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula. Geoderma, 193-194, 311-322, 2013.

PEREIRA, T. T. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; RODRIGUES, R. A.; PINHEIRO, L. S. Pedologia brasileira na Antártica: a pesquisa de solos afetados por permafrost no cenário do aquecimento global. Revista Geográfica Acadêmica. v. 8, p. 18-28, 2014.

PERMAFROST SUBCOMMITTEE. Glossary of permafrost and related ground-ice terms. National Research Council Canada Technical Memorandum. n. 142, 1988, 156p.

PERONDI, C.; ROSA, K. K.; VIEIRA, R. Caracterização geomorfológica das áreas livres de gelo na margem leste do campo de gelo Warszawa, Ilha Rei George, Antártica Marítima. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 20, n. 2, p. 411-426, 2019.

POPE, G. A.; DORN, R. I.; DIXON, J. C. A new conceptual model for understanding geographical variations in weathering. Annals of Association of American Geographers. v. 85, n. 1, p. 38-64, 1995.

RAY, R. J.; KRANTZ, W. B.; CAINE, T. N.; GUNN, R. D. A model for sorted patterned-ground regularity. Journal of Glaciology, v. 29, n. 102, p. 317-337, 1983.

ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J. C. Dinâmica glacial e características sedimentares resultantes na zona proglacial da Gelerira Ecology – Baía do Almirantado,

Ilha Rei George – Antártica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 7, n. 2, p. 51-60, 2006.

ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; ACUNA, F. F.; SIMÕES, J. C. Geomorfologia e sedimentologia glacial aplicadas na reconstrução da evolução do ambiente de deglaciação da Geleira Wanda, Ilha Rei George, Antártica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 11, n. 1, p. 39-48, 2010.

ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; MENDES Jr., C. W.; SOUZA Jr., E.; SIMÕES, J. C. Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free áreas in the Martel Inlet, King George Island, Antarctica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 2, p. 181-187, 2013.

RYDER, J. M. The stratigraphy and morphology of paraglacial aluvial fans in South-central British Columbia. *Canadian Journal Earth Science*, v. 8, p. 279-298, 1971a.

RYDER, J. M. Some aspects of the morphometry of paraglacial aluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 1252-1264, 1971b.

SCHAEFER, C.E.G.R., SIMAS, F.N.B., ALBUQUERQUE-FILHO, M.R., MICHEL, R.F.M., VIANA, J.H.M., TATUR, A. (2004) Fosfatização: processo de formação de solos na Baía do Almirantado e implicações ambientais. In: SCHAEFER, C.E.G.R., FRANCELINO, R., SIMAS, F.N.B., ALBUQUERQUE FILHO, R. (eds.), *Ecosistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica Marítima, Baía do Almirantado, Ilha Rei George*. NEPUT e Departamento de Solos, Viçosa, p. 47-59.

SALGADO, A. A. R.; LIMOEIRO, B. F. Geomorfologia brasileira: panorama geral da produção nacional de alto impacto no quinquênio entre 2011-2015. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 1, p. 225-236, 2017.

SLAYMAKER, O. (2009) Proglacial, periglacial or paraglacial? In: KNIGHT, J. HARRISON, S. (Eds.) *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments special publication*. The Geological Society of London, p. 71-84.

SLAYMAKER, O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae*, v. 30, n. 1, p. 85-94, 2011.

SIMAS, F. B. B.; CHAEFER, C. E. G. R.; MELO, V. F.; GUERRA, M. B. B.; SAUNDERS, M.; GILKES, R. J. Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (Cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays and Clay Mineralogy*, v. 54, p. 721-736, 2006.

SIMAS, F. N. B., SCHAEFER, C. E. G. R., MELO, V. F., ALBUQUERQUE-FILHO, M. R., MICHEL, R. F. M., PEREIRA, V. V., GOMES, M. R. M., COSTA, L. M. Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, 138: 191-203, 2007.

SIMAS, F. N. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; ALBUQUERQUE-FILHO, M. R., FRANCELINO, M. R.; FERNANDES-FILHO, E. I.; COSTA, L. M. Genesis, properties and classification of Cryosols from Admiralty Bay, Maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, p. 116-122, 2008.

SIMAS, F. N. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MICHEL, R. F. M.; FRANCELINO, M. R.; BOCKHEIM, J. G. (2015). Soils of the South Orkney and South Shetland Island, Antarctica In: BOCKHEIM, J. G. (ed.). *The soils of Antarctica*, World Soils Book Series. p. 227-273.

SOUZA, J. J. L. L.; SCHAEFER, C. E. G. R.; ABRAHÃO, W. A. P. ; MELLO, J. W. V.; SIMAS, F. N. B.; SILVA, J.; FRANCELINO, M. R.. Hydrogeochemistry of sulfate-affected landscapes in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, 155-156: 55-61, 2012.

SOUZA, K. K. D.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; SPINOLA, D. N.; DAHER, M. Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. *Geomorphology*, v. 225, p. 87-99, 2014.

SUN, H. J.; FRIEDMANN, E. I. Growth on geological time scales in the Antarctic cryptoendolithic microbial Community. *Geomicrobiology Journal*, v. 16, p. 193-202, 1999.

TATUR, A. Ornithogenic soils of the Maritime Antarctic. *Polish Polar Research* v. 4, p. 481-532, 1989.

TATUR, A., BARCZUK, A. (1985). Ornithogenic phosphates on King George Island, Maritime Antarctic. In: SIEGFRIED, W.R., CONDY, P.R., LAWS, R.M. (Eds.), Antarctic nutrient cycles and food webs. Springer-Verlag, Berlin, p. 163-169.

TATUR A., MYRCHA A. Ornithogenic soils on King George Island (maritime Antarctic zone). Polish Polar Research, v. 5, p. 31-60, 1984.

THORN, C. E.; HALL, K. Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. Progress in physical geography, v. 26, n. 4, p. 533-550, 2002.

TWEED, F. S.; RUSSELL, A. J. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. Progress in Physical Geography v. 23, p. 79–110, 1999.

VAN VLIET-LANOE, B. (1985). Frost effects in soils. In: BOARDMAN, J. (ed.) Soils and Quaternary Landscape Evolution. Wiley Publishers, London, p. 117-158.

VAN VLIET-LANOE, B. (2004) Properties and processes of cryosols: introduction. In: KIMBLE, J. M. (Ed.). Cryosols – permafrost affected soils. Springer, p. 341-346.

VIEIRA, G.; BOCKHEIM, J.; GUGLIELMIN, M.; BALKS, M.; ABRAMOV, A. A.; BOELHOUWERS, J.; CANNONE, N.; GANZERT, L.; GILICHINSKY, D.; GORYACHKIN, S.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MEIKLEJOHN, I.; RAFFI, R.; RAMOS, M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SERRANO, E.; SIMAS, F.; SLETTEN, R.; WAGNER, D. Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: advances during the International Polar Year 2007-2008. Permafrost and Periglacial Processes, v. 21, p. 182-197, 2010.

VIEIRA, R.; ROSSATO, M. S.; AQUINO, F. E.; SIMÕES, J. C. Feições morfológicas associadas ao ambiente de deglaciação da Geleira Ecology, Ilha Rei George, Antártica. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 6, n. 2, p. 51-64, 2005.

VIEIRA, R.; SIMÕES, J. C. Geomorfologia glacial dos Montes Patriot e Montes Independence, Montanha Ellsworth, manto de gelo da Antártica Ocidental. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12, n. 1, p. 45-58, 2011.

VILES, H. Ecological perspectives on rock surface weathering: towards a conceptual model. Geomorphology v. 13, p. 21-35, 1995.

WASHBURN, A. L. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin of the Geological Society of America*. v. 67, p. 823-866, 1956.

WORSLEY, P. Periglacial geomorphology. In: GOUDIE, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of geomorphology*. London: Routledge, v. 2, 2004, p. 772-776.

## CAPÍTULO 2 – EVOLUÇÃO PEDOGEO MORFOLÓGICA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS NA PENSÍNSULA KELLER – ANTÁRTICA MARÍTIMA

### 2.2.1 Introdução

A Antártica Marítima responde a uma dinâmica paraglacial regional (FRANCELINO et al., 2011), em uma trajetória iniciada com o recuo holocênico dos glaciares há aproximados 4000 anos (YOON et al., 2000). A exposição de superfícies e materiais glaciogênicos instáveis e disponíveis ao retrabalhamento por agentes subaéreos submetem a paisagem a uma vulnerabilidade cuja evolução é reconhecida como em processo temporal de transição, recuperando-se dos distúrbios da glaciação e reajustando-se às novas condições vigentes (KNIGHT & HARRISON, 2018).

Com a exposição gradual da superfície, a maior amplitude térmica e disponibilidade hídrica em estado líquido oportunizados pelos 3 a 4 meses de verão propiciam transformações da paisagem por processos periglaciais locais (VAN VLIET-LANOË, 1985). Ao retrabalhar os materiais glaciogênicos, os processos periglaciais promovem mudanças pedogeomorfológicas em superfícies instáveis e, de certa forma, com sensibilidades específicas frente à tais mudanças.

Ao utilizar o termo sensibilidade, este trabalho considera o conceito como apresentado por Brunsdén & Thornes (1977), isto é, a susceptibilidade de que uma alteração nos controles de um sistema natural produza uma resposta sensível, reconhecível e persistente. A diferença entre a estabilidade e a instabilidade de uma dada paisagem reside na proporção espaço-temporal de distribuição de forças de resistência e forças de distúrbio, e à forma como tal paisagem reage dinamicamente a ambas as forças (se com *feedback* positivo ou negativo para restaurar o sistema ao seu estado original).

Em uma mesma paisagem coexistem espacialmente diversas sensibilidades, e a susceptibilidade do sistema aos distúrbios consiste no potencial e na magnitude da mudança e na habilidade do sistema de resistir a ela, em uma relação de causa-efeito estabelecida a partir do momento em que processos internos ou externos ultrapassam determinados limiares (SCHUMM, 1979; MUHS, 1984) e passam a influenciar e controlar as mudanças.



Arraigado nos estudos geomorfológicos (TRICART, 1965; CHORLEY & KENNEDY, 1971; SCHUMM, 1979; COATES & VITEK, 1980; CARSON, 1984), o conceito de limiares (*threshold*), ou zona crítica, como sugerido por Schumm (1979), é definido por dois tipos. O primeiro deles, o extrínseco, é uma variável ou fator externo que muda progressivamente e desencadeia mudanças bruscas no sistema afetado. Em outras palavras, o limiar existe dentro do sistema, mas só será ultrapassado a partir da influência de uma variável externa (SCHUMM, 1979). Muitos limiares extrínsecos são impulsionados por mudanças climáticas ou tectônicas (SCHAETZL & ANDERSON, 2005). O limiar intrínseco é definido por fatores internos inerentes à respectiva forma de relevo e desenvolvido dentro do próprio sistema geomórfico (SCHUMM, 1979). Normalmente são mudanças graduais cujos impactos acumulativos excedem um determinado limite (LIN, 2011). Os limiares intrínsecos em muito se associam às relações e interações pedogeomorfológicas. Na visão de Schumm (1979), é a mudança na forma em si, através do tempo, que representa o limiar crítico que deve ser alcançado. Diversos estudos pedogeomorfológicos já demonstraram a eficiência de determinados processos pedogenéticos em modificar a forma da vertente a partir de transformações na cobertura pedológica.

Ainda que sem aprofundamento conceitual acerca das definições científicas dos limiares pedológicos, é possível reconhecer em alguns trabalhos a utilização do conceito em sentidos muito próximos aos limiares extrínsecos de Schumm (1979), como em Yaalon (1971) e seu estudo sobre condições de desequilíbrio nos sistemas pedológicos, Torrent & Nettleton (1978) que destaca o *feedback* de processos pedogenéticos na gênese dos solos, Bocquier (1973) e seus sistemas biogeodinâmicos, Duchaufour (1982) que propõe o conceito de limiares ambientais em alguns solos e Birkeland (1984) em um estudo de cronosequência realizado na Nova Zelândia.

Após o trabalho de Muhs (1984), os limiares pedológicos foram de fato sistematicamente discutidos, resultando não só na definição do conceito como também enfatizando sobre o quanto sua aplicação auxilia nas interpretações da gênese e evolução dos solos. Um limiar pedológico é o limite da estabilidade morfológica do solo que é excedido tanto por mudanças intrínsecas na morfologia, química ou mineralogia ou uma mudança sutil, porém progressiva, em um dos fatores de formação do solo (extrínseco): material de origem, clima, relevo e organismos. Muhs (1984) salienta que o tempo não está incluído

porque os limiares só são ultrapassados com o desenvolvimento dos solos através do tempo.

A formação e evolução do solo está frequentemente relacionada a mudanças que ocorrem em centenas ou milhares de anos (YAALON, 1971), a partir do efeito cumulativo de mudanças aleatórias ou periódicas em distintas escalas de tempo (LIN, 2011). Seu comportamento e evolução em escalas temporais sempre foram uma preocupação para a ciência do solo (HUGGETT, 1998), e questões envolvendo cronologias ainda continuam atuais (CHADWICK & CHOROVER, 2001; TARGULIAN & KRASILNIKOV, 2007; TARGULIAN & BRONIKOVA, 2009; LIN, 2011).

A fim de conciliar tais mudanças através do tempo, este estudo está embasado nas concepções de duas teorias de formação do solo:

i) a de Johnson & Watson-Stegners (1987) em que o desenvolvimento do solo é visto como um processo evolutivo contínuo e não unidimensional. Sua evolução é traçada a partir de uma trajetória progressiva, ao longo da qual o solo avança em prol da noção de desenvolvimento, e uma trajetória regressiva, ao longo da qual o desenvolvimento é revertido. O futuro da pedogênese irá depender de qual das trajetórias é mais forte no momento ou no passado recente. Cada uma das trajetórias possui três componentes principais que consistem em dois vetores opostos da progressão ou regressão respectivamente: a) horizontalização ou haploidização; b) vetores que retardam ou favorecem processos construtivos superficiais; c) aprofundamento ou desbaste dos perfis;

ii) a de Phillips (1993) que expande a teoria de Johnson & Watson-Stegner (1987) ao pensar no desenvolvimento dos solos sob a ótica da não linearidade e da incerteza determinística (*deterministic uncertainty*). É uma perspectiva que interpreta a variação espacial dos solos incluindo conceitos de instabilidade dinâmica, caos e auto-organização divergente. Segundo Phillips *et al.* (1996) até as mínimas diferenças no caminho percorrido durante sua evolução pode levar à grandes e crescentes divergências à medida que o solo se desenvolve. Em outras palavras, pequenas perturbações podem se tornar complexas e duradouras (mesmo quando as perturbações em si não são) porque o sistema solo é presumidamente instável. Tal persistência tem relação com processos retroalimentares criados a partir do momento em que a perturbação ocorre e, assim, pressupõe que influências ou restrições tendem a persistir e crescer com o tempo até que sejam desproporcionalmente grandes em comparação com a magnitude original da

perturbação. Em seu trabalho o autor não ignora o papel de mudanças externas para a evolução e a variabilidade espacial dos solos, mas afirma que nem sempre elas são necessárias e que onde a divergência pedológica ocorre na ausência de variações nos fatores de formação a instabilidade dinâmica ganha força explicativa.

A coevolução do solo e do relevo no tempo, levando em consideração ambos os fatores, processos e limiares inerentes a cada um, revela a própria história evolutiva da paisagem. A resistência apresentada por sistemas naturais frente às mudanças é um questionamento científico em voga desde as últimas décadas do século passado, muito influenciado pelos crescentes debates políticos-econômicos e pela percepção pública das consequências das alterações antrópicas realizadas tanto em escalas locais quanto globais (ALLISON & THOMAS, 1993). Compreender e prever mudanças não é somente uma questão de compreender os mecanismos dos processos que impulsionam tais mudanças. Requer o reconhecimento e a compreensão da natureza das conexões entre os componentes individuais do sistema (BRUNSDEN, 1993). Nesse sentido, estudos que se debruçam sobre formação e evolução das paisagens têm muito a acrescentar por trazerem associações entre eventos passados, processos atuantes no presente e as implicações de ambos na configuração da paisagem futura.

Sustentado por essas concepções, este estudo pretende reconhecer, caracterizar, e interpretar o papel dos fatores e processos azonais e do *frost action* na formação e evolução pedogeomorfológica de superfícies geomórficas<sup>9</sup> na Península Keller, Ilha Rei George, Antártica Marítima, a partir de uma cronosequência de solos e rochas. O estudo foi conduzido buscando identificar a trajetória ou trajetórias de desenvolvimento pedogeomorfológico e os significados ambientais desses processos. Entendendo a necessidade de se posicionar sob a ótica do trânsito escalar nas investigações cronológicas, e em especial de ambientes para-periglaciais, foram adotadas caracterizações morfológicas e morfométricas tanto das superfícies quanto dos solos nelas contidos, incluindo análises granulométricas, químicas de rotina, fracionamento de matéria orgânica, geoquímicas, mineralógicas e micromorfológicas. Para as rochas, foram adotadas análises geoquímicas (total e química mineral) e micromorfológicas.

---

<sup>9</sup> Superfície geomórfica conceitualmente estabelecida por Ruhe (1969) e Daniels et al. (1970), sendo uma porção da paisagem com delimitação geográfica bem definida formada em um dado período de tempo.

Na falta de datações absolutas foram utilizados princípios da cronologia relativa de superfícies geomórficas (SCHAETZL & ANDERSON, 2005), que consideram as distâncias da geleira como diferentes fases de tempo. A exposição de tais superfícies obedece a uma cronologia de recuo das geleiras bem estabelecida, com o Sul da Península sendo considerado o de exposição mais antiga, o centro de exposição intermediária e o Norte de exposição mais recente.

## **2.3 Materiais e Métodos**

### **2.3.1 Área de estudos, superfícies e coleta de amostras**

A Península de Keller faz parte da Ilha Rei George, uma das ilhas que compõe o Arquipélago Shetlands do Sul na Antártica Marítima. Sua extremidade setentrional é limitada pelos Glaciares Domeyko e Stenhouse, a 62°03'40" S enquanto seu limite meridional é na latitude 62°5'40" S. Tanto sua extremidade oeste quanto leste são determinadas pela Bahia do Almirantado, sendo a primeira de longitude 58°24'30" W e a segunda 58°23'30" W. Abrange uma área de aproximados 500 ha, com eixo principal norte-sul de aproximados 3.950 m e leste-oeste de 1.840 m. A Península abriga a Estação Antártica Comandante Ferraz (EACM), de propriedade do Brasil.

O arquipélago das Shetlands do Sul é a parte sul do Arco Scotia, intimamente ligada à formação Meso-Cenozóica da Península Antártica que abriu a passagem de Drake e o estreito de Bransfield (BIRKENMAJER, 1982). A ilha Rei George tem sua origem ligada às erupções de magmas transicionais entre a crosta oceânica e a Placa Antártica, variando composicionalmente entre calco-alcálicos e alcalinos (PRIDE et al., 1990), constituindo lavas basálticas até andesíticas, rochas piroclásticas e depósitos vulcânicos, além de rochas hipoabissais que variam em idade do Cretáceo Superior até o Oligoceno (BIRKENMAJER, 1982).

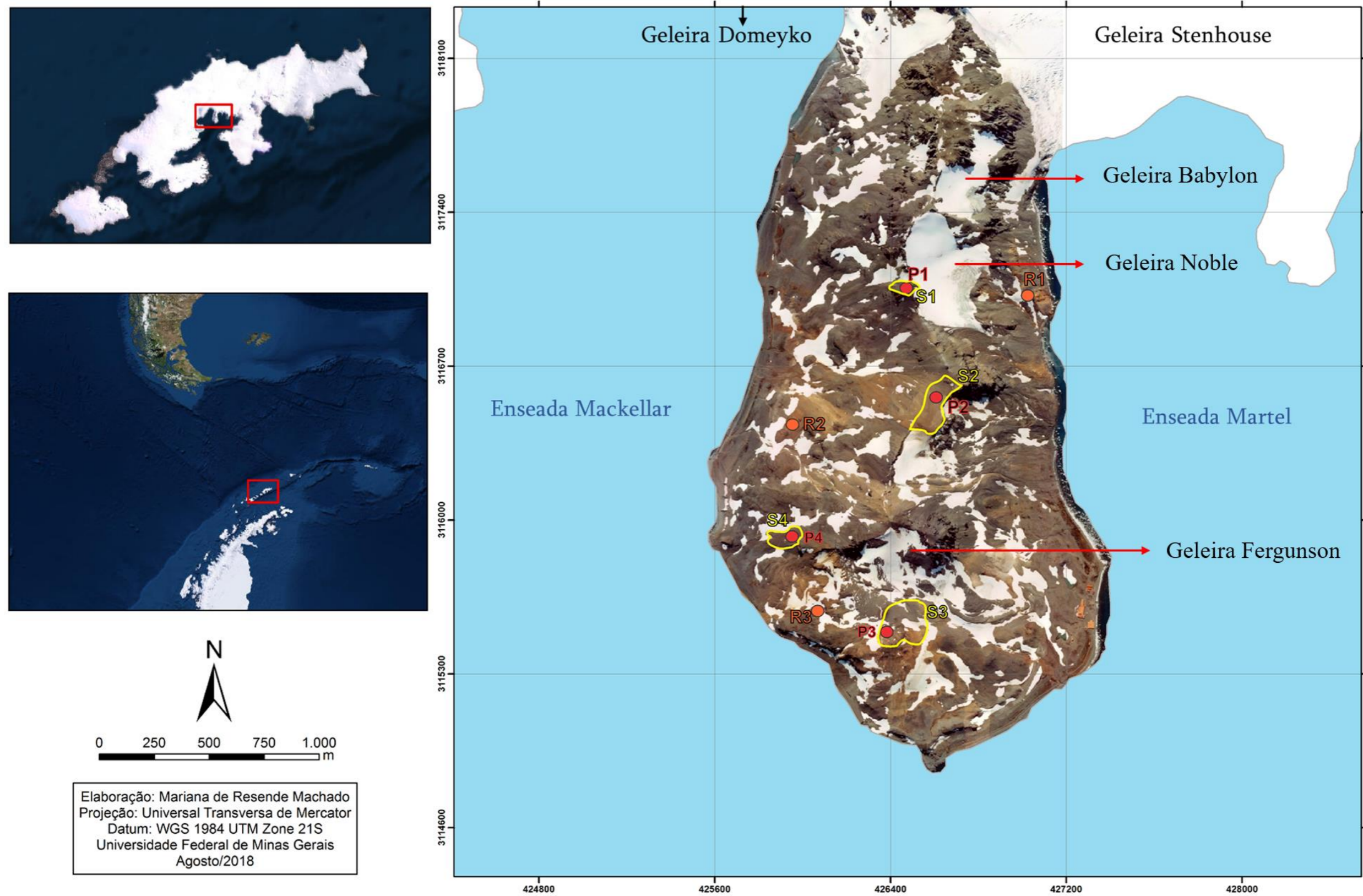
Tectonicamente, a Ilha Rei George é formada por sucessão escalonada de blocos tectônicos de direção NE-SW, constituindo horsts e grabens (GROENEWEG & BEUNK, 1992). Keller está posicionada na unidade Horst de Barton formado pelo Grupo Enseada Martel, que é subdividido em três Formações, i) Glaciar Domeyko, com ocorrência espacial predominante ao norte da península, com andesitos e basaltos andesíticos de cores esverdeadas devido a intensa cloritização; ii) Ancoradouro Visca, com andesitos

cinza esverdeados, brechas vulcânicas, aglomerados verdes andesíticos e tufos palagoníticos e por fim, iii) Península Keller, com inúmeros fragmentos de madeiras fossilizadas nos piroclastos e brechas de fluxos de lavas (BIRKENMAJER, 2001). O Grupo Enseada Martel é cortado por plutons e veios de composição diorítica a gabro, correspondente às intrusões Andinas, chamada por Birkenmajer (1980) de Grupo Wegger Peak. As intrusões em Keller ocorrem em enxames paralelos e são frequentemente deslocados por falhas transversais. Mineralizações de pirita e quartzo-pirita normalmente estão associadas a tais intrusões (BIRKENMAJER, 1980).

Com altimetria entre 0 e 340 metros, seu relevo é um complexo e dinâmico mosaico composto por morainas, protálus, geleira de rocha, terraços marinhos soerguidos, *felsenmeers*, encostas de detritos e solos com padrão (FRANCELINO et al., 2011; LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2012). A alta decividade da superfície, associada a intensa denudação sob condições paraglaciais, garante a Keller morfodinâmica ativa em um relevo movimentado com condições superficiais relativamente instáveis, que em certa medida influenciam o desenvolvimento dos solos. A cobertura vegetal se dá por crostas biológicas mistas (representadas pela colonização criptogâmica e gramíneas) que recobrem 3% de área da Península (FRANCELINO et al., 2011). O clima de Rei George é marítimo frio, com chuvas de verão e muita nebulosidade. A temperatura média mensal do ar varia entre - 6,4 °C em julho a 2,3 °C em fevereiro e a precipitação média anual é de 367 mm (INPE / CPTEC, 2009). Essas condições favorecem o derretimento das coberturas de neve e ciclos de congelamento e descongelamento durante o verão. Temperaturas positivas são registradas entre novembro e março, quando o derretimento do gelo produz água líquida.

Foram estudadas quatro superfícies geomórficas delimitadas em posição de cimeira na Península Keller (**Figura 2.1**), selecionadas com base nos estudos geomorfológicos prévios (FRANCELINO et al., 2011; LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2012) e reconhecimentos de campo no verão austral de 2018, durante a Operação Antártica Brasileira XXXVI. Em cada superfície foi realizada a abertura de um perfil de solo representativo, descritos conforme Schoeneberger et al. (2012) e classificados segundo o sistema World Reference Base for Soil Resources (IUSS Working Group WRB, 2015). As amostras do Perfil 4 foram coletadas apenas no topsoil, entre as profundidades de 0-20 cm e o solo foi classificado de acordo com os dados do trabalho de Albuquerque Filho (2005).

Figura 2.1 – Localização das superfícies (S), perfis de solo (P) e afloramentos de rochas (R) estudados na Península Keller – Ilha Rei George – Antártica Marítima.



Também foram coletadas amostras de rochas sulfetadas em três afloramentos próximos às superfícies, com o interesse de avaliar a alteração dos sulfetos também no sentido N-S. A escolha das áreas de coleta teve como referência o mapeamento de áreas sulfetadas apresentado por Francelino et al. (2011).

### **2.3.2 Análise das superfícies a partir das suas formas e padrões de cobertura**

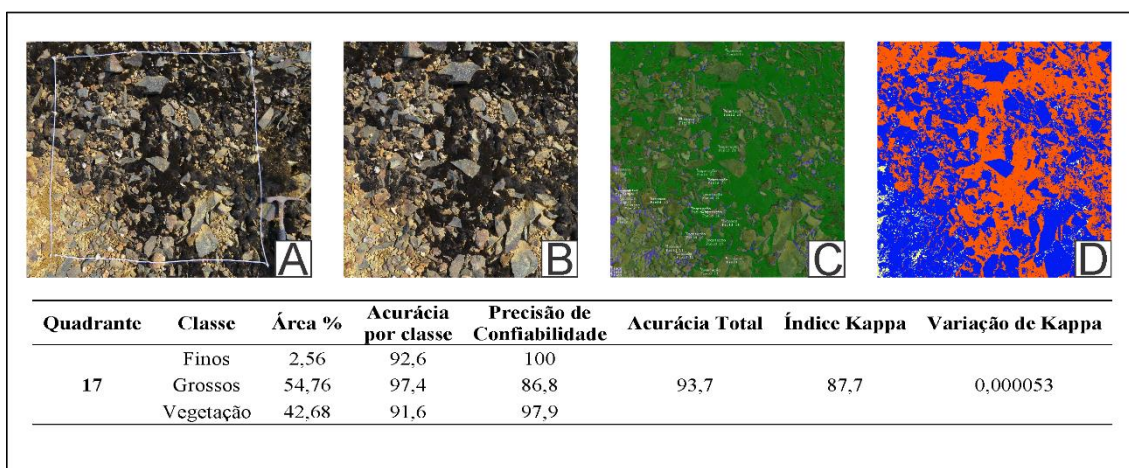
Visando a descrição e caracterização das quatro superfícies selecionadas, foram realizadas observações qualitativas e quantitativas de aspectos morfométricos dessas e de padrões de cobertura, vegetação ou solo exposto, que as compõem.

As análises morfométricas foram realizadas com o uso dos *softwares* QGIS© 3.4 e ArcGis© 10.7, com a geração de mapas de declividade e de orientação de vertentes a partir do Modelo Digital de Terreno com resolução espacial de 40 cm confeccionado por Schünemann et al. (2018) com uso de Laser Scanner Terrestre modelo RIEGL VZ-1000. Com os mesmos dados foi elaborado um raster de distribuição média de radiação solar na superfície a partir do Modelo Digital de Terreno (apresentado no **Capítulo 3, Figura 3.16**). A distribuição média de radiação levou em consideração a radiação solar média recebida durante o ano de 2018.

Os padrões de cobertura (vegetação ou solo exposto) foram analisados por interpretações de imagens obtidas em campo. Foram fotografados 20 quadrantes de 1 m<sup>2</sup> distribuídos aleatoriamente por toda a extensão das Superfícies 1, 2 e 3, e 3 quadrantes distribuídos na Superfície 4. O padrão solo exposto foi separado em materiais grossos (> 2 mm Ø) e finos (< 2 mm Ø), relativo às principais granulometrias que o compõe. Também foram realizadas medições de tamanho máximo e mínimo dos fragmentos grossos.

Após o tratamento das imagens fotografadas (**Figura 2.2 B**) foi utilizado o *software* livre MultiSpec Application© 2018 para fazer classificação de imagens supervisionada nas três classes previamente estimadas em campo (**Figura 2.2**). Foi utilizado o método Mahalanobis (XIANG et al., 2008) com seleção de campos de treinamento (**Figura 2.2 C**) e o resultado, expresso na **Figura 2.2 D**, deveria atender um índice Kappa superior a 85%.

**Figura 2.2** – Exemplo do método de classificação de imagem e do resultado da classificação com todos os índices que atestam a acurácia e precisão do procedimento realizado.



Na imagem D, o amarelo representa os finos, azul os grossos e alaranjado a vegetação.

### 2.3.3 Análises dos perfis de solos nas superfícies

Foram realizadas análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas dos horizontes que compõem os solos representativos das superfícies. A granulometria e a química de rotina foram realizadas, respectivamente, no Laboratório de Física do Solo e no Laboratório de Rotina do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV). Ambas foram obtidas conforme procedimentos da Embrapa (1997) e Almeida et al. (2012).

Nas análises físicas, foram quantificadas as frações granulométricas areia, silte e argila (análise textural). As amostras foram dispersas quimicamente com 10 mL de NaOH 1,0 mol/L e agitadas lentamente por 16 horas. A fração areia foi separada por peneiramento (areia fina < 0,053 mm e areia grossa > 0,2 mm). As frações silte e argila foram separadas através da sedimentação diferencial, segundo a Lei de Stokes, utilizando o método da pipeta. Os resultados em % foram plotados no diagrama ternário areia-silte-argila para obtenção da classe textural (ALMEIDA et al., 2012).

Nas análises químicas, determinou-se o pH em água em solução de KCl 1,0 mol/L com medição pelo método potenciométrico em suspensão solo:solução igual a 1:2,5. O Cálcio e magnésio trocáveis foram extraídos com KCl 1,0 mol/L em pH 7,0, e dosados através do espectrofotômetro de absorção atômica. Potássio e Sódio trocáveis foram extraídos com solução de HCl 0,05 mol/L e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,025 mol/L (Mehlich 1), sendo dosados por meio do espectrofotômetro de emissão de chama. O Alumínio trocável foi extraído com



KCl 1,0 mol/L, determinado por titulação com NaOH 0,025 mol/L. Acidez extraível ( $H^+$  +  $Al^{3+}$ ) foi extraída com acetato de cálcio 0,5 mol/L ajustada a pH 7,0 e determinada por titulação com NaOH 0,06 mol/L. O fósforo foi extraído com Mehlich-1 e determinado através do espectrofotômetro de absorção molecular (Colorimetria).

As análises mineralógica e geoquímica foram realizadas na fração argila e na fração TFSA, respectivamente, por Difractometria de Raios-X (DRX) e Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) para os dez óxidos maiores e por Espectrometria de Emissão Atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-OES). No primeiro caso, as amostras foram acondicionadas em um porta amostras de alumínio e levadas ao Difractômetro Rigaku operando com tensão de 40 kV, com corrente de 20 mA e com radiação de  $CoK\alpha$ , com amplitude de varredura de de 2 a  $70^\circ 2\theta$ . Os difratogramas foram interpretados no Software X'Pert HighScore Plus e através de padrões da literatura (CHEN, 1977; DIXON & WEED, 1989). Foram realizados tratamentos químicos e térmicos nas amostras de argila para propiciar melhor detalhamento na caracterização dos argilominerais, em especial do tipo 2:1 e óxidos (WHITTIG & ALLARDICE, 1986). Foram eles: retirada de óxidos e hidróxidos com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB); argila saturada com  $Mg^{2+}$  ( $MgCl_2$ ), solvatada com glicerol, saturada com  $K^+$  (KCl) à temperatura ambiente, saturada com  $K^+$  e aquecida a  $350^\circ C$  e saturada com  $K^+$  e aquecida a  $550^\circ C$ . A difratometria foi realizada no Laboratório de Mineralogia da UFV.

A FRX mensurou quantitativamente o teor dos elementos Na, K, Mn, Mg, Ca, Fe, Al, Ti, P e Si e LOI. Foi utilizado um equipamento Philips, PW2404 do Modelo MagiX com amostrador automático PW2504 e Tubo de Rh a 2,4kW. Na análise, 5 g de material pulverizado foi calcinado em intervalos de 15 min a  $550^\circ C$  e 2 horas a  $1000^\circ C$  e posteriormente fundido em pastilhas com metaborato de lítio. Os teores foram reportados em óxidos (% em peso). O LOI (Loss in Ignition) representa a perda ao fogo por calcinação da amostra a  $1000^\circ C$ . A análise foi realizada pelo Laboratório SGS GEOSOL.

A partir dos resultados da fluorescência foram calculados dois índices de intemperismo baseados em métodos relativos (DEPETRIS et al., 2014), utilizados normalmente para avaliar e quantificar a intensidade de intemperismo químico assim como mudanças geoquímicas em profundidade em perfis, baseados na acumulação relativa e no lixiviamento de determinados elementos (STRØMSØE & PAASCHE, 2011). O Índice de alteração química (CIA), proposto por Nesbitt & Young (1982), tem como premissa a

estabilidade do  $\text{Al}^{3+}$  enquanto o  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{K}^+$  são mobilizados com o progresso da ação intempérica (equação (1)). Para complementar o CIA, foi utilizado o Índice de Intemperismo de Parker (WIP) (PARKER, 1970), em primeiro lugar por ele considerar a mobilidade do Al e por considerar a mobilidade do  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$  baseado em suas forças de ligação com o oxigênio (equação (2)). Em ambas equações o valor de  $\text{Ca}^{2+}$  foi corrigido (equação (3)) para restringir a quantificação apenas do  $\text{Ca}^{2+}$  derivado de silicatos (PRICE & VELBEL, 2003).

$$\text{CIA} = 100 [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \quad (1)$$

$$\text{WIP} = 100 [(2\text{Na}_2\text{O}/0,35) + (\text{MgO}/0,9) + (2\text{K}_2\text{O}/0,25) + (\text{CaO}^*/0,7)] \quad (2)$$

$$\text{CaO}^* = \text{CaO} - 10/3(\text{P}_2\text{O}_5) \quad (3)$$

A relação dos índices é inversamente proporcional. Quanto maior o índice de CIA (~100) mais intemperizado enquanto para WIP os menores valores representam maior intemperização (DEPETRIS et al., 2014).

A análise dos elementos maiores e traço (Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr) utilizando o ICP-OES foi realizado por digestão total em 0,25 g de amostra, utilizando os reagentes HCl,  $\text{HNO}_3$ , HF. Foram tabulados apenas os elementos que apresentaram valores acima do limite de detecção. A análise foi realizada pelo Laboratório SGS GEOSOL.

De posse dos resultados do ICP e da fluorescência, os dados foram tabulados e submetidos a Análise de Componentes Principais (PCA). Foram feitos tratamentos individualizados para cada conjunto de dados, ou seja, primeiro foi feito com os dados da fluorescência mais os dados de pH, fração fúvica, fração húmica, humina, carbono orgânico, areia grossa, areia fina, silte e de argila. Posteriormente foi feito a PCA com os dados do ICP para os teores de alumínio, arsênio, bário, cálcio, cobalto, cromo, cobre, ferro, potássio, lantânio, lítio, magnésio, manganês, sódio, níquel, fósforo, enxofre, escândio, estrôncio, titânio, vanádio, ítrio, zinco e zircônio (elementos que apresentaram teores acima do limite detectável) com os dados de pH, fração fúvica, fração húmica, humina, carbono orgânico, areia grossa, areia fina, silte e de argila. A base de dados foi utilizada para obter a matriz de correlação responsável pela geração dos gráficos de escore e de cargas

fatoriais. As análises foram realizadas usando os *softwares* Minitab® 19.2 (64-bit) e Statistica® 13.3.

Na determinação do Carbono Orgânico Total foi utilizado o método de oxidação por via úmida, em que se assume que o C do solo esteja em estado de oxidação zero. O método de Walkley-Black foi adotado, com a utilização do dicromato ( $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}$ ) em meio ácido como agente oxidante (MATOS et al., 2017). Como sugerido por Yeomans & Bremer (1988) para maximizar a oxidação do C pelo dicromato foi utilizado uma fonte externa de calor, o bloco digestor. A determinação é feita por titulação do dicromato remanescente da oxidação com solução de ferro reduzido ( $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) em meio ácido, empregando o ferroin ( $\text{Fe}(\text{C}_{12}\text{H}_8\text{N}_2)_3\text{SO}_4$ ). A análise foi realizada no Laboratório de Química Orgânica do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais - CEFET-MG.

O fracionamento da matéria orgânica seguiu método proposto por Matos et al. (2017), baseado na solubilidade em álcali ou ácido de três frações, os ácidos húmicos, solúvel em meio básico e insolúvel em meio ácido, os ácidos fúlvicos, solúvel em meio básico e em meio ácido, e a humina, insolúvel em ambos meios. A extração das substâncias húmicas foi realizada no Laboratório de Química do Solo da UFV e a titulação do Carbono Orgânico de cada substância foi realizada no Laboratório de Química Orgânica do CEFET-MG.

Para as análises micromorfológicas, amostras indeformadas foram impregnadas com resina e submetidas à confecção de lâminas delgadas e polidas. A descrição micromorfológica das lâminas foi realizada em microscópio óptico trinocular com luz transmitida e refletida da marca Zeiss (modelo Axioskop 40), com câmera integrada para registro das fotomicrografias. As descrições microestruturais foram baseadas nas recomendações de Stoops (2003) e Stoops et al. (2018). Em P1 foram descritas 2 lâminas, em P2 e P3 foram descritas 3 lâminas e em P4 apenas 1 lâmina.

Também foi realizada a análise micromorfométrica nas seções delgadas. Foi selecionada uma lâmina de cada perfil, com exceção do P1, que teve todos os seus horizontes analisados, considerando diferenças significativas com o horizonte sobreposto. Toda a superfície das lâminas foi fotografada com o aumento de 2,5 em luz transmitida e posteriormente foi montado um mosaico a partir das fotomicrografias. As bordas das lâminas, por possíveis defeitos de fabricação, foram eliminadas para não comprometer a

análise. Foi utilizado o *software* livre Jmicrovision© 1.2.7 para mensurar e quantificar determinadas propriedades que descrevem a geometria das partículas: área, perímetro, comprimento, largura, orientação entre outras. A partir dessas medidas, utilizou-se o índice de Cox (1927) para avaliar o grau de arredondamento de 50 grãos de tamanho superior a areia grossa e a tabela de Arasan et al. (2011) para qualificar o índice em 6 classes: muito angular, angular, subangular, subarredondado, arredondado e bem arredondado. Para a orientação, foram estabelecidas três classes agrupando os ângulos de 0-180°, em que 0-29/151-180 – horizontal, 30-74/106-150 – oblíquo, e 75-105 – vertical. Os resultados foram tabulados e a estatística descritiva e o gráfico boxplot foram gerados pelo *software* Minitab® 18.1. A porosidade foi estimada a partir da mensuração da porcentagem da área ocupada por poros visíveis (macroporosidade) de uma dada seção. A porcentagem foi alcançada a partir da extração de objetos, utilizando a ferramenta *Threshold* e *Magic Wand* do *software* Jmicrovision© 1.2.7.

### **2.3.4 Análises da alteração de rochas sulfetadas próximas às superfícies**

Foram realizadas análises geoquímicas totais (FRX para os dez óxidos principais e ICP para S e elementos traço), micromorfológicas e microquímicas com as amostras de rochas afetadas por sulfetos coletadas em afloramentos próximos às superfícies 1, 2 e 3, respectivamente codificadas com R1, R2 e R3. O interesse nestas análises foi observar os graus e padrões de alteração dos sulfetos (DELVIGNE, 1998) na mesma sequência norte-sul adotada para estudo das propriedades dos solos. A análise química total, a confecção das seções delgadas e descrição micromorfológica seguiram os mesmos procedimentos descritos anteriormente.

A partir de feições representativas selecionadas nestas descrições, foram realizadas análises microquímicas quantitativas em Microsonda Eletrônica. As seções finas foram recobertas com filme metálico de carbono, e levadas ao equipamento da marca JEOL, modelo JXA-8230, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração, 20 nA de corrente e 5 µm de tamanho do furo, para análises pontuais e zonais com sonda WDS. Os dados foram regredidos utilizando a matriz comum de correção ZAF. Esse método foi usado para determinar a composição química dos agregados dos solos. Os elementos analisados foram P, Si, K, Al, Fe, Ca, Mg, Mn e Ti.

## 2.3 Resultados

A síntese da caracterização dos atributos morfométricos e padrões de cobertura das superfícies está sumarizada na **Tabela 2.1**, **Tabela 2.2**, **Tabela 2.3** e na **Figura 2.3**, apresentando também a classificação, caracterização granulométrica e cor dos solos. Difractogramas representativos da composição mineralógica das argilas nos solos são apresentados na **Figura 2.4**, e os tratamentos completos no **Apêndice 1**. Cada superfície e seus solos serão apresentadas separadamente. Logo após, os resultados do estudo da alteração de sulfetos em afloramentos próximos a elas.

**Tabela 2.1** – Descrição geral das Superfícies estudadas.

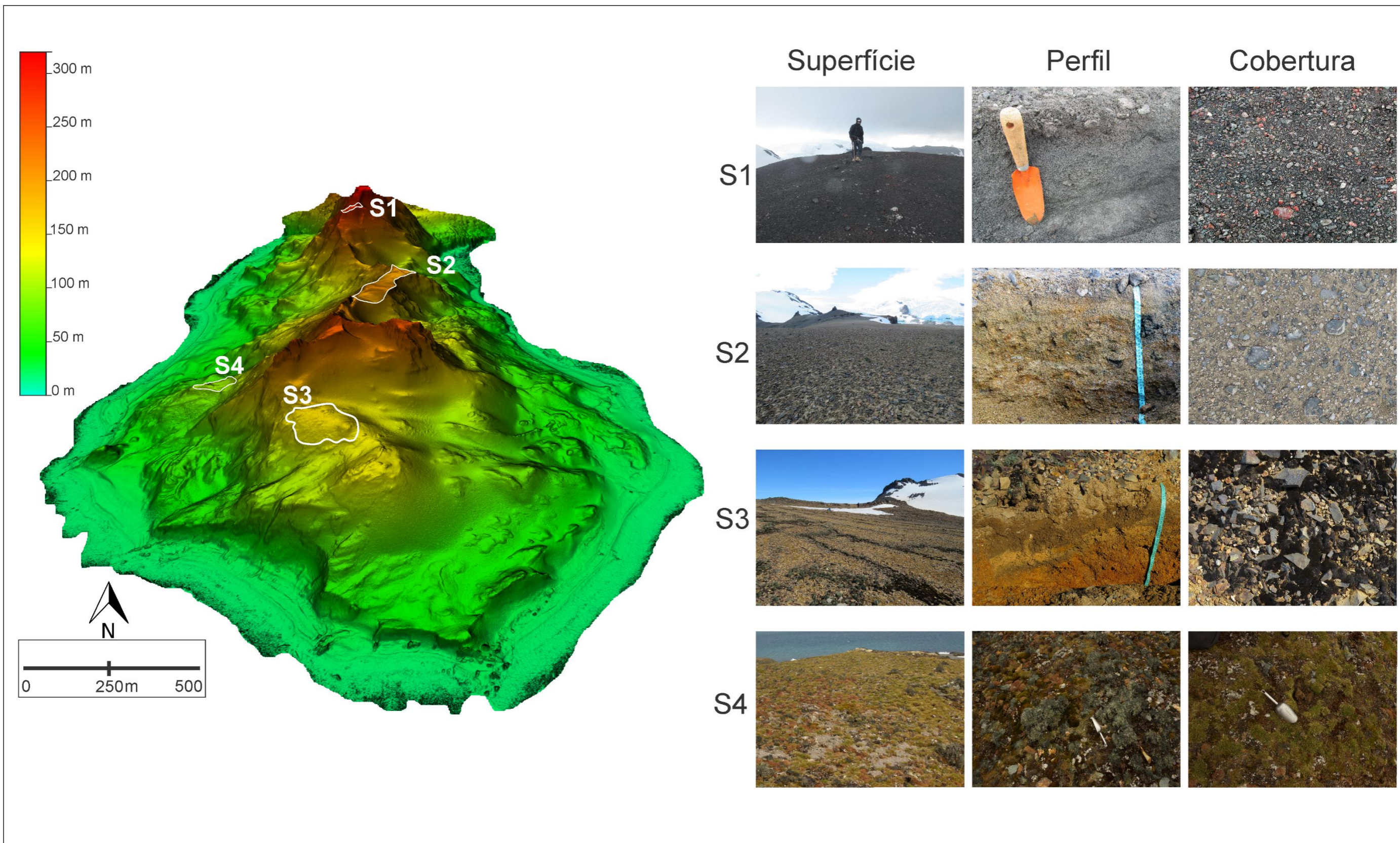
Perfil	Localização	Altitude [m]	Área [m <sup>2</sup> ]	Distância do Glaciar [m]	Declividade	Orientação e Curvatura da Vertente	Radiação Solar por Ano (2018) [kWh/m <sup>2</sup> ]
S1	426577, 3117368	323	1.968	811	8,9% (5,07°) ondulado	293° NW, 180° S topo convexo	0,00216073
S2	426627, 3116572	218	28.310	1.634	4,2% (2,38°) suave ondulado	315° NW topo retilíneo levemente convexo	0,129915
S3	426338, 3115554	170	14.092	2.550	8,5% (4,62°) ondulado	198° SE, 111° SE topo convexo	0,00022077
S4	425986, 3116084	111	806	2.040	6,4% (3,68°) suave ondulado	333° NW topo plano-côncavo	0,00327022

**Tabela 2.2** – Classificação da cobertura das superfícies estudadas.

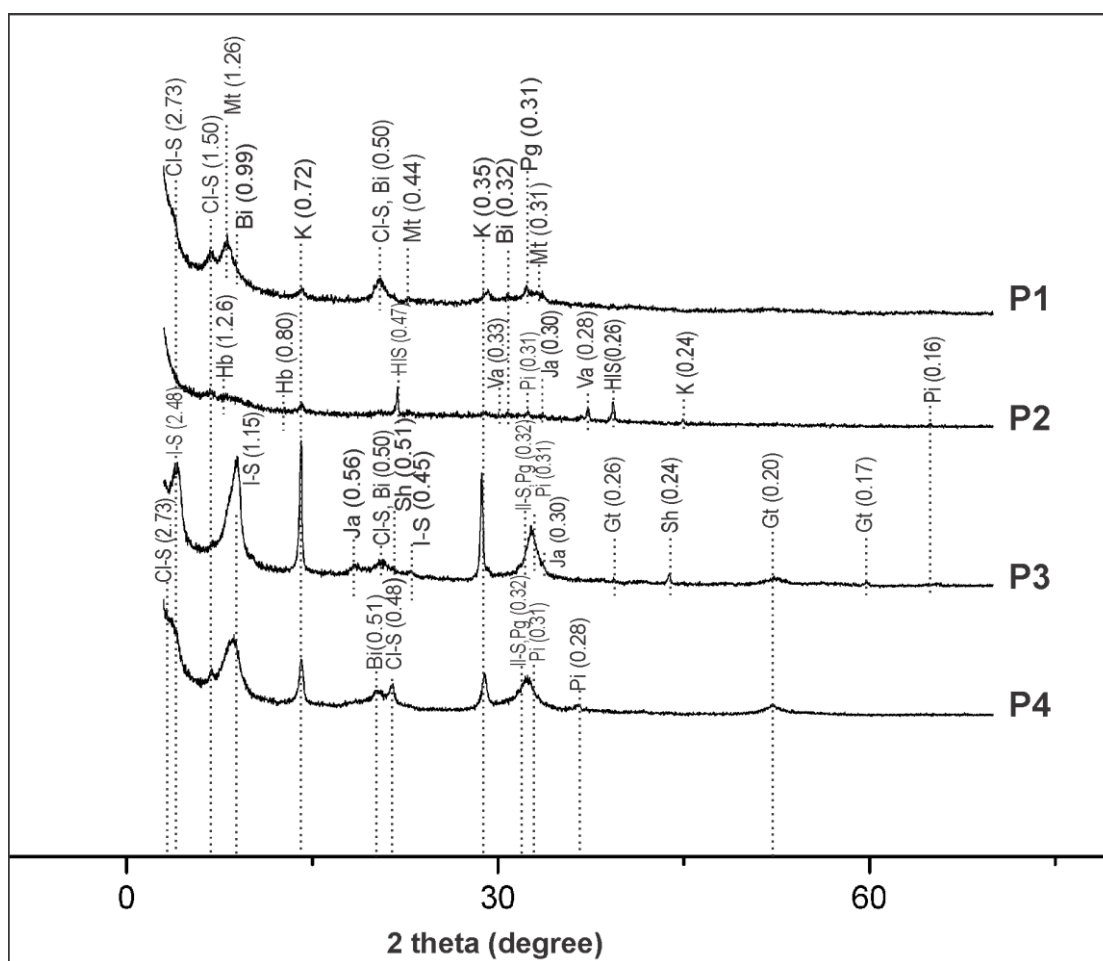
Perfil	Grossos (> 2 mm) [%]				Finos (< 2mm) [%]				Vegetação [%]			
	Méd.	SD	Mín.	Máx	Méd.	SD	Mín.	Máx	Méd.	SD	Mín.	Máx
S1	78,09	8,22	58,20	90,90	21,16	8,31	7,50	40,10	0,74	1,04	0	3,60
S2	59,89	13,37	34,30	80,50	39,85	13,24	19,50	65,70	0,31	0,47	0	1,60
S3	55,44	12,97	24,81	72,40	18,06	12,81	0,33	42,10	26,17	15,93	0,15	74,86
S4	36,8	–	5	45,5	0,85	–	0,5	1,2	70,25	–	45,5	95

O desvio padrão não foi calculado para a classificação da cobertura da Superfície 4 devido a baixa quantidade amostrada.

**Figura 2.3** – Croqui com modelo digital de elevação tridimensional da Península Keller, Antártica Marítima, com a delimitação das superfícies geomórficas e fotografias representativas dessas, dos perfis de solos associados e dos padrões de cobertura.



**Figura 2.4** – Difratogramas representativos da assembleia mineralógica dos perfis das quatro superfícies, P1 a P4, estudados na Península Keller, Antártica Marítima.



Il-S – Ilitia-Esmectita; Vm – Vermeculita; Mt – Montmorilonita; Bi – Biotita; K – Caulinita; Va – Valerita; Gt – Goetita; Pg – Plagioclásio; Cl-S – Clorita-Esmectita; HIS – Esmectitas hidróxi entrecamadas; Ja – Jarosita; Pi – Pirita; Hb – Hidrobasaluminita; Sh – Schwertmannita.

