

RAFAEL GOMES SIQUEIRA

**SOLOS, GEOFORMAS E INTERRELAÇÕES DA PAISAGEM LIVRE DE GELO DE
CAPE LAMB, ILHA VEGA, ANTÁRTICA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2019

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

S618s
2019 Siqueira, Rafael Gomes, 1994-
Solos, geoformas e interrelações da paisagem livre de gelo
de Cape Lamb, Ilha Vega, Antártica / Rafael Gomes Siqueira. –
Viçosa, MG, 2019.
x, 200 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui anexos.

Orientador: Elpídio Inácio Fernandes Filho.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Geomorfologia - Antártica. 2. Pergelissolos. 3. Solos
sulfatados. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de
Solos. Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de
Plantas. II. Título.

CDD 22. ed. 631.47989

RAFAEL GOMES SIQUEIRA

**SOLOS, GEOFORMAS E INTERRELAÇÕES DA PAISAGEM LIVRE DE GELO DE
CAPE LAMB, ILHA VEGA, ANTÁRTICA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

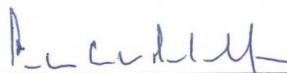
APROVADA: 21 de fevereiro de 2019



Guilherme Resende Corrêa



Fábio Soares de Oliveira



Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Coorientador)



Elpídio Inácio Fernandes Filho
(Orientador)

Aos meus pais, à minha avó e à toda a minha família

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e por mais esta etapa concluída.

Aos meus pais, Oscar e Rita, pelo amor concedido e por quem eu sou. À minha avó Neuza, por sempre se lembrar de mim em todas as suas orações, mesmo eu estando longe. À toda a minha família, pelo apoio, incentivos, ajuda e carinho.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos pelas oportunidades de capacitação, crescimento e formação em um centro de excelência do qual muito me orgulho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão do suporte financeiro necessário à realização dos meus trabalhos.

Aos professores do Departamento de Solos pelos ensinamentos e aconselhamentos tanto nas salas de aulas como fora delas. Em particular aos Profs. Raphael e Jaime pelas respostas e soluções concedidas nos momentos de aperto e dúvidas.

Aos laboratoristas do departamento por todo apoio e disposição, em particular ao Jorge, Evandro, Claudinho e Zé Maurício. Ao Anderson e ao Pablo por toda a disposição em ajudar, boa vontade e atenção.

Ao Prof. Elpídio pela orientação, conselhos, amizade e pela confiança a mim concedida, que resultou em oportunidades às quais sou muito grato

Aos Profs. Carlos Ernesto e Márcio pela coorientação, ensinamentos e paciência, e em particular pela oportunidade de participar de um projeto de tão grande relevância como o Terrantar, o qual rendeu experiências únicas e inesquecíveis, além de todos os aprendizados profissionais e pessoais.

Ao Guilherme pelos conselhos, disposição, companheirismo, amizade e boa vontade nos dias de Antártica, e por conduzir os trabalhos de campo do acampamento Terrantar/Vega na campanha 2018/2019 com maestria e perfeição.

Ao alpinista Edson Vandeira pela bondade, companheirismo, amizade e todo apoio durante os dias de acampamento.

Ao Programa Antártico Brasileiro, à Marinha do Brasil e ao Ministério do Meio Ambiente pelo apoio durante a OPERANTAR XXXVI.

Aos colegas de LABGEO pela amizade, união, conselhos e toda a ajuda. Em particular, agradeço ao Gustavo, à Mayara e ao Felipe pelos conselhos, dicas e presteza em ajudar em todos os momentos.

A todos os companheiros de laboratório, com os quais compartilhei vários dias e até mesmo noites de trabalho, como a Taís, o Davi e o Francis. Agradeço ao Francis em particular por todo

o auxílio e companheirismo ao longo do último ano, seja durante a realização dos trabalhos de laboratório, como também nas muitas vezes que recorri com dúvidas e questões.

Aos vários amigos que fiz durante os meus anos em Viçosa, sejam os mais antigos da época da Geografia como aqueles os mais recentes do Solos. Em particular agradeço ao Athos, Naiara, Arthur, Patanjaly, Adalgisa, Tamires e Jônatas por toda a ajuda nas salas de aula, corredores e laboratórios do departamento, mas principalmente pela amizade e pelas boas risadas.

À Ariecha, pela grande amizade, lealdade, paciência e carinho durante todos esses longos anos de Viçosa, mesmo quando em alguns momentos eu deixava de merecer. Ao Leôncio, por todo o companheirismo e amizade. E por fim, mas não menos importante, à Iorrana, por ter se tornado tão especial.

A outros, que por descuido não foram citados, mas que, de diferentes formas, contribuíram para a finalização deste trabalho.

A todos, o meu muito obrigado!

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| RESUMO | vii |
| ABSTRACT | ix |
| INTRODUÇÃO GERAL | 1 |
| CAPÍTULO 1: FISIOGRAFIA DE CAPE LAMB | 4 |
| 1. ÁREA DE ESTUDO | 5 |
| 1.1. Localização | 5 |
| 1.2. Evolução do arquipélago James Ross | 6 |
| 1.3. Geologia de Cape Lamb – Ilha Vega | 9 |
| 1.4. Paleoclimas | 16 |
| 1.5. Clima atual | 17 |
| 2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 20 |
| CAPÍTULO 2: GEOMORFOLOGIA DE CAPE LAMB, ILHAVEGA: MAPEAMENTO, PROCESSOS E GEOFORMAS EM AMBIENTE DE DESERTO SUBPOLAR | 26 |
| 1. INTRODUÇÃO | 27 |
| 2. MATERIAL E MÉTODOS | 29 |
| 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO | 30 |
| 3.1. PROCESSOS MORFOGENÉTICOS | 38 |
| 3.1.1. Processos periglaciais | 38 |
| 3.1.2. Processos glaciais | 45 |
| 3.1.3. Processos fluviais | 49 |
| 3.1.4. Processos eólicos | 52 |
| 3.1.5. Processos marinhos | 53 |
| 3.1.6. Processos lacustres | 54 |
| 3.1.7. Processos gravitacionais | 56 |
| 3.1.8. Processos tectônicos e estruturais | 58 |
| 3.2. FEIÇÕES GLACIAIS | 59 |
| 3.2.1. Geleiras | 59 |
| 3.3. FEIÇÕES PROGLACIAIS | 62 |
| 3.3.1. Morainas holocênicas | 62 |
| 3.4. FEIÇÕES PARAGLACIAIS | 64 |
| 3.4.1. Depósitos de drifts glaciais | 64 |
| 3.4.2. Praias | 66 |
| 3.4.3. Escarpas litorâneas | 67 |
| 3.4.4. Terraços marinhos soerguidos | 68 |
| 3.4.5. Planícies fluvioglaciais | 69 |
| 3.4.6. Colúvios | 70 |

| | | |
|---|---|-----|
| 3.4.7. | Planícies lacustres | 71 |
| 3.4.8. | Tálus | 73 |
| 3.4.9. | <i>Scree slopes</i> sedimentares e vulcânicos | 73 |
| 3.4.10. | <i>Scree slopes</i> com <i>ploughing blocks</i> | 75 |
| 3.4.11. | <i>Footslopes</i> | 77 |
| 3.4.12. | Morros vulcânicos | 78 |
| 3.5. | FEIÇÕES PERIGLACIAIS | 79 |
| 3.5.1. | <i>Felsenmeers</i> | 79 |
| 3.5.2. | Geleira rochosa | 80 |
| 3.5.3. | <i>Thermokarsts</i> | 82 |
| 3.5.4. | Plataformas de crioplaneação | 83 |
| 3.5.5. | Cumes vulcânicos | 84 |
| 3.5.6. | Platôs vulcânicos | 85 |
| 3.6. | EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA | 86 |
| 4. | CONCLUSÕES | 88 |
| 5. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 89 |
| CAPÍTULO 3: GÊNESE, CLASSIFICAÇÃO E MAPEAMENTO DE SOLOS DESENVOLVIDOS SOB CLIMA DE DESERTO SUBPOLAR, CAPE LAMB, ILHA VEGA | | 96 |
| 1. | INTRODUÇÃO | 97 |
| 2. | MATERIAL E MÉTODOS | 99 |
| 2.1. | Coleta, classificação e mapeamento de solos | 99 |
| 2.2. | Preparo das amostras | 100 |
| 2.3. | Análises físicas | 100 |
| 2.4. | Análises químicas | 101 |
| 2.5. | Análises mineralógicas | 102 |
| 2.6. | Análises geoquímicas | 103 |
| 2.7. | Análises estatísticas | 105 |
| 3. | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 105 |
| 3.1. | Classificação e aspectos gerais | 105 |
| 3.2. | Agrupamentos e interpretações estatísticas | 116 |
| 3.2.1. | Solos sedimentares-vulcânicos | 122 |
| 3.2.2. | Solos sedimentares sulfatados | 129 |
| 3.2.3. | Solos vulcânicos | 144 |
| 4. | CONCLUSÕES | 151 |
| 5. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 152 |
| ANEXOS: Tabelas e descrições de campo | | 158 |

RESUMO

SIQUEIRA, Rafael Gomes, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2019. **Solos, geoformas e interrelações da paisagem livre de gelo de Cape Lamb, Ilha Vega, Antártica.** Orientador: Elpídio Inácio Fernandes Filho. Coorientadores: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer e Márcio Rocha Francelino.

Cape Lamb localiza-se no sudoeste da Ilha Vega, que faz parte do arquipélago James Ross, à nordeste da Península Antártica. A região é considerada uma zona de transição climática entre a Antártica Continental e a Antártica Marítima, e o clima é caracterizado pela condição semiárida. A geologia é marcada por rochas sedimentares marinhas de idade Cretácica e rochas vulcânicas do Neógeno. A compreensão dos processos morfogenéticos e pedogenéticos atuantes na paisagem de Cape Lamb tem grande importância para o entendimento dos efeitos das mudanças climáticas pretéritas e atuais nos ambientes livres de gelo da Antártica. No segundo capítulo deste trabalho, teve-se como objetivo identificar e mapear as principais geoformas de Cape Lamb. O mapa geomorfológico foi produzido a partir de trabalhos de campo e fotointerpretação de imagens de satélite. Vinte e cinco geoformas foram mapeadas em Cape Lamb, envolvendo extensas morainas laterais, geleiras de vale, terraços marinhos soerguidos, tálus, *scree slopes* sedimentares e vulcânicos, planícies fluvioglaciais, plataformas de crioplaneação, platôs vulcânicos, *thermokarts*, entre outros. Observou-se uma complexa interação de processos glaciais, proglaciais, periglaciais e paraglaciais, com amplo domínio do paraglacialismo, que representa 45% da área total. A grande complexidade de geoformas mapeadas é explicada pela diversidade de processos morfogenéticos identificados: periglaciais, glaciais, fluviais, eólicos, marinhos, lacustres, gravitacionais, tectônicos e estruturais. De forma geral, a condição paraglacial de Cape Lamb evidencia o estado de instabilidade da sua paisagem e de dinâmico reajuste de uma condição glacial para uma não-glacial, devido à recente exposição pela deglaciação. O terceiro capítulo teve como objetivo analisar os principais fatores e processos de formação dos solos de Cape Lamb. Para isto, perfis de solos representativos foram descritos e amostrados. Foram feitas análises químicas: pH H₂O, pH KCl, Ca²⁺, Mg²⁺, Al³⁺, H+Al, P-rem, COT, condutividade elétrica e P, K, Na e S disponíveis; e físicas: análise granulométrica e densidade de partículas. Os teores semi-totais de elementos (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti, Mn, S e P) foram obtidos por fluorescência de raio-X. Análises mineralógicas foram feitas por difratometria de raio-X e adicionalmente foram determinados os teores de Fe livre por ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato na fração argila. Os solos foram classificados segundo a Soil Taxonomy e a WRB/FAO. Para interpretação dos dados, foram feitas análises

de estatística multivariada, como Análise de Componentes Principais e agrupamentos (K-means e hierárquico), e correlação de Spearman. O controle geológico assume grande importância na distribuição das classes de solos de Cape Lamb, com *Gelisols* predominando nos solos de rochas sedimentares e os *Entisols* nos solos vulcânicos. A geologia também influencia de forma determinante as características dos solos da área, permitindo a subdivisão de três grupos principais: solos sedimentares-vulcânicos; solos sedimentares sulfatados e solos vulcânicos. Em geral, os solos de Cape Lamb apresentam textura arenosa, valores ínfimos de carbono, pH neutro a alcalino e caráter eutrófico. Os solos sedimentares vulcânicos constituem um grupo de solos de contribuição mista, envolvendo solos vulcânicos retrabalhados por processos glaciais e fluviais e solos sedimentares pouco ou nada afetados por sulfatos. Os solos sedimentares sulfatados são os solos mais ácidos de Cape Lamb apresentando o maior grau de intemperismo devido à sulfurização. Outros processos marcantes nos solos de Cape Lamb são a crioturbação, salinização e formação de pavimentos desérticos. Os solos sedimentares sulfatados se caracterizam pelos maiores teores de argila, maior conteúdo de Al^{3+} e menor presença de bases. Os baixos teores de P e P-rem tem relação com os altos teores de Fe livre, evidenciando alta capacidade de adsorção de fósforo devido à presença de óxidos de ferro pouco cristalinos. Os solos vulcânicos são os menos desenvolvidos, apresentando caráter esquelético, pouca profundidade e altos teores de areia grossa. São também os mais ricos quimicamente, com destaque para a presença de Ca^{2+} e Na. Em relação à mineralogia, destaca-se a presença da jarosita nos solos sulfatados e de minerais ferromagnesianos e zeólitas nos solos vulcânicos. Verificou-se que a crioclastia é o principal processo de intemperismo, evidenciada pela presença de minerais primários na fração argila, principalmente quartzo. A presença de caulinita é indicativa do forte pré-intemperismo das rochas sedimentares sob clima quente e úmido no Cretáceo. A principal classe de solo encontrada foi a “Sulfuric” Haploturbel pela Soil Taxonomy e “Thionic”-Turbic Cryossol pela WRB/FAO, mostrando a dominância de solos com permafrost, feições túrbicas e horizontes sulfúricos, evidenciando a necessidade de inclusão de qualificadores adequados para a classificação de solos bem drenados afetados por sulfatos na Antártica.

ABSTRACT

SIQUEIRA, Rafael Gomes, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2019. **Soils, landforms and the ice-free landscapes interrelationships of Camp Lamb, Vega Island, Antarctica.** Adviser: Elpídio Inácio Fernandes Filho. Co-advisers: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer and Márcio Rocha Francelino.

Cape Lamb is located in the southwest of Vega Island, James Ross archipelago, northeast of Antarctic Peninsula. This region is considered a climatic transitional zone between the Continental Antarctica and the Maritime Antarctica, and its climate is characterized by semiarid condition. The geology is marked by marine sedimentary rocks from the Cretaceous age and volcanic rocks from the Neogene. The morphogenetic and pedogenetic processes acting on the Cape Lamb landscape have great importance for the understanding of the effects of the previous and current climatic changes in the ice-free area of Antarctica. In the second chapter of this research, the objective was to identify and map the main landforms of Cape Lamb and, through that, comprehend the evolution of the landscape. The geomorphological map was produced through field work and photointerpretation of satellite images. Twenty-five landforms were mapped in Cape Lamb, involving larger lateral moraines, valley glaciers, raised marine terraces, talus, sedimentary and volcanic scree slopes, fluvio-glacial plains, cryoplanation platforms, volcanic plateaus, thermokarst lakes, etc. It was observed a complex interaction between the glacial, proglacial, periglacial and paraglacial processes, with domain of the paraglacialism, representing 45% of the total area. The great complexity of the mapped landforms is explained by the diversity of the morphogenetic processes identified: periglacial, glacial, fluvial, aeolian, marine, lacustrine, gravitational, tectonic and structural. In general, the paraglacial condition of Cape Lamb evidences the instability state of its landscape and the dynamic readjustment from a glacial to a nonglacial condition, due to a recent exposition by glacier retreat. The third chapter has as objective to analyze of the main factors and processes of the soil formation of Cape Lamb. For this, representative soil profiles were described and collected. It was made chemical analysis: pH H₂O, pH KCl, Ca²⁺, Mg²⁺, Al³⁺, H+Al, P-rem, TOC, electrical conductivity and available P, K, Na and S; and physical analysis: texture and particle density. The semi-total content of the elements (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti, Mn, S and P) was obtained by X-ray fluorescence. Mineralogical analysis was carried out by X-ray diffraction and the Fe content at the clay fraction was determined by citrate-bicarbonate-dithionite and oxalate. The soils were classified according to Soil Taxonomy and WRB/FAO. For the data interpretation, it was applied multivariate statistical analysis, as Principal Components Analysis and clustering (K-means and hierarchical), and Spearman correlation. The geological control assumes great

importance in the soil class distribution, with the Gelisols predominating in the sedimentary soils and the Entisols in the volcanic soils. The geology also influences decisively the soil's characteristics of the area, allowing the subdivision of three principal groups: sedimentary-volcanic soils; sulfated sedimentary soils and volcanic soils. In general, the Cape Lamb soils presented sandy texture, low carbon values, alkaline to neutral pH and eutrophic character. The volcanic sedimentary soils are a group of mixed contribution, involving volcanic soils reworked by glacial and fluvial processes and sedimentary soils weakly or non-affected by sulfates. The sulfated sedimentary soils are the most acid soils of Cape Lamb, presenting the highest weathering degree due to sulfurization. Other important processes in Cape Lamb soils are the cryoturbation, salinization and formation of desert pavements. The sulfated soils are characterized for the greater clay content, high Al^{3+} and less bases presence. The low content of P and P-rem has relation with the high content of Fe, evidencing high phosphorus adsorption capacity due to the presence of the poorly crystallized iron oxides. The volcanic soils are less developed, presenting skeletal character, low depth and high coarse sand content. They are also the richest chemically, mainly at Ca^{2+} and Na. In relation to the mineralogy, it was pointed out the presence of jarosite in the sulfated soils and ferromagnesian minerals, and zeolites in the volcanic soils. It was verified that the crioclasty is the main process of weathering, evidenced by the presence of the primary minerals in the clay fraction, mainly quartz. The presence of geogenic kaolinite is indicative of strong previous weathering of the sedimentary rocks under wetter and warmer climate in the Cretaceous. The main soil class was the 'Sulfuric' Haploturbel, by Soil Taxonomy, or "Thionic"-Turbic Cryosol, by WRB/FAO, showing the dominance of permafrost soils, turbic features and sulfuric horizons. This proves the need to include such qualifiers to classify well-drained sulfated soils in Antarctica.

INTRODUÇÃO GERAL

A Antártica compreende cerca de 14 milhões de km², sendo que apenas cerca de 45 mil km² (0,35%) são áreas livres de gelo (Fox e Cooper, 1994), possibilitando o desenvolvimento dos ambientes periglaciais antárticos. A maior parte destas áreas são encontradas nas Montanhas Transantárticas (49%) e na Península Antártica (20%). Tais áreas livres de gelo podem ser definidas, de acordo com a concepção original de Walery von Lozinsky (1909) como ambientes periglaciais, por corresponderem à faixas de terra localizadas na borda ou periferia das áreas recobertas pelos mantos de gelo polares (Slaymaker, 2011).

Atualmente, o termo periglacial também tem sido utilizado para identificar ambientes e processos que se desenvolvem em climas frios não glaciários e que estejam associados com a presença de permafrost ou de ciclos de congelamento-descongelamento do solo, com ou sem permafrost (Washburn, 1980). Assim, incorpora tanto zonas próximas aos glaciares como também áreas mais distantes, como é o caso das montanhas de grandes altitudes. Aceitando-se esta noção mais abrangente, considera-se que os ambientes periglaciais abarquem hoje cerca de 20% da superfície continental do planeta (French, 2018), sendo que em períodos pleistocênicos este domínio abrangia o dobro da área atual.

De acordo com French (2018), os ambientes periglaciais podem ser divididos em quatro tipos, de acordo com a sua amplitude climática diária e sazonal: ambientes de clima ártico com grandes flutuações sazonais e diárias pequenas (ex. ártico canadense); climas subárticos continentais com grandes flutuações sazonais e oscilações diárias pequenas (ex. interior do Alasca); climas alpinos de médias latitudes, com grandes flutuações de temperatura sazonais e diárias (ex. Alpes na Europa); ambientes com pequenas flutuações sazonais e diárias (ex. Andes na América do Sul). Claramente, esta classificação não leva em consideração os ambientes costeiros, insulares e montanhosos da Antártica, podendo ser estes incorporados como um quinto tipo de ambiente periglacial.

Os ambientes periglaciais da Antártica, por sua vez, podem ser subdivididos em três regiões distintas: 1. Subantártica ou periantártica; 2. Antártica Marítima e Península Antártica; 3. Continente. Os ambientes subantárticos correspondem às ilhas vulcânicas que margeiam a Convergência Antártica, e que possuem como principais características clima úmido a moderado e ciclos superficiais de congelamento-descongelamento anuais (Hall, 2013). Nestas ilhas, o permafrost tende a ser de altitude, se concentrando apenas nas montanhas mais altas (Bockheim, 1995).

A Antártica Marítima e a Península Antártica são compostas por uma gama de ambientes extensos e diversificados. O arquipélago das Shetlands do Sul tendem a apresentar climas mais quentes e úmidos, com camada ativa profunda e permafrost descontínuo (Hauck et al., 2007), enquanto o arquipélago James Ross, à Leste da Península Antártica, com temperaturas e pluviosidade menores, possui camada ativa mais rasa, ciclos de congelamento-descongelamento sazonais e permafrost contínuo (Fukuda, 1992). Nas ilhas Alexander, à Oeste da Península Antártica, a camada ativa é apenas superficial e o clima é frio e seco, com características similares ao continente, onde por sua vez, os ambientes periglaciais são restritos aos nunataks, às cadeias montanhosas, às zonas costeiras livres de gelo, ou regiões mais áridas, como os Vales Secos de McMurdo, onde predominam o permafrost seco (Bockheim et al., 2007).

Recentemente, tem se tornado comum a aplicação do termo paraglacial para a descrição de muitas áreas antes descritas como periglaciais, uma vez as maiores potencialidades do primeiro termo para explicação dos sistemas geomórficos das áreas recentemente deglaciadas (Slaymaker, 2011). De acordo com Ballantyne (2002), o termo paraglacial se refere a processos não glaciais da superfície terrestre, acumulações de sedimentos, formas terrestres, sistemas terrestres e paisagens que são diretamente condicionadas pela glaciação e deglaciação. No entanto, Slaymaker (2011) sustenta ainda a necessária utilização do termo periglacial, uma vez que os conceitos não são excludentes, mas ao contrário, se complementam.

Um dos temas mais importantes no estudo dos ambientes periglaciais é a dinâmica do permafrost, definido como toda camada de solo, sedimento ou rocha que permanece com temperaturas inferiores ou iguais a 0° C por no mínimo dois anos consecutivos (Campbell e Claridge, 1987). Solos afetados por permafrost compreendem 18 milhões de km², ou cerca de 13% da superfície terrestre (Bockheim e Tarnocai, 1998), o que corresponde a 65% do total dos ambientes periglaciais. São encontrados principalmente nas regiões árticas e subárticas, correspondendo a 65% da área superficial da Rússia e cerca de 40% da do Canadá. Por sua vez, superfícies com permafrost na Antártica são menos expressivas espacialmente, o que explica o pequeno conhecimento atual acerca das características, espessura e distribuição do permafrost antártico. De acordo com Bockheim et al. (1995), o permafrost abrange apenas cerca de 25% da área total da Antártica, incluindo o permafrost das áreas livres de gelo e o permafrost subglacial.

Os primeiros estudos sobre permafrost aconteceram na Rússia, no início do século XX, e atualmente vêm despertando grande interesse na comunidade científica internacional pelo permafrost corresponder a importantes fontes de gás, óleo e outros combustíveis fósseis

(Bockheim e Tarnocai, 1998). O permafrost também é importante estocador de água doce e carbono, com 16% do total de carbono orgânico do solo do planeta na profundidade de 0-100 cm (Tarnocai et al., 2003). O conhecimento da dinâmica do permafrost também é importante para estudos geotécnicos, com o monitoramento dos deslocamentos de estruturas antrópicas a partir de expansões e colapsos produzidos pelo congelamento-descongelamento cíclico do solo.

Solos afetados por permafrost possuem condições únicas, com propriedades físicas, químicas e biológicas distintas daquelas encontradas em outros solos, o que estimula a compreensão sobre seus processos de formação, classificação, relações ecológicas, uso e manejo, além da sua distribuição (Tarnocai et al., 2004). Atualmente o permafrost ganha grande destaque no cenário do aquecimento global devido à questões relacionadas às mudanças no balanço de carbono e à potencial liberação de gases de efeito estufa, como CH₄ e CO₂, em reflexo à sua degradação pelo aumento da temperatura (Slaymaker e Kelly, 2007).

Em grande parte devido à presença do permafrost, os ambientes periglaciais são considerados áreas-chave para a identificação dos efeitos das mudanças climáticas no sistema Terra. As áreas periglaciais representam relíquias de momentos geológicos mais frios da Terra e são importante fonte de conhecimento dos processos glaciais e periglaciais associados à última glaciação do Pleistoceno (Knight e Harrison, 2009). Além disso, são importantes indicadores das mudanças antropogênicas relacionadas ao aquecimento global, uma vez sua condição de zona de transição, com localização em torno das frentes de descongelamento das geleiras, contribuindo para a maior susceptibilidade dos seus ecossistemas. Desta forma, os ambientes periglaciais são cruciais para a compreensão da trajetória climática do planeta a curto e longo prazo, uma vez a grande influência do clima antártico na dinâmica das correntes marítimas e atmosféricas globais (Slaymaker e Kelly, 2007).

As áreas expostas das ilhas do Mar de Weddel, localizadas no leste da Península Antártica, abrangem cerca de 500 km², sendo dos mais extensos ambientes periglaciais da Antártica (Bockheim, 2015). Suas condições climáticas e geológicas particulares condicionam processos pedológicos e geomorfológicos distintos em paisagem típica de deserto subpolar. Tal fato, somado à sua complexa história glacial e interglacial, coloca tais ilhas como ambientes com características únicas nas zonas periglaciais da Antártica, principalmente no que concerne ao estudo das mudanças climáticas no continente e no cenário mundial.

**CAPÍTULO 1: FISIOGRAFIA DE
CAPE LAMB, ILHA VEGA**

1. ÁREA DE ESTUDO

1.1. Localização

Cape Lamb localiza-se no sudoeste da Ilha Vega, entre as coordenadas $63^{\circ}50'00''$ e $63^{\circ}55'00''$ S e $57^{\circ}30'00''$ e $57^{\circ}38'00''$ O. A ilha Vega localiza-se na região do Mar de Weddel e conjuntamente com as ilhas James Ross, Seymour, Snow Hill, Cockburn e Humps, compõe o arquipélago James Ross, situado a nordeste da Terra de Graham, na Península Antártica (Fig. 1). É a segunda maior ilha do arquipélago James Ross, contendo 29 geleiras (Rabassa et al., 1982) que englobam aproximadamente 80% da sua área. Possui uma morfologia alongada na direção Leste-Oeste, com relevo bastante movimentado e altitude máxima de 630 metros. Foi descoberta e estudada pela primeira vez durante a Expedição Antártica Sueca (1901-1904), liderada pelo explorador Otto Nordenskjöld.

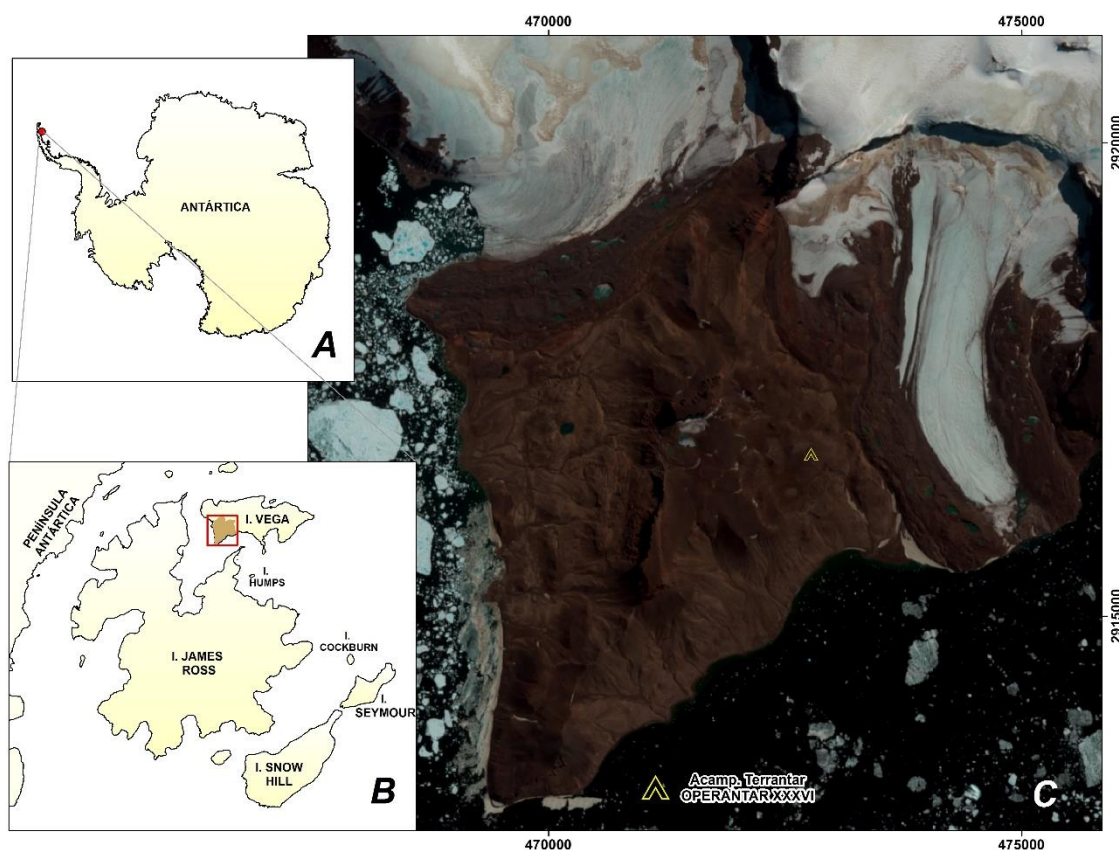


Figura 1 (a) Localização do arquipélago James Ross no continente antártico; (b) Localização de Cape Lamb no arquipélago James Ross; (c) Cape Lamb na Ilha Vega (Fonte: imagem Sentinel).

A área de Cape Lamb é de aproximadamente 25 km², sendo a maior área livre de gelo da ilha Vega, e o seu ponto mais alto é o platô Leal Bluff, com 456 metros de altitude. Cape Lamb é limitado ao norte pela escarpa da montanha Sandwich Bluff e pelo manto de gelo,

ambos se estendendo nas partes mais altas da região central da ilha Vega. A sul, é separado das penínsulas Ulu e Naze, pertencentes à ilha James Ross, pelo canal Herbert Sound, que liga o Mar de Weddel ao canal Príncipe Gustav.

1.2. Evolução do arquipélago James Ross

Fisiograficamente, a ilha Vega se localiza na Antártica Ocidental, cuja cronologia e história orogenética são semelhantes às da região patagônica da América do Sul (Boger, 2011). De fato, o Oeste antártico e a província de Magalhães estiveram conectadas durante milhões de anos ao longo do desenvolvimento do megacontinente Gondwana, sendo separados pela abertura da Passagem de Drake apenas a partir do Eoceno (Livermore et al., 2005).

A Antártica Ocidental também se distingue por representar o domínio mais recente do continente antártico, em comparação com os domínios da Antártica Oriental, formados a partir da convergência e colagem tectônicas de crátons ancestrais durante o Pré-Cambriano (Boger, 2011). A Antártica Ocidental, por sua vez, está associada à fase final da sutura de Gondwana, com a convergência tectônica de blocos microcontinentais e a sua colagem durante a atividade do Orógeno Terra Australis no Paleozoico, por volta de 200 milhões de anos (Canwood, 2005).

Em escala regional, a ilha Vega faz parte da bacia sedimentar James Ross, que por sua vez compõe a parte norte da bacia sedimentar Larsen. O pacote sedimentar da bacia Larsen se distribui na margem Oeste do Mar de Weddel, nas adjacências da Terra de Graham (Fig. 2a). Apesar das suas principais sequências estarem expostas apenas na parte norte, nas ilhas do arquipélago James Ross, a área da bacia Larsen se estende aproximadamente do paralelo 63° a 70° S (Macdonald et al., 1988).

O início da sedimentação da bacia James Ross tem relação direta com a ativação do arco magmático da Península Antártica no Jurássico Recente a Médio, com dois picos principais entre 180 e 160 Ma e a partir de 130 Ma (Pankhurst, 1982). Este último evento vulcânico esteve associado a um intenso soerguimento do arco magmático, produzido durante a subducção da crosta oceânica proto-pacífica sob a margem de Gondwana (Hathway, 2000). Aparentemente a atividade vulcânica cessou a cerca de 80 milhões de anos no Leste da Península Antártica, mas continuou em tempos terciários mais recentes (60-50 Ma) no Oeste.

Os eventos tectônicos associados ao arco magmático jurássico são responsáveis pela formação de três unidades tectonoestratigráficas representadas pelo próprio arco magmático, pela bacia de ante arco no Oeste da Península Antártica, e pela bacia de retro arco a Leste da península (Elliot, 1988). A bacia de retro arco foi responsável pela abertura do Mar de Weddel

por volta de 180 Ma, através de distensões na plataforma continental do lado contrário da zona de subducção pacífica. O processo distensivo pode ser evidenciado atualmente pela observação do aprofundamento das escarpas da costa oriental, voltada para o Mar de Weddel, das ilhas do arquipélago James Ross em direção às plataformas marinhas, com até 730 metros de profundidade.

A abertura do Mar de Weddel produziu o afastamento das margens da Antártica Oriental e Ocidental, direcionando a deposição dos sedimentos erodidos das rochas vulcânicas e metamórficas da Península Antártica (Macdonald et al., 1988). Além do controle tectônico regional, a deposição e a estratigrafia da bacia também foram controladas pelos diferentes pulsos eustáticos, com fases transgressivas e regressivas (Roberts et al., 2014).

O processo de deposição na bacia James Ross foi majoritariamente marinho, através de uma megassequência regressiva responsável por uma deposição Cretácica-Paleógena de sedimentos clásticos quase contínua, que se estende do Barremiano ao Eoceno (Elliot, 1988). Esta sequência, com 5000 a 6000 metros de espessura, é representada por três grandes unidades litoestratigráficas, em nível de grupo: Grupo Gustav, Grupo Marambio e Grupo Seymour, (Zinmeister, 1982; Ineson, 1986; Crame et al., 1991; Pirrie et al., 1991; Riding et al., 1998; Crame et al., 2004) embasadas pela Formação Nordenskjöld, e que afloram nas ilhas James Ross, Seymour, Snow Hill e Vega, além de outras menores (Fig. 2b).

Considerada o registro mais extenso de estratos expostos do Cretáceo Superior na Antártica e um dos mais importantes do hemisfério sul, esta sequência sedimentar é composta de conglomerados, arenitos e siltitos interestratificados e fortemente bioturbados (Macdonald et al., 1988; Elliot et al., 1988). Possui grande riqueza fóssilífera, principalmente de macrofósseis invertebrados marinhos, além de registros mais esparsos de vertebrados terrestres e marinhos (Olivero e Medina, 2000; Cerda et al., 2012; Reguero et al., 2012, Olivero, 2012).

O arco magmático da Península Antártica responsável pelo fornecimento de sedimentos para a bacia James Ross pode ser dividido em quatro unidades tectônicas, que influenciam diretamente as características químicas, mineralógicas e físicas das unidades litoestratigráficas da bacia: o embasamento cristalino, o complexo acrecionário, rochas sedimentares intra-arco e rochas vulcânicas e plutônicas cogenéticas (Pirrie, 1994). O embasamento cristalino localizado na Península Antártica, diferentemente do embasamento pré-cambriano do platô antártico, possui idade mais recente, provavelmente do Siluriano (Pankhurst, 1982). É composto basicamente por ortognaisses graníticos, que adquiriram fácies anfibolíticas durante o Carbonífero (Milne e Millar, 1989).

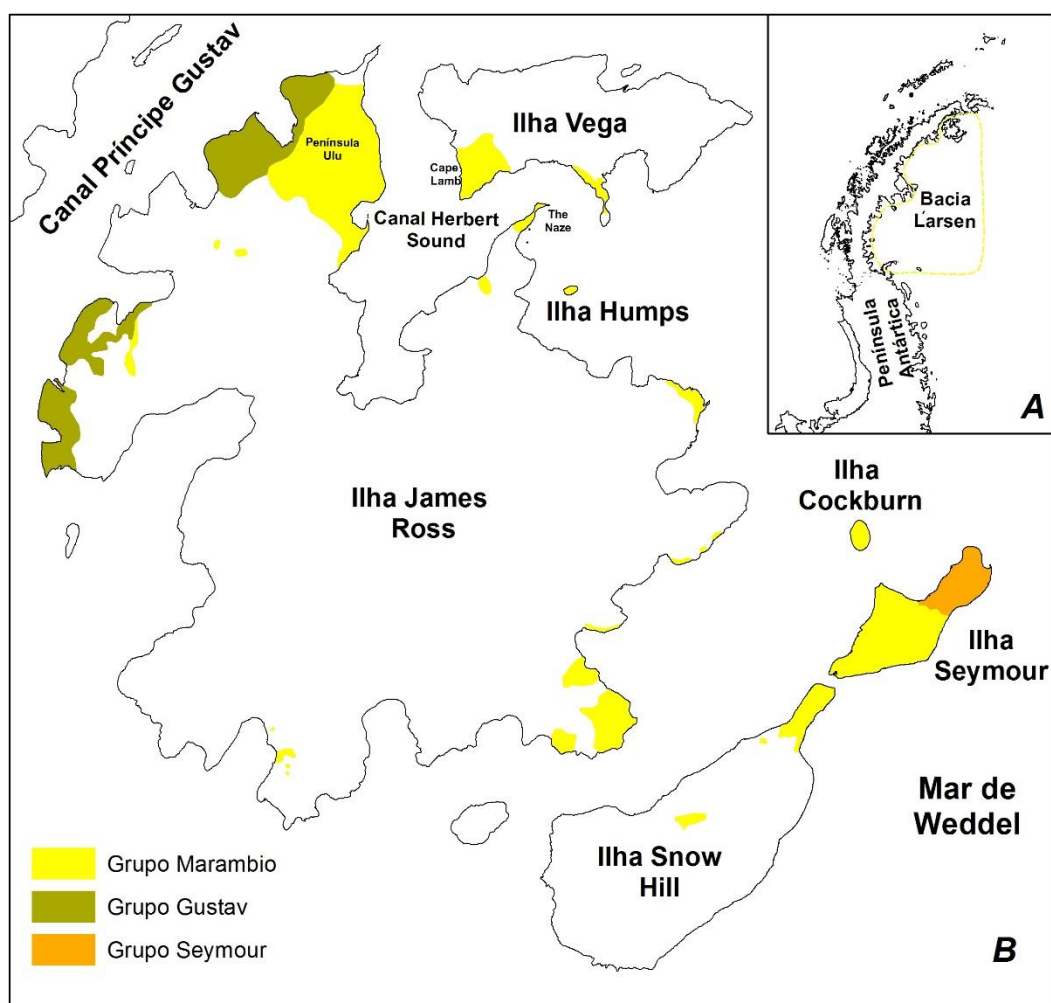


Figura 2 (a) Localização da bacia sedimentar Larsen; (b) Grupos das unidades sedimentares da bacia James Ross (Adaptado de Crame *et al.*, 2004).

O complexo acrecionário está associado às rochas metassedimentares do Grupo Península Trinity (Smellie, 1987), de idade Permiana-Triássica, e recobre o embasamento cristalino. O grupo é formado por duas suítes areníticas principais, uma de arenitos arcossianos, rica em feldspatos, e outra mais essencialmente quartzosa. Por sua vez, as rochas sedimentares intra-arco compõem a Formação Botany Bay (Farquhason, 1984), uma unidade conglomerática de sedimentos aluviais e lacustres, cuja formação está associada à ativação da erosão local devido ao segundo e mais intenso pico do arco magmático durante o Hauteriviano. Por fim, o Grupo Vulcânico Península Antártica (Thomson e Pankhurst, 1983) se configura como uma grande suíte de rochas vulcânicas e plutônicas cálcio alcalinas com idade variando do Jurássico Recente ao Paleógeno, e que influencia diretamente o material depositado na bacia James Ross.

1.3. Geologia de Cape Lamb – Ilha Vega

O pacote sedimentar Cretácico de Cape Lamb pertence ao Grupo Marambio (Marensi, 2001), que recobre concordantemente o Grupo Gustav, representando a transição para um ambiente de deposição com variedade de condições marinhas rasas a deltaicas (Pirrie et al., 1991). Sua origem está associada ao Cretáceo Superior, mais especificamente às deposições que se estenderam do Santoniano-Maastrichiano ao Paleoceno (Crame et al., 1991).

No geral, o Grupo Marambio representa a formação de uma plataforma que se estende por mais de 100 km no mar de Weddel, com a expansão desta plataforma marcada por três ciclos sedimentares distintos e sequenciais ao longo do Cretáceo Superior: o N (*Natalites*); NG (*Neograhamites e Gunnarites*) e MG (*Maorites e Grossouvrites*), subdivididos de acordo com os tipos fossilíferos de amonitas mais comuns que caracterizam cada um deles (Olivero e Medina, 2000; Olivero, 2012).

O Grupo Marambio é dividido atualmente em cinco formações: Rabot, Santa Marta, Snow Hill Island, López de Bertodano e Sobral (Roberts et al., 2014), sendo que as formações Rabot e Sobral foram identificadas apenas no Leste da bacia, nas ilhas Seymour, Snow Hill e no sudeste de James Ross. A litologia do Grupo Marambio é composta predominantemente de arenitos de granulometria mais fina associados a siltitos, com intercalações esporádicas de camadas conglomeráticas (Zinmeister, 1982). O grau de litificação das suas fácies é extremamente variável, com grande presença de concreções diagenéticas, muitas das quais ricas em fósseis.

Em Cape Lamb são identificados, sequencialmente de baixo para cima, o membro Herbert Sound da formação Santa Marta, o membro Cape Lamb da formação Snow Hill Island e o membro Sandwich Bluff da formação López de Bertodano (Fig. 3), identificados em uma seção estratigráfica com cerca de 395 metros de espessura (Pirrie, 1994). O topo da sequência, por sua vez, é constituído por uma extensa suíte alcalina de rochas vulcânicas, o Grupo Vulcânico James Ross (Nelson, 1975).

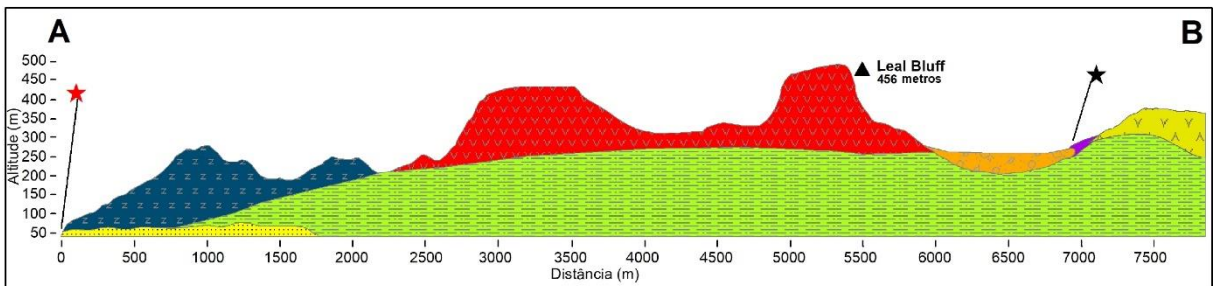
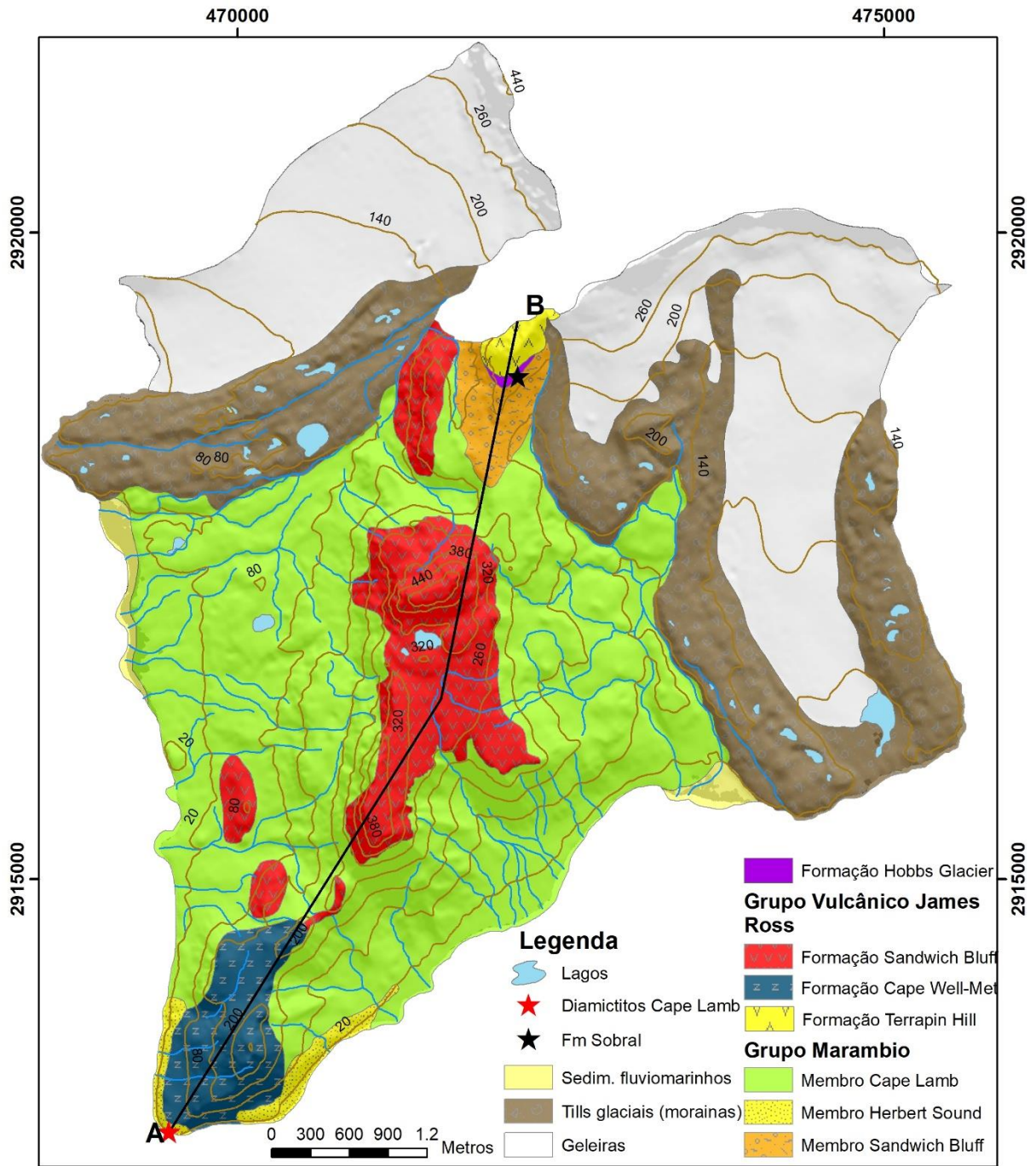


Figura 3 (Superior) Geologia de Cape Lamb, Ilha Vega (Adaptado de Pirrie, 1994; Smelie et al., 2013); (Inferior) (a) Perfil topográfico de Cape Lamb com destaque para o platô Leal Bluff e os estratos vulcânicos e sedimentares; (b) Transecto do perfil na área de estudo (Execução: autor).

O mergulho da estratigrafia é de 5°, indicando pequena deformação das camadas, enquanto a orientação NNE não acompanha a tendência geral SE da bacia James Ross, o que provavelmente está mais associada a um soerguimento local do que a dobramentos ou falhas (Pirrie et al., 1991). Por sua vez, a profundidade máxima de sedimentação das camadas não excedeu 1 km de espessura em Cape Lamb, o que significa temperaturas de soterramento baixas, inferiores a 100°C (Pirrie et al., 1994), e processos de litificação pouco intensos.

O membro Herbert Sound, membro basal de Cape Lamb, foi identificado na parte sul da península com espessura de cerca de 50 metros, sendo que sua idade estimada é do Campaniano Tardio/Maastrichtiano Recente. O membro é composto por argilitos siltosos e arenitos siltosos interestratificados, com os 30 metros inferiores da unidade dominados pelos argilitos, enquanto os 20 metros superiores são compostos predominantemente por pacotes de arenitos com granulometria variando de fina a muito fina.

A formação das fácies de argilitos e arenitos siltosos pode ser explicada a partir da sedimentação por ressuspensão do material pela bioturbação e mixagem das camadas arenosas e argilosas originalmente interestratificadas. Por sua vez, os arenitos muito finos são típicos de ambientes com influência basal de ondas de tempestade. Macrofósseis marinhos são mais escassos no membro Herbert Sound. Este é recoberto concordantemente pelo membro Cape Lamb, o que pode ser explicado por um processo de subsidência que equalizou as taxas de sedimentação entre as duas unidades (Pirrie, 1994). A idade do membro Cape Lamb varia do Campaniano Tardio ao Maastrichtiano Recente a Médio, e sua espessura máxima fica em torno de 260 m (Fig. 4). É possível observar um aumento granulométrico das fácies, com argilitos siltosos dando lugar a arenitos siltosos e arenitos finos à medida que se sobe na sequência.

O membro Cape Lamb pode ser subdividido em Cape Lamb Inferior e Cape Lamb Superior, cuja divisão se dá na altura de 200 metros, onde a sequência é recortada por uma delgada camada conglomerática de apenas 45 centímetros de espessura e com pelo menos 4 km de continuidade lateral (Roberts et al., 2014). A deposição do Cape Lamb se deu em um ciclo transgressivo-regressivo, com a camada conglomerática representando o fim de um sistema transgressivo e o limiar entre os ciclos de sedimentação NG e MG (Olivero, 2012).

A deposição ocorreu em plataforma marinha rasa de ambiente basal de ondas de tempestade, o que explica a sedimentação do material bem selecionado dos arenitos mais finos. Por sua vez, os arenitos siltosos e argilitos siltosos foram formados também pela ressuspensão dos sedimentos pela bioturbação, produzindo novas camadas misturadas, assim como no membro Herbert Sound (Pirrie et al., 1991).



Figura 4 Vertente localizada no setor oriental de Cape Lamb evidenciando parte da sequência estratigráfica com intercalações de fácies areníticas e argilíticas do Membro Cape Lamb, a unidade sedimentar mais expressiva da área (Foto: Douglas Riff).

As fácies do membro Cape Lamb são fortemente bioturbadas e ricas em concreções diagenéticas de amonitas, principalmente aquelas do gênero *Gunnarites*, entre outros microfósseis marinhos. O membro Cape Lamb também é rico em microfósseis. Fragmentos de madeira fossilizada também são comuns, com espécies de coníferas, como a *Araucaria antarctica*, sendo identificadas (Césari et al, 2001). Registros de vertebrados no membro Cape Lamb também já foram encontrados, sendo os mais importantes destes os ossos de um hipsilofodonte, um dos primeiros dinossauros identificados na Antártica (Hooker et al., 1991).

Por sua vez, o membro Cape Lamb é separado do membro Sandwich Bluff, do Maastrichtiano Tardio, por uma inconformidade angular, o que, em conjunto com a presença de deformações sintectônicas, indica o soerguimento e inversão da bacia durante o Maastrichtiano (Pirrie, 1991), relacionados à um *uplift* do arco da Península Antártica em combinação à um pulso magmático mais recente. A ausência de sedimentação Cenozoica em Cape Lamb (restrita apenas às ilhas Seymour e Cockburn) indica mudança do depocentro da bacia associada ao soerguimento e à possível exposição subaérea durante o Paleógeno.

O membro Sandwich Bluff tem espessura máxima de 85 metros e é litologicamente diverso, sendo composto por camadas conglomeráticas, arenitos cascalhentos, arenitos, siltitos e argilitos. Enquanto a presença de invertebrados marinhos é menos comum no membro Sandwich Bluff, registros de vertebrados são comparativamente comuns, com uma grande variedade de ossos reptilianos, como os de plesiossauros, além de ossos de tubarões. Uma das descobertas mais importantes talvez tenha sido a do esqueleto parcial da ave anseriforme *Vegavis*, sendo considerada a única evidência inquestionável no mundo da existência da

linhagem aviária moderna dos anseriformes (como patos e gansos, por exemplo) em períodos pré-cenozoicos (Clarke et al., 2005).

O Sandwich Bluff representa uma sequência regressiva, de deposição em ambientes de plataforma marinha à costeiros rasos no topo da sequência. O membro já foi dividido em oito (Pirrie et al., 1991) ou 15 fácies distintas (Roberts et al., 2014), evidenciando a sua complexidade litológica e paleontológica. Uma variedade de estruturas associadas a regimes deposicionais de ambientes marinhos rasos a deltaicos são observadas, como ondulações, estratificações cruzadas *hummocky* e horizontes *rootlet* (com rizoturbações).

O membro Sandwich Bluff, por sua vez, é recoberto discordantemente por uma unidade de diamictitos glaciais do Plioceno, a Formação Hobbs Glacier (Pirrie et al., 1997), que em Cape Lamb fica restrita a uma pequena área no norte da península. Recentemente, um depósito de diamictitos de idade Cenozóica, com cerca de 7 metros de espessura, também foi observado na costa sul de Cape Lamb e denominado informalmente de Diamictitos Cabo Lamb (Lirio et al., 2015). Estudos recentes indicam a possibilidade também da existência de alguns metros da Formação Sobral sobrepondo o Sandwich Bluff em Cape Lamb (Roberts et al., 2014), formação até então identificada apenas no Leste da bacia James Ross.

O Grupo Vulcânico James Ross repousa de forma discordante sobre os estratos Cretácicos e representa o topo da sequência litoestratigráfica em Cape Lamb (Smellie et al., 2008; Smellie et al., 2013). Sua idade remete predominantemente ao Neógeno, mais especificamente ao Mioceno Tardio (~6 Ma BP). Smellie et al. (2008) também identificaram idades Pleistocênicas (< 80 mil anos) para algumas rochas na ilha James Ross, sugerindo sua contemporaneidade e a hipótese de que o Grupo Vulcânico James Ross possa estar inativo em vez de extinto. O grupo está associado a no mínimo 50 erupções (Smellie et al., 2008), com as primeiras ocorrendo após o estabelecimento do maior centro vulcânico, o Monte Haddington, na ilha James Ross (Nelson, 1975).

O Grupo Vulcânico James Ross é composto predominantemente por camadas de lavas alcalinas de olivina-basalto, brechas hialoclásticas e cones de tufos palagonitizados (Nelson, 1975). O basalto e as brechas compõem unidades de *lava-fed deltas* empilhadas, corpos deltaicos com morfologia e estratigrafia interna semelhante ao de deltas aluviais e cujo processo de formação está associado a erupções subaéreas de lavas máficas que fluem em direção as partes mais baixas e se consolidam em ambiente aquoso, como o mar ou lagos (Fig. 5). São corpos comuns em ambientes glaciais onde a erupção vulcânica se desenvolveu abaixo das geleiras, contribuindo para o derretimento parcial do gelo e a formação de lagos glaciais onde o magma se deposita (Nehyba e Nývlt, 2015).

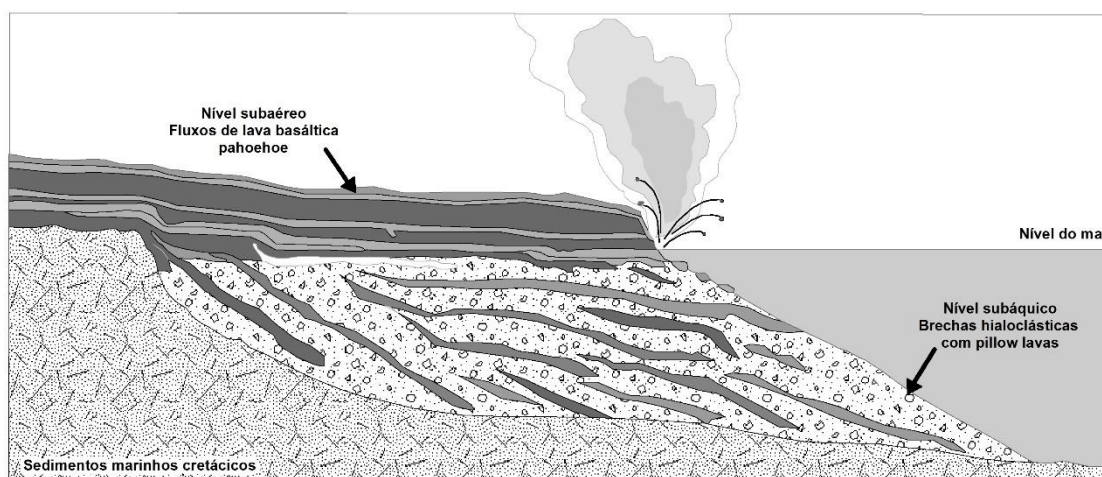


Figura 5 Diagrama esquemático ilustrando o ambiente de formação dos corpos vulcânicos de deltas lava-fed. (Adaptado de Smellie e Edwards, 2016).

Os corpos de *lava fed-deltas* geralmente são subdivididos em duas partes (Fig. 6). O nível superior subaéreo é composto por camadas sub-horizontais de lava basáltica do tipo *pahoehoe* (lava fluida que solidifica formando uma estrutura que se enrola a semelhança de um rolo de corda). A lava se sobrepõe ao nível inferior subaéreo, composto por depósitos mais espessos e com mergulho acentuado de brechas hialoclásticas. De forma geral, cerca de 2/3 a 3/4 da espessura de cada unidade de *lava fed-deltas* é composta pelas brechas hialoclásticas (Smellie et al., 2008).

As brechas hialoclásticas configuram-se pela presença de litoclastos basálticos do tipo *pillow lavas* de diferentes tamanhos, o que é indicativo de resfriamento e fragmentação em ambiente subaéreo com contribuição marinha (Nelson, 1975). Os litoclastos, por sua vez, são envoltos por uma matriz tufítica mais fina, indicativa de vulcanismo explosivo com lançamento de fluxo piroclástico em ambiente aquático (Murcia et al., 2013). Além dos tufos da matriz das brechas vulcânicas, outros materiais piroclásticos podem ser encontrados, como lúpili-tuff, púmices, escórias e eventualmente balísticos como bombas e blocos.

As brechas tendem a apresentar acentuado grau de palagonitização (Nelson, 1975), processo de dissolução incongruente ou congruente de espécies de vidro vulcânico, como sideromelano e obsidiana, e sua reprecipitação em materiais mais cristalizados quando o magma em vias de consolidação é exposto a fluídos hídricos aquecidos, como a água do mar ou lagos glaciais formados pelas erupções (Stroncik e Schmincke, 2002).

Dentre os minerais formados, a palagonita é tida como o primeiro produto da alteração aquática do vidro vulcânico, e sua presença é evidenciada pelas cores amareladas e alaranjadas da matriz tufítica das brechas, proveniente da oxidação do Fe presente. Além da oxidação do

Fe, a formação da palagonita é acompanhada pela absorção de H₂O e a mobilização de alguns elementos, com destaque para a perda de Ca, Na, Si e Al (Stroncik e Schmincke, 2002).



Figura 6 Escarpa rochosa à Leste de Cape Lamb, evidenciando o contato (linha tracejada amarela) entre os compartimentos basáltico (superior) e ignimbrítico (inferior) típicos das estruturas de *lava fed-deltas* do Grupo Vulcânico James Ross. Destaca-se a diferença de coloração e de orientação dos diferentes estratos (Foto: Douglas Riff).

Por sua vez, as lavas basálticas tendem a apresentar coloração escura a acinzentada, além de graus variáveis de feições amigdaloidais ou vesiculares, decorrentes da expansão de gases presentes sob a forma de bolhas no líquido magmático, o que é indicativo, ao lado da expressiva presença de vidro vulcânico, da rápida cristalização do magma, sob as condições subglaciais/subaquosas presentes.

A principal fonte do vulcanismo foi o Monte Haddington, localizado no centro da ilha James Ross, mas centros secundários também foram importantes, como o Domo Dobson, também na ilha James Ross, e ilhas no canal do Príncipe Gustav (Smellie et al., 2013). Em Vega, o centro das erupções ocorreu a partir de fissuras de alinhamento Leste-Oeste localizadas na espinha central da ilha, onde hoje se localiza o platô Sandwich Bluff, sob o domo elevado da geleira principal. O vulcanismo foi predominantemente glacial, com grande parte das erupções ocorrendo abaixo das coberturas de gelo (Smellie et al., 2008).