**Tabela 2.3** – Granulometria (percentual) e cor dos perfis estudados.

Perfis	Horiz.	Prof. [cm]	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila	Silte-Argila	Textura	Cor
P1 – skeletal leptsol (hypereutric)	A	0–7	61	3,8	32,3	2,9	11,14	franco-arenosa	2.5Y 5/1
	c	7–21	58,4	5,2	34,7	1,7	20,41	franco-arenosa	2.5Y 5/1
P2 – eutric regosol (clayic)	A	0–8	28,5	8,9	22,9	39,7	0,58	franco-argilosa	2.5Y 8/4
	c1	8–30	27,4	11,2	23,4	38	0,62	franco-argilosa	2.5Y 8/6
	c2	30–55	24,2	9,8	29	37	0,78	franco-argilosa	10YR 8/6
P3 – turbic cryosol (sulfidic hyperdys-tric)	A	0–18	32,9	9	26,5	31,7	0,84	franco-argilosa	10YR 7/4
	AB	18–26	16,7	5	37,7	40,2	0,94	franco-argilosa	10YR 8/6
	B	26–70	29,5	10,2	25,5	34,8	0,73	franco-argilosa	7.5YR 8/6
P4 – eutric cambisol (loamic)	A	0–20	24,3	15	36,7	24	1,53	franca	10YR 5/3

### 2.4.1 Superfície 1

A superfície 1 é a mais próxima das Geleiras de Stonehouse e Domeyako, com 811 m de distância e próxima ao Pico Norte. Localiza-se a 302 m de altitude, a mais elevada das quatro analisadas (**Figura 2.3**), em um estreito platô de quase 2000 m<sup>2</sup> em interflúvio que separa a ilha em leste e oeste (**Tabela 2.1**). A superfície possui declividade de 5,07° (9% caracterizando relevo ondulado) em curvatura de elemento convexo, com vertentes orientadas para NW e S. Tal orientação e posicionamento topográfico garante à superfície o índice de radiação de 0,0021 KW h/m<sup>2</sup>. À leste as vertentes possuem gênese de retração lateral (*backwearing*) controlada pela dinâmica da Geleira Noble. À oeste se intercalam entre: i) vertentes chamadas *free-face*, com a alta vertente sendo composta por uma escarpa rochosa (*headwall* ou *free-face*) praticamente vertical, transicionando para segmentos retilíneos recobertos por talus ou detritos e para um sopé a partir de elementos côncavos ou convexos, normalmente apresentando alguns lóbulos de gelifluxão e ravinas e ii) vertentes retilíneas e cobertas por detritos, reconhecidas como vertentes de Richter (FRENCH, 2007), sendo a alta vertente (de forma *headwall*) com predomínio de quedas de bloco, devido a alta declividade delineada nos basaltos andesíticos cloritizados. Da média vertente em diante, a forma se torna retilínea e coberta por camada superficial de material detrítico solto, em declividade de 27° a 39°. Em tais vertentes coexistem dinâmica de fornecimento e remoção de sedimentos em relativo equilíbrio, sendo os sopés semelhantes às *free-face*.

A cobertura da superfície se dá em pavimento pedregoso recoberto por uma média de 78% de material grosso, 21% de material fino e 0,7% de vegetação, normalmente *Usnea* (**Tabela 2.1**). A maioria dos clastos são angulosos e fragmentados em planos de fratura muito bem definidos e com baixo grau de alteração visível. No dia da coleta a temperatura do ar era de -3,5°C, o horizonte A possuía temperatura de 4,7°C e o C de 4,2°C. Na área ocorre o Skeletic Leptosol, bem drenado, com pedregosidade alta, de pouca espessura, 21 cm de profundidade, e baixa diferenciação macromorfológica entre o horizonte A e o C. Ambos horizontes possuem cor acinzentada (2.5Y 5/1 *yellowish gray*) e textura franco-arenosa. A relação silte/argila é elevada (11 e 20 respectivamente), com o A sendo menor devido à relativa maior concentração de argila (2,9% em A e 1,7 % em C).

Micromorfológicamente o solo está organizado em dois arranjos microestruturais distintos (**Tabela 2.4**). Mais próximo a superfície o solo apresenta a microestrutura grãos

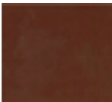
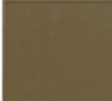


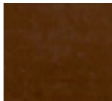


com capeamento, a chamada *pellicular grain* de Bullock et al. (1985) cuja sugestão de Stoops (2003) é utilizar a distribuição relativa quitônica como nomenclatura da microestrutura. Os poros ocupam 15% da seção analisada e são poros de empacotamento simples, com tamanhos médios de 0,11 mm. O fundo matricial é constituído por materiais grossos de origem litológica variada e com graus de alteração diversos, com moderado a alto grau de seleção dos constituintes (vide boxplot de tamanho dos grãos na **Figura 2.5**) e com tamanho médio de 1,19 mm. São grãos bem arredondados (**Figura 2.5 – 4,5,6**), com média de 0,85 no índice de Cox (1927) e estão distribuídos aleatoriamente na seção, sem uma orientação preferencial. A maioria dos materiais grossos é composto por fragmentos de rocha de basaltos andesíticos cloritizados, além de fragmentos de quartzo, plagioclásio, opacos e quartzo-pirita. Os grossos ocupam 77% da área da seção (**Figura 2.5 - 1**).

A micromassa representa 8% da lâmina e se organiza ao redor dos grãos grossos, caracterizando a única feição pedológica encontrada, os capeamentos. Possui cor 5YR 4/3 (*dull reddish brown*), aspecto pontilhado e salpicado, evidenciando elevada contribuição de silte e de argilominerais opacos. A fábrica birrefringente em sua maioria é indiferenciada. Não foram encontradas presença de material orgânico.

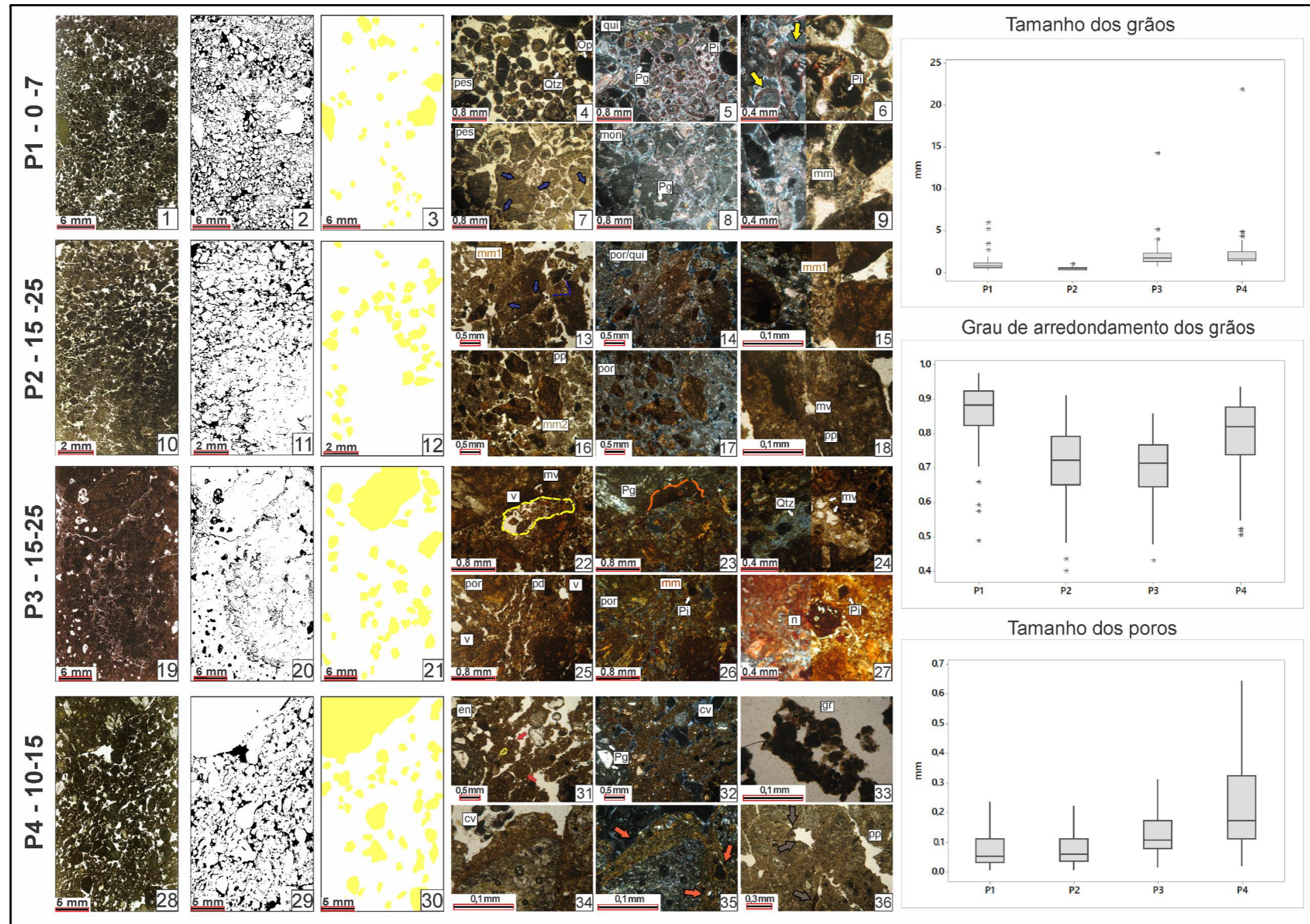
Em contraste, em profundidade (**Figuras 2.5 – 7, 8, 9**) as partículas se organizam em microestrutura grãos simples, com distribuição relativa mônica grossa e poros de empilhamento simples, que ocupam 20% da seção. Possuem tamanho médio de 0,45 mm. O fundo matricial apresenta diferenças em relação ao topo, tanto na micromassa quanto nos constituintes grossos. A primeira, em proporção inferior, ocupa 2% da seção e é constituída basicamente por silte, possui cor 2.5YR 5/2 (*dark grayish yellow*), com aspecto pontilhado e fábrica birrefringente indiferenciada (**Figura 2.5 - 9**). Os materiais grossos, por sua vez, são quase 7 vezes maiores em tamanho (média de 7,31 mm), bem selecionados (baixa variação de tamanho; **Figura 2.5**), pouco alterados quimicamente e muito angulares (média de 0,64 no índice de arredondamento). Como destacado na **Figura 2.5 - 7** são frequentes fissuras nos fragmentos líticos derivados da ação da crioclastia (VAN VLIET-LANOË, 2010)

**Tabela 2.4** - Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos das superfícies estudadas.

Am.	Microestrutura					Fundo Matricial													
	Tipo	Agregados	Porosidade		Material Grosso					Micromassa				Razão c/f	Distribuição c/f	Matéria Orgânica	Feições Pedológicas		
			Tipo	Tipo	%	Tam.	Tipo	Tam.	Arredonda.	Seleção	Orient. (%)	Alteração	Composição					Cor	Limpidez
<b>P1</b> <b>0-7</b>	Grãos com capeamento (Quitônica)	-	Poros de empilhamento simples	15	0,11	Fragmentos de rocha andesitos, quartzo, opacos, plagioclásio	1,19	0,85 – Bem Arredondado	Moderada a alta	H – 30 V – 24 O – 46	Graus variados, associado a oxidação de opacos	Argilas 2:1, caulinita goetita		Pontilhada salpicada	Indiferenciada granoestriada	77/8	Quitônica	Ausente	Capeamento
<b>P1</b> <b>15-20</b>	Grãos Simples	-	Poros de empilhamento simples	20	0,45	Fragmentos de rocha: andesitos cloritizados, alguns opacos, plagioclásio	7,31	0,64 – Muito Angular	Alta	H – 28 V – 22 O – 50	Grau baixo	Argilas 2:1, Caulinita		Pontilhada	Indiferenciada	78/2	Mônica grossa	Ausente	Ausente
<b>P2</b> <b>15-25</b>	Grãos simples e cavitária	-	Poros de empilhamento simples, cavidades e poros planares	12	0,10	Fragmentos de rocha, basalto andesítico e intrusões de quartzo pirita	0,54	0,71 – Subangular	Alta	H – 04 V – 42 O – 55	Grau alto de alteração	Argilas 2:1, caulinita, jarosita		Pontilhada salpicada	Indiferenciada granoestriada	51/27	Mônica grossa, gefúrica e porfírica	Ausente	Capemaneto
<b>P3</b> <b>15-25</b>	Vesicular	-	Vesículas e poros planares de dessecação	6	0,17	Fragmentos de rocha: hidrotermalito, diorito hidrotermalizado, andesito, opacos, quartzo, pirita	2,18	0,69 – Angular	Moderada	H – 18 V – 36 O – 46	Grau alto de alteração	Argilas 2:1, caulinita, jarosita, goetita		Pontilhada salpicada	Indiferenciada	57/37	Porfírica	Ausente	Nódulos, capeamentos e preenchimentos
<b>P4</b> <b>10-15</b>	Microblocos lenticulares	Microblocos lentes e grumos	Poros de empilhamento complexo e cavidades	13	0,33	Fragmentos de rocha: andesito, hidrotermalito, diorito hidrotermalizado, pirita, plagioclásio, quartzo, opacos.	2,49	0,78 - Arredondado	Baixa	H – 33 V – 14 O – 53	Graus variados	Argilas 2:1, caulinita		Pontilhada salpicada	Granoestriada	42/45	Mônica complexa	Fragmentos vegetais, impregnação orgânica intra e entre agregados, pelotas fecais	Capeamento, preenchimentos escrementos

Em P2 e P3 foram identificados dois tipos distintos de micromassa ocorrendo concomitante, e por isso foram apresentadas ambas as cores. As abreviaturas correspondem a am. – amostras e tam. – tamanho, g/r – grossos/finos, arredonda. – arredondamento, oriente. – orientação.

Figura 2.5 – Fotomicrografias representativas das principais microestruturas observadas e micromorfometria dos quatro perfis de solos estudados na Península Keller, Antártica Marítima.



A primeira coluna retrata toda a lâmina, a segunda é a porosidade extraída, a terceira os grãos vetorizados para as análises morfométricas. Da quarta a sexta coluna, apresentamos fotomicrografias com nicóis paralelos e/ou cruzados, com as imagens 6, 9, 15, 24 e 27 contendo ambos. Em 6 as setas amarelas destacam os capeamentos nos grãos. Em 7 e em 13 as setas e o tracejado azul destacam feições de crioclastia. Em 22 e em 31 estão em destaque vesículas deformadas preenchida e em 23 em laranja destaca-se feições de oxidação na matrix de um fragmento de andesito. As setas vermelhas mostram grânulos incorporados nos agregados lenticulares. Em 35 as setas laranjas destacam a fábrica birrefringente granoestriada e em 36 as setas marrons mostram impregnações orgânicas intra e entre agregados. No boxplot tamanho dos poros os outliers foram retirados para viabilizar melhor visualização dos dados. Pes – poros empilhamento simples, qtz – quartzo, op – opacos, qui – quitônica, pi – piritita, pg – plagioclásio, mon – mônica, mm – micromassa, por/qui – porfírica/quitônica, pp – poros planares, por – porfírica, mv – moldic voids, v – vesículas, pd – poros de dessecação, n – nódulos, em – enáulica, cv – cavidades, gr – grumos.

Mineralogicamente, P1 também apresenta diferenças entre os horizontes A e C (**Figura 2.4; Tabela 2.5**). Com assembleia mineralógica mais diversa, o horizonte A contém na fração argila ilita-esmectita (2.40; 1.16; 0.48), vermiculita (1.46; 0.35), montmorilonita (1.26; 0.44), biotita (0,99; 0,50) caulinita (0,72; 0,35), valerita (0,54), goetita (0.41; 0,27; 0,20), plagioclásio (0.32). O horizonte C (Tabela 2.3) exibe na fração argila os minerais clorita-esmectita (2.73; 1.50; 0.50) em detrimento da ilita-esmectita, e os demais minerais de A com exceção dos óxidos/hidróxidos de ferro e enxofre (goetita e valerita).

Quimicamente (**Tabela 2.5**), P1 é um solo com pH muito alcalino (em torno de 8), com valores significativamente altos de P, K, Ca e Mg e P remanescente, elevada soma de bases e capacidade de troca catiônica, caracterizando um solo eutrófico. Não foram detectados Na e Al dissolvidos na solução. Com relação aos micronutrientes, P1 possui os menores valores de S, Fe e Zn e os maiores de Cu e Mn quando comparados aos demais. Em termos de matéria orgânica, o horizonte A possui 37,6 g/kg de carbono orgânico, a maioria deste contida na fração humina (35,2 g/kg). A partir da análise geoquímica total dos dez principais óxidos (**Tabela 2.6**), P1 também possui os maiores teores de CaO (5,75 %), MgO (3,54 %) e Na<sub>2</sub>O (4,33%) além do menor valor de CIA e o maior de WIP dentre os quatro perfis comparados, sendo 67,8 e 4320,4 respectivamente (**Tabela 2.6**). Os teores encontrados são próximos daqueles reportados para a composição química dos andesitos (BIRKENMAJER, 1980), reiterando a jovialidade do solo. Quanto aos elementos traços (**Tabela 2.7**), As, Cr, Cu, Li, Ni, Sc e Y apresentaram teores relativamente próximos nos dois horizontes, Ba e V aumentaram de teor com a profundidade e Co, Sr, V, Zn, Zr diminuíram com a profundidade.

#### 2.4.2 Superfície 2

Intermediária entre a geleira e o sul da península e próxima a Crista Tyrrel (**Figura 2.3**), a Superfície 2 está a 1634 metros da geleira a 218 metros de altitude. Possui área aproximada de 28310 m<sup>2</sup> em declividade suave ondulada (2,38°), sendo a superfície com maior extensão e a mais plana, com topo retilíneo levemente convexo orientado para noroeste (315°), garantindo radiação de 0,129915 KW h/m<sup>3</sup>, o maior índice de radiação solar dentre as demais (**Tabela 2.1**). À sudeste as vertentes possuem gênese controlada pela retração lateral (*backwearing*) associada à Geleira Flagstaff. À leste as vertentes são côncavas caracterizando um circo glacial formado por retrações passadas das geleiras. À

**Tabela 2.5** – Atributos químicos, mineralógicos e fracionamento da matéria orgânica dos solos.

Amostra	Prof.	pH		P	K	Na	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	t	T	V	m	ISNa	P-Rem	S	Cu	Mn	Fe	Zn	FAF	FAH	Humina	C. Orgânico	Mineralogia
		H <sub>2</sub> O	KCl																								
<b>P1 - Skeletic Leptosol (Hypereutric)</b>																											
P1 - A	0-7	8,2	6,27	0,224	0,117	0	16,82	1,11	0	0	18,05	18,05	18,05	100	0	0	48	11,9	8,15	78,4	23,2	0,4	0	5,1	35,2	37,6	Il-S; Vm; Mt; Bi; K; Va; Gt; Pg.
P1 - C	7-21	8,14	6,22	0,215	0,117	0	21	1,03	0	0	22,15	22,15	22,15	100	0	0	47,7	11,9	8,87	99,7	24,7	0,37	0	0	14,6	30,7	Cl-S; Mt; K; Bi; Pg.
<b>P2 - Eutric Regosol (Clayic)</b>																											
P2 - A	0-8	5,85	3,49	0,130	0,202	0,004	25,04	3,63	10,69	14	28,87	39,56	42,87	67,3	27	0,01	16,6	13	2,22	42,3	34,5	1,29	0	0	34,7	46,1	Cl-S; Mt; K; Va; HIS; Bi; Pg; Ja; Gt; Pi.
P2 - C1	8-30	5,06	3,11	0,046	0,107	0,004	15,32	1,38	21,28	28,1	16,81	38,09	44,91	37,4	55,9	0,009	12,9	18	2,13	6,4	68,1	1,71	0	1,6	25,8	47,1	Cl-S; Mt; K; Bi; HIS; Pg; Va; Ja; Gt; Pi.
P2 - C2	30-55	4,61	3,1	0,032	0,102	0,004	18,38	1,35	12,01	17,8	19,83	31,84	37,63	52,7	37,7	0,011	15,9	69,2	1,96	13	59,6	1,61	0	0	29,1	31,2	Cl-S; Hb; HIS; K; Va; Ja; Pi; Bi.
<b>P3 - Turbic Cryosol (Sulfidic Hyperdystric)</b>																											
P3 - A	0-18	5,34	3,74	0,044	0,140	0,004	4,06	4,29	6,71	12,5	8,49	15,2	20,99	40,4	44,1	0,02	3,3	24,1	5,57	32,2	166	1,09	0	11,8	44,8	83,2	Cl-S; Mt; Bi; K; Ja; Sh; Gt; Pi; Pg.
P3 - AB	18-26	4,48	3,2	0,083	0,071	0	2,51	1,49	15,89	22,5	4,07	19,96	26,57	15,3	79,6	0	3	27,3	1,48	5,7	477,7	0,5	0	10,3	26,8	45,5	Cl-S; Mt; K; Ja; Sh; Gt; Pi; Pg.
P3 - B	26-70	3,35	2,57	0,036	0,035	0,004	1,19	0,33	20,14	32	1,56	21,7	33,56	4,6	92,8	0,012	2,6	194,4	1,58	1,3	1100,8	0,93	0	0	0	24,5	Il-S; Mt; K; Ja; Sh; Gt; Pi; Pg; Bi.
<b>P4 - Eutric Cambisol (Loamic)</b>																											
P4 - A	0-20	5,43	4,09	0,067	0,425	0,004	5,7	7,97	0,66	5	14,1	14,76	19,1	73,8	4,5	0,023	16,4	31,2	4,16	52,8	93	1,48	14,4	5,2	26,4	65,6	Cl-S; Il-S; K; Bi; Pg; Pi; Gt.

Prof. – Profundidade, FAF – Fração Ácida Fúlvica, FAH – Fração Ácida Húmica. Il-S – Iilitia-Esmectita; Vm – Vermeculita; Mt – Montmorilonita; Bi – Biotita; K – Caulinita; Va – Valerita; Gt – Goetita; Pg – Plagioclásio; Cl-S – Clorita-Esmectita; HIS – Esmectitas hidróxi entrecamadas; Ja – Jarosita; Pi – Pirita; Hb – Hidrobasaluminita; Sh – Schwertmannita.

oeste as vertentes são irregulares, transicionando entre elementos côncavos-convexos e segmentos retilíneos a partir de pequenos degraus (normalmente representados por afloramentos) e lóbulos, intercalando diferentes declividades e recobertas por cobertura de detritos, vertentes típicas de área periglacial (FRENCH, 2007, MATSUOKA, 2001).

A cobertura da superfície se dá em pavimento pedregoso recoberto por uma média de 59% de material grosso, 13,24% de material fino e 0,47% de vegetação, normalmente Usnea e musgo (**Tabela 2.1**). A maioria dos clastos são angulosos, com variação litológica mediana e fragmentados em planos de fratura muito bem definidos e com variados graus de alteração visível, alguns sendo recobertos por um cortex de oxidação. O material grosso é composto por clastos com tamanho médio de 17,50 cm, sendo principalmente andesito e em menor quantidade pirita silixito hidrotermal e andesitos piritizados.

O perfil típico da superfície 2 é o Eutric Regosol, com 55 cm de profundidade e três horizontes identificados A, C1 e C2. São horizontes pouco homogêneos macromorfológicamente, bem drenado, pedregosos, com muita mistura de material e cores 2.5YR 8/4 (*pale yellow*), 2.5YR (*yellow*), 10YR 8/6 (*yellow orange*) respectivamente. Todo o perfil apresenta textura franco-argilosa e relação silte/argila que decai gradativamente com a profundidade (A: 0,57; C1: 0,61; C2: 0,78). No dia da coleta o perfil apresentava temperatura de: 5 cm: 7,3°C; 20 cm: 4,7°C; 40 cm: 4,2°C; 50 cm: 4,2°C.

**Tabela 2.6** – Composição química total por FRX e índices de intemperismo dos solos das superfícies estudadas.

Am.	Prof.	SiO <sup>2</sup>	Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup>	Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup>	CaO	MgO	TiO <sup>2</sup>	P <sup>2</sup> O <sup>5</sup>	Na <sup>2</sup> O	K <sup>2</sup> O	MnO	LOI	CIA	WIP
		%												
P1 - A	0-7	46,8	21,4	8,69	5,75	3,54	0,96	0,27	4,33	0,95	0,13	8,29	67,8	4320,4
P1 - C	7-21	50,6	20	8,21	5,64	2,74	0,89	0,25	3,34	1,34	0,11	7,58	67,8	3971,6
P2 - A	0-8	54,3	24,3	6,77	1,03	1,67	0,91	0,25	0,88	2,17	0,05	7,43	88,2	2452,5
P2 - C1	8-30	64,1	19,5	5,64	0,52	0,88	0,79	0,18	0,77	1,56	0	6,2	89,3	1785,7
P2 - C2	30-55	63,4	18,1	7,42	0,64	0,84	0,85	0,17	0,68	1,67	0	6,49	88,1	1828,3
P3 - A	0-18	59,7	17,1	9,14	0,71	1,07	1,19	0,44	3,08	1,59	0,04	6,3	78,5	3150,8
P3 - AB	18-26	64	14,8	8,36	0,2	0,59	1,18	0,59	1,71	1,89	0	7,37	80,4	2554,7
P3 - B	26-70	59,8	17,6	9,29	0,09	0,77	1,13	0,62	0,91	2,66	0	7,48	83,1	2733,5
P4 - A	0-20	56,9	18,7	9,1	2,55	2,12	0,99	0,34	3,04	1,37	0,11	5,5	76,2	3271

Micromorforlogicamente, o solo exhibe arranjo microestrutural que evolui com a profundidade (**Figura 2.5 - 10**). Próximo a superfície a microestrutura é de grãos simples e distribuição relativa mônica grossa que se transforma em gefúrica com os finos formando pontes entre os grãos grossos, a microestrutura *bridged grain* sugerida por Bullock *et al.* (1985). Com o adensamento e a maior concentração de finos, a microestruturura passa a ser cavitária, com distribuição relativa porfírica. Ocupando 20% da seção, o sistema poroso é constituído por poros de empilhamento simples, cavidades, vesículas e poros planares, com tamanho médio de 0,45 mm (**Tabela 2.2**). Com alto grau de seleção e alteração, os constituintes grossos são compostos por fragmentos de basalto andesítico e quartzo pirita, todos apresentando marcas de oxidação e feições de dissolução, como os *molitic voids* proposto por Choquette & Pray (1970) (**Figura 2.5 - 18**). São grãos subangulares (média de 0,71 no índice de Cox) que apresentam poros fissurais e quebras em ângulos que denotam a ação da crioclastia (**Figura 2.5 - 13 e 14**). Ocupam 51% da seção analisada e estão orientados preferencialmente na vertical e em ângulos oblíquos. Por fim, o fundo matricial é composto por dois tipos de micromassa identificados, uma de cor 2.5YR 4/2 (*grayish red*) e outra de cor 10YR 4/6 (*brown*) (**Figura 2.5 - 13 e 16**). Ocupam 27% da seção e exibem aspecto pontilhado e salpicado, típico da presença de silte e minerais opacos. A fábrica birregringente é indiferenciada e por vezes granoestriadas nos capeamentos que ocorrem nos grãos grossos. Não foram encontrados nenhum material de origem orgânica.

A mineralogia da argila aponta que a micromassa dos dois primeiros horizontes (**Tabela 2.5; Figura 2.4**) é constituída basicamente de clorita-esmectita (2.63; 1.52; 0.50), montmorilonita (1.26; 0.45), valerita (0,54), biotita (0,50; 0,32), esmectitas com hidróxi entre camadas (0,31; 0,26); caulinita (0.72; 0,35); jarosita (0.30; 0.22) e goetita (0,20; 0.29). O C2, por sua vez, apresentou o mineral hidrobasalunita ( $Al_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 12-36H_2O$ ), um sulfato de alumínio derivado da oxidação de sulfetos.

Ao avaliar o comportamento do pH dentre os horizontes de P2 (**Tabela 2.5**), é notável o aumento na acidez com a profundidade, passando de 5,85 em A para 4,61 em C2. O carbono orgânico exhibe valores muito próximos entre A e C1 (46,1 e 47,1 g/kg respectivamente) enquanto C2 possui 31,2 g/kg, assim como observado em P1, o carbono orgânico está concentrado na fração húmica (valores entre 25,8 e 34,7 g/kg). O horizonte superficial apresenta os maiores teores de P, K, Ca e Mg, garantindo o maior valor de soma de bases (28,87 cmol<sub>c</sub>/kg) e 67% de saturação de bases que traduzem sua eutrofia.

**Tabela 2.7** – Composição química total por ICP-OES dos solos das superfícies estudadas.

Amostras	Al	Fe	Ca	Na	Mg	K	Ti	P	Mn	S	As	Ba	Co	Cr	Cu	La	Li	Ni	Sc	Sr	V	Y	Zn	Zr
	%											mg/kg												
<b>P1 - A</b>	>10	5,90	4,03	3,38	1,99	0,79	0,57	0,12	0,10	<0,01	14	238	20	4	181	<20	16	6	24	330	182	20	86	174
<b>P1 - C</b>	9,25	5,54	3,93	2,62	1,50	1,11	0,53	0,11	0,09	<0,01	18	310	16	3	173	<20	12	6	22	302	190	19	69	162
<b>P2 - A</b>	>10	4,46	0,69	0,71	0,92	1,73	0,52	0,12	0,04	0,10	20	315	17	13	95	<20	12	8	27	229	233	13	72	153
<b>P2 - C1</b>	8,84	3,7	0,36	0,62	0,49	1,23	0,47	0,08	0,01	0,14	17	240	<8	10	97	<20	7	4	22	208	175	14	39	176
<b>P2 - C2</b>	8,72	5,0	0,46	0,58	0,49	1,31	0,50	0,08	0,01	0,18	27	248	<8	13	86	22	6	3	22	274	167	16	36	217
<b>P3 - A</b>	8,51	6,27	0,53	2,44	0,62	1,31	0,72	0,20	0,04	0,25	55	469	9	6	71	23	7	<3	24	321	186	24	48	211
<b>P3 - AB</b>	7,05	5,44	0,15	1,30	0,35	1,45	0,68	0,25	<0,01	0,94	65	599	<8	3	17	31	6	<3	22	248	158	16	25	202
<b>P3 - B</b>	8,59	6,33	0,09	0,72	0,46	2,08	0,67	0,28	<0,01	0,62	56	680	<8	<3	19	43	5	<3	24	233	201	20	31	207
<b>P4 - A</b>	9,15	6,13	1,80	2,35	1,22	1,11	0,60	0,15	0,08	0,04	16	359	16	11	97	<20	10	8	24	402	201	21	71	156

Valores com o símbolo de > estão acima do limite de detecção e os < estão abaixo do limite de detecção.



C1 se destaca pelos valores baixos de soma de bases e os mais elevados de  $Al^{3+}$ , conseqüentemente expressando distrofia na saturação de bases (37,4%) e a maior saturação por alumínio (55,9%) em relação aos demais horizontes.

Por fim, C2 apresenta saturação de bases que o qualificam como eutrófico (52,7%) devido a influência dos valores de  $Ca^{2+}$ . Com relação os micronutrientes, novamente é notável as diferenças de valores com a profundidade. Enxofre e Ferro aumentam significativamente com o aprofundamento do perfil, passando de 13 mg/kg de S e 34,5 mg/kg de Fe em A para 69,2 de S em C2 e 68,1 mg/kg de Fe em C1, enquanto o Mn apresenta comportamento contrário, com 42,3 mg/kg em A e 13 mg/kg em C2. Cobre e zinco permaneceram com valores baixos e relativamente próximos em todos os horizontes.

Com relação a geoquímica total, os dados de ICP e de Fluorescência apresentam tendências de comportamento muito semelhantes entre os elementos maiores (**Tabelas 2.6 e 2.7**). Silica e Alumínio manifestam comportamentos antagônicos em que quanto menor o teor de sílica maior o de alumínio. Fe apresenta valores muito próximos nos horizontes, sendo mais elevado em C2 (7,42% no FRX e 5% no ICP). Ca, Mg, P, Na, K, Mn apresentaram teores mais elevados no horizonte mais superficial, resultado concordante com a química de rotina. Os índices de intemperismo gerado a partir dos teores do DRX demonstram que o índice CIA exibiu valores muito parecidos em todos os horizontes (88,2; 89,3 e 88,1) enquanto o índice WIP demonstrou que o horizonte superficial é mais intemperizado e lixiviado que os de subsuperfície (2452,5; 1785,7 e 1828,3). Com relação aos elementos traços As, Cr, Cu, Sc e Y apresetaram valores próximos em todos os horizontes, Sr e Zr tenderam a aumentar de concentração com a profundidade e Ba, Co, Li, Ni, Zn e V apresentaram comportamento contrário, sendo maiores os teores em superfície.

### 2.4.3 Superfície 3

Localizada a 2550 metros de distância da geleira, a Superfície 3 (**Figura 2.3**) corresponde àquela mais ao sul da Península Keller. Com área aproximada de 14902 m<sup>2</sup>, encontra-se a 170 metros de altitude, com declividade de 4,62°, caracterizando relevo ondulado, com orientação Sudoeste (198°) e Sudeste (111°) e média total de radiação solar de

0,00022077 KW h/m<sup>2</sup>, o menor índice dentre as superfícies analisadas (**Tabela 2.1**). À nordeste as vertentes são controladas pelo ritmo de retração final da Geleira Ferguson, cuja forma resultante é um anfiteatro ou circo glacial, que libera till e sedimentos glaciogênicos espacialmente distribuídos adjacente à geleira. As demais vertentes que sustentam e circundam a superfície são essencialmente convexas e expressam em sua forma lóbulos de gelifluxão.

A superfície é recoberta por pavimento pedregoso composto por clastos com tamanho médio de 18 cm e litologia variada constituída por pirita sílexito hidrotermal, andesitos e andesitos piritizados. Os clastos são angulosos e apresentam variados graus de alteração. Muitos estão recobertos por um cortex de oxidação. Destaca-se a organização dos clastos e da vegetação (composta por usnea e musgos) em listras (*non-sorted stripe* que transicionam para *sorted stripe* com o aumento do declive) ao longo da superfície, formando um solo com padrão estriado. A superfície é coberta por uma média de 55,44% de grossos, 18,06% de finos e 26,17% de vegetação, apresentando locais em que a vegetação chega ao máximo de 74,86% da parcela (**Tabela 2.2**). A temperatura do ar medida no dia da coleta era de 8,2° e o perfil registrou as seguintes temperaturas: 5 cm: 10,5°C; 20 cm: 5,2°C; 40 cm: 3,7°C; 60 cm: 1,8°C; 70 cm: 0°C, o que qualifica a existência de *permafrost* seco (naquela profundidade não foi reconhecido presença de gelo) a partir de 70 cm de profundidade.

Tanto a organização superficial em padrão estriado dos materiais quanto o reconhecimento da presença do *permafrost* em profundidade classificam o solo de P3 como Turbic Cryosol, com 70 cm de profundidade e três horizontes identificados A, AB e B, formando a camada ativa. São horizontes pedregosos que transicionam de forma descontínua, em especial A e AB, em que partes dos horizontes estão parcial ou completamente desconectadas com muita mistura de material e cores 10YR 7/4 (*dull yellow orange*), 10YR 8/6 (*yellow orange*) e 7.5YR 8/6 (*light yellow orange*) respectivamente. Possui textura franco-argilosa, à exceção de AB com textura argila, e relação silte/argila 0,83 para A, 0,93 em AB e 0,73 em B. O perfil estava muito úmido no dia da coleta, sendo imperfeitamente drenado. Ademais, foram encontradas na cobertura da superfície algumas lentes de gelo (*ice lensing*) e zonas saturadas de água (**Figura 2.6**). Tais lentes são responsáveis pelo processo de *frost heave* (soerguimento do solo durante o congelamento das lentes) (MATSUOKA, 2001; VAN VLIET-LANOE et al., 2004, FRENCH, 2007).

**Figura 2.6** – Fotografia ilustrativa da saturação da superfície e de lentes de gelo superficial.



Destacado em azul as lentes de gelo. A saturação do solo indica a presença das lentes em subsuperfície mas em atual estágio de descongelamento.

Micromorfologicamente, o solo da Superfície 3 reflete a ação de duas frentes de congelamento em sua microestrutura vesicular (VAN VLIET-LANOË, 1985), com *front* tanto pela superfície quanto pela subsuperfície, do *permafrost* para o topo. Na porção superior do perfil, as vesículas estão deformadas e o aspecto geral da micromassa e dos constituintes grossos revelam a constante movimentação do material (**Figura 2.5 - 19**). Possui distribuição relativa porfírica e poros constituídos por vesículas, vesículas mamiladas e deformadas, cavidades e poros planares de dessecação (**Figura 2.5 - 25**). Ocupam 6% da seção (**Tabela 2.4**) e o tamanho médio dos poros é de 0,17 mm. Vale destacar a diversidade de tamanhos de vesículas e o preenchimento de algumas tanto por micromassa quanto por constituintes grossos, atributos que sugerem diferentes ciclos de formação e deformação destes poros. Os constituintes grossos ocupam 57% da seção e exibem moderado grau de seleção, com tamanho médio de 2,18 mm. São constituintes muito alterados quimicamente, com diversas feições que acusam a ação do intemperismo, como feições de dissolução, os  *moldic voids* (**Figura 2.5 - 24**) presentes inclusive nos quartzos microcristalinos, fragmentos de rocha e minerais muito oxidados, entre outros. São grãos de constituição litológica composta por fragmentos de hidrotermalito, diorito

hidothermalizado, fragmentos de minerais opacos, quartzo e pirita, todos muito alterados, dificultando inclusive a identificação em microscópio. São angulosos, com 0,69 no índice de Cox (1927) e apresentam orientação preferencial vertical (36%) e oblíqua (46%). As diferenças macromorfológicas de cores do perfil (**Tabela 2.1**) também se expressam na micromassa. A parte superior do perfil é caracterizada pela cor 10YR 4/3 (*dull yellowish brown*) enquanto a parte inferior do perfil (**Figura 2.5 – 19, 22, 25, 26 e 27**) apresenta cor 5YR 5/8 (*bright reddish brown*). Ambas possuem características similares com relação a limpidez e a fábrica birrefringente, sendo pontilhada/salpicada e indiferenciada respectivamente. A micromassa ocupa 37% da lâmina analisada. Com relação as pedofeições, foram identificados capeamentos nos constituintes grossos, preenchimentos soltos contínuo e preenchimentos densos incompletos (**Figura 2.5 – 19 e 22**) e nódulos tanto anórticos (herdados do material de origem) quanto disórticos (**Figura 2.5 - 27**) (formados *in situ*, porém com movimentação posterior). Os tipos identificados mais comuns foram nódulos típicos, nódulos dentríticos e nódulos alteromórficos. Não foram identificados nenhum material de origem orgânica.

Os minerais de argila que compõem a micromassa (**Tabela 2.5; Figura 2.4**) quase não possuem diferenças com a profundidade, sendo identificados em A e AB Clorita-Esmectita (2.70; 1.52; 0.50; 0.48), Montmorilonita (1.24), Biotita (1.00; 0.50; 0.32), Caulinita (0.72; 0.35), Jarosita (0.56; 0.33; 0.22), Schwertmannita (0.32; 0.25), Goetita (0.26; 0.20). B apresenta os mesmos minerais com alguns pequenos deslocamentos nos picos. Destaca-se o aparecimento de Ilita-Esmectita (2.48; 1.15; 0.45; 0.32), Pirita (0.31; 0.16) e aumento significativo nos números de picos dos óxidos de ferro e enxofre.

P3 demonstra o mesmo comportamento de pH que P2, tornando-se mais ácido com a profundidade como apontam os valores pH 5,34 para A, 4,48 para AB e 3,35 para B (**Tabela 2.5**). Com 83,2 g/kg de carbono orgânico em A, P3 segue a mesma tendência dos demais de concentrarem a maioria do carbono orgânico na fração humina, porém destaca-se que tanto A quanto AB também apresentaram valores significativos da fração húmica. P3 possui baixos valores de saturação de bases, em especial AB e B (15,6% e 4,3%), garantindo o caráter distrófico ao solo. Teores um pouco mais elevados de Ca, Mg em A (ambos acima de 4 cmol<sub>c</sub>/kg) imprimem ao horizonte superficial maiores valores de soma de bases (8,49 cmol<sub>c</sub>/kg) e índice V (40%), ainda que continue distrófico. Assim como o pH, Ca, Mg e K associados aos micronutrientes Cu, Mn, Zn, também revelam a alta queda nos teores com a profundidade. P3 representa o perfil com os menores teores

de P-Rem dentre os solos estudados. Em contrapartida, Al, S e Fe exibem a tendência de aumentar consideravelmente seus teores com o aprofundamento do perfil, e tal aumento é refletido no índice de saturação por alumínio que praticamente dobra de A (44%) para B (92,8%).

Os dados geoquímicos totais, tanto do FRX (**Tabela 2.6**) quanto do ICP (**Tabela 2.7**), fornecem algumas das mesmas tendências da química de rotina. Ca, Mg e Na apresentam queda nos valores com a profundidade. P e K, no entanto, apresentaram comportamento contrário e seus teores aumentam no sentido do horizonte A para o horizonte B, e Si e Ti apresentaram teores constantes em todo o perfil. Al e Fe demonstram comportamento diferenciado quando comparado aos demais elementos. Nos horizontes A e B os valores destes dois elementos são próximos, enquanto em AB o valor é inferior. Os índices de CIA e WIP também possuem diferenciações com a profundidade, sendo que CIA aumenta (78,5; 80,4 e 83,1) e WIP diminui (3150; 2554 e 2733). O comportamento dos elementos traço é parecido com os demais perfis descritos, com As, Co, Li, Sc permanecendo constantes, Cr, Cu, Sr, Y, Zn e Zr diminuindo e Ba e La aumentando com a profundidade.

#### **2.4.4 Superfície 4**

Desviando da orientação norte-sul das demais, a Superfície 4 está à sudoeste da Península (**Figura 2.3**) e a 2040 m de distância da Geleira Stonehouse. Com 111 m de altitude a superfície possui aproximadamente 806 m<sup>2</sup> de área. Com declividade de 3,68° (gradiente de 6,4%) o relevo é caracterizado como suave ondulado, com topo plano-convexo e orientação à noroeste (333°). Seu posicionamento à noroeste e sua disposição em relação ao resto do modelado da Península lhe garante a média de 0,000327022 KW h/m<sup>2</sup> de radiação solar anual (**Tabela 2.1**). À noroeste da superfície as vertentes se organizam em formato côncavo que delimitam um grande anfiteatro, enquanto as vertentes que sustentam e circundam a superfície em si são essencialmente convexas.

A superfície é recoberta por densa cobertura mista de vegetação criptogâmica, composta por líquens (*Usnea*) e briófitas e gramíneas (*Deschampsia*) (**Figura 2.3**), com média de cobertura por vegetação de 70%, 36,8% por grossos e 0,85% por finos (**Tabela 2.2**). O tamanho e a litologia dos clastos só foram avaliados a partir da micromorfologia da camada superficial, descrita a seguir. O solo foi classificado como Eutric Cambisol, apresentando

macromorfológicamente boas condições de drenagem, e granulometria constituída por 39,3% de areia, 36,7% de silte e 24% de argila, configurando textura franca, A relação silte/argila é de 1,52. P4 é um perfil pedregoso e de cor escura, 10YR 5/3 (*dull yellowish brown*). Quando coletado a temperatura do ar era de -1,3°C e o horizonte A marcava 3,6°C de temperatura.

P4 expressa em seu arranjo microestrutural estruturas interessantes quanto a estabilidade geral do material. Microblocos e grânulos coalescem e se reorganizam em uma orientação preferencial oblíqua para formar a microestrutura lenticular (**Tabela 2.4**), típica de solos periglaciais (VAN VLIET-LANOË, 2010). Ademais, também são identificados diversos agregados do tipo grumos, microestruturas porosas (**Figura 2.5 - 33**) formadas principalmente por pelotas fecais que coalesceram em seus pontos de contato e formaram unidades microestruturais bi-modais.

P4 possui porosidade representada por poros de empilhamento complexo, cavidades e escassas vesículas deformadas e preenchidas (**Figura 2.5 - 31**), ocupando 13% da lâmina e com tamanho médio de 0,33 mm. Com baixa seleção dos constituintes grossos (**Figura 2.5**), eles são compostos também por variados fragmentos de rocha como andesitos, basaltos cloritizados, hidrotermalitos, diorito hidrotermalizado e diversos fragmentos minerais de plagioclásio, quartzo, pirita e outros opacos. A variedade litológica repercute nos variados graus de intemperismo químico dos materiais. Vale destacar a ausência de poros fissurais ou evidências de crioclastia nos grãos grossos. Possuem tamanho médio de 2,49 mm, grau de arredondamento de 0,78, sendo classificado como arredondados. Ocupam 42% de área da lâmina e assim como a microestruturura os constituintes grossos também seguem uma orientação preferencial oblíqua (53% dos grãos contabilizados).

A micromassa, por sua vez, ocupa 45% da lâmina e possui cor 10YR 3/4 (*dark brown*). Exibe aspecto pontilhado e salpicado, com fábrica birrefringente granoestriada não só nos grãos grossos soltos, mas também naqueles incorporados aos agregados. (**Figura 2.5 - 35**). A organização de poros, agregados e grossos fornecem a P4 a distribuição relativa mônica complexa. Foram identificados diversas feições representativas da incorporação da matéria orgânica ao solo, como fragmentos vegetais em avançado estado de decomposição, impregnações orgânicas entre agregados (**Figura 2.5 - 36**), e pelotas fecais (**Figura 2.5 - 33**), possivelmente de colémbolas e ácaros devido à forma arredondada e levemente achatada e o tamanho (PAWLUK, 1985) e por ser mesofauna de reconhecida

colonização das crostas criptogâmicas da Antártica (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987). A cor marrom escura, representativa das pelotas, a baixa limpidez e a coalescência das pelotas revelam que são excrementos mais antigos e já humificados (STOOPS, 2003). Por fim, P4 representa perfil com maior diversidade de pedofeições, possuindo capeamentos, impregnações de materiais orgânicos, preenchimentos de vesículas e excrementos. As argilas presentes na micromassa são compostas de Clorita-Esmectita (2.73; 1.50; 0.48), Ilita-Esmectita (2.48; 1.15; 0.32), Caulinita (0.72; 0,35), Biotita (0.51), Plagioclásio (0,32), Pirita (0,31; 0,28) e Goetita (0.20) (**Tabela 2.5; Figura 2.4**).

É um solo com com pH 5,43, e valores de K (0,425 cmol<sub>c</sub>/kg), Ca (5,7 cmol<sub>c</sub>/kg) e Mg (7,97 cmol<sub>c</sub>/kg) que garantem saturação de base de 73,8%, valor que o caracteriza como eutrófico (**Tabela 2.5**). Com relação aos micronutrientes, os valores de S, Mn, Fe são intermediários entre os registrados, dando destaque para Cu (4,16 mg/kg) e Zn (1,48 mg/kg) que apresentam teores muito próximos aos expressos pelo horizonte A de P3. Ademais, assim como P3 é o solo com os maiores valores de Carbono Orgânico (65,6 g/kg) e, como os demais, tal carbono se manifesta com maiores valores na fração humina (26,4 g/kg), apesar de P4 ser o único perfil a apresentar teor considerável também para fração fúlvica (14,4 g/kg). Com relação ao teor de alumínio disponível, P4 e P1 são muito parecidos devido aos baixos valores desse elemento solúvel na solução do solo, repercutindo em baixa saturação por Al (4,5%). ICP (**Tabela 2.7**) e Fluorescência (**Tabela 2.6**) reforçam os dados acima elencados, em especial para Ca, Mg e Na, sendo um dos mais elevados dentre os solos analisados. Com relação aos elementos traços, P4 manifesta comportamento muito semelhante ao horizonte A de P2, em relação aos teores de As, Ba, Co, Cr, Cu, Li, Ni, Sc, Zn e Zr. Por fim, P4 possui o valor de 76,2 de CIA e 3271 de WIP.

#### **2.4.5 Sequência de rochas sulfetadas**

Com base nas descrições macro e micromorfológicas, as rochas sulfetadas em afloramentos próximos às superfícies 1, 2 e 3, podem ser classificadas como andesito hidrotermalizado até pirita-silexito hidrotermal. Em todas as áreas esses tipos litológicos podem ser verificados e sua distribuição está relacionada ao grau de alteração metamórfica a que os andesitos e basalto-andesitos foram submetidos. Assim, em algumas áreas, como próximo às superfícies 2 e 3, a presença de veios acumulares de

minerais como sulfetos, carbonatos, quartzo ou calcedônia é maior (R2 e R3; **Figuras 2.7 2 e 3**), ao passo que em outras, como em S1, os protolitos ígneos estão mais preservados (**Figura 2.7 1**).

Os distintos graus de alteração metamórfica fazem com que os andesitos apresentem quantidades variadas de fenocristais de feldspato residuais, e minerais máficos na matriz, como piroxênio e anfibólio. A assembléia mineral secundária é composta por pirita, carbonato (calcita xenomorfa) e quartzo. Comparativamente, as amostras em R1 são aquelas que apresentam a assembléia do andesito mais preservada. Em R2 a alteração metamórfica é intensa e as amostras coletadas constituem basicamente veios de pirita-silexito. R3 contém amostras de andesitos metamorficamente mais alterados que R1 e menos alterados que R2.

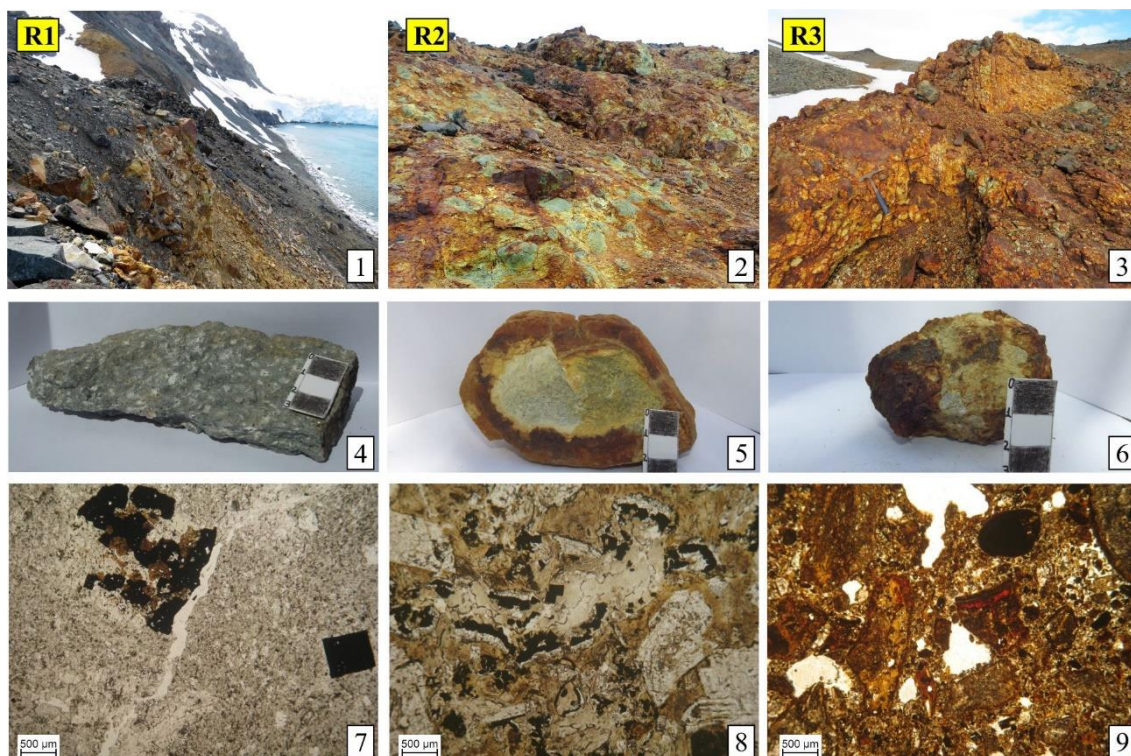
Considerando a alteração intempérica desses mesmos tipos litológicos, macroscopicamente as amostras em R1 apresentam um delgado tingimento amarelado na superfície (**Figura 2.7 4**), enquanto as demais possuem córtex de alteração nas bordas assinalados pela cor amarelo-avermelhada (**Figuras 2.7 5 e 6**). As rochas em R3 apresentam outros aspectos que sugerem seu maior grau de alteração em comparação com as demais, tais como: oxidação generalizada e não restrita às bordas, menor densidade, maior facilidade de fragmentação com o martelo, tons ainda mais avermelhados e amarelados, poucos núcleos residuais de rocha fresca (**Figura 2.7 6**).

Na escala microscópica, a pirita foi utilizada como marcador do intemperismo. As fotomicrografias em R1 mostram fenocristais mais bem preservados, com alteração moderada a incipiente apenas nas proximidades de fraturas (**Figura 2.7 7**). A alteração das piritas produz uma micromassa de cor amarelo-avermelhada. Em R2 foram reconhecidos dois padrões de alteração intempérica: de borda, na zona macroscopicamente marcada pelo córtex, e ao longo das fraturas que se propagam para o centro das amostras, também destacadas pela coloração avermelhada, alaranjada (**Figura 2.7 8**). Nas zonas mais oxidadas, as piritas já foram completamente transformadas, restando apenas pseudomorfos. R3, por fim, representa uma alteração intempérica mais disseminada, com muitos poucos núcleos residuais da rocha. A porosidade encontra-se mais aberta que nas demais rochas, com cavidades e poros planares retos e curvos. Os cristais de pirita estão pseudomorfizados por argilas secundárias, ou compreendem vazios do tipo *modic voids*. Os grãos de quartzo também apresentam superfícies cariadas e com



aspecto ruiforme, sugerindo sua dissolução. R3 é mais fraturada que as demais, estando muitas fraturas impregnadas por hidróxidos de ferro. Ocorrem também nódulos típicos, aparentemente de composição ferruginosa.

**Figura 2.7** – Aspectos macro e microscópicos das rochas afetadas por sulfetos na seqüência R1 – R2 – R3, respectivamente próximas às superfícies S1 – S2 – S3.



A composição química total das rochas reitera traços dos diferentes graus de alteração metamórfica e intempérica (**Tabela 2.8**). O conteúdo de Si é alto, e pode estar influenciado pela presença de quartzo ou calcedônia. Teores mais altos também ocorrem para os elementos Al, Fe e Ca, e num segundo grupo Mg e Na. Dos elementos traço, destacam-se Ba, Sr, V e Zr. Os teores médios de S são próximos de 2%.

**Tabela 2.8** – Composição química média (n = 2) por FRX (elementos expressos em % de óxidos) ICP-OES (elementos expressos em mg/kg) das rochas sulfetadas em afloramentos próximos às superfícies estudadas.

	R1	R2	R3
Superfície proximal de referência	S1	S2	S3
SiO <sub>2</sub>	57,3	56	61,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5	18,15	17,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,1	8,315	7,265
CaO	4,82	1,39	0,54
MgO	2,22	2,3	1,12

<b>TiO<sup>2</sup></b>	%	0,78	0,995	1,145
<b>P<sup>2</sup>O<sup>5</sup></b>		0,32	0,34	0,435
<b>Na<sup>2</sup>O</b>		2,64	5,165	3,945
<b>K<sup>2</sup>O</b>		2,17	1,155	1,56
<b>MnO</b>		0,13	0,05	0,02
<b>LOI</b>		5,04	6,515	5,145
<b>S</b>		1,98	1,825	1,74
<b>As</b>		16	19,5	13
<b>Ba</b>		487	266,5	434,5
<b>Co</b>		29	16,5	15
<b>Cr</b>		3	11	<3
<b>Cu</b>		84	67,5	40,5
<b>La</b>		23	<20	<20
<b>Li</b>		12	4,5	7,5
<b>Ni</b>	mg/kg	3	4,5	<3
<b>Sc</b>		16	21,5	21,5
<b>Sr</b>		345	541	394,5
<b>V</b>		126	260,5	165
<b>W</b>		156	49,5	48,5
<b>Y</b>		21	10,5	18
<b>Zn</b>		90	81,5	82
<b>Zr</b>		201	85	199,5

A comparação entre a composição química média das rochas no sentido mais próximo e mais afastado da geleira (R1 → R3; **Tabela 2.8**) mostra valores próximos de Al, Fe e S, redução do conteúdo de Ca, Mg, K e Mg e aumento do Ti. Esse comportamento sugere enriquecimento no primeiro grupo de elementos, cuja natureza relativa ou absoluta só poderia ser inferida mediante um balanço de massas, não realizado neste estudo. A redução do segundo grupo de elementos parece indicar a perda de elementos mais móveis, típica de processos de intemperismo químico. O aumento do Ti também é típico para processos supergênicos, já que esse elemento possui comportamento residual.

A composição química pontual por Microsonda Eletrônica de divesas feições observadas nas imagens de elétrons retroespalhados foram submetidas à análise de similaridades e indicaram a existência de 7 grupos principais (**Figura 2.8**). A pirita (Grupo 2) ocorre na forma de cristais dispersos, aglomerados e em veios. Muitas apresentam um halo de alteração composto por Fe-S-Si (Grupo 3), sugerindo reação com a matriz silicosa do entorno. Essa matriz é composta por calcedônia e/ou quartzo microcristalino, e pode estar impregnada por ferro aparentemente derivado da alteração dos sulfetos (Grupo 6). O ferro

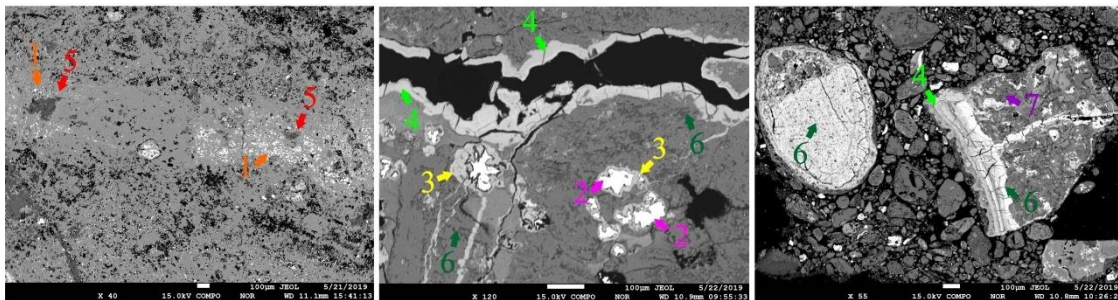
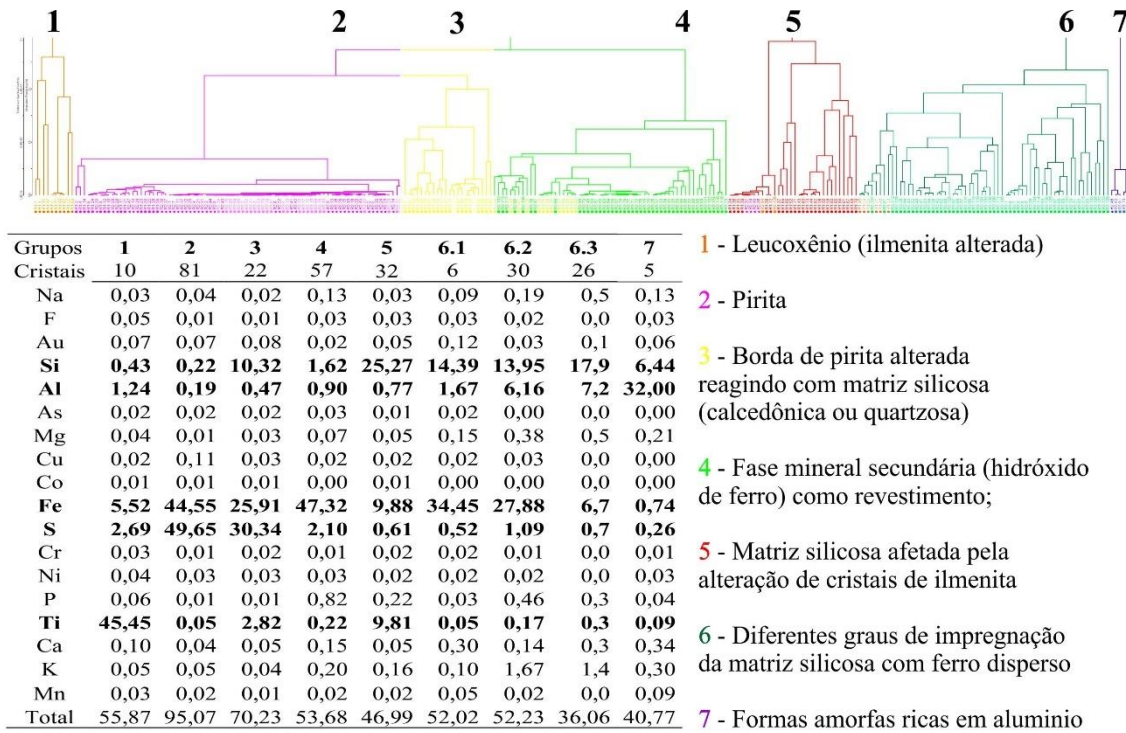
também está presente ao longo de fraturas na forma de revestimentos, na forma amorfa ou aparentemente como hidróxido (Grupo 4). Com comportamento de brilho semelhante à pirita, foram identificados cristais e ilmenita em distintos graus de alteração (leucoxênio) (Grupo 1), e uma matriz silicosa provavelmente afetada pela alteração desses (Grupo 5). De maneira mais ocasional, ocorrem materiais preenchendo fraturas que apresentam composição aluminosa (Grupo 7). A alteração das piritas, além de influenciar geoquimicamente o sistema de alteração, muda a morfologia com a criação de poros.

#### 2.4.6 Análises estatísticas

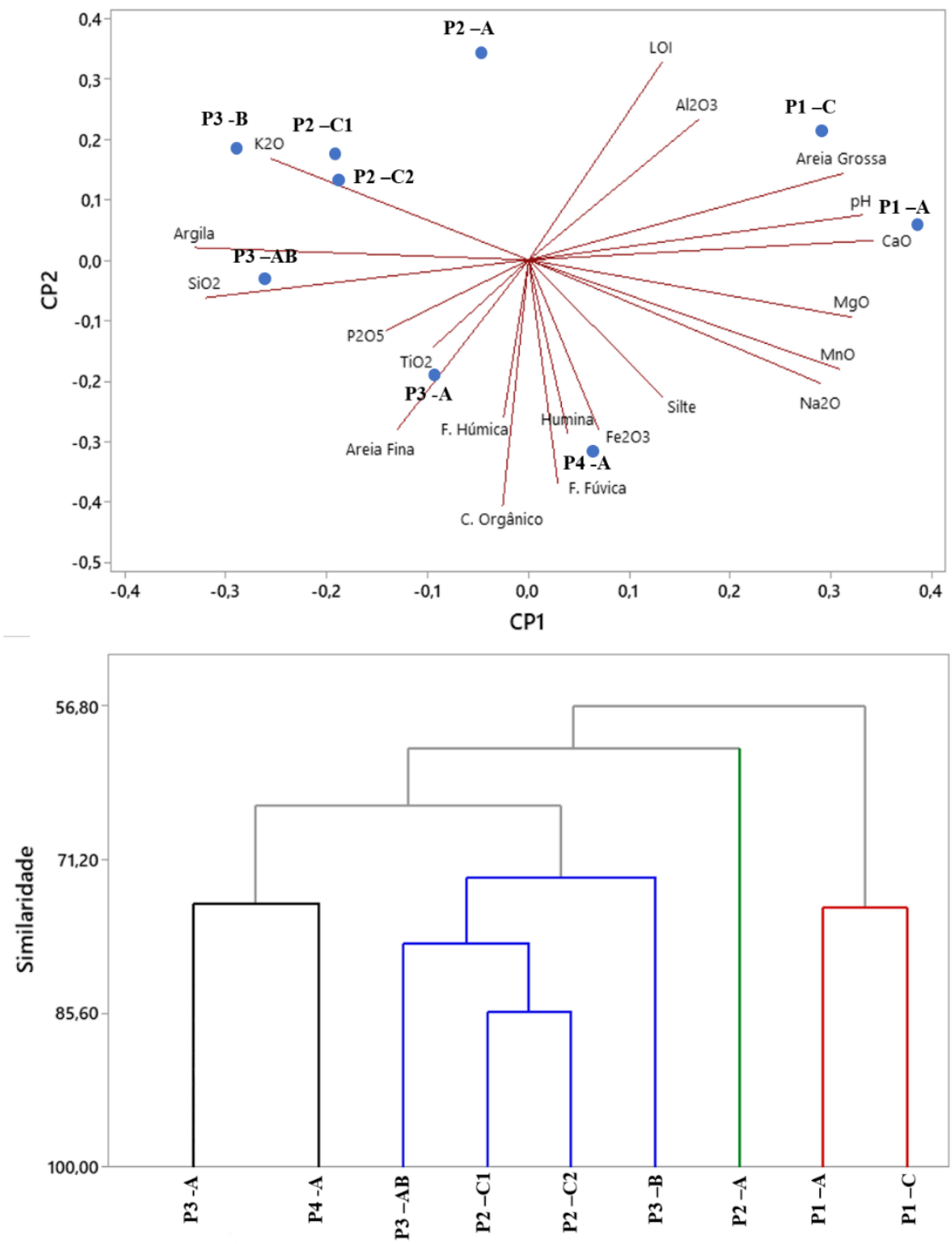
A análise de componentes principais com as propriedades dos solos foi eficiente em demonstrar certos padrões. Tanto a análise com os dados de FRX (**Figura 2.9**) quanto com os dados do ICP (**Figura 2.10**) foram concordantes nos comportamentos e nas tendências, sendo possível a partir da PCA de FRX fazer um dendograma de ligação única.

A interpretação dos resultados sugere que cada perfil de cada superfície se situa em um estágio de desenvolvimento distinto, em que determinados elementos ou atributos exercem maior grau de influência na trajetória da pedogênese. P1 representa o primeiro estágio de formação, sendo influenciado principalmente pelos altos teores de areia grossa, pH, e dos óxidos de CaO, MgO, MnO e Na<sub>2</sub>O. O horizonte A de P2 simboliza a transição entre P1 e os horizontes subsuperficiais de P2 (C1 e C2) e P3 (AB e B), cujo agrupamento se deve a influência das mineralizações sulfetadas. São dois perfis caracterizados pelos altos teores de argila e de K<sub>2</sub>O, com relativa maior contribuição de SiO<sub>2</sub>. É interessante notar que o horizonte AB de P3 marca a transição entre os horizontes influenciados pela matéria orgânica, P3 – A e P4 – A, caracterizados principalmente pelos maiores teores de húmida, ácido húmico, ácido fúlvico e carbono orgânico. Os dados de ICP acrescentam à caracterização dos solos outros elementos maiores e alguns elementos traço. E, da mesma maneira, os solos demonstraram os agrupamentos descritos. P1 e P4, ambos com menor influência das mineralizações sulfetadas, são caracterizados por Na, Sr, Ca, Mn, Mg, Co, Zn, Cu e Li. P2 pelos valores de Cr e P3 pelos teores de S, La, As, Ba, P, Ti e Zr.

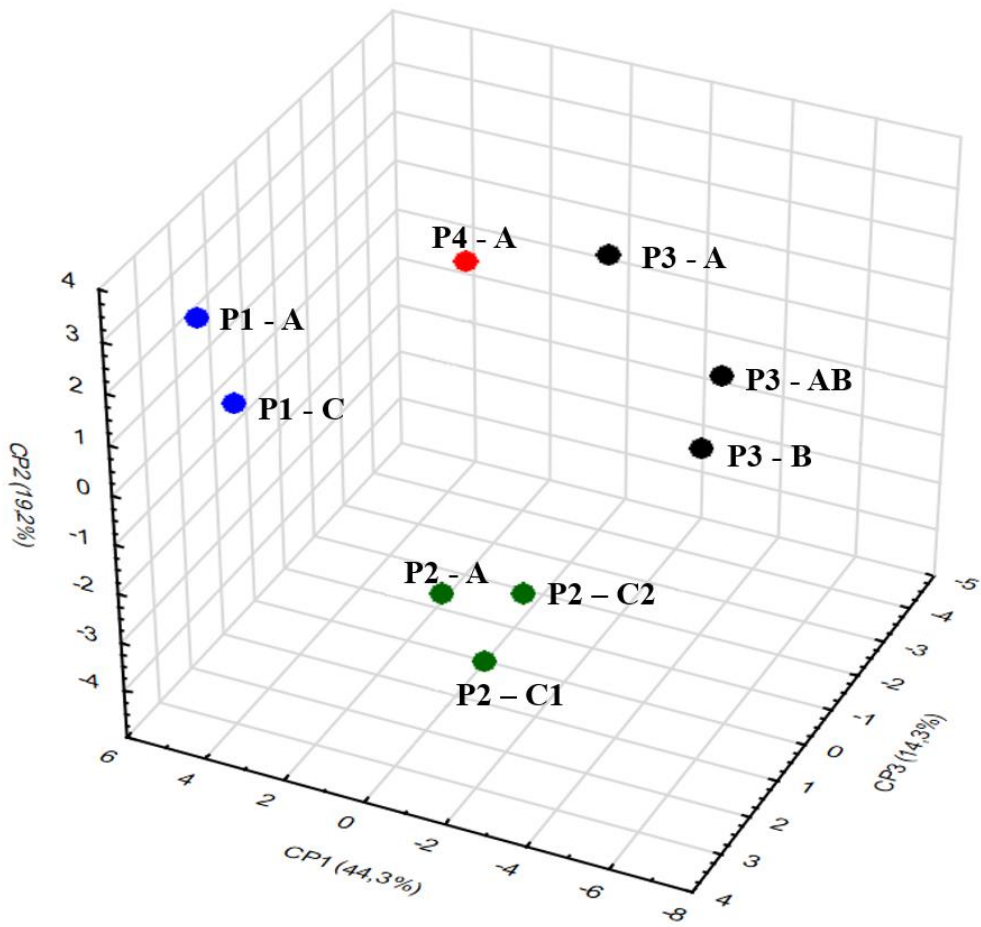
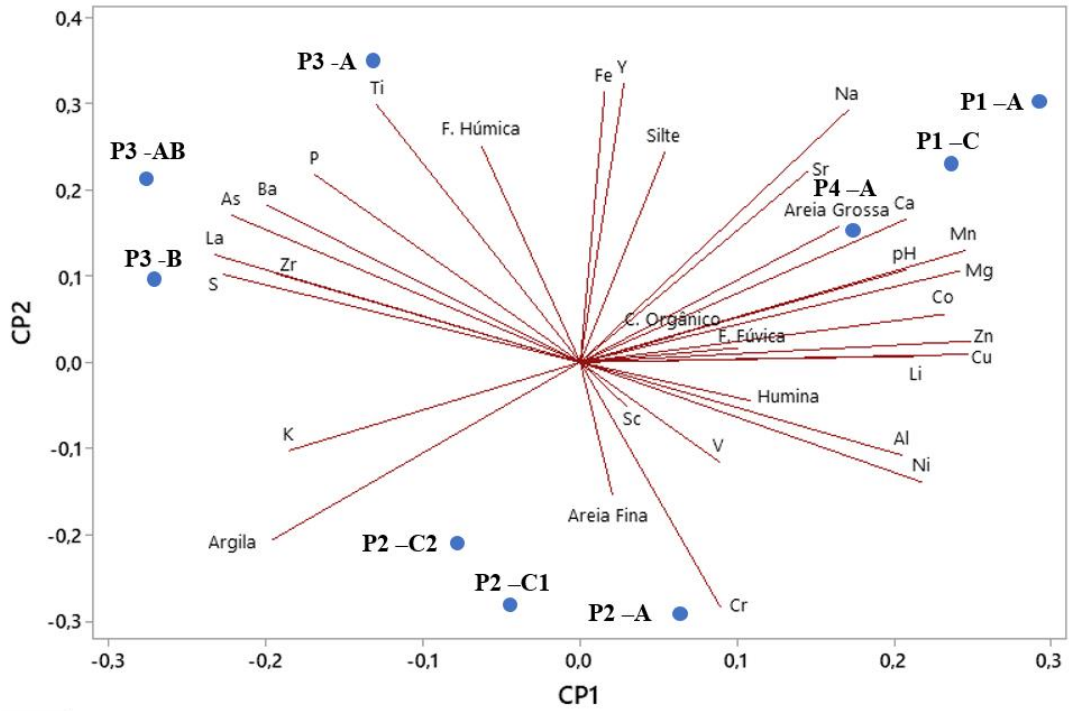
**Figura 2.8** – Análise de agrupamento e dendrograma da composição química por Microsonda Eletrônica de 269 pontos nas rochas R1, R2 e R3, evidenciando 7 grupos principais de feições. As imagens de elétrons retroespalhados contém a indicação representativa do aspecto morfológico das feições.



**Figura 2.9** – Gráfico de cargas fatoriais da análise de componentes principais (correlação 81,6%) para os dados de granulometria, frações orgânicas, carbono orgânico e fluorescência de raio-x e Dendrograma das regiões a partir de variáveis padronizadas, medida de distância Euclidiano e método de ligação único.



**Figura 2.10** - Gráfico de cargas fatoriais da análise de componentes principais (correlação 77,8%) para os dados de granulometria, frações orgânicas, carbono orgânico e ICP-OES e Gráfico dos escores da análise de componentes principais.



## **2.5 Discussão**

Uma das principais especificidades da Antártica Marítima é a disponibilidade de água em estado líquido durante parte da primavera e do verão (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987). Ainda que com baixa precipitação anual, as temperaturas acima de 0°C permitem o derretimento dos bancos de neve e da camada ativa, e a oscilante amplitude térmica condiciona o comportamento dos ciclos de congelamento e descongelamento. Para a Ilha Rei George, a literatura aponta uma média de 122 ciclos anuais (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2012). É um cenário pedogeomorfológico dinâmico e ativo, com a influência mútua de fatores azonais externos (como os climáticos) e internos (como os materiais) na condução de uma hierarquia de processos que respondem pela diversidade de geoformas resultantes. Toda essa conjectura é revelada nas particularidades intrínsecas desenvolvidas por cada uma das quatro superfícies geomórficas aqui estudadas.

Foram reconhecidas diversas características similares entre as superfícies, frutos do seu posicionamento geográfico e condição climática regional, da atuação de processos de crioturbação e crioclastia, do material de origem semelhante e da interação dos substratos com o material orgânico produzido a partir da colonização biológica. As condições pedogeomorfológicas locais imprimem nas superfícies propriedades que influenciaram no rompimento de limiares e na trajetória de desenvolvimento percorrido, ainda que os resultados sugiram haver certa relação cronológica evolutiva entre elas. Nessa perspectiva, apresentamos uma discussão que trata, inicialmente, das similaridades entre as superfícies, para em seguida discutir como a coevolução do solo e do relevo nelas nos permite propor uma sequência evolutiva no sentido N-S.

### **2.5.1 Similaridades entre as superfícies**

A primeira similaridade entre as superfícies estudadas na Península Keller é o posicionamento geográfico preferencialmente à oeste (S1, S2 e S4 estão à noroeste e S3 à sudoeste). Em termos práticos, essa orientação afeta as condições microclimáticas (HUNCKLER & SCHAETZL, 1997). Tanto a superfície quanto suas vertentes voltadas para oeste estão expostas à ação dos fortes ventos provenientes desta direção, típicos da Antártica (RASMUSSEN & TURNER, 2003). Além disso, durante o verão austral, o sol está posicionado no Trópico de Capricórnio e o ângulo de incidência dos raios solares

associado ao nível de sombreamento provocado pelo próprio modelado do relevo asseveram o baixo índice de radiação solar recebido pelas superfícies (**Tabela 2.1; Figura 3.16 do Capítulo 3**). Ressalta-se que esse índice não leva em consideração as condições atmosféricas, como a obstrução da abóbada celeste devido as instabilidades de verão, sendo, portanto, um valor superestimado.

Esses fatores contribuem para o acúmulo preferencial de bancos de neve, sua permanência por maior tempo e derretimento lento e prolongado durante o verão. Como destacado por French (2018), a distribuição da neve em uma área é controlada pela direção preferencial do vento. Seu acúmulo tende a ser mais profundo em concavidades e irregularidades do relevo e o padrão de derretimento é controlado primeiramente pela radiação solar. À medida que o pacote de neve sofre ablação, parte da água que percola através da neve recongela, formando uma camada de gelo basal.

O acúmulo de neve e o ritmo de seu derretimento interferem no padrão de escoamento superficial e subsuperficial da água e estão diretamente ligados à nivação, processo erosivo induzido por bancos de neve e responsável por auxiliar na formação de elementos côncavos e anfiteatros (THORN & HALL, 2002). Além do escoamento superficial não hortoniano, a água proveniente do derretimento da neve infiltra e percola no solo com alta capacidade dispersora por ser viscosa e por sua propriedade dielétrica, permitindo a dispersão de partículas enquanto percola (VAN VLIET-LANOË, 1985). Nesse sentido, a concentração de solutos nos fluxos subsuperficiais é alta durante o verão, e em perfis bem drenados (P1, P2 e P4) a lixiviação pode ser favorecida.

Enquanto as vertentes de leste são controladas e modeladas em circos pelo ritmo final de retração das geleiras (caso da S1, S2 e S3), as vertentes voltadas para oeste (que sustentam as quatro superfícies) são propícias não só ao acúmulo, mas a maior permanência dos bancos de neve. É perceptível nas formas das encostas a participação dos fluxos superficiais e subsuperficiais nos processos ali atuantes. A extensão do *permafrost* nessas encostas não é reconhecida, mas Vieira et al. (2010) e Francelino et al. (2011) estimam que ele seja esporádico ao longo das vertentes com camada ativa pouco espessa. A presença do *permafrost*, mesmo que não de forma contínua, altera totalmente o padrão de circulação em subsuperfície por efeito da descontinuidade hidráulica causada por sua impermeabilidade. Nesses locais a intercessão da topografia com a zona de saturação (*seepage face*) produz áreas saturadas com fluxo de retorno (WOO & XIA, 1995).



Também são áreas que se iniciam os processos de gelifluxão e de ravinamento, processos responsáveis pela elaboração dos lóbulos e sulcos identificados.

Outro ponto em comum é a cobertura das superfícies por pavimento pedregoso constituído por frações grossas e angulosas. Para a formação de uma cobertura detrítica constituída majoritariamente de cascalhos e calhaus, Bockheim (2010) destaca a concentração inicial de detritos durante a deposição de till, seguido por um curto período de deflação e, assim, um longo e progressivo período de intemperismo químico e físico na superfície dos clastos. Durante todo o processo, o vento participa não só da remoção e transporte das partículas como também da própria desintegração dos fragmentos de rocha. Fortes ventos, como os da Antártica, carregando neve, gelo e areia promovem a abrasão das rochas, reduzindo seu tamanho e ao mesmo tempo promovendo a redistribuição dos fragmentos normalmente facetados e angulosos (CLARIDGE & CAMPBELL, 2004). Em contrapartida, uma vez formado e bem desenvolvido, o pavimento pedregoso funciona como uma camada protetora de estabilização, tanto para vertente quanto para o solo, na medida em que previne a perda de material fino pela ação eólica (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987).

É importante destacar que o nível de desenvolvimento dos pavimentos pedregosos é um dos aspectos analisados em cronossequências de ambientes polares, por ser reconhecido como marcador da atuação de processos de formação de solos (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987; BOCKHEIM, 2010; BOCKHEIM & McLEOD, 2015). Com o tempo, a cobertura do pavimento aumenta de forma a não deixar a subsuperfície exposta e as partículas grossas exibem alto grau de seleção (LINDSAY, 1973).

As superfícies estudadas atendem parcialmente ao modelo de evolução proposto para os pavimentos, principalmente em S1 e S2. Em S3 e S4, no entanto, os controles locais não permitem o desenvolvimento dos pavimentos, ou conduzem a descaracterização desses. Em S3 a presença de *permafrost* faz com que os fragmentos participem, junto com a vegetação, da formação dos solos com padrão, e em S4 o pavimento é substituído pela cobertura das crostas mistas (criptogâmicas e gramíneas).

Aliada à ação do vento, as rochas também são desintegradas mecanicamente pelo intemperismo térmico (HALL, 1999) e pela ação do gelo. A solidificação da água nos espaços porosos do solo e nas discontinuidades das rochas promove uma série de processos que representam a premissa inicial de estabelecimento de condições

periglaciais. Ainda que com graus distintos, evidências de processos relacionados a ação do gelo são reconhecidos em todas as quatro superfícies. O primeiro deles, a crioclastia (*frost shattering*), aparece com mais frequência em S1 e S2, explicando a presença generalizada nos solos de fragmentos angulosos dos detritos, pelas rochas fragmentadas em planos lineares e pelas fissuras e quebras dos grãos exibidas nas fotomicrografias (**Figura 2.5 – 7 e 13**). A mistura dos horizontes pedogenéticos em P2 e P3, visível macro e micromorfológicamente, a maior quantidade de carbono orgânico em profundidade em P2 e a orientação oblíqua dos grãos grossos são evidências da crioturbação, que movimenta e mistura os materiais e rotaciona (*frost jacking*) os constituintes grossos. Ainda nesses dois perfis, destaca-se a presença das vesículas (**Figura 2.5 - 19**) formadas no momento de descongelamento dos solos (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1984).

De forma geral, a assembléia mineralógica das argilas nos solos (**Figura 2.4**) mostra que os materiais de origem são semelhantes, marcando, assim, mais uma similaridade entre as superfícies. Esse fato não demarca que os solos derivam da mesma rocha, já que essas recebem classificações distintas por sutis diferenças composicionais e graus de alteração metamórfica. Mas, de certa maneira, todos os solos estudados estão relacionados a rochas afetadas, em maior ou menor grau, por sulfetos, e que a alteração desses exerce influência na gênese dos solos em todas elas. Diferenças no grau de alteração dos sulfetos entre as superfícies serão discutidas no tópico subsequente.

Argilas interestratificadas, caulinita, óxidos e hidróxidos e vestígios de minerais primários compõem a mineralogia dos perfis analisados. Nos difratogramas, destaca-se a identificação das interestratificadas e da caulinita. A clorita-esmectita foi identificada por seu pico 2.73 na argila natural. Quando saturado em Mg o pico aumenta de intensidade, com glicerol o pico se desloca para 3.21 e tratado com K e aquecida a 550°C o pico se desloca para 2.10 (**Apêndice 1**). A illita-esmectita exibe pico 2.48 na argila natural e quando saturada por glicerol o pico expande para 3.03. A presença da caulinita é sugerida pelo pico a 0.72, que não colapsa com tratamentos químicos, mas desaparece com saturação com K e aquecimento a 550° C.

A presença de minerais primários na fração argila, como pirita, plagioclásio e biotita, é comum em solos das Shetlands (JEONG & YOON, 2001; LEE *et al.*, 2004; JEONG *et al.*, 2004; SIMAS *et al.*, 2006) e reiteram a ação da crioclastia em transformar fisicamente minerais comumente encontrados nas frações areia e silte. A presença de clorita-

esmetita, illita-esmetita e caulinita, por sua vez, sucinta discussão e duas linhas interpretativas. Trabalhos do início do século, como os de Jeong & Yoon (2001), Lee et al. (2004) e Jeong et al. (2004) interpretavam a existência desses minerais como produtos da alteração hidrotermal produzidas pelas intrusões (no caso de Keller plutons e veios dioríticos a gabros e fluídos hidrotermais de quartzo e pirita). Contudo, abordagens mais recentes apoiadas em tratamentos estatísticos dos resultados, como em Strømsøe & Paasche (2011), sugerem que o intemperismo químico é o principal produtor de argilas em elevadas latitudes, enquanto o intemperismo físico é responsável principalmente pela produção de partículas superiores ao silte.

Nesse sentido, as condições ácidas encontradas nos perfis P2, P3 e P4 possibilitam a dissolução das camadas silicatadas das biotitas e cloritas (esses últimos minerais com quantidades expressivas nas rochas de Keller). Especificamente para as cloritas, Lynn & Whittig (1966) concluíram que seu o intemperismo pode ocorrer em aproximados 60 anos quando submetidas a processos muito intensos de formação de solos ácidos sulfatados. A presença de clorita-esmetita atesta o constante lixiviamento dos cátions e hidróxi entre camadas das cloritas, resultando em fases interestratificadas antes da completa transformação em esmetitas ou vermiculitas (KOHUT & WARREN, 2002). A montmorilonita e esmetita com hidróxi entrecamadas também foram identificadas nos perfis. Ademais, a micromorfologia desses solos expõem evidências de intemperismo químico em todos os solos e superfícies (**Figura 2.5 – 23**).

Por fim, o carbono orgânico do solo e a forma como as frações se organizam carrega informações acerca da interação matéria orgânica e tempo, matéria orgânica e constituintes sólidos e o papel desempenhado por ela na funcionalidade do solo. A fração de maior destaque em todos os solos das superfícies é a humina, definida como a fração insolúvel em meio alcalino (STEVENSON, 1982). Diferente do que se assumia em trabalhos anteriores (KONONOVA, 1975), o avanço em técnicas analíticas do final do século 20 evidenciou que a humina contém componentes químicos distintos dos ácidos fúlvico e húmico, principalmente por conter mais cadeias carbônicas alifáticas em detrimento das aromáticas e carboxilas (HAYES et al. 2017). Apesar de o material orgânico de origem para as três frações ser o mesmo, a humina é formada a partir da mistura de estruturas alifáticas, ácidos graxos de cadeia longa e ésteres, com fortes evidências de estruturas de paredes celulares e cuticulares de plantas e microrganismos (HAYES et al. 2017), cuja presença conferem a fração orgânica sua característica de ser

insolúvel e não hidrolisável. Outro aspecto a ser destacado é sua estabilidade estar associada a colóides inorgânicos, especialmente esmectitas, fixando-se entre as camadas silicatadas das argilas expansíveis (CLOOS et al., 1981).

As especificidades da humina interferem no seu desempenho das funções comumente atribuídas as frações orgânicas. Como apontam Hayes et al. (2017), a retenção de cátions carregados negativamente por sítios ácidos carboxílicos e a ciclagem das formas orgânicas de nitrogênio, enxofre e fósforo durante a decomposição da matéria orgânica não parecem ser funções desempenhas pela humina devido sua composição química, e sim pelas demais frações, assim como para retenção de água. A base para a retenção de água é a presença de grupos hidrofílicos nas substâncias húmicas, carboidratos e outras macromoléculas que se associam a cátions hidratados. A humina, no entanto é de natureza hidrofóbica, sendo mais razoável que desempenhe um papel contrário de repelir ao invés de reter a água. Nesse sentido, sua maior contribuição é em absorver e reter componentes hidrofóbicos, como gorduras, óleos e ceras.

### **2.5.2 Geodinâmica e cronologia evolutiva das superfícies**

A superfície 1 é um exemplo típico de área recém deglaciada, com boa reserva de bases solúveis e elevada saturação por bases no solo. Os teores elevados de pH são muito próximos aos encontrados por Jacobson & Birks (1980) (pH 8.0 em menos de 50 anos de exposição) e Seok (2016) (pH 8.3 em solo com 33 anos de exposição) em estudos envolvendo cronossequências no Ártico. A boa drenagem do solo garante o predomínio de condições favoráveis a intensificação da lixiviação, sendo consequência da presença majoritária de frações grossas, com alta permeabilidade e conectividade entre os poros (**Figura 2.5 – 1, 2, 4 e 7**). O posicionamento geográfico favorece não só o acúmulo de neve, como sua permanência e derretimento prolongado.

Além da neve, os fortes ventos de oeste são responsáveis também pelo transporte de partículas em suspensão, saltação e rastejo (STOUT, 1998). As partículas grossas transportadas apresentam alto grau de seleção e arredondamento, além do revolvimento dos grãos por uma camada de finos que se forma ao longo do transporte. No horizonte superficial de P1 essas evidências estão presentes (**Figura 2.5 - 4, 5 e 6**), com nítido contraste entre os horizontes superficiais e subsuperficiais. Com o aumento da

profundidade, os grãos se tornam, de maneira abrupta, angulosos, pouco selecionados e praticamente sem constituintes finos. Em toda a seção as boas condições de drenagem prevalecem.

Assim, para a constituição dos solos em S1, o vento desempenha dois papéis contrastantes, incorporando e retirando material (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987). A partir da micromorfologia e da mineralogia fica claro que a maioria da argila e silte presentes no horizonte A de P1 são alóctones, inserindo minerais, como a goetita, incompatíveis com o pH elevado e os baixos índices intempéricos do solo, como o elevado índice WIP, elevada relação silte/argila e baixo índice CIA. Por outro lado, o pavimento pedregoso ainda está sendo construído e não é eficiente em proteger as camadas subsequentes da ação do vento. Mesmo assim, a incipiente cobertura pedológica parece caminhar no sentido da horizonação, despercebida pelas diferenças macromorfológicas em campo, mas ressaltadas pelas diferenças nas propriedades observadas em laboratório (UGOLINI et al., 1988). As condições para prevalência da haploidização só seriam alcançadas a partir da atuação mais intensiva da crioturbação, no entanto a textura franco-arenosa não favorece o crescimento de gelo nos poros, apenas na descontinuidade dos fragmentos líticos (VAN VLIET-LANOË, 2010).

Da S1 para S2 as condições de boa drenagem persistem (assim como a conectividade entre os poros) e o primeiro efeito na cobertura pedológica é a queda brusca no pH. Poucas mudanças efetivas ocorrem no pH nos primeiros estágios das reações ácido-base promovida pela interação entre minerais do substrato e soluções acidificadas por CO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> e SO<sub>2</sub> e ácidos orgânicos, como em S1. P1 contém fonte de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> e Na<sup>+</sup> para neutralizar a acidez adicionada. O solo é tamponado na faixa alcalina por causa do consumo de prótons e da geração de alcalinidade que acompanham a dissolução dos minerais (CHADWICK & CHOROVER, 2001). Em P2, esse processo parece ser mais antigo e as bases já foram mais lixiviadas, o que contribui para a queda do pH de 8 para 5, com os íons de H<sup>+</sup> e Al<sup>3+</sup> iniciando a troca com os cátions Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> e Na<sup>+</sup> no complexo sortivo (**Tabela 2.5**).

Esse processo é acelerado pela participação da pirita no processo de oxidação. Minerais sulfetados não são comumente encontrados no solo porque são muito susceptíveis a oxidação em condições aeróbicas, e mesmo quando presentes, normalmente estão em pequenas quantidades. Os dados de ICP demonstram que em P2 a quantidade de S é,

aparentemente, baixa. O mesmo ocorre para as rochas sulfetadas, das menos (R1) para as mais alteradas (R2, R3; **Tabela 2.6**). Entretanto, Fanning et al. (2002) relatam que solos sulfetados apresentam porcentagens normalmente abaixo de 2% e essa quantidade de S já é suficiente para ultrapassar o limiar químico em condições aeróbicas e modificar toda a química do solo. O principal processo envolvido é a sulfurização, um processo retroalimentar em que, no caso de Keller, a pirita é oxidada, formando ácido sulfúrico, fases minerais sulfatadas, óxidos e hidróxidos de ferro e, inclusive, caulinita (WHITE & DIXON, 2002; SIMAS et al., 2006). A acidez gerada interage com a assembleia mineralógica e novas fases minerais são formadas a partir dos produtos da dissolução (CARSON et al., 1982). É importante destacar que bactérias acidofílicas são catalisadoras no processo de oxidação da pirita, fazendo da sulfurização um processo biogeoquímico e que envolve reações de hidratação, hidrólise, oxidação e catálises microbiológicas (NORDSTROM & ALPERS, 1999). Os índices de intemperismo CIA, WIP e relação silte/argila corroboram com o avanço da lixiviação e intemperismo químico de P1 para P2, bem como a geoquímica e microquímica mostram maior alteração de R2 em relação a R1.

As transformações em P2 associadas ao processo de sulfurização foram responsáveis por conduzir a cobertura a ultrapassar dois limiares pedológicos. O primeiro é de natureza química-mineralógica, com modificações no complexo sortivo e no pH, intemperismo e neoformação de sulfatos (jarosita e valerita), oxi-hidróxidos de ferro (goetita), hidrosulfeto de alumínio (hidrobasaluminita) e caulinita. Identificada pela difração (**Figura 2.4**), a hidrobasaluminita é um mineral pouco cristalino que precipita quando soluções muito ácidas são neutralizadas por soluções relativamente neutras e ricas em  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ , resultando em pH próximos ou maior a 5 (BIGHAM & NORDSTROM, 2000), condições atendidas por P2.

O segundo limiar diz respeito ao *input* de finos. Embora a ação eólica ainda participe no acréscimo de partículas no solo, sobretudo nos horizontes superficiais, a produção *in situ* de finos é mais significativa. A participação das partículas de silte e argila no solo e a água disponibilizada pelo derretimento dos bancos de neve propiciam as condições ideais para o estabelecimento da ação do gelo (VAN VLIET-LANOË, 1985), agora não somente com a crioclastia, mas também com processos de crioturbação. Nesse sentido, a cobertura pedológica permanece na trajetória de aprofundamento do perfil, mas agora os processos de horizontalização competem efetivamente com os de haploidização, cujos vestígios são

perceptíveis tanto macro quanto micromorfológicamente com a mistura dos horizontes. Vale destacar que a alta saturação de água durante o degelo e sua propriedade dielétrica contribuem na dispersão das partículas que percolam e formam os capeamentos nos constituintes grossos identificados em lâmina (**Figura 2.5 - 13,15 e 18**) (FEDOROFF et al.,1981).

De S2 para S3 ocorre a manutenção e intensificação dos processos de sulfurização, mas com a incorporação de outros fatores que modificam a geodinâmica da superfície. Os principais são a presença do *permafrost* a partir dos 70 cm de profundidade e a maior participação do carbono orgânico no solo, não só com a fração húmica mas também com o ácido húmico. Com o progresso da oxidação, um domínio predominantemente ácido é estabelecido em S3, chegando a valores de pH próximos a 3 (**Tabela 2.5**). A reação do ácido sulfúrico com os silicatos e outros minerais sulfatados (como a hidrobasaluminita) libera uma variedade de cátions que, além de formarem outros minerais sulfetados, também são lixiviados em solução. A ocorrência de hidrólise em condições de baixo pH, como observada em P3, suscita a formação dos hidróxidos de ferro e hidróxidos sulfatados de ferro, como a jarosita, a schwertmanita, a goethita e possivelmente a ferridrita (JAMBOR et al., 2000), apesar desta última ser de difícil identificação em difração de raio-x.

*Permafrost* e matéria orgânica alteram o curso da lixiviação. Com a participação da fração húmica, a matéria orgânica atua com maior eficiência na retenção de cátions (HAYES et al. 2017). O *permafrost* modifica as condições de drenagem do perfil por criar um gradiente hidráulico em subsuperfície e mais uma frente de congelamento (da subsuperfície em direção à superfície) durante os ciclos. Se o descongelamento é muito rápido, o ar preso entre as lentes de gelo precisa ultrapassar a pressão hidrostática e a alta viscosidade da água de derretimento (VAN VLIET-LANOË et al.,1984). A energia necessária para que as bolhas alcancem a superfície é destrutiva (BERTRAN & TEXIER, 1999), criando a microestrutura vesicular observada em P3 (**Figura 2.5 - 19**). Os poros neste perfil são vesículas sem qualquer interconexão, o que resulta em baixa permeabilidade e saturação prolongada do solo. A identificação de nódulos disórticos de ferro evidencia a permanência do estado de saturação de água no perfil (**Figura 2.5 - 27**).

Como consequência das mudanças nas condições de permeabilidade ocasionadas pelo *permafrost*, os índices CIA e PIA sugerem maior intemperismo em P2 que P3. É razoável

considerar que isso ocorre porque as condições de lixiviação são mais favoráveis em P2, o que impactaria diretamente nos índices. Entretanto, um olhar atento para a composição mineralógica mostra que a alteração e neoformação ocorrem, principalmente, em P3, consequência da atuação mais intensa da sulfurização e permanência da solução do solo com alta concentração de cátions disponível para a precipitação de novos argilominerais. Além disso, vale acrescentar que o índice CIA não leva em consideração a mobilidade do Al (NESBITT & YOUNG, 1982), considerando-o um elemento estável e imóvel, o que não é a realidade das condições químicas extremamente ácidas de P3.

A consolidação do *permafrost* em profundidade representa o climax do estabelecimento das condições periglaciais em Keller. Além de processos de crioclastia, crioturbação, formação de gerações de vesículas e nódulos, a barreira hidráulica promovida pelo *permafrost* implica na modificação da dinâmica de fluxos subsuperficiais e interfere na evolução do modelado das vertentes ao viabilizar processos de gelifluxão. É um processo de natureza laminar e normalmente restrito aos 50 cm superiores da cobertura. Ocorre onde a percolação da água é limitada pela subsuperfície congelada e onde o derretimento das lentes de gelo promovem a saturação de água que reduz a coesão e fricção interna do solo (FRENCH, 2007), como registrado na **Figura 2.6**. Com o tempo, as deformações plásticas e o movimento dos materiais desenvolvem a curvatura convexa, tal como observado na Superfície 3.

O comportamento dos solos é reiterado pelas rochas. R3 apresenta maior diversidade de feições associadas ao intemperismo dos sulfetos que R1 e R2. Além de cristais de pirita completamente ou parcialmente alterados, com vazios do tipo  *moldic* , são observadas alterações geoquímicas na matriz circundante, com a impregnação de Fe e S, e feições de revestimento ao longo das fraturas. A migração interna de soluções e a reprecipitação de fases minerais secundárias são sinais claros do estabelecimento da pedoplasmação (STOOPS & SCHAEFER, 2018). De fato, a alteração das piritas prescinde de melhores condições de circulação de oxigênio livre e colonização microbiológica. Essas condições estão mais desenvolvidas próximo a S3, na qual o maior tempo de exposição a condições de congelamento e descongelamento garante afloramentos mais cioclastados. A maior presença de fraturas em R3 assegura que a oxidação dos sulfetos ocorra em profundidade, e não concentrada na superfície exposta das rochas, como observado em R1, por exemplo.



S4, por fim, é semelhante a S3, principalmente em relação ao formato convexo das vertentes e a influência da matéria orgânica. A evolução dos solos e os processos de intemperismo, contudo, não seguem o mesmo percurso, explicado pela ausência de uma concentração de sulfetos como em P2 e P3. Como efeito, valores de pH, saturação por bases, composição química total e índices de intemperismo são muito parecidos com o horizonte A de P3, o que sugere o controle da matéria orgânica nas propriedades dos solos.

S4 se diferencia das demais superfícies por estar quase totalmente coberta por crostas mistas (criptogâmicas e gramíneas). Recobrando, inclusive, o pavimento pedregoso, essas crostas são mais eficientes na proteção dos constituintes finos frente à erosão eólica, favorecendo a estabilidade da superfície (COLLINS et al., 1975). Além disso, as crostas atraem a colonização dos colêmbolas e dos ácaros e constituem pontos atrativos para a nidificação da avifauna Antártica, principalmente skuas.

Como consequência, P4 apresenta arranjos dos constituintes não observados nos outros solos, sendo o único perfil que possui, de fato, agregados. Os constituintes se organizam em *peds* lenticulares, que representam uma estrutura bi-modal composta por agregados granulares e microblocos coalescidos. P4 também exibe a maior diversidade de pedofeições dentre os solos avaliados, sendo elas: i) capeamentos que indicam a ocorrência de migração das partículas finas dentro do perfil (VAN VLIET-LANOË, 2010); ii) impregnações de materiais orgânicos entre agregados, constatando a incorporação e eventual participação das frações orgânicas na estruturação e estabilização do solo; iii) pelotas fecais de colêmbolos e ácaros, demonstrando a colonização e participação da mesofauna na bioturbação e decomposição da matéria orgânica (RUSEK, 1998); e iv) preenchimentos de vesículas por constituintes finos, possivelmente indicando que ciclos de congelamento e descongelamento não são mais ativos na cobertura. A cobertura pedológica de S4 pode ser, então, compreendida como a de maior grau de desenvolvimento pedológico, mesmo não sendo a de maior grau de intemperismo.

A possível existência pretérita de um *permafrost* em profundidade e a instalação definitiva da vegetação em S4 são aspectos para discussão. Ao interpretar os resultados físicos, químicos e, principalmente, micromorfológicos, algumas contatações ficam claras. Ciclos de congelamento e descongelamento atuaram com frequência na cobertura pedológica, sendo a cristalização das lentes de gelo a principal responsável pela formação

da microestrutura lenticular (DUMANSKI & ARNAUD, 1966). A fábrica birrefringente granoestriada também evidencia a pressão exercida durante o crescimento dos cristais de gelo, acomodando as argilas ao redor dos constituintes grossos.

O processo de solifluxão atuava ativamente na superfície e nas vertentes convexas que a sustentam. A variabilidade litológica, o baixo grau de seleção, o alto índice de arredondamento e a orientação preferencial oblíqua dos grãos são evidências consistentes da movimentação dos materiais. Além disso, a também orientação oblíqua das lentes (e consequentemente dos poros) impacta a condutividade hidráulica de P4, sendo que experimentos laboratoriais realizados por Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984) concluíram que tais poros funcionam como planos de deslizamento, mesmo em declividades suaves. A autora observou que declives da ordem de 2° a 17° provocavam um deslocamento de 1 cm a cada ciclo de congelamento e descongelamento. É importante destacar que mesmo sujeita a movimentação, a microestrutura lenticular normalmente é resistente a destruição mecânica por ser formada em condições de constante compactação e dessecação.

De fato, a presença do *permafrost* não é obrigatória para a ocorrência de solifluxão. Na verdade, caso presente, o processo passaria a ser denominado gelifluxão, como recomendado por Washburn (1979). A existência do *permafrost* favorece a movimentação do material pelo gradiente hidráulico e existência de duas frentes de congelamento, como já destacado. A colonização da crosta parece ter ocorrido após a estabilização do material, e influenciado na redução do processo de solifluxão e dos ciclos de congelamento e descongelamento. Como evidência, P4 não possui vesículas típicas, que são poros formados no momento de descongelamento. As poucas vesículas identificadas estão deformadas e preenchidas, pertencendo a um outro contexto pedogenético distinto do atual (**Figura 2.5 - 31**). A impregnação dos materiais orgânicos acontece apenas entre os agregados, seguindo, portanto, a trajetória da porosidade. Se as crostas houvessem se estabelecido durante a formação da microestrutura lenticular, possivelmente ocorreriam pontuações ou material amorfo disperso orgânico intra agregados. Por fim, as pelotas fecais produzidas por colêmbolos e ácaros já estão em avançado estado de humificação e se organizam em grumos. Caso o material estivesse em constante movimentação, as pelotas não se coalesceriam em seus pontos de contato, estariam dispersas e seriam incorporadas na micromassa, principalmente por não serem resistentes o suficiente para persistirem a constantes ciclos de congelamento e descongelamento.

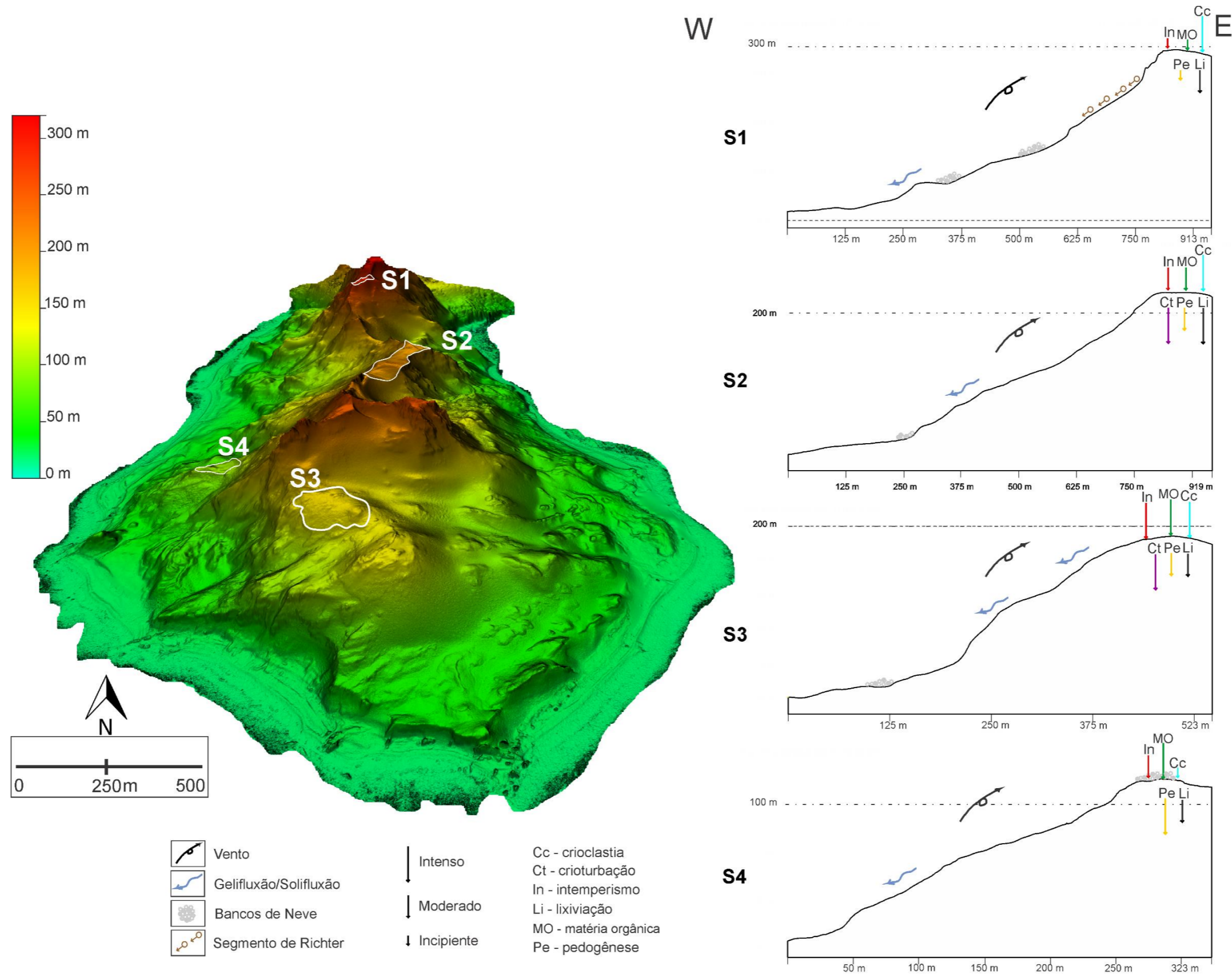
Pelo exposto, os solos e rochas mostram que as quatro superfícies estão em momentos evolutivos distintos, mas relacionadas entre si através do tempo e materiais de origem, estabelecendo uma cronolitossequência, especialmente percebida quando da avaliação comparativa entre elas. A **Figura 2.11** apresenta um ensaio de síntese das relações entre as superfícies, seus respectivos perfis topográficos (sentido W-E), os processos e fatores que participam dessa cronolitossequência.