O empilhamento das unidades lavas/brechas sugere gradual processo de submersão durante o vulcanismo (Nelson, 1975), sendo responsável pela formação dos grandes platôs estratificados que marcam a parte alta da paisagem de Cape Lamb. O platô central de Vega, Sandwich Bluff, apresenta a idade mais antiga dos deltas vulcânicos da ilha, com 5,4 Ma BP. Em Cape Lamb, O Grupo Vulcânico James Ross chega a atingir 100 metros de espessura máxima (Del Valle et al., 1982), e pode ser subdividido em duas formações distintas principais:

a Formação Sandwich Bluff e a Formação Cape Well-Met (Smellie et al., 2013), sendo que o delta desta última possui idade em torno de 2,09 Ma (Pleistoceno), sendo, portanto, a unidade geológica mais recente da área (Smellie et al., 2008).

Além destas duas formações, na extremidade norte de Cape Lamb também é possível identificar a presença de uma sequência piroclástica co-eruptiva, composta de um cone de lapilli-tuff basálticos da Formação Terrapin Hill, formado por deposição durante os eventos explosivos hidromagmáticos (Smellie et al., 2013), possivelmente durante um dos períodos interglaciais do Plioceno Recente (Smellie et al., 2008).

O plano de inconformidade das rochas vulcânicas sobre o pacote Cretácico se estendeu tanto acima quanto abaixo do nível do mar. A exposição do grupo vulcânico acima do nível do mar forneceu pontos de fraqueza que foram explorados por agentes erosivos glaciais e marinhos e resultou em muitos casos na destruição da cobertura vulcânica e a exposição dos sedimentos Cretácicos. Com o soergimento tectônico das ilhas acima do nível do mar, os sedimentos Cretácicos também foram afetados pela erosão, cujos processos permanecem até os dias atuais.

1.4. Paleoclimas

A sedimentação Cretácica da bacia James Ross ocorreu em um período climático diferente do atual na Península Antártica, com condições mais quentes e úmidas estáveis o suficiente para o desenvolvimento de extensa cobertura florestal típica de ambientes temperados (com verões quentes e invernos frios), e extensa presença das coníferas araucária e podocarpos e da angiosperma *Nothofagus* (Francis, 1986).

A abertura do Drake no Eoceno e o desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica mudou drasticamente esta condição, diminuindo as temperaturas da Antártica e possibilitando o surgimento das primeiras geleiras no continente e a sua expansão para o norte ao longo da Península Antártica, inserindo esta região em um período glacial durante o Oligoceno Tardio, conhecido como glaciação Polonez (Birkenmajer, 1985).

O Último Máximo Glacial das ilhas James Ross ocorreu por volta de 18 mil anos, durante a era do gelo Wisconsin, quando a geleira do Monte Haddington, do centro da Ilha James Ross, foi conectada às geleiras da Península Antártica, constituindo um espesso manto de gelo com uma altura média de 370 metros (Glasser et al., 2014). Tal informação bate com os dados de Smellie et al. (2008), que consideram a espessura padrão da antiga capa de gelo do arquipélago James Ross variando entre 200 e 350 metros, com espessuras máximas de 600 a 750 metros ocorrendo em algumas poucas áreas.

Nos últimos 18 mil anos, acréscimos substanciais na temperatura do ar favoreceram o abaixamento do nível de gelo e a formação de um manto de gelo mais fino, porém os sistemas climáticos mais frios do Mar de Weddel tenderam a amortecer o aquecimento e retardar a deglaciação (Sterken et al., 2012). Assim, o recuo das geleiras no arquipélago James Ross tem sido datado variando de 10 mil a 4 mil anos (Zale e Karlén, 1989; Ingólfsson et al., 1992; Hjort et al., 1997).

1.5. Clima atual

O clima da Ilha Vega se notabiliza pelas suas condições frias e secas, caracterizando-se como um clima subpolar continental, com forte influência da Península Antártica. Levando-se em consideração a classificação climática de Köppen, o clima da ilha caracteriza-se como EF, polar, com temperatura média do ar no mês mais quente inferior a 0°C e verão incipiente.

O arquipélago James Ross caracteriza-se como um ambiente de deserto subpolar de condições semiáridas (Bockheim e Ugolini, 1990), com precipitação variando de 300 a 500 mm anuais (van Lipzig et al., 2004) – com 80% na forma de neve (Reynolds, 1981). Boa parte desta precipitação se concentra no curto período de verão, entre os meses de dezembro e janeiro, e ocorre principalmente sob a forma de neve, tendendo a mudar drasticamente a paisagem em apenas algumas horas (Fig. 7). A temperatura média anual em Vega é estimada em torno de -5°C . Em áreas vizinhas, como na ilha James Ross, a temperatura média anual fica em torno de -7°C (Laska et al., 2010; Hrbáček et al., 2016), com máximas podendo chegar acima de 5°C durante o verão e as mínimas abaixo de -30°C durante o período de inverno (Láska et al., 2011).



Figura 7 Paisagem de Cape Lamb no sítio do acampamento Terrantar: (a) antes e (b) depois de precipitação de neve comum durante os meses de verão (Fotos: Douglas Riff).

Assim como em outras áreas da Antártica, os aumentos globais na temperatura vêm afetando as condições climáticas do Mar de Weddel, onde a temperatura do ar teve uma taxa

de aumento de 0,03 °C nos 50 anos da segunda metade do século XX (King et al., 2003). Por sua vez, de acordo com dados coletados em Esperanza, o norte da Península Antártica passou por um aquecimento de 0,41 °C em uma década (Turner et al., 2005). Este aquecimento gradual da atmosfera teve como principais consequências a fragmentação de grande parte da plataforma de gelo Larsen (Larsen A em 1995, Larsen B em 2001 e parte da Larsen C em 2017), assim como a desintegração da cobertura de gelo do canal do Príncipe Gustav em 1995, que ligava o arquipélago James Ross à Península Antártica. Por sua vez, o colapso das plataformas de gelo no Leste da Península Antártica ocasionou a aceleração, desbaste e regressão das geleiras tributárias em 35% de 1988 a 2009 (Davies et al., 2012). Observa-se no entanto que na última década o aquecimento deu lugar à tendências de resfriamento da temperatura atmosférica na Península Antártica, o que é atribuído à alta variabilidade climática natural da região (Turner et al., 2016).

As ilhas do mar de Weddel estão localizadas em uma faixa de transição climática entre a Antártica Marítima, mais úmida e quente, e a Antártica Continental, composta de ambientes desérticos. O Mar de Weddel se caracteriza pelos regimes de águas frias e extensa cobertura de gelo marinho, o que é acompanhado pelas baixas temperaturas do ar. Alguns fatores contribuem para esta condição. O principal fator é o papel que as cordilheiras montanhosas da Península Antártica exercem sobre a circulação regional dos ventos (Schwerdtfeger, 1975).

Enquanto, o flanco Oeste e o norte da Península Antártica são influenciados pelos ventos superficiais menos frios da Corrente Circumpolar Antártica, as cadeias de montanhas que cortam a península impedem a travessia destes ventos para o seu setor Leste, onde estão localizadas as ilhas do Mar de Weddel. Por sua vez, o Mar de Weddel é influenciado principalmente pelos fortes ventos frios gerados no continente e que tendem a se deslocar na direção Oeste em direção à Península Antártica.

As cadeias montanhosas da península também restringem a circulação atmosférica do Mar de Weddel, obstruindo a passagem dos ventos, assim como o deslocamento do grande volume de gelo transportado pelas frias correntes marítimas. Acima da latitude 64°S, onde se localizam as ilhas do arquipélago James Ross, os ventos Oeste, barrados pela Península Antártica, são desviados para Leste, gerando um movimento circular dos ventos frios no Mar de Weddel (Schwerdtfeger, 1975) e concentrando o gelo a ponto das áreas costeiras permanecerem com coberturas de gelo ao longo de todo o ano (King et al., 2003). Além da barreira fornecida pela Península Antártica, o baixo ângulo de inclinação da radiação solar em altas latitudes, o grande albedo da neve e do gelo (que reflete cerca de 80% da radiação solar)

e a grande nebulosidade da região da Península Antártica são outros fatores condicionantes para as baixas temperaturas.

Devido às condições frias e secas, Cape Lamb é praticamente desprovida de vegetação, com escassas comunidades de musgos distribuídas em saliências do relevo ou nas áreas mais úmidas, além de insignificantes agrupamentos de líquens nas faces mais expostas à radiação de fragmentos rochosos. Os fortes ventos também atuam como fator limitante para o estabelecimento da vegetação, com os pequenos campos de musgos se localizando preferencialmente em reentrâncias do relevo protegidas pelo vento. A fauna em Cape Lamb também é incipiente, com as principais espécies sendo a skua parda (*Catharacta lonnbergii*) e o trinta-réis antártico (*Sterna vittata*). Não há presença de colônias de pinguins ou de mamíferos.

2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BIRKENMAJER, K. 1985. Onset of Tertiary continental glaciation in the Antarctic Peninsula sector (West Antarctica). **Acta Geologica Polonica**, 35, 1/2, 1-31.

BOCKHEIM, J.G., UGOLINI, F.C., 1990. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the southern circumpolar region. **Quaternary Research**, 34, 47-66.

BOCKHEIM, J.G. 1995. Permafrost distribution in the Southern circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research. **Permafrost and Periglacial Processes**, 6, 27-45.

BOCKHEIM, J. G.; TARNOCAI, C. 1998. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost - affected soils. **Geoderma**, 81, 281-293.

BOCKHEIM, J. G., CAMPBELL, I. B.; MCLEOD, M. 2007. Permafrost distribution and active-layer depths in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. **Permafrost and Periglacial Processes**, 18, 217-227.

BOCKHEIM, J. G. **The Soils of Antarctica**. 2015. World Soils Book Series, Springer.

BOGER, S. D. 2011. Antarctica - before and after Gondwana. **Gondwana Research**, 19, 335-371.

CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. 1987. **Antarctica: Soils, weathering processes and environment**. Elsevier, Amsterdam, 368 p.

CANWOOD, P. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. **Earth Science Reviews**, 69, 249-279.

CERDA, I.A.; CARABAJAL, A.P.; SALGADO, L.; CORIA, R.A.; REGUERO, M.A.; TAMBUSI, C.P.; MOLY, J.J. 2012. The first record of a sauropod dinosaur from Antarctica. **Naturwissenschaften**, 99, 83-87.

CÉSARI, S.N.; MARENSSI, S.A.; SANTILLANA, S.N. 2001. Conifers from the Upper Cretaceous of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. **Cretaceous Research**, 22, 309-319.

CLARKE, J.A., TAMBUSI, C.P., NORIEGA, J.I., ERICKSON, G.M., KETCHUM, R.A., 2005. Definitive fossil evidence for the extant avian radiation in the Cretaceous. **Nature**, 433, 305-309.

CRAME, J.A.; PIRRIE, D.; RIDING, J.B.; THOMSON, M.R.A. 1991. Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. **Journal Geological Society**, 148, 1125-1140.

CRAME, J.A., FRANCIS, J.E., CANTRILL, D.J., PIRRIE, D., 2004. Campanian-Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. **Cretaceous Research**, 25, 411-423.

- DAVIES, B.J.; CARRIVICK, J.L.; GLASSER, N.F.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L. 2012. Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. **The Cryosphere**, 6, 1031–1048.
- DEL VALLE, R.A.; FOURCADE, N. H.; MEDINA, F. A. 1982. The stratigraphy of Cape Lamb and the Naze, Vega and James Ross islands, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.) **Antarctic geoscience**. Madison, University of Wisconsin, Press, 275-280.
- ELLIOT, D. H. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. 1998. In: FELDMANN, R.M.; WOODBURN, M.O. (Eds.). Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. **Geological Society of America Memoir**, 169, 541-555.
- FARQUHASON, G.W. 1984. Late Mesozoic non-marine conglomerate sequences of the northern Antarctica Peninsula (the Botany Bay Group). **British Antarctic Survey Bulletin**, 65, 1-32.
- FOX, A. J.; COOPER, P. R. 1994. Measured properties of the Antarctic Ice Sheet derived from the SCAR digital database. **Polar Record**, 30, 201.
- FRANCIS, J. E. 1986. Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications. **Palaeontology**, 29,655-684.
- FRENCH, H. M. 2018. **The Periglacial Environment**. 4^a ed. John Wiley & Sons, 478 p.
- FUKUDA, M.; SHIMOKAWA, K.; TAKAHASHI, N.; SONE, T. 1992. Permafrost in Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. **Geographical Review of Japan**, Series A, 65, 124–131.
- GLASSER, N. F.; DAVIES, B.J.; CARRIVICK, J.L.; RODÉS, A.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; DOMACK, E. Ice-stream initiation, duration and thinning on James Ross Island, northern Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, 86, 78-88, 2014.
- HALL, K. 2013. Periglacial processes and landforms of the Antarctic: a review of recent studies and directions. In: HAMBREY, M. J.; BARKER, P. F.; BARRETT, P. J.; BOWMAN, V.; DAVIES, B.; SMELLIE, J. L.; TRANTER, M. (Eds.). **Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes**. Geological Society, London, Special Publications, 381, 429–453.
- HAUCK, C., VIEIRA, G., GRUBER, S., BLANCO, J.; RAMOS, M. 2007. Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, 112, F02S19, 1–19.
- HATHWAY, B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic–Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. **Journal Geological Society London**, 157, 417–432.
- HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; MÖLLER, P.; LIRIO, J.M. 1997. Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Journal of Quaternary Science**, 12, 4, 259-273.

HOOKEER, J.J.; MILNER, A.C.; SEQUEIRA, S.E.K. 1991. An ornithopod dinosaur from the Late Cretaceous of west Antarctica. **Antarctica Science**, 3, 331–332.

HRBÁČEK, F.; LÁSKA, K.; NÝVLT, D.; ENGEL, Z., OLIVA, M.; 2016. Active layer thickness variability on James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. In: GUNTHER, F.; MORGENSTERN, A. (Eds.), XI. **International Conference on Permafrost Exploring Permafrost in a Future Earth**, Potsdam, Germany, Bibliothek Wissenschaftspark Albert Einstein, pp.125.

INESON, J. R.; CRAME, J.A.; THOMSOMN, R.A. 1986. Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island, Antarctica. *Cretaceous Research*, 7, 141-159.

INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C., BJÓRCK, S.; SMITH, R. I. L. 1992. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Boreas**, 21, 209–222.

LASKA, K.; PROSEK, P.; BUDÍK, L. 2010. Seasonal variation of air temperature at the Mendel Station, James Ross Island in the period of 2006-2009. **Geophysical Research Abstracts**, 12.

LÁSKA, K.; BARTÁK, M.; HÁJEK, J.; PROŠEK, P.; BOHUSLAVOVÁ, O., 2011. Climatic and ecological characteristics of deglaciated area of James Ross Island, Antarctica, with a special respect to vegetation cover. **Czech Polar Rep.** 1, 49–62.

LIRIO, J. M.; CONCHEYRO, A.; CHAPARRO, M. A.; NYVLT, D.; MLCOCH, F. 2015. Diamictita Cabo Lamb, um nuevo depósito fosilífero marino cenozoico em la Isla Vega, Península Antártica. In: VI Simpósio Argentino y III Latinoamericano sobre investigaciones antárticas.

LIVERMORE, R.; NANKIVEL, A.; EAGLES, G.; MORRIS, P. 2005. Paleogene opening of Drake Passage. **Earth Planet Science Letter**, 236, 459 – 470.

KING, J.C.; TURNER, J.; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M.; LACHLAN-COPE, T.A. 2003. Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records. **Antarctic Research Series**, 79. 17-30.

KNIGHT, J.; HARRISON, S. 2009. Periglacial and paraglacial environments: a view from the past into the future. In: KNIGHT, J. & HARRISON, S. (Eds.) **Periglacial and Paraglacial Processes and Environments**. The Geological Society, London, Special Publications, 320, 1–4.

MACDONALD, I. D. M.; BARKER P. F.; GARRETT, W.; INESON J. R.; PIRRIE, D.; STOREYB, C.; WHITHAMA, G.; KINGHORN, R. R. F.; MARSHALJL, E. A. 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. **Marine and Petroleum Geology**, 5, 34-53.

MARENSSI, S.A.; SALANI, F.M.; SANTILLANA, S. N. 2001. Geología de cabo Lamb, isla Vega, Antártida. Contribución Científica del Instituto Antártico Argentino N° 530. Buenos Aires

MILNE, A. J.; MILLAR, I. L. 1989. The significance of mid-Palaeozoic basement in Graham Land, Antarctic Peninsula. **Journal of the Geological Society of London**, 146, 207-210.

MURCIA, H. F.; BORRERO, C. A.; PARDO, N.; ALVARADO, G. E.; ARNOSIO, M.; SCOLAMACCHIA, T. 2013. Depósitos volcánicoclásticos: términos y conceptos para una clasificación em español. **Revista Geológica de América Central**, 48, 15-39.

NEHYBA, S.; NÝVLT, D. "Bottomsets" of the lava-fed delta of James Ross Island Volcanic Group, Ulu Peninsula, James Ross Island, Antarctica. 2015. **Polish Polar Research**, 36, 1, 1-24.

NELSON P.H.H. 1975. **The James Ross Island Volcanic Group of North-East Graham Land**. British Antarctic Survey Scientific Report 54, 62 p.

OLIVERO, E.B., MEDINA, F.A. 2000. Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the Family Kossmaticeratidae in Antarctica. **Cretaceous Research**, 21, 269-279.

OLIVERO, E. B., 2012. Sedimentary cycles, ammonite diversity and palaeoenvironmental changes in the Upper Cretaceous Marambio Group, Antarctica. **Cretaceous Research**, 34, 348-366.

PANKHURST, R. J. 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. **Journal Geological Society**, 139, 701-711.

PIRRIE, D. 1991. Controls on the petrographic evolution of an active margin sedimentary sequence: the Larsen Basin, Antarctica. In: MORTON, A.C., TODD, S.P.; HAUGHTON, D.W. (Eds.). **Developments in sedimentary provenance studies**. Special Publication of the Geological Society of London, 57, 231-249.

PIRRIE, D.; CRAME, J. A.; RIDING, J. B. 1991. Late Cretaceous stratigraphy and sedimentology of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. **Cretaceous Research**, 12, 227-258.

PIRRIE, D. 1994. Petrography and provenance of the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. **Antarctic Science**, 6, 4, 517-527.

PIRRIE, D.; DITCFIELD, P.W.; MARSHALL, J.D. 1994. Burial diagenesis and pore-fluid evolution in a Mesozoic back-arc basin the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. **Journal of Sedimentary Research**, A64, 541-552.

PIRRIE, D.; CRAME, J.A.; RIDING, J.B.; BUTCHER, A.R.; TAYLOR, P.D. 1997. Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. **Geological Magazine**, 136, 745-762.

RABASSA, J.; SKVARCA, P.; BERTANI, L.; MAZZONI, E. 1982. Glacier inventory of James Ross and Vega Islands, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 3, 260-264.

REGUERO, M. A.; TAMBUSSI, C.P.; CORIA, R.A.; MARENSSI, S. A. 2012. Late Cretaceous dinosaurs from the James Ross Basin, Late Cretaceous, West Antarctica. In:

HAMBREY, M. J.; BARKER, P. F.; BARRETT, P. J.; BOWMAN, V.; DAVIES, B., SMELLIE, J. L; TRANTER, M. (Eds.) 2013. **Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes**. Geological Society, London, Special Publications, 381, 99–116.

REYNOLDS, J. M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey Bulletin**, 54, 123-133.

RIDING, J. B.; CRAME, J. A.; DETTMANN, M. E.; CANTRILL, D. J. 1998. The age of the base of the Gustav Group in the James Ross Basin, Antarctica. **Cretaceous Research**, 19, 87-105.

ROBERTS, E. M.; LAMANNA, M. C.; CLARKE, J. A.; MENG, J.; GORSCAK, E. SERTICH, J. J. W.; O'CONNOR, P. M.; CLAESON, K. M.; MACPHEE R. D. E. 2014. Stratigraphy and vertebrate paleoecology of Upper Cretaceous–? lowest Paleogene strata on Vega Island, Antarctica. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 402, 55-72.

SCHWERDTFEGER, W. 1975. The effect of the Antarctica Peninsula on the temperature regime of the Weddel Sea. **Monthly Weather Review**, 103, 45-51.

SLAYMAKER, O.; KELLY, R. 2007. **The Cryosphere and Global Environmental Change**. Blackwell Publishing. 261 p.

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

SMELLIE, J. S. 1987. Sandstone detrital modes and basinal setting of the TPG, northern Graham Land, Antarctic Peninsula. In MCKENZIE, G.D (Ed.) **Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics**. Geophysical Monograph 40. Washington: American Geophysical Union, 199-207.

SMELLIE J.L.; JOHNSON J.S.; MCINTOSH W.C.; ESSER R.; GUDMUNDSSON M.T.; HAMBREY M.J.; VAN WYK DE VRIES B. 2008. Six million years of glacial history recorded in volcanic lithofacies of the James Ross Island Volcanic Group, Antarctic Peninsula. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 260, 122–148.

SMELLIE J.L.; JOHNSON J.S.; NELSON, A.E. 2013. Geological map of James Ross Island. I. James Ross Island Volcanic Group (1:125 000 Scale). BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 5, British Antarctic Survey, Cambridge.

SMELLIE, J.; EDWARDS, B. 2016. Mafic glaciovolcanic sequences. In: **Glaciovolcanism on Earth and Mars: Products, Processes and Palaeoenvironmental Significance**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 215-249.

STERKEN, M.; ROBERTS, S.J.; Hodgson, D.A.; VYVERMAN, W.; BALBO, A.L.; SABBE, K.; MORETON, S.G.; VERLEYEN, E. 2012. Holocene glacial and climate history of Prince Gustav Channel, northeastern Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, 31, 93-111.

STRONCIK, N.; SCHMINCKE, H. U. 2002. Palagonite - a review. **International Journal of Earth Sciences**, 91, 4, 680-697.

TARNOCAI, C.; KIMBLE, J.; BROLL, G. 2003. Determining carbon stocks in Cryosols using the Northern and Mid-Latitudes Soil Database. In: PHILLIPS, M.; SPRINGMAN, S.M.; ARENSEN, L.U. (Eds.). **Permafrost**. Zurich, Switzerland. Vol. 2, 1129-1134.

TARNOCAI, C.; BROLL, G.; BLUME, H.P. 2004. Classification of permafrost-affected soils in the WRB. In: Kimble, J.M. (Ed.). **Cryosols: Permafrost-Affected Soils**. Springer-Verlag, Berlin, p.637–657.

THOMSON, M.R.A.; PANKHURST, R.J. 1983. Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: R.L. OLIVER, P.R.; JAMES; J.B. JAGO (Eds.). **Antarctic Earth Science**, 328-333.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G.J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A.; IAGOVIKNA, S. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, 25, 279-294.

TURNER, J.; LU, H.; WHITE, I.; KING, J.C.; PHILLIPS, T.; HOSKING, J.S.; BRACERGIDLE, T.J.; MARSHALL, G.J.; MULVANEY, R.; DEB, P. 2016. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. **Nature**, 535, 411–415.

VAN LIPZIG, N. P. M.; KING, J. C.; LACHLAN-COPE, T. A. 2004. Precipitation, sublimation, and snow drift in the Antarctic Peninsula region from a regional atmospheric model. **Journal of Geophysical Research**, 109, 1-16.

WASHBURN, A. L. 1980. **Geocryology: A survey of periglacial processes and environments**. 2^o ed. A survey of periglacial processes and environments. John Willey & Sons, New York, 406 p.

ZALE, R.; KARLÉN, W. 1989: Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. **Geografiska Annaler**, 71A, 211-220.

ZINMEISTER, W. J. 1982. Review of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary sequence on Seymour Island, Antarctica. **Journal Geological Society**, 139, 779-785.

**CAPÍTULO 2: GEOMORFOLOGIA DE CAPE LAMB, ILHAVEGA:
MAPEAMENTO, PROCESSOS E GEOFORMAS
EM AMBIENTE DE DESERTO SUBPOLAR**

1. INTRODUÇÃO

Atualmente, pode se dizer que os estudos das geoformas das áreas livres de gelo da Antártica se pautam em dois importantes campos de conhecimento da disciplina geomorfológica: a geomorfologia periglacial, mais antiga e consolidada, e a geomorfologia paraglacial, que nos últimos anos vêm ganhando destaque dentro da comunidade científica devido à sua relevância e versatilidade para a compreensão da evolução da paisagem nas áreas livres de gelo recentemente expostas.

A geomorfologia periglacial é concebida como o estudo dos processos e das geoformas em ambientes frios não glaciais, de altas latitudes ou altitudes. De forma mais específica, o objetivo da geomorfologia periglacial é analisar os impactos passados, presentes e futuros do congelamento diário, sazonal e perene na formação e desenvolvimento do relevo, levando-se em consideração o papel secundário dos campos de neve e da água marinha, lacustre e fluvial (Thorn, 1992).

A geomorfologia periglacial ganhou destaque no cenário mundial a partir do 11º Congresso Internacional de Geologia de 1910 em Estocolmo (French, 2003). Após a Segunda Guerra Mundial obteve grande impulso, ganhando destaque principalmente na Europa, com os primeiros estudos tendo como foco principal reconstituições paleogeográficas do período pleistocênico (André, 2003). No geral, a geomorfologia periglacial é pautada no predomínio do controle climático frio e do intemperismo físico pela ação do gelo como mecanismo básico de formação da paisagem (Elliot, 2003).

A geomorfologia paraglacial, por sua vez, é baseada no clássico conceito de Church e Ryder (1972) de processos paraglaciais, como sendo aqueles processos não-glaciais que são diretamente condicionados pela dinâmica de glaciação/deglaciação, ou que são resultado direto da antiga presença de gelo. A aplicação inicial deste termo teve como foco a caracterização de sedimentos glaciogênicos retrabalhados pela ação fluvial na América do Norte (Ballantyne, 2002). Sua expansão se dá a partir da década de 90, com a diversificação dos processos e dos ambientes geomórficos interpretados sob o âmbito da dinâmica paraglacial.

O conceito paraglacial, posteriormente expandido também para caracterização de geoformas, sedimentos e sistemas terrestres (Slaymaker, 2011), tem como essência o fato do terreno recentemente deglaciado iniciar a sua evolução em um estado instável ou metaestável, sendo assim extremamente vulnerável a rápidas modificações por agentes subaéreos fluviais, eólicos, gravitacionais, dentre outros, em um período de reajuste de uma condição glacial para não-glacial (Ballantyne, 2002).

Além da recente exposição, as feições de relevo das áreas recentemente deglaciadas (periglaciais e paraglaciais) tendem a ser instáveis devido à sua susceptibilidade às mudanças climáticas atuais, ativando processos erosivos e de movimentos de massa que ultrapassam largamente os níveis históricos desde o fim da última glaciação (Ballantyne, 2002). Em vista disto, alguns processos relacionados à aumentos atuais de temperatura são identificados nestas áreas, como a diminuição da espessura do permafrost (Camill, 2005), o aumento dos movimentos de massa superficiais lentos (solifluxão) e rápidos (avalanches), além do aumento do lançamento de sedimentos no mar pelos canais de degelo (Warburton, 2007).

A análise geomorfológica em áreas livres de gelo típicas de deserto subpolar da Antártica, por sua vez, adquire características peculiares devido às condições extremas de frio e aridez, e a sua aplicação possibilita o entendimento de processos e mecanismos geomorfológicos raros no planeta. Entretanto, tais processos ainda são pobremente compreendidos, apesar da sua importância para o fornecimento de informações sobre a estabilidade e a morfodinâmica da paisagem das áreas deglaciadas do continente antártico (Davies et al., 2013).

Um dos exercícios básicos e principais para o entendimento da gênese e evolução do relevo destas áreas passa pela definição e a delimitação das feições de relevo, ou geoformas, através dos mapeamentos geomorfológicos (Evans, 2012). A importância dos mapeamentos está associada ao fato de que a partir da sua execução é possível compreender as relações espaciais de entidades que definem as condições operativas não só de processos geomorfológicos, mas também hidrológicos, ecológicos e pedológicos (Zhao et al., 2017).

O mapeamento geomorfológico é bastante consolidado nos diferentes ambientes livres de gelo da Antártica, como a Antártica Marítima (Francelino et al., 2011; López-Martínez et al., 2012; Michel et al., 2014), a Península Antártica (Davies et al., 2013; Schaefer et al., 2015) e a Antártica Continental (McLeod et al., 2008; Vieira et al., 2012; Delpupo et al., 2017), existindo ainda uma certa carência deste tipo de trabalho nas regiões insulares do arquipélago James Ross, localizadas na região do Mar de Weddel. Tendo isto em vista, tem-se como objetivo neste capítulo realizar o mapeamento geomorfológico de Cape Lamb, Ilha Vega, e compreender a evolução, dinâmica e a configuração da paisagem, com foco na análise dos processos geomorfológicos genéticos atuais e na distribuição espacial das geoformas resultantes em ambiente de deserto subpolar.

2. MATERIAL E MÉTODOS

O mapeamento geomorfológico de Cape Lamb foi executado em duas etapas. A primeira consistiu nas observações e registros fotográficos dos principais processos geoformas da área, como parte dos trabalhos de campo ocorridos durante o verão 2017/2018 na ilha Vega. Para a sistematização das classes de relevo a serem trabalhadas nas etapas seguintes, procurou-se seguir os princípios estabelecidos pela União Geográfica Internacional para mapeamentos geomorfológicos (Coltrinari, 2011), levando em consideração na medida do possível todos os atributos do relevo – morfometria, morfografia, morfogenética, morfodinâmica e morfocronologia – na definição das feições. Por sua vez, para a análise da evolução geomorfológica de Cape Lamb, foi tomada como referência o modelo teórico de evolução temporal da paisagem em desertos polares desenvolvido por Davies et al. (2013).

Na segunda etapa, as feições de relevo registradas em campo foram interpoladas visualmente para a imagem de satélite Sentinel 2A e o Modelo Digital de Elevação WorldDEM, utilizando-se o Sistema de Informação Geográfica ArcGIS®, obtendo-se assim, o mapa geomorfológico de Cape Lamb na escala de 1:50.000 (escala obtida através da relação entre a resolução espacial e o erro de graficismo cartográfico). Para tal, foram utilizadas chaves de fotointerpretação, como cor, textura, forma, tamanho, padrões, entre outros, que possibilitaram a discriminação em gabinete das diferentes geoformas.