Assim como as formas das vertentes se modificam de Norte para Sul, o padrão altimétrico diminui gradativamente (saindo de 323 m na S1 para 111 na S4). Apesar de não ser considerado como ponto de partida que todas as superfícies ostentavam as mesmas cotas altimétricas no momento de sua exposição, é inegável a relação entre a distância da geleira e a redução escalonada da altimetria, mesmo considerando o soerguimento glacioisostático que sucede a deglaciação. Como partimos do pressuposto que quanto mais distante da geleira, maior a temporalidade da exposição, o rebaixamento das cotas altimétricas também parece ter relação com a passagem do tempo e as modificações das formas e da dinâmica das vertentes em Keller. Trata-se, contudo, de um tema que demanda investigações mais aprofundadas.

O esforço interpretativo proposto neste estudo aponta para uma sequência de mudanças e limiares que se sucedem no desenvolvimento da paisagem hoje manifestada na Península Keller. A exposição das superfícies pela geleira é o primeiro limiar extrínseco rompido, desencadeando mudanças bruscas na geodinâmica das superfícies e vertentes. A passagem da geleira imprime nas vertentes a cobertura de till e o formato próximo ao *Free-Face slope*, defendida por French (2018) como um formato de vertente herdado da glaciação. Nesse primeiro momento, os grãos apresentam baixo grau de seleção. Com a água em estado líquido disponível, os processos de crioclastia e lixiviação são os destaques na produção autóctone de materiais mais finos e na acidificação do pH. Crioclastia e vento atuam em conjunto na formação dos pavimentos pedregosos e na homogeneização dos tamanhos dos sedimentos.

Com o passar do tempo, a crioclastia e a ação gravitacional vão reduzindo lateralmente a escarpa rochosa (*headwall* ou *free-face*), e quando a produção crioclástica de sedimentos fornece material em relativo equilíbrio com a intensidade de remoção, nos segmentos retilíneos se estabelece a vertente de Richter, forma encontrada com frequência na Antártica (FRENCH, 2018). A S1 transiciona entre os dois modelos de vertente e entre o

Figura 2.11 – Croqui com modelo digital de elevação em 3D da Península Keller, Antártica Marítima, perfis topográficos das vertentes voltadas para oeste das superfícies e indicação de processos e fatores atuantes.



primeiro estágio de exposição para o início do estabelecimento das condições periglaciais. S2 é exemplo do terceiro momento evolutivo. Com a maior produção de materiais finos, a cobertura alcança as condições granulométricas ideais para a atividade da crioturbação, além do intemperismo químico e a lixiviação operarem em conjunto na modificação do pH e na transformação mineralógica. O pavimento pedregoso já apresenta modificações nos fragmentos crioclastados, com menor diversidade de tamanho. A vertente passa de Richter para irregular, transicionando elementos côncavo-convexos com segmentos retilíneos.

O próximo estágio representa a dinâmica periglacial no seu ápice, com a formação de solos com padrão e a presença do *permafrost*. Além disso, a alteração geoquímica e mineralógica de materiais sulfetados modifica as taxas de intemperismo não só da cobertura, mas também no entorno. Em S3, crioturbação, intemperismo químico e crioclastia são os processos de maior expressão. Lixiviação, matéria orgânica e pedogênese são de certa forma inibidos pela presença do *permafrost*. A lixiviação devido ao comprometimento da drenagem, e a matéria orgânica e a pedogênese devido a constante crioturbação do perfil. Neste momento é importante perceber que nas situações supracitadas, solifluxão/gelifluxão são processos comuns na média-baixa vertente, primeiro por concentrar fração fina transportada de montante e segundo porque a intercessão entre zona saturada (see-page) e a superfície topográfica é mais próxima, produzindo áreas saturadas (WOO & XIA, 1995) e garantindo as condições favoráveis à movimentação do material. Em S3, o *permafrost* auxilia que essas condições ocorram já na alta vertente. Com o tempo, os segmentos retilíneos das vertentes irregulares vão se transformando em curvaturas convexas.

Se S3 representa o clímax periglacial, o último estágio presente em Keller parece simbolizar o início de uma resistência promovida pela colonização biológica frente a atuação dos processos periglaciais. Em S4 a cobertura pedregosa é substituída pela crosta mista (criptogâmica e gramínea), restando poucos fragmentos líticos para que a crioclastia seja eficiente em superfície. A cobertura pedológica foi formada em um contexto de processos periglaciais ativos e eficientes na estruturação do solo. Entretanto, desde a colonização da crosta não há mais evidências nem de crioclastia nem de crioturbação. A Superfície parece estar estabilizada e é a pedogênese e a atuação biológica da mesofauna e dos ácidos orgânicos se expressam no desenvolvimento do solo e no controle da trajetória evolutiva da paisagem.

## 2.6 Considerações Finais

A abordagem multiescalar empreendida na pesquisa se mostrou acertada para elucidar os mais diversos papéis desempenhados tanto pela ação do gelo quanto pelos fatores e processos azonais. Ainda que em estágios evolutivos distintos, as quatro coberturas pedológicas possuem características semelhantes que atestam suas inter-relações evolutivas, sendo elas: i) o posicionamento geográfico; ii) a cobertura por pavimento pedregoso; iii) a ação do gelo (mesmo quando não mais ativo); iv) a assembléia mineralógica; e v) a fração húmica. Em conjunto os cinco são àqueles responsáveis por conduzir a evolução das superfícies para uma trajetória cronológica linear em comum.

Especificidades locais, no entanto, foram responsáveis por modificar gradativamente a geodinâmica das superfícies que, com o passar do tempo, imprimiram nos solos e rochas sulfetadas alterações divergências complexas e definitivas. As especificidades de maior expressão dizem respeito a: i) presença do *permafrost*, que não só modifica a permeabilidade em subsuperfície como promove uma segunda frente de congelamento; ii) mudanças litológicas a partir de intrusões de veios sulfetados, e do grau de fragmentação dessas rochas, modificando a geoquímica e a intensidade das reações intempéricas; e iii) a colonização biológica, representada pelas crostas mistas (criptogâmicas e gramíneas) que estabilizam a superfície e a partir da colonização da mesofauna, promove a formação de microestruturas, bioturbação, humificação e formação dos ácidos fúlvicos e húmicos e parecem exercer resistência frente a ação do gelo.

Mesmo com as divergências individuais alcançadas durante o percurso, o tempo ainda desempenha papel definidor na evolução das superfícies, reconhecendo-se assim a existência de uma cronolitossêquencia. A litologia foi acrescentada devido ao entendimento que sem a presença dos minerais sulfetados, S2 e S3 teriam trilhado uma linha de evolução diferente dos atributos morfológicos e químicos hoje estabelecidos. A maior alteração das rochas sulfetadas próximas a essas superfícies, e as propriedades dos solos nelas contidos deixam isso claro.

A pesquisa suscitou uma série de questões e lacunas que demandam esforços investigativos futuros. Uma lacuna que traria resultados interessantes são as datações absolutas. De posse desses resultados, não só seria possível discutir dinâmica de recuo das geleiras e situar as superfícies no tempo como também possibilitaria a reflexão acerca

das taxas e temporalidades dos processos. Com relação as questões, os dois principais pontos em aberto dizem respeito ao real papel desempenhado pela colonização biológica na estruturação e na resistência às perturbações da ação do gelo, e quais os significados ambientais da maior abrangência dessa colonização, e por fim a dinâmica evolutiva das vertentes em ambiente periglacial.

## **2.7 Referências**

ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Geoquímica de solos da Península Keller, Ilha Rei George, Antártica, como subsídio ao monitoramento ambiental. Doutorado (tese do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, 2005, 129p.

ALLISON, R. J.; THOMAS, D. S. G. The sensitivity of landscapes. In: THOMAS, D. S. G.; ALLISON, R. J (ed.). Landscape sensitivity. Sussex: John Wiley & Sons, 1993, p. 1-5.

ALMEIDA, B. G. D. E., DONAGEMMA, G. K., RUIZ, H. A., BRAIDA, J. A., VIANA, J. H. M., REICHERT, J. M. M., OLIVEIRA, L. B., CEDDIA, M. B., WADT, P. S., FERNANDES, R. B. A., PASSOS, R. R., DECHEN, S. C. F., KLEIN, V. A., TEIXEIRA, W. G. Comunicado Técnico 66: Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil. Embrapa. Rio de Janeiro, 2012, 11p.

ARASAN, S.; AKBULUT, S.; HASILOGLU, A. S. The relationship between the fractal dimension and shape properties of particles. KSCE Journal of Civil Engineering. vol. 15, n. 7, pp. 1219-1225, 2011.

BERTRAN, P.; TEXIER, J. P. Facies and microfacies of slope deposits. Catena, v. 35, p. 99-121, 1999.

BIGHAM, J. M.; NORDSTROM, D. K. Iron and aluminium hydroxysulfates from acid sulfate waters. In: ALPERS, C. N.; JAMBOR, J. L.; NORDSTROM, D. K. (Ed.) Sulfate minerals – crystallography, geochemistry and environmental significance. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, v. 40, 2000, p. 351-404.

BIRKENMAJER, K. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetlands Islands) – An outline. Polish Polar Research, v. 1. n. 1, p. 29-54, 1980.

- BIRKENMAJER, K. Late Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetlands Islands, West Antarctica). *Bulletin Polish Academy of Sciences, Terre*, v. 30, p. 21-32, 1982.
- BIRKENMAJER, K. Mesozoic and Cenozoic Stratigraphic units in parts of the South Shetlands and northern Antarctica peninsula. *Studia Geol. Pol.* v. 118, p. 5-188, 2001.
- BIRKELAND, P. W. *Soils and geomorphology*. London: Oxford University Press, 1984, 372p.
- BOCKHEIM, J. G. Evolution of desert pavement and the vesicular layer in soils of the Transantarctic Mountains. *Geomorphology*, v. 118, p. 433-443, 2010.
- BOCKHEIM, J. G.; McLEOD, M. Soils of Central Victoria Land, the McMurdo Dry Valleys. In: BOCKHEIM, J.G. (Ed.) *The soil of Antarctica*. Springer: Madison, 2015, p. 117-148.
- BRUNSDEN, D. Barriers to geomorphological change. In: THOMAS, D. S. G.; ALLISON, R. J (ed.). *Landscape sensitivity*. Sussex: John Wiley & Sons, 1993, p. 7-12.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, n. 4, p. 463-484, 1977.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications. Wolverhampton, UK. 1985, 152p.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Elsevier, Amsterdam, 1987, 368p.
- CARSON, C. D.; FANNING, D. S.; DIXON, J. B. Alfisols and Ultisols with acid sulfate weathering features in Texas. In: KITTRICK, J. A. (Ed.) *Acide sulfate weathering*. SSSA Special Publication, v. 10, 1982, p. 127-146.
- CARSON, M. A. The meandering-braided river threshold: a reappraisal. *Journal of Hydrology*, v. 73, p. 315-334, 1984.
- CHADWICK, O. A.; CHOROVER, J. The chemistry of pedogenic threshold. *Geoderma*, v. 100, p. 321-353, 2001.



CHEN, P-Y., Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Indiana, Department of natural Resources Geological Survey, 1997, 67p.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentar carbonates. American Association of Petroleum Geologists. v. 54, p. 207-250, 1970.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. D. Physical geography – a system approach. London – Prentice-Hall International, 1971, 370p.

CLARIDGE, G. G. C.; CAMPBELL, L. B. Weathering processes in arid cryosols. In: KIMBLE, J. M. (Ed.) Cryosols. Springer, 2004 p. 447-458.

CLOOS, P.; BADOT, C.; HERBILLON, A. Interlayer formation oh humin in smectites. Nature, v. 289, p. 391-393, 1981.

COATES, D. R.; VITEK, J. D. Thresholds in Geomorphology. London: Allen and Unwin, 1980, 498p.

COLLINS, N. J.; BAKER, J. H.; TILLBROOK, P. J. Signy Island, Antarctica. In: ROSSWALL, T.; HEAL, O. W. Structure and function of Tundra ecosystems. Ecological Bulletin. Swedish Science Research Council Stockholm, v. 20, p. 345-374, 1975.

COX, E. A. A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. Journal of Paleontology, v. 1, n. 3, p. 179–183, 1927.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. Some relations among coastal pain soils and geomorphic surfaces in North Carolina. Soil Science Society of America Journal, v. 34, n. 4, p. 648-653, 1970.

DEPETRIS, P. J.; PASQUINI, A. I.; LECOMTE, K. L. Weathering and the riverine denudation of continents. Springer, Dordrecht, 2014, 95p.

DIXON, J. B.; WEED, S. B. Minerals in soil environments. Soil Science Society of America, Madison, 1989, 1244p.

DUCHAUFOR, O. Pedology: Pedogenesis and classification. Springer Netherlands, ed. 1, 1982, 448p.

DUMANSKI, J.; ARNAUD, R. J. A micropedological study of elucial soil horizons. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 46, p. 287-292, 1966.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 212p. 1997.

FANNING, D. S.; RABENHORST, N. C.; BURCH, S. N.; ISLAM, K. R.; TANGREN, S. A. Sulfides and sulfates. In: AMONETTE, J. E.; BLEAM, W. F.; SCHULTZ, D. G.; CHAIR, J. B. D. (Ed.) Soil Mineralogy with environmental applications. Soil Science Society of America. 2002, p. 229-260.

FEDOROFF, N.; KIMPE, C. R.; PAGE, F.; BOURBEAU, G. Essai d'interpretation des transferts sous forme figuree dans les podzols du Quebec Meridional a partir de l'etude micromorphologique des profils. Geoderma, v. 26, p. 25-45, 1981.

FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E.; SIMAS, F. N. B.; FERNANDES FILHO, E. I.; SOUZA, J. J. L. L.; COSTA, L. M. Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in na ice-free área of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. Catena, v. 85, p. 194-204., 2011.

FRENCH, H. M. The periglacial environment. John Wiley & Sons, 3 ed., 2007, 458 p.

FRENCH, H. M. The periglacial environment. John Wiley & Sons, 4 ed., 2018, 515 p.

GROENEWEG, W. J.; BEUNK, F. F. The petrography and geochemistry of the King George Island Supergoup and the Admiralty Bay group volcanics, South Shetlands Island. Geologia de la Antártida Occidental. III Crongresso Geológico de España. Simposios T3, p.43-60, 1992.

HALL, K. The role of termal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. Geomorphology, v. 31, p. 47-63, 1999.

HAYES, M. H. B.; MYLOTTE, R.; SWIFT, R. S. Humin: its composition and importance in soil organic matter. In: SPARK, D. L. (Ed.) Advances in agronomy. Burlington: Academic Press, v. 143, 2017, p. 47-138.

HUNCKLER, R. V.; SCHAETZL, J. R. Spodosol development as affected by geomorphic aspect, Baraga County, Michigan. *Soil Science Society of America Journal*, v. 61, p. 1105–1115, 1997.

HUGGETT, R.J. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: A critical review. *Catena*, v. 32, p.155-172, 1998.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. Centro de previsão de tempo e estudos climáticos. 2009. Disponível em: <http://antartica.cptec.inpe.br> (acesso em 17 Jul. 2018).

IUSS Working Group WRB. World reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO, Rome, World Soil Resources reports n. 106, 2015, 192 p.

JACOBSON, G. L.; BIRKS, H. J. B. Soil development on recent end moraines of the Klutlan Glacier, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, v. 14, p. 87-100, 1980.

JAMBOR, J. L.; NORDSTROM, D. K.; ALPERS, C. N. Metal-sulfate salts from sulphide mineral oxidation. In: ALPERS, C. N.; JAMBOR, J. L.; NORDSTROM, D. K. (Ed.) *Sulfate minerals – crystallography, geochemistry and environmental significance*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, v. 40, 2000, p. 303-350.

JEONG, G. K.; YOON, H. I. The origin of clay minerals in soils of King George Island, South Shetlands Islands, West Antarctica, and its implications from the clay-mineral composition of marine sediments. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 833-842, 2001.

JEONG, G. Y.; YOON, H. I.; LEE, S. Y. Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetlands Islands, Antarctica. *Marine Geology*, v. 209, p. 19-30. 2004.

JOHNSON, D. L.; WATSON-STEGNER, D. Evolution model of pedogenesis. *Soil Science*, v.143, p. 349–366, 1987.

KNIGHT, J.; HARRISON, S. Transience in cascading paraglacial systems. *Land Degradation & Development*, v. special issue article, p.1-11, 2018.

KOHUT, C. K.; WARREN, C. J. Chlorites. In: AMONETTE, J. E.; BLEAM, W. F.; SCHULTZ, D. G.; CHAIR, J. B. D. Soil Mineralogy with environmental applications. Soil Science Society of America. 2002, p. 521-553.

KONONOVA, M. M. Humus of virgin and cultivated soils. In: GIESEKING, J. E. (Ed.) Soil components, v. 1. Springer-Verlag, Berlin, New York, 1975, p. 475-526.

LEE, Y. I.; LIM, H. S.; YOON, H.I. Geochemistry of soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica: Implications for pedogenesis in cold polar regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, n. 21, p. 4319-4333, 2004.

LIN, H. Three principles of soil change and pedogenesis in time and space. *Soil Science Society of America*, v. 75, n. 6, p. 2049-2070, 2011.

LINDSAY, J. F. Ventifact evolution in Wright Valley, Antarctica. *Geology Society of America Bulletin*, v. 84, p. 1791-1798, 1973.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S.; LINÉS, C. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, v. 155-156, p. 62-69, 2012.

LYNN, W. C.; WHITTIG, L. D. Alteration and formation of clay minerals during cat clay development. *Clays Clay Mineralogy*, v. 14, p. 241-248, 1966.

MATOS, E. S.; MENDONÇA, E. S.; MORALES, M. M.; SILVA, B. R. Carbono total e frações químicas de carbono orgânico. In: MENDONÇA, E. S.; MATOS, E. S. (Ed.). *Matéria orgânica do solo: métodos de análises*. 2ª ed. Editora UFV, Viçosa, 2017, p. 9-59.

MATSUOKA, N. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, v. 55, p. 107-134, 2001.

MUHS, D.R. Intrinsic thresholds in soil systems. *Physical Geography*, v. 5, p.99-110, 1984.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, v. 97, p. 129-147, 1982.

- PAWLUK, S. Soil micromorphology and soil fauna: problems and importance. *Questiones Entomologicae*, v. 21, p. 473-496, 1985.
- PARKER, A. An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, v. 107, p. 501-504, 1970.
- PRICE, J. R.; VELBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, v. 202, p. 397-416, 2003.
- PRIDE, D. E.; COX, C. A.; MOODY, S. V.; CONELEA, R. R.; ROSEN, M. A. Investigation of mineralization in the South Shetlands Islands, Gerlache Strait and Anvers Island, Northern Antarctica Peninsula. *Antarctic Research Series*, v. 51, p. 69-94, 1990.
- PHILLIPS, J. D. Stability implications of the state factor model of soils as a nonlinear dynamical system. *Geoderma*, v. 58, p. 1-15, 1993.
- PHILLIPS, J. D., PERRY, D., GARBEE, A. R. Deterministic uncertainty and complex pedogenesis in some Pleistocene dune soils. *Geoderma*, v. 73, p. 147-164, 1996.
- RASMUSSEN, E. A.; TURNER, J. Polar lows: mesoscale weather systems in the Polar regions. Cambridge University Press, Cambridge, 2003, 624p.
- RUHE, R.V. Quaternary landscape in Iowa. Ames, State University Press, 1969. 255p.
- RUSEK, J. Biodiversity of Collembola and their functional role in the ecosystem. *Biodiversity and Conservation*, v. 7, p. 1207-1219. 1998.
- SCHAETZL, R. J. ANDERSON, S. Soil, paleosols and paleoenvironmental reconstruction. In: *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, 2005, 817p.
- SCHUMM, S. A. Thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series*, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.
- SCHÜNEMANN, A. L.; ALMEIDA, P. H. A.; THOMAZINI, A.; FERNANDES FILHO, E. I.; FRANCELINO, M. R.; SCHAEFFER, C. E. G. R.; PEREIRA, A. B. High-resolution topography for Digital Terrain Model (DTM) in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v. 90, v. 2, p. 2001-2010, 2018.

SEOK, Y. J.; SONG, E.J.; CHA, I. T.; LEE, H.; ROH, S. W.; JUNG, J. Y.; LEE, Y. K.; NAM, Y. D.; SEO, M. J. Microbial community of the Arctic soil from the Glacier foreland of Midtre Lovénbreen in Svalbard by metagenome analysis. *Microbiology Biotechnology Letters*, v. 44, n. 2, p. 171-179, 2016.

SIMAS, F. N., SCHAEFER, C. E. G. R.; MELO, V. F.; GUERRA, M. B. B.; SAUNDER, M.; GILKES, R. J. Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays Clay Mineralogy*, v. 54, p. 723-738, 2006.

STEVENSON, F. J. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. Wiley, New York, 1982, 443p.

STOOPS, G. *Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections*. SSSA. Madison, WI. 2003, 181p.

STOUT, J. E. Effect of averaging time on the apparent threshold for aeolian transport. *Journal of Arid Environments*, v. 39, n. 3, p. 395-401, 1998.

STRØMSØE, J. R., PAASCHE, Ø. Weathering patterns in high-latitude regolith, *Journal of Geophysical Research*, v. 116, p. 1-17, 2011.

TARGULIAN, V. O.; KRASILNIKOV, P. V. Soil system and pedogenic processes: self-organization, time scales, and environmental significance. *Catena*, v. 71, p. 373-381, 2007.

TARGULIAN, V. O.; BRONNIKOVA, M. A. Soil memory: theoretical basics of the concept, its current state and prospects for development. *Eurasian Soil Science*, v. 52, n. 3, p. 229-243, 2009.

THORN, C. E.; HALL, K. Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in physical geography*, v. 26, n. 4, p. 533-550, 2002.

TORRENT, J.; NETTLETON, W. D. Feedback processes in soil genesis. *Geoderma*, n. 20, p. 281-287, 1978.

TRICART, J. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris, Masson et Cie., 1965, 496p.

UGOLINI, F. C.; DAHLGREN, R. SHOJI, S.; ITO, T. An example of andolization and podzolization as revealed by soil solutions studies, southern Hakkoda, northeastern Japan. *Soil Science*, v. 145, p. 111-125, 1988.

VAN VLIET-LANOË, B. Frost effects in soils. In: BOARDMAN, J. (ed.) *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. Wiley Publishers, London, 1985, p. 117–158.

VAN VLIET-LANOË, B. Frost action. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 2010, p. 81-108

XING, S.; NIE, F.; ZHANG, C. Learning a Mahalanobis distance metric for data clustering and classification. *Pattern Recognition*, v. 41, p. 3600-3612, 2008.

WASHBURN, A. L. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 1979, 406p.

WHITE, G. N.; DIXON, J. B. Kaolin-serpentine minerals. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G. (Ed.) *Soil mineralogy with environmental applications*. SSSA Book Series. v. 7, 2002, p. 389-414.

WHITTIG, L. D.; ALLARDICE, W. R. X-Ray diffraction techniques. In: KLUTE, A. (Ed.). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Soil Science Society of America, Wisconsin, 1986, p. 331-362.

WOO, M-K., XIA, Z. Suprapermafrost groundwater seepage in gravelly terrain, Resolute, NWT, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 6, n. 57-72, 1995.

YAALON, D. H. *Paleopedology: Origin, nature and dating of paleosols*. Jerusalem, Israel Universities Press, 1971. 350p.

YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of carbon in soil. *Commun. In Soil Science and Plant Analysis*, v. 19, p. 1467-1476, 1988.

YOON, H.I.; PARK, B.K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands, Antarctica, during the last 6000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157, 189–211. 2000.

## CAPÍTULO 3 – MICROPEDOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM A PAISAGEM PERIGLACIAL DA PENÍNSULA KELLER, ILHA REI GEORGE – ANTÁRTICA MARÍTIMA

### 3.1 Introdução

O recuo holocênico dos glaciares da Antártica (YOON *et al.*, 2000), expondo gradativamente as áreas livres de gelo, torna tal paisagem susceptível ao retrabalhamento dos materiais em dinâmicas bem específicas. Na Antártica Marítima, durante o verão austral, três a quatro meses com considerável amplitude térmica e a disponibilidade hídrica em estado líquido propiciam a ocorrência de constantes ciclos de congelamento e descongelamento (BLUME *et al.*, 2004), e conseqüentemente o estabelecimento das condições periglaciais.

Entendido como ambientes com atuação frequente da ação do gelo (*frost action*), podendo possuir ou não *permafrost* (FRENCH, 2007; SLAYMAKER 2011), a construção de uma paisagem periglacial se dá essencialmente por processos intempéricos, de gênese, retrabalhamento e evolução do regolito.

Por vezes, a intensidade da dinâmica superficial de retrabalhamento de sedimentos glaciogênicos não revela nas formas ou na organização macroscópica da cobertura pedológica a expressão e a diversidade de processos que ali operam. Exemplo disso é a pouca eficiência dos sistemas modernos de classificação de solos na separação dos perfis na Antártica, agrupando pedons que apresentam contrastes marcantes, não abarcando especificidades produzidas pela influência da fauna e ignorando certos fenômenos próprios ao ambiente periglacial, como os solos com padrões (FRANCELINO *et al.* 2011). Nesse sentido, a interpretação micromorfológica se mostra como importante ferramenta investigativa, uma vez que a análise das feições, constituintes e a maneira como se organizam nas seções delgadas manifestam o registro de sua gênese e evolução, tantas vezes despercebidas a olhos nus.

O estudo micromorfológico de solos desenvolvidos sob influência da ação do gelo vem sendo executado de forma sistemática a quase um século, desde Kokkonen em 1927<sup>10</sup>.

---

<sup>10</sup> KOKKONEN, P. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrosts. Acta Forestalia Fennica v. 30, p. 1–55, 1927.



Importantes contribuições (DUMANSKI & ARNAUD, 1966; FEDOROVA & YARILOVA, 1972; HARRIS & ELLIS, 1980; FEROROFF *et al.*, 1981; FOX & PROTZ, 1981; VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1984; PAWLUK, 1985) foram feitas ao demonstrar o processo de cristalização do gelo, muitas vezes em formas de lentes, como um notável agente pedogenético. Sua dinâmica e propriedades ao congelar e descongelar é responsável por fomentar o desenvolvimento, a consolidação ou deformação de estruturas, a translocação das partículas, a formação de poros e arranjos específicos, além de promover a crioturbação e a crioclastia (VAN VLIET-LANOË, 2010).

Poucos estudos se dedicaram às investigações micropedológicas dos solos da Antártica (KUBIENA, 1970; 1971; JEONG & YOON, 2001; SCHAEFER *et al.*, 2008; PEREIRA *et al.* 2013). Este estudo analisou os arranjos e feições micromorfológicas dos solos de uma área representativa da Antártica Marítima, a Península Keller, na Ilha Rei George, Arquipélago das Shetlands do Sul, com o interesse de identificar e caracterizar as principais microestruturas em distintos pedoambientes. Tais microestruturas foram utilizadas como marcadores da evolução da paisagem local, indicando o papel dos processos relacionados à cristalização e fusão do gelo e aos agentes azonais no estabelecimento das condições periglaciais. Para isso, as microestruturas foram relacionadas com parâmetros morfométricos das vertentes, aspectos da dinâmica dos fluxos superficiais, pedoclimáticos e da colonização biológica.

## **3.2 Materiais e Métodos**

### **3.2.1 Área de estudos, coleta e localização das amostras**

A Península de Keller faz parte da Ilha Rei George, uma das ilhas que compoem o Arquipélago Shetlands do Sul na Antártica Marítima. Sua extremidade setentrional é limitada pelos Glaciares Domeyko e Stenhouse, a 62°03'40" S enquanto seu limite meridional é determinado pela latitude 62°5'40" S. Tanto sua extremidade oeste quanto leste são determinadas pela Bahia do Almirantado, sendo a primeira de longitude 58°24'30" W e a segunda 58°23'30" W. Abrange uma área de aproximados 500 ha, com eixo principal N-S de aproximados 3.950 m e leste-oeste de 1.840 m. A Península abriga a Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz - EACF.

Keller é formada por substratos vulcânicos principalmente do Jurássico Superior, com litologia composta de forma geral por basaltos toleíticos, andesitos e andesitos piritizados (BIRKENMAJER, 2001). Com altimetria que varia de 0 a 340 metros, seu relevo é um complexo e dinâmico mosaico composto por morainas, protálus, glaciares rochosos, terraços marinhos soerguidos, *felsenmeer*, encostas de detritos, solos com padrão. A alta declividade das vertentes, associada a intensa denudação sob condições paraglaciais, garante a Keller morfodinâmica ativa em um relevo movimentado com condições superficiais relativamente instáveis, que em certa medida limitam o maior desenvolvimento dos solos. A cobertura vegetal se dá por crostas mistas de vegetação criptogâmica e gramíneas, que recobrem 3% de área da Península (FRANCELINO et al., 2011). A temperatura média mensal do ar varia entre - 6,4 °C em julho a 2,3 °C em fevereiro e a precipitação média anual é de 367 mm (INPE / CPTEC, 2009). Temperaturas positivas são registradas entre novembro e março, quando o derretimento do gelo produz água líquida.

As amostras indeformadas foram coletadas nas áreas livres de gelo da Península Keller durante Operação Antártica XXI, entre os meses de dezembro de 2002 e janeiro de 2003, pelo Prof. Carlos Ernesto Schaefer (Universidade Federal de Viçosa), no então Projeto Criosolos (atual Núcleo Terrantar). A escolha da abertura dos perfis se deu ao longo de transectos que visavam abranger a diversidade de geoambientes da Península em vários níveis topográficos. A localização e descrição da área de coleta estão sumarizados na **Figura 3.1** e na **Tabela 3.1**. Trata-se de uma importante coleção com a qual foram confeccionadas 32 seções delgadas que merecem destaque por distintos motivos. É a primeira coleção de amostras para estudos micromorfológicos montada por pesquisadores brasileiros, e que mesmo após 18 anos continua como sendo uma das mais completas. Trata-se dos primeiros solos pesquisados na área que, há 36 anos, o Brasil escolheu para a montagem da sua estação científica na Antártica. Oferece condições para uma abordagem inédita para solos de uma área tão minuciosamente estudada. Em nosso entendimento, essa coleção se reveste de uma importância histórica e científica, motivo pelo qual seu estudo é uma grande oportunidade.

Adicionalmente, visando ampliar a diversidade de amostras, e tendo como referência as áreas da Península Keller afetadas pela sulfurização e pela colonização biológica (SIMAS et al., 2007), foram realizadas coletas de amostras superficiais indeformadas em quatro áreas de solos sulfatados, localmente conhecidas como Yellow Points (codificados como

AS) e cinco áreas com a ocorrência de vegetação e ninhais de skuas, aparentemente com solos afetados pela fosfatização, ainda que com ninhais intermitentes (cofificados como AF). Essas coletadas foram realizadas no verão austral de 2018, durante a Operação Antártica Brasileira XXXVI.

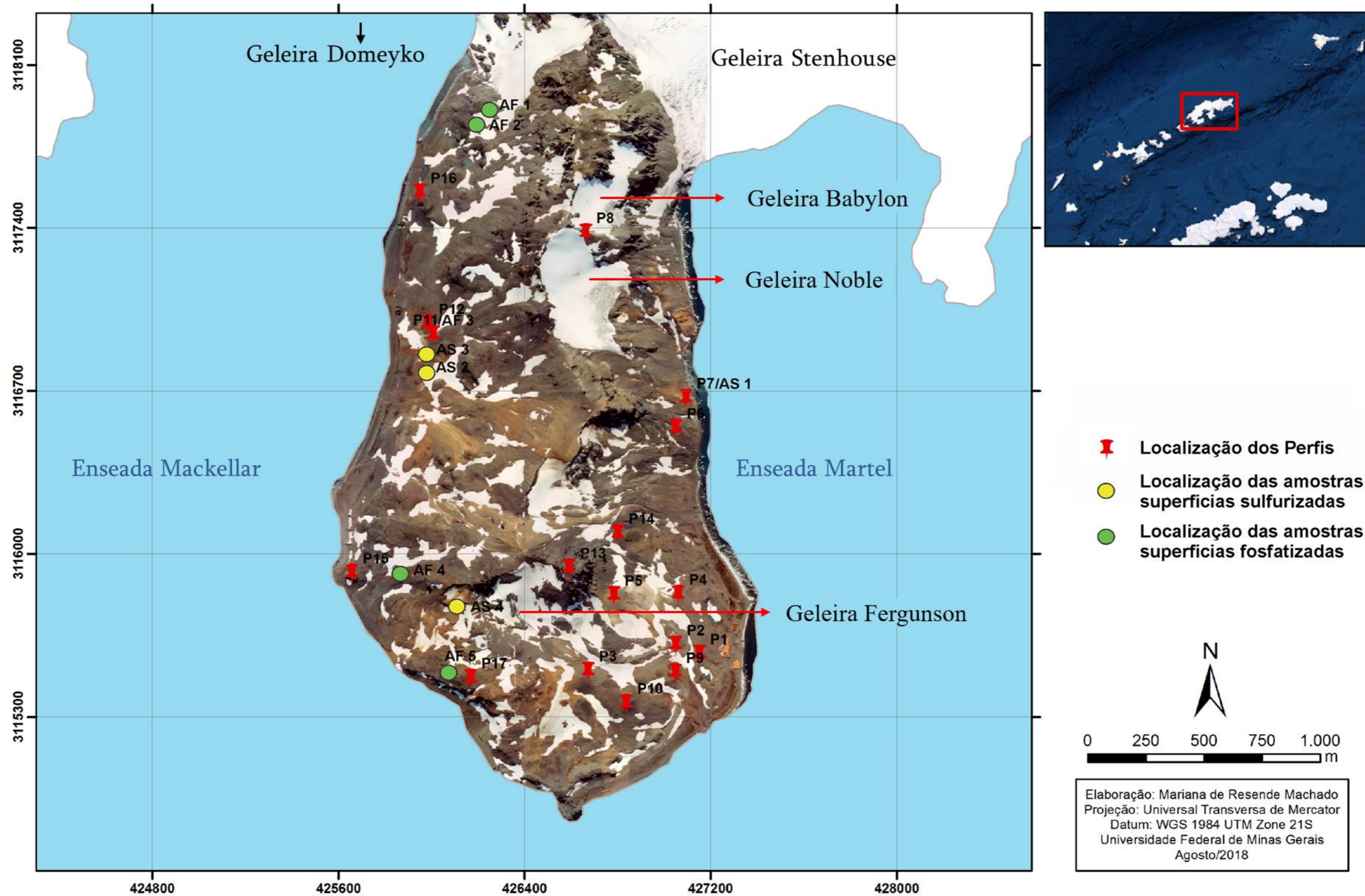
### **3.2.2 Análises micromorfológicas, micromorfométricas e microquímicas**

A caracterização microscópica foi realizada em seções delgadas confeccionadas a partir de amostras indeformadas impregnadas com resina. A descrição micromorfológica foi realizada em microscópio óptico trinocular com luz transmitida e refletida da marca Zeiss (Axioskop 40), com câmera integrada para registro das fotomicrografias. As descrições foram baseadas nas recomendações de Stoops (2003) e nas revisões de Van Vliet-Lanoë (1985, 2010), Van Vliet-Lanoë *et al.* (2004) sobre a ação do gelo nos solos.

Para a análise morfométrica foi utilizado o *software* livre Jmicrovision© 1.2.7 para mensurar e quantificar determinadas propriedades que descrevem a geometria das partículas: área, perímetro, comprimento, largura, orientação (0-180°). A partir dessas medidas, utilizou-se o índice de Cox (1927) para avaliar o grau de arredondamento de 50 grãos de tamanho superior a areia grossa e a tabela de Arasan *et al.* (2011) para qualificar o índice em 6 classes: muito angular, angular, subangular, subarredondado, arredondado e bem arredondado. Para a orientação, foram estabelecidas três classes agrupando os ângulos de 0-180°, em que 0-29/151-180 – horizontal, 30-74/106-150 – oblíquo, e 75-105 – vertical. Os resultados foram tabulados e a estatística descritiva e o gráfico *boxplot* foram gerados pelo *software* Minitab® 18.1. A porosidade foi estimada a partir da mensuração da porcentagem da área ocupada por poros visíveis (macroporosidade) de uma dada seção. A porcentagem foi alcançada a partir da extração de objetos, utilizando a ferramenta *Magic Wand* do *software* Jmicrovision.

Figura 3.1 – Localização dos perfis analisados na Península Keller, Ilha Rei George, Antártica Marítima.

### LOCALIZAÇÃO DA PENÍNSULA DE KELLER - ILHA REI GEORGE (ANTÁRTICA MARÍTIMA)



**Tabela 3.1** – Relação geral dos perfis de solos com a localização das amostras indeformadas indicadas por retângulos amarelos

	<p><b>P1</b> 427.154 s, 3.115.565 w, 26m Coletado na face leste da Península, atrás da EACF, em pavimento pedregoso anguloso de rochas vulcânicas diversas. Cobertura microfítica de briófitas e líquens (<i>Usnea</i>). Boa drenagem.</p>		<p><b>P2</b> 427.053 s, 3.115.605 w, 60 m Coletado em patamar acima ao P1, em área pavimentada com calhaus angulosos de basalto e andesito basáltico, raros fragmentos de materiais ácidos. Vegetação predominante de <i>Usnea</i> e outros líquens, com briófitas em locais protegidos entre os fragmentos. Boa drenagem.</p>		<p><b>P3</b> 426.676 s, 3.115.493 w, 80 m Coletado na face leste da Península, em rampa ondulada, com solo recoberto de pavimento pedregoso anguloso de basalto andesítico. Pouca cobertura microfítica, com raros líquens e briófitas. Área bem drenada.</p>		<p><b>P4</b> 427.063 s, 3.115.822 w, 61 m Cobertura de fragmentos angulosos de basalto, andesito basáltico e material ácido, com material fino (argilo-siltoso) apresentando rachaduras na superfície. Raras <i>Deschampsia</i> ou <i>Colobanthus</i>, mas presença comum de briófitas e líquens.</p>
	<p><b>P5</b> 426.786 s, 3.115.818 w, 156 m Coletado na face leste da Península, em meia encosta, em relevo suave ondulado e estável, abaixo do depósito rochoso do Morro da Cruz. As rochas são tanto basálticas como ácidas. Cobertura exclusiva de <i>Usneas</i>. Perfil moderadamente drenado.</p>		<p><b>P6</b> 427.053 s, 3.116.536 w, 60m Coletado na face leste da Península, em área plana pouca extensa. Influência mista de materiais ácidos e básicos. Colonizado por abundantes briófitas, <i>Deschampsia</i> e <i>Colobanthus</i>, além de líquens (<i>Usneas</i> e outras espécies).</p>		<p><b>P7</b> 427.096 s, 3.116.667 w, 69 m Coletado em área paralela ao P6, cerca de 200 m de distância do Yellow Point. Área influência de materiais básicos. Cobertura abundante de briófitas e líquens com ocasionais gramíneas. Perfil com boa drenagem.</p>		<p><b>P8*</b> 426.665 s, 3.117.376 w, 250 m <b>0-10 cm</b> Patamar plano próximo ao Pico Norte. Pavimento pedregoso de fragmentos de basalto e material de vulcanismo ácido, bem alterados, com pouca expressão de material fino. Colonizado por <i>Usnea</i> e líquens crustosos, com raras briófitas.</p>
	<p><b>P9</b> 427.051 s, 3.115.486 w, 45 m Coletado na face leste da Península, em topo de morro próximo à capela da primeira missa. Área de maior influência basáltica. Pavimento pedregoso. Cobertura de briófitas e líquens bem diversos, com predominância de <i>Usnea</i>. Perfil bem drenado.</p>		<p><b>P10</b> 426.840 s, 3.115.354 w, 82m Coletado à montante de P9, em crista basáltica na face sudeste da pensínsula. Pavimento pedregoso com até 10 cm de profundidade de fragmentos angulosos. Cobertura de líquens, com <i>Usnea</i> dominante. Perfil de boa drenagem.</p>		<p><b>P11</b> 426.009 s, 3.116.938 w, 56 m Coletado na face oeste da Península no primeiro nível acima dos terraços marinhos atuais, em área de antigo ninhal de gaiivotão. Grande diversidade de briófitas, gramíneas e líquens. Perfil com boa drenagem.</p>		<p><b>P12</b> 425.986 s, 3.116.984 w, 58m Coletado na face oeste da Península, em geoambiente adjacente ao de P11, também em área de ninhal de gaiivotão. Grande diversidade de cobertura vegetal, com briófitas, líquens e <i>Deschampsia</i>.</p>
	<p><b>P13</b> 426.595 s, 3.115.935 w, 250 m Coletado no Morro da Cruz, com substrato pedregoso de basalto. Superfície praticamente descoberta de vegetação, com presença rara de líquens. Perfil bem drenado.</p>	<p><b>P14</b> 426.804 s, 3.116.083 w, 140 m <b>0-10 cm</b> Coletado na face leste da Península, em nível correlato ao de P5. Área de basalto andesítico com cobertura mista de <i>Usnea</i>, briófitas e <i>Deschampsia</i>. Perfil com drenagem moderada.</p>	<p><b>P15</b> 425.660 s, 3.115.914 w, 62 m <b>0-10 cm, 15-25 cm, 30-40 cm</b> Coletado na face oeste da Península, em platô marinho basáltico em área de ninhal de gaiivotões. Superfície pedregosa com intensa cobertura de <i>Usnea</i>, <i>Colobanthus</i>, <i>Deschampsia</i> e briófitas. Presença de conchas e evidências de ninhos antigos.</p>	<p><b>P16</b> 425.951 s, 3.117.548 w, 47 m <b>0-10 cm, 20-30 cm</b> Coletado na face oeste da Península, em área de basalto próxima a Ponta Ore e antes do Glaciar Domeicko. Cobertura de <i>Deschampsia</i> (predominante), <i>Colobanthus</i> e briófitas. Perfil bem drenado.</p>	<p><b>P17</b> 426.170 s, 3.115.463 w, 100 m <b>0-10 cm</b> Coletado na porção oeste da Península, em área de influência mista de rochas basálticas e rochas ácidas. Perfil mais profundo e bem drenado, com superfície pedregosa. Colonização acentuada de briófitas, líquens e <i>Deschampsia</i>.</p>		

Fonte: adaptado de Albuquerque Filho, 2005, p. 26. Em P8\* a imagem é da superfície em que foi aberto o perfil. Os perfis finais, do P14 ao P17 não possuíam fotografia da trincheira.

Uma microestrutura específica foi selecionada para análise microquímica, os grumos, com o interesse de verificar quais elementos estão associados à matéria orgânica. As análises foram realizadas em Microsonda Eletrônica, com seções finas polidas e recobertas com filme de carbono. Foi utilizado o equipamento JEOL, JXA-8230, com 15 kV de voltagem, 20 nA de corrente e 5 µm de tamanho do furo. Os dados foram regredidos utilizando a matriz comum de correção ZAF. Os elementos analisados foram P, Si, K, Al, Fe, Ca, Mg, Mn e Ti.

### **3.2.3 Análises de parâmetros das vertentes e pedoclimáticos**

Para análise da relação das microestruturas com o contexto morfológico das vertentes e a dinâmica dos fluxos superficiais, foi confeccionado o Modelo Digital de Elevação e, a partir dele, mapas de declividade, hipsométrico e de radiação solar. Para elaboração do MDE foram utilizadas as curvas de nível de alta resolução produzidas por Schünemann *et al.* (2018), utilizando Lase Scanner Terrestre modelo RIEGL VZ-1000. A morfologia das vertentes foi interpretada em planta, sendo identificada a direção preferencial de fluxos por meio de setas que indicam fluxo planar em segmentos retilíneos, fluxos divergentes em elementos convexos e fluxos convergentes em elementos côncavos (TROEH, 1964). Os mapas foram elaborados nos softwares QGIS© 3.4 e ArcGis© 10.7.

Na relação com os aspectos pedoclimáticos, os dados do MDE foram utilizados para elaborar um raster da distribuição média de radiação solar na superfície, que levou em consideração a radiação recebida durante o ano de 2018. Além disso, com base na rede de sensores de monitoramento térmico do solo instalada pelo Núcleo Terrantar, foram analisados, dentre os resultados publicados por Chaves (2016), o comportamento dos ciclos de congelamento e descongelamento em quatro sensores na Península Keller: Refugio 2, Ipanema, Solos com Padrão e Pico Norte. O período considerado pela autora foi de 2011 a 2014. Foram selecionadas profundidades que coincidem com o domínio das microestruturas aqui identificadas, sendo os resultados de congelamento e descongelamento considerados como assinaturas pedoclimáticas dessas.

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Micromorfologia dos perfis de solos

Os resultados indicaram que os solos da Península Keller são caracterizados por diversas microestruturas, cada qual associada a um conjunto de processos e agentes. A seguir são apresentadas as microestruturas identificadas, seus atributos e solos de ocorrência.

##### 3.3.1.1 Microestretura Mônica ou Quito-Mônica Básica (grãos sem ou com capeamentos)

Três perfis foram classificados como apédicos, P3 (10-20 cm), P7 (10-20 cm), P13 (5-15 cm), com finos organizados de forma geral em capeamentos ao redor do material grosso. A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos está sumarizada na **Tabela 3.2**. A **Figura 3.2** apresenta seleção de fotomicrografias típicas de cada perfil e a **Figura 3.3** reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

**Tabela 3.2** - Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com grãos com ou sem capeamentos.

Fundo matricial					
Microestrutura	Mat. grosso	Mat. fino	Distribuição relativa C/F <sub>2μm</sub>	Material orgânico	Pedofeições
<b>P3 – 10-20 cm</b>					
Grãos com capeamento, poros de empilhamento simples. Poro ocupam 23% da seção.	Fragmentos de andesíticos afaníticos e andesitos porfiríticos, mineralizações sulfetadas, brechas e intrusões de quartzo. Variados graus de intemperismo químico e físico. Ocupam 60% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 17% da seção.	Quitônica e quitogefúrica	Não identificados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
<b>P7 – 10-20 cm</b>					
Grãos com capeamento, poros de empilhamento simples. Princípio de microestruturas em blocos formadas por poros planares. Poro ocupam 14% da seção.	Fragmentos de andesíticos afaníticos e andesitos porfiríticos, mineralizações sulfetadas, brechas. Variados graus de intemperismo químico e físico.	Cor bruno avermelhado, pontilhado e fábrica birrefringente indiferenciada e cristalítica. Ocupam 26% da seção.	Quitônica e quitogefúrica	Fragmentos orgânicos em diversos graus de decomposição na parte superior da lâmina, formando a fábrica <i>tangled spongy</i> .	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.

	Ocupam 57% da seção.				
		<b>P13 – 5-15 cm</b>			
	Fragmentos andesitos porfiríticos com grandes fenocristais de plagioclásio, brechas e intrusões de quartzo. Menor influência de intrusões ácidas. Variados graus de intemperismo químico e físico. Ocupam 66% da seção.	Cor bruno de tom amarelo acinzentado, salpicada a pontilhada e fábrica birrefringente granoestriada. Ocupam 16% da seção.	Quitônica e quitogefúrica	Não identificados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
Grãos com capeamento, poros de empilhamento simples. Poro ocupam 18% da seção.					

---

O sistema poroso de P3 (10-20 cm) se organiza por poros de empilhamento simples, com eventuais vesículas mamiladas<sup>11</sup> (*mammilate vesicles*), cavidades e raros poros planares na micromassa que compõe os capeamentos dos grãos grossos. Possuem tamanho médio de 0,10 mm, com tamanho mínimo de 0,013 mm e máximo de 5,59 mm. Na seção analisada (**Figura 3.3**) os poros ocupam 23% da área.

Os constituintes grossos são de natureza vulcânica basalto-andesítica, sendo reconhecidos em lâmina andesitos afaníticos e porfiríticos, brechas e aglomerados de quartzo granular e microcristalino. Ainda são reconhecidos fragmentos de intrusões ácidas de mineralizações sulfetadas. Os principais minerais encontrados são plagioclásios, quartzo, opacos – em especial a pirita, e máficos muito alterados.

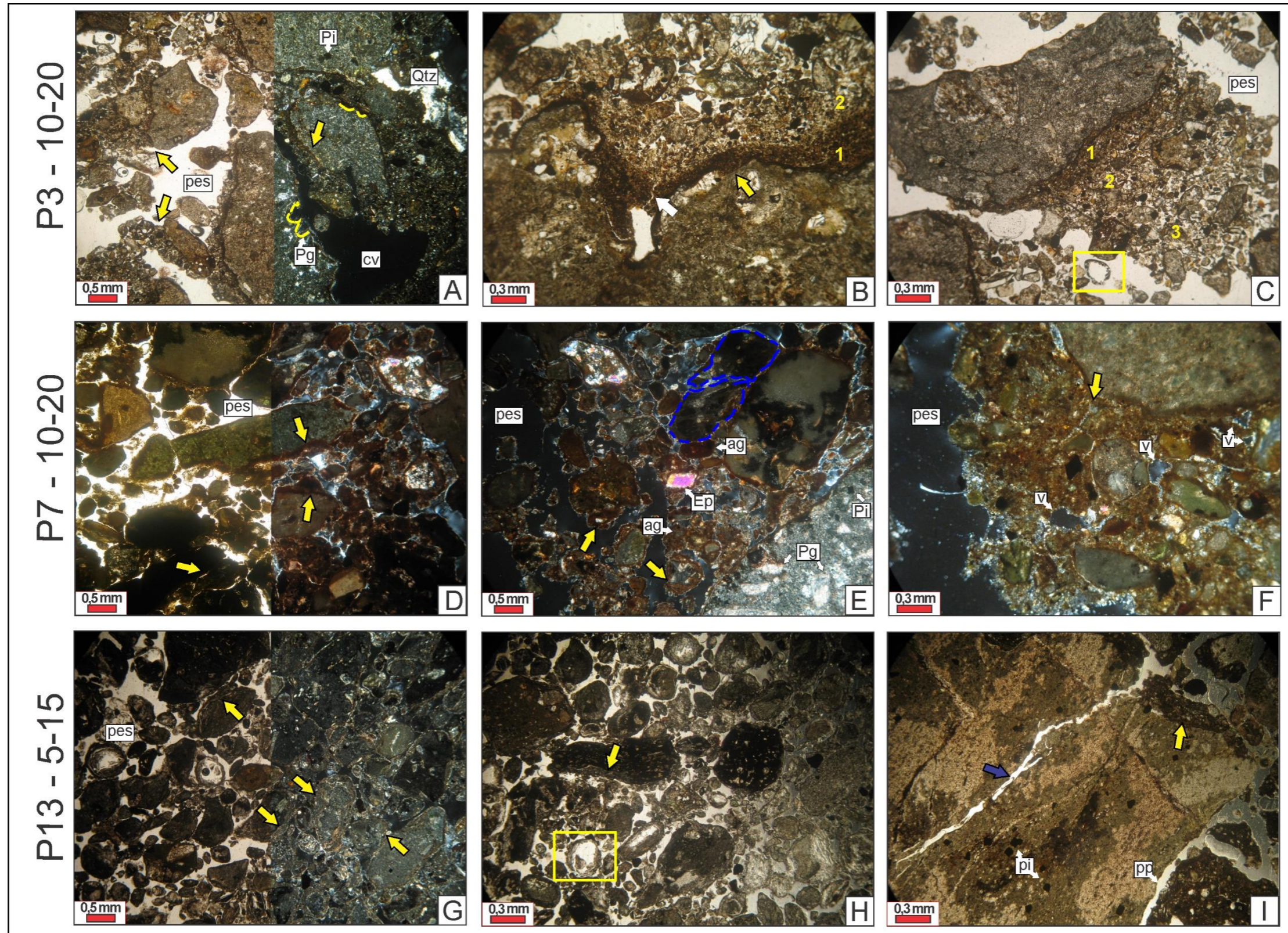
Os constituintes grossos apresentam variados graus de alteração, com materiais bastante oxidados e feições típicas de intemperismo químico, como os *Moldic Voids* proposto por Choquette & Pray (1970). Ocupando 60% de área da seção (**Figura 3.3 B**), os grãos apresentam diversidade de tamanho, tendo média de 0,59 mm, com mínimo de 0,17 mm e máximo de 3,19 mm, sendo classificados como grãos subangulares pelo índice médio de 0,72 de grau de arredondamento e com 32% dos fragmentos na horizontal, 20% na vertical e 48% oblíquo.

---

<sup>11</sup> Tradução sugerida por Castro (2008).

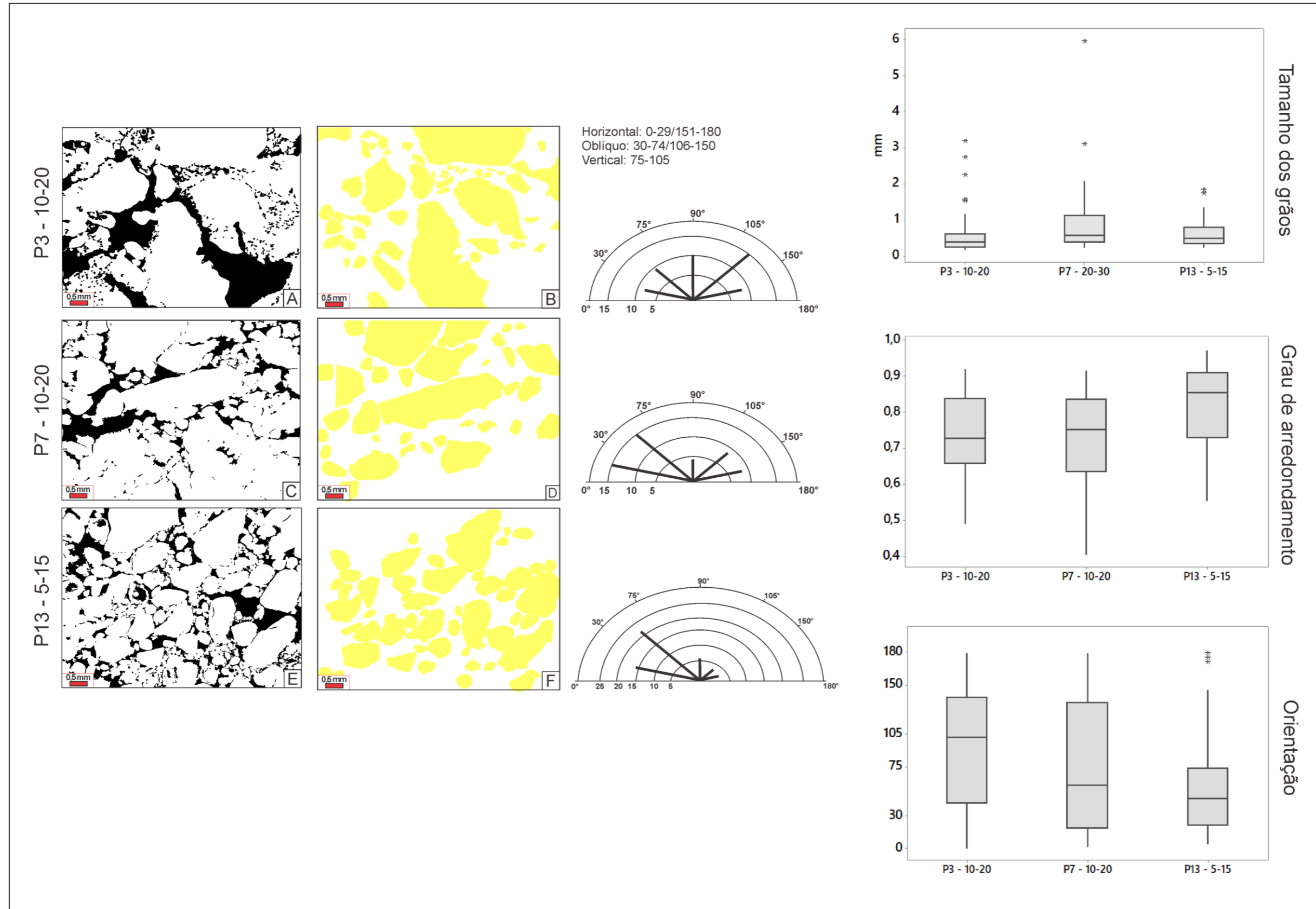


Figura 3.2 - Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo em grãos com ou sem capeamento.



As fotomicrografias A, D, G estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados respectivamente. À exceção de E e F, todas as demais estão com os nicóis paralelos. As setas em amarelo apontam para os capeamentos dos grãos, as setas azuis destacam fissura na rocha. As bordas dos grãos destacados em amarelo em A são alguns exemplos de alteração por intemperismo químico e o fragmento em destaque em E é exemplo de intemperismo mecânico. Em H está destacado uma feição em que os finos se organizam de forma circular, com uma cavidade no centro, sendo propável formação de vesícula. cv: cavidades; pes: poros de empilhamento simples; pp: poros planares; v: vesículas; ag: agregado; Ep: epidoto; Pi: pirita; Pg: plagioclásio; Qtz: quartzo.

Figura 3.3 - Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfológicas.



A primeira coluna representa o sistema poroso da seção (A, C, E), a segunda coluna os grãos selecionados para análise morfométrica (B, D, F), a terceira o gráfico com a orientação dos grãos divididos em 3 classes de orientação preferencial e cada semicírculo representa uma isolinha de quantidade de grãos. Por fim são apresentados os boxplots com o tamanho, o grau de arredondamento e a orientação dos grãos.

A micromassa ocupa 17% da área da seção (**Figura 3.3 A**). De cor bruno amarelada, tem aspecto salpicado e pontilhado e fábrica birrefringente granoestriada. Está distribuída em capeamentos, formando a microestrutura *pellicular grain* de Bullock et al. (1985), cuja sugestão de Stoops (2003) é utilizar a distribuição relativa quitônica. Em algumas áreas da seção delgada os capeamentos estão interligados e formam pontes entre os constituintes, configurando distribuição quito-gefúrica. Os capeamentos são formados por espessas camadas estratificadas por granulometria relativamente bem selecionada (**Figura 3.2 B e C**). A primeira camada é constituída por micromassa adensada seguida por camada intermediária com finos e grossos, e as vezes uma terceira majoritariamente composta por grossos. Muitos capeamentos estão localizados na lateral dos grãos ou mesmo em sua parte inferior.

Apesar de P7 (10-20 cm) possuir mesmo arranjo dos constituintes que P3, tanto a espessura quanto a natureza dos capeamentos são características divergentes, além de principiar a formação de estrutura em blocos e granular. Ademais, a parte superior da seção delgada é constituída por fragmentos orgânicos de briófitas, líquens e de gramíneas misturadas aos constituintes grossos e micromassa, estabelecendo microestrutura chamada *tangled sponge-like* por FitzPatrick (1984, 1993), um emaranhado cavernoso de material orgânico e lítico (apresentado mais detalhadamente no tópico **3.3.1.6**).

O sistema poroso de P7 (10-20 cm) ocupa 14% da área analisada (**Figura 3.3 C**) e é composto por sistema de empilhamento simples, seções com incipientes microestruturas promovendo empilhamento composto, e em menor proporção, vesículas e pequenas cavidades (com paredes alisadas) e poros planares parcialmente acomodados que se formam na micromassa. Os poros possuem tamanho médio de 0,10 mm, com mínimo de 0,01 mm e máximo de 3,31 mm.

As características dos constituintes grossos são muito semelhantes a P3, com baixa seleção granulométrica, alta diversidade de litotipos, sendo visível maior contribuição das mineralizações sulfetadas e maior grau de alteração dos minerais. Os principais minerais identificados foram plagioclásios saussuritizados, muitos máficos alterados para clorita e epidoto, pirita e intrusões de calcita. Foram encontrados grãos fragmentados mecanicamente por crioclastia (**Figura 3.2 E**). Ocupam 57% de área, possuindo tamanho médio de 0,88 mm, com mínimo de 0,22 mm e máximo de 5,9 mm. Os grãos são

classificados como subangulares, com índice de 0,72, e 46% estão orientados na horizontal, 8% na vertical e 46% oblíquo.

P7 possui micromassa de cor bruno avermelhado, com maior quantidade de argila que P3, de aspecto pontilhado e fábrica birrefringente indiferenciada a cristalítica, e por vezes granoestriada. Os finos em P7 ocupam 26% de seção analisada. Organizados ao redor dos constituintes grossos em capeamentos pouco espessos, a distribuição dos constituintes é quitônica e nos locais com maior concentração de finos se estabelece distribuição quito-gefúrica. Nessas mesmas seções ocorre incipiente microestruturação da micromassa em blocos e grânulos.

P13 (5-15 cm) é o que contém a menor quantidade de finos e capeamentos mais delgados. O sistema poroso é composto por poros de empilhamento simples, eventuais vesículas com paredes alisadas, cavidades e poros planares. Nas rochas estão presentes fissuras que fragmentam os constituintes e  *moldic voids* , feições de dissolução e pseudomorfos. Ocupam 18% de área, com tamanho médio de 0,15 mm, mínimo de 0,009 mm e máximo de 2,9 mm.

Os constituintes grossos são semelhantes aos perfis anteriores, mas com menor influência de rochas sulfetadas. São reconhecidos andesitos afaníticos e em maior expressão, andesitos porfiríticos com grandes fenocristais de plagioclásio, máficos cloritizados e opacos, além de diversos fragmentos de brecha e intrusões de quartzo entrecortando os fragmentos líticos. Ocupam 66% de área da seção, e possuem tamanho médio de 0,62 mm, com mínimo de 0,21 mm e máximo de 1,84 mm. São classificados como bem arredondados por índice médio de 0,81 de arredondamento e os grãos estão 38% na horizontal, 12% na vertical e 50% oblíquo.

Sua micromassa ocupa 16% de área da seção, com cor bruno de tom amarelo acinzentado, salpicada a pontilhada e fábrica birrefringente granoestriada. A distribuição relativa é em sua maioria quitônica, e por vezes quito-gefúrica, com arranjo  *pellicular grain* . Alguns capeamentos se desprendem do grão e formam microestrutura lenticular. Não foram identificados fragmentos orgânicos.

### 3.3.1.2 Microestrutura vesicular

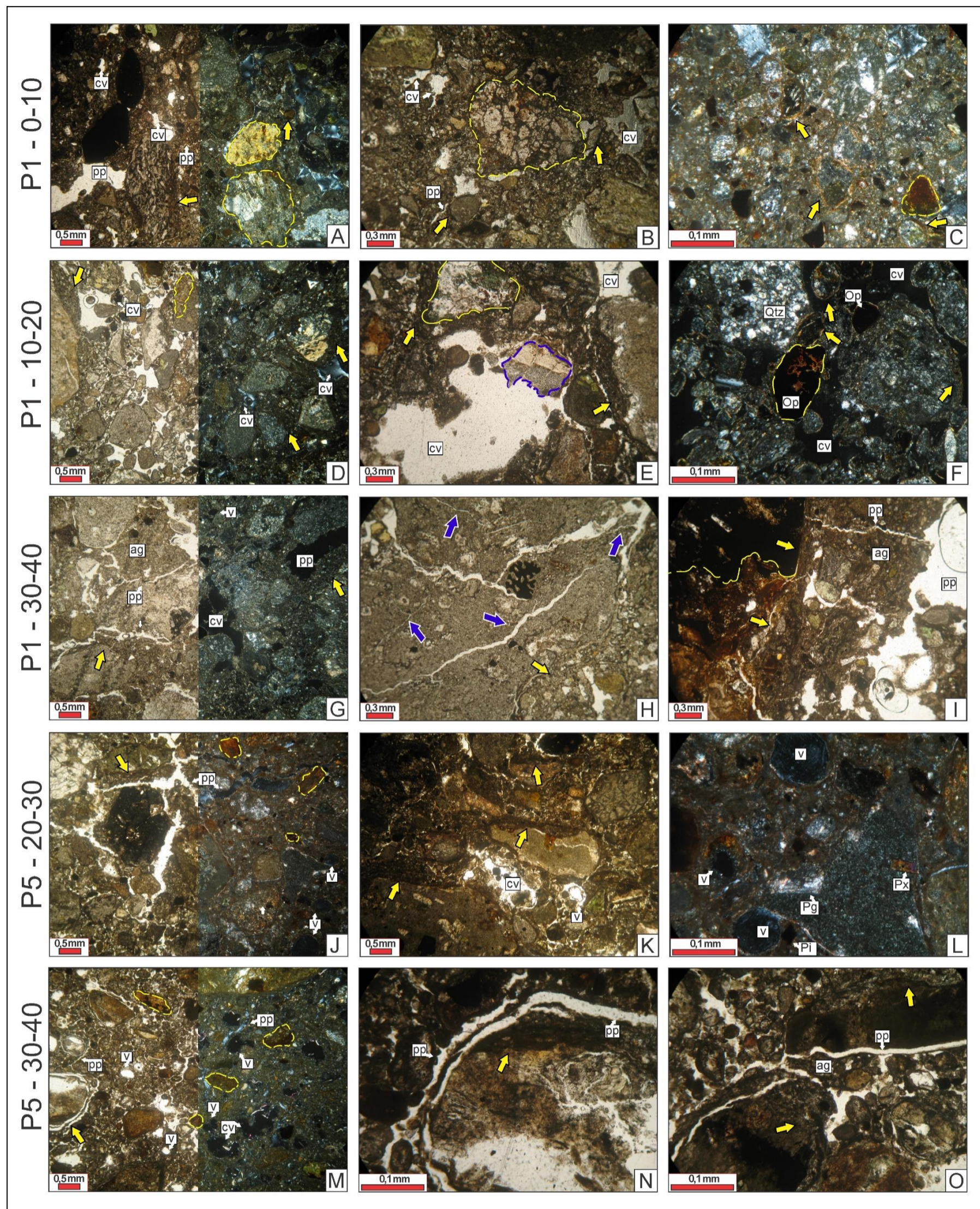
Dois perfis apresentaram a microestrutura vesicular como a mais representativa, P1 e P5. A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos está sumarizada na **Tabela 3.3**. A **Figura 3.4** apresenta uma seleção de fotomicrografias típicas das profundidades analisadas e a **Figura 3.5** reúne os resultados de índices calculados por micromorfometria.

O sistema poroso funcional do P1 é composto por um complexo conjunto de tipos e tamanhos de poros formados por vesículas, vesículas mamiladas, cavidades irregulares e em menor expressão, poros planares. Estes últimos se apresentam tanto como fissuras retas ou de padrão zigzag, quanto espessos poros com mais de 5 mm de largura (**Figura 3.4.A**). Em uma seção de P1 (10-20 cm), poros com essas características ocorrem paralelamente e elaboram de forma incipiente uma microestrutura planar. Ainda vale a menção para a presença de poros nos fragmentos líticos, como os *Moldic voids* (CHOQUETTE & PRAY, 1970). Os poros possuem tamanho médio de 0,11 mm, com tamanho mínimo de 0,01 e máximo de 3,3 mm. A área ocupada por poros nas seções observadas permaneceu constante, tendo discreto aumento com a profundidade, sendo 9% em 0-10 cm, 10% em 10-20 cm e 12% em 20-30 cm (**Figura 3.5 A, C e E**). De modo geral, as paredes dos poros são frequentemente mamilada e onduladas, sendo os poros planares com paredes parcialmente acomodadas.

Em algumas partes das seções delgadas as cavidades e vesículas frequentemente estão interconectadas, quebrando a continuidade dos constituintes finos, apesar de não formar agregados, em especial em P1 (0-10 cm e 10-20 cm). Em outras seções não ocorrem tais interconexões. A variação desse arranjo faz com que a microestrutura alterne de cavitária a vesicular e a distribuição relativa dos constituintes de porfírica a gefúrica. Como exceção, a profundidade de 20-30 cm apresenta maior quantidade de poros planares, inclusive individualizando alguns *peds* em blocos angulares (**Figura 3.4 G, I**). Frequentemente, os agregados se formam a partir da fragmentação de espessos capeamentos que recobriam e até conectavam fragmentos de material grosso.

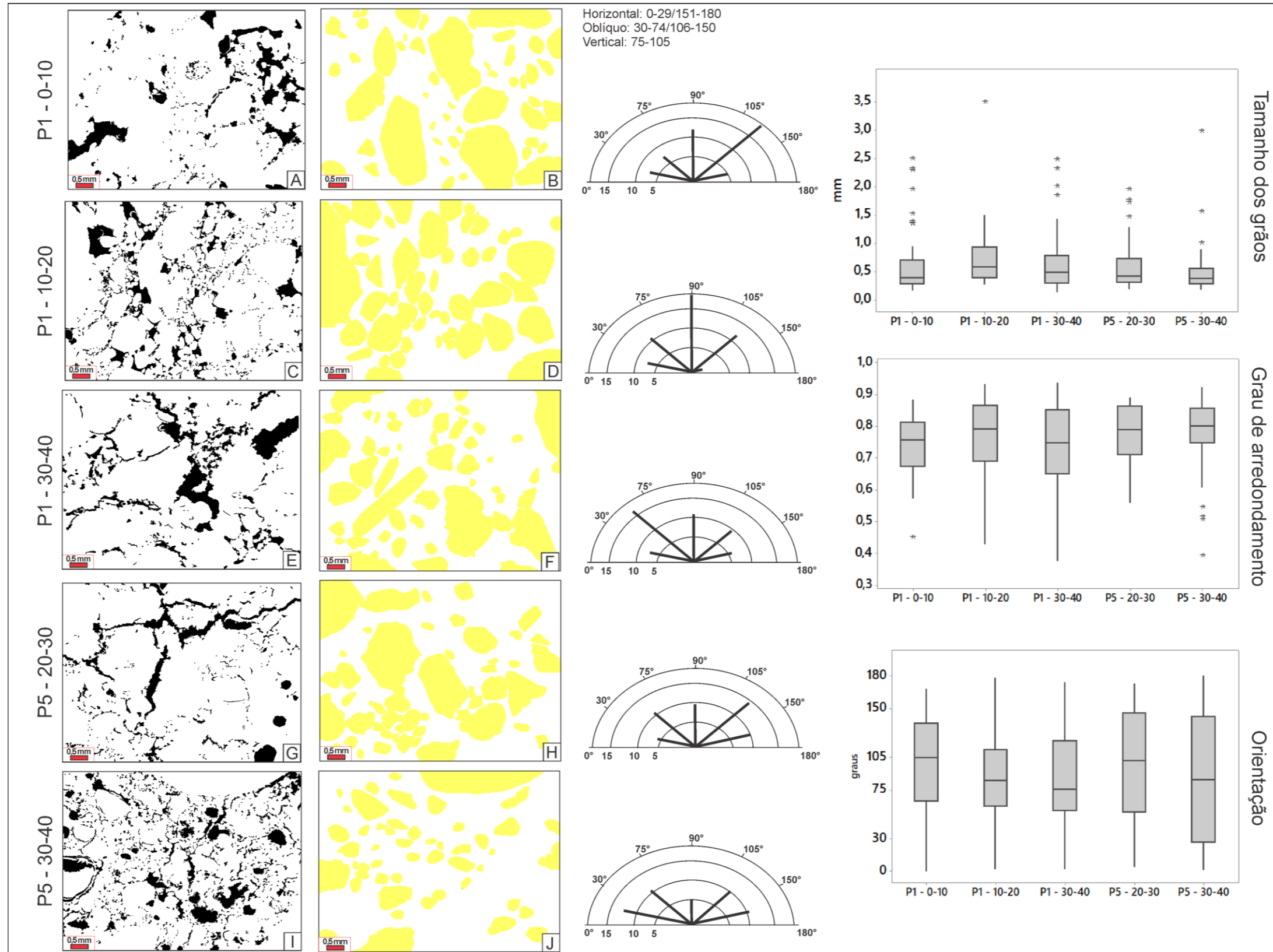


Figura 3.4 – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural vesicular e cavitária.



As fotomicrografias A, D, G, J e M estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados respectivamente. À exceção de C, F e L, todas as demais estão com os nicóis paralelos. Os grãos destacados em amarelo são alguns exemplos de alteração por intemperismo químico enquanto o destacado em azul é exemplo de intemperismo mecânico (crioclastia e/ou térmico). As setas em amarelo apontam para os capeamentos dos grãos, as setas azuis destacam a hierarquia de fissuras na rocha. cv: cavidades; pp: poros planares; v: vesículas; ag: agregado; Op: minerais opacos; Pi: pirita; Pg: plagioclásio; Px: piroxênio; Qtz: quartzo.

Figura 3.5 – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfológicas.



A primeira coluna de imagens representa o sistema poroso da seção (A, C, E, G e I), a segunda coluna os grãos selecionados para análise morfológica (B, D, F – extraído de uma seção diferente da porosidade, H, J), a terceira o gráfico com a orientação dos grãos divididos em 3 classes de orientação preferencial e cada semicírculo representa uma isolinha de quantidade de grãos. Por fim são apresentados os boxplots com o tamanho, o grau de arredondamento e a orientação dos grãos.



O material grosso é caracterizado pela diversidade de fragmentos de rochas e fragmentos minerais com baixo grau de seleção granulométrica. São reconhecidos fragmentos de andesitos, andesito piritizado e gabros. Alguns grãos são entrecortados por intrusões de quartzo e de calcita. Em geral os andesitos são porfíricos, com fenocristais de plagioclásios saussuritizados, clinopiroxênios, clorita (provavelmente como alteração de minerais máficos) e opacos. O grau de alteração é muito variável entre os fragmentos, coexistindo grãos pouco ou bastante alterados, com pseudomorfos ou fragmentos totalmente oxidados. Como explícito em na **Figura 3.4 E**, alguns materiais grossos estão fraturados ou como na **Figura 3.4 H** apresentam hierarquia de espessuras de poros planares que fragmentam o grão. Os grãos apresentam tamanho médio de 0,64; 0,72 e 0,65 mm respectivamente nas três profundidades, com tamanho mínimo de 0,15 e máximo de 3,4 mm (**Figura 3.5**). Os grãos de **Figura 3.5 B** possuem a média de 0,74 no índice de arredondamento, o que os classifica como subangular e 24% dos grãos estão orientados horizontalmente, 24% na vertical e 52% oblíquo, em **Figura 3.5 D** a média é 0,77 qualificando os grãos como subarredondados com 16% dos grãos orientados horizontalmente, 38% na vertical e 46% oblíquo e 0,72 em **Figura 3.5 F**, sendo também subangular com 26 % dos grãos na horizontal, 22% na vertical e 52% oblíquo.

A distribuição das partículas em P1 é de cerca de 50% de grossos e 40% de finos. Os materiais finos, de natureza vulcânica andesítica, possuem cor bruno a bruno amarelado, salpicado a pontilhado e com fábrica birrefringente granoestriada, distribuída no fundo matricial envolvendo completamente os materiais grossos (porfírica simples). É possível distinguir um maior adensamento de micromassa ao redor de alguns grãos grossos (destacados na **Figura 3.5** com setas amarelas), formando capeamentos de espessuras variadas. Não é perceptível incorporação de material orgânico na micromassa, ocorrendo fragmentos de briófitas e líquens na porção superior de P1 (0-10 cm).

O P5 apresenta sistema poroso composto majoritariamente por vesículas bem formadas, cavidades e poros planares mais frequentes com a profundidade. Suas paredes são lisas a onduladas e os poros planares possuem padrão de direção reto ou zigzag, por vezes é comum o padrão curvado e circular ao redor dos grãos (**Figura 3.4 M, N, O**), separando os capeamentos dos grãos, em formato parecido a microestrutura *Onion Skin* (FITZPATRICK, 1984, 1993). No contato entre as profundidades 20-30 e 30-40 cm de P5, a maior frequência de poros planares individualiza os constituintes em incipientes agregados em blocos angulares. Diferente de P1, a microestrutura de P5 é cavitária,

vesicular e por vezes fissural (**Figura 3.4 J**), com distribuição relativa porfírica simples. Possuem tamanho médio de 0,10 mm, com mínimo de 0,009 mm e máximo de 3,63 mm, ocupando 9% da área da seção em **Figura 3.5 G** e 14% em **Figura 3.5 I**.

O material grosso possui as mesmas características de P1 com relação a natureza e alteração. Os grãos possuem média de tamanho menor quando comparado a P1, com 0,59 mm e 0,50 mm respectivamente (**Figura 3.5 H e J**), tamanho mínimo de 0,19 e máximo 2,99 mm. 32% dos grãos estão orientados horizontalmente, 18% na vertical e 32% oblíquo em P5 (20-30 cm) e 48% na horizontal, 10 % na vertical e 50% oblíquo em P5 (30-40 cm). O grau de arredondamento desses grãos é de 0,77 e 0,78, qualificando-os como subarredondado e arredondado, respectivamente.

A micromassa aumenta em quantidade com a profundidade em P5. Em 20-30 cm os grossos são 40 % e os finos 41% enquanto em 30-40 cm ocupam 26% e os finos 60%. São identificados dois tipos de micromassa devido a diferenças de cor. Em P5 (20-30 cm) a micromassa é bruno mais amarelada, enquanto na parte inferior da seção delgada de P5 (30-40 cm) possui cor bruno aczentada. Ambas são salpicadas e pontilhadas com fábrica birrefringente granoes+triada e por vezes poroestriada. Apesar da diferença na natureza composicional, ambas se organizam de forma similar, com a quase ausência de estruturação. Os arranjos são muito próximos aos observados em P1, com o destaque para espessos capeamentos dos grãos que evidenciam sequências distintas de migração de finos a partir da estratificação das camadas. Não foram identificados fragmentos ou material orgânico.

### **3.3.1.3 Microestrutura planar/prismática e lenticular**

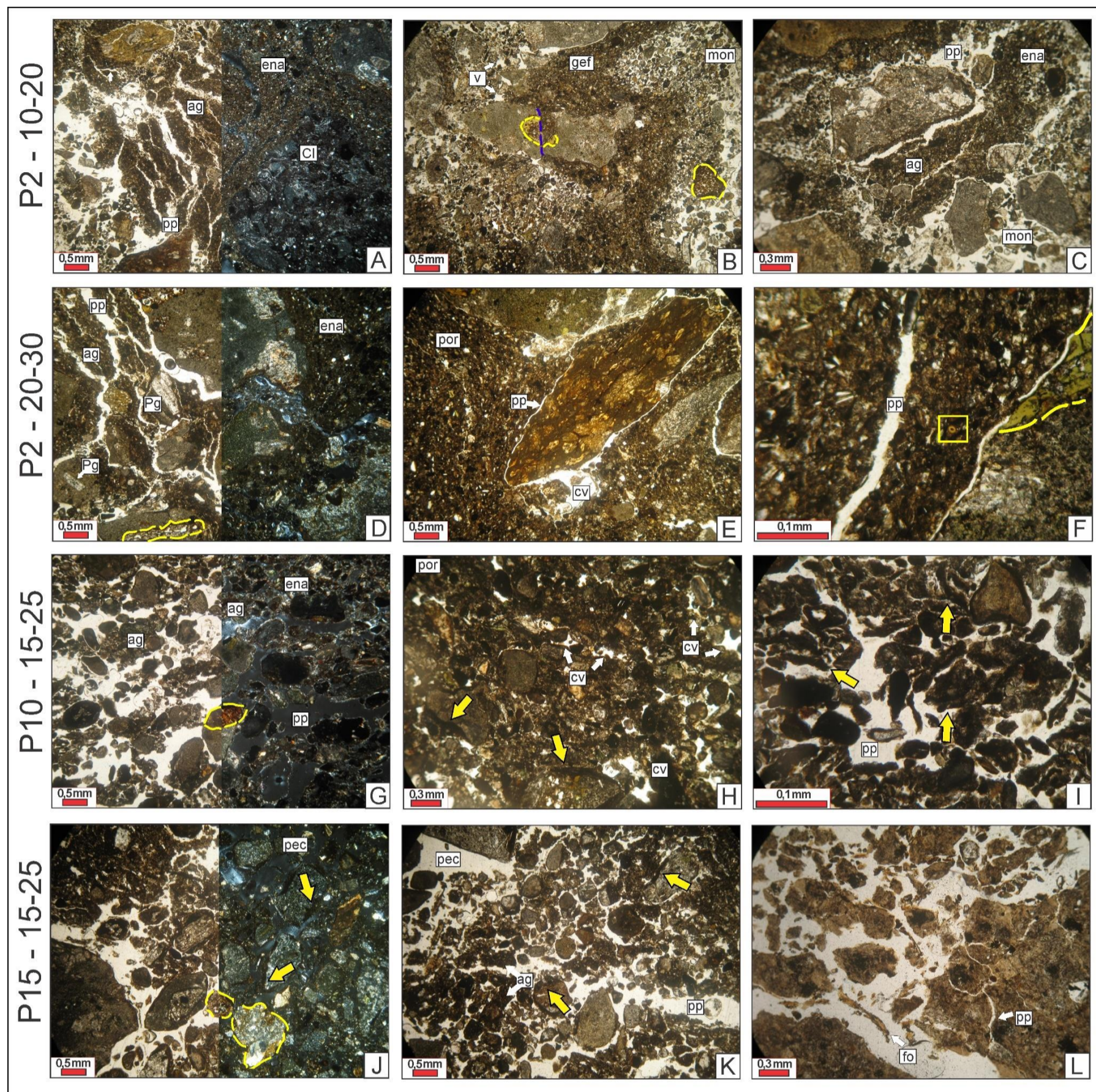
Três perfis foram agrupados em arranjo microestrutural planar e lenticular, P2 (10-20 cm), P2 (20-30 cm), P10 (15-25 cm), e a camada de 15-25 cm de P15. A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos está sumarizada na **Tabela 3.4**. A **Figura 3.6** apresenta seleção de fotomicrografias típicas de cada perfil e a **Figura 3.7** reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

**Tabela 3.4** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura planar e lenticular.

Microestrutura	Fundo matricial			Material orgânico	Pedofeições
	Mat. grosso	Mat. fino	Distribuição relativa C/F <sub>2µm</sub>		
		<b>P2 – 10-20 cm</b>			
Microestrutura planar, poros de empilhamento simples e composto, vesículas mamiladas e poros planares. Poros ocupam 17% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Ocupam 47% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 40% da seção.	Diversas, com enáulica nas seções com microestrutura planar.	Não identificados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
		<b>P2 – 20-30 cm</b>			
Micro estrutura planar, poros de empilhamento simples e composto, vesículas mamiladas e poros planares. Poros ocupam 8% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Ocupam 42% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 40% da seção.	Diversas, com enáulica nas seções com microestrutura planar.	Não identificados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e cutã de iluviação.
		<b>P10 – 15-25 cm</b>			
Microestrutura lenticular Poros planares alongados e largos. Poros ocupam 27% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas, brechas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Ocupam 50% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 40% da seção.	Enáulica e porfírica simples.	Não identificados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
		<b>P15 – 15-25 cm</b>			
Microestrutura lenticular, poros de empilhamento composto, poros planares e cavidades. Poros ocupam 21% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Ocupam 41% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 41% da seção.	Enáulica e porfírica simples.	Fragmentos orgânicos em baixo estágio de decomposição	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.

As duas profundidades analisadas em P2 apresentaram ampla diversidade de arranjos. Ambas possuem seções em que o sistema poroso é composto por poros de empilhamento simples, com ausência de micromassa e distribuição relativa mônica grossa adjacente a seções semelhantes a preenchimentos com micromassa adensada, incorporando inclusive granulometrias mais grossas que envolvem e conectam fragmentos líticos maiores em distribuição gefúrica (**Figura 3.6 B**).

Figura 3.6 – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural planar e lenticular.



As fotomicrografias A, D, G, J estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente. Todas as demais estão com os nicóis paralelos. Os grãos destacados em amarelo são alguns exemplos de alteração por intemperismo químico enquanto o destacado em azul é exemplo de intemperismo mecânico (crioclastia e/ou térmico). As setas em amarelo apontam para os capeamentos dos grãos. Em F está destaque feição pedológica: cutã nítido. ag: agregados; cv: cavidades; pp: poros planares; v: vesículas; ena: enáulica; gef: gefúrica; mon: mônica; por: porfírica; pec: poros de empilhamento composto; Cl: clorita; Pg: plagioclásio.



Em determinadas seções, o preenchimento é tão expressivo a ponto de formar distribuição porfírica, como na **Figura 3.6 E**. Há ainda seções em que grãos menores ocorrem próximos a grandes fragmentos líticos com espessos capeamentos, com distribuição quitônica e quito-gefúrica. O destaque dessas seções delgadas, contudo, são para as áreas em que a micromassa (em especial a dos capeamentos) é fragmentada por poros planares, formando diversos pedis planares ou prismáticos, a depender da orientação dos poros e do capeamento em relação ao grão (**Figura 3.6 A, C e D**). Nessas seções a distribuição é enáulica.

Essa complexidade de arranjos faz com que os resultados micromorfométricos se tornam relativos à área da seção avaliada. Como as microestruturas carregam consigo evidências sobre processos e dinâmicas e representam maior evolução pedogenética, as análises morfométricas priorizam seções de ocorrência destas.

Como um todo, o sistema poroso em P2 é composto por poros de empilhamento simples e composto, vesículas mamiladas e cavidades e poros planares. Estes últimos são caracterizados por paredes bem a parcialmente acomodadas, e estão organizados em padrão preferencialmente vertical, com paredes onduladas e mantêm certo padrão regular de direção. Na imagem avaliada de P2 (10-20 cm), o sistema poroso ocupa 17% de área da seção, com tamanho médio de 0,11 mm, mínimo de 0,009 mm e máximo de 3,13 mm (**Figura 3.7 A**). A seção avaliada de P2 (20-30 cm) (**Figura 3.7 C**) apresenta 8% de área ocupada por poros, sendo o tamanho médio de 0,13 mm, com mínimo de 0,01 mm e máximo de 3,55 mm.

Com relação aos constituintes grossos, demonstram mesma diversidade litológica e de alteração, sem padrão de seleção granulométrica. Como destacado na **Figura 3.6 B**, a crioclastia atua em conjunto com o intemperismo químico na fragmentação e alteração dos grãos. Os fragmentos litológicos mais identificados são de andesito afanítico e andesito porfirítico. Os principais minerais reconhecidos são fenocristais de plagioclásios (presentes também na matriz), saussuritizados, alguns máficos já alterados para clorita ou epidoto, e opacos (alguns reconhecíveis como pirita). Na **Figura 3.7 B**, os grãos tiveram como tamanho médio 0,40 mm, mínimo de 0,13 mm e máximo de 2,8 mm, caracterizados como subangular por possuir média de arredondamento dos grãos de 0,71 com orientação de 28% dos grãos na horizontal, 26% na vertical e 46% oblíquos. Já na camada de 20-30 cm (**Figura 3.7 D**) os grãos tiveram tamanho médio de 0,82 mm, com mínimo de 0,16

mm e máximo de 3,80 mm, são em média grãos angulares (com índice médio de 0,66), e 18% dos grãos na horizontal, 30% na vertical e 52% oblíquos.

A micromassa em P2 ocupa área de 36% na camada de 10-20 cm e 40% em 20-30 cm. De natureza semelhante a encontrada em P1, P3, P5, P13, possui cor bruno amarelada, aspecto salpicado e pontilhado com fábrica indiferenciada a granoestriada. Estão organizadas preferencialmente em preenchimentos (**Figura 3.6 B e E**), capeamentos (**Figura 3.6 A, B, C, D e F**), e em agregados planares (ou prismáticos). Além dos capeamentos, são encontrados cutãs de iluviação de argila com distinção nítida (**Figura 3.6 F**). Não foram identificadas incorporações orgânicas na micromassa.

P10 (15-25 cm) demonstra microestrutura lenticular típica com distribuição enáulica, com poros alongados que cortam paralelamente toda a seção (**Figura 3.6 G**), por vezes na horizontal e outras levemente inclinados em sentido oblíquo. Tal arranjo é semelhante a fábrica bandada do tipo C, proposta por Dumanski & Arnaud (1966). Na **Figura 3.6 H** é visível o colapso da microestruturura em distribuição porfírica, com presença de cavidades estrelares, vesículas deformadas e a persistência de antigos capeamentos (reconhecidos por micromassa mais escura e adensada) incorporados à massa de finos e grossos em microestruturua cavitária.

O sistema poroso de P10 é composto por poros que em essência são planares, apesar de mais largos, pouco a não acomodados, com paredes onduladas. Ocupam 17% da área na **Figura 3.7 E**, com tamanho médio de 0,12 mm, mínimo de 0,01 mm e máximo de 3,13 mm.

O material grosso é composto por rochas de natureza vulcânica andesítica e contribuição de intrusões ácidas. Entre os fragmentos líticos foram identificados andesitos afaníticos e porfíricos, brechas e diversos outros fragmentos líticos não reconhecidos, devido ao grau de alteração dos minerais. No geral, apresentam mesma diversidade em grau de alteração e composição posteriormente citada nos demais solos. Os grãos possuem tamanho médio de 0,53 mm, com mínimo de 0,24 mm e máximo de 1,27 mm, com média de arredondamento de 0,78, caracterizando-os como grãos arredondados, e 44% dos grãos na horizontal, 8% na vertical e 48% oblíquo.

O material fino possui cor bruno amarelado, pouco mais escuro e com mais argiloso que em P2, mas ambos aparentam ser de mesma natureza. De aspecto salpicado e pontilhado

e fábrica birrefringente indiferenciada e granoestriada, a micromassa ocupa 23% da área da **Figura 3.7 E**, estando organizada em lentes, em capeamentos atuais na lateral ou parte inferior dos grãos, ou capeamentos antigos que se desprenderam dos grãos e hoje constituem o fundo matricial dos pedis (**Figura 3.6 H e I**).

Por fim, P15 apresentou microestrutura lenticular semelhante a P10, porém menos desenvolvida e mais colapsada. O sistema poroso tende mais para empilhamento composto, tendo, no entanto, poros planares acomodados a pouco acomodados, vesículas deformadas e mamiladas, cavidades e cavidades estelares. Ocupando 21% da área da seção analisada (**Figura 3.7 G**), os poros possuem tamanho médio de 0,18 mm, com mínimo de 0,013 mm e máximo de 3,79 mm.

Os constituintes grossos seguem mesmo padrão anteriormente descrito, apresentando baixo grau de seleção, diversidade litológica e graus variados de alteração nos fragmentos, com destaque para a intensa fragmentação mecânica das rochas, em destaque na **Figura 3.6 L**. Os grãos possuem em média tamanho de 0,56 mm, com mínimo de 0,15 mm e máximo de 0,68 mm, tendo grau de arredondamento médio de 0,80 – bem arredondado. Quanto a orientação, 24% dos grãos estão na horizontal, 14% na vertical e 62% oblíquo.

Ocupando 38% da área da seção, a micromassa de P15 é caracterizada por cor bruno amarelada, é salpicada e pontilhada, com fábrica birrefringente indiferenciada e em algumas partes granoestriada. Os finos se organizam majoritariamente em: i) pedis lenticulares por vezes ondulados (formando ondas); ii) em capeamentos pouco espessos ao redor dos grossos; iii) em massa não estruturada, com capeamentos que se desprenderam conservados junto a massa com evidências de microestruturação anterior; iv) além de alguns blocos e grânulos (**Figura 3.6 K e J**). A distribuição relativa dos constituintes é em sua maioria enáulica, com seções de porfírica (as seções que apresentam colapso das estruturas). Sobre a matéria orgânica, são encontrados próximos à rocha crioclastada (**Figura 3.6 L**) alguns fragmentos orgânicos bem preservados e em algumas seções tais fragmentos compõe as lentes ou a micromassa não estruturada.



### 3.3.1.4 Microestrutura em blocos

As profundidades P4 (30-40 cm), P9 (0-5 cm), P15 (30-40 cm) e P16 (15-25 cm) apresentaram arranjo microestrutural em blocos. Com predominância de poros planares que se desenvolvem para poros de empilhamento complexo, os *peds* variam de blocos angulares a subangulares, normalmente em formas geométricas de quatro lados. A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos está sumarizada na **Tabela 3.5**. A **Figura 3.8** apresenta seleção de fotomicrografias típicas de cada perfil e a **Figura 3.9** reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

Micromorfológicamente, P4 (30-40 cm) está organizado em três zonas distintas. A primeira e mais superior possui estruturação incipiente, com seções de microestrutura cavitária ou fissural, com vesículas, cavidades, poros planares e fragmentos líticos imersos na micromassa em distribuição relativa porfírica. Alguns agregados pouco ou moderadamente separados são formados por poros planares. A segunda zona é intermediária em profundidade e apresenta microestruturação mais efetiva, com *peds* em blocos alongados verticalmente, subangulares e bem separados. A distribuição relativa é enáulica e no interior dos agregados os grãos grossos estão imersos na micromassa, também com distribuição porfírica.

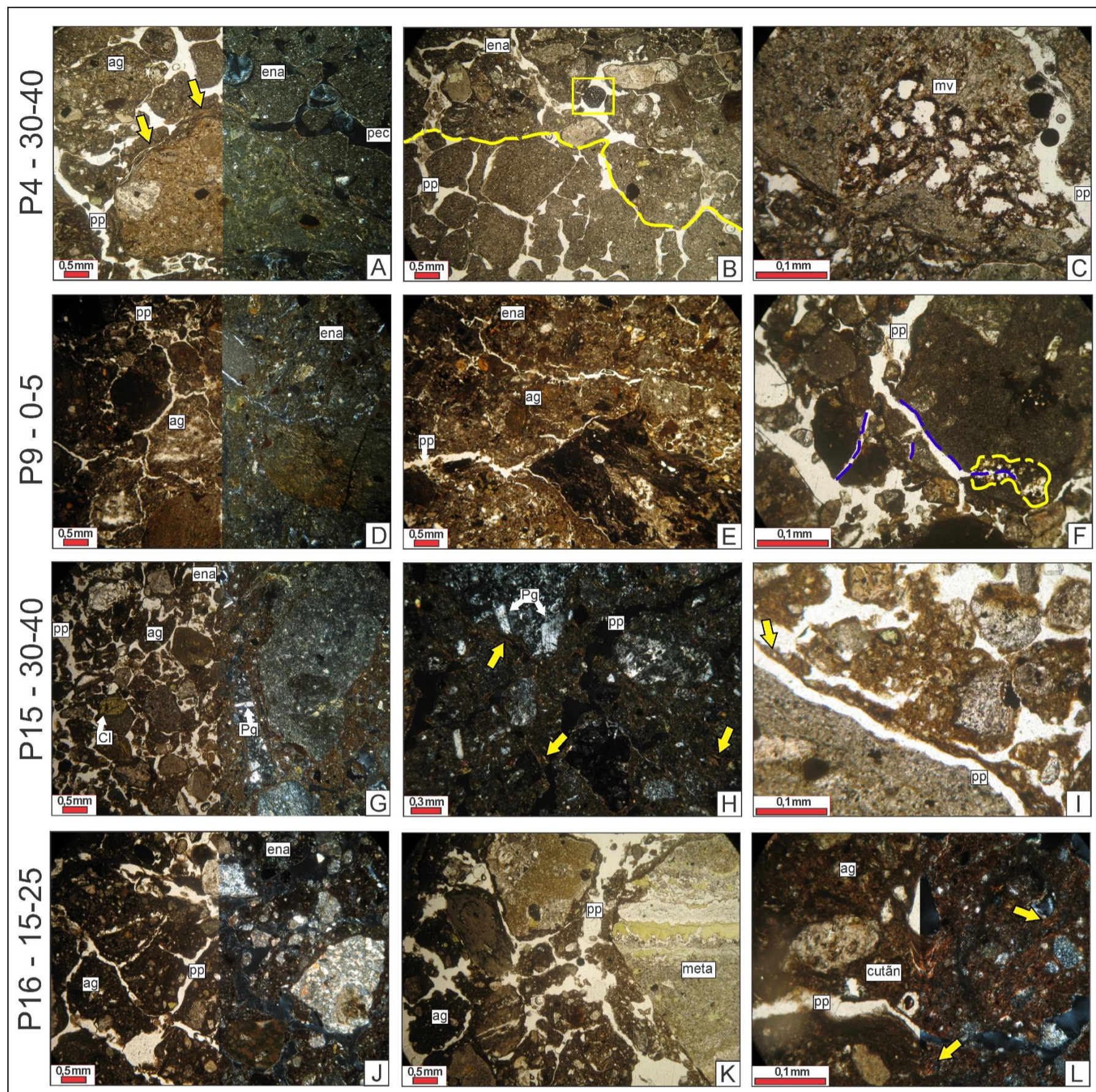
**Tabela 3.5** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura em blocos.

Microestrutura	Fundo matricial		Distribuição relativa C/F <sub>2μm</sub>	Material orgânico	Pedofeições
	Mat. grosso	Mat. fino			
		<b>P4 – 30-40 cm</b>			
Microestrutura cavitária em seções superiores e em blocos nas demais, poros de empilhamento composto, vesículas mamiladas e poros planares. Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químicos. Ocupam 45% da seção.	Cor Bruno amarelada, salpicado e intensa fábrica birrefringente granoestriada, poroestriada e estriada paralela. Ocupam 42% da seção.	Varia de porfírica a enáulica	Fragmentos orgânicos em estágio elevado de decomposição, não incorporados a micromassa.	Capreamento ao redor dos fragmentos líticos e <i>mud cutans</i> .
		<b>P9 – 0-5 cm</b>			
Microestrutura em blocos angulares moderadamente a bem separados por poros planares finos. Poros ocupam 8% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Variados graus de	Cor Bruno vermelho-amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada.	Enáulica e porfírica	Identificados fragmentos orgânicos sem incorporação a micromassa.	Capreamento ao redor dos fragmentos líticos.

	intemperismo físico e químicos. Ocupam 47% da seção.	Ocupam 35% da seção.			
		<b>P15 – 30-40 cm</b>			
Pequenos blocos subangulares a subarredondados, Poros planares que evoluem para poros de empilhamento complexo. Poros ocupam 12% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas, brechas e intrusões de gabros e pouca influência de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo químicos. Ocupam 46% da seção.	Cor bruno vermelho-amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada, poroestriada e paralelo estriada. Ocupam 42% da seção.	Enáulica	Não identificados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e <i>mud cutans</i> .
		<b>P16 – 20-30 cm</b>			
Blocos subangulares a subarredondados. Poros planares que evoluem para poros de empilhamento complexo. Poros ocupam 15% da seção	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões ácidas de mineralizações sulfetadas, brechas e fragmento de meta-vulcânica. Variados graus de intemperismo físico e químicos. Ocupam 39% da seção.	Cor bruno vermelho-amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada, poroestriada e paralelo estriada. Ocupam 46% da seção.	Enáulica	Não identificados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos, <i>mud cutans</i> e <i>cutans crescentes</i> .

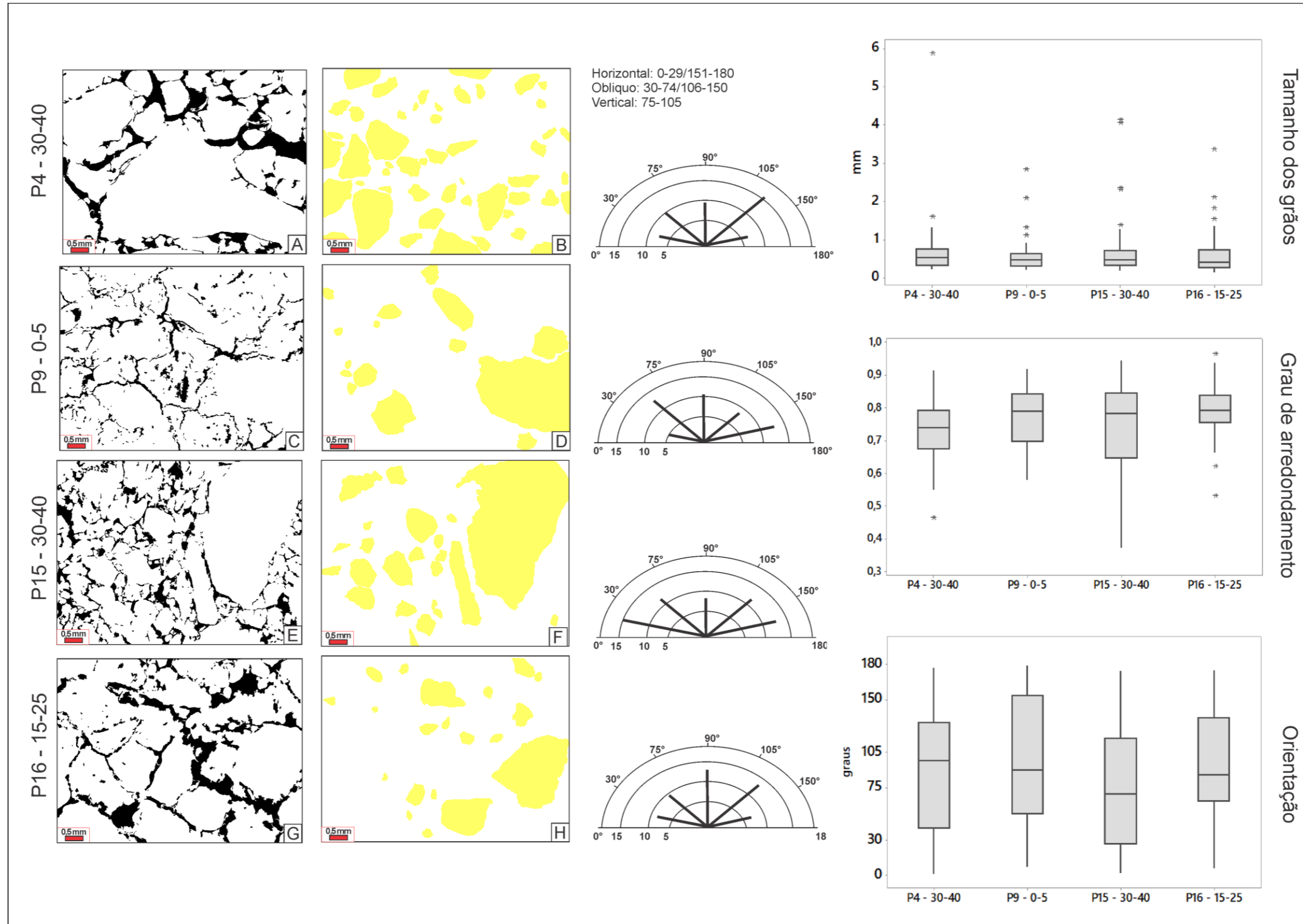
A terceira zona é a mais inferior da lâmina, e se difere da sua antecessora pela rara presença de fragmentos grossos compondo o fundo matricial dos agregados. A **Figura 3.8 B** demonstra a transição entre as duas zonas, sendo os agregados com constituintes grossos mais porosos, e os outros mais adensados. A gênese dos agregados se dá tanto a partir da formação de poros planares na microestrutura vesicular ou cavitária quanto pela fragmentação de capeamentos. O sistema poroso de P4 é composto principalmente por poros planares que evoluem para poros de empilhamento complexo. Ocupam 13% de área de seção e possuem tamanho médio de 0,36 mm, com tamanho mínimo de 0,03 mm e máximo de 2,58 mm (**Figura 3.9 A**). Com paredes mamiladas e onduladas os poros planares não estão acomodados.

Figura 3.8 – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural em blocos.



As fotomicrografias A, D, G, J estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados respectivamente. Todas as demais, exceto H, estão com os nicóis paralelos. Em B, a linha separa a seção superior com maior concentração de grossos nos agregados que a inferior, e o quadrado destaca presença de fragmento orgânico em elevado estado de decomposição. Os grãos destacados em amarelo em F é exemplo de alteração por intemperismo químico enquanto o destacado em azul é exemplo de intemperismo mecânico (crioclastia e/ou térmico). As setas em amarelo apontam para incorporações de material iluvial na micromassa, exceto em I que destaca desprendimento de capemanto. ag: agregados; pp: poros planares; ena: enáulica; pec: poros de empilhamento composto; mv: *moldic voids*; Cl: clorita; Pg: plagioclásio, meta – rocha meta-vulcânica; cutân – crescente.

Figura 3.9 – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.



A primeira coluna representa o sistema poroso da seção (A, C, E, G), a segunda coluna os grãos selecionados para análise morfométrica (B - extraído de uma seção diferente da porosidade, D e H - extraído em duas seções para completar 50 grãos, F), a terceira o gráfico com a orientação dos grãos divididos em 3 classes de orientação preferencial e cada semicírculo representa uma isolinha de quantidade de grãos. Por fim são apresentados os boxplots com o tamanho, o grau de arredondamento e a orientação dos grãos.

Os constituintes grossos ocupam 45% de área e possuem tamanho médio de 0,67 mm, mínimo de 0,21 mm e máximo de 5,88 mm (**Figura 3.9 B**). São de composição vulcânica andesítica, com presença de eventuais plutônicas e intrusões ácidas. A diversidade litológica, granulométrica e variado grau de alteração segue mesmo padrão dos solos de Keller. Estão presentes feições de intemperismo químico, como os *micritic voids* da **Figura 3.8 C** e a expressiva quantidade de fissuras que fragmentam os grãos mecanicamente. São grãos subangulares, com média de 0,73 mm, com orientação de 30% na horizontal, 18% na vertical e 52% oblíquo.