Tabela 1 Bandas espectrais do satélite Sentinel 2A.

| Nº Banda | Nome da Banda | Comprimento central de onda (µm) | Resolução espacial (m) |
|-------------|--|-------------------------------------|---------------------------|
| 1 | Ultra-azul (Costa e Aerossóis) | 0,443 | 60 |
| 2 | Azul | 0,49 | 10 |
| 3 | Verde | 0,56 | 10 |
| 4 | Vermelho | 0,665 | 10 |
| 5 | Visível e Infravermelho-Próximo (VNIR) | 0,705 | 20 |
| 6 | Visível e Infravermelho-Próximo (VNIR) | 0,74 | 20 |
| 7 | Visível e Infravermelho-Próximo (VNIR) | 0,783 | 20 |
| 8 | Infravermelho Próximo (NIR) | 0,842 | 10 |
| 8A | Visível e Infravermelho-Próximo (VNIR) | 0,865 | 20 |
| 9 | Vapor de Água | 0,94 | 60 |
| 10 | Cirrus | 1,375 | 60 |
| 11 | Infravermelho de Ondas Curtas (SWIR) | 1,61 | 20 |
| 12 | Infravermelho de Ondas Curtas (SWIR) | 2,19 | 20 |

O satélite Sentinel 2A caracteriza-se por imagens multiespectrais com informações do espectro eletromagnético que variam do visível ao infravermelho-médio (SWIR), totalizando 13 bandas espectrais (Tab. 1), através do sensor passivo de varredura eletrônica MSI (*MultiSpectral Instrument*). A cena utilizada neste trabalho foi adquirida no sítio virtual *Earth Explorer*, com data de 05/01/2016, sendo baixada já ortorretificada e com correções atmosféricas. Esta cena em específico foi selecionada por não apresentar coberturas de nuvem e neve expressivas na área de estudo, além do menor ângulo zenital do sol (48.50°) em comparação com as outras imagens Sentinel disponíveis, o que acarreta em uma menor extensão de sombras na superfície do terreno. A composição colorida utilizada foi a falsa cor R(8); G(4); B(3), o que permitiu um maior contraste dos lineamentos do relevo e uma resolução espacial de 10 m para a imagem utilizada.

Como dado auxiliar para a delimitação das feições, também foi utilizado o Modelo Digital de Elevação WorldDEM de aproximadamente 12,5 m de resolução espacial e precisão vertical absoluta inferior a 4 m. O modelo digital de elevação WorldDEM é um modelo tridimensional da superfície terrestre gerado por interferometria e derivado dos satélites de radar TerraSAR-X e TanDEM-X com sensor ativo SAR – Radar de Abertura Sintética, que atua na banda X da faixa do micro-ondas. Neste trabalho, foi utilizado o Modelo Digital de Superfície WorldDEMTM, pós-processado para a garantia da consistência hidrológica do modelo, e adquirido junto à empresa Airbus Defence & Space, responsável por sua distribuição comercial.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Ao todo, foram identificadas e mapeadas vinte e cinco geoformas em Cape Lamb (Fig. 8a; Tab. 3), dentre as quais doze constituem-se como geoformas deposicionais ou agradacionais, ou seja, cujo processo geomorfológico dominante é a deposição de sedimentos. Os principais parâmetros utilizados para a definição e discriminação das feições foram a morfologia do terreno, altitude, declividade, processos genéticos, material de origem e a natureza da cobertura superficial. As formas deposicionais possuem caráter variado, podendo ser de origem glacial, como as morainas holocênicas e os drifts glaciais; origem fluvial, como as planícies fluvioglaciais; origem marinha, como as praias e os terraços; ou ainda gravitacionais, como os tálus.

Em consonância, foram identificadas também cinco feições erosivas ou denudacional, com maior ou menor mobilidade de sedimentos. Predominam as feições de caráter fluvial, como os *scree slopes* (encostas de detritos) e marinho, como as escarpas marinhas. Em relação às

feições erosivas de menor mobilidade de sedimentos, observa-se o predomínio das feições crioclásticas, com produção de sedimentos *in situ*, como as plataformas de crioplaneação e os felsenmeers (campos de blocos). Feições estruturais também estão presentes (4), associadas principalmente ao controle geotectônico exercido pelos derrames de lavas basálticas de Cape Lamb na morfologia das feições, além das geleiras (2) e lagos (2).

Ressalta-se o caráter arbitrário da diferenciação das geoformas de Cape Lamb, uma vez que os processos geomorfológicos que conduzem a modelagem do relevo, em particular a erosão e a deposição de sedimentos, são processos contínuos na paisagem, não se restringindo apenas a um conjunto de feições específicas. Desta forma, a definição de uma geoforma como erosiva ou deposicional passa pelo principal processo que define a sua gênese, e/ou a sua morfologia e dinâmica atual.

O relevo de Cape Lamb possui declividade média de 22%, caracterizando um padrão forte ondulado. Dois setores se destacam com orientações opostas Leste e Oeste – compostos principalmente pelo material sedimentar Cretácico e separados por uma divisão central marcada por extensos derrames vulcânicos em patamares estruturais com desnível de até quase 500 metros acima do nível do mar. As superfícies sedimentares rebaixadas são bordadas nas suas extremidades noroeste e nordeste por depósitos morânicos de *till* de idade holocênica que se destacam na paisagem e definem os limites laterais da península, recobrando os sedimentos Cretácicos.

A complexidade de geoformas observada é explicada pela diversidade de processos morfogenéticos identificados. Além dos processos periglaciais zonais, foi observada a atuação de oito processos azonais: glaciais, fluviais, eólicos, marinhos, lacustres, gravitacionais, tectônicos e estruturais, atuando na gênese e evolução das feições de relevo de Cape Lamb. Tais processos podem ser constatados na paisagem através das feições às quais deram origem, mas também a partir de outras evidências associadas aos solos, como solos com padrões e pavimentos desérticos, e aos blocos e detritos rochosos espalhados pelo terreno, como gelifactos, ventifactos e erráticos (Fig. 8a).

O relacionamento das geoformas com os processos morfogenéticos foi utilizado como critério para o agrupamento das feições de relevo e a delimitação de domínios geomorfológicos (Fig. 8b; Tab. 2), útil para uma melhor compreensão do funcionamento geral da paisagem. O domínio glacial foi representado pelas geleiras, principalmente sob a forma das amplas geleiras de vale de Cape Lamb, e a sua extensão espacial de 27% da área total evidencia que a atividade glacial continua sendo de grande relevância na configuração da paisagem atual de Cape Lamb, inclusive no que concerne à sua evolução futura.

Tabela 2 Representatividade espacial dos domínios geomorfológicos de Cape Lamb.

| Domínios | Área | |
|--------------|-------------|------------|
| | (ha) | % |
| Glacial | 924 | 27 |
| Proglacial | 751 | 21 |
| Paraglacial | 1496 | 45 |
| Periglacial | 238 | 7 |
| Total | 3409 | 100 |

O domínio proglacial foi representado pelos grandes sistemas de morainas que margeiam as geleiras de Cape Lamb, compondo 22% da área total. Classicamente, tal domínio é definido pela grande proximidade espacial com os sistemas de geleiras, fazendo com que a dinâmica geomorfológica dentro dos seus limites seja intimamente dependente do gelo glacial imediatamente adjacente e/ou subjacente. As morainas nucleadas de gelo de Cape Lamb são bem representativas deste domínio, uma vez que além de depósitos de caráter glaciogênico, ou seja, depositadas diretamente através da dinâmica recente de avanço e recuo das geleiras, os processos fluviais e lacustres fortemente ativos que modelam suas superfícies são diretamente dependentes do descongelamento glacial atual.

O domínio paraglacial foi o mais expressivo espacialmente, representando 45% da área total. Este domínio engloba as geoformas originadas por processos não glaciais, mas diretamente condicionadas pela glaciação e deglaciação. Neste trabalho, os principais processos que correspondem a este critério são processos azonais ativos, com destaque para os fluviais, eólicos, marinhos e gravitacionais. Esta maior diversidade de processos também determina uma maior diversidade de geoformas englobadas neste domínio, com destaque para os *scree slopes*, planícies fluvioglaciais, terraços marinhos, tálus, dentre outros.

Em Cape Lamb, a relação do paraglacialismo com a deglaciação envolve mecanismos diretos, como o retrabalhamento fluvial de sedimentos glaciogênicos, o que pode ser atestado pelo desenvolvimento de planícies fluvioglaciais sobre os depósitos de drifts glaciais. Mas também pode incorporar respostas mais indiretas, como o soerguimento de terraços marinhos pelo rebote isostático, ou ainda a fragmentação de escarpas rochosas e a ativação do processo de queda de blocos por liberação de estresse, ambos associados ao alívio de pressão produzido pelo recuo das geleiras.

A paisagem paraglacial é definida como uma paisagem de transição em processo de recuperação do distúrbio da glaciação (Slaymaker, 2011). Em um quadro geral, o domínio paraglacial representa um sistema de grande instabilidade e alta disponibilidade energética,

proporcionando uma grande mobilidade de sedimentos por processos erosivos e configurando uma paisagem dinâmica de desequilíbrio devido à recente exposição pelo recuo das geleiras.

Sua principal diferença para o domínio proglacial, é que enquanto este é um domínio mais diretamente dependente da glaciação atual, o domínio paraglacial é dependente, principalmente, da deglaciação, ou ainda, de uma ou mais glaciações pretéritas e dos seus efeitos na paisagem. Por sua vez, nas áreas livres de gelo, a condição de equilíbrio é alcançada quando os sistemas paraglaciais dão lugar ao sistema periglacial.

O domínio periglacial é aquele onde as geoformas são originadas diretamente pela ação dos processos periglaciais, ou seja, que envolvem diretamente os ciclos de congelamento e descongelamento, manifestando seus registros na paisagem. Em Cape Lamb, este domínio é menos expressivo, com cerca de apenas 7% da área total, englobando principalmente feições dos patamares mais elevados localizados na parte central de Cape Lamb, como os terraços de crioplaneação e os platôs vulcânicos, pouco ou nada afetados pela ação das geleiras, além de associados à atuação da crioclastia e crioturbação.

Os terraços de crioplaneação são as geoformas que possuem o maior desenvolvimento de solos com padrões de Cape Lamb, com a maior superfície de solos estriados da área, enquanto os platôs vulcânicos e os *felsenmeer* são as principais feições crioclasticas. Tal domínio também engloba as geoformas cuja gênese está diretamente ligada ao permafrost, como as geleiras rochosas e os *thermokarts*. Em geral, o domínio periglacial engloba as feições de maior estabilidade de Cape Lamb, uma vez que os processos periglaciais são menos eficientes na mobilização e transporte de sedimentos do que outros processos erosivos.

É válido lembrar que apesar da definição de domínios, as condições de proglacialismo, paraglacialismo e periglacialismo podem extrapolar os limites dos seus domínios e se sobrepor na paisagem. Feições periglaciais de pequena extensão espacial, como solos poligonais, solos estriados e lóbulos de gelifluxão, são amplamente difundidos em algumas superfícies do domínio paraglacial, como em terraços marinhos e *scree slopes*, indicando a transição gradual e o reajuste destes ambientes para uma condição periglacial, com o passar do tempo.

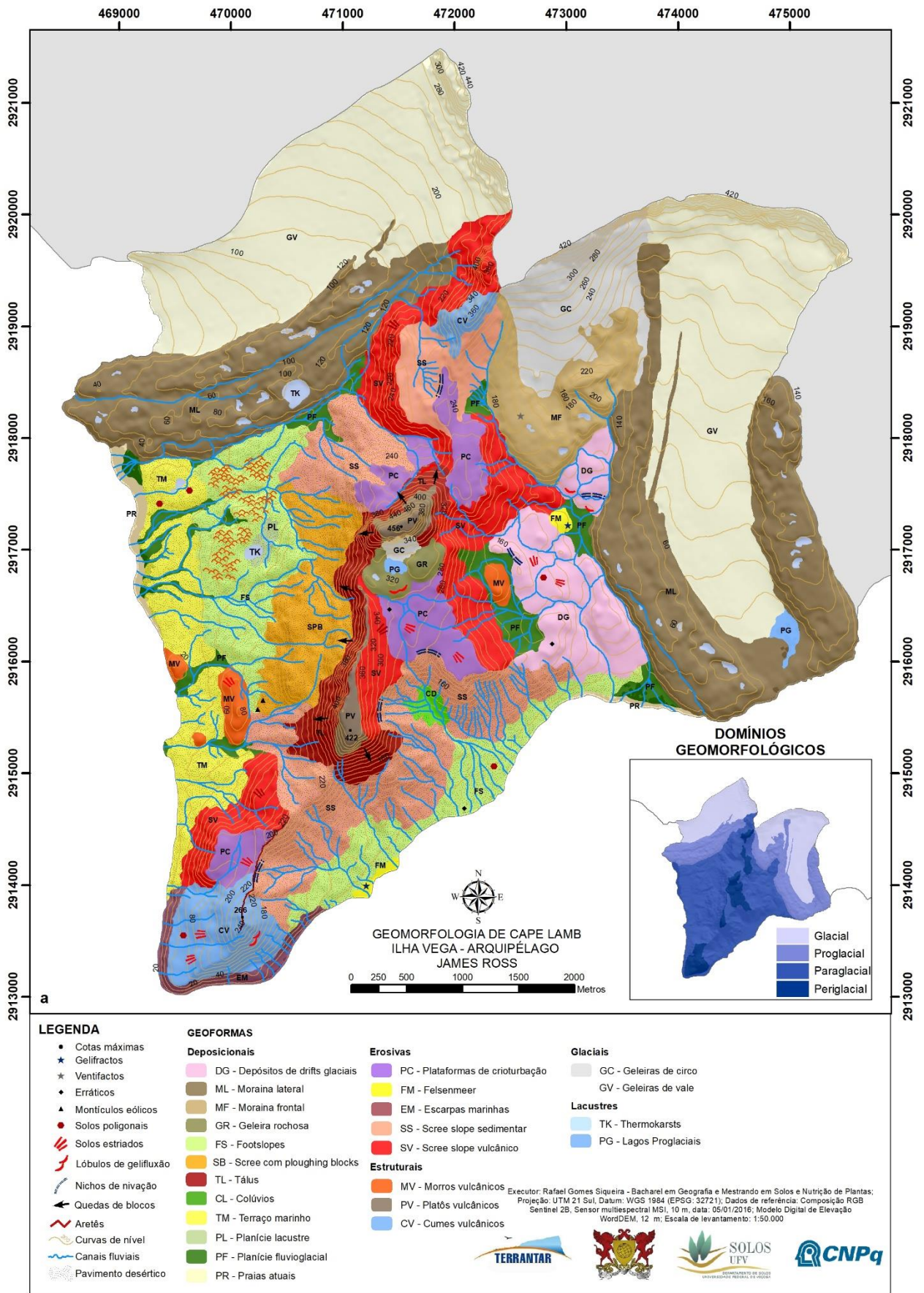


Figura 8 (a) Mapa geomorfológico de Cape Lamb, Ilha Vega; (b) Domínios geomorfológicos (Execução: autor).

Tabela 3 Feições de relevo de Cape Lamb e características morfométricas, morfológicas, morfogenéticas, morfodinâmicas e morfocronológicas (Parte 1).

| Feições de relevo | Área | | Altitude média (m) | Declividade média (%) | Morfologia | Morfogênese | Morfodinâmica | Idade | Domínio |
|--------------------------|------|-------|--------------------|-----------------------|--|--|---|------------------|--------------|
| | (ha) | (%) | | | | | | | |
| Geleira de vale | 804 | 23,58 | 145 | 14 | Línguas de gelo orientadas em direção à costa | Avanço glacial contemporâneo em vales | Ablação e recuo glacial | Holoceno Tardio | Glacial |
| Circo glacial | 126 | 3,70 | 251 | 30 | Campos de gelo sob escarpas ou encostas côncavas | Acúmulo de neve e gelo - Firnificação | Ablação e recuo glacial | Holoceno Tardio | Glacial |
| Moraina lateral | 611 | 17,92 | 83 | 18 | Superfícies rugosas, com cristas e montes de till | Deposição glacial | Entalhamento por canais de degelo | Holoceno Tardio | Glaciogênico |
| Moraina frontal | 116 | 3,40 | 182 | 24 | Forma abaulada com superfície rugosa de till | Deposição glacial | Estabelecimento de vegetação | Holoceno Tardio | Glaciogênico |
| Drifts glaciais | 140 | 4,11 | 120 | 18 | Plataformas e vertentes suaves com mantos de detrito | Deposição glacial de geleiras com base seca | Solifluxão e criação de solos com padrões | Holoceno Recente | Glaciogênico |
| Praias atuais | 18 | 0,53 | 5 | 6 | Planícies marinhas com cobertura de seixos rolados | Deposição marinha | Deposição e retrabalhamento pela maré | Holoceno Tardio | Paraglacial |
| Terraços marinhos | 136 | 3,99 | 24 | 10 | Relevo plano a suavemente inclinado | Soerguimento glacio-isostático de antigas plataformas marinhas | Erosão, dep. eólica e solos com padrões | Holoceno Tardio | Paraglacial |
| Planícies fluvioglaciais | 89 | 2,61 | 79 | 10 | Planícies aluviais e deltaicas | Deposição fluvial | Retrabalhamento fluvial | Holoceno Tardio | Paraglacial |
| Colúvios | 9 | 0,26 | 115 | 32 | Depósitos de terço inferior | Nivação e deposição de material coluvial | Erosão fluvial e solifluxão | Holoceno Tardio | Paraglacial |

Tabela 3 Feições de relevo de Cape Lamb e características morfométricas, morfológicas, morfogenéticas, morfodinâmicas e morfocronológicas (Parte 2).

| | | | | | | | | | |
|---|-----|------|-----|----|---|--|--|----------------------------|-------------|
| Planícies lacustres | 13 | 0,38 | 64 | 10 | Planícies arenosas | Deposição lacustre | Deposição eólica | Holoceno Tardio | Paraglacial |
| <i>Scree slopes</i> com ploughing block | 110 | 3,23 | 154 | 54 | Terreno caótico com blocos desmoronados sobre ladeira | Liberação de estresse e quedas gravitacionais | Movimentos gravitacionais ladeira abaixo | Mioceno ao Holoceno Tardio | Paraglacial |
| Footslopes | 240 | 7,04 | 44 | 13 | Ambiente de sopé dos scree slopes sedimentares | Rebaixamento e deposição do material dos <i>scree slopes</i> | Deposição solifluxiva e de blocos | Holoceno | Paraglacial |
| Tálus | 83 | 2.43 | 265 | 64 | Saias de detritos pedregosos em sopé de paredes rochosas | Liberação de estresse e quedas gravitacionais | Deslizamentos gravitacionais | Mioceno ao Holoceno | Paraglacial |
| Escarpas litorâneas | 24 | 0,70 | 32 | 48 | Vertentes de acentuada inclinação | Abrasão marinha | Quedas gravitacionais | Holoceno | Paraglacial |
| Morros vulcânicos | 27 | 0,79 | 83 | 23 | Morros convexos de brechas hialoclásticas | <i>Landslides</i> de grandes blocos | Arredondamento por crioclastia e solifluxão | Neógeno ao Holoceno Tardio | Paraglacial |
| <i>Scree slope</i> sedimentares | 337 | 9,89 | 137 | 32 | Vertentes dissecadas por canais fluviais | Recuo por erosão fluvial | Erosão fluvial, solifluxão e ablação eólica | Holoceno | Paraglacial |
| <i>Scree slope</i> vulcânicos | 238 | 6,98 | 198 | 39 | Vertentes declivosas com mantos de detritos vulcânicos | Solifluxão e frost creep | Solifluxão e erosão fluvial | Holoceno | Periglacial |
| Felsenmmer | 7 | 0,21 | 45 | 13 | Encostas planas e suaves com afloramentos rochosos | Fragmentação in situ - crioclastia | Solifluxão e ablação eólica | Holoceno | Periglacial |
| Plataformas de crioplanação | 115 | 3,37 | 245 | 12 | Superfícies planas à suave convexas de partes mais elevadas | Aplainamento por dilatação, crioclastia e contração térmica | Solifluxão, solos com padrões e ablação eólica | Holoceno | Periglacial |

Tabela 3 Feições de relevo de Cape Lamb e características morfométricas, morfológicas, morfogenéticas, morfodinâmicas e morfocronológicas (Parte 3).

| | | | | | | | | | |
|-------------------|------|------|-----|----|--|--|---|--------------------------------|-------------|
| Geleira rochosa | 21 | 0,62 | 319 | 17 | Lóbulos de massas de detritos com gelo intersticial | Adição de detritos de tálus e congelamento do permafrost | Movimentação por deformação interna do gelo | Holoceno Tardio | Periglacial |
| Thermokarts | 28 | 0,82 | 87 | 3 | Espelhos d'água elípticos a circulares | Derretimento do permafrost e/ou gelo glacial | Deposição nival, por slumps e pelo vento | Holoceno Tardio | Periglacial |
| Cumes vulcânicos | 87 | 2,55 | 230 | 50 | Elevações montanhosas com vertentes íngremes | Vulcanismo subglacial e eventos piroclásticos | Crioclastia, solifluxão e frost creep | Mioceno ao Pleistoceno Recente | Periglacial |
| Platôs vulcânicos | 30 | 0,89 | 393 | 13 | Platôs vulcânicos com topos planos e escarpas abruptas | Vulcanismo subglacial <i>delta lava-fed</i> | Fragmentação por crioclastia | Mioceno-Plioceno | Periglacial |
| Total | 3409 | 100 | | | | | | | |

3.1. PROCESSOS MORFOGENÉTICOS

3.1.1. Processos periglaciais

Os processos periglaciais foram definidos neste trabalho como aqueles associados aos ciclos de congelamento-descongelamento da camada ativa do solo, muito significativos nos movimentos de massa das áreas livres de gelo da Antártica (Serrano *et al.*, 2002). São processos que se caracterizam por terem sido ativados após a última transição interglacial no final do Pleistoceno. Os processos periglaciais zonais são fundamentais na configuração do relevo de Cape Lamb, afetando basicamente todas as feições presentes, mesmo que a gênese da maioria das feições esteja associada com outros processos, principalmente glaciais, fluviais e marinhos.

Em Cape Lamb, a presença do permafrost úmido contínuo tende a potencializar a atuação destes processos, principalmente os de movimento de massa. O permafrost em Cape Lamb se caracteriza como *ice-cemented*, ou cimentado com gelo, devido à umidade proveniente da proximidade com o mar e dos regimes de precipitação e drenagem superficial e subsuperficial durante o verão (Campbell e Claridge, 2009). O tipo morfo genético mais observado foi o permafrost com cristais de gelo nos poros do solo (Fig. 9), com aparência comum de gelo moído. Este tipo de permafrost é favorecido pela textura arenosa dos solos de Cape Lamb, que desfavorece a criosucção e a formação de lentes de gelo segregado (French, 2018).



Figura 9 Torrão com cristais de gelo dispersos na matriz do solo em permafrost cimentado com gelo (Foto: Guilherme Corrêa).

Verificou-se também, que apesar da Ilha Vega se localizar em um domínio de permafrost contínuo (Ermolin et al., 2004), em alguns setores de Cape Lamb o permafrost não é identificado nos solos da península, principalmente naqueles mais rasos, estando restrito às camadas de rocha localizadas logo abaixo. Estima-se que a espessura do permafrost em Cape Lamb (espessura do topo do permafrost até sua base) esteja entre 100 e 200 metros, levando em consideração medições realizadas em regiões vizinhas na Península Antártica e no arquipélago James Ross (Silva Busso, 2009).

No geral, os processos periglaciais são bem representativos em Cape Lamb, o que é indicativo de que o período de exposição foi longo o suficiente para o seu desenvolvimento, ou, que ainda não foram sobrepostos de forma expressiva por outros processos morfogenéticos (López-Martínez et al., 2012). Entretanto, alguns ambientes mostram evidências de desativação dos processos periglaciais, como na parte Oeste da península, onde o colapso do permafrost possibilitou a formação de depressões de thermokarst isoladas na paisagem.

Observou-se que a crioclastia constitui-se como processo de intemperismo dominante, como consequência direta do recuo das geleiras e da exposição das rochas às condições climáticas periglaciais. A sua ocorrência expressiva em Cape Lamb está associada à flutuação sazonal da temperatura próximo do ponto de congelamento, principalmente durante o verão (Cap. 1 – 2.5. Clima atual). Consequentemente, pode ser considerado o processo chave da modelagem atual do relevo em Cape Lamb, uma vez que é o responsável pelo fornecimento dos detritos inconsolidados transportados e depositados pela erosão atual.

A crioclastia, também denominada gelifracção, é o processo de intemperismo físico causado pelos ciclos de congelamento-descongelamento da água presente em falhas, fissuras ou diaclases de rochas. O congelamento produz o aumento do volume da água (em cerca de 10%), exercendo pressões da ordem de centenas a milhares de kg cm^{-2} (podendo chegar a 2000 kg cm^{-2}) sobre as paredes envolventes, fragmentando-as mecanicamente, mas sem causar alterações químicas (Campbell e Claridge, 1987). De acordo com Francelino e Schaefer (2004), esta pressão raramente é alcançada, pois a maioria das rochas racha e quebra a tensões muito abaixo deste máximo.

As principais feições de crioclastia estão associadas à presença de gelifractos, que consistem em afloramentos rochosos com microfigurações em lascas e lajes e recortes angulosos com formas arestadas orientadas pelo fraturamento e ruptura laminar (Fig. 10). Os gelifractos mais expressivos observados na área são encontrados nas raras áreas de arenitos litificados do Membro Cape Lamb (Cap. 1 – 2.3. Geologia de Cape Lamb), onde a maior resistência do material possibilita o afloramento *in situ* e a formação dos *felsenmeers*.



Figura 10 Gelifractos de arenito com fraturamento alongado e ruptura laminar típica de crioclastia (Foto: Douglas Riff).

Dentre os fatores que contribuem para a maior eficiência da crioclastia estão a presença da umidade, repetição dos ciclos de congelamento-descongelamento, duração e intensidade do congelamento e presença de sais nas fendas da rocha (Elliot, 2003). Atualmente, verifica-se que outros processos de intemperismo atuam em conjunto com a crioclastia na Antártica, associados à ciclos de umedecimento-secagem, expansão e contração termal e cristalização de sais no interior das rochas (Hall, 1992; Rodriguez-Navarro e Doehne, 1999). Diversos estudos buscaram avaliar a magnitude dos processos de fragmentação das rochas pela ação do gelo. Barsch (1993) denota valores de retração das paredes de rochas variando de 0,0001 a 2,5 milímetros por ano em diferentes ambientes periglaciais do hemisfério norte.

Dois outros processos periglaciais marcantes da paisagem de Cape Lamb são a crioturbação e a solifluxão. Ambos estão associados aos ciclos de congelamento e descongelamento da camada ativa do solo, a camada do solo subjacente ao permafrost que descongela durante o verão (Tarnocai, 2004), e que se constitui, em conjunto com a precipitação nival e o derretimento das frentes de geleiras, como uma das maiores fontes de água para os movimentos de massa desenvolvidos nos ambientes livres de gelo. No arquipélago James Ross, a camada ativa possui profundidade média de um metro (Fukuda, 1992) e uma média de 100 dias de ciclos de congelamento-descongelamento medidos ao longo do ano (NASA, 2004), concentrando-se principalmente no verão.

No inverno, a camada ativa permanece congelada até a superfície do solo, enquanto no verão o descongelamento da camada ativa se dá pela ocorrência de temperaturas do solo positivas na maioria dos dias, mesmo que as médias mensais de temperaturas do ar durante o

verão sejam negativas. O degelo tende a ser mais intenso e rápido, enquanto o congelamento é um processo mais lento, ocorrendo em duas frentes, da superfície para baixo e do topo do permafrost para cima (Vandenberghe, 1988). O congelamento da água pode se dar a partir da formação *in situ* de cristais de gelo nos poros do solo ou a partir da segregação de gelo, onde são formadas lentes de gelo segregado a partir do processo de criosucção, que consiste na migração de moléculas de água em direção às frentes de congelamento através dos poros capilares. A criosucção proporciona aumentos na capilaridade de até 1.2 Mpa por °C abaixo de 0°C (French, 2018).

Em Cape Lamb, os ciclos de congelamento e descongelamento do solo nos meses de verão estão associados à forte amplitude térmica diária desta estação: com aquecimento do solo no período diurno pela abundante radiação solar, e quedas abruptas das temperaturas durante o período noturno. Medições de temperatura realizadas em campo comprovam o aquecimento expressivo do solo ao longo do dia, com a camada superficial do solo podendo apresentar temperaturas até três vezes superiores que a temperatura do ar em períodos de maior insolação, com máximos de até 25° C (Anexos – Anotações de campo e descrição dos perfis).

Dentre as principais feições associadas à crioturbação em Cape Lamb, podem ser citados os solos com padrões poligonais (Fig. 11), que consistem em formas geométricas tridimensionais do solo com padrão morfologicamente ordenado em superfície, associadas ao movimento do solo causado pelos ciclos de congelamento-descongelamento (Bockheim e Tarnocai, 1998). A crioturbação pressupõe sub-processos fundamentais para o seu desenvolvimento, o *frost-heave* e a criopulsão (*sorting*).



Figura 11 Ambiente de transição de solos com padrões poligonais em área mais plana (à direita da foto) para solos estriados, com listras intercaladas de material fino e pedregoso em superfície mais inclinada (à esquerda) (Foto: Douglas Riff).

Um dos principais modelos para a explicação da formação dos solos com padrões é o modelo de equilíbrio de células convectivas, onde processos de ascensão-subsidência no topo da camada ativa produzem uma rede com movimentos de material para cima e para baixo, e cujo resultado final é a criação de uma célula de circulação lenta cuja tendência é a ascensão (Van Vliet-Lanoë, 1985).

Essencial para este processo é a dilatação do solo por congelamento (*frost heave*), uma vez que a transição da água líquida para o estado sólido produz a diminuição da densidade da água e o aumento do seu volume em uma taxa de 9% a 0°C e de 13,5% a -22°C. O aumento do volume se inicia a partir da temperatura de 4 °C, através da organização progressiva das moléculas de H₂O em estruturas hexagonais fixas e porosas, formando o gelo. O descongelamento, por sua vez, produz a redução da massa de solo, o que nas regiões costeiras da Antártica pode produzir um colapso de até 80 a 100 centímetros no solo, a depender da profundidade da camada ativa (Campbell e Claridge, 2009).

A formação do gelo condiciona a crioexpulsão, através da qual os elementos grosseiros são deslocados em direção oposta aos elementos mais finos (Hall, 1994). Durante o congelamento, as áreas de material fino se comportam como centro de pressão, congelando mais intensamente e extraindo umidade das áreas adjacentes por capilaridade. Com o congelamento e descongelamento cíclicos, as partículas finas e grossas são empurradas para a superfície e para fora do perfil de solo durante a formação do gelo. No descongelamento, as partículas finas do solo se contraem e são atiradas para trás e para baixo de forma mais eficiente que as partículas grossas, devido às forças de coesão e de adesão. Enquanto isto, a maior capacidade de expansão e contração das partículas mais finas tendem a criar forças laterais que deslocam o material grosso para as bordas. Quando essas bordas se encontram mediante a expansibilidade do centro dos polígonos vizinhos, ocorre também a elevação das bordas em relação ao centro.