A micromassa de P4 (30-40 cm) ocupa 42% da área. A cor bruno amarelada juntamente ao aspecto salpicado são características também encontradas na maioria dos solos estudados. A fábrica birrefringente em P4 se manifesta de forma intensa, granoestriada, poroestriada e até estriada paralela. Tais tramas revelam feições de iluviação de argila chamadas de *mud cutans* por FitzPatrick (1956); Kubiena (1970) e Wilkinson & Bunting (1975), e por vezes estão incorporadas à micromassa dos agregados. Além dos agregados, a micromassa se organiza ao redor de alguns fragmentos líticos formando capeamentos, cuja localização no grão varia podendo envolvê-lo completamente, ou estar nas laterais, ou em sua parte superior ou inferior. Não foram identificadas incorporações de matéria orgânica a micromassa, apesar de alguns fragmentos orgânicos em elevado estado de decomposição terem sido reconhecidos.

P9 (0-5 cm) detêm seções mais homogêneas quanto ao arranjo microestrutural, à exceção de duas zonas apédicas, uma com concentração de material grosso em microestrutura quitônica básica, poros de empilhamento simples, e outra em que os finos envolvem os grossos em distribuição relativa porfírica e microestrutura fissural. No geral, a microestrutura é em blocos angulares moderadamente a bem separados por poros planares finos.

O sistema poroso ocupa 8% da área, com tamanho médio de 0,13 mm, mínimo de 0,03 mm e máximo de 1,53 mm (**Figura 3.9 C**). É constituído majoritariamente por finos poros planares acomodados a parcialmente acomodados que seguem parcialmente uma mesma direção, com paredes relativamente lisas. Ainda são encontradas em menores proporções vesículas deformadas, cavidades e poros de empilhamento simples nas seções com quase ausência de finos.

Os constituintes grossos possuem mesmas características previamente apresentadas quanto a diversidade de materiais, de tamanho e grau de intemperismo. Ocupam 47% da área de seção, os grãos possuem tamanho médio de 0,57 mm, mínimo de 0,19 mm e máximo de 2,85 mm (**Figura 3.9 D**). São grãos subarredondados, possuindo média de 0,76 no índice de arredondamento. 36% dos grãos estão orientados horizontalmente, 22% na vertical e 42% oblíquos.

A micromassa de P9 (0-5 CM) ocupa 35% de área, possui cor bruno vermelho-amarelada, aspecto pontilhado ou salpicado e fábrica birrefringente granoestriada. Estão organizados majoritariamente em blocos angulares, constituindo também capeamentos ao redor dos grossos e *peds* planares (**Figura 3.8 E**) e prismáticos, a depender da orientação vertical ou horizontal das fissuras. São encontrados alguns fragmentos orgânicos, não sendo identificado incorporação de matéria orgânica aos finos.

Os blocos em P15 (30-40 cm) são menores em tamanho que os demais e apresentam formas geométricas distintas, tendendo a arestas menos angulares (**Figura 3.8 A**). Os poros planares que individualizam os grãos são bem separados, não acomodados e evoluem para sistema poroso de empilhamento complexo. Vesículas e cavidades são raras. Ocupam 12% de área da seção, com poros de tamanho médio 0,17 mm, com mínimo de 0,013 mm e máximo de 1,7 mm. O arranjo entre os constituintes forma distribuição relativa enáulica, em que os blocos estão entre grandes fragmentos líticos. Muitos blocos se formam pelo desprendimento de capeamentos que envolviam os grãos (**Figura 3.8 C**).

Com constituintes grossos de litologias variadas, são identificados grandes fragmentos de andesito porfirítico com fenocristais de piroxênio, clorita e plagioclásio em tamanhos expressivos e graus de alteração variados. As rochas são cloritizadas e contém muitos opacos. Ainda foram encontrados andesitos afaníticos, gabros e pouca influência de intrusões ácidas. Comparado aos demais perfis, os grãos não apresentaram tanta evidência de crioclastia. Ocupam 46% da área, com tamanho médio de 0,63 mm, mínimo de 0,15 mm e máximo de 4,13 mm. Possui grau de arredondamento médio de 0,74 caracterizando os grãos como subangulares, e 36% dos grãos estão na horizontal, 16% na vertical e 48% oblíquo.

De cor bruno vermelho-amarelada, a micromassa ocupa 42% de área da seção. De aspecto salpicado e pontilhado, possui fábrica birrefringente que varia de granoestriada,

poroestriada e paralelo estriada (**Figura 3.8 H**), evidenciando incorporação de *mud cutans* na micromassa dos *peds* e dos capeamentos. Não foram identificados fragmentos orgânicos.

P16 (15-35 cm) tem arranjo semelhante ao de P15 (30-40 cm), mas com os *peds* maiores e mais angulares. De formas geométricas variadas, os blocos são bem separados, com poros planares moderadamente acomodados a não acomodados que se desenvolvem em poros de empilhamento. Alguns blocos se formam pelo desprendimento de capeamentos que envolviam os constituintes grossos. Possui raras vesículas e cavidades, normalmente ocorrendo como pequenos poros intra-agregados. O sistema poroso ocupa 15% de área, com poros de tamanho médio 0,23 mm, tamanho mínimo de 0,018 mm e máximo de 5,54 mm (**Figura 3.9 G**).

Os constituintes grossos são de natureza vulcânica andesítica e com intrusões ácidas, mineralizações sulfatadas e brechas. Ademais, foi identificado um fragmento meta-vulcânico (**Figura 3.8 K**), em que o metamorfismo reestrutura e recristaliza os minerais em bandas (na imagem uma banda de quartzo seguida por banda de clorita). Presença frequente de fissuras e hierarquia de fraturas nos grãos, alguns já fragmentados, evidenciando intemperismo mecânico por vezes associados com zonas de intemperismo químico (com  *moldic voids*, zonas oxidadas, e muitos minerais pseudomorfos). Os grossos ocupam 39% da seção analisada e possuem tamanho médio de 0,63 mm, com mínimo de 0,15 mm e máximo de 3,37 mm. Os grãos em média são arredondados, com índice de 0,78 e 30% estão distribuídos na horizontal, 26% na vertical e 44% oblíquo.

A micromassa, de cor bruno vermelho amarelada, é salpicada a pontilhada, com mesmo padrão de fábrica birrefringente granoestriada, poroestriada e paralelo estriada. Além dos *mud cutans* que integram a micromassa dos capeamentos e dos *peds*, foram identificados cutãs crescentes desenvolvidos em vesículas (**Figura 3.8 L**). Ocupam 46% de área da seção analisada.

### 3.3.1.5 Microestrutura granular

Dentre os perfis analisados, 4 perfis apresentaram microestrutura granular, P6 (10-20 cm), duas profundidades de P9 (5-10 e 15-25 cm), P11 (10-15 cm) e P12 (10-20 cm). A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos está sumarizada na **Tabela 3.6**. A **Figura**

**3.10** apresenta seleção de fotomicrografias típicas de cada perfil e a **Figura 3.11** reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

P6 (10-20 cm) demonstra diversidade de arranjos microestruturais. Nas zonas mais superiores da lâmina apresenta microestrutura fissural e a incipiente formação de blocos por poros planares pouco separados, com distribuição relativa porfírica. Em zona adjacente, a orientação vertical de poros planares pouco acomodados formam incipientes microestruturas prismáticas, e a micromassa compõe capeamentos que ligam os constituintes grossos em distribuição gefúrica (**Figura 3.10 A**).

**Tabela 3.6** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura granular.

Microestrutura	Fundo matricial		Distribuição relativa C/F <sub>2μm</sub>	Material orgânico	Pedofeições
	Mat. grosso	Mat. fino			
		<b>P6– 10-20 cm</b>			
Diversas: fissural, prismática, blocos e grânulos. Poros planares que evoluem para empacotamento complexo. Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos vulcânicos andesíticos afaníticos, alta contribuição de mineralizações sulfatadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 38% da seção.	Cor bruno vermelho-amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 51% da seção.	Porfírica simples, gefúrica e enáulica	Não identificado.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
		<b>P9 – 5-10 cm</b>			
Varia: grãos com capeamentos nas seções superiores e granular nas demais. Poros de empilhamento complexo Poro ocupam 16% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfatadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 42% da seção.	Cor bruno vermelho-amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada e poroestriada. Ocupam 58% da seção.	Quitônica e enáulica.	Não identificados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e agregados.
		<b>P9 – 15-25 cm</b>			
Microestrutura granular. Poros de empilhamento complexo. Poros ocupam 16% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfatadas. Variados graus de intemperismo químico. Ocupam 30% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada e poroestriada. Ocupam 54% da seção.	Quitônica e enáulica.	Não identificados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e dos agregados
		<b>P11 – 10-15 cm</b>			
Microestrutura granular e poros de	Fragmentos de rochas vulcânicas	Cor bruno amarelada,	Enáulica.	Não identificados.	Capeamento ao redor dos



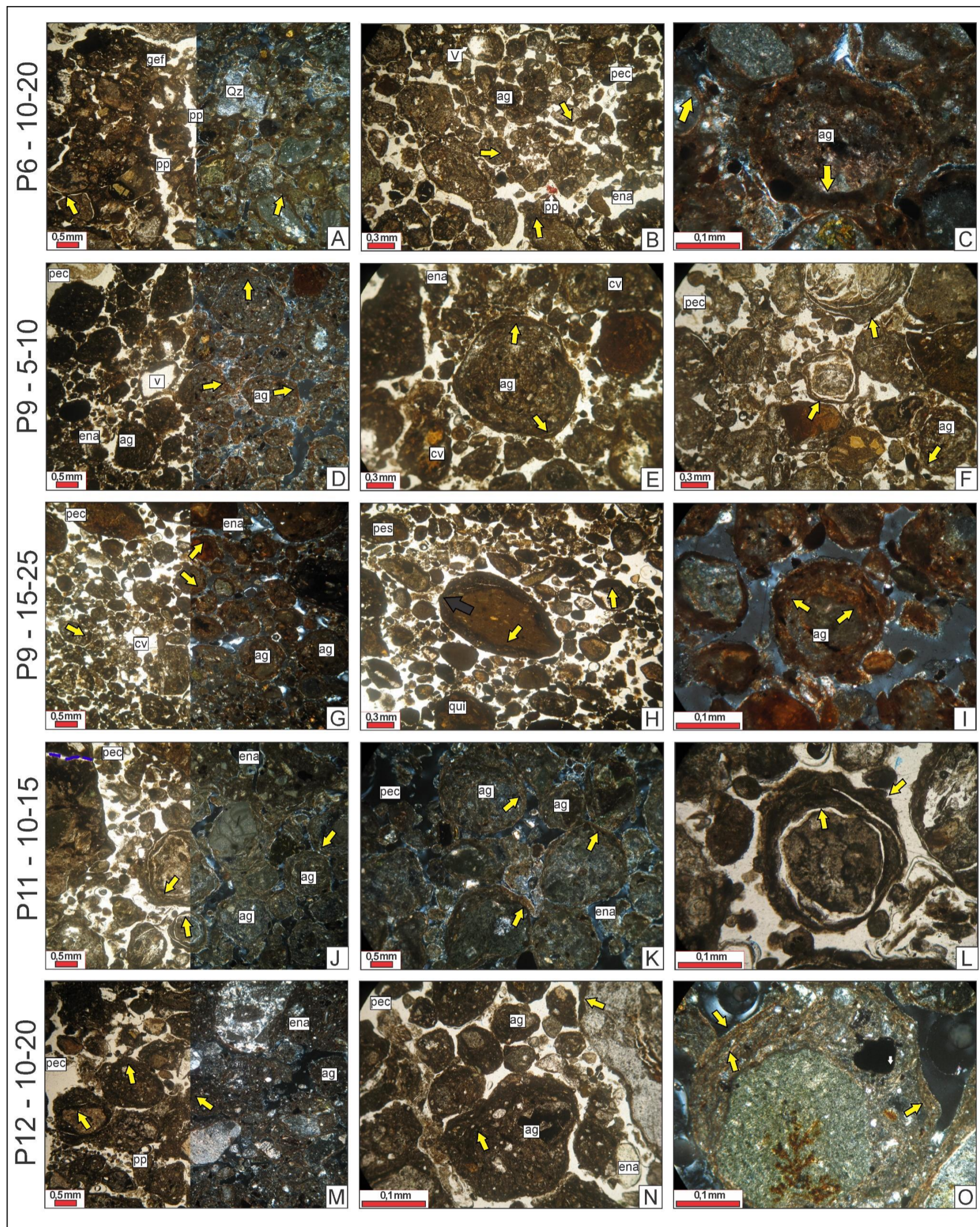
empilhamento complexo. Poros ocupam 14 % da seção.	andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 52% da seção.	salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada paralela concêntrica ao redor dos agregados Ocupam 34% da seção.	fragmentos líticos e dos agregados
<b>P12 – 10-20 cm</b>			
Microestrutura em blocos e granular. Poros planares que evoluem para empilhamento complexo. Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 21% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, fábrica granoestriada. Ocupam 66% da seção.	Enáulica. Não identificados. Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e dos agregados.

Em maiores profundidades os blocos subangulares vão se consolidando e gradualmente se transformam em grânulos (**Figura 3.10 B e C**), com distribuição relativa enáulica. São solos com microestruturação ainda incipiente ocorrendo junto a fragmentos líticos com capeamentos em suas laterais ou na base inferior do grão (**Figura 3.10 B**). O sistema poroso é composto predominantemente por poros planares nas seções de microestrutura fissural e de poros de empilhamento complexo nas seções com microestrutura granular. Ocupam 13% da seção analisada e possuem tamanho médio de 0,14 mm, com mínimo de 0,0142 e máximo de 2,87 mm (**Figura 3.11 A**).

Os constituintes grossos de P6 (10-20 cm) ocupam 38% da área da seção e possuem tamanho médio de 0,56 mm, com mínimo de 0,17 mm e máximo de 1,53 mm. São grãos menores comparados a de outras microestruturas. São de natureza vulcânica andesítica com forte contribuição de intrusões ácidas e mineralizações sulfatadas. Os principais andesitos identificados são afaníticos, com poucos fenocristais. Exibe variados graus de intemperismo químico e diversas fissuras de intemperismo mecânico. São grãos subangulares, com índice médio de 0,72, e 36% dos grãos estão na horizontal, 10% na vertical e 54% oblíquo (**Figura 3.11 B**).

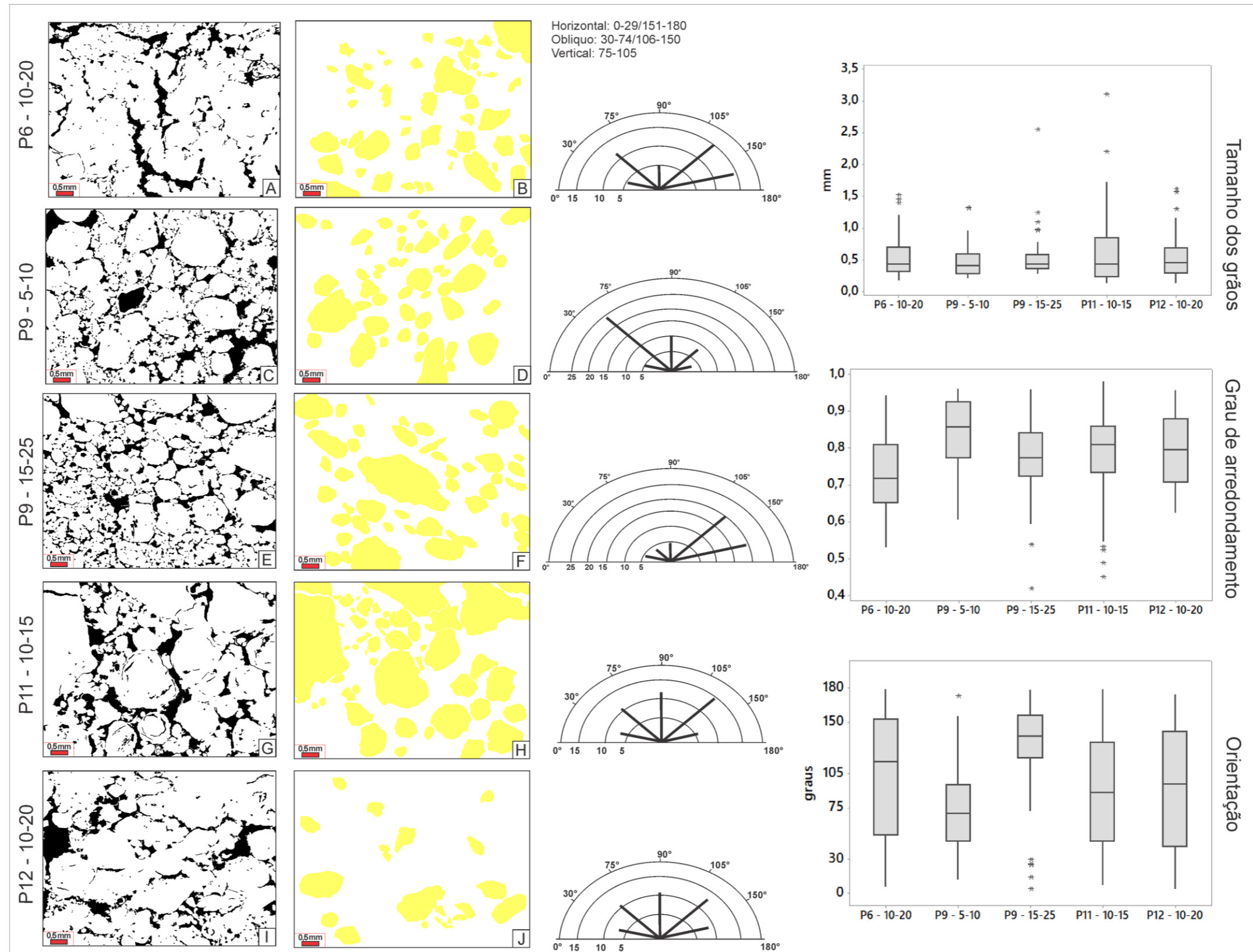
De cor bruno vermelho amarelada, a micromassa ocupa 51% da seção analisada. De aspecto salpicado e pontilhado, manifesta fábrica birrefringente granoestriada na borda dos agregados e nos capeamentos e feições de estresse (VAN VLIET-LANOE, 2010) como destacado na **Figura 3.10 C**. Não foram identificados fragmentos orgânicos nem incorporações de matéria orgânica a micromassa.

Figura 3.10 – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural granular.



As fotomicrografias A, D, G, J e M estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados respectivamente. Todas as demais, exceto C, I, K, O, estão com os nicóis paralelos. Em B, a linha azul destaca a quebra mecânica do fragmento individualizado por fissura. As setas em amarelo apontam tanto para capeamentos nos constituintes grossos, quanto para feições de estresse e fábrica granoestriada nos agregados. A seta preta demonstra direção preferencial de orientação dos grãos. Em F, J e L as setas também destacam o desprendimento do capeamento dos fragmentos em arranjo *onion skin*. ag: agregados; cv: cavidades; pec: poros de empilhamento complexo; pes: poros de empilhamento simples; pp: poros planares; v: vesículas; ena: enáulica; gef: gefúrica; mon: mônica; Qz: quartzo.

Figura 3.11 – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfológicas.



A primeira coluna representa o sistema poroso da seção (A, C, E, G, I), a segunda coluna os grãos selecionados para análise morfológica (B, D e F - extraído de uma seção diferente da porosidade, H e J - extraído em duas seções para completar 50 grãos), a terceira o gráfico com a orientação dos grãos divididos em 3 classes de orientação preferencial e cada semicírculo representa uma isolinha de quantidade de grãos. Por fim são apresentados os boxplots com o tamanho, o grau de arredondamento e a orientação dos grãos.

As duas profundidades analisadas de P9 são semelhantes, com o decréscimo em tamanho dos grânulos com a profundidade. Ambas apresentam zonas com concentração de grossos em distribuição relativa quitônica, com presença de finos apenas compondo os capeamentos que envolvem os grãos (**Figura 3.10 H**). Como evidencia tal imagem, normalmente os grãos estão alinhados em uma orientação preferencial. Com a profundidade a microestrutura granular se forma em pedrs bem desenvolvidos, em sistema poroso de empilhamento complexo e distribuição relativa enáulica. Os poros ocupam 16% da área da seção em ambas profundidades. P9 (5-10 cm) possui poros com tamanho médio de 0,12 mm, mínimo de 0,012 mm e máximo de 2,34 mm. P9 (15-25 cm) possui poros com tamanho médio de 0,12 mm, com mínimo de 0,009 mm e máximo de 1,74 mm (**Figura 3.11 C e E**).

Nas áreas de maior concentração de grânulos os fragmentos líticos maiores estão quase ausentes. Com a profundidade aumenta a quantidade de fragmentos pequenos ocorrendo adjacentes aos grânulos (**Figura 3.10 G**). Possuem a mesma variedade litológica, com diversos graus de intemperismo químico e evidências de intemperismo mecânico. Os constituintes grossos ocupam 42% de área em P9 (5-10 cm) e 30% em P9 (15-25 cm). Na profundidade de 5-10 cm os grãos possuem tamanho médio de 0,48 mm, com mínimo de 0,21 mm e máximo de 1,33 mm, com grãos bem arredondados em índice de 0,84 e com orientação de 16% dos fragmentos na horizontal, 20% na vertical e 64% oblíquo. Na profundidade de 15-25 cm, os grãos possuem tamanho médio de 0,54 mm, com mínimo de 0,36 mm e máximo de 2,55 mm, 46% estão na horizontal, 8% na vertical e 46% oblíquo. Os grãos são arredondados com índice de 0,77 (**Figura 3.11 D e F**). Em outras seções como a retratada na **Figura 3.9 H**, os grãos seguem padrão de direção oblíquo, chamado por Fox & Protz (1981), Ahrens et al. (2004), Van Vliet-Lanoe, 2010 e Tarnocai e Bockheim (2010) de *suscitic fabric*.

A micromassa apresenta cor bruno avermelhada e ocupa 58% da seção em P9 (5-10 cm) e 54% em P9 (15-25 cm), com aspecto salpicado e pontilhado e fábrica birrefringente granoestriada e poroestriada. Além das feições de estresse, alguns grãos exibem finos capeamentos (**Figura 3.10 E**). Alguns grãos exibem padrão curvado e circular de poros planares ao redor dos grãos (**Figura 3.10 F**), separando os capeamentos dos grãos, em formato parecido a microestrutura *Onion Skin* (FITZPATRICK, 1984, 1993).

P11 (10-15 cm) possui microestruturação granular bem desenvolvida e de tamanhos variados. A distribuição relativa dos constituintes é enáulica e o sistema poroso de empilhamento complexo. Ainda são identificados poros vesiculares mamilados, poros planares, microfraturas nos capeamentos e padrão de poros curvo e circulares, o *onion skin fabric*, ao redor de grãos fragmentando capeamentos (**Figura 3.10 J e L**). Os poros ocupam 14% da área analisada, com tamanho médio de 0,20 mm, mínimo de 0,013 mm e máximo de 3,83 mm.

De mesma natureza que os demais solos supracitados, os constituintes grossos em P11 (10-15 cm) expõe frequentes fragmentações e fissuras de origem mecânica, alguns  *moldic voids* em fenocristais de plagioclásio pseudomorfizado, zonas de oxidação e alterações químicas. Constituem 52% da área analisada (**Figura 3.11 G**) e possuem tamanho médio de 0,53 mm, mínimo de 0,13 mm e máximo de 3,11 mm. São classificados como subarredondados com índice médio de 0,77, e 26% dos grãos se orientam horizontalmente, 24% na vertical e 50% oblíquo.

Ocupando 34% da seção analisada, a micromassa de P11 (10-15 cm) é de cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada. Sua fábrica birrefringente é bem visível, frequente e se manifesta de forma granoestriada, com zonas concêntricas e concentradas nas bordas dos agregados e de forma paralela concêntrica ao redor dos capeamentos.

P12 (10-20 cm) manifesta duas zonas distintas quanto ao grau de pedalidade. A mais incipiente exhibe microestruturação de blocos adjacentes a grânulos, ambos com poros planares pouco separados e pouco acomodados e distribuição relativa que varia de enáulica a porfírica. A segunda zona já demonstra grânulos bem desenvolvidos e alguns blocos subangulares, em sistema poroso de empilhamento complexo (**Figura 3.10 M e N**). A transição entre ambas zonas é marcada pelas microestruturas separadas por poros planares e início de desenvolvimento de poros de empilhamento. O sistema poroso da seção analisada ocupa 13% da área, com poros de tamanho médio de 0,15 mm, com mínimo de 0,013 mm e máximo de 2,82 mm (**Figura 3.11 I**).

Os constituintes grossos se organizam tanto em fragmentos com capeamentos, quanto constituindo os *peds*, sendo identificados tanto fragmentos líticos quanto minerais de variada natureza composicional integrando o fundo matricial dos agregados, os mesmos já relatados anteriormente. A diversidade litológica influencia os variados graus de alteração química encontrados nos fragmentos, desde zonas de dissolução, oxidação e

alteração mineral, até  *moldic voids* . São observadas de forma esparsa algumas fraturas mecânicas nos fragmentos. Ocupam 21% da área da seção, com tamanho médio de 0,53 mm, com mínimo de 0,12 mm e máximo de 1,6 mm (**Figura 3.11 J**). Com índice de 0,79, os grãos são arredondados, com 30% dos grãos na horizontal, 22% na vertical e 48% oblíquo.

A micromassa de P12 (10-20 cm) ocupa 66% da área da seção, de cor bruno amarelado em tom mais escuro que P11 (10-15 cm). De aspecto salpicado e pontilhado, a fábrica birrefringente é frequente e granoestriada, ocorrendo nas bordas dos agregados e nas laterais dos capeamentos (**Figura 3.10 O**).

### 3.3.1.6 Microestrutura em grumos

Dentre os perfis analisados, 7 possuíam crostas mistas (crosta biológica constituída de musgos, fungos, algas líquens e eventuais gramíneas que colonizam a superfície). São eles: P4 (0-10 cm), P6 (0-10 cm), P8 (0-10 cm), P11 (0-10 cm), P14 (0-10 cm), P15 (0-10 cm), P16 (0-10 cm), P17 (0-10 cm). Destes são apresentadas descrição micromorfológica de P4 (0-10 cm), P6 (0-10 cm), P11 (0-10 cm), P15 (0-10 cm) e P16 (0-10 cm), sendo aqueles mais representativos. A síntese das descrições dos arranjos está sumarizada na **Tabela 3.7**. A **Figura 3.12** apresenta seleção de fotomicrografias típicas de cada perfil e a **Figura 3.13** reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

**Tabela 3.7** – Síntese dos atributos micromorfológicos dos solos com microestrutura em grumos.

Microestrutura	Fundo matricial		Distribuição relativa C/F <sub>2µm</sub>	Material orgânico	Pedofeições
	Mat. grosso	Mat. fino			
	<b>P4 – 0-10 cm</b>				
Microestrutura <i>tangled spongy</i> e grumos Poro de empilhamento complexo. Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 57% da seção.	Micromassa 1: Cor bruno amarelada, constituída por silte e argila, de aspecto opaco a salpicado, fábrica indiferenciada a cristalítica. Micromassa dos grumos: Cor bruno escuro, opacos, fábrica	Porfírica e enáulica	Fragmentos de vegetais em vários estágios de decomposição. Alguns fragmentos esqueletizados.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.

		indiferenciada. Ocupam 30% da seção.		
		<b>P6 – 0-10 cm</b>		
Microestrutura <i>tangled spongy</i> e grumos Poro de empilhamento simples. Poros ocupam 28% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 70% da seção.	Cor bruno escuro, opacos, fábrica indiferenciada. Quase ausência de finos, ocupando 2% da seção.	Mônica grossa.	Fragmentos de vegetais em vários estágios de decomposição. Alguns fragmentos esqueletizados.  Poucos fragmentos com capeamentos.
		<b>P11 – 0-10 cm</b>		
Microestrutura <i>tangled spongy</i> e grumos Poro de empilhamento complexo. Poros ocupam 21% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 59% da seção.	Micromassa 1: Cor bruno amarelada, constituída por silte e argila, de aspecto opaco a salpicado, fábrica indiferenciada a cristalítica. Micromassa dos grumos: Cor bruno escuro, opacos, fábrica indiferenciada. Ocupam 20% da seção.	Porfírica e enáulica	Fragmentos de vegetais em vários estágios de decomposição. Alguns fragmentos esqueletizados.  Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.
		<b>P15 – 0-10 cm</b>		
Microestrutura <i>tangled spongy</i> e grumos Poro de empilhamento simples. Poros ocupam 72% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 26% da seção.	Cor bruno escuro, opacos, fábrica indiferenciada. Quase ausência de finos, ocupando 2% da seção.	Mônica grossa	Fragmentos de vegetais em vários estágios de decomposição. Alguns fragmentos esqueletizados.  Poucos fragmentos com capeamentos.
		<b>P16 – 0-10 cm</b>		
Microestrutura <i>tangled spongy</i> e grumos Poro de empilhamento complexo. Poros ocupam 14% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo físico e químico. Ocupam 56% da seção.	Micromassa 1: Cor bruno amarelada, constituída por silte e argila, de aspecto opaco a salpicado, fábrica indiferenciada a cristalítica. Micromassa dos grumos: Cor bruno escuro, opacos, fábrica indiferenciada. Ocupam 30% da seção.	Porfírica e enáulica	Fragmentos de vegetais em vários estágios de decomposição. Alguns fragmentos esqueletizados.  Capeamento ao redor dos fragmentos líticos.

Os 5 perfis descritos manifestam dois arranjos distintos dos componentes. O primeiro deles, exibido por P6, P15, é caracterizado pela quase ausência de micromassa, com os fragmentos orgânicos envolvendo e interagindo diretamente com os constituintes grossos. O segundo arranjo, representado por P4, P11 e P16 já possuem expressiva quantidade de finos, compondo um emaranhado de material orgânico, micromassa e fragmentos líticos. À despeito das diferentes concentrações de finos, todos os perfis possuem fábrica *tangled spongy* e contêm microestrutura em grumos, feições normalmente arredondadas, de cor bruno escuro, opacos e de constituição homogênea argilosa, fábrica birrefringente indiferenciada, de bordas lisas ou rugosas, bem separados e concentrados próximos aos fragmentos orgânicos, com tamanhos que variam de 0,14 mm a 0,03 mm. (**Figura 3.12**). Os fragmentos orgânicos possuem diversos estágios de decomposição, sendo identificados níveis de esqueletização de alguns fragmentos de plantas vasculares (**Figura 3.12 F e K**).

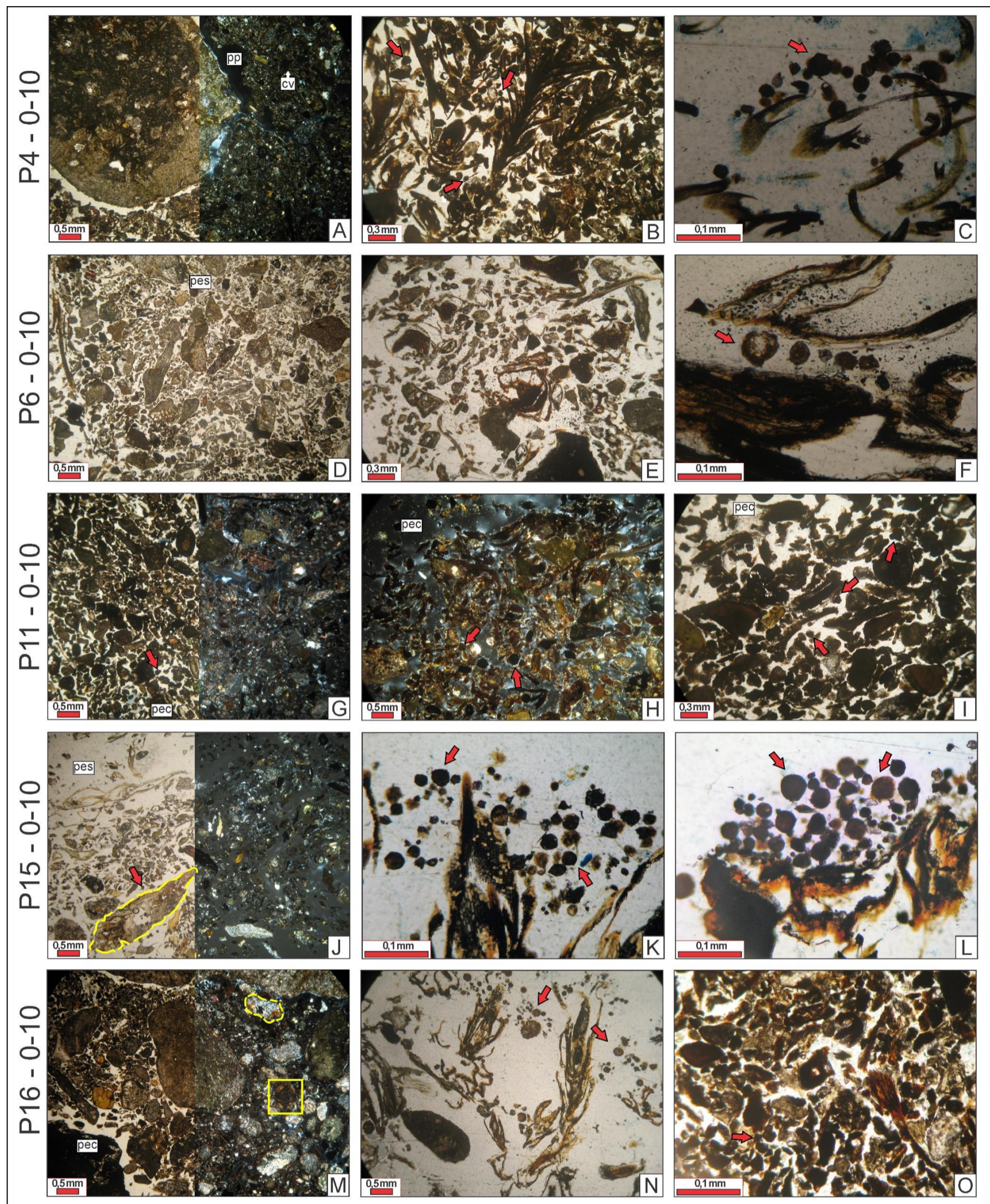
P6 e P15 apresentam na parte superior da lâmina fragmentos líticos de granulometria bem selecionada imersos em uma concentração de material orgânico vegetal, os raros finos apresentam organização microestrutural em grumos (**Figura 3.12 F, K e L**). O grau de seleção dos grãos aponta para possível origem alóctone por transporte eólico, semelhante ao encontrado por Van Vliet-Lanoë *et al.* (2004). Na parte intermediária e na base da lâmina os fragmentos líticos estão distribuídos de forma não selecionada em trama mônica grossa e poros de empilhamento simples. São identificados material orgânico em meio aos fragmentos. Fissuras e grãos fragmentados são frequentes, além de variados traços de intemperismo químico em variados graus de intensidade.

Os poros em P6 ocupam 28% da área analisada (**Figura 3.13 C**), com tamanho médio de 0,16 mm, mínimo de 0,020 mm e máximo de 3,71 mm. A micromassa ocupa 2% e os constituintes grossos 70%. Os grãos possuem tamanho médio de 0,59 mm, mínimo de 0,26 mm e máximo de 1,5 mm. O índice médio de 0,69 caracteriza grãos angulares, com 22% orientados na horizontal, 40% na vertical e 38% oblíquo.

Os poros em P15 ocupam 72% da área analisada (**Figura 3.13 G**), com tamanho médio de 0,19 mm, mínimo de 0,018 mm e máximo de 6,71 mm. A micromassa ocupa 2% e os grossos 26%. Os grãos possuem tamanho médio de 0,34 mm, com mínimo de 0,13 mm e máximo de 2,7 mm. Com índice médio de 0,76, são caracterizados como subarredondados, e estão organizados 36% na horizontal, 6% na vertical e 58% oblíquo.

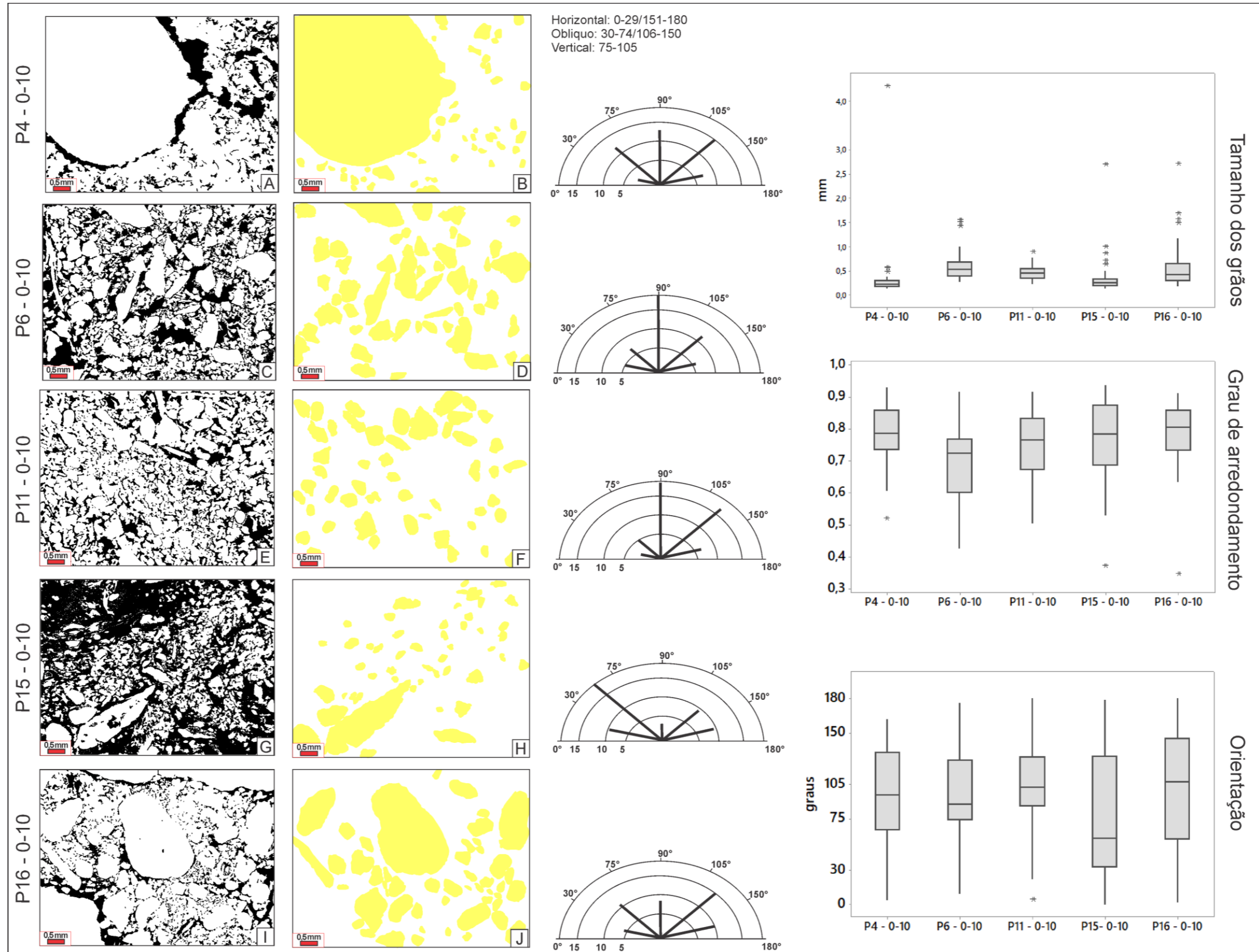


Figura 3.12 – Fotomicrografias representativas dos solos com arranjo microestrutural em grumos.



As fotomicrografias A, D, G, J e M estão divididas entre nicóis paralelos e nicóis cruzados respectivamente. À exceção de H, todas as demais estão com os nicóis paralelos. Todas as imagens apresentam a fábrica *tangled spongy*. As setas em vermelho apontam para os grumos. As bordas dos grãos destacados em amarelo em J e M são alguns exemplos de alteração por intemperismo químico. O quadro em M destaca feição como um halo com extinção nítida. cv: cavidades; pes: poros de empilhamento simples; pec: poros de empilhamento complexo, pp: poros planares.

Figura 3.13 – Prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfológicas.



A primeira coluna representa o sistema poroso da seção (A, C, E, G, I), a segunda coluna os grãos selecionados para análise morfológica (B, D, F, H e J), a terceira o gráfico com a orientação dos grãos divididos em 3 classes de orientação preferencial e cada semicírculo representa uma isolinha de quantidade de grãos. Por fim são apresentados os boxplots com o tamanho, o grau de arredondamento e a orientação dos grãos.

P4, P11 e P16 exibem em zona mais superior uma concentração adensada de micromassa, fragmentos líticos e orgânicos (**Figura 3.12 A, B e G**) em um emaranhado cavernoso (*tangled spongy-like fabric*) com poros de empilhamento complexo e tramas que variam de porfírica quando a micromassa é adensada e envolve os constituintes a enáulica quando ocorre microestruturação em grumos (**Figura 3.12 B, G, H, I**). A micromassa da trama porfírica é distinta da que compõe as microestruturas. Possui cor bruno amarelada, constituída por silte e argila, de aspecto opaco a salpicado, com fábrica birrefringente indiferenciada a cristalítica. Em P4 a micromassa ocupa 30% da área, em P11 ocupa 20% e em P16 ocupa 30%.

Os poros ocupam 13% de área da seção analisada em P4 (**Figura 3.13 A**) com tamanho médio de 0,16 mm, mínimo de 0,02 mm e máximo de 3,71 mm, ocupam 21% de área em P11 (**Figura 3.13 E**) com tamanho médio de 0,11 mm, mínimo de 0,009 mm e máximo de 2,18 mm e por fim, ocupam 14% em P16 (**Figura 3.13 I**) com tamanho médio de 0,10 mm, mínimo de 0,011 mm e máximo de 3,06 mm.

Nas porções inferiores é observado aumento da quantidade de constituintes líticos fragmentados por intemperismo mecânico. Os espaços entre um fragmento e outro é preenchido por materiais orgânicos incorporados à micromassa e areia grossa. P4 possui 57% da área ocupada por grãos com tamanho médio de 0,32 mm, com mínimo de 0,13 mm e máximo de 4,31 mm. São classificados como arredondados, com índice médio de 0,78, e 20% dos grãos estão orientados na horizontal, 26% na vertical e 54% em sentido oblíquo. P11 tem 59% de área ocupada por constituintes grossos de tamanho médio 0,45 mm, com mínimo de 0,22 mm e máximo de 0,89 mm. São grãos subarredondados, com índice médio de 0,75, com 18% orientados na horizontal, 38% na vertical e 44% oblíquo. P16 tem 56% da área ocupada por grãos com tamanho médio de 0,56 mm, com mínimo de 0,29 mm e máximo de 2,7 mm. São classificados como fragmentos arredondados, com índice de 0,78 e se organizam com 32% dos grãos na horizontal, 16% na vertical e 52% oblíquo.

### **3.3.2 Micromorfologia dos solos sulfetados e fosfatizados**

A síntese das descrições dos arranjos micromorfológicos das amostras superficiais associadas aos solos fosfatizados (AF) e sulfatados (AS) está sumarizada na **Tabela 3.8**.

A **Figura 3.14** apresenta seleção de fotomicrografias e reúne os resultados com os índices calculados por micromorfometria.

Os solos fosfatizados apresentaram microestruturas variando de blocos subangulares, microblocos, blocos bi-modais formados por grumos e grânulos ou lentes coalescidas, e grânulos. Os poros são principalmente planares e cavitários nas seções com blocos e de empilhamento complexo entre os grânulos, respectivamente ocupando de 7 a 14% e 3% das seções analisadas. O material grosso do fundo matricial é composto por fragmentos líticos de andesito afanítico cloritizado, micrograbos intrusivos, e muita contribuição de mineralizações de sulfetos, com graus variáveis de alteração intempérica. A micromassa possui majoritariamente cor bruno-amarelada, com fábrica birrefringente granoestriada a poroestriada. A participação da micromassa na composição do fundo matricial é maior que nas seções delgadas dos perfis de solos, com distribuição relativa porfírica predominante. Materiais orgânicos são comuns e ocorrem como impregnações da micromassa e na borda dos agregados e grãos grossos, as vezes constituindo feições pedológicas de capeamentos.

Os solos sulfatados apresentam as microestruturas: quitônica ou mônica básica, microblocos e cavitária. A porosidade é do tipo empilhamento simples e/ou complexo nas microestruturas definidas pela distribuição relativa, ocorrendo também algumas vesículas, poros planares e cavidades. A porosidade ocupa sempre acima de 10% da seção, podendo chegar a 24% em AS4. Os constituintes do fundo matricial reiteram a composição sulfatada, com constituintes grossos formados por hidrotermalito, andesitos hidrotermalizado e cloritizados, muito alterados, quase sempre com os cristais de sulfetos pseudomorfizados por argilas ou completamente dissolvidos, substituídos por poros cavitários (descritos como *mouldic voids*). A micromassa possui cor amarelo-avermelhada ou vermelho-amarelado, sempre com fábrica indiferenciada e em alguns casos também granoestriada. Não foram reconhecidos materiais orgânicos associados, e as feições pedológicas marcam a presença de capeamentos ao redor de fragmentos líticos e nódulos, aparentemente de composição ferruginosa.

Comparativamente, os grãos grossos do fundo matricial são menores e mais arredondados nos solos fosfatizados que nos solos sulfatados (**Figura 3.14**). Esse fato, mais a completa ausência de vesículas e evidências de *frost shattering* (crioclastia) nos fragmentos líticos, mostra que os primeiros são os solos com maior grau de desenvolvimento pedológico,

com diversas feições pedológicas evidenciando isso. Possuem uma micromassa muito semelhante entre si, com alguns pontos tendo um pouco mais de influência das mineralizações sulfatadas que em outras. Assim, é possível pensar numa contribuição mútua entre a fosfatização e a sulfurização, ainda que incipiente. Já nos solos sulfatados, o intemperismo químico pela oxidação dos sulfetos é evidente, as vezes impossibilitando o reconhecimento dos fragmentos líticos. Mas também há forte evidência de *frost shattering* nos grãos. Micromassa muito semelhante entre as amostras, sendo marcada por mistura de argila, silte e areia fina dando um aspecto pouco homogêneo. Todos possuem nódulos, com exceção de S4.

**Tabela 3.8** – Síntese dos atributos micromorfológicos das amostras superficiais em áreas de solos fosfatizados (AF) e sulfatados (AS).

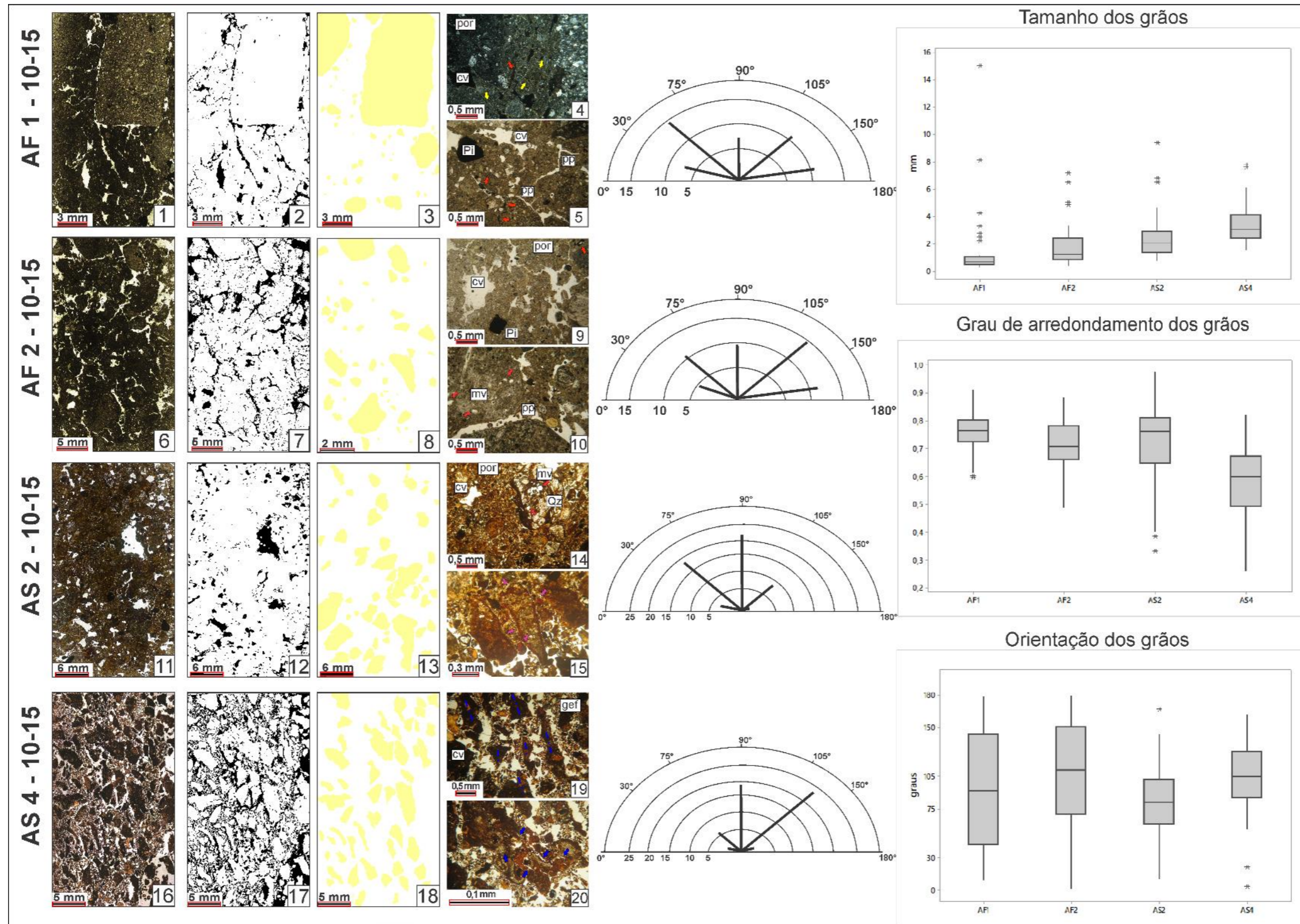
Fundo matricial					
Microestrutura	Mat. grosso	Mat. fino	Distribuição relativa C/F <sub>2µm</sub>	Material orgânico	Pedofeições
<b>AF1– 10-15 cm</b>					
Microestrutura em blocos subangulares. Poros planares e cavidades irregulares. Poros ocupam 7% da seção.	Fragmentos vulcânicos andesíticos afaníticos, com contribuição de mineralizações sulfatadas. Variados graus de intemperismo químico. Ocupam 58% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada e poroestriada. Ocupam 35% da seção.	Porfírica	Impregnação orgânica intra e entre agregados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e impregnações orgânicas, excrementos.
<b>AF2 – 10-15 cm</b>					
Microestrutura em blocos subangulares. Poros planares e cavidades irregulares. Poros ocupam 12% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas e intrusões de gabros e mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo químico. Ocupam 43% da seção.	Cor bruno amarelada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada e poroestriada. Ocupam 35% da seção	Porfírica.	Impregnação orgânica intra e entre agregados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos, excrementos e impregnações orgânicas.
<b>AF3 – 10-15 cm</b>					
Microestrutura em blocos subangulares composto por <i>peds</i> granulares e grumos. Poros de empilhamento complexo, poros planares e cavidades. Poros ocupam 14% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas cloritizados e intrusões de gabros e muita contribuição de mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo	Cor bruno avermelhada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada. Ocupam 32% da seção.	Enáulica e porfírica.	Impregnação orgânica entre agregados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos, excrementos e impregnações orgânicas.

	químico. Ocupam 44% da seção.				
		<b>AF4 – 10-15 cm</b>			
Microestrutura granular e poros de empilhamento complexo. Poros ocupam 3% da seção.	Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas cloritizadas e intrusões de hidrottermalistas e muita contribuição mineralizações sulfetadas. Variados graus de intemperismo químico. Ocupam 38% da seção.	Cor bruno avermelhada, salpicada e pontilhada, e fábrica granoestriada paralela concêntrica ao redor dos agregados. Ocupam 59% da seção.	Enáulica e porfírica.	Impregnação orgânica entre agregados .	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos, excrementos, preenchimentos e impregnações orgânicas.
		<b>AF5 – 10-15 cm</b>			
Microestrutura microblocos organizados em lentes. Poros de empilhamento complexo e cavidades Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos de rocha: andesito, hidrotermalito, diorito hidrotermalizado, pirita, plagioclásio, quartzo, opacos. Variados graus de intemperismo químico. Ocupam 42% da seção.	Cor bruno avermelhado, salpicada e pontilhada, fábrica granoestriada paralela concêntrica ao redor dos agregados. Ocupam 45% da seção.	Mônica complexa	Fragmentos vegetais, impregnação orgânica entre agregados	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e dos agregados. Preenchimentos e poros, Excrementos e impregnações orgânicas.
		<b>AS1 – 10-15 cm</b>			
Quitônica básica (grãos com capeamento) e zonas de microblocos. Poros de empilhamento simples e em determinadas zonas complexo. Poros planares, poros de dessecação e vesículas. Poros ocupam 12% da seção.	Fragmentos de rocha: hidrotermalito, andesitos hidrotermalizado, e cloritizados. Alto grau de intemperismo químico e presença de fraturas e fissuras de intemperismo físico. Ocupam 57% da seção.	Cor vermelho-amarelado, salpicada e pontilhada, fábrica indiferenciada. Ocupam 31% da seção.	Mônica simples e por vezes complexa.	Não identificado.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e nódulos
		<b>AS2 – 10-15 cm</b>			
Microestrutura cavitária. Poros compostos por cavidades, vesículas e poros planares. Poros ocupam 10% da seção.	Fragmentos de rocha: andesito hidrotermalizado, pirita silexito hidrotermal. Alto grau de intemperismo químico e presença de fraturas e fissuras de intemperismo físico. Ocupam 33% da seção.	Cor amarelo-avermelhado, salpicada e pontilhada, fábrica indiferenciada. Ocupam 57% da seção.	Porfírica	Não identificado.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e nódulos
		<b>AS3 – 10-15 cm</b>			
Quitônica básica . Poros de empilhamento simples e cavidades. Poros ocupam 13% da seção.	Fragmentos de rocha: andesito hidrotermalizado, pirita silexito hidrotermal. Alto grau de intemperismo químico e presença de fraturas e fissuras de intemperismo	Cor vermelho-amarelado, salpicada e pontilhada, fábrica indiferenciada e granoestriada. Ocupam 23% da seção.	Quitônica e por vezes quitogefúrica	Não identificado.	Capeamento ao redor dos fragmentos líticos e nódulos

	físico. Ocupam 64% da seção				
		<b>AS4 – 10-15 cm</b>			
Mônica básica. Poros de empilhamento simples, cavidades e poros planares. Poros ocupam 24% da seção.	Fragmentos de rocha: andesito hidrotermalizado, pirita silixito hidrotermal. Alto grau de intemperismo químico e presença de fraturas e fissuras de intemperismo físico. Ocupam 60% da seção	Cor vermelho-amarelado, composto por areia fina e silte, salpicada e pontilhada, fábrica indiferenciada. Ocupam 16% da seção.	Mônica simples	Não identificado.	Capreamento de silte e areia fina ao redor dos fragmentos líticos

---

Figura 3.14 – Fotomicrografias representativas dos solos e prancha com a extração dos poros e dos grãos para análises micromorfométricas.



Em 4, as setas amarelas destacam a trama birrefringente granoestriada e poroestriada. Em 4, 5 e 9, as setas alaranjadas destacam impregnações e materiais orgânicos. Em 10 e 14 as setas vermelhas destacam os *moldic voids*. Em 15 as setas lilás destacam hidróxidos de ferro não cristalino reativo. Em 19 as linhas tracejadas marcam a orientação preferencial dos grãos. Em 20 as setas azuis destacam o faturamento das rochas por *frost shattering*. cv: cavidade; gef: gefúrica; mv: moldic voids; Pi: pirita; por: porfírica, pp: poro planar; Qz: quartzo.



### 3.3.3 Análise microquímica das microestruturas de origem biológica

A **Figura 3.15** apresenta um conjunto de imagens de elétrons retroespalhados e respectivos mapas microquímicos da interação entre os materiais orgânicos e minerais na formação das crostas mistas (criptogâmica e gramíneas) e os tipos de microestruturas associadas. A composição química de alguns agregados, obtida pela média de um conjunto de análises pontuais por Microsonda, é apresentada na **Tabela 3.9**.

A sequência de 1 a 4 (**Figura 3.15**) mostra o crescimento progressivo da vegetação associado à evolução do intemperismo físico do substrato rochoso por crioclastica, com grande contribuição de musgos como *Sanionia uncinata* e *Polytrichum juniperinum*. A fragmentação das rochas coopera para a criação de uma porosidade secundária capaz de absorver a água do derretimento da neve e modificar o regime térmico dos solos. Essas condições e a estabilidade da cobertura, sem a atuação efetiva de processos como a criotubação e a solifluxão, criam um ambiente favorável ao estabelecimento da vegetação.

Inicialmente a interação da vegetação com o substrato ocorre condicionada pelas fraturas, tanto através do crescimento das espécies orientado por essas quando do aporte de material orgânico. O avanço da fragmentação, propagação das fraturas e rotação dos fragmentos amplia o espaço intergrãos e, conseqüentemente, o conteúdo de constituintes orgânicos, vivos, em fragmentos (como de talos de musgos) e/ou humificados. Feições de dissolução nas rochas (**Figura 3.15 - 1**) indicam possível alteração química de minerais menos resistentes, como carbonatos e plagioclásios, pela acidificação das soluções orgânicas.

O estabelecimento do controle da vegetação e formação da microestrutura *tangled spongy* é observado quando os grãos começam a ser aportados nas estruturas vegetais, bem como do crescimento dessas no espaço inter-grãos, formando um emaranhado entre constituintes orgânicos e minerais. Ocorre o aumento do grau de arredondamento dos fragmentos de rocha, possivelmente associado à maturidade pedogenética condicionada pelos ciclos de congelamento e descongelamento atuando ao longo do tempo e/ou movimentação desses na vertente e no solo prévia à estabilização da superfície.

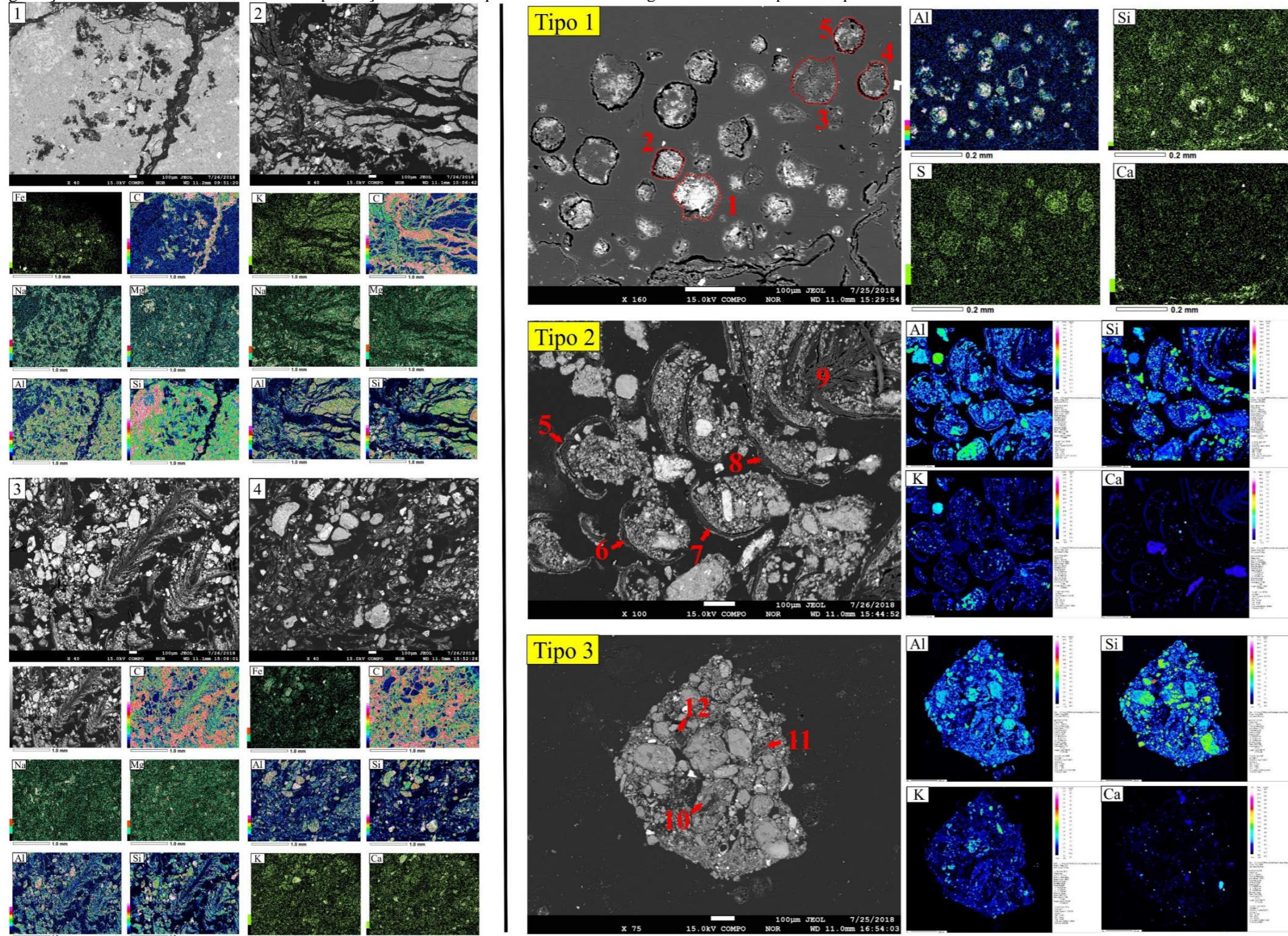
As imagens de elétrons retroespalhados confirmam as observações em microscópio petrográfico e permitem refinar as microestruturas observadas nas crostas mistas, sendo os grumos ou *crumbs* (STOOPS et al., 2018) o principal agregado. Três tipos de grumos

podem ser reconhecidos. Os primeiros são as pelotas fecais já apresentadas, provenientes da atividade de microorganismos (**Figura 3.15 Tipo 1**). Os mapas microquímicos e análises pontuais revelam a presença de Al, Si, Fe e S na sua composição. Ainda que o fechamento das análises seja muito baixo (**Tabela 3.9 Pontos 1 a 5**), justificado pela dificuldade do feixe em captar materiais amorfos, a presença desses elementos reitera uma relação entre a dieta dos microorganismos, a composição da matéria orgânica e a composição química das fases minerais a partir das quais os solos se desenvolvem.

Os dois outros tipos de grumos representam aglomerados de fragmentos minerais envolvidos por material vegetal fragmentado (**Figura 3.15 Tipo 2**) ou humificado (**Figura 3.15 Tipo 3**). O Tipo 2 é formado pela alocação de grãos nas estruturas biológicas dos musgos, ainda vivos ou pouco humificados. Um emaranhado de talos de musgos, como *Politrichales sp.*, envolve os grãos, sendo a produção de mucopolisacarídeos pelos musgos facilitadora da agregação desses grãos. A composição química dos talos de musgos mostra a presença dos elementos Si, Al, Mg, Ca, Fe e K (**Tabela 3.9 Pontos 6 a 9**), refletindo tanto a presença de partículas muito pequenas de minerais primários, quanto dos próprios talos, cujos mapas microquímicos (**Figura 3.15 Tipo 2 Ca**) revelaram o cálcio como predominante.

O Tipo 3 é semelhante ao segundo, mas com o material orgânico mais humificado. A matéria orgânica é reconhecidamente um agente agregante (BAVER, 1968; TISDALL & OADES, 1982; SILVA & MIELNICZUK, 1998), e isso ocorre na medida em que ela forma ligações argilo-metal-húmicas (EDWARDS & BREMNER, 1967) com a fase mineral sólida. Considerando os elementos (**Tabela 3.9 - Pontos 10 a 12**), a composição química da matéria orgânica humificada nestes agregados é semelhante àquela apresentada pelos talos e fibras. A única diferença é a presença de enxofre, tal como nas pelotas fecais. É provável que a decomposição da matéria orgânica nestas crostas, sob solos com fragmentos de rochas afetadas por sulfetos, envolva a participação de bactérias assimiladoras deste elemento, como aquelas do gênero *Thiobacillus* (LENS et al., 2000).

**Figura 3.15** – Imagens de elétrons retroespalhados e respectivos mapas microquímicos obtidos em Microscopia Eletrônica representativos do processo do crescimento da vegetação e aporte orgânico nas crostas mistas associado à expansão da rede de fraturas nos fragmentos líticos (1 a 4), e três tipos de grumos, sendo Tipo 1 = pelotas fecais, Tipo 2 = grumos com talos e fibras de musgos e Tipo 3 = grumos com matéria orgânica humificada. Nos mapas microquímicos, a graduação de cores indica a maior ou menor presença do elemento químico assinalado na legenda do canto superior esquerdo.



**Tabela 3.9** – Composição química média, obtida por análises pontuais em Microsonda Eletrônica, de pelotas fecais (1 a 5), talos de musgos (6 a 9) e matéria orgânica humificada (10 a 12) nos grumos presentes nas crostas mistas. As feições analisadas estão indicadas nas imagens de elétrons retroespalhados da **Figura 3.15**.

<b>Agregado</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>
<b>Pontos</b>	5	5	5	4	4	5	8	5	4	5	4	5
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,14	0,09	0,11	0,06	0,13	0,38	0,40	1,12	0,34	0,16	0,43	0,48
<b>F</b>	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,04	0,07	0,02	0,02	0,06	0,04
<b>SiO<sub>2</sub></b>	4,10	3,56	0,31	2,63	2,04	12,94	4,26	32,11	6,42	1,69	1,02	9,44
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,63	21,32	1,61	9,23	3,39	9,22	4,05	18,48	4,80	3,71	3,91	7,31
<b>MgO</b>	0,27	0,76	1,34	0,48	1,32	1,90	1,44	2,37	1,25	1,02	1,78	2,20
<b>CaO</b>	0,15	0,57	0,80	0,67	2,45	1,70	2,32	1,36	2,40	1,45	3,62	2,38
<b>FeO</b>	1,30	1,35	0,37	0,82	2,89	4,71	2,44	3,55	1,80	1,65	3,17	6,09
<b>Cl</b>	0,04	0,10	0,06	0,10	0,04	0,04	0,03	0,01	0,10	0,20	0,21	0,14
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,07	0,04	0,05	0,36	0,23	0,33	0,12	0,18	0,54	1,09	1,34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,12	0,02	0,01	0,02	0,06	0,20	0,10	0,25	0,08	0,11	0,26	0,93
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,18	0,64	0,08	0,06	0,33	1,37	0,34	1,27	0,36	0,15	0,52	0,71
<b>MnO</b>	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,02	0,05	0,10
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,25	4,49	6,14	2,67	0,29	0,31	1,57	0,38	0,83	1,33	1,62	1,26
<b>Total</b>	10,20	32,99	10,88	16,81	13,35	33,09	17,36	61,10	18,60	11,99	17,66	32,35

### 3.3.4 Contexto morfológico das vertentes, dinâmica dos fluxos superficiais e aspectos pedoclimáticos

A **Figura 3.16** contém o mapa de declividade da Península Keller e a **Figura 3.17** o mapa hipsométrico com as curvas de nível e análise de direção e comportamento preferencial dos fluxos superficiais.

A sudeste estão concentrados a maioria dos perfis analisados (**Figura 3.17 E**). À exceção de P17, que está em outro contexto geomorfodinâmico (a sudoeste), todos os demais perfis (**Figura 3.17**) possuem dinâmica de fluxos que se relacionam e estão diretamente ligados à área fonte de P13. Localizado no topo do Morro da Cruz, P13 possui declividade de 14,47%. A partir dele, as vertentes se tornam declivosas e geralmente retilíneas, conferindo velocidade ao escoamento preferencialmente planar. Os primeiros perfis a receber os fluxos são P5 e P14 (**Figura 3.17 D**), ambos localizados na média-alta vertente. P5, com 44,49% de declividade, está inserido em elemento convexo responsável pela distribuição do escoamento para as áreas adjacentes, sendo P3, P2 e P4 os primeiros a receber os fluxos de P5. P3, com 17,67% de declividade, está próximo a elemento côncavo com concentração dos fluxos provenientes de P13. P3, entretanto, recebe maior

Figura 3.16 – Mapa de declividade da Península Keller, Antártica Marítima.

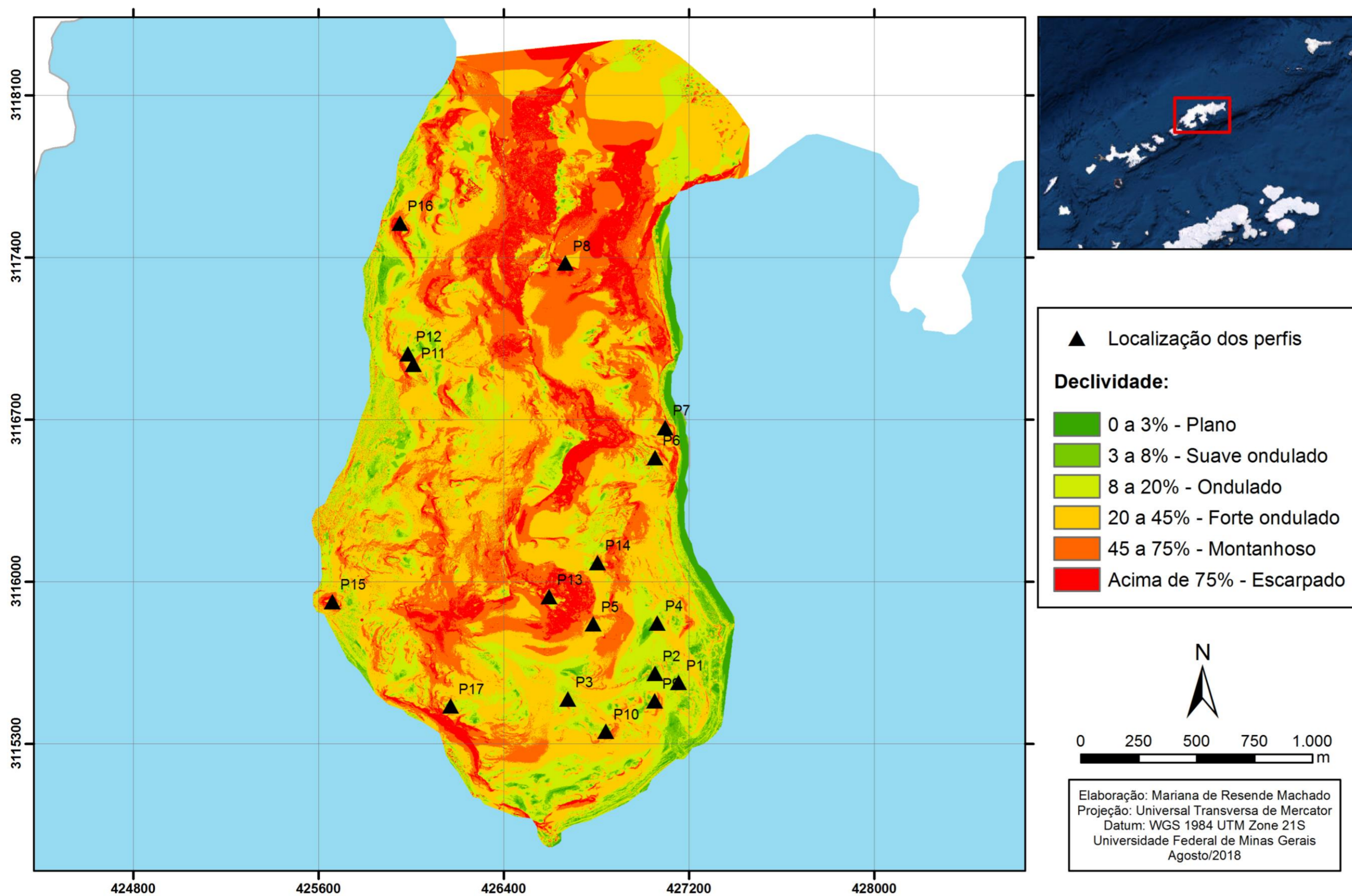
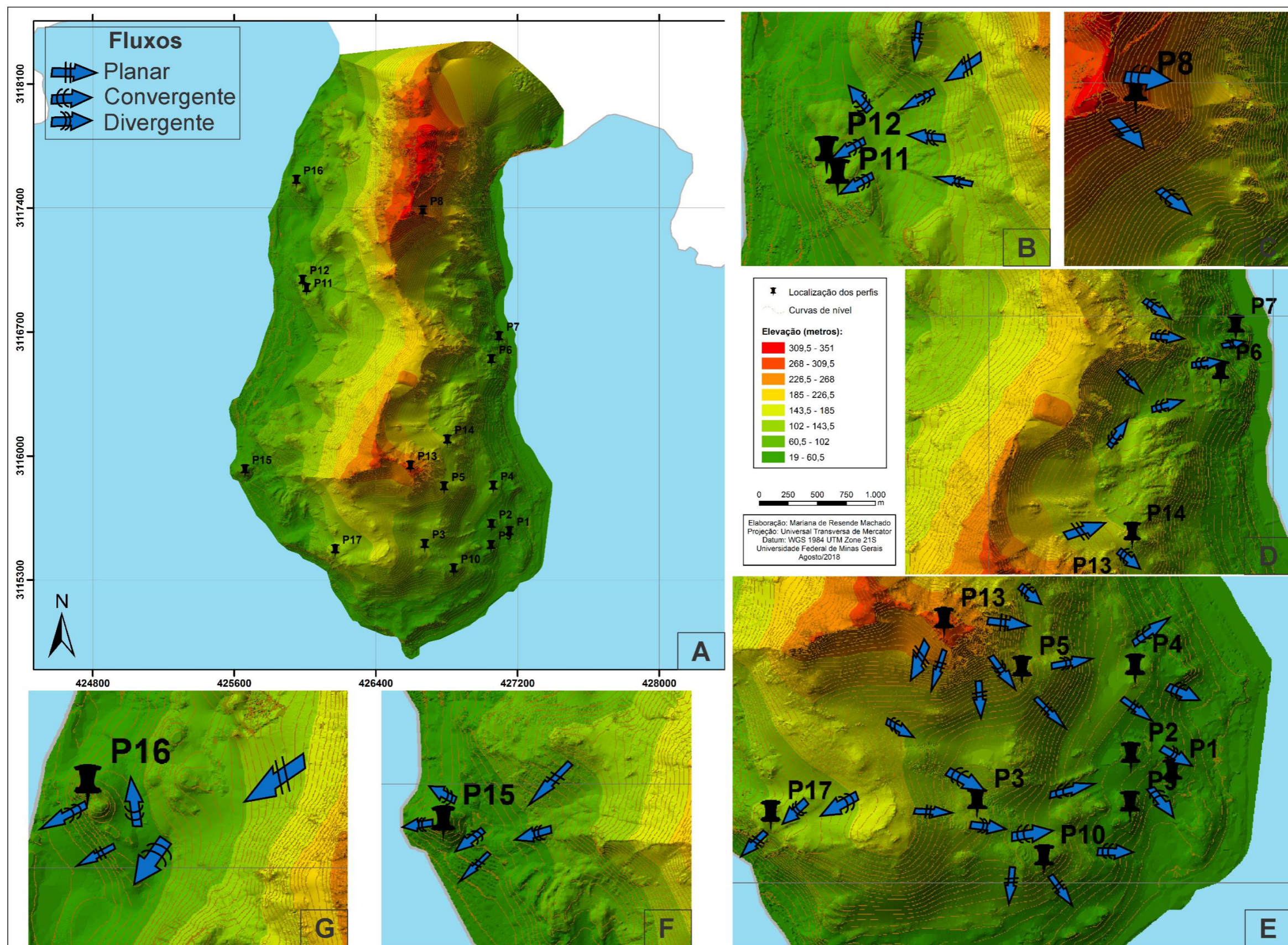


Figura 3.17 – Mapa hipsométrico com interpretação da direção e comportamento preferencial dos fluxos superficiais da Pensínsula Keller, Antártica Marítima.



influência de vertente a jusante com topo retilíneo, que gradualmente se transforma em elemento convexo com comportamento de dispersão de escoamento. P4 recebe o escoamento que anteriormente passou por P5 e P14, por estar a jusante de tais perfis. Com 7,15% de declividade, P4 está em área suave ondulada e se transforma em segmento retilíneo com declividade forte ondulada com arqueamento côncavo da vertente, concentrando o escoamento que se dirige ao lago a jusante (**Figura 3.17 E**) e ao nível de praia atual. P2, já em média baixa vertente, tem segmento retilíneo suavemente côncavo, possui 6,44 % de declividade e recebe os fluxos de P3 e P5. P10, em área plana com 2,80 % de declividade, recebe escoamento de P13 e os distribuí para a praia atual. P9, apesar de estar a jusante de P3, não é demasiado influenciado por esse, por estar abaixo de uma saliência convexa. Com 29,11% de declividade, o escoamento de P9 se dirige com velocidade até o nível de praia atual. Por fim, P1, com 19,74% de declividade, está a jusante de P2 em vertente convexa dispersora de fluxos que se dirige ao nível atual das praias.

Ainda na **Figura 3.17 E**, o contexto geomorfodinâmico de P17 não se relaciona aos demais devido ao interflúvio que intercepta e separa os fluxos para sudeste e sudoeste. Com declividade de 15,55%, P17 recebe o escoamento concentrado de vertente côncava e o distribuí em fluxo planar em vertente retilínea-côncava levemente arqueada.

Os perfis P6 e P7 foram coletados na face leste da Península, com declividade de 16,77% e 11,72% respectivamente. P7 está localizado à jusante de extenso circo glacial, estando susceptível a receber sedimentos e fluxos liberados pela retração do glacial (**Figura 3.17 D**). O perfil pertence a uma vertente com parte superior de seguimento retilíneo que gradualmente se torna convexa, assim com fluxos não concentrados à montante tornando-se dispersos com a mudança de curvatura na média vertente. P6 também tem à jusante um anfiteatro criado por ação glacial mas atualmente exposto às condições superficiais. À jusante a vertente possui segmento retilíneo com alta declividade e na média vertente elemento côncavo suavizado em declives ondulados. Dessa forma os fluxos se comportam em um primeiro momento de forma planar no segmento e com alta energia de transporte. À medida que os declives se tornam mais atenuados e a vertente ganha curvas côncava, os fluxos se tornam concentrados e dessa mesma forma alcançam P6. Ainda na **Figura 3.17 D** está P14 cuja dinâmica geomorfológica se conecta à de P13 na

**Figura 3.17 E.** P14 está em declividade de 7,85% em área plana restrita cercada à montante e jusante por declives acentuados. Recebe fluxo e material, cuja fonte é o ambiente de P13, de segmento retilíneo com escoamento planar, passando a redistribuí-los de forma ligeiramente concentrada, já que à jusante o segmento retilíneo torna-se levemente arqueado de forma côncava.

P8, coletado também na face leste da Península, está em área próxima ao circo glacial ativo. Sob declividade de 66,47% o perfil coletado na alta vertente, tem à montante segmento retilíneo que gradualmente se torna ligeiramente côncavo à jusante (**Figura 3.17 C**). Os fluxos escoam com altas velocidades e são distribuídos de forma mais uniforme na superfície.

P11 e P12 foram coletados na face oeste, em primeiro nível acima dos terraços marinhos, com declividade de 14,39% e 7,53%, respectivamente. Ambos estão localizados em elementos côncavos das vertentes, responsáveis pelo escoamento preferencialmente convergente e dessa forma com comportamento de recebimento dos fluxos superficiais (**Figura 3.17 B**). Ao avaliar o contexto em que se inserem, o posicionamento à jusante de segmentos retilíneos declivosos, faz com que a área receba e posteriormente distribua os sedimentos retirados preferencialmente por escoamento pluvial não concentrado e por movimentos de transferência gravitacionais de massa.

P15 está inserido em forma muito próxima às de P11 e P12, e contexto geomorfodinâmico semelhante ao encontrado em P16. Possui declividade de 12,43% e se localiza no patamar plano de morrote acima dos níveis de terraço marinho. A jusante a vertente é de elemento divergente, sendo, portanto, distribuidora de material proveniente de P15 (**Figura 3.17 F**). A montante, extensas vertentes retilíneas de alta declividade conferem velocidade aos fluxos que se distribuem de forma não concentrada. Atualmente tais fluxos não alcançam P15 pela falta de conectividade entre os ambientes, sendo o vento o agente responsável por transporte de material alóctone.

P16 encontra-se na face oeste da Península, sendo o perfil coletado mais próximo ao Glaciar Domeicko. Localizado em patamar relativamente plano, possui declividade de 11,26%. Por estar em morrote sem conectividade à montante (**Figura 3.17 G**), atualmente não recebe fluxos das áreas adjacentes, com *input* de material alóctone pela ação eólica.



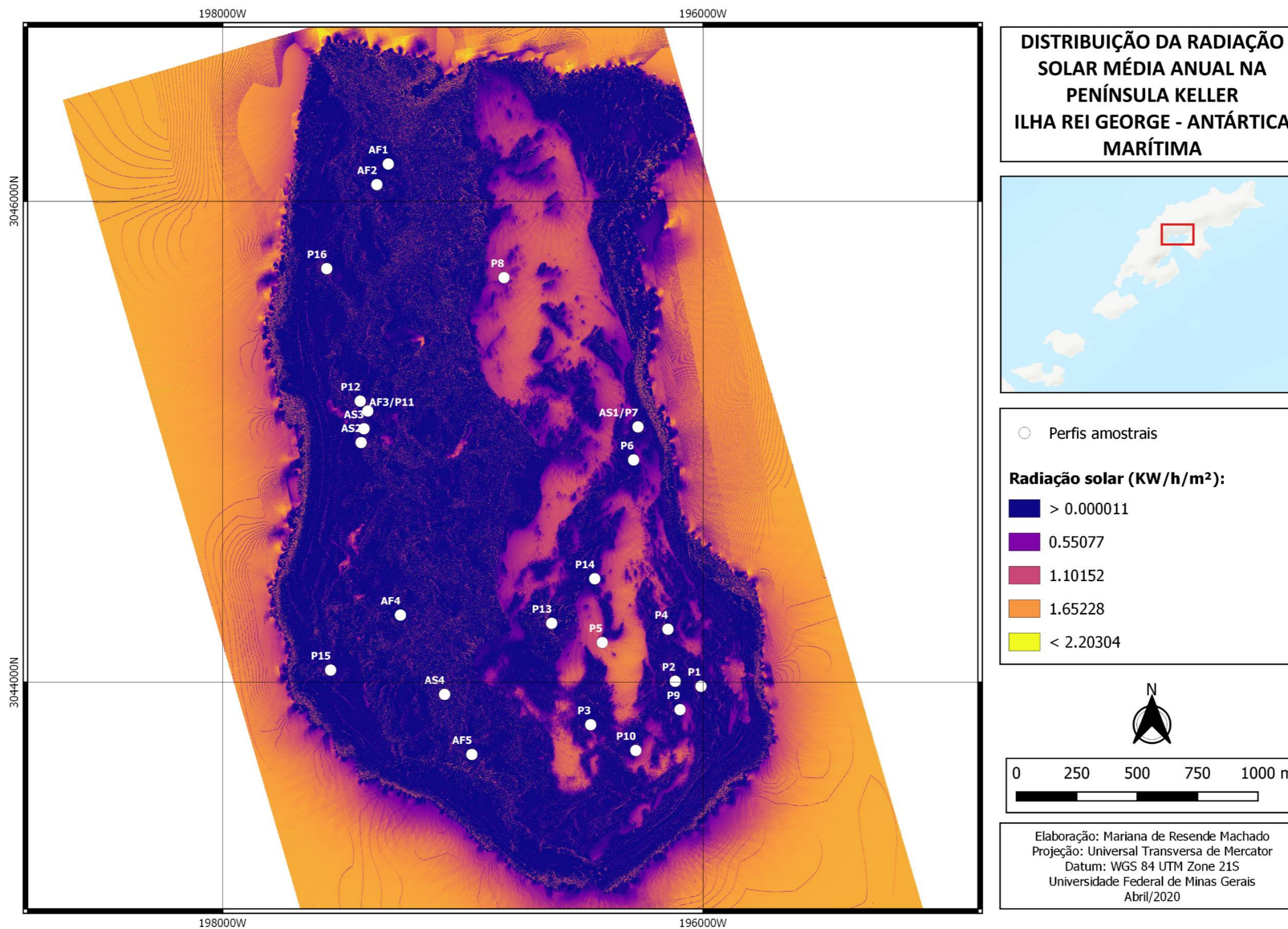
Em se tratando dos aspectos pedoclimáticos, a **Figura 3.18** e **Tabela 3.10** apresentam, respectivamente, a distribuição da radiação solar média e o comportamento dos dias de congelamento e descongelamento nos solos para alguns perfis e profundidades.

Os resultados mostram que a radiação solar incidente é diferente nas faces leste e oeste da Península Keller. À exceção de P15, todos os solos sob cobertura vegetal recebem média praticamente irrisória de radiação solar por ano. Uma das razões para a preferência de colonização em locais com baixa incidência solar, seria a maior persistência e acúmulo de neve nas proximidades, garantindo o suprimento regular de água.

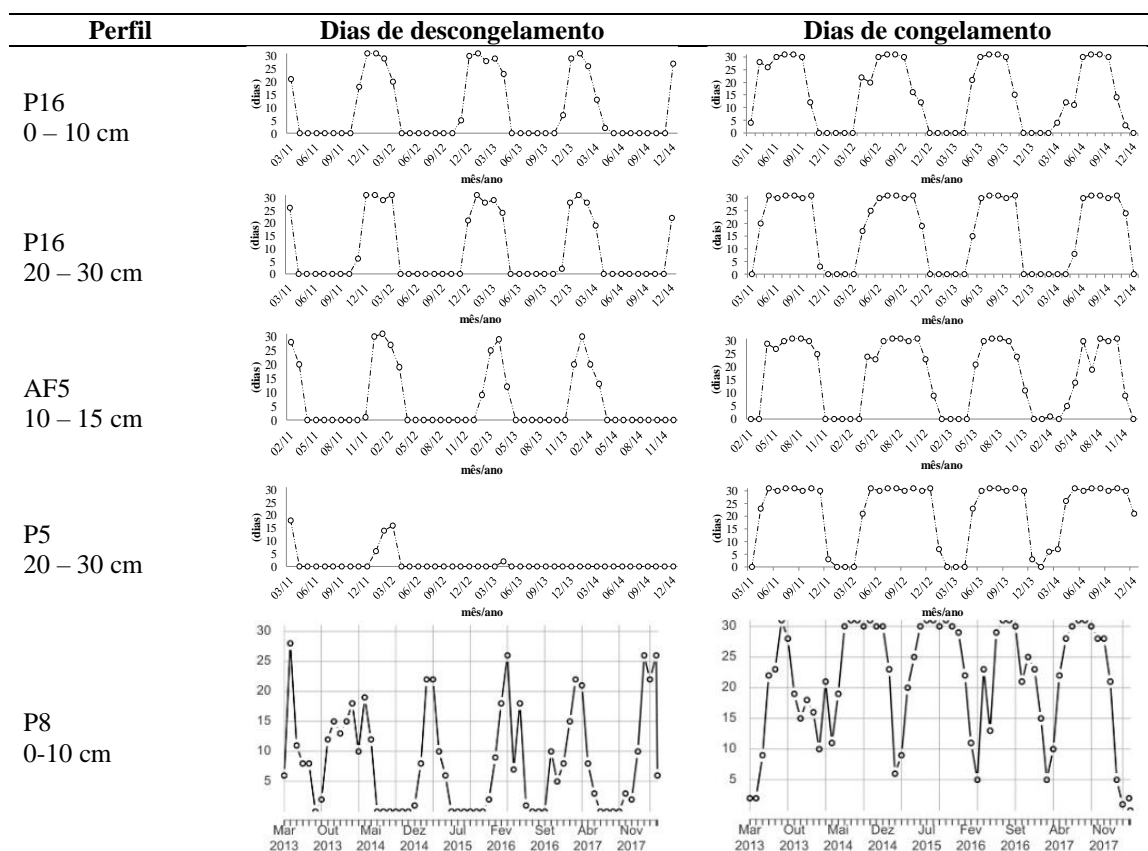
O comportamento térmico nos perfis com sensores disponíveis ou correlatos, mostra maior ocorrência de dias de descongelamento em P16 e na área de ocorrência do AF5. De acordo com Chaves (2016), ambos apresentam 31 dias de descongelamento em janeiro (2011 – 2014) em todas as profundidades. Seriam, por consequência, os solos com maior tempo sob regime de camada ativa. Esse fato pode ser explicado pela presença da vegetação, que conforme Francelino (2003) introduz carbono nos solos, amplificam a atividade biológica e mudam o albedo da superfície. Nos solos com este comportamento térmico, predominam as microestruturas grumos (P16 superfície e AF5), blocos (P16 profundidade) e lenticular/planar (AF5).

P8 também experimenta um regime com ciclos de congelamento e descongelamento, mas com menor tempo sob camada ativa. A microestrutura típica neste solo é do tipo quitônica a quito-gefúrica. De maneira contrária, P5 ocorre sob área com registro da influência de *permafrost*. A microestrutura principal é a vesicular, e o regime térmico mostra poucos dias de descongelamento, entre 11 e 18 dias nas diferentes profundidades, conforme Chaves (2016). Assim, o solo permanece congelado a maior parte do ano.

Figura 3.18 - Mapa de distribuição da radiação solar média por ano na Península Keller, Antártica Marítima.



**Tabela 3.10** – Dias de descongelamento e congelamento de alguns perfis e profundidades na Península de Keller, Antártica Marítima.



Fonte: adaptado de Chaves (2016)

### 3.4 Discussão

Ainda que diversos, os solos de Keller compartilham determinadas características micromorfológicas, como a presença de alguns tipos de poros, a organização dos materiais grossos, feições de capeamentos e graus variados de intemperismo físico. Essas feições podem ser interpretadas como associadas à influência dos processos de congelamento e descongelamento, generalizadas nos solos pelo estabelecimento de uma condição periglacial regionalmente conduzida pelo clima. A partir disso, fatores azonais, como as características específicas dos materiais de origem, a colonização biológica em sítios específicos e as dinâmicas de vertente sob a morfologia da superfície local conduzem a uma hierarquia dinâmica de processos que ao longo do tempo se sucedem e atuam de formas e intensidades diferentes, imprimindo arranjos microestruturais que distinguem uns solos dos outros. Nesse sentido, a micromorfologia reflete mais que a pedogênese, pois dialoga com a paisagem que conduz o percurso formativo dos solos, e por consequência, com a evolução das vertentes, da cobertura vegetal, das mudanças

climáticas, etc. Apresentamos uma discussão que destaca o significado genético das microestruturas observadas, e buscamos traçar as inter-relações entre cada conjunto de microestruturas em um modelo evolutivo não linear e não cronológico.

### **3.4.1 Microestruturas, ação do gelo e fatores azonais**

O sistema poroso dos solos analisados em Keller tem em comum a presença constante de vesículas (sejam deformadas ou mamiladas) e poros planares. Embora sejam formados por conjecturas diferentes, ambos se relacionam à ação do gelo, com gênese relativa à presença de materiais finos, que são mais susceptíveis ao crescimento e desenvolvimento da água em seu estado sólido (VAN VLIET-LANOË, 1985).

Poros planares são formados pelo crescimento de gelo (*segregated ice*) em forma de lentes (*ice lenses*). Quando bem desenvolvidos, ocorrem em séries que crescem paralelas ao gradiente térmico – no caso de solos sazonalmente congelados geralmente paralelas à superfície (VAN VLIET-LANOË, 1985). Williams & Wood (1982) advogam a nucleação das lentes em poros com tamanho em torno de 0,05 mm (50 µm) em temperaturas levemente abaixo de 0°. Como a água expande 9% do seu volume ao congelar (WORSLEY, 2004; FRENCH, 2007), a expansão no tamanho do poro tende a ser mantida após descongelamento. Durante o crescimento das lentes, a água retida nos poros é extraída por sucção induzida pela cristalização do gelo, formando também uma rede de poros de dessecação (VAN VLIET-LANOË, 1985). Quando o crescimento de gelo encontra condições favoráveis de alta disponibilidade de água, textura fina e ciclos constantes de congelamento e descongelamento (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004), as microestruturas lenticulares são formadas, caracterizando a fábrica bandada de Dumanski & Arnaud (1966). Essa microestrutura foi observada no P10, P15 e AF5.

A corriqueira presença de vesículas em solos periglaciais é explicada a partir de três hipóteses distintas. A primeira corresponde a proposta de FitzPatrick (1956) e adotada por autores como Chandler (1972) e Harris & Ellis (1980). Para eles, durante o congelamento, as vesículas se formam pela expulsão do ar presente na solução do solo. Nos solos investigados por Harris & Ellis (1980) as vesículas foram interpretadas como poros efêmeros formados anualmente durante o congelamento, sendo nas camadas superficiais destruídos por rastejamento e solifluxão e em profundidades superiores a 25

em colapsadas pela pressão. Brewer (1976) também defende a formação de vesículas como resultado do congelamento, mas o ar liberado está relacionado ao ar preso entre os cristais de gelo durante a formação das lentes. Van Vliet-Lanoë (1985) argumenta que a quantidade de ar preso entre os cristais é insuficiente para formar as vesículas em quantidade e nos tamanhos comumente observados. Em alguns dos solos de Keller, P1 e P5, por exemplo, as vesículas alcançam de entre 3-4 mm de comprimento.

A terceira e última hipótese é proposta por Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984), e segundo os autores as vesículas são formadas devido ao colapso das microestruturas durante o descongelamento e consequente expulsão do ar confinado nestas. Durante a cristalização do gelo os agregados são ressecados, e o ar é mantido entre as lentes de gelo e entre os cristais. Assim, ao iniciar o descongelamento o ar preso precisa ultrapassar a pressão hidrostática e a alta viscosidade da água de derretimento. A energia necessária para as bolhas alcançarem a superfície é muito destrutiva aos agregados (VAN VLIET-LANOË, 1985, BERTRAN & TEXIER, 1999, VAN VLIET-LANOË, 2010).

Os solos com microestrutura cavitária e vesicular – P1 e P5 – e algumas outras zonas de solos com microestrutura planar, em blocos e granular, parecem indicar o colapso das microestruturas devido tanto a alta saturação por água liberada em condição de rápido descongelamento das lentes de gelo quanto por movimentação dos materiais, principalmente nos horizontes superficiais. A combinação entre solifluxão, compactação, colapso das microestruturas e consolidação de condições de descongelamento resultam na destruição do sistema poroso e das estruturas do solo (HARRIS & ELLIS, 1980). Apesar de comuns nas camadas mais superficiais, em Keller as vesículas também são identificadas em maiores profundidades, cuja presença de muitos fragmentos líticos perturbam a condutividade térmica durante o descongelamento e favorecem a formação destes poros (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004; VAN VLIET-LANOË, 2010).

O colapso total ou parcial das microestruturas é um dos principais fomentadores da translocação de partículas, tanto em sentido vertical no perfil de solo quanto no sentido lateral do topo para a base da vertente. Autores como Fedoroff *et al.* (1981) alegam que a alta saturação de água durante o degelo e o derretimento das coberturas superficiais de neve levam a liquefação dos materiais e posterior migração dos constituintes finos, preenchimentos e capeamento dos fragmentos grossos. A água proveniente do degelo é mais viscosa e sua alta propriedade dielétrica permite a dispersão de partículas enquanto

percola, levando a desestabilização de agregados e a microerosão, tanto de silte e argila quanto de areia fina (VAN VLIET-LANOË, 1985). Em P2 (**Figura 3.6 B**) a microerosão e microinjeções de silte e argila preenchem uma matriz de fragmentos grossos, e com a movimentação das partículas o solo assume distintas susceptibilidades ao congelamento, retroalimentando processos de crioturbação por *frost heave* diferencial.

Os capeamentos foram continuamente reportados e estudados em diversos solos susceptíveis ao congelamento e descongelamento (FITZPATRICK, 1956; KUBIENA, 1970; FEDOROVA & YARILOVA, 1972; FEDOROFF *et al.*, 1981; MERMUT & ST. ARNAULD, 1981; VAN VLIET-LANOË, 1985; MELLOR, 1986; DASOG *et al.*, 1987; TODISCO & BHIRY, 2008; VAN VLIET-LANOË, 2010) e são as principais feições pedológicas identificadas nos solos de Keller. Foram reconhecidos capeamentos pouco espessos constituídos apenas por argila e silte ou capeamentos espessos com fragmentos líticos imersos em micromassa e capeamentos espessos estratificados por camadas com variadas granulometrias (como em P3 na **Figura 3.2 B e C**). São feições formadas em condições de ultradessecação, floculação e compactação mecânica (VAN VLIET-LANOË, 2010), características que permitem sua sobrevivência em condições de colapso das microestruturas, e como observado em várias seções delgadas, posterior incorporação na micromassa dos agregados. Crioturbação, microfissuras ou poros planares fragmentam os capeamentos e os tornam disponíveis à tal incorporação.

Processos de rotação dos grãos (*frost jacking*) competem com movimentos de transferência gravitacional de massa, em especial *frost-creep*, solifluxão e gelifluxão, ao determinar a orientação preferencial dos grãos. O *frost jacking* rotaciona os fragmentos grossos a partir da nucleação de gelo na sua base inferior, em um primeiro momento soerguendo e deslocando (*frost heave*) os fragmentos de sua posição original. O alinhamento vertical é resultado da tração exercida pelo crescimento das lentes (HARRIS & ELLIS, 1981; FOX & PROTZ, 1981). Solos como P1 (10-20 cm), P2 (20-30 cm), P6 (0-10 cm), P11 (0-10 cm), P16 (15-25 cm), AS1, AS4 (10-15 cm), tiveram mais de 30% dos grãos alinhados na vertical e capeamentos localizados na base inferior ou nas laterais dos fragmentos ocorrem em todos os solos de Keller (**Figura 3.2 A, C, D e H**). Tal posicionamento dos capeamentos, independente da orientação dos grãos, evidencia o processo contínuo de rotação (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004).

Processos de movimentação gravitacional de massa tendem a alinhar os fragmentos em direção geralmente paralela ao azimute da vertente (HARRIS & ELLIS, 1981), tendo orientação controlada pela direção dos fluxos, normalmente em ângulos oblíquos (VAN VLIET-LANOË, 2010). O relevo movimentado de Keller, com vertentes de declividades variadas e tendências a relevo forte ondulado a escarpado (**Figura 3.14**), é caracterizado por erosão e movimentos de massa ativos que retrabalham sedimentos glaciênicos (sob condições paraglaciais) em superfície descoberta (*scree slopes*) (FRANCELINO *et al.*, 2011). A movimentação intensa de material está impressa nas características tanto dos constituintes finos quanto dos grossos, e as evidências serão apresentadas a seguir.

A pouca variabilidade de cor da micromassa sugere a formação de uma matriz a partir da mesma origem composicional, com algumas exceções em que intrusões e mineralizações sulfetadas exercem maior influência e imprimem coloração vermelho-amarelada a amarelo-avermelhada aos constituintes finos, como em P7 e P6, e principalmente nas amostras AS. Tal matriz fina é originada tanto por processos de intemperismo mecânico e químico autóctones, quanto pela movimentação dos materiais. Solos como P13 e P8, por estarem à montante dos demais, funcionam como área fonte primária de material. Os grãos capeados de P13 revelam a translocação das partículas finas e associada às características morfológicas superficiais e sua geodinâmica de jusante, a depleção das partículas de P13 são posteriormente distribuídas principalmente para P1, P2, P3, P4, P5, P9, P10.

Os constituintes grossos de alguns perfis podem também ter origem alóctone. Grãos das mais variadas formas e tamanhos (vide *boxplot* de tamanho nas pranchas de micromorfometria) e variados graus de alteração coexistem em alguns perfis. Mesmo não ocorrendo orientação única preferencial, todos os solos apresentaram entre 40% e 60% dos grãos orientados em ângulos oblíquos. A não orientação em um sentido único sinaliza a forte criotubação posterior ou mesmo concomitante a movimentação lateral, com microerosão interna e reorientação dos grãos por rotação por *frost jacking* e *frost heave*. Os índices de arredondamento diversos dos perfis também evidenciam tanto movimentação dos grãos quanto posterior retrabalhamento por intemperismo mecânico (*frost shattering* – crioclastia e intemperismo térmico). Na escala do perfil, em profundidades distintas, são encontrados variados graus de arredondamento (P1, P2, P4, P6, P9, P15), assim como ao longo da cobertura lateral de solos. Áreas à jusante (P1, P2, P3, P4, P9, P10) possuem grãos menos angulosos que as áreas fontes (P5 e P13).

Fraturas, hierarquia de fissuras e constituintes líticos fragmentados são evidências da atuação de intemperismo mecânico na contínua quebra física dos grãos de rochas e minerais presentes nos solos de Keller. A retenção de umidade nas discontinuidades das rochas é posteriormente transformada em gelo, e a eficiência da crioclastia (*frost shattering*) depende da frequência dos ciclos de congelamento e descongelamento, ocorrendo principalmente durante os verões (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987). As condições propícias para a crioclastia na Ilha Rei George são de 3 a 4 meses no ano (BLUME *et al.*, 2004), sendo mais favoráveis nas camadas superficiais, ou em maiores profundidades em solos com granulometrias grossas e cascalhentas. Os resultados do monitoramento de dias de congelamento e descongelamento mostram que o comportamento dos ciclos durante o verão pode ser bastante diferente quando há ou não a presença de *permafrost* e sob influência da matéria orgânica e cobertura vegetal (**Tabela 3.10**). Além da crioclastia, a hierarquia de fissuras presente em alguns grãos sugere a atuação de intemperismo térmico (HALL, 1999).

Alteração intempérica por oxidação periférica e interna em padrões lineares de máficos, fragmentos com bordas dissolutivas e corroídas, *micritic voids* formados a partir da dissolução dos minerais, alteração de plagioclásios e piroxênios, são alguns dos indícios da atuação do intemperismo químico. Também o padrão *onion skin*, encontrado em alguns solos (P5, P9 e P11) são comuns de ocorrem em micromassa com esmectita na composição (FITZPATRICK, 1984; 1993), cuja formação provavelmente se deu por alteração dos máficos e cloritas pela percolação da solução de alteração do solo. Mesmo vistos como processos antagônicos, a constante quebra física das partículas permite o aumento da superfície específica, que por sua vez intensifica as reações químicas promovidas pela solução do solo. Com a água de degelo disponível durante os meses do verão, a crioclastia favorece o intemperismo químico, à despeito das baixas temperaturas (BLUME *et al.*, 2004).

A ocorrência de rochas sulfetadas em Keller cobre cerca de 19,6% da área total da Península (FRANCELINO *et al.*, 2011) e a oxidação e formação de fases não cristalinas (como a ferrihidrita) e cristalinas (jarosita) de óxidos sulfatados gera acidez capaz de cristalizar fases minerais muito reativas e intensificar as taxas de intemperismo químico (SIMAS *et al.*, 2006, SCHAEFER *et al.*, 2008; FRANCELINO *et al.*, 2011, SOUZA *et al.*, 2012). A movimentação intensa dos materiais e a ampla distribuição dessas rochas na área da Península amplia sua área de influência para além do local de afloramento.



À despeito do reconhecimento de intemperismo químico promovido pela colonização de líquens epilíticos (que colonizam a superfície das rochas) e endolíticos (que colonizam o interior das rochas por meio de descontinuidades) (GOLUBIC *et al.*, 1981), os organismos tem sido tradicionalmente interpretados como fatores que exercem pouca ou nenhuma influência na formação dos solos em áreas polares (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987). Confinados às crostas mistas, a colonização de nematodas, ácaros, colêmbolos (Collembolas), bactérias, protozoários e fungos já é conhecida dos pesquisadores (CAMPBELL & CLARIDGE, 1987; ROSA, 2019). No entanto, para tais autores as propriedades dos solos afetavam e selecionavam os microorganismos colonizadores sem haver contrapartida, não ocorrendo diferenças nas propriedades de solos com maior abundância de biomassa daqueles que praticamente não a possuem.

Na contramão dessa afirmação, as crostas mistas de Keller, que recobrem 3% da área total da Península (FRANCELINO *et al.*, 2011), evidenciam a contribuição da colonização biológica com processos de bioturbação, micro-sítios de alteração mineral e microestruturação dos constituintes pela mesofauna, representada por colêmbolos e ácaros. Um dos tipos de microestrutura grumosa foi encontrado em todas as lâminas das crostas biológicas estudadas e suas formas arredondadas, constituídas principalmente por material homogêneo e orgânico denso e não poroso, e distribuídos de forma concentrada nas camadas orgânicas são indicativos de serem formados por pelotas fecais, tanto de colêmbolos quanto de ácaros. As seções delgadas e as análises microquímicas mostraram uma composição majoritariamente orgânica, mas que interage com a mineralogia do solo. A presença de enxofre nessa composição é o principal aspecto que relaciona a química mineral, a decomposição da matéria orgânica, a alteração dos sulfetos, a dieta dos colêmbolos e ácaros e a construção das pelotas (RUSEK *et al.*, 1975; FITZPATRICK, 1984; RUSEK, 1998). Fragmentos vegetais com veias vasculares foram comumente identificadas próximas às pelotas e é uma característica alimentar de algumas espécies de colêmbolos, que esqueletizam o material orgânico (RUSEK, 1998; TODISCO & BHIRY, 2008) enquanto outras atuam na degradação de matéria orgânica ou de excrementos de outras espécies (RUSEK, 1998).