Os polígonos identificados em Cape Lamb constituem-se como células de material mais fino, como areia e cascalho fino, cercado por matacões e fragmentos de rocha angulosos nas bordas e arredores. São polígonos arestados de 5 a 6 faces, sem padrões de arredondamento devido à ausência generalizada de seixos rolados em Cape Lamb. Assim como descrito por Davies et al. (2013) na península Ulu, em James Ross, os polígonos em Cape Lamb possuem tamanhos diversos, com diâmetro variando aproximadamente de 50 centímetros a 5 metros. Em

termos de profundidade, as estruturas poligonais tridimensionais podem alcançar até 60 cm (Washburn, 1980).

Os solos poligonais são encontrados principalmente em superfícies mais planas com drenagem imperfeita. Davies et al. (2013) registra que eles são comuns em ambientes próximos à áreas com bastante oferta de água, como canais e bancos de neve. Em Cape Lamb a crioturbação é favorecida também em áreas onde o permafrost se encontra a menos de um metro da superfície, uma vez que a presença de uma densa camada de gelo próximo à superfície restringe a drenagem, saturando o solo nos períodos de degelo em terrenos mais planos ou com inclinação moderada.

Entretanto, verifica-se que os solos com padrões não são feições expressivas espacialmente em Cape Lamb (não quantificáveis na escala de trabalho utilizada) e no arquipélago James Ross como um todo, diferentemente do que acontece no arquipélago Shetland do Sul, na Antártica Marítima, onde extensos campos de solos com padrões são encontrados (Moura et al., 2012; Oliva e Ruiz-Fernández, 2017). No mapa geomorfológico, são indicados alguns locais de maior desenvolvimento de solos com padrões em Cape Lamb (Fig. 8a), onde observa-se o fraco controle altitudinal destas feições, com solos poligonais e estriados podendo-se desenvolver em diferentes ambientes onde a disponibilidade de água é favorecida

Por sua vez, verifica-se que há um claro controle da declividade do terreno, com polígonos se desenvolvendo em superfícies mais planas a suaves, e em ambientes com inclinações suaves e moderadas dando lugar aos solos estriados, compostos por listras ou franjas paralelas de materiais finos e grosseiros intercalados, com espessura aproximada variando de 10 a 50 centímetros (Fig. 11). As listras são formadas pelo alongamento e desmantelamento dos polígonos pela ação da drenagem sob a gravidade, com ênfase para a solifluxão e o *frost creep* (Benedict, 1976). Ambos correspondem ao movimento lento e descendente da massa do solo encosta abaixo, porém, enquanto a solifluxão se processa principalmente como resultado do degelo e da saturação da massa de solo, reduzindo a coesão das partículas e produzindo sua desagregação e deslocamento (Matsuoka, 2001), o *frost creep* é o arrastamento produzido diretamente pela expansão e segregação do gelo no solo. Tais processos são ainda mais intensos com a presença do permafrost úmido com gelo.

As principais condicionantes para a ocorrência da solifluxão são: o fornecimento abundante de água proveniente do derretimento da neve e do gelo das camadas superficiais do solo durante os meses de verão; encostas com declividade média a acentuada, com pequena ou nenhuma cobertura da vegetação; presença de terreno sazonal ou perenemente congelado que impeça a infiltração da água; e a produção rápida de novos depósitos de rochas por

meteorização. A velocidade, profundidade e duração do movimento da solifluxão encosta abaixo é dependente de uma série de fatores, tais como o ângulo de inclinação, cobertura da vegetação, tamanho dos grãos do solo, teor de umidade, frequência dos ciclos de congelamento-descongelamento, profundidade do permafrost, entre outros (Matsuoka, 2001).

O *frost creep*, por sua vez, consiste em duas fases sucessivas. A primeira se dá durante o congelamento e a ascensão da massa de solo (*frost heave*). A segunda fase consiste no descongelamento do solo e o seu movimento retrógrado que é acompanhado pelo colapso do solo e o seu deslocamento encosta abaixo. Pela dificuldade de se analisar individualmente a solifluxão e o *frost creep*, geralmente os movimentos de massa gerados por ambos os processos são levados em consideração conjuntamente, sob o termo comum de solifluxão.

A solifluxão se configura como o processo de movimentação de massa mais importante nos ambientes livres de gelo da Antártica, podendo movimentar sedimentos por 15 a 55 centímetros ao ano (Simonov, 1977). Sua atuação em Cape Lamb fica registrada também com a presença considerável de lóbulos de gelifluxão (Fig. 12), que consistem em feições de fluxo com bordas pedregosas arqueadas e abauladas, com orientação do deslocamento regida pela inclinação. Lóbulos de gelifluxão são feições típicas de encostas com declividade moderada a forte e são mais encontrados em ambientes de permafrost, onde a camada de gelo perene do solo inibe a percolação vertical da água, aumentando o fluxo lateral. Lóbulos de gelifluxão são comuns tanto no arquipélago James Ross (Davies et al., 2013) como na Antártica Marítima (López-Martínez et al., 2012; Schmid et al., 2016).



Figura 12 Lóbulos de gelifluxão com padrão abaulado produzidos pela solifluxão. Verifica-se também a presença de solos estriados (Foto: Douglas Riff).

São encontrados também sistemas poligonais de fendas e fissuras do solo (Fig. 13a) decorrentes da expansão e contração termal dos materiais do solo devido às oscilações diárias de temperatura e umidade, principalmente em áreas encharcadas com acúmulo de materiais finos e drenagem restrita. A crionivação, ou apenas nivação, é outro processo periglacial muito atuante na paisagem de Cape Lamb, associada com o fornecimento de água através do derretimento de bancos de neve. As principais feições de nivação observadas são os nichos de nivação (Fig. 13b), distribuídos ao longo de concavidades pelo terreno, assim como observado também na ilha Seymour (Roque et al., 2017).



Figura 13 Sistema de fendas e fissuras produzidos pela contração termal (a); Nicho de nivação representado por banco de neve conservado após o derretimento da neve invernal em reentrância do relevo (b). É possível observar que o degelo nival é responsável pela dissecação do relevo nas superfícies logo abaixo e fornece umidade que permite o desenvolvimento de pequenas comunidades de musgos (Foto: Douglas Riff).

3.1.2. Processos glaciais

Os processos glaciais estão associados principalmente à dinâmica de avanço e recuo das geleiras em Cape Lamb durante o Último Máximo Glacial das ilhas James Ross, por volta de 18 mil anos (Glasser et al., 2014), como parte dos eventos da glaciação Wisconsin (Cap. 1 – 2.4. Paleoclimas). Alguns dos registros podem estar associados também à ciclos glaciais anteriores com origem no Oligoceno Tardio (Birkenmajer, 1985), ou ainda à pequenos pulsos de avanço das geleiras durante o período interglacial holocênico, como ocorreu durante a Pequena Era do Gelo (Clapperton e Sudgen, 1988).

Nos últimos 18 mil anos, acréscimos substanciais na temperatura do ar favoreceram o recuo glacial, porém os sistemas climáticos mais frios do Mar de Weddel tenderam a amortecer o aquecimento e retardar a deglaciação (Sterken et al., 2012). Em Cape Lamb, o início do recuo glacial é datado em torno de 10.000 anos BP (Zale e Karlén, 1989), enquanto datações na ilha

vizinha James Ross apontam para recuos mais tardios, variando de 7500 a 6700 anos BP (Ingólfsson et al., 1992; Hjort et al., 1997).

O processo de erosão glacial se dá pela abrasão ou remoção de blocos ao longo do deslocamento das geleiras (arraste) através do atrito dos fragmentos incorporados na base das geleiras, ao se movimentarem contra a superfície do substrato, o que também pode gerar a estrias de atrito (Francelino e Schaefer, 2004). O transporte dos detritos se dá pela incorporação dos fragmentos no interior da geleira a medida em que a mesma avança, sendo que a elevada densidade e fricção interna das geleiras permite o transporte de blocos de considerável tamanho e massa. Detritos também podem ser incorporados na superfície das geleiras por meio da erosão das paredes dos vales (Boulton, 1979).

Já a sedimentação ocorre na fase do recuo, a partir da ablação do gelo e deposição dos detritos transportados em diferentes locais das geleiras (Huggett, 2011). Inicialmente, os depósitos tendem a consistir apenas de detritos mais grosseiros, uma vez que os fragmentos finos tendem a ser removidos pelo vento até que uma camada suficientemente espessa esteja presente para a formação de uma cobertura protetora (Campbell e Claridge, 1987). A ablação pode ocorrer pela fusão ou pela sublimação, sendo que a última pode ser favorecida pelos fortes ventos secos.

A erosão, o transporte e a deposição de sedimentos pelas geleiras também é condicionada por fluxos de água acima, no interior ou abaixo da massa de gelo, e que se movimentam ao longo da geleira através de túneis, crevasses, moulins e outras aberturas no interior da geleira (Benn e Evans, 1998). Estes fluxos podem ocorrer em três níveis: na parte superior das geleiras (supraglacial), no interior (englacial), ou abaixo das geleiras, entre a base do gelo e o substrato rochoso (subglacial). Os detritos transportados por estes canais podem ser depositados inicialmente na própria geleira, sendo expostos posteriormente pela ablação, ou fora dela, caso os canais rompam o gelo, preservando feições e estruturas típicas de cada tipo de fluxo (Brodzikowski e Van Loon, 1987).

Os principais registros associados à ação das geleiras em Cape Lamb são as extensas morainas e drifts glaciais com depósitos de *till* (Fig. 4), sedimentos desordenados e não-estratificados depositados diretamente pelas geleiras e retrabalhados subsequentemente pela água de derretimento (Francelino e Schaefer, 2004), cuja deposição ocorreu a partir do avanço e recuo da geleira do platô Sandwich Bluff. As morainas e os drifts glaciais são depósitos glaciais com importantes diferenças genéticas.



Figura 14 Depósitos de *till* de Cape Lamb: depósitos de morainas (ao fundo), associados à geleiras quentes e depósitos de drift glaciais associadas à geleiras frias (à frente) (Foto: Guilherme Corrêa).

As morainas são depósitos de construção associados principalmente a geleiras de base úmida, ou como é mais comum no arquipélago James Ross, a geleiras politermais, que devido à maior velocidade do fluxo de gelo, possuem melhor capacidade de arraste, trituração e deposição de detritos. Estas geleiras se deslocam pelo deslizamento do gelo sobre o substrato, proporcionado pela presença de água na sua base (Paterson, 1999), podendo também, no caso das geleiras politermais, haver deslocamentos por deformações internas. A lubrificação da base do gelo é o principal mecanismo de deslocamento destes tipos de geleira, e é condicionada pela redução do ponto de fusão pela pressão e formação de uma lâmina de água que diminui a rugosidade e o atrito entre a geleira e o substrato (Hambrey, 1994). Também ocorre o descongelamento e o recongelamento devido à presença de obstáculos, com fluxo de água das geleiras em direção à jusante e posterior congelamento com o alívio de pressão (Benn e Evans, 1998).

A água responsável pela lubrificação e movimentação das geleiras podem ter diferentes fontes, como o descongelamento do gelo basal, mais comum nas geleiras de base úmida, derretimento e formação de canais supraglaciais e englaciais, predominantes nas geleiras politermais, ou ainda precipitações de neve e água líquida, nestes últimos casos, contribuindo para o aumento da velocidade durante o verão (Paterson, 1999). Na Península Antártica, a velocidade de movimento das geleiras tem chegado a 2,5 metros por dia (Velho et al., 2011). No norte da Península Antártica, o aumento das temperaturas atmosféricas atualmente contribui para o derretimento da superfície das geleiras e a percolação de água lubrificando as suas bases, o que pode produzir o aumento da sua velocidade devido ao deslizamento basal (De Angelis e

Skvarca, 2003). A consequência disto é a perda de massa e o recuo das geleiras (Scambos et al., 2004).

Por sua vez, os drifts glaciais são depósitos de geleiras de base seca, e que devido à falta de umidade, se movimentam principalmente a partir de deformações internas. Nestes casos, a intensificação do deslocamento é proporcionado pela presença de obstáculos no caminho das geleiras, como blocos e matacões, que produz um aumento de pressão na base das geleiras no sentido contrário ao do fluxo, aumentando a deformação do gelo e fazendo com que o fluxo seja maior (Bennet e Glasser, 1996). Devido à ausência de água basal que potencialize a velocidade do fluxo de gelo e o transporte de detritos, este tipo de geleira tipicamente não produz feições de construção, gerando superfícies mais planas e lisas após a sua retirada. No entanto, trabalhos recentes nos Vales Secos de McMurdo vêm apontando a relação de feições construtivas, como morainas, com geleiras de base seca (Hambrey e Fitzsimons, 2010). De maneira geral, a distribuição das geleiras de base seca, base úmida e politermais é fortemente dependente da latitude e dos regimes de temperatura do ar e do solo das regiões da Antártica.

Outros registros observados em Cape Lamb e associados à ação das geleiras são a presença de vales glaciais em U (Fig. 15a), cujo formato suavizado está associado ao avanço erosivo das geleiras e ao reajuste gravitacional das paredes do vale após o recuo glacial (Ballantyne, 2002); e de aretês, cumes vulcânicos de bordas pontiagudas e afiladas, produzidos por geleiras que erodem externamente em lados opostos (Francelino e Schaefer, 2004), assim como observado também por Francelino et al. (2011) na Antártica Marítima e Delpupo et al. (2017) nas Montanhas Ellsworth.



Figura 15 Formas erosivas produzidas pela erosão das geleiras de Cape Lamb: (a) Vale glacial em U; (b) Cumeada com aretês (Fotos: Rafael Siqueira).

Também é possível observar a presença de blocos erráticos (Fig. 16) de fácies angulosas empoleirados ou embutidos na superfície de diferentes ambientes da península, desde

ambientes costeiros até as partes centrais mais altas, a mais de 300 metros de altitude. Estes erráticos são compostos principalmente de granitos e xistos verdes do Grupo Península Trinity transportados da Península Antártica quando a sua capa de gelo se estendeu sobre as ilhas do arquipélago James Ross. Granitos com faces ferruginizadas são muito comuns entre os erráticos de Cape Lamb, assim como em James Ross (Davies et al., 2013), e estão associados à remobilização por capilaridade do ferro presente em minerais primários ferromagnesianos e sua oxidação como óxidos de Fe, produzindo um capeamento avermelhado na superfície das rochas, também conhecido como verniz de deserto (*desert varnish*). A abrasão eólica é responsável pelo polimento superficial dos blocos e a produção de um acabamento mais brilhante do verniz de deserto.



Figura 16 Bloco errático de granito com coloração superficial vermelha devido à concentração de óxidos de Fe – *desert varnish* (Foto: Douglas Riff).

3.1.3. Processos fluviais

Os processos fluviais em Cape Lamb constituem-se basicamente em processos erosivos e deposicionais associados à canais fluviais de regime hídrico sazonal, que se formam no início do verão através do fluxo concentrado gerado pelo descongelamento da neve e que ocupam as antigas linhas de drenagem (Silva Busso, 2009). Cerca de 260 canais fluviais (Fig 8a) foram identificados em Cape Lamb a partir das observações de campo e da fotointerpretação da imagem Sentinel, com a rede de drenagem totalizando cerca de 114 km de comprimento. Caracterizam-se por serem intermitentes, de pequeno porte e pouco profundos, apresentando grande relação largura-profundidade (*rills*). Sua descarga varia amplamente, tanto em escala

diária, semanal e mensal, com variações dentro da mesma estação sendo muito consideráveis, dependendo das condições meteorológicas e da cobertura de neve.

Os processos erosivos predominam principalmente em canais de leito mais pedregoso, correndo sobre detritos vulcânicos alóctones ou autóctones nas partes mais declivosas do relevo, apresentando maior potencial erosivo e capacidade de entalhamento dos seus talvegues. No processo erosivo, a corrosão, desgaste físico do leito dos rios a partir do impacto ou atrito das partículas transportadas, é o mecanismo preponderante. Nestes casos, os canais tendem a apresentar um padrão mais paralelo e retilíneo (Fig. 17), seguindo a orientação das vertentes em direção às desembocaduras no Mar de Weddel. Se caracterizam pela alta descarga associada a um canal principal, e baixa sinuosidade.



Figura 17 Canal de leito pedregoso com forte potencial erosivo e padrão retilíneo, correndo de acordo com a orientação do relevo em direção à costa (Foto: Guilherme Corrêa).

Por sua vez, os processos deposicionais ocorrem em áreas mais planas, onde canais meândricos não encaixados, de fluxo lento e de transporte de material fino predominam. Neste caso, os canais caracterizam-se pela baixa descarga, baixo potencial energético, estágios de fluxos multicanais trançados e alta sinuosidade. O material depositado nas planícies tende a ser recortado pela incisão de novos canais.

No geral, os canais de Vega tendem a romper os terrenos costeiros e desembocarem no Mar de Weddel, indicando o potencial da erosão paraglacial. No entanto, enquanto no lado Leste, os canais tendem a romper os footslopes em ravinas com forte erosão ativa, no lado Oeste eles cruzam os terraços acomodados em planícies fluvioglaciais (Fig. 18), indicando um relevo com potencial energético mais baixo. Os canais são comumente colonizados por pequenos

agrupamentos de musgos nas planícies e também cianobactérias e algas verdes nas pedras de fundo dos canais.

Três tipos de bacias de drenagem podem ser identificadas em Cape Lamb, de acordo com os tipos de contribuição de água (Silva Busso et al., 2013). As bacias alimentadas por geleiras são aquelas onde a contribuição de água é direta pela ablação da geleira. Nestas bacias, fatores climáticos como a temperatura do ar, umidade relativa e, eventualmente, ventos dominantes têm uma relevância superior à de outros fatores.



Figura 18 Canais meândricos de baixo potencial energético e com transporte predominante de material fino, em planície fluvioglacial no Oeste de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).

As bacias alimentadas pela camada ativa são aquelas onde a contribuição de água se dá pelo aprofundamento da camada ativa do solo, abrangendo os aquíferos de suprapermafrost, ou seja, aqueles localizados no topo do permafrost. Não há evidências de contribuição de água ao sistema fluvial por aquíferos infra e intrapermafrost em Cape Lamb (Moreno-Merino et al., 2012). A presença do permafrost contínuo tende a influenciar o regime hídrico destes canais. Primeiramente porque a cimentação tende a suspender os lençóis freáticos, e segundo, caso os canais cortem profundamente o teto do permafrost, pode haver uma descarga adicional de água diretamente do permafrost. Neste tipo de bacia, os fatores que mais contribuem são a temperatura do solo, grau de insolação e a espessura da camada de neve sobre o solo.

Por sua vez, as bacias de drenagem alimentadas pela neve são aquelas onde a contribuição de água se dá diretamente pela fusão da neve precipitada, sendo que esta recarga é maior no verão, em ambientes onde os canais não possuem conexão direta com as geleiras. Neste caso, o escoamento dependerá do clima, da magnitude da precipitação e de parâmetros

morfométricos da bacia, além da permeabilidade das formações geológicas presentes (Silva Busso et al., 2013). Normalmente as bacias de drenagem em Cape Lamb são de caráter misto, sendo que a dominância de cada contribuição em relação às outras varia temporalmente.

3.1.4. Processos eólicos

Os fortes ventos frios e secos dominantes dos sistemas de alta pressão do Mar de Weddel (Cap. 1 – 2.5 Clima atual), contribuem substancialmente para a atuação dos processos eólicos em Cape Lamb. Um dos seus principais registros é a presença expressiva dos pavimentos desérticos (Fig. 19), que totalizam mais de 50% das áreas paraglaciais de Cape Lamb, demonstrando o forte caráter semidesértico da ilha Vega.



Figura 19 Pavimento desértico em perfil de solo epipedregoso produzido pela deflação do vento (Foto: Guilherme Corrêa).

Os pavimentos desérticos são desenvolvidos a partir da deflação eólica (levantamento de partículas soltas da superfície por rajadas de vento e transporte por rastejamento, saltação ou suspensão, atuando principalmente sobre a areia fina, silte e argila), formando perfis de solos epipedregosos com uma cobertura protetora superficial pouco espessa formada de cascalho e calhau (Campbell e Claridge, 1987). A natureza vulcânica dos pavimentos desérticos de Cape Lamb está associada ao transporte subglacial por geleiras de base seca, de fluxo lento e baixo caráter erosivo, responsáveis por apenas difundir uma cobertura detrítica extensa sobre os domínios mais baixos de Cape Lamb, sem produzir deformações expressivas nos estratos Cretácicos subjacentes.

Feições residuais associadas à abrasão eólica também podem ser observadas, como microrrelevos formados por montículos de material arenoso mais resistentes à erosão localizados em porções mais baixas da paisagem (Fig. 20a), também registrados por Souza et al. (2014) na ilha Seymour. Acumulações localizadas de areia na superfície de campos de neve também ocorrem, o que tende a diminuir o seu albedo e potencializar o descongelamento. A influência do material particulado também é evidenciado pelas mudanças na assinatura geoquímica dos bancos de neve de Cape Lamb (Silva Busso et al., 2013). A erosão eólica também é evidenciada pela presença de ventifactos na superfície de afloramentos e blocos rochosos, produzindo feições típicas de meteorização pelo atrito da areia transportada pelo vento, com destaque para a presença de superfícies com tafoni (Fig. 20b), muito comum em ambientes desérticos frios (Bockheim, 2010). A grande perda de umidade do solo, evidenciada pela presença de nuvens de evaporação próximas à superfície, e o consequente ressecamento superficial do solo também podem ser atribuídos em parte à ação dos ventos secos, juntamente com a forte insolação em determinados períodos do dia durante o verão.



Figura 20 (a) Montículo arenoso esculpido pela erosão eólica; (b) Tafoni em superfície de blocos vulcânicos (Fotos: Rafael Siqueira).

3.1.5. Processos marinhos

Os processos marinhos influenciam principalmente os ambientes litorâneos, e assim como acontece com os processos fluviais e eólicos, a ação do mar contribui com processos erosivos e deposicionais na configuração da paisagem de Cape Lamb. A deposição marinha contribui para a formação das praias litorâneas com forte influência dos ciclos de maré, evidenciada pela presença de cascalhos e seixos rolados transportados pelas ondas.

A presença constante de pequenos icebergs, denominados de *growlers* (Fig. 21), encalhados nas praias também evidenciam a influência dos ciclos de maré. Na parte superior

das estreitas faixas de terra que compõem as praias, podem ser encontradas capas de gelo residuais da placa de gelo marinho invernal, fragmentada com o advento das estações mais quentes, principalmente onde os taludes de transição praias/terraços são mais altos. Na Antártica, a ação das ondas é limitada a um período de 6-7 meses por ano, devido ao congelamento do mar durante os meses mais frios. Apesar disto, as ondas possuem uma energia capaz de deslocar 1 kg de fragmentos de rochas num período de 10 dias (Araya e Hervé, 1972).



Figura 21 Praia de Cape Lamb com presença de *growlers* encalhados durante maré baixa. Pode observar-se no canto inferior direito da imagem a presença de capas de gelo residuais da placa de gelo marinho (Foto: Rafael Siqueira).

Os processos de erosão por sua vez podem ser observados a partir de feições típicas de abrasão marinha, como escarpas litorâneas, localizadas de forma mais expressiva na região sul de Cape Lamb. Cuchí et al. (2012) interpreta a formação destas escarpas como associadas a movimentos eustáticos de descenso do mar, promovendo a abrasão da base das escarpas e consequente recuo da arriba por desmoronamento. Eflorescências salinas nos terraços, também observadas por Cuchí et al. (2012) e os altos teores de Na^+ identificados na drenagem subsuperficial e superficial, entre outros solutos inorgânicos (Moreno-Merino et al., 2012a; 2012b), evidenciam a influência do spray marinho nas superfícies de Cape Lamb.

3.1.6. Processos lacustres

Os processos de deposição lacustre em Cape Lamb estão associados à ambientes lacustres endorréicos, sistemas fechados que não possuem conexão com fluxos superficiais e subsuperficiais que os alimentem ou que os liguem ao mar. Dois tipos de lagos foram

identificados em Cape Lamb: *thermokarts*, desenvolvidos a partir do descongelamento do gelo genterrado em morainas (Fig. 22) ou a partir do derretimento do permafrost (Fig. 23); e lagos proglaciais, desenvolvidos nas frentes glaciais a partir da ablação das geleiras.



Figura 22 (a) Thermokarts em moraina de núcleo de gelo, com presença de *slumps* nas bordas (Foto: Guilherme Corrêa).

Ambos os sistemas lacustres também são alimentados pela precipitação nival, o que pode ser comprovado pelas similaridades geoquímicas e isotópicas entre a água dos lagos e a neve (Silva Busso et al., 2013). A deposição de sedimentos no fundo dos *thermokarts* das morainas com núcleo de gelo está associada principalmente a escorregamentos das margens pela saturação da massa de solo pelo degelo, formando feições de deslizamentos típicas, chamadas de *slumps*. Por sua vez, o transporte eólico se configura como o principal fator de *input* de sedimentos nos *thermokarts* de permafrost, uma vez que não estão conectados à canais fluviais.



Figura 23 Thermokarst desenvolvido pelo descongelamento do permafrost no setor Oeste de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).

3.1.7. Processos gravitacionais

Movimentos de massa pela ação da gravidade são processos de suma importância em ambientes recentemente expostos pelo recuo das geleiras. O principal processo gravitacional de Cape Lamb são as quedas de blocos, ou *rockfalls*, que se caracterizam pelo movimento rápido descendente de detritos pedregosos e grandes blocos provenientes de uma fonte rochosa. Em Cape Lamb foram identificados dois ambientes com quedas de blocos muito ativas, ambos localizados no sopé dos grandes platôs vulcânicos da península.

O primeiro corresponde às grandes saias denominadas tálus (Fig. 24), cujo fornecimento de detritos basálticos angulosos se dá pela desintegração das paredes rochosas superiores por relaxamento das escarpas após a retirada do gelo glacial, sendo então depositados por quedas no sopé dos platôs. Além da expansão e craqueamento pela liberação de estresse, Ballantyne (2002) também sugere o acréscimo da fragmentação das paredes rochosas através dos ciclos de congelamento-descongelamento da crioclastia no decorrer dos períodos interglaciais. Apesar disto, o mesmo autor aponta a incompatibilidade do volume de detritos de tálus encontrados no sopé das paredes rochosas com as taxas de acumulação atuais, implicando em uma atividade acelerada no passado e em taxas de deposição muito maiores logo após a deglaciação do que as atuais.



Figura 24 Tálus com predominância de detritos basálticos no sopé de escarpa vulcânica (Foto: Guilherme Corrêa).

Como os tálus são feições de grande declividade e os detritos grosseiros possuem fraca coesão entre si, os processos gravitacionais atuam diretamente na sua superfície, principalmente com transportes de curtas distâncias vertente abaixo. A textura grosseira dos tálus limita a cimentação do permafrost próximo à superfície, o que também favorece o movimento livre dos detritos superfície abaixo (Campbell e Claridge, 1987). Mesmo assim, lóbulos de gelifluxão podem ser encontrados nas vertentes dos tálus, mostrando que, mesmo em ambientes de grande caráter paraglacial, processos periglaciais estão ativos devido à disponibilidade de água durante o verão e a presença do permafrost.

A atuação gravitacional também é expressiva no processo de desmoronamento de grandes blocos de hialoclastos e sua deposição nas vertentes dos *scree slopes* localizados no setor Oeste de Cape Lamb (Fig. 25), configurando um ambiente fortemente ativo e dinâmico. Nestes casos, as quedas também são precedidas do fracionamento dos blocos hialoclásticos a partir da remoção do gelo circundante e a dilatação por liberação de estresse. A dilatação é seguida pelo deslizamento dos blocos vulcânicos sobre os sedimentos arenosos mais finos dos estratos Cretácicos, o que é potencializado pela lubrificação destas camadas pelo derretimento do permafrost (Davies et al., 2013).



Figura 25 Queda de blocos hialoclásticos em ladeiras e rampas (Foto: Guilherme Corrêa).

3.1.8. Processos tectônicos e estruturais

A atividade estrutural em Cape Lamb possui caráter passivo, e está relacionada ao controle estrutural associado principalmente à configuração das partes mais altas da paisagem, onde grandes platôs escarpados formados por derrames vulcânicos de corpos *lava-fed delta* (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb) se destacam na paisagem por intemperismo diferencial (Fig. 26).



Figura 26 Escarpa do platô Sandwich Bluff vulcânico na região norte de Cape Lamb, destacando-se na paisagem através do controle estrutural proporcionado pelos seus estratos basálticos e hialoclásticos (Foto: Guilherme Corrêa).

Por sua vez, as principais feições associadas aos processos tectônicos são os terraços marinhos soerguidos. No arquipélago James Ross, há uma aparente sincronia temporal entre a deglaciação do Holoceno e a formação dos terraços marinhos (Fig. 27), o que é um indicativo para o soerguimento das zonas litorâneas da península pelo processo da glacio-isostasia, que consiste no soerguimento tectônico de porções terrestres devido ao alívio de pressão proporcionado pelo recuo das geleiras. Este é um processo muito comum nas áreas livres de gelo da Antártica, seja no arquipélago James Ross (Strelin e Malagnino, 1992; Ingólfsson et al., 1992; Hjort et al., 1997) ou na Antártica Marítima (Vilaplana et al., 1993; Serrano e López-Martínez, 1997; Francelino et al., 2011; Poelking et al., 2015; Michel et al., 2014).



Figura 27 Terraço marinho soerguido glacioisosticamente. Ao fundo, pode se observar a diferença de nível entre a superfície do terraço e o nível do mar, indicativo do soerguimento tectônico (Foto: Douglas Riff).

3.2. FEIÇÕES GLACIAIS

3.2.1. Geleiras

As geleiras em Cape Lamb ocupam uma área aproximada de 930 ha, ocupando pouco mais de $\frac{1}{4}$ da área total. As geleiras são formações desenvolvidas pela compactação da neve precipitada e pelo consequente aumento da sua densidade (Huggett, 2011). A compressão exercida pelo soterramento de camadas de neve por outras camadas superiores propicia o descongelamento de parte do gelo pela diminuição do ponto de fusão dos cristais, o que é seguido pelo preenchimento dos poros do gelo pela água líquida produzida, contribuindo para

o aumento da sua densidade. A presença de estratificações visíveis em campo em algumas das geleiras de Cape Lamb evidenciam este processo, também conhecido como firnificação (Davies et al., 2013). Não há traços de crevasse ou outro tipo de fendas identificáveis em campo ou a partir de imagens de sensoriamento remoto, o que é indicativo de ausência de avanços contemporâneos.