As pelotas possuem pouca variação de forma e tamanho, entre 0,14 mm e 0,03 mm, o que segundo Pawluk (1985) e Todisco & Bhiry (2008) revela limitada diversidade de espécies, e por se alimentarem de fungos, excrementos e fragmentos vegetais diversos, tal fauna geralmente se prolifera na fronteira entre a camada criptogâmica e o substrato

mineral, no domínio das microestruturas *tangled spongy*. Rusek (1998) defende o papel fundamental desempenhado por colêmbolos na microestruturação de solos pouco desenvolvidos em regiões árticas e alpinas. Da mesma forma e em conjunto com ácaros, a mesofauna em Keller parece participar não só da microestruturação, como também da decomposição de excrementos da própria mesofauna e da macrofauna, da deseintegração de fragmentos orgânicos e na formação de húmus.

Os resultados da análise das amostras AF revelam a influência conjunta da fosfatização e da colonização criptogâmica e de gramíneas no desenvolvimento do solo. Ainda que a fosfatização seja menos efetiva na Península Keller, se comparada a outras áreas da Antártica Marítima (UGOLINI, 1972; SPEIR & COWLING, 1984; TATUR, 1989; SCHAEFER *et al.*, 2004; SIMAS *et al.*, 2007; SIMAS *et al.*, 2008; TATUR, 2002; RODRIGUES *et al.*, 2019), a interação mutua entre cobertura vegetal e a nidificação de aves voadoras, como skuas, pode ser observada na face oeste da Península. A estabilidade da superfície, o crescimento da vegetação e a fosfatização acontecem em ordem difícil de ser precisada. Em algumas partes da Antártica, áreas fosfatizadas por pinguins impulsionaram a colonização da vegetação; em outras, contudo, foi a estabilização utilizada e promovida pela vegetação que criou as condições favoráveis para a nidificação. É provável que essas relações sejam definidas pelos hábitos das aves, o que demanda estudos específicos. Contudo, o que de fato importa, é que a matéria orgânica mutuamente inserida pelos dois processos foi capaz de promover a estabilização do perfil, mudanças no comportamento térmico do solo, e a formação de microestruturas mais desenvolvidas e diferentes daquelas associadas estritamente à ação do gelo.

Associando as microestruturas observadas com a forma das vertentes, sua orientação e declividade, o grau de cobertura da superfície pela vegetação e a radiação (**Tabela 3.11**), duas relações se destacam: i) declividades altas e solos apédicos com microestruturas definidas pela distribuição relativa do fundo matricial, sendo na maioria das vezes quitomônica e ii) a relação entre microestruturas mais desenvolvidas (blocos, granular, planar/lenticular) e uma colonização biológica, seja diretamente nos horizontes com a crosta mista e/ou fosfatização incipiente, ou em horizontes subsuperficiais, mas cujos perfis possuem as crostas na superfície.

**Tabela 3.11** – Tabela síntese de microestruturas e relação com outros fatores da paisagem do local de sua ocorrência.

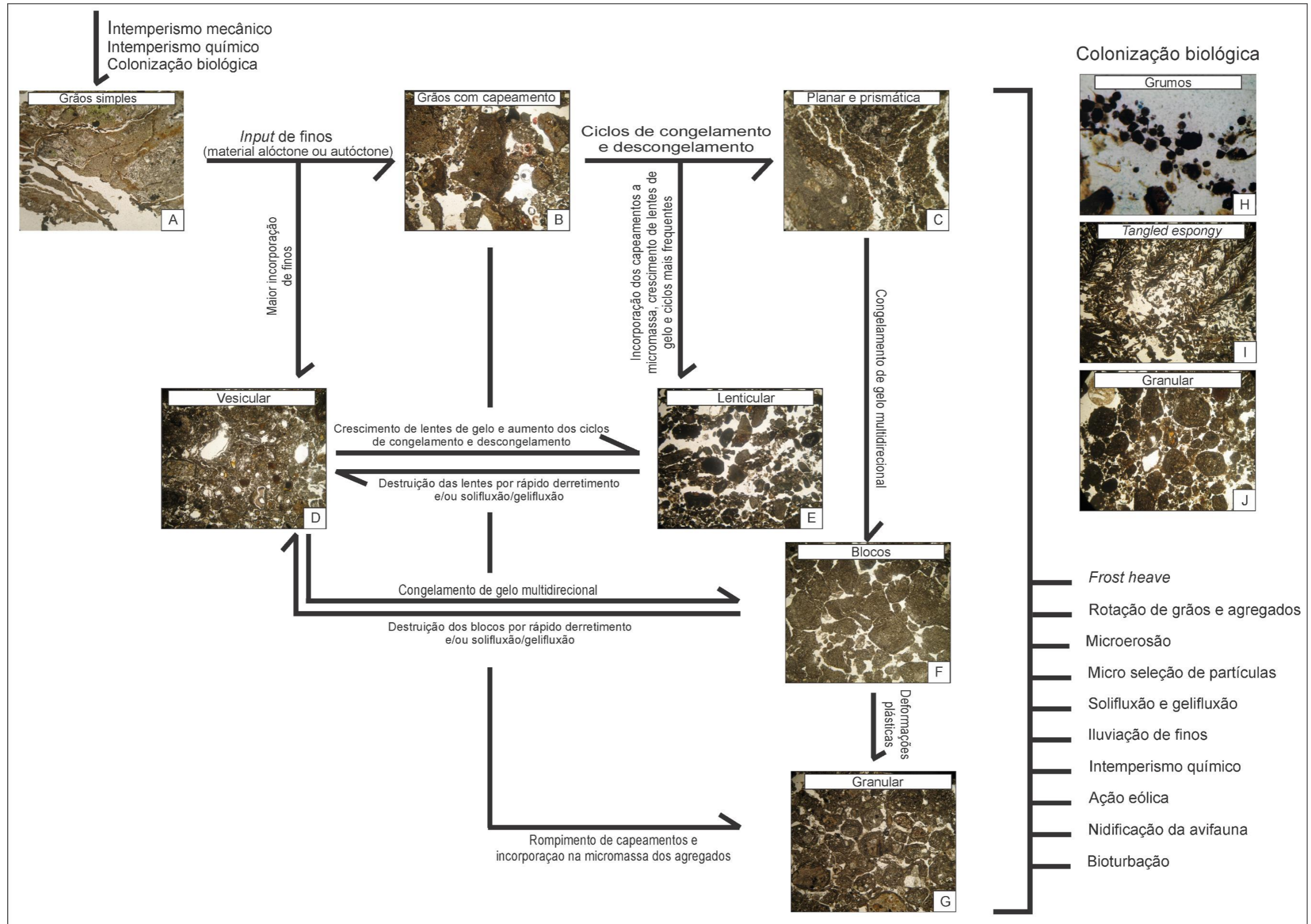
Perfil	Microestrutura	Dist. Gel. (m)	Alt. (m)	Dcl. (%)	Forma vertente	Orie. vert.	Cob. vegetal	Radi. KW h m <sup>2</sup>
P1	Cavitária	2440	42	12,8	Retilíneo-Convexo	Sudoeste	Parcial Esparsa	0,0019
P2	Planar	2390	55	9,1	Convexo	Sudeste	Parcial Esparsa	0,9685
P3	Grãos com Capeamento	2530	107	23,9	Retilíneo	Sudeste	Nula	0,5482
P4	Blocos	2180	66	13,9	Convexo	Nordeste	Total	0,0173
P5	Cavitária	2200	154	33,3	Retilíneo-Convexo	Sudeste	Nula	1,0360
P6	Granular	1466	64	17,6	Convexo	Sudeste	Quase Total	0,0017
AS1 e P7	Grãos com Capeamento	1335	36	20,2	Retilíneo-Convexo	Nordeste	Parcial Esparsa	0,0148
P8	Grãos Simples	867	304	39,1	Retilíneo	Sudeste	Nula	0,9686
P9	Blocos e Granular	2520	54	4,6	Convexo	Nordeste	Total	0,0678
P10	Planar e Lenticular	2650	91	1,3	Convexo	Sudeste	Parcial Esparsa	0,4959
AF3 e P11	Granular e Microbloco	1213	75	16,4	Retilíneo-Convexo	Noroeste	Total	0,0046
P12	Granular	1174	66	9,5	Convexo	Noroeste	Total	0,0289
P13	Grãos com Capeamento	2330	285	20,3	Retilíneo	Sudeste	Nula	0,0012
P14	Grumos	1951	147	7	Convexo	Noroeste	Total	0,2372
P15	Planar e Blocos	2300	61	8,9	Convexo	Noroeste	Total	1,0668
P16	Grumos	660	71	6,7	Convexo	Noroeste	Total	0,0098
AF1	Blocos	187	100	2,6	Plano	Noroeste	Quase Total	0,0002
AF2	Blocos	279	101	4,7	Plano	Norte	Quase Total	0,0015
AF4	Granular e Cavitária	2040	110	6,4	Plano-Côncavo	Noroeste	Total	0,0033
AF5	Lenticular	2150	113	3,3	Plano	Sul	Total	0,0008
AS2	Cavitária	1274	58	68,9	Retilíneo	Sudoeste	Nula	0,8045
AS3	Grãos com Capeamento	1321	46	37,7	Retilíneo	Noroeste	Nula	0,0025
AS4	Grãos Simples	2420	104	49,7	Côncavo	Noroeste	Nula	0,0066

Essa relação deve ser analisada com cautela, pois não tem como significado a existência de uma microestrutura associada a um processo ou condição ambiental única. A diversidade de arranjos presentes em um mesmo horizonte nos solos de Keller expressa um ambiente pedogemomorfológico em que os processos operam de forma dinâmica e intensa, promovendo ao mesmo tempo a formação e/ou a deformação das microestruturas. Por exemplo, processos relacionados à ação do gelo podem formar microestruturas como blocos e grânulos. No ambiente em que foram formadas, essas microestruturas podem ser fortalecidas ou deformadas. Uma ou outra situação depende da trajetória dos processos de congelamento e descongelamento (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004). Entretanto, o estabelecimento de um fator azonal, como a colonização biológica, pode interferir nestes ciclos, e conseqüentemente na evolução das microestruturas. Com as mudanças no albedo da superfície pelo estabelecimento das crostas, alterações no regime térmico dos solos pode levar a uma preservação das microestruturas formadas previamente, e a criação de novas, como os grumos, evitando a manifestação da síndrome destrutiva típica da ação do gelo.

### **3.4.2 Gênese das microestruturas em interação com o estabelecimento da paisagem periglacial**

Apresentamos um modelo de gênese das microestruturas (**Figura 3.19**) e discutimos sua relação com a evolução da paisagem periglacial, acreditando nas conexões estabelecidas entre elas e com a paisagem. Trata-se de um esforço interpretativo que segue uma seqüência de eventos não lineares e não cronológicos, e não pode ser interpretado de forma reducionista como uma lógica meramente de causa e efeito.

Figura 3.19 – Prancha síntese com modelo evolutivo das microestruturas da Península Keller – Antártica Marítima.



O recuo dos glaciares expõe materiais glaciogênicos instáveis e disponíveis às modificações por agentes subaéreos. Em essência, a Antártica Marítima responde a uma dinâmica paraglacial regional, em uma trajetória que busca se ajustar às novas condições vigentes. Desde a última glaciação, os 3 a 4 meses de verão com maior amplitude térmica e disponibilidade hídrica em estado líquido, propiciam o início dos processos periglaciais locais, com congelamento e descongelamento da superfície, quebra mecânica dos materiais por intemperismo térmico e crioclastia, intemperismo químico e estabelecimento de colonização biológica. Os grãos simples angulares a subangulares fraturados, que compõem a microestrutura Mônica da **Figura 3.19 A** representam essa primeira fase.

O derretimento do gelo e das camadas de neve durante o verão aumenta não só a umidade dos solos, como permite o escoamento da água em superfície (de forma concentrada ou não concentrada) e em subsuperfície. Tal escoamento em contato com superfície totalmente exposta, com cobertura criptogâmica restrita, promove de forma ativa o retrabalhamento geomorfológico dos materiais por meio de processos erosivos, processos de transferência gravitacional de massa e processos pedológicos de translocação das partículas verticalmente ao longo do perfil e horizontalmente ao longo da vertente, além de transporte eólico.

Tanto materiais autóctones quanto materiais alóctones participam no *input* de material fino que dá origem às microestruturas Quitônica ou Quito-mônica, os grãos com capeamento da **Figura 3.19 B**, e a microestrutura vesicular, fissural ou cavitária da **Figura 3.19 D**. As diversas camadas que formam os capeamentos representam diferentes ciclos de iluviação de materiais, e quando composto por espessas camadas de materiais mais grossos, também revelam processos de microerosão e micro seleção de partículas *in situ*. As microestruturas vesicular, fissural ou cavitária, por sua vez, são constituídas respectivamente pelos processos de formação de vesículas, pelas redes de dessecação e coalescências de vesículas e cavidades.

Com maior quantidade de umidade nos solos, texturas mais finas e ciclos de congelamento e descongelamento, a formação de gelo promove tanto o crescimento de lentes quanto de redes de dessecação. Tais redes são efetivas na formação das microestruturas prismáticas e planares da **Figura 3.19 C**, e na fragmentação dos capeamentos, separando-os dos grãos. As microestruturas formadas nessas condições são

facilmente destruídas durante as fases de descongelamento e transformadas nas microestruturas vesiculares ou cavitárias, já que a falta de compactação torna tais agregados instáveis com a extrema saturação de água provocadas pelo degelo (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004).

A longo prazo, os constantes ciclos de congelamento e descongelamento promovem o desenvolvimento da microestrutura lenticular da **Figura 3.19 E**, fábrica típica da ação do gelo, chamanda de bandada por Dumanski & Arnaud (1966) e *sorted platy structure* por Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984). A orientação horizontal de largos poros criados pelas lentes impacta a condutividade hidráulica dos perfis, e mesmo ocorrendo em declividades mais suaves (de 2° a 17°), experimentos laboratoriais concluíram que tais poros funcionam como planos de deslizamento que se deslocam cerca de 1 cm por ciclo (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1984). Ademais, em condições naturais, tais autores alegam a necessidade de 1000 ciclos para a formação perfeita e efetiva das estruturas. Em tantos ciclos, a constante compactação, o estresse mecânico e a ultradessecação provenientes do crescimento das lentes de gelo promovem as deformações plásticas supracitadas, tornando os agregados ligeiramente ondulados, com maior resistência a destruição mecânica.

As microestruturas em blocos e granulares possuem relações evolutivas semelhantes (**Figura 3.19 F e G**). Blocos angulares são formados por crescimento multidirecional de gelo e frequentes ciclos de congelamento e descongelamento. Quando ocorrem próximos a superfície, são agregados pouco estáveis e normalmente formados por congelamento abrupto, e em maiores profundidades são formados por condições de saturação de água em materiais mais argilosos (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2004). Submetidos a 100 ciclos de congelamento e descongelamento, Pawluk (1988) conseguiu formar em laboratório estruturas granulares a partir de till saturado acima de sua capacidade de campo. Estes agregados são formados a partir de deformações plásticas dos blocos produzidas pelo aumento dos ciclos e da circulação da água. A superfície lisa dos grânulos são indícios do constante arredondamento das unidades pela pressão e fluxo da água, ocasionando a rotação e a remoção de material (SMITH *et al.*, 1991).

As microestruturas em blocos e grânulos geralmente apresentam alinhamento de partículas de argila em tramas granoestriadas e poroestriadas causadas por dois fatores: pressão exercida durante o crescimento dos cristais de gelo e pela incorporação de feições

pedológicas, como capeamentos e revestimentos, no fundo matricial dos agregados (VAN VLIET-LANOË, 2010). Os grânulos ainda possuem finos capeamentos formados tanto por translocação de finos quanto pela incorporação de material ao longo da superfície devido aos processos rotacionais (HARRIS & ELLIS, 1980; FOX & PRTOZ, 1981). Todos esses aspectos em conjunto imprimem alta resistência as estruturas granulares, cuja sobrevivência a crioturbação, a movimentos de massa e colapso durante o descongelamento e inclusive ao tempo é amplamente constatada, sendo encontradas em paleossolos afetados por *permafrost* no passado (VAN VLIET-LANOË, 1985; SMITH et al., 1991; VAN VLIET-LANOË et al. 2004). Tais comportamentos não são observados para os blocos.

Além da origem associada aos ciclos de congelamento e descongelamento, agregados granulares podem ser formados em solos com intensa participação da atividade biológica. Rodrigues (2019), analisando microestruturas em solos fosfatizados por pinguins em Harmony Point, Ilha Nelson, também na Antártica Marítima, observou agregados granulares formados pela nucleação de uma micromassa fosfática que envolvia os grãos minerais numa distribuição porfírica. Da mesma maneira, Pereira *et al.* (2013) identificou em Hope Bay, na Península Antártica, deposições iluviais concêntricas de fosfato ao redor dos agregados que favoreciam seu arredondamento.

Embora a Península Keller não apresente áreas fosfatizadas por pinguins de grande proporção e intensidade, como, por exemplo, na sua vizinha Artowski, muitos dos perfis de solos que apresentaram microestruturas granulares contém teores de P > 200 mg Kg<sup>-1</sup>, como, por exemplo, P6 (277 mg Kg<sup>-1</sup>), P9 (250 mg Kg<sup>-1</sup>), P11 (540 mg Kg<sup>-1</sup>), P12 (332 mg Kg<sup>-1</sup>) (ALBUQUERQUE FILHO, 2005), e as amostras AF apresentaram valores > 100 mg Kg<sup>-1</sup>. Novos estudos, envolvendo a microquímica destes grânulos, podem clarificar o papel dos fosfatos na sua formação.

Ao longo do tempo as microestruturas em Keller são formadas e transformadas pelos processos acima descritos. Solifluxão e gelifluxão, crioclastia, crioturbação, translocação de finos, microerosão, rotação dos agregados e grãos, ação eólica, intemperismo químico e físico co-participam da paisagem periglacial e podem, por isso, influenciar na evolução das microestruturas. Ao persistirem condições mínimas de estabilidade superficial, a colonização das crostas mistas e atividade biológica associada passa a exercer um papel importante no contexto periglacial. Como propõem Collins *et al.* (1975), o



desenvolvimento de crosta é dependente, mas também a causa da estabilidade do substrato. Aqui entendemos como um componente que traz consigo mudanças tão significativas, que não pode ser interpretado como coadjuvante. Em verdade, o estabelecimento das condições periglaciais e o desenvolvimento das microestruturas relacionadas à ação do gelo pode tomar um novo caminho a partir das mudanças conduzidas pela atividade biológica, de maneira que a permanência do contexto periglacial possa ser questionada.

### **3.5 Considerações Finais**

Os resultados revelam diversidade de arranjos, feições e propriedades que transmitem a complexidade intrínseca a ambientes periglaciais. Tal complexidade é resultado de gênese e evolução dos materiais superficiais que se estabelece por meio da relação de influências mútuas entre processos e fatores azonais e processos derivados da ação do gelo.

Foram identificadas 6 conjuntos de microestruturas, quais sejam: grãos com capeamento, vesicular, planar/lenticular, em blocos, granular e grumos. Foi possível traçar uma relação evolutiva entre elas e o estabelecimento de processos periglaciais está expresso nas microestruturas cuja representatividade espacial abarca toda a Península.

Dentre as principais características dos solos, destaca-se a alta movimentação dos materiais por processos erosivos e movimentos de massa, revelada especialmente pelos constituintes grossos, e os variados graus de intemperismo químico muitas vezes sendo propagado pelo intemperismo mecânico. Associadas a contribuição alóctone, os constituintes são constantemente movimentados *in situ* por processos de crioturbação, como *frost jacking*, *frost heave*, microerosão e micro seleção de partículas. Ademais, a constante destruição das estruturas e o alto poder dispersor da água descongelada são responsáveis pela translocação de partículas finas no perfil e em subsuperfície ao longo da vertente.

Por fim, a colonização biológica desempenha papel importante tanto por meio da nidificação da avifauna, quanto pela colonização da mesofauna nas crostas criptogâmicas e de gramíneas, muitas vezes negligenciada pela literatura. Além de participar na

decomposição dos materiais orgânicos colêmbolos e ácaros auxiliam na microestruturação dos solos.

### 3.6 Referências Bibliográficas

AHRENS, R. J.; BOCKHEIM, J. G.; PING, C-L. The gelicol order in Soil Taxonomy. In: KIMBLE, J. M. (Ed.). Cryosols – permafrost affected soils. Springer, 2004, p. 627-636.

ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Geoquímica de solos da Península Keller, Ilha Rei George, Antártica, como subsídio ao monitoramento ambiental. Doutorado (tese do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, 2005, 129p.

ARASAN, S.; AKBULUT, S.; HASILOGLU, A. S. The relationship between the fractual dimension and shape properties of particles. KSCE Journal of Civil Engineering. vol. 15, n. 7, pp. 1219-1225, 2011.

BAVER, L.D. The effect of organic matter on soil structure. In: SEMAINE D'ETUDE SUR LE THEME MATIERE ORGANIQUE ET FERTILITE DU SOL., Amsterdam, 1968. Semaine... Vaticano, Pontificia Academia Scientiarum, 1968. p.383-404.

BERTRAN, P.; TEXIER, J. P. Facies and microfacies of slope deposits. Catena, v. 35, p. 99-121, 1999.

BIRKENMAJER, K. Mesozoic and Cenozoic Stratigraphic units in parts of the South Shetlands and northern Antarctica peninsula. Studia Geol. Pol. v. 118, p. 5-188, 2001.

BLUME, H. P.; CHEN, J.; KALK, E.; KUHN, D. Mineralogy and weathering of Antarctic cryosols. In: KIMBLE, J. M. (Ed.). Cryosols – permafrost affected soils. Springer, 2004, p. 427-445.

BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soils. Krieger, New York, 1976, 482p.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications. Wolverhampton, UK. 1985, 152p.

CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. Antarctica: soils, weathering processes and environment. Elsevier, Amsterdam, 1987, 368p.

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos – bases para descrição de lâminas delgadas. UNICAMP-IG-DEGEO e UFG-IESA, Campinas – SP e Goiânia - GO. 2008, 133p.

CHANDLER, R. J. Periglacial mudslides in Vestspitsbergen and their bearing on the origin of fóssil solifluction shears in low angled clay slopes. Quaterly Journal of Engineering Geology, v. 5, p. 223-241, 1972.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentar carbonates. American Association of Petroleum Geologists. v. 54, p. 207-250, 1970.

COLLINS, N. J.; BAKER, J. H.; TILLBROOK, P. J. Signy Island, Antarctica. In: ROSSWALL, T.; HEAL, O. W. Structure and function of Tundra ecosystems. Ecological Bulletin. Swedish Science Research Council Stockholm, v. 20, p. 345-374, 1975.

COX, E. A. A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. Journal of Paleontology, v. 1, n. 3, p. 179–183, 1927.

DASONG, G. S.; MERMUT, A. R.; ACTON, D. F. Micromorphology and submicroscopy of illuviated mineral particles in boreal clay soils of Saskatchewan, Canada. Geoderma, v. 40, p.193-208, 1987.

DUMANSKI, J.; ARNAUD, R. J. A micropedological study of elucial soil horizons. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 46, p. 287-292, 1966.

EDWARDS, A.P. & BREMNER, J.M. Microaggregates in soils. J. Soil Sci., 18:64-73, 1967.

FEDOROFF, N.; KIMPE, C. R.; PAGE, F.; BOURBEAU, G. Essai d'interpretation des transferts sous forme figuree dans les podzols du Quebec Meridional a partir de l'etude micromorphologique des profils. Geoderma, v. 26, p. 25-45, 1981.

FEDOROVA, N. N.; YARILOVA, E. A. Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils of western Siberia. Geoderma, v. 7, p. 1-13, 1972.

FITZPATRICK, E. A Soil microscopy and micromorphology. John Wiley & Sons, West Sussex, England. 1993, 304p.

FITZPATRICK, E. A. Micromorphology of soils. Chapman and Hall, London, UK. 1984, 433p.

FOX, C. A.; PROTZ, R. Definition of fabric distributions to characterize the rearrangement of soil particles in the turbid cryosols. Canadian Journal of Soil Science, v. 61, p. 29-34, 1981.

FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E.; SIMAS, F. N. B.; FERNANDES FILHO, E. I.; SOUZA, J. J. L. L.; COSTA, L. M. Geomorphology and soils distribution under paraglacial conditions in an ice-free area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. Catena, v. 85, p. 194-204., 2011.

FRENCH, H. M. The periglacial environment. John Wiley & Sons, 3 ed., 2007, 458 p.

HALL, K. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. Geomorphology, v. 31, p. 47-63, 1999.

HARRIS, C.; ELLIS, S. Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, Northern Norway. Geoderma, v. 23, p. 11-29, 1980.

HAYES, M. H. B.; MYLOTTE, R.; SWIFT, R. S. Humin: its composition and importance in soil organic matter. In: SPARK, D. L. (Ed.) Advances in agronomy. Burlington: Academic Press, v. 143, 2017, p. 47-138.

INPE/CPTEC, <http://antartica.cptec.inpe.br/~antar/weatherdata.shtml>2009. 2009

JEONG, G. Y.; YOON, H. I. The origin of clay minerals in soils of King George Island, South Shetlands Islands, West Antarctica, and its implications for the clay-mineral composition of marine sediments. Journal of Sedimentary Research, v. 71, p. 833-842, 2001.

KUBIËNA, W. Micromorphological features of soil geography. Rutgers University Press, New Brunswick, NJ, 1970, 256p.

KUBIËNA, W. Micromorphology of polygenetic soils and paleosoils in Polar regions. Anales de Edafología y Agrobiología, v. 30, p. 845-856, 1971.

- LENS, P.; TICHY, R.; POL, L. H. Sulfur cycle. In: LEDERBERG, J. (Ed.). Encyclopedia of microbiology. 2. ed. San Diego: Academic, 2000. v. 4, p. 495-505.
- MELLOR, A. A micromorphological examination of two alpine soil chronosequences, Southern Norway. *Geoderma*, v. 39, p. 41-57, 1986.
- MERMUT, A. R.; ST. ARNAUD, R. J. Microband fabric in seasonally frozen soils. *Soil Science Society of America Journal.*, v. 45, p. 578-586, 1981.
- PAWLUK, S. Freeze-thaw effects on granular structure reorganization for soil materials of varying texture and moisture content. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 68, p. 485-494, 1988.
- PAWLUK, S. Soil micromorphology and soil fauna: problems and importance. *Questiones Entomologicae*, v. 21, p. 473-496, 1985.
- PEREIRA, T. T. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; ALMEIDA, C. C.; ALMEIDA, I. C. C. Micromorphological and microchemical indicators of pedogenesis in ornithogenic cryosols (gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Geoderma*, 193-194, 311-322, 2013.
- RODRIGUES, W. F. Solos e geomorfologia de Harmony Point, Ilha Nelson, Antártica Marítima. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG. 235 p. 2019.
- RUSEK, J. Biodiversity of Collembola and their functional role in the ecosystem. *Biodiversity and Conservation*, v. 7, p. 1207-1219. 1998.
- RUSEK, J.; ÚLEHLOVÁ, B.; UNAR, J. Soil biological features of some alpine grasslands in Czechoslovakia. In: VANECK, J (Ed.). *Progress in soil zoology*. Praha: Academia. 1975, p. 199-215.
- SCHAEFER, C. E. G. R., SIMAS, F. N. B., ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Fosfatização: Processo de formação de solos na Baía do Almirantado e implicações ambientais. In: SCHAEFER, C. E. G. R., FRANCELINO, M. R., SIMAS, F. N.B. ed. *Ecosistemas Costeiros e Monitoramento Ambiental da Antártica Marítima*. 2. ed. Viçosa: Neput – Departamento de Solos, 2004, p. 47-59.

SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; GILKES, R. J.; MATHISON, C.; COSTA, L. M.; ALBUQUERQUER, M. A. Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica. *Geoderma*, v. 144, p. 104-115, 2008.

SILVA, I.F. & MIELNICZUK, J. Ação do sistema radicular de plantas na formação e estabilização de agregados do solo. *R. Bras. Ci. Solo*, 22:113-117, 1998.

SIMAS, F. N. B., SCHAEFER, C. E. G. R., MELO, V. F. Genesis, properties and classification of Cryosols from Admiralty Bay, maritime Antarctica. *Geoderma*, 2008, v. 144, p. 116-122.

SIMAS, F. N., SCHAEFER, C. E. G. R.; MELO, V. F.; GUERRA, M. B. B.; SAUNDER, M.; GILKES, R. J. Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (cryosols) from King George Island, Antarctica. *Clays Clay Mineralogy*, v. 54, p. 723-738, 2006.

SIMAS, F., SCHAEFER, C. E. G. R., MELO, V. F., ALBUQUERQUE-FILHO, M. R., MICHEL, R. F., PEREIRA, V. V. Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma*, 2007, v. 138, p. 191-203.

SLAYMAKER, O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones geographicae*, v. 30, n. 1, p. 85-94, 2011.

SMITH, C. A. S.; FOX, C. A.; HARGRAVE, A. E. Development of soil structure in some turbic cryosols in the Canadian low Arctic. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 71, p. 11-29, 1991.

SOUZA, J. J. L. L.; SCHAEFER, C. E. G. R.; ABRAHÃO, W. A. P.; MELLO, J. W. V.; SIMA, F. N. B.; SULVA, J.; FRANCELINO, M. R. Hydrogeochemistry of sulfate-affected landscapes in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. *Geomorphology*, v. 155-156, p. 55-61, 2012.

SPEIR, T. W., COWLING, J. C. Ornithogenic soils of the cape bird adelic penguin rookeries, Antarctica. 1. Chemical properties. *Polar Biol.*, 1984, v. 2, p. 199-205.

STOOPS, G. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. SSSA. Madison, WI. 2003, 181p.

TARNOCAI, C.; BOCKHEIM, J. G. Cryosolic soils of Canada: Genesis, distribution and classification. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 91, p. 749-762, 2011.

TATUR, A. Ornithogenic Ecosystems in the Maritime Antarctic- Formation, Development and Disintegration. In: BÖLTER, M., BEYER, L., STONEHOUSE, B.

(Ed.), *Ecological Studies: Geocology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes*. Springer-Verlag, Berlin, 2002, p. 161-184.

TISDALL, J.M. & OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soil. *J. Soil Sci.*, 33:141-163, 1982.

TODISCO, D.; BHIRY, N. Micromorphology of periglacial sediments from the Tayara site, Qirkirtaq Island, Nunavik (Canada). *Catena*, v. 76, p. 1-21, 2008.

TROEH, F. R. Landform parameters correlated to soil drainage. *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 28, p. 808-812, 1964.

UGOLINI, F. C.. Ornithogenic soils of Antarctica. In: Llano, G.A. (Ed.). *Antarctic Terrestrial Biology*. Am. Geophys. Union Antarct. Res., 1972, v. 20, p. 181-193.

VAN VLIET-LANOË, B. FOX, C. A.; GUBIN, S. V. Micromorphology of cryosols. In: KIMBLE, J. M. (Ed.). *Cryosols – permafrost affected soils*. Springer, 2004, p. 365-390.

VAN VLIET-LANOË, B. Frost action. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 2010, p. 81-108.

VAN VLIET-LANOË, B. Frost effects in soils. In: BOARDMAN, J. (ed.) *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. Wiley Publishers, London, 1985, p. 117–158.

VAN VLIET-LANOË, B.; COUTARD, J. P.; PISSART, A. Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments. A comparison of active, fossil and experimental data. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 9, p. 553-565, 1984.

WILKINSON, A.; BUNTING, B. T. Overland transport by rill water in a periglacial environment. *Geografiska Annaler*, v. 57A, p. 105-116, 1975.

WILLIAMS, P. J.; WOOD, J. A. Investigations of moisture movements and stresses in frozen soils. Final Report of the Geotechnical Sciences Laboratories, Carleton University, Ottawa, 1982.

WORSLEY, P. Periglacial geomorphology. In: GOUDIE, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of geomorphology*. London: Routledge, v. 2, 2004, p. 772-776.

YOON, H.I.; PARK, B.K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands,

Antarctica, during the last 6000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 157, 189–211. 2000.



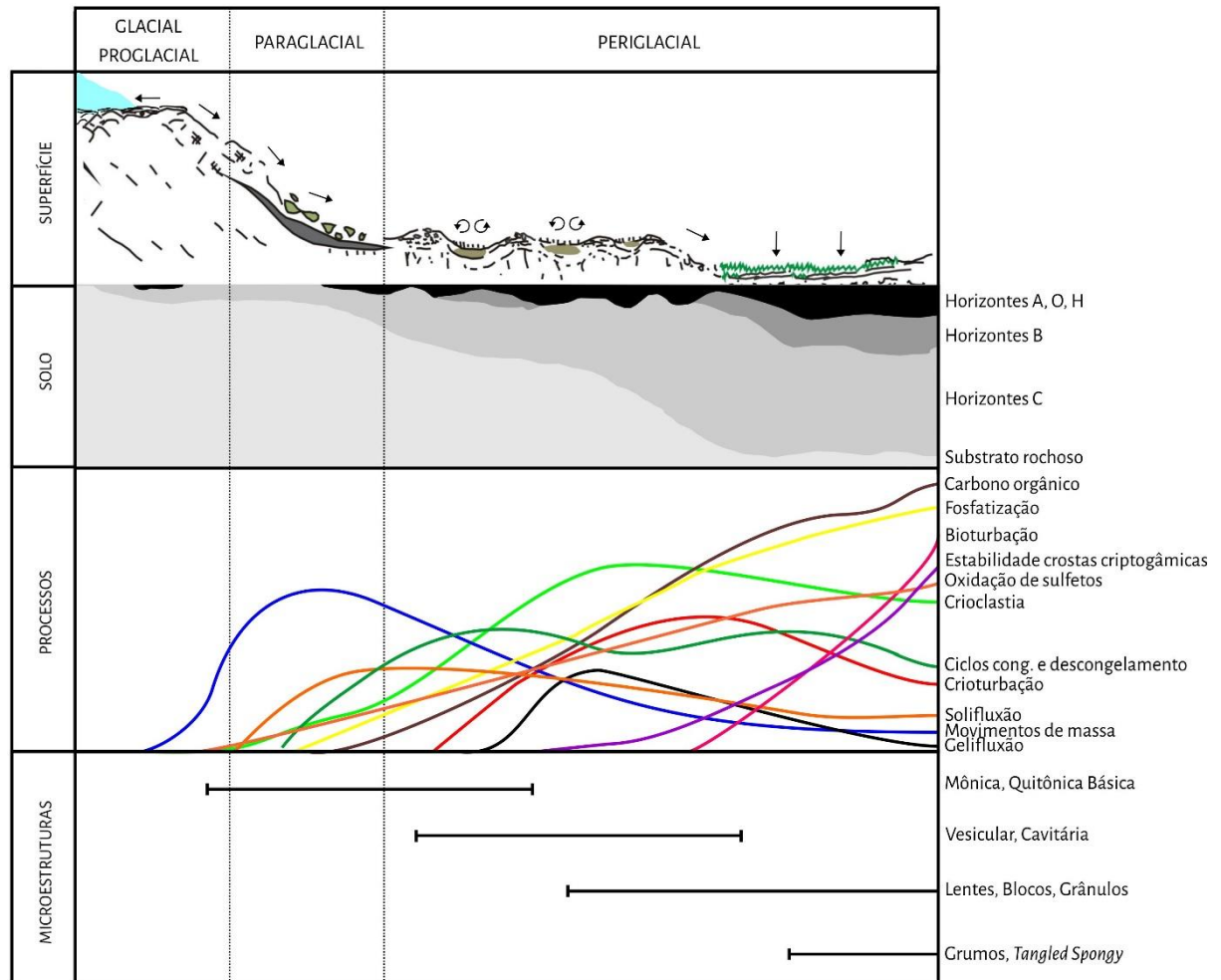
## CONSIDERAÇÕES FINAIS

As considerações finais deste estudo não poderiam ter outro interesse senão a tentativa por responder sua questão norteadora: é possível reconhecer na paisagem da Antártica Marítima, a partir de indicadores multiescalares, o estabelecimento de uma condição periglacial que reflita não só os efeitos da ação do gelo, mas também dos fatores e processos azonais? Os resultados obtidos nos levam a responder que sim, e nos cabe aqui sistematizar tais indicadores, que são pedogeomorfológicos pela natureza do estudo empreendido. Antes, porém, é preciso ressaltar que mais que um investimento pessoal, este trabalho enfrentou o desafio de continuar uma trajetória de investigações científicas naquela que, sem nenhuma dúvida, é a área mais pesquisada pela Pedologia brasileira na Antártica, a Península Keller, o quintal do Brasil no continente gelado. Inspirados pelo estado da arte dos conhecimentos já produzidos na área, trilhamos por caminhos metodológicos que nos levaram para o uso da Micromorfologia como uma técnica centralizadora. De certo, fomos movidos pelo encantamento que tais ferramentas proporcionam, mas em nenhum momento esquecemos da importância que é relacionar um universo tão detalhista, pautado por processos que operam e constroem as organizações microestruturais, com unidades de relevo na escala local e processos e fatores de ordem regional.

Iniciamos a tese em busca de esclarecimentos conceituais, com o interesse de consolidar nosso posicionamento teórico-conceitual acerca dos conceitos que tipificam as paisagens polares não glaciais (pro, para e perglaciais). Fizemos isso através de uma mistura entre os conhecimentos divulgados pela literatura internacional e aqueles produzidos pela pesquisa brasileira. Chegamos à conclusão da necessidade de advogar a participação cada vez mais ativa e influente de fatores azonais negligenciados no estabelecimento das condições periglaciais. Entre eles, destacam-se a atividade biológica, as especificidades da litologia, o intemperismo químico e o tempo. A partir de uma revisão crítica, julgamos que os clássicos modelos de transição entre tais paisagens não incorporam o papel desses fatores, e ensaiamos uma primeira e hipotética alteração do diagrama proposto Slaymaker em 2011. Nessa primeira aproximação, incluímos aos sistemas geomorfológicos e suas taxas de erosão, as taxas de pedogênese, incremento de carbono orgânico, emissões de CO<sub>2</sub> e colonização biológica (**Figura 2.6**). Após a obtenção dos resultados, que foram organizados em dois capítulos, compreendemos que esse modelo poderia ser repensado

(Figura 4.1). Os elementos considerados para essa ampliação partem exatamente dos indicadores pedogeomorfológicos, como demonstraremos a seguir.

**Figura 4.1** – Modelo síntese do estabelecimento de condição periglacial considerando as características da superfície, o desenvolvimento dos horizontes do solo, os processos e as microestruturas.



No capítulo 3 investigamos superfícies geomórficas de cimeira mais próximas e mais distantes da geleira, buscando avaliar uma evolução cronológica dos solos e relevos no sentido Norte-Sul, e a partir disso, a influência dos supracitados fatores e processos azonais e seu consórcio com a ação do gelo. O ineditismo dessa abordagem consistiu em interpretar o desenvolvimento da paisagem na Península Keller a partir do tempo de sua exposição. O tempo é uma variável passiva e qualquer transformação nas superfícies somente ocorre com a sua passagem.

Como resultado, as quatro superfícies investigadas mostraram relações cronológicas no seu percurso evolutivo. Sua forma, padrões de cobertura, solos e rochas sulfetadas associadas apresentam propriedades que sugerem maior grau evolutivo em setores mais

afastados da geleira. São essas propriedades interpretadas como os supracitados indicadores, neste caso, do papel do tempo no estabelecimento das condições periglaciais (**Tabela 4.1**), prerrogativa que nos levou a considerar a existência de uma cronossequência na Península Keller.

**Tabela 4.1** – Síntese dos atributos indicadores do papel do tempo no estabelecimento das condições periglaciais na paisagem da Península Keller, Antártica Marítima.

	Fatores e Processos	Superfícies
TEMPO +	água em estado líquido	acidifica o pH
	colonização biológica	incremento de matéria orgânica
	erosão	rebaixamento das cotas altimétricas
	crioclastia	vertentes de Richter
	solifluxão e gelifluxão	vertentes convexas
	vento e crioclastia	pavimento pedregoso
	vento, crioclastia e intemperismo químico	incremento de granulometrias finas

Litologia e colonização biológica são outros fatores azonais que desempenham papéis evolutivos intensificando ou modificando determinados processos. A litologia mostrou seu papel através de variações composicionais que aceleram, por exemplo, processos de intemperismo químico. Trata-se das zonas de rochas hidrotermalizadas com quantidades variáveis de sulfeto, cuja exposição leva, ao longo do tempo, à oxidação, à promoção da sulfurização e conseqüentemente à aceleração de transformações mineralógicas e geoquímicas em ritmos não esperados para zonas polares. O tempo e a ação do gelo se relacionam com o avanço da alteração intempérica dessas rochas porque quanto mais fraturadas, maior a possibilidade de oxidação. Assim, se comparadas entre si, as mais afastadas da geleira tendem a ser mais intemperizadas, como demonstrado. Contudo, se comparadas a outras rochas, como andesitos *stricto sensu* não sulfetados, tais rochas produzirão solos mais desenvolvidos mesmo em condições de pouco tempo de exposição.

A colonização biológica através do estabelecimento das crostas mistas (representada por vegetação criptogâmica e gramíneas) participa da estabilização das superfícies, oportunizam a colonização da mesofauna e a nidificação da avifauna. Crosta, colêmbolos, ácaros e avifauna promovem em conjunto o *input* de carbono orgânico, a humificação da matéria orgânica, a diversificação das frações ácidas com a produção de ácidos húmicos e fúlvicos, fosfatização, microestruturação do solo e bioturbação. Ademais, oferecem certa resistência aos processos resultantes dos ciclos de congelamento e descongelamento, motivo pelo qual consideramos seu relevante papel no pedoclima e no rompimento de limiões internos ao solo, ainda que as condições climáticas externas permaneçam as mesmas.

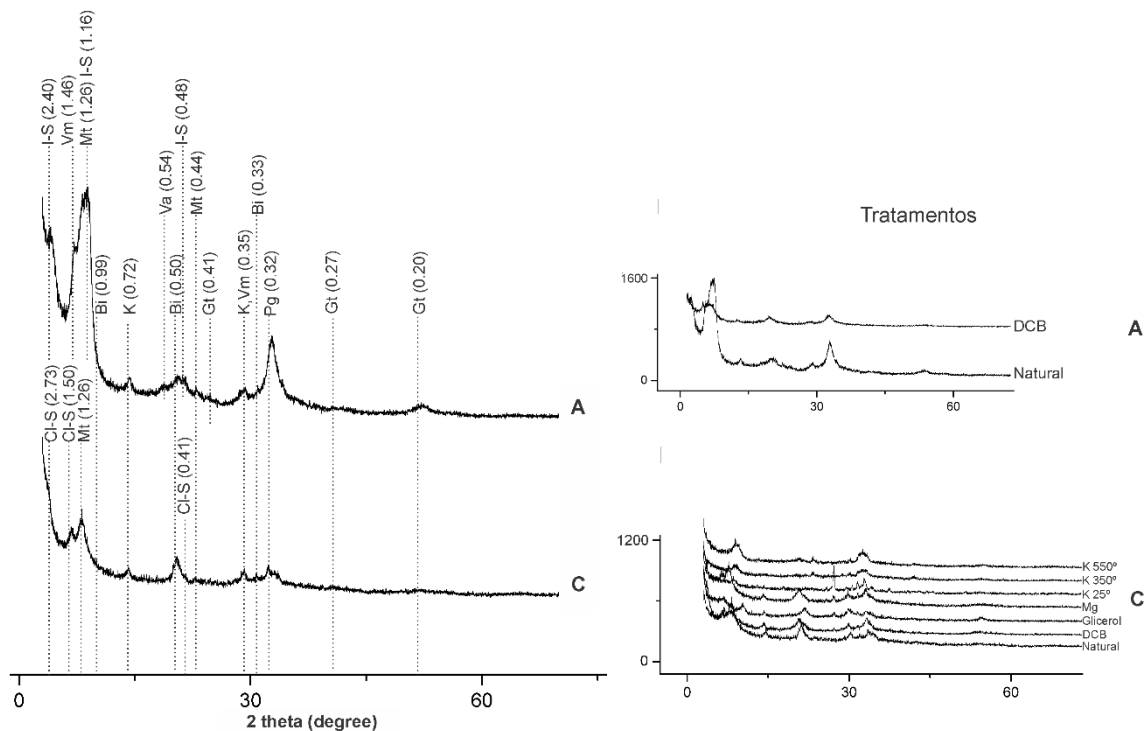
No capítulo 4 foram abordadas a gênese, evolução e dinâmica das microestruturas de solos e a relação desses arranjos com processos internos do perfil e externos da paisagem. O modelo evolutivo proposto associa as microestruturas identificadas (mônica, quitônica, quito-mônica, vesicular/cavitária, planar/lenticular, blocos, granular e grumos) de forma não linear, expressando as relações dinâmicas de construção e deformação de microestruturas pela ação do gelo, e a tendência de formação e/ou preservação de estruturas em ambientes estabilizados pela atividade biológica. Nesse aspecto, entendemos que a colonização biológica não atua somente construindo microestruturas específicas. Ela modifica a trajetória evolutiva dos solos e exerce influência na maneira como os processos associados a ação do gelo ocorrerão a partir disso, com reflexo direto nas microestruturas. Assim, as microestruturas também oferecem indicadores do estabelecimento da condição periglacial, motivo pelo qual foram incorporadas no modelo da **Figura 4.1**.

Agora, perante a finalização dessa proposta e munidos das interpretações feitas sobre os resultados obtidos, concluímos que o estabelecimento das condições periglaciais na Península Keller se dá gradativamente de norte para sul, com crioclastia, superfícies pouco vegetadas e muita ativas por processos de movimentos de massa, exportação de finos, solos rasos e pedregosos, atuação do vento na composição dos solos, processos associados a ação do gelo sem *permafrost*, microestruturas definidas pela organização dos constituintes no fundo matricial, vertentes de Richter, até alcançar características marcadas pelo contínuo incremento de finos nos solos, aumento do intemperismo físico e químico, formação dos horizontes B, microestruturas associadas a ação do gelo sendo formadas e transformadas, rebaixamento altimétrico, evolução das vertentes para formas

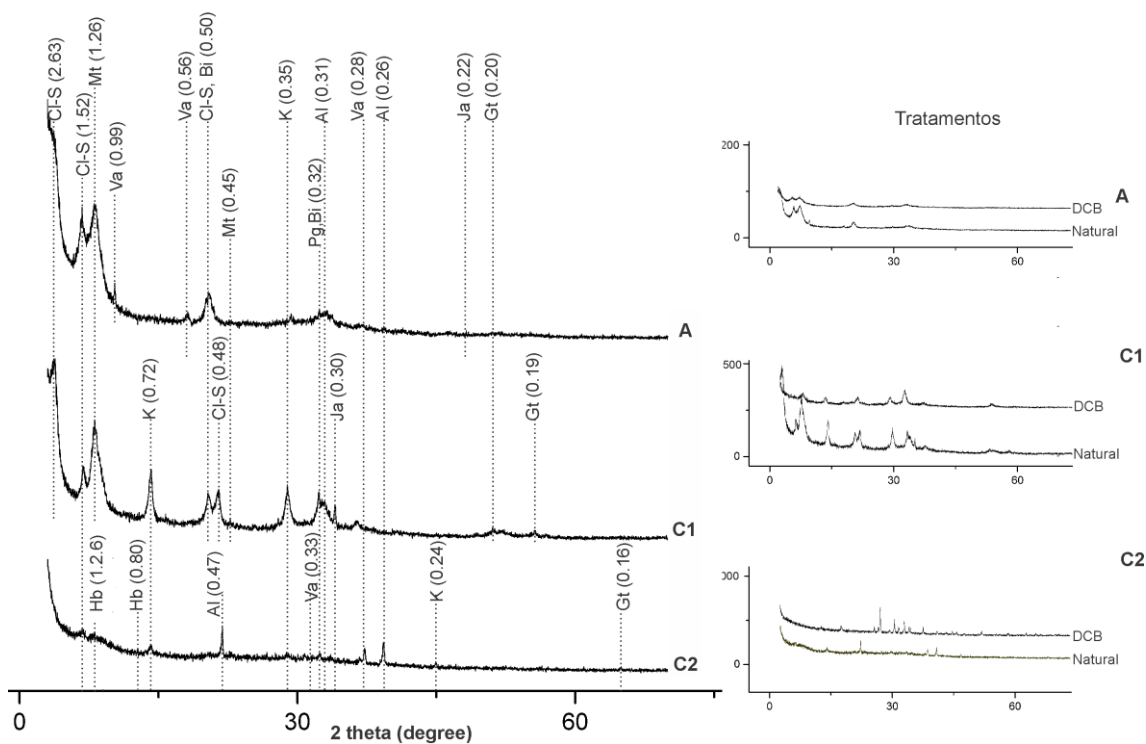
convexas, a instalação de *permafrost*, solos com padrão, e a erosão de materiais por processos de solifluxão e gelifluxão. No mesmo sentido, temos o estabelecimento da vegetação, o incremento de matéria orgânica, ampliação dos horizontes A, H, O, a bioturbação, a construção de microestruturas de origem biológica e a preservação de outras associadas a fases de maior atuação do gelo, as mudanças nos ciclos de congelamento e descongelamento e a estabilização de superfícies em relação aos processos erosivos. Nessas últimas, questionamos se não estaríamos, a partir da colonização biológica, testemunhando um caminho evolutivo em que ciclos de congelamento e descongelamento não são eficientes e nem definidores dos processos atuantes. Novos estudos, outras áreas, outras ferramentas de investigação, são demandados neste sentido.

## APÊNDICES

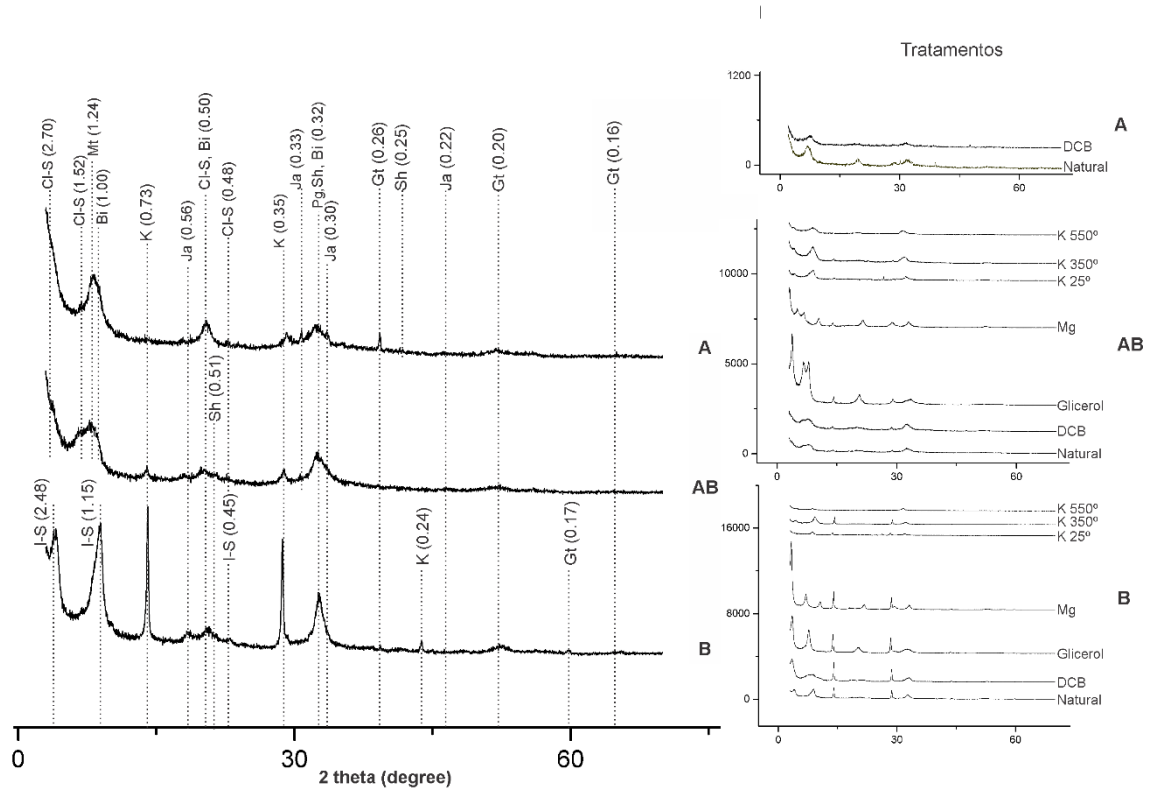
**Figura 1** – Difração de raio-x de P1.



**Figura 2** – Difração de raios-x de P2



**Figura 3 - Difração de raios-x de P3**



**Figura 4 - Difração de raios-x de P3**