As geleiras presentes atualmente em Cape Lamb são remanescentes da geleira em domo localizada na região central da Ilha Vega sobre o platô Sandwich Bluff, que recuou e colapsou após o Último Máximo Glacial, ao final do Pleistoceno. Podem ser subdivididas em geleiras de circo e geleiras de vale, sendo estas últimas, geleiras que se deslocaram rapidamente em direção ao mar de Weddel e que atualmente estão em processo de recuo. Ambos os dois tipos de geleiras são muito comuns onde o domo principal das geleiras já recuou, sendo identificadas também por Martin-Serrano et al. (2005), Francelino et al. (2011), Davies et al. (2013) e Delpupo et al. (2017) em diferentes ambientes livres de gelo da Antártica.



Figura 28 Geleira de vale localizada no setor Leste de Cape Lamb, com detritos morânicos depositados à frente. Nota-se ao fundo a conexão da geleira de vale com o domo central superior da Ilha Vega através de línguas de gelo desabadas (Foto: Guilherme Corrêa).

As geleiras de vale (Fig. 28), muito comuns também na ilha vizinha James Ross, delimitam a península nos seus setores Leste e Oeste, orientando-se paralelamente em direção ao mar, e têm seu início por volta de 460 m de altitude, onde estão ainda conectadas ao domo superior através de línguas de gelo desabadas ao longo de aberturas nas escarpas do platô Sandwich Bluff. Sua superfície é marcada por lineamentos que evidenciam o fluxo de gelo ao longo de 3 km na geleira Oeste e 4 km na geleira Leste, em um desnível de cerca de 450 m. A geleira localizada no setor Leste de Cape Lamb atualmente se encontra desconectada da costa,

possuindo o seu fim em terra, enquanto a geleira Oeste termina diretamente no mar, conectando-se à plataforma de gelo marinho durante o inverno, sendo caracterizada como uma geleira de maré. Neste último caso, além da ablação, a perda de gelo por quebra e separação de *icebergs* na frente glacial também é um mecanismo fundamental de perda de massa e recuo da geleira.

As geleiras da Ilha Vega encontram-se em processo de retração como consequência dos aumentos globais da temperatura (Marinsek e Ermolin, 2015). Isto pode ser observado pelo nível mais baixo da parte distal e média destas geleiras em relação às morainas adjacentes. As linhas de drenagem mais expressivas em Cape Lamb são alimentadas diretamente pelo descongelamento destas geleiras, o que também denuncia a atuação contemporânea da ablação.

A partir da análise da série temporal de imagens orbitais da plataforma do Google Earth, verifica-se que ambas as geleiras de vale encontram-se em retração na últimas décadas. Enquanto a geleira Leste teve um recuo de aproximadamente 200 m da sua frente glacial desde a década de 90, valor semelhante àqueles encontrados por Carrivick et al. (2012) para geleiras localizadas na ilha vizinha James Ross, a geleira Oeste regrediu em torno de 600 m no mesmo período. Tal diferença no recuo das duas geleiras é explicada pelo fato da geleira Oeste ser uma geleira de maré, onde a perda de massa é potencializada pela quebra e separação de grandes placas de gelo da frente glacial.



Figura 29 Geleira de circo acumulada abaixo das escarpas do platô vulcânico Leal Bluff (Foto: Douglas Riff).

As geleiras de circo (Fig. 29), por sua vez, estão associados à zonas de acumulação sob as escarpas de alguns platôs vulcânicos de Cape Lamb, sendo alimentadas por avalanches e outros processos de acumulação de neve e gelo. Possuem uma inclinação consideravelmente superior às geleiras de vale, devido à proximidade com as escarpas vulcânicas. Tais geleiras se

encontram desconectadas das acumulações superiores dos seus platôs, o que favorece a estagnação do gelo e a ativação dos processos de recuo das geleiras.

3.3. FEIÇÕES PROGLACIAIS

3.3.1. Morainas holocênicas

As morainas laterais e frontais representam ambientes de grande destaque e expressão em Cape Lamb, correspondendo à 21% da área total (Tab. 3). As morainas são depósitos de fragmentos de rocha transportados pelo arraste das geleiras durante o seu avanço, sendo formadas após o recuo glacial (3.1.2 Processos glaciais). Em geral, se caracterizam como acumulações topograficamente distintas de superfícies rugosas com blocos angulares de diferentes tamanhos. Depósitos de morainas ocorrem de forma frequente na Antártica (Vilaplana et al., 1993; Serrano e López-Martinez, 2004; Martin-Serrano et al., 2005; Francelino et al., 2011; Moura et al., 2012; Vieira et al., 2012; Davies et al., 2013; Michel et al., 2014; Poelking et al., 2015; Schaefer, 2015; Schmid, et al., 2016; Oliva e Ruíz-Fernandes, 2017; Delpupo et al., 2017), formando feições de relevo típicas nas áreas litorâneas expostas da Península Antártica e dos arquipélagos ao redor, onde as frentes de descongelamento das geleiras atuam em decorrência das temperaturas mais amenas.

As morainas de Cape Lamb se caracterizam por terem superfícies rugosas e irregulares, com uma sucessão de cristas e pequenos montes de detritos com tamanho variando entre um e dois metros de altura, caracterizando superfícies de padrão forte ondulado. Se sobressaem na paisagem local, e são divisadas por altas e íngremes escarpas de padrão retilíneo a côncavo. A sua superfície é predominantemente vulcânica, tanto a matriz do solo quanto os blocos rochosos (formados pela assembleia de materiais vulcânicos de Cape Lamb, como lavas basálticas, brechas e tufos vulcânicos), evidenciando a principal fonte dos materiais transportados pelas geleiras como sendo o grande platô Sandwich Bluff, divisor norte da península. Morainas laterais com material de mesma natureza também são identificados por Strelin e Malagnino (1992) na ilha James Ross.

Duas morainas laterais são identificadas em Cape Lamb (Fig. 30), e se localizam nas bordas das duas geleiras de vale presentes na área, se desenvolvendo de forma paralela ao fluxo de gelo a partir do recuo destas geleiras. As morainas laterais estão associadas principalmente à detritos supraglaciais, possuindo assim um certo retrabalhamento pela ação da água de degelo (3.1.2 Processos glaciais). Também podem ser associadas aos detritos das paredes dos vales

que vão sendo incorporados à medida que a geleira avança. No entanto, detritos subglaciais e englaciais também podem estar presentes em morainas laterais, sendo trazidos à superfície das geleiras através de fluxos ascendentes em zonas de cisalhamento ou expostos pela ablação (Vieira e Simões, 2001).



Figura 30 Moraina lateral com superfície rugosa composta por blocos angulares de diferentes tamanhos. Verifica-se a erosão periglacial pelo entalhe de rasgos superficiais pela atividade de pequenos canais (Foto: Guilherme Corrêa).

Verifica-se o intenso retrabalhamento das morainas pela erosão periglacial, uma vez que são cortadas por vários canais fluviais de pequeno porte bem entalhados, produzidos pelo descongelamento do gelo glacial enterrado, seguindo a mesma orientação do fluxo de gelo em direção ao mar, e dando à superfície das morainas um padrão semelhante ao de nervuras (*gullies* e *levées*). Por sua vez, a moraina frontal (Fig. 31) observada em Cape Lamb se localiza no término da maior geleira de circo, ao norte da península, e se caracteriza pela sua forma abaulada e pela convexidade apontando para jusante.



Figura 31 Moraina frontal com presença de *debris cone* na borda do circo glacial (Fonte: Guilherme Corrêa).

As morainas laterais e frontais de Cape Lamb são as feições de relevo mais recentes da paisagem, provavelmente datando do Holoceno Tardio. Se caracterizam por serem morainas nucleadas por gelo, ou seja, por possuírem gelo soterrado logo abaixo dos detritos (*dead ice*). A profundidade do gelo é bastante variada, porém sendo em geral menor à medida que se aproxima dos corpos glaciais adjacentes. A origem deste gelo soterrado pode ter várias causas, mas uma das teorias mais aceitas é que seja gelo remanescente das próprias geleiras que formaram as morainas. A preservação prolongada do gelo pode ser considerada uma evidência substancial de deglaciação incompleta ou retardada, que pode-se estender ao longo de séculos (Everest e Bradwell, 2002). Este retardamento, por sua vez, pode ter ocorrido devido ao soterramento das laterais das geleiras de vale, estabilizando a temperatura das camadas glaciais (Ermolin et al., 2004).

A presença de estruturas tectônicas de pequena escala no gelo das morainas laterais, como falhas e dobras, indicativos de deformações de cisalhamento típicas de geleiras, tendem a reforçar esta teoria para as morainas nucleadas por gelo de Cape Lamb. Entretanto a ausência destas estruturas no gelo soterrado da moraina frontal, associada à origem da sua geleira de circo, também abre margem para o desenvolvimento do gelo por soterramento e compactação de neve pela camada de detritos sobrejacente (Ermolin, 2009).

3.4. FEIÇÕES PARAGLACIAIS

3.4.1. Depósitos de drifts glaciais

Os depósitos de drifts glaciais (Fig. 32) são depósitos transportados por geleiras de base seca (3.1.2 Processos glaciais) compostos principalmente de materiais vulcânicos tanto na fração fina como na fração grossa. Estes depósitos foram acumulados acima dos arenitos Cretácicos do Membro Cape Lamb (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), a uma altitude média de 120 m (Tab. 3), constituindo-se como um ambiente fundamental na evolução da paisagem no setor Leste da península. Constituem-se basicamente de plataformas e vertentes com mantos de detritos de espessura média superior a 100 cm e presença expressiva das frações cascalho e calhau ao longo de toda camada de sedimentos. Nas áreas mais inclinadas, onde os detritos vulcânicos são mais rasos, é possível observar o material arenítico subjacente aflorando na superfície. As plataformas dos drifts glaciais também são pontilhadas por pequenos montes detríticos sustentados por blocos hialoclásticos maiores, destacando-se como saliências na paisagem.



Figura 32 Plataforma de drift glacial com superfície lisa e plana típica de depósitos de geleira de base seca (Foto: Guilherme Corrêa).

A presença dos drifts glaciais na Ilha Vega, assim como na ilha vizinha James Ross (Davies et al., 2013), associados à geleiras de bases secas, remetem a uma formação de idade pleistocênica (Cuchí et al., 2012), mais especificamente durante o Último Máximo Glacial. Nesta época, o clima do arquipélago James Ross era mais frio e seco, equiparável às condições climáticas atuais da Antártica Oriental, onde os drifts glaciais são formações de considerável destaque na paisagem (Higgins et al., 2000; Augustinus, 2002).

Apesar do seu caráter glaciogênico, assim como as morainas, os drifts não foram incluídos no domínio proglacial por não serem depósitos associados aos sistemas glaciais atuais

de Cape Lamb, e portanto, não se localizarem nas adjacências das geleiras de vale ou de circo da área. Além disto, a erosão responsável pela remobilização dos sedimentos glaciais não possui o degelo glacial como principal fonte de água, e sim o derretimento da neve e da camada ativa, mais relevantes para o desenvolvimento das geoformas do domínio paraglacial.

3.4.2. Praias

As praias modernas (Fig. 33) de Cape Lamb representam cerca de apenas 0,5% da sua área total, e configuram-se como estreitas faixas de terra que circundam a península, representando o estágio atual da deposição marinha (3.1.5 Processos marinhos). Estas praias são compostas principalmente por cascalhos e seixos rolados associados com quantidades variáveis de areia grossa. Praias com características semelhantes são observadas por Francelino et al. (2011) e Davies et al. (2013). Estes materiais são provenientes das partes mais altas de Cape Lamb e são depositados pela ação seletiva das marés ao redor da península. Por serem muito influenciados pela ação das ondas, estes sedimentos são constantemente remobilizados, não se observando a formação de solos.

Os trechos de praias mais desenvolvidas (com maior área e largura, e conseqüentemente mapeáveis na escala de trabalho utilizada) são aqueles associados aos deltas dos principais canais de Cape Lamb, o que evidencia a origem fluviomarinha dos sedimentos litorâneos. Nestas partes da paisagem, pode-se observar depósitos de praia que localizam-se acima do alcance das marés de sizígia, servindo como indicador da oscilação do nível do mar.



Figura 33 Praia atual de Cape Lamb localizada no setor Oeste de Cape Lamb. Verifica-se ao fundo, a linha de maré indicando o nível atual de subida do mar (Foto: Rafael Siqueira).

3.4.3. Escarpas litorâneas

As praias localizadas mais ao sul de Cape Lamb, onde os canais fluviais são menos expressivos, configuram-se como plataformas de abrasão, onde os sedimentos depositados têm como fonte principal as escarpas recuadas pela abrasão marinha (3.1.5 Processos marinhos). As escarpas litorâneas (Fig. 34) se elevam do nível do mar até a base dos terraços com uma altura média de 32 m e declividade de 48%, representando um dos ambientes mais instáveis de Cape Lamb.

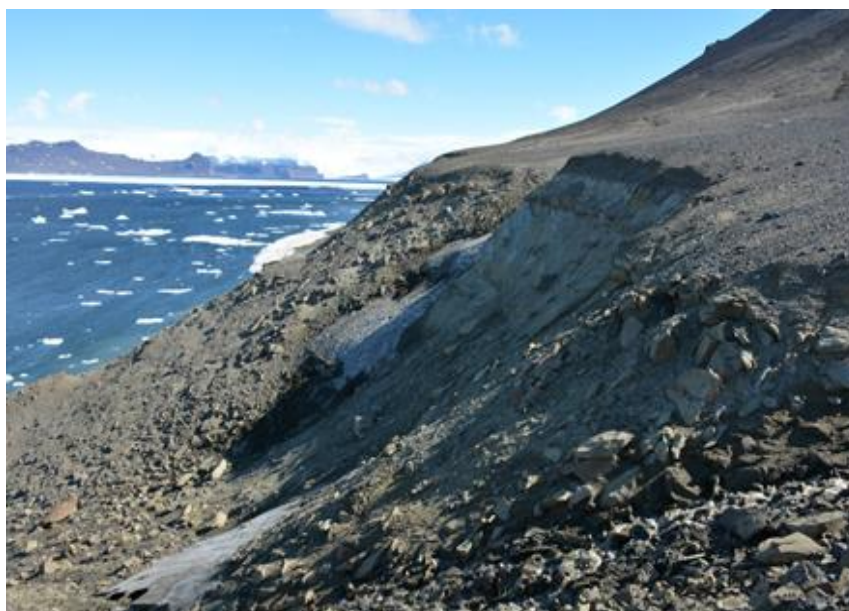


Figura 34 Escarpa litorânea produzida pela abrasão marinha em Cape Lamb. Podem ser observados os estratos sedimentares mais claros e escuros expostos na sua face (Foto: Guilherme Corrêa).

São mais expressivas (mapeáveis) nos ambientes de dominância dos pacotes sedimentares do Membro Herbert Sound (Cap. 1 - 2.3 Geologia de Cape Lamb), cujas camadas areníticas mais claras e siltíticas mais escuras interestratificadas são expostas na face das escarpas voltadas para o litoral, e onde o soerguimento dos terraços marinhos pareceu mais intenso. As escarpas de Cape Lamb não se configuram como falésias abruptas (paredes verticais), o que pode ser explicado pela abrasão marinha não ser tão intensa em ambientes costeiros de canal, como é o caso da área.

3.4.4. Terraços marinhos soerguidos

Os terraços marinhos soerguidos (Fig. 35) constituem-se como uma importante feição de relevo dos ambientes litorâneos de Cape Lamb, ocupando uma larga faixa de terra próximo à costa no setor Oeste, com cerca de 4% da área total. Em Cape Lamb, os terraços marinhos foram produzidos principalmente em um ambiente glaciofluvial do Quaternário, com desenvolvimento de um delta médio e deposição dos sedimentos na região costeira através da água do derretimento glacial (Lirio et al., 2007).



Figura 35 Terraço marinho soerguido por glacio-isostasia e recortados por canais fluviais no setor Oeste de Cape Lamb (Foto: Rafael Siqueira).

Os terraços de Cape Lamb são compostos principalmente por material arenoso muito fino e bem selecionado, típico de ambientes de águas rasas com baixa energia, redepositado na costa durante o Holoceno pela ação fluvial. A principal fonte destes sedimentos são os arenitos pouco litificados da península. Acima do material arenoso, é possível observar uma cobertura solifluxiva formada por material vulcânico, provavelmente formada pela erosão periglacial após a emersão dos terraços acima do nível do mar.

Mesmo com a ausência de seixos rolados como os principais constituintes da fração grossa dos solos, outros indícios apontam para a definição de tais geoformas como terraços marinhos de deposição, como o relevo plano de configuração tabular e a presença de escarpas delimitando o seu limite inferior, indicando a formação de arribas pela ação das ondas. A sua altitude média de 24 m acima do nível do mar indica uma certa concordância com os níveis de terraços do restante do arquipélago James Ross (Strelin e Malagnino, 1992).

Apesar de Lirio et al. (2007) assumir que os terraços marinhos de Cape Lamb foram formados pela redução do nível do mar, no arquipélago James Ross, há uma aparente sincronia entre a deglaciação do Holoceno e o soerguimento dos terraços marinhos devido à isostasia. O recuo das geleiras no arquipélago James Ross tem sido datado variando de 10 mil anos (Zale e Karlén, 1989), em Vega, à 4500 anos na ilha vizinha James Ross (Ingólfsson et al., 1992). Enquanto isto, os terraços marinhos têm sido datados em torno de 7500 a 4600 anos (Hjort et al., 1997), o que é indicativo de tal sincronia envolvendo a glacio-isostasia.

3.4.5. Planícies fluvioglaciais

As planícies fluvioglaciais (Fig. 36) representam um pouco mais de 2,68% da área total de Cape Lamb, e se constituem como ambientes com declividade inferior a 10%, ou seja, com formas planas a suave-onduladas. O sistema de deposição é sazonal, com os canais sendo ativos apenas durante o verão (3.1.3 Processos fluviais). As planícies fluvioglaciais são consideradas um dos principais sistemas paraglaciais dos ambientes recentemente expostos pelo recuo das geleiras (Francelino et al., 2011; López-Martínez et al., 2012; Schaefer, 2015), uma vez que os canais que depositam os seus sedimentos são alimentados diretamente pelo descongelamento glacial.

Os solos presentes nestas planícies tendem a apresentar um padrão de estratificação típico de deposição fluvial, registrando os diferentes níveis energéticos dos canais responsáveis pela erosão, transporte e deposição final dos sedimentos. Nas principais planícies de Cape Lamb, verifica-se uma contribuição menor da fração grossa na camada superficial em comparação à camada subjacente, indicando canais com decréscimo dos níveis energéticos e consequente menor competência de transporte de sedimentos em momentos mais recentes.



Figura 36 Planície fluvio-glacial cortada por canais meândricos no interior de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).

Em Cape Lamb, tais planícies podem ser divididas em dois grupos. As planícies aluviais interioranas, localizadas em zonas internas, principalmente em zonas de confluência entre afluentes, e as planícies deltaicas, na zona de contato entre os principais canais e o mar. Ambas estão presentes nos setores Leste e Oeste da península, e muitas vezes estando conectadas, sendo difícil definir um limite preciso entre as duas.

3.4.6. Colúvios

Os colúvios (Fig. 37) em Cape Lamb são observados na base de um grande anfiteatro localizado no setor Leste da península, onde a erosão foi mais intensa, promovendo o recuo dos *scree slopes* sedimentares e a concentração do material detrítico no sopé das vertentes. Sua superfície constitui-se em rampas suavemente inclinadas que se distribuem no terço inferior das vertentes internas do anfiteatro.



Figura 37 Cones de detritos coluviais localizados no terço inferior das vertentes internas do anfiteatro localizado no setor Leste de Cape Lamb, extensamente recortados por canais fluviais (Foto: Guilherme Corrêa).

Em geral, abrange depósitos de sedimentos clásticos mal selecionados, transportados pela ação fluvial, gravitacional e por deslizamentos de terra, como os movimentos lentos e contínuos da solifluxão. O material não estratificado destes depósitos evidencia o caráter coluvial típico de curto transporte dos sedimentos. O movimento descendente é acelerado no verão, quando o derretimento diário das coberturas de neve potencializa o fluxo de água vertente abaixo e a ocorrência dos escorregamentos. É composto por materiais sedimentares e vulcânicos misturados, tendo como principais fontes de contribuição os *scree slopes* sedimentares e vulcânicos.

Sua gênese, por sua vez, está associada principalmente ao processo de nivação, ativado com a acumulação de campos de neve a montante do atual anfiteatro, possibilitando uma contribuição contínua de água de degelo ao longo dos anos e a abertura de ravinações pela erosão fluvial. A erosão ativa é evidenciada atualmente pelos canais intermitentes de alto potencial energético que correm cortando os detritos, contribuindo tanto com o *input* quanto o *output* de sedimentos.

3.4.7. Planícies lacustres

As planícies lacustres (Fig. 38) também se constituem como importantes feições paraglaciais de deposição, embora possuam pequena expressividade espacial em Cape Lamb, com menos de 0,40% da área total. A principal planície lacustre de Cape Lamb localiza-se no setor ocidental, a uma altitude média de 64 m acima do nível do mar. É constituída basicamente

por material arenoso transportado das partes mais altas pela ação fluvial e depositado em ambientes lacustres nas partes mais baixas, quando o lago que a formou, denominado de lago Esmeralda (Silva Busso et al., 2010), estava acima do seu nível atual (Píšková et al., 2019). A contribuição das frações cascalho e calhau no volume dos solos presentes nestas áreas é inexistente, o que demonstra o poder seletivo da deposição de sedimentos finos em ambientes lacustres de águas rasas.



Figura 38 Planície lacustre de material arenoso no setor Oeste de Cape Lamb, com o lago Esmeralda, à esquerda (Foto: Guilherme Corrêa).

De acordo com Píšková et al. (2019), o processo de deposição lacustre cessou a aproximadamente 200 anos atrás, quando o canal responsável pela entrada de sedimentos se desconectou do espelho d'água devido ao isolamento da área de captação do lago. Atualmente, o lago Esmeralda encontra-se desconectado de qualquer fluxo superficial ou subsuperficial, caracterizando-se como um sistema endorréico de talik fechado (Silva Busso et al., 2010), o que credencia a sua identificação como um *thermokart* alimentado diretamente pelo derretimento do permafrost. Desta forma, o principal agente de *input* de sedimentos atual é a ação eólica, potencializada pela exposição de tais planícies no setor Oeste de Cape Lamb aos fortes ventos catabáticos da Península Antártica, que contribuem para o acréscimo de material arenoso.

3.4.8. Tálus

Os tálus (Fig. 41) são importantes feições paraglaciais associadas às quedas de blocos em Cape Lamb (3.1.7 Processos gravitacionais), sendo feições típicas de ambientes livres de gelo da Antártica, associadas à liberação de estresse por relaxamento das paredes rochosas após a retirada glacial (Francelino et al., 2011, Moura et al., 2012; Oliva e Ruiz-Fernández, 2017; Delpupo et al., 2017).



Figura 41 Tálus composto de detritos basálticos soltos na base da mesa vulcânica Leal Bluff (Foto: Guilherme Corrêa).

Os tálus de Cape Lamb constituem-se como extensas saias localizadas no sopé das principais mesas vulcânicas, na região central da península. É um domínio predominantemente vulcânico, constituído de fragmentos basálticos acumulados por quedas, rolamentos ou deslizamentos e repousados em superfícies de alta declividade (em torno de 64%), propensos à ação gravitacional caso haja algum desequilíbrio no sistema. Não há desenvolvimento de solos. Os tálus tendem a apresentar faces retilíneas, e a inclinação do terreno favorece a formação de lóbulos de gelifluxão, como também apontado por Cuchí et al. (2012).

3.4.9. *Scree slopes* sedimentares e vulcânicos

Os *scree slopes*, ou encostas de detritos, são vertentes de acentuada declividade (30 a 40%), de padrão de relevo forte-ondulado, intensamente recortados por canais pedregosos paralelos, evidenciando a forte contribuição erosão fluvial no recuo gradual da sua superfície,

principalmente nos *scree slopes* sedimentares (Fig. 39). Já nos *scree slopes* vulcânicos, o principal processo de mobilização de sedimentos é a solifluxão, o que é evidenciado pela presença comum de feições como solos estriados e lóbulos de gelifluxão. Tais vertentes constituem a feição paraglacial mais comum de Cape Lamb, englobando cerca de 18% da área total, evidenciando a importância dos processos erosivos na modelagem do relevo. São mais comuns no setor Leste da península.



Figura 39 *Scree slopes* dissecados por canais paralelos orientados em direção aos terraços marinhos de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).



Figura 40 *Scree slope* vulcânico margeando mesa vulcânica em setores altos de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).

Os *scree slopes* sedimentares são sustentados principalmente pelos arenitos e argilitos estratificados do Membro Cape Lamb (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), e cujos ravinamentos produzidos pela erosão fluvial expõem a grande riqueza fóssilífera desta unidade sedimentar. Possuem altitude média de 137 m e representam o domínio de transição entre os ambientes sedimentares mais rebaixados, como os terraços marinhos e os *footslopes*, e os ambientes vulcânicos de Cape Lamb. Já os *scree slopes* vulcânicos (Fig. 40) tendem a estar localizados em partes superiores da paisagem, com 198 m de altitude média, se destacando por limitarem algumas dos principais platôs vulcânicos de Cape Lamb, principalmente no setor Leste. Se diferem dos tálus, apesar do material basáltico comum, por apresentarem desenvolvimento de solos e os movimentos descendentes serem principalmente solifluxivos.

Além da erosão fluvial e dos ciclos de congelamento-descongelamento, a erosão eólica também é um importante fator de mobilização de sedimentos, principalmente nas vertentes sedimentares, mais voltados para a linha costeira, onde a presença expressiva de pavimentos desérticos é clara evidência da atuação eólica. Os *scree slopes* são feições típicas de relevos montanhosos recentemente expostos pela deglaciação, sendo comuns em vários ambientes livres de gelo da Antártica (Francelino et al., 2011; Davies et al., 2013; Michel et al., 2014).

3.4.10. *Scree slopes* com *ploughing blocks*

Os *scree slopes* com *ploughing blocks* (Fig. 42) se configuram como os ambientes com maiores movimentos de massa de Cape Lamb, e, portanto um dos mais instáveis. A declividade média em torno de 54% proporciona a ativação dos processos gravitacionais em todo o terreno (3.1.7 Processos gravitacionais), que tem início com o desprendimento de grandes blocos das paredes rochosas do platô vulcânico localizado logo acima. Representam um pouco mais de 3% da área total de Cape Lamb e posicionam-se exclusivamente no flanco Oeste dos derrames basálticos da península.



Figura 42 Ladeira com quedas de blocos de brechas hialoclásticas. Ao fundo, pode-se observar grandes colunas verticais nas escarpas da mesa vulcânica, a partir das quais os blocos atuais foram (Foto: Guilherme Corrêa).

Tais ambientes constituem-se como *scree slopes* de grande declividade, entremeados por degraus mais planos, que se diferenciam, porém, dos *scree slopes* restantes de Cape Lamb devido à presença de grandes blocos de brechas hialoclásticas (os *ploughing blocks* - de tamanho e espessura podendo chegar à algumas dezenas de metros) repousados de forma desordenada sobre sua superfície, formando um terreno caótico sobre o material Cretácico subjacente.

De acordo com Davies et al. (2013), que também identificaram estes ambientes na ilha vizinha James Ross, os movimentos de massa de grande escala são controlados pela gravidade em frentes fragilizadas de massas rochosas (Fig. 43). Ainda segundo os autores, o início da instabilização destas paredes ocorreu quando os platôs vulcânicos foram soerguidos acima do nível do mar, removendo o suporte hidráulico das suas escarpas. No entanto, este processo provavelmente foi acentuado após a remoção do gelo circundante através da deglaciação, o que é indicativo de que os movimentos de massa continuaram de forma intercalada durante cada período interglacial, incluindo o atual holocênico, após o Último Máximo Glacial.

Verifica-se que as escarpas do platô vulcânico que sofreu o processo de desprendimento dos blocos apresentam um padrão de rachaduras e fendilhamentos verticais, originando grandes colunas paralelas aparentemente separadas umas das outras, como resultado das fases de compressão e relaxamento durante os ciclos glaciais/interglaciais. Quando alcançam o seu limite de estabilidade, estas colunas tombam pela gravidade, sendo assim, uma fase de transição entre a escarpa maciça e os blocos livres.

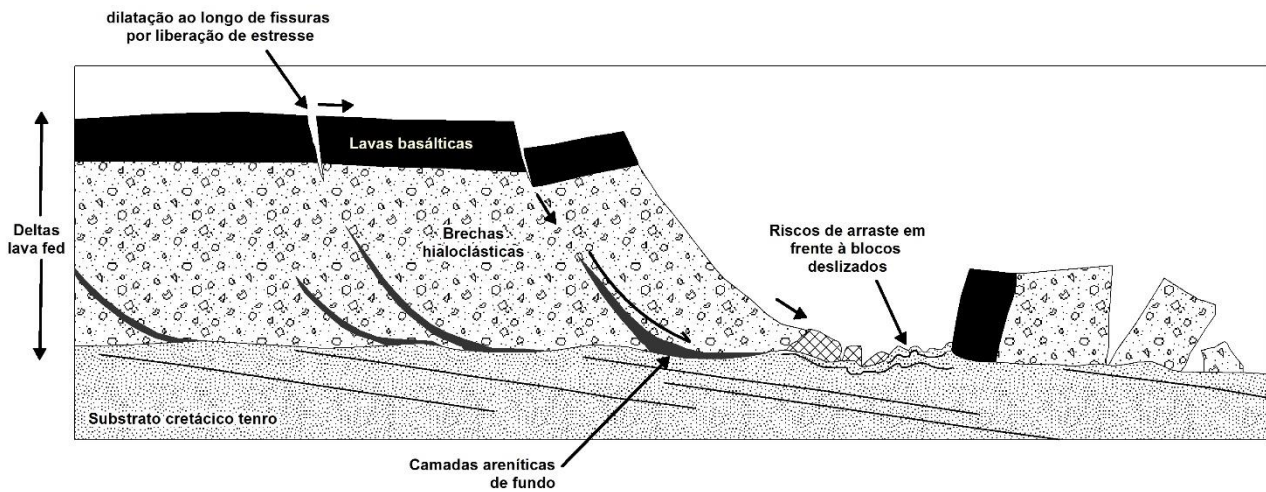


Figura 43 Diagrama esquemático ilustrando os processos envolvidos na ativação dos processos de movimentação de massa em larga escala e na formação das quedas de blocos de Cape Lamb (Adaptado de Davies et al., 2013).

O material sedimentar subjacente aos blocos hialoclásticos desmoronados encontra-se bastante revolvido devido ao deslizamento, com as camadas areníticas pouco litificadas deformadas pelo peso dos blocos, o que favorece inclusive o transporte do material arenoso pelos ventos e sua deposição nas planícies abaixo. Estruturas de arraste evidenciam que os deslizamentos estão ativos, potencializados pela superfície dúctil originada pelo material Cretácico fino. Além disto, as camadas sedimentares são lubrificadas pelo derretimento da camada ativa do solo, o que também favorece os deslizamentos. Apesar de serem ambientes com gênese associada ao recuo das geleiras, Davies et al. (2013) descrevem que não são típicos em ambientes livres de gelo, uma vez que dependem da justaposição incomum entre rochas vulcânicas e estratos sedimentares subjacentes pouco litificados.

3.4.11. *Footslopes*

Os *footslopes* são ambientes rebaixados adjacentes ao sopé dos *scree slopes*, de grande expressão espacial, representando cerca de 7% da área total de Cape Lamb. São superfícies cujo rebaixamento provavelmente se iniciou com o soerguimento acima do nível do mar e o recuo das frentes dos materiais cretácicos expostos a erosão, após o fim da última glaciação. Podem ser consideradas feições residuais do recuo dos *scree slopes*, e de forma geral, os solos encontrados nos *footslopes* são idênticos aos dos *scree slopes*, o que corrobora a mesma natureza genética.

Os *footslopes* são intensamente recortados por canais fluviais provenientes das vertentes acima. No setor Leste, apresentam relevo mais tabular, semelhante ao de terraços, e se

constituem como rampas de deposição dos sedimentos transportados pelos agentes erosivos dos terrenos mais altos, possuindo em algumas partes uma extensa cobertura solifluxiva. São delimitados por arribas formadas pela erosão marinha. No setor Oeste, os *footslopes* representam um nível superior ao dos terraços marinhos, e se caracterizam padrão hummocky da sua superfície, com pequenos morrotes ondulados (Fig. 44), cujas características principais são a forma convexo-convexa e a altura variando entre dois metros e dois metros e meio, formados pela deposição progressiva dos *ploughing blocks* em ambientes mais estáveis.



Figura 44 Footslopes Depósitos de blocos com padrão hummocky localizados ao fundo, originados pela evolução das quedas de blocos (Foto: Guilherme Corrêa).

A exposição por um longo período de tempo à ação climática possibilitou o arredondamento dos blocos frescos pela erosão das suas bordas, principalmente crioclástica, e a estabilização final foi alcançada com o soterramento dos blocos por lençóis de material fino transportados pelo vento, produzindo o padrão ondulado típico dos depósitos de blocos. A formação posterior de pavimentos desérticos garantiu a estabilização final da paisagem pela proteção conferida pela couraça superficial de detritos vulcânicos aos perfis de solos epipedregosos.

3.4.12. Morros vulcânicos

Os morros vulcânicos (Fig. 45) são formas de relevo compostas por agrupamentos de morros e cones convexos, com algumas dezenas de metros de altura, presentes tanto no setor Leste como Oeste de Cape Lamb. São geoformas originadas a partir de grandes blocos de brechas hialoclásticas provenientes dos platôs vulcânicos superiores e transportados pela ação

da gravidade para as superfícies mais baixas. Constituem-se como produtos de grandes movimentos de massa, ou *landslides*, deslocados gravitacionalmente após o recuo glacial, de forma semelhante às quedas de blocos e aos tálus, porém se localizando a uma distância maior da sua origem.



Figura 45 Morros vulcânicos formados por grandes blocos de *landslides* (Foto: Rafael Siqueira).

No processo de desenvolvimento dos morros, a ação climática produziu o arredondamento dos hialoclastos, ao mesmo tempo em que possibilitou a formação de uma rasa cobertura detrítica. Este manto de detritos é composto principalmente pelas lavas basálticas que compõem os fragmentos mais grosseiros das brechas hialoclásticas, uma vez que estas rochas tendem a se desintegrar através da sua matriz tuffítica, menos resistente ao intemperismo. Conseqüentemente, o material fino presente nos mantos tende a ser bastante palagonitizado.

3.5. FEIÇÕES PERIGLACIAIS

3.5.1. *Felsenmeers*

Os *felsenmeers* (Fig. 46) consistem em feições de relevo muito restritas em Cape Lamb (cerca de 0,21 % da área total), consistindo de pequenas áreas de inclinação suave-ondulada compostas de afloramentos fortemente crioclastados de arenitos cinza-esverdeados bem litificados do Membro Cape Lamb (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb). Em linhas gerais, *felsenmeers* consistem em campos de blocos autóctones desenvolvidos a partir do intemperismo *in situ* do leito rochoso com deslocamento limitado de blocos (Rea, 2007). Após

o fracionamento dos blocos, um dos mecanismos seguintes na evolução dos felsenmeers é a remoção dos componentes granulares pequenos da superfície de formação pela lavagem com as águas de descongelamento, o que é promovido pela grande quantidade de espaços vazios entre os blocos fragmentados (Francelino e Schaefer, 2004).



Figura 46 Felsenmeer com afloramento arenítico fortemente crioclastado na zona litorânea de Cape Lamb (Foto: Guilherme Corrêa).

Os felsenmeers de Cape Lamb são feições particulares das pequenas áreas onde o arenito litificado é exposto, sendo que a forte relação genética entre esta geoforma e o substrato geológico se deve à maior resistência destes arenitos para a formação de campos de blocos. A sua pouca representatividade na paisagem da península é explicada pela pouca expressividade deste tipo de material no substrato geológico do arquipélago James Ross, uma vez que estratos de arenitos bem consolidados correspondem a apenas 1% das formações sedimentares Cretácicas do Grupo Marambio (Del Valle et al., 1982).

3.5.2. Geleira rochosa

A geleira rochosa de Cape Lamb (Fig. 47) constitui-se como uma massa de terra e blocos angulares dispostos em um grande lóbulo localizado na parte central da península, à cerca de 319 m acima do nível do mar. Sua morfologia e coberturas detríticas se assemelham às da moraina frontal localizada em um nível abaixo da ilha, com pequenos montes arqueados de um a dois metros de altura dispostos na sua superfície entre blocos vulcânicos de diferentes tamanhos.



Figura 47 Lóbulo da geleira rochosa (indicado pela seta branca) localizada na região central de Cape Lamb (Foto: Rafael Siqueira).

A geleira rochosa se localiza no sopé da escarpa sul do platô Leal Bluff, sendo formada pela adição de detritos fornecidos pela escarpa do platô e remobilização dos detritos de tálus com processo de formação semelhante ao das geleiras rochosas da ilha James Ross (Strelin e Malagnino, 1992). A relação genética com o platô pode ser evidenciada pelo material detrítico presente, sendo constituído completamente de blocos e sedimentos basálticos, hialoclásticos e tufídicos. É uma feição de pequena expressão, com as frentes da geleira estando a aproximadamente 300 metros das escarpas do Leal Bluff.

Na ilha vizinha James Ross, geleiras rochosas com 400 metros de distância entre o seu início e a sua frente foram indicadas como possuindo idade aproximada de 2000 anos (Davies et al., 2013). Os detritos, por sua vez, são cimentados pelo gelo soterrado e adicionado por diferentes fontes, principalmente a precipitação nival. Apesar de apresentar características de uma geleira rochosa de tálus, é possível que a geleira tenha sofrido contribuições de gelo e detritos pelo pequeno circo glacial localizado na região central de Cape Lamb, o que torna mais correto identifica-la como uma geleira rochosa mista, de origem também glacial.

As geleiras rochosas são feições de relevo extremamente dinâmicas, uma vez que estão em constante movimento lento, tipicamente entre alguns centímetros por ano, devido à deformação do gelo intersticial. Em James Ross, a geleira rochosa Lachman II, apresentou velocidade média anual de 20 cm (Davies et al., 2013), que pode ser interpolada para o entendimento da dinâmica da geleira de Cape Lamb. A presença de lóbulos menores localizados no interior da geleira rochosa indica a orientação do fluxo da massa de terra. São consideradas

importantes feições periglaciais por serem indicadoras geomorfológicas da presença do permafrost.

3.5.3. *Thermokarsts*

Lagos de *thermokarst* (Fig. 48) são pequenos corpos hídricos de forma elíptica localizados em ambos os setores de Cape Lamb, originados a partir do descongelamento do permafrost ou do gelo de morainas politermais (3.1.6 Processos lacustres). Os *thermokarsts* de Cape Lamb possuem dimensões variadas, sendo que os maiores possuem os seus tamanhos variando entre 3 a 6 ha. Os menores não foram mapeados na escala de trabalho utilizada.

Os *thermokarsts* de permafrost se desenvolvem apenas no setor Oeste da área, associados a taliks fechados supra-permafrost, que se constituem como bolsões do solo descongelados (camada ativa) rodeados pelo permafrost e conectados exclusivamente ao leito dos *thermokarsts* suprajacentes (Silva-Busso et al., 2010). Desta forma, são sistemas fechados, sem conexão com canais superficiais e subsuperficiais, sendo alimentados exclusivamente pelo derretimento do permafrost.

Os *thermokarsts* de morainas, por sua vez, são lagos circulares formados pelo descongelamento do gelo localizado abaixo da camada de detritos, o que evidencia o politermalismo do gelo das morainas. A presença de canais criocársticos subterrâneos no gelo glacial enterrado é outra evidência desta natureza politermal (Cuchí et al., 2012). É possível que tenham se desenvolvido em zonas de descongelamento preferenciais, como fendas e rachaduras no gelo, ou ainda em zonas onde a cobertura detrítica protetora das morainas é menor, como observado por Vieira e Simões (2011) e Vieira et al. (2012) para as morainas nucleadas por gelo das Montanhas Ellsworth.

De acordo com French (1996) o desenvolvimento de *thermokarsts* é geralmente causado pelo desequilíbrio térmico do permafrost e aumento da profundidade da camada ativa, induzidos, entre outros fatores, por mudanças climáticas como aumentos da temperatura do ar, condição esta que tem sido observada nas regiões do Mar de Weddel e da Península Antártica nos últimos anos (Cap. 1 – 2.5 Clima atual).



Figura 48 *Thermokarst* localizado em superfície de moraina holocênica (Foto: Guilherme Corrêa).

3.5.4. Plataformas de crioplaneação

As plataformas de crioplaneação são grandes plataformas localizadas à 200 m acima do nível do mar em Cape Lamb (Tab. 3), e se caracterizam como superfícies sub-horizontais recobertas por mantos de detritos de pouca espessura. Representam importantes elementos da paisagem nas partes altas de Cape Lamb. São superfícies planas a suavemente convexas aplainadas predominantemente pela atuação da crioclastia, representando 3,37 % da área total de Cape Lamb. Tais plataformas são margeadas pelos *scree slopes*, o que indica a destruição e recuo progressivo das suas bordas pela erosão fluvial e periglacial ativa.



Figura 49 Plataforma de crioplaneação sustentada por brechas hialoclásticas. Verifica-se o importante desenvolvimento de solos estriados (Foto: Guilherme Corrêa).

A maior plataforma de crioplaneação localiza-se na região central da península (Fig. 49), entre a base dos dois grandes platôs de Cape Lamb. Observa-se um forte controle estrutural na sua morfologia retilínea, sustentada pelo topo de uma das camadas hialoclásticas dos derrames basálticos de deltas *lava-fed* da ilha (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb). Esta feição é semelhante aos platôs identificados por Francelino et al. (2011) nas partes mais altas da Península Keller, na ilha Rei George.

Nesta mesma plataforma observa-se o desenvolvimento do maior campo de solos estriados de Cape Lamb, com a formação dos típicos *stone stripes*. A presença desta feição superficial é indicativo da relevante contribuição de umidade no verão para os processos solifluxivos e a manutenção do permafrost úmido, mesmo em pedoambientes mais altos, onde a distância do litoral é maior e os fortes ventos associados ao relevo plano tendem a aumentar a evaporação do solo.

De acordo com Hall (1997), a gênese das superfícies crioplanadas envolve uma sequência de processos. O primeiro é a dilatação por alívio das rochas do substrato proporcionada pelo recuo de geleiras de base seca, criando fraturas que favorecem a penetração da água e a fragmentação pela crioclastia. O mesmo autor também ressalta a importância da contração térmica no processo de fragmentação, principalmente em substratos mais escuros, onde a radiação solar é mais absorvida pelas rochas.

3.5.5. Cumes vulcânicos

Os cumes vulcânicos correspondem às elevações montanhosas localizadas nas extremidades norte e sul de Cape Lamb. O cume sul (Fig. 50) é o mais amplo e mais alto, com cota máxima de 266 m acima do nível do mar (Fig. 8a). Suas escarpas possuem um padrão retilíneo-côncavo, com declives médios acentuados de cerca de 44% (Tab. 3). O seu topo íngreme apresenta uma linha de aretês, indicando erosão glacial por antigas geleiras de circo (3.1.2 Processos glaciais), o que promoveu a destruição da morfologia típica das estruturas de deltas *lava-fed* típicas das rochas do Grupo Vulcânico James Ross (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb).

Tal cume representa o domínio da Formação Cape Well-Met, e o seu material é composto majoritariamente por basaltos cinza-avermelhados, tufos laranja-amarelados e escórias vulcânicas. Dentre os grandes derrames basálticos que marcam a paisagem de Cape

Lamb, o delta da Formação Cape Well-Met destaca-se como sendo o mais recente, datando do Pleistoceno (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb). O cume Norte, por sua vez, é sustentado por um cone piroclástico de tufos basálticos relativamente preservado, o que explica a sua morfologia.



Figura 50 Platô estrutural sustentado por brechas hialoclásticas. Verifica-se o desenvolvimento de solos estriados (Foto: Guilherme Corrêa).

Os cumes representam as extremidades do alinhamento norte-sul dos derrames vulcânicos de Cape Lamb, com os grandes platôs, descritos a seguir, preenchendo as partes centrais. Recortados entre os platôs e os cumes encontram-se gargantas e passos, principalmente em zonas onde as rochas vulcânicas apresentam desníveis de continuidade, possibilitando a transição nas partes mais altas entre os setores Leste e Oeste de Cape Lamb.

3.5.6. Platôs vulcânicos

Por fim, os platôs vulcânicos (Fig. 52) correspondem aos principais divisores da porção central e as feições de relevo mais altas de Cape Lamb, com extensas escarpas abruptas de mais de 100 m de altura se destacando na paisagem. Ao todo foram identificadas dois grandes platôs em Cape Lamb, sendo o mais alto deles o platô Leal Bluff, com altitude máxima de 456 m (Fig. 8a). Ao longo das escarpas é possível se verificar a alternância das camadas sub-horizontais basálticas e hialoclásticas das estruturas de deltas *lava fed* (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb). As escarpas abruptas delimitam topos alternadamente rugosos e planos, cuja orientação é governada pelas camadas dos corpos vulcânicos, configurando assim extensas superfícies em forma de mesa.



Figura 52 Mesa vulcânica Leal Bluff com camadas de brechas hialoclásticas e lavas basálticas intercaladas (Foto: Guilherme Corrêa).

Levando-se em consideração a altura média de 370 m do manto de gelo durante o Último Máximo Glacial, é possível que os platôs tenham ficado expostos na superfície desde a sua formação no Neógeno, como nunataks destacados da cobertura de gelo (Smellie et al., 2008). Isto explicaria o fato dos platôs apresentarem os topos fortemente erodidos, com grandes rasgos superficiais que rompem com o padrão plano em algumas partes, produzindo inclusive a remoção das camadas basálticas superiores pela ação glacial ou marinha e expondo os corpos hialoclásticos, que por serem mais tenros, se fragmentaram originando as quedas de blocos da região central de Cape Lamb, como discutido anteriormente. Davies et al. (2013) observaram que alguns topos planos das mesas vulcânicas da península Ulu, em James Ross, encontram-se fortemente crioclastados devido a exposição à ação climática durante o Quaternário e no caso dos antigos nunataks, também durante o Neógeno.

3.6. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A ausência de datações absolutas impede a localização precisa dos acontecimentos geomorfológicos no tempo, entretanto, buscou-se montar aqui uma sequência cronológica mais ampla baseada nos fatos morfológicos de Cape Lamb e em informações da literatura sobre a evolução da paisagem do arquipélago James Ross. Em relação à evolução geomorfológica, pode-se dizer que Cape Lamb experimentou dois grandes estágios de soergimento tectônico.

O primeiro se deu após o Neógeno, quando a erosão dos corpos vulcânicos expostos acima do nível do mar e o alívio proporcionado (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb),

promoveu o soerguimento das rochas vulcânicas e do substrato sedimentar antes submersos. Desta forma, constata-se que os platôs vulcânicos remanescentes atualmente em Cape Lamb – as feições de relevo mais antigas da península – se localizavam inicialmente abaixo do nível do mar, sendo este o motivo para sua preservação.

O segundo estágio de soerguimento se deu após o Último Máximo Glacial, com o recuo das geleiras e a ascensão dos terraços marinhos por glacio-isostasia ao final do Pleistoceno (3.4.3 Terraços marinhos soerguidos), produzidos pela deposição glaciofluvial na linha costeira de Cape Lamb já durante a deglaciação. A ausência de feições glaciais construtivas durante o Último Máximo Glacial é indicativo de um clima mais frio e seco, onde geleiras de base seca predominaram formando depósitos de drifts glaciais e contribuindo para a formação de relevos mais aplainados, como as plataformas de crioplanção.

A paisagem de Cape Lamb foi inicialmente esculpida pelo manto de gelo da Península Antártica durante o período glacial. A presença de blocos erráticos a mais de 300 metros de altitude comprovam o recobrimento de quase toda a superfície durante o Último Máximo Glacial, com exposição apenas dos topos dos grandes platôs sustentados pelos derrames basálticos, que ficaram preservados da erosão glacial. Com o aquecimento progressivo ao longo do avanço do período interglacial holocênico, a erosão paraglacial e periglacial foram ativadas, modificando a paisagem imediatamente após o recuo das geleiras e formando as feições erosivas e deposicionais que marcam a paisagem.

A ablação das geleiras através do processo de fusão do gelo foi responsável pela ativação da erosão fluvial, alimentada atualmente também pelo descongelamento da camada ativa e principalmente pelo derretimento nival durante o verão. O retrabalhamento dos sedimentos glaciogênicos produzidos pelas antigas geleiras favoreceu a formação das planícies fluvioglaciais e das praias atuais, ao mesmo momento em que depósitos gravitacionais, como os tálus, foram originados pela liberação de estresse das paredes rochosas dos grandes platôs vulcânicos de Cape Lamb. Mudanças no regime térmico do sistema glacial conduziram à substituição das geleiras de base seca por geleiras politermais, com presença de umidade e maior potencial erosivo, responsáveis pela formação das geoformas mais recente de Cape Lamb, as morainas nucleadas por gelo do Holoceno Tardio, que permanecem em processo de construção contemporaneamente.

O fornecimento de umidade proveniente do mar e da precipitação nival, além das baixas temperaturas, possibilitaram o surgimento do permafrost úmido contínuo em todos os ambientes de Cape Lamb, o que por sua vez, favoreceu a ativação dos processos periglaciais e da crioclastia como principal processo de intemperismo, responsável pelo fornecimento de

sedimentos frescos na nova paisagem formada. No entanto, a presença de *thermokarts* é indicativo da desativação do permafrost em alguns setores, como resposta da paisagem aos aumentos de temperatura contemporâneos no Mar de Wedell.

Observa-se uma paisagem mais estável no setor Oeste, com terraços e planícies fluviais de canais de baixo potencial energético intercalados próximos à linha costeira. Em contrapartida, a paisagem é mais dinâmica no setor Leste, onde a erosão fluvial se pronuncia de forma mais expressiva nos *scree slopes* próximos da costa, produzindo profundos ravinamentos no material sedimentar e recortando anfiteatros. Esta dinâmica fluvial diferenciada possui forte associação com a história glacial dos dois setores. A atuação de geleiras menos erosivas no setor Leste permitiu a conservação das partes superiores da paisagem, mantendo o nível de base, e criando condições propícias para o desenvolvimento de uma malha hídrica fortemente erosiva. Enquanto que no setor Oeste, a erosão glacial mais pronunciada condicionou o surgimento de terraços marinhos aplainados a partir de sedimentos glaciogênicos, possibilitando o desenvolvimento de uma paisagem mais estável.

4. CONCLUSÕES

A predominância de geoformas deposicionais em Cape Lamb, com origens associadas a diferentes processos morfogenéticos, são evidências das altas taxas de mobilização de sedimentos em um ambiente recentemente exposto pelo recuo das geleiras. Por sua vez, o domínio de feições de relevo do domínio paraglacial, tanto em número quanto espacialmente, também são evidências desta condição de instabilidade energética e de reajuste da paisagem à recente condição deglaciada

No geral, os principais fatores de formação do relevo de Cape Lamb configuram-se como sendo a dinâmica glacial, as oscilações marinhas, o clima frio e seco condicionando a crioclastia, o controle geológico condicionando a topografia, a presença do permafrost contínuo, o aprofundamento da camada ativa e a concentração de umidade devido ao descongelamento durante o verão.

O estudo da dinâmica das feições geomorfológicas de Cape Lamb mostra-se de suma importância para a compreensão da evolução paleoclimática e da estabilidade da paisagem dos ambientes periglaciais da Antártica, e em particular os ambientes de deserto subpolar do arquipélago James Ross. De forma mais específica, as feições de relevo de Cape Lamb fornecem importantes registros acerca da história glacial da ilha Vega, das mudanças do nível do mar e também são importantes indicadores da presença e distribuição do permafrost

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRÉ, M.-F. 2003. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? **Geomorphology**, 52, 149–164.
- ARAYA, R.; HERVÉ, F. 1972. Periglacial phenomena in the South Shetland Islands. In: ADIE, R.J. (Ed.). **Antarctic Geology and Geophysics**. Oslo, Universitetsforlaget, 105–109.
- AUGUSTINUS, P. C. 2002. Weathering characteristics of the glacial drifts, Bunge Hills, East Antarctica. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, 34, 65–75.
- BALLANTYNE, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. **Quaternary Science Reviews**, 21, 1935–2017.
- BARSCHE, D. 1993. Periglacial geomorphology in the 21-st century. **Geomorphology**, 7, 141-163.
- BENEDICT, J. B. 1976. Frost Creep and Gelifluction Features: A Review. **Quaternary Research**, 6, 55-76.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. 1998. **Glaciers and Glaciation**. Paris: Arnold, 734 p.
- BENNETT, M. R.; GLASSER, N. F. 1996. **Glacial Geology: ice sheets and landforms**. Chichester, Wiley. 364 p.
- BIRKENMAJER, K. 1985. Onset of Tertiary continental glaciation in the Antarctic Peninsula sector (West Antarctica). **Acta Geologica Polonica**, 35, 1/2, 1-31
- BOCKHEIM, J. G.; TARNOCAI, C. 1998. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost - affected soils. **Geoderma**, 81, 281-293.
- BOCKHEIM, J. G. 2010. Evolution of desert pavements and the vesicular layer in soils of the Transantarctic Mountains. **Geomorphology**, 118, 433–443.
- BOULTON, G.S. Processes of glacier erosion on different substrata. **Journal of Glaciology**, 23, 89, 15-38.
- BRODZIKOWSKI, K.; VAN LOON, A. J. 1987. Systematic Classification of Glacial and Periglacial Environments, Facies and Deposits. **Earth Science Reviews**, 24, 297-381.
- CAMILL, P. 2005. Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming. **Climatic Change**, 68, 135–152.
- CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. 1987. **Antarctica: Soils, weathering processes and environment**. Elsevier, Amsterdam, 368 p.
- CAMPBELL, I.B.; CLARIDGE, G.G. 2009. Antarctic permafrost soils. In: MARGESSIN, R. (Ed.). **Soil Biology: Permafrost Soils**. Berlin: Springer-Verlag, 17-31.

CARRIVICK, J. L.; DAVIES, B. J.; GLASSER, N. F.; NÝVLT, D. 2012. Late Holocene changes in character and behaviour of land-terminating glaciers on James Ross Island, Antarctica. **Journal of Glaciology**, 58, 1176–1190.

CHURCH, M.; RYDER, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. **Geological Society of America Bulletin**, 83, 3059–3071.

CLAPPERTON, C.M.; SUDGEN, D., 1988. Holocene glacier fluctuations in the South America and Antarctica. **Quaternary Science Review**. 7, 185–198.

COLTRINARI, L. 2011. Cartografia geomorfológica detalhada: a representação gráfica do relevo entre 1950-1970. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12, 3, 121-130.

CUCHÍ, J.A.; SILVA BUSSO, A.; MORENO, L.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; ERMOLIN, E.; LIRIO, J.M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; DURÁN, J.J. 2012. Rasgos geomorfológicos en un ambiente periglacial, sector occidental del Cabo Lamb, Isla Vega, Península Antártica. In: XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander.

DAVIES, B.J.; CARRIVICK, J.L; GLASSER, N.F.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L. 2012. Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. **The Cryosphere**, 6, 1031–1048.

DAVIES, B. J.; GLASSER, N.F.; CARRIVICK, J.L.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; NÝVLT, D. 2013. Landscape evolution and ice-sheet behavior in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. From: HAMBREY, M. J.; BARKER, P. F.; BARRETT, P. J.; BOWMAN, V.; DAVIES, B.; SMELLIE, J. L; TRANTER, M. (Eds.) 2013. Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes. **Geological Society**, London, Special Publications, 381, 353–395.

DE ANGELIS, H.; SKVARCA, P. 2003. Glacier surge after ice shelf collapse. **Science**, 299, 5612, 1560–1562.

DEL VALLE, R.A.; FOURCADE, N. H.; MEDINA, F. A. 1982. The stratigraphy of Cape Lamb and the Naze, Vega and James Ross islands, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.) **Antarctic geoscience**. Madison, University of Wisconsin, Press, 275-280.

DELPUPPO, C.; SCHAEFER, C.E.G.R.; ROQUE, M.B.; FARIA, A. L. L.; ROSA, K.K.; THOMAZINI, A.; DAHER, M. 2017. Soil and landform interplay in the dry valley of Edson Hills, Ellsworth Mountains, Continental Antarctica. **Geomorphology**, 295, 134–146.

ELLIOT, C. 2003. Rock Weathering Processes in Antarctica: A Comparison of Some Recent Studies with Those from the Northern Hemisphere. **Geographer**, 59, 1, 50-60.

ERMOLIN, E.; DE ANGELIS, H.; SKVARGA, P. 2002. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. **Annals of Glaciology**, 34, 184–188.

ERMOLIN, E. 2009. Permafrost y hielos subterráneos en el sector norte de la Península Antártica. In: **El agua en el norte de la Península Antártica**. SILVA BUSSO, A. (Ed.) INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara, 83-104.

EVANS, I. S.; 2012. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? **Geomorphology**, 137, 1, 94-106.

EVEREST, J.; BRADWELL, T. Buried glacier ice in southern Iceland and its wider significance. **Geomorphology**, 52, 347-358.

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

FRENCH, H.M. 1996. **The periglacial environment**. Addison Wesley Longman Limited, London.

FRENCH, H. M. 2003. The development of periglacial geomorphology: 1 – up to 1965. **Permafrost and Periglacial Processes**, 14, 29–60.

FUKUDA, M.; SHIMOKAWA, K.; TAKAHASHI, N.; SONE, T. 1992. Permafrost in Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. **Geographical Review of Japan**, Series A, 65, 124–131.

HALL, K., 1992. Mechanical weathering on Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. In: YOSHIDA, Y.; KAMINUMA, K.; SHIRAIISHI, K. (Eds.). *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Terrapub, Tokyo, 757–762.

HALL, K. 1994. Some observation regarding sorted patterned ground on Livingston Island, South Shetland Islands. **Permafrost and Periglacial Processes**, 5, 119–126.

HALL, K., 1997. Observations on “cryoplanation” benches in Antarctica. **Antarctic Science**. 9, 181–187.

HAMBREY, M. J. 1994. **Glacial Environments**. London: UCL, Press. 296 p.

HAMBREY, M. J.; FITZSIMON, S. J. 2010. Development of sediment–landform associations at cold glacier margins, Dry Valleys, Antarctica. **Sedimentology**, 57, 3, 857-882.

HIGGINS, S. M.; DENTON, G. H.; HENDY, C. H. 2000. Glacial geomorphology of Bonney Drift, Taylor Valley, Antarctica. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 82, 365–389.

HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; MÖLLER, P.; LIRIO, J.M. 1997. Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Journal of Quaternary Science**, 12, 4, 259-273.

HUGGETT, R.J. 2011. **Fundamentals of Geomorphology**. 3^o Ed. Routledge, Abingdon, Canada/New York, USA. 513 p.

INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C., BJÓRCK, S.; SMITH, R. I. L. 1992. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Boreas**, 21, 209–222.

LIRIO, J.M.; CHAPARRO, M.A.E.; GOGORZA, C.S.; ERMOLIN, E.; SILVA, A.; CUCHÍ, J.A.O. 2007. Características sedimentológicas y magnéticas de un depósito Cenozoico em uma terraza en Cabo Lamb, Isla Vega, Península Antártica. In: VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S.; LINÉS, C. 2012. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). **Geomorphology**, 155–156, 62–79.

MARINSEK, S.; ERMOLIN, E. 2015. 10 year mass balance by glacio-logical and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 56, 70, 141–145.

MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M.; NOZAL, F.; DEL VALLE, R. 2005. Geomorfología de la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). **Geogaceta**, 38, 95-98.

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

MCLEOD, M.; BOCKHEIM, J.G.; BALKS, M.R. 2008. Glacial geomorphology, soil development and permafrost features in central-upper Wright Valley, Antarctica. **Geoderma**, 144, 93-103.

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

MORENO-MERINO, L.; SILVA BUSSO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; DURÁN-VALSERO, J.J.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; CUCHÍ, J.A.; ERMOLIN, E. 2012a. Hydrogeochemical characteristics at Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, 24, 6, 591–607.

MORENO-MERINO, L.; SILVA BUSSO, A.; ERMOLIN, E.; DURÁN-VALSERO, J.J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, L.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; CUCHÍ, J.A. 2012b. Caracterización de solutos inorgánicos lixiviables en los Gelisoles del Cabo Lamb, Isla Vega (Península Antártica). **Geogaceta**, 51, 47-50.

MOURA, P. A.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.B.N.; MENDONÇA, B.A.F. Distribution and characterization of soils and landform relationships in Byers Peninsula, Livingston Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, 155-156, 2012.

NASA. 2004. **Air temperature conditions and climatic geomorphological characteristics of James Ross Island, Antarctic Peninsula**. Entry ID: CDA_AR_GEO_J.ROSS_CLIMATOLOGY. Data Centre, Centro de Datos Antárticos, Argentina: Antarctic Master Directory, <http://gcmd.nasa.gov>.

OLIVA, M.; RUIZ-FERNÁNDEZ, J. 2017. Geomorphological processes and frozen ground conditions in Elephant Point (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica). **Geomorphology**, 293-B, 368-379.

PATERSON, W.S.B. 1999. **The Physics of Glaciers**. 3^o Ed. Butterworth-Heinemann, Oxford, UK. 496 p.

PÍŠKOVÁ, A.; ROMAN, M.; BULÍNOVÁ, M.; POKORNÝ, M.; SANDERSON, D.C.; CRESSWELL, A.; LIRIO, J. M.; CORIA, S.H.; NEDBALOVÁ, L.; LAMI, A.; MUSAZZI, S.; VIJVER, B.V.; NÝVLT, D., KOPALOVÁ, K. 2019. Late-Holocene palaeoenvironmental changes at Lake Esmeralda (Vega Island, Antarctic Peninsula) based on a multi-proxy analysis of laminated lake sediment. **The Holocene**, 1-21.

POELKING, E.L.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FERNANDES FILHO, E.I.; DE ANDRADE, A.M.; SPIELMANN, A.A. 2015. Soil–landform–plant–community relationships of a periglacial landscape on Potter Peninsula, maritime Antarctica. **Solid Earth**, 6, 583-594.

RODRIGUEZ-NAVARRO, C.; DOEHNE, E. 1999. Salt weathering: influence of evaporation rate, supersaturation and crystallization pattern. **Earth Surface Processes and Landforms**, 24, 191-209.

ROQUE, M.P.B.; SOUZA, K.D.; DE FARIA, A.L.L.; SCHAEFER, C.E.G.R. 2017. Mapeamento geomorfológico preliminar da ilha Seymour, Antártica. In: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada-I Congresso Nacional de Geografia Física, 6311-6322.

SCAMBOS, T. A.; BOHLANDER, J. A.; SHUMAN, C. A.; SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. **Geophysical Research Letters**, 31, L18402, 2004.

SCHAEFER, C.E.G.R.; PEREIRA, T.T.C.; KER, J.C.; ALMEIDA, I. C. C. 2015. Soils and Landforms at Hope Bay, Antarctic Peninsula: Formation, Classification, Distribution, and Relationships. **Soil Science Society of America Journal**, 79, 175-184.

SCHMID, T., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., GUILLASO, S., SERRANO, E., D'HONDT, O., KOCH, M., NIETO, A., O'NEILL, T., MINK, S., DURÁN, J.J., MAESTRO, A. 2016. Geomorphological mapping of ice-free areas using polarimetric RADARSAT-2 data on Fildes Peninsula and Ardley Island, Antarctica. **Geomorphology**, 293-B, 448-459.

SERRANO, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. 1997. Geomorfología de la península Coppermine, isla Robert, islas Shetland del Sur, Antártica. **Ser. Cient. INACH**, 47, 19-29.

SERRANO, E.; GUMIEL, P.; GINER, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. 2002. Morfodinámica de laderas en las Islas Shetland del Sur (Antártida marítima). In: SERRANO, E.; GARCÍA, A. (Eds.). **Periglacialismo en montaña y altas latitudes**. Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, 231–256.

SERRANO, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. 2004. Morfogénesis periglacial y deglaciación en las penínsulas Barton y Weaver (islas Shetland del Sur, Antártida). **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)**, 99 (1-4), 131-140.

SILVA BUSSO, E. 2009. Aguas superficiales y subterráneas en el área norte de la Península Antártica. In: **El agua en el norte de la Península Antártica**. SILVA BUSSO, A. (Ed.) INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara, 47-82.

SILVA BUSSO, E.; MORENO, L.; DURÁN, J.J.; ERMOLIN, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; CUCHÍ, J.A.; MARTÍNEZ-NAVARRETE. 2010. Análisis de la estructura del talik de un lago profundo en la Isla Vega, Península Antártica. **Geocageta**, 49, 35-38.

SILVA BUSSO, A.; MORENO, L.; ERMOLIN, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; DURÁN, J.J.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; CUCHÍ, J.A. 2013. Modelos hidrogeológicos a partir de datos geocriológicos e hidroquímicos em Cabo Lamb, Isla Vega, Península Antártica. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 70, 2, 249-266.

SIMONOV, I.M. 1977. Physical-geographic description of the Fildes Peninsula (South Shetland Islands). **Polar Geography**, 1, 223–242.

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

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

STRELIN, J.; MALAGNINO, E. C. 1992. Geomorfología de la Isla James Ross. **Geología de la Isla James Ross**. Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, 7-36.

TARNOCAI, C.; BROLL, G.; BLUME, H.P. 2004. Classification of permafrost-affected soils in the WRB. In: Kimble, J.M. (Ed.). **Cryosols: Permafrost-Affected Soils**. Springer-Verlag, Berlin, p.637–657.

THORN, C.E. 1992. Periglacial geomorphology: What?, Where?, When?. In: DIXON, J.C; ABRAHAMS, A. D. (Eds.). **Periglacial Geomorphology**. Wiley, Chichester, 1-30.

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

VANDENBERGHE, J. 1988. Cryoturbations. In: CLARK, M.J. (Ed.). **Advances in Periglacial Geomorphology**. J. Wiley, New York, p.179- 198.

VELHO, L. F.; NETO, J.A.; SIMÕES, J.C. 2011. Utilização do filtro Lee na redução do Speckle em imagens SAR usadas na determinação da velocidade de geleiras. **Revista Brasileira de Cartografia**, 63:02, 253-265.

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

VIEIRA, R.; HINATA, S.; ROSA, K.K.; ZILBERSTEIN, S.; SIMÕES, J.C. 2012. Periglacial features in Patriot Hills, Ellsworth Mountains, Antarctica. **Geomorphology**, 155-156, 96-101.

VILAPLANA, J.M.; PALLÀS, R.; CALVET, J. 1993. Geomorfología de la península del Cabo Shirreff – Isla Livingston, Shetland del Sur – Antártida. **Geogaceta**, 14, 52-54.

WARBURTON, J. 2007. Sediment budgets and rates of sediment transfer across cold environments in Europe: a commentary. **Geografiska Annaler**, 89A, 95–100.

WASHBURN, A. L. 1980. **Geocryology**. A survey of periglacial processes and environments. Arnold, London, 406 p.

ZALE, R.; KARLÉN, W. 1989: Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. **Geografiska Annaler**, 71A, 211-220.

ZHAO, W-F.; XIONG, L-Y.; DING, H.; TANG, G-A. 2017. Automatic recognition of loess landforms using Random Forest method. **Journal of Mountain Science**, 14, 5, 885-897.

CAPÍTULO 3: GÊNESE, CLASSIFICAÇÃO E MAPEAMENTO DE SOLOS DESENVOLVIDOS SOB CLIMA DE DESERTO SUBPOLAR, CAPE LAMB, ILHA VEGA

1.INTRODUÇÃO

O primeiro estudo de solos da Antártica foi realizado por Jensen ao analisar amostras de solos coletadas durante a expedição Shackleton 1907-1909. No entanto, os trabalhos sistemáticos de pedologia na Antártica tornaram-se mais comuns apenas a partir da década de 1960, com a coleta dos primeiros pedons e produção dos mapas de solos nas regiões periglaciais da Antártica Continental (Bockheim, 2015). Desde então, o interesse pelos solos antárticos aumentou consideravelmente ao longo dos anos, envolvendo principalmente o mapeamento da sua distribuição, classificação, compreensão dos fatores de formação, processos de intemperismo e considerações ambientais (Campbell e Claridge, 1987).

A Antártica representa um ambiente peculiar para o estudo dos processos de formação de solos, alguns dos quais possuem características atípicas (Pereira et al., 2014). O conhecimento destes processos, por sua vez, fornece informações acerca de fenômenos químicos, físicos e biológicos raros que se expressam apenas sob condições climáticas extremas de frio e aridez (Tarnocai, 2004).

Além disto, o estudo dos solos antárticos contribui para o entendimento das características ambientais pretéritas e atuais do continente antártico e do planeta Terra (Navas et al., 2008). Em particular são importantes indicadores das mudanças climáticas atuais associados ao aquecimento global, principalmente através do monitoramento da dinâmica do permafrost e da sua relação com a liberação de gases de efeito estufa (Slaymaker e Kelly, 2007).

Estudos anteriores sobre a distribuição do permafrost na Antártica evidenciam diferenças de tipo, distribuição e espessura do permafrost de acordo com a latitude e proximidade da costa (Bockheim, 1995). Na Antártica continental observa-se o predomínio do permafrost seco contínuo, com espessuras podendo chegar a mais de 900 m, como nas Montanhas Transantárticas, e tendendo a ocorrer próximo a superfície, geralmente entre 15 e 50 cm. Na Antártica Marítima, por sua vez, o permafrost é cimentado por gelo devido à proximidade com o mar, além de ser descontínuo ou esporádico e possuir espessuras inferiores a 100 m. Nestas áreas, o permafrost tende a ocorrer entre 50 e 150 cm da superfície do solo (Bockheim, 1995).

O arquipélago James Ross, no nordeste da Península Antártica, é considerada uma área de transição, uma vez que apesar de apresentar permafrost contínuo, este pode se apresentar cimentado por gelo (Daher, 2019a) ou seco (Souza et al., 2014), dependendo das condições microclimáticas locais de cada ilha, além de possuir espessura variando em torno de 100 e 200 m (Silva Busso, 2009). A camada ativa, por sua vez, apresenta espessura média de 100 cm

(Fukuda et al., 1992). No entanto, apesar da sua importância, ainda pouco se sabe sobre o desenvolvimento e distribuição do permafrost antártico, uma vez as poucas áreas livres de gelo do continente, e menos ainda sobre a influência do permafrost na formação dos solos (Navas et al., 2008).

O clima é o principal fator de formação dos solos da Antártica, uma vez que influencia a água disponível no solo, a presença e a profundidade do permafrost e da camada ativa, além da ocorrência e do tipo de vegetação. A topografia, por sua vez, tem forte contribuição na distribuição dos solos em escala local, enquanto que outros fatores, como o material de origem, o tempo e os organismos têm influência muito localizada (Balks et al., 2013).

Em razão de possuir os climas mais frios e secos do planeta, a Antártica apresenta pouca água líquida no solo, restrita a curtos períodos no verão, sendo o clima muito árido em algumas regiões, dificultando a pedogênese e as reações químicas (Pereira et al., 2014). Devido a isto, os processos de intemperismo físico são dominantes, principalmente através da desintegração e fracionamento mecânico das rochas pela ação do gelo, o que contribui para a formação de solos rasos, pouco estruturados e com grande volume da fração grossa, além de traços de crioturbação e solifluxão (Campbell e Claridge, 1987).

Em climas mais úmidos e quentes, como na Antártica Marítima, o maior conteúdo relativo de água no solo tende a favorecer processos como crioturbação, acidificação, acumulação de matéria orgânica, redoximorfismo e podzolização. Já nas regiões mais frias e secas da Antártica Continental, a salinização, carbonatação e ablação eólica são processos de formação do solo dominantes (Bockheim, 1997).

As ilhas do arquipélago James Ross são consideradas ambientes de deserto subpolar (Bockheim, 1995; Davies et al., 2013), devido ao clima frio, com média anual em torno dos -5°C e taxas de precipitação extremamente baixas, concentradas principalmente no verão. Em correspondência a estas condições semi-áridas, processos de intemperismo conduzidos pela atividade animal, como a ornitogênese/fosfatização, não são atuantes nestas ilhas, diferentemente do que acontece nas regiões da Antártica Marítima, onde as condições mais úmidas favorecem o estabelecimento de colônias de pinguins e o desenvolvimento de solos ornitogênicos (Tatur et al., 1997; Michel et al., 2006; Simas et al., 2007; Daher et al., 2019b). Por sua vez, o intemperismo geoquímico produzido pela oxidação de sulfetos já foi indicado como importante processo de formação dos solos da região (Tatur et al., 1993; Souza et al., 2014), mesmo que sob taxas muito lentas de pedogênese.

Além disto, em Cape Lamb, localizado no sudoeste da Ilha Vega, evidências paleontológicas e geológicas associadas ao pacote sedimentar do Grupo Marambio (Pirrie et

al., 1991; Pirrie, 1994), que em conjunto com os estratos vulcânicos do Grupo Vulcânico James Ross (Nelson, 1975; Nehyba e Nývlt, 2015) compõem o material de origem dos solos da região, indicam a existência de condições climáticas mais quentes e úmidas durante o Cretáceo/Paleógeno na Península Antártica (Francis, 1986; Francis et al., 2006), conferindo aos solos do arquipélago James Ross características mineralógicas e químicas não compatíveis com o clima frio e árido atual.

Assim, o principal objetivo neste trabalho é compreender a relação solo-paisagem e os principais fatores e processos pedogenéticos envolvidos na gênese, desenvolvimento e distribuição dos solos de Cape Lamb, Ilha Vega, sob a influência dos seus pacotes sedimentares e vulcânicos e das condições climáticas pretéritas e atuais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Coleta, classificação e mapeamento de solos

Os trabalhos de campo consistiram na abertura de perfis de solos, descrição morfológica, classificação e coleta de amostras dos horizontes/camadas para as análises laboratoriais. Ao todo, foram classificados e coletados 30 perfis de solos (Fig. 53). A descrição do solo envolveu descrições morfológicas segundo recomendações de Embrapa (2013). Também foram mensuradas as temperaturas dos horizontes/camada dos solos com termômetro digital tipo espeto, com o objetivo de obter os regimes de temperatura dos solos. A localização dos perfis de solos descritos e coletados foi obtida com a utilização de aparelho GNSS (Global Navigation Satellite System) portátil Etrex Legend HCx, conectado ao sistema GPS (Global Positioning System).

Os perfis de solos foram classificados de acordo com as legendas dos sistemas taxonômicos da Soil Taxonomy (SSS, 2014) e da World Reference Base (IUSS, 2014). Após a classificação, o mapa de solos de Cape Lamb foi produzido utilizando-se a legenda da Soil Taxonomy, com as unidades de mapeamento sendo delineadas a partir de imagem de satélite Sentinel 2A e o Modelo Digital de Elevação WordDEM, além do mapa geomorfológico produzido no capítulo anterior. Todo este processamento foi realizado no software ArcGIS®.

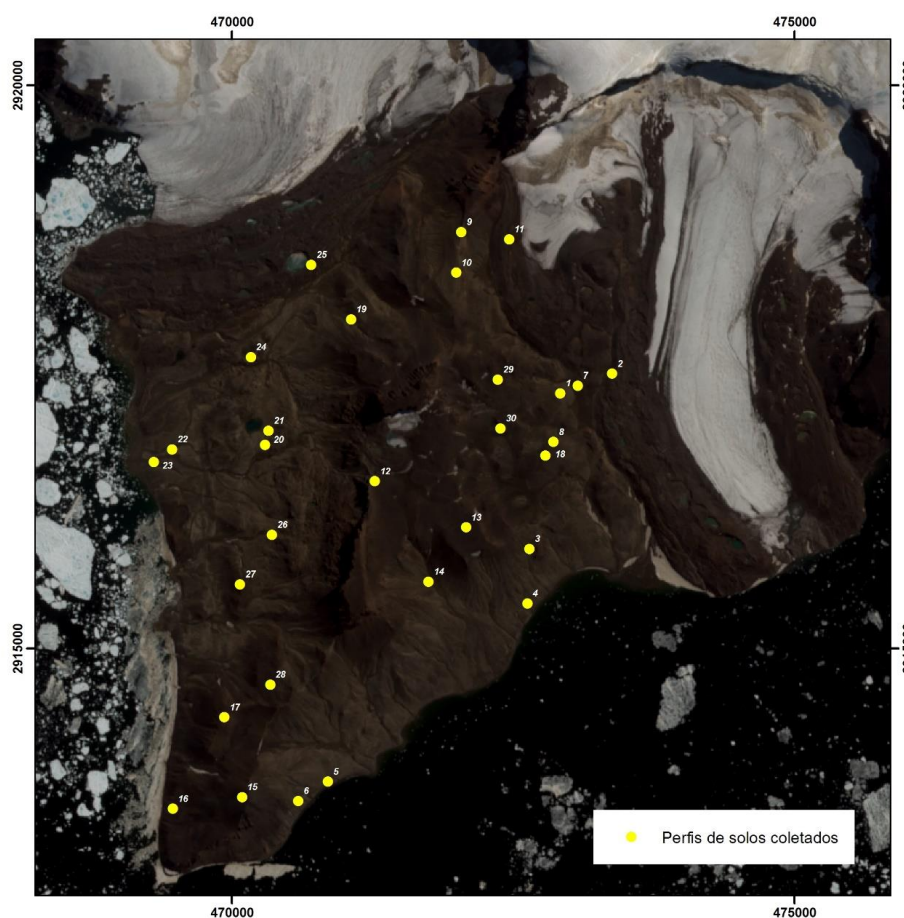


Figura 53 Distribuição dos perfis de solos descritos e coletados em Cape Lamb, Ilha Vega.

2.2. Preparo das amostras

As amostras de solos coletadas foram preparadas para a realização de análises químicas, físicas, mineralógicas e geoquímicas. As amostras foram colocadas para secagem ao ar em local ventilado e seco por no mínimo 48 horas. Posteriormente, foram destorroadas manualmente com a utilização de almofariz e pistilo de ágata e peneiradas em peneiras granulométricas de aço inox com malha de 20 mm e 2 mm, para a separação do calhau, cascalho e a fração fina do solo (Terra Fina Seca ao Ar – TFSA). A fração grosseira foi lavada em solução de NaOH 1 mol L⁻¹, para que todo material fino fosse retirado.

2.3. Análises físicas

A massa dos componentes da fração grossa (calhau e cascalho) e da TFSA (areia grossa, areia fina, silte e argila) foram quantificadas de acordo com as recomendações de Embrapa (2017). Para a quantificação da TFSA foi selecionada uma alíquota de 10 g, na qual foi realizada um pré-tratamento consistindo na dispersão mecânica com agitador vertical de Wagner, de

agitação lenta com 50 oscilações por minuto durante 16 horas e na dispersão química com solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹ + (NaPO₃)₆ 0,038 mol L⁻¹, com o objetivo de eliminar possíveis agentes cimentantes (sais) que possam impedir o correto fracionamento (Donnagema et al., 2003).

Após o pré-tratamento, as frações areia fina e areia grossa foram fracionadas com lavagem em peneiras de 0,053 mm e 0,2 mm e postas para secarem em estufa por 24 horas sob temperaturas de 110°. Por sua vez, as frações silte e argila foram quantificadas a partir do método da pipeta (Ruiz, 2005), que se baseia na velocidade de queda das partículas de silte em meio líquido (sedimentação/decantação) a partir dos princípios da Lei de Stokes (Eq. 1). Para o cálculo da Lei de Stokes, foi utilizada a densidade de partícula média dos solos de Cape Lamb, que corresponde a 2,57 g.cm³.

$$V = \frac{2r^2(Dp-Df).g}{9.v} \quad \text{Equação (1)}$$

V = velocidade de queda da partícula;

r = raio da menor partícula de silte (menor partícula a decantar);

Dp = densidade de partícula de acordo com o método do balão volumétrico;

Df = densidade do líquido, variável de acordo com a temperatura da solução;

g = força da gravidade;

v = viscosidade do líquido, também dependente da temperatura.

A densidade de partícula foi obtida através do método do balão volumétrico com utilização de álcool. A condutividade elétrica (CE) foi realizada para a determinação da salinidade do solo, utilizando-se extrato aquoso na relação solo-água 1:5 (Richards, 1954) e condutivímetro digital devidamente calibrado com solução padrão de calibração de 1.413 µS/cm a 25°C.

2.4. Análises químicas

A caracterização química das amostras foi realizada de acordo com as metodologias propostas pela Embrapa (2017). O pH foi determinado em H₂O e KCl 1 mol L⁻¹ por meio de pHmetro previamente calibrado em soluções tamponadas a pH 4 e 7, com eletrodo combinado (eletrodo indicador de vidro e eletrodo de referência Ag/AgCl imerso em uma solução de KCl 3,5 mol L⁻¹) em suspensão solo: líquido com relação 1:2,5 (10 g de solo/ 25 ml de líquido). P, K e Na disponíveis foram extraídos utilizando-se 10 g de solo em extrator Mehlich-1 (HCl 0,05

mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,025 mol L⁻¹), sendo determinados por fotometria de emissão em chama (K e Na) e espectrometria de absorção molecular - colorimetria (P).

Foram selecionadas 10 g para extração de Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ (acidez trocável) com solução de KCl 1 mol L⁻¹, a partir dos princípios básicos de permutabilidade e troca catiônica, sendo determinados por espectrofotometria de absorção atômica (Ca²⁺, Mg²⁺) e por titulação volumétrica com solução NaOH 0,025 mol L⁻¹ (Al³⁺). Para a extração do fósforo remanescente (P-rem), foram utilizadas 7,5 g de solo, pela aplicação de 60 mg L⁻¹ de P na forma de K₂PO₄ em uma mistura de solo com uma solução de CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹ na proporção 1:10. Os teores de P-rem foram determinados a partir de espectrometria de absorção atômica – colorimetria. A acidez potencial ou total (H + Al³⁺) foi extraída utilizando-se 5 g de solo e extrator com solução tamponada de C₄H₆O₄Ca 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0.

O carbono orgânico total (COT) foi determinado conforme o método Walkley-Black modificado por Yoemans e Bremner (1988), a partir de combustão via úmida e oxidação do C com a utilização de solução ácida de K₂Cr₂O₇ 0,167 mol L⁻¹ e na subsequente determinação do dicromato remanescente por titulação do excesso de Cr com sulfato ferroso amoniacal. Posteriormente, o COT foi convertido em valores de matéria orgânica do solo (MOS) a partir de um fator de correção de 1,724. Por fim, O S-SO₄⁻² disponível foi extraído utilizando-se 10 g de solo e solução de fosfato monocálcico (Ca(H₂PO₅)₂) em ácido acético 2 mol L⁻¹, capaz de avaliar o sulfato em solução e adsorvido. Posteriormente, o SO₄⁻² foi determinado por espectrocolorimetria. A partir dos dados obtidos, foram calculados os seguintes índices: ΔpH; soma de bases; CTC a pH 7; CTC efetiva; saturação por bases; saturação por alumínio; hidrogênio extraível; índice de saturação por sódio e atividade da fração argila (Embrapa, 2017).

Foram extraídos teores de Fe a partir dos extratores Ditionito-Citrato-Bicarbonato (DCB) (Mehra e Jackson, 1960) e Oxalato Ácido de Amônio (OAA) (McKeague e Day, 1966) para a quantificação das espécies de Fe em óxidos de Fe amorfos e cristalinos. Posteriormente os seus teores foram determinados por espectroscopia de absorção atômica.

2.5. Análises mineralógicas

As frações do solo foram separadas para a leitura da Difractometria de Raio-X (DRX). A areia foi fracionada através de peneiramento com peneira de abertura de malha de 0,053 mm, e a areia fina e areia grossa foram separadas com peneira de 0,2 mm. As frações argila e silte

foram separadas através da aplicação dos princípios da Lei de Stokes, utilizando-se a velocidade terminal de sedimentação das partículas, utilizando-se o método da centrífuga.

Como pré-tratamento, foi feita a dispersão mecânica por 30 minutos com agitação lenta de 50 oscilações por minuto e dispersão química com solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹. Posteriormente, foram feitas 5 centrifugações sucessivas a 750 rotações por minuto durante 6 min (1° centrifugação) e 3 min (centrifugações restantes), com adição de solução de Na₂CO₃ tamponada a pH 9,5. Após a separação, foi utilizada solução de SrCl₂ 1 mol L⁻¹ para floculação e decantação da argila, e retirada do sobrenadante. Por fim, as amostras foram colocadas em estufas a 40°C para secagem.

Após a secagem, a fração argila foi lavada com álcool etílico 60% para a remoção de sais solúveis. Por sua vez, para o preparo das amostras da fração grosseira, foi feita a trituração manual do cascalho. Com as frações separadas, foram preparadas lâminas delgadas de vidro orientadas para a argila e lâminas escavadas para as frações silte, areia e cascalho. Além disto, foram preparadas lâminas específicas para tratamento de argilas 2:1 expansivas, com amostras desferrificadas com DCB e saturadas com MgCl₂ mol L⁻¹, Mg+glicerol com glicerol na proporção de 1:10 e KCl 1 mol L⁻¹ a 25, 350 e 550 °C. A fase cristalina dos minerais foi identificada a partir da DRX com o aparelho X'pert Pro PANalytical, com radiação CoK α operada com voltagem elétrica de 40 kV e corrente elétrica de 30 mA.

2.6. Análises geoquímicas

Para obtenção da assinatura geoquímica da TFSA, foi feita análise química multielementar através da técnica de Fluorescência de Raio-X (FRX). Para isto, a TFSA foi peneirada em peneira granulométrica de aço inox com abertura de malha de 200 mesh (aproximadamente 0,074 mm), com o objetivo de se garantir a homogeneização dos constituintes das amostras.

Aproximadamente 0,5 g de cada amostra foi utilizada para a confecção de pastilhas com diâmetro de 15 mm e espessura aproximada de 2 mm, o que contribui significativamente para a diminuição do efeito matriz física durante a análise. Este processo foi realizado com o auxílio de prensa hidráulica ajustada a uma pressão aplicada de 3 t cm⁻² durante 2 min por pastilha. A prensagem contribui significativamente para a diminuição do efeito matriz física (Campos et al., 2015), pois contribui para a padronização da densidade e espessura das amostras, além de diminuir a rugosidade superficial das mesmas.

As pastilhas foram acomodadas em gabaritos e então submetidas à FRX em um espectrômetro de fluorescência de raios X por energia dispersiva (μ ED-XRF modelo 1300, Shimadzu, Kyoto, Japão), equipado com tubo de Rh e um detector de Si(Li), capaz de identificar e quantificar elementos químicos com número atômico maior que do Na e menor que do U. Em cada pastilha foi analisada uma área retangular de 12 mm², compreendendo um total de 1200 pontos (30 x 40 pontos), com espaço de 100 μ m entre cada ponto, e o tempo total de 500 segundos por pastilha (Guerra et al., 2013).

A quantificação dos elementos químicos presentes nas amostras dos sedimentos, pela análise do μ ED-XRF, foi realizada pelo método semi-quantitativo, baseado nos parâmetros fundamentais (FP), utilizando-se o carbono (fórmula CHO) como elemento químico para o fechamento da massa final (Alves et al., 2015). Para determinar os coeficientes de sensibilidade do método FP foram utilizadas amostras de referência certificadas 2709a, 2710a, e 2711a do National Institute of Standards and Technology (NIST). Os elementos químicos detectados (limite de detecção) foram considerados aqueles com intensidade líquida (I_{Net}) de fluorescência de raios X superior a sete vezes a raiz quadrada do background ($I_{Net} > 7 \times \sqrt{BG_{NetPeak}} > 7 \times \sqrt{BG}$). A determinação do limite de detecção foi realizada pelo programa do μ ED-XRF da Shimadzu. Pelo fato do oxigênio não ser detectado pelo equipamento utilizado e pelo fato de ser o elemento químico mais abundante na matriz do solo, os resultados dos teores dos elementos químicos determinados foram expressos na forma dos respectivos óxidos.

Desta forma, foram determinados os elementos Si, Al, Ca, Mg, K, Fe, Ti, P, S, Mn e Zr. Com a assinatura geoquímica, foram calculados o índice Chemical Index of Alteration (CIA) (Nesbitt and Young, 1982) (Eq. 2) e a relação Ti/Zr para avaliação de discontinuidades litológicas. Também foi realizado o mapeamento microquímico com a Fluorescência de Raios-X da fração grosseira. Para isto, os calhaus foram seccionados para a criação de superfícies planas e lisas, visando minimizar o efeito matriz físico da rugosidade da superfície.

$$CIA = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \right) * 100 \quad \text{Equação (2)}$$

Al_2O_3 = óxido de alumínio;

CaO = óxido de cálcio;

Na_2O = óxido de sódio;

K_2O = óxido de potássio.

2.7. Análises estatísticas

Para interpretação e discussão dos dados laboratoriais foram aplicadas análises de estatística multivariada, cujo objetivo foi identificação de padrões nas características e distribuição dos solos de Cape Lamb. Foram utilizadas análises de similaridade de *clustering* hierárquico e de *cluster* k-means, ambos métodos não supervisionados baseados em Aprendizado de Máquinas, para o agrupamento de solos com características homogêneas. Foi utilizada também a Análise de Componentes Principais (PCA) para a identificação das principais variáveis explicativas dos agrupamentos definidos pelas análises de similaridade.

Por fim, foi feita também a análise de correlação de Spearman, para avaliação do grau de correlação entre as variáveis. Tal análise foi escolhida pelo seu caráter não linear monotônico, melhor se adequando ao padrão de distribuição dos dados. Antes da realização de todas estas análises, foi feita a normalização dos dados, dividindo-se cada valor do conjunto de dados pela média de cada variável, e obtendo-se uma distribuição normal dos dados com média igual a 0 e desvio padrão igual a 1 (Chunmei et al., 2006). Todas estas aplicações foram executadas utilizando-se os pacotes disponíveis no software geoestatístico R.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Classificação e aspectos gerais

Os solos de Cape Lamb se caracterizam pelo seu baixo grau de pedogênese, com poucas alterações em relação ao material de origem, condicionado pelas condições climáticas frias e secas de subdesertos polares que caracterizam os ambientes do arquipélago James Ross, na região da Península Antártica (Cap. 1 – 2.5 Clima atual). Devido a isto, optou-se durante a descrição morfológica dos perfis pela identificação de camadas (geogênicas) ao invés de horizontes, uma vez que a distribuição vertical dos perfis é muito pouco afetada por processos pedogenéticos, com suas propriedades morfológicas, como cor, estrutura e textura, sendo diretamente dependentes dos estratos sub-horizontais dos materiais de origem sedimentares e vulcânicos presentes na península (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb).

A diferenciação de camadas é comumente clara e plana nos solos de origem sedimentar, seguindo a orientação original dos próprios sedimentos marinhos, enquanto nos solos vulcânicos a transição tende a ser mais gradual (fraca diferenciação), muitas vezes com as camadas se diferenciando apenas pela consistência ou pelos volumes de cascalho e calhau.

A fraca pedogênese dos solos de Cape Lamb também é explicada pelo reduzido tempo de exposição do substrato após a deglaciação no Último Máximo Glacial (Cap. 1 – 2.4 Paleoclimas). Esta condição recente promove uma maior instabilidade da paisagem, o que se reflete em acentuados processos erosivos que tendem a se contrapor constantemente à pedogênese através do rejuvenescimento dos solos pela remoção de suas camadas superficiais, ao passo que solos ainda mais novos são construídos nas zonas de deposição, como nas planícies fluviais.

A inexpressividade de cobertura vegetal e conseqüentemente de atividade biológica são fatores preponderantes para a ausência de horizontes A nos 29 dos 30 perfis estudados. Além da pequena atividade biológica, a ausência de ciclos de umedecimento-secagem capazes de criar planos de fraqueza bem desenvolvidos e a predominância de solos com textura franco-arenosa (46% de areia fina, 16% de areia grossa, 22% de silte e 16% de argila) são fatores que explicam a estrutura pouco ou fracamente desenvolvida e a ausência de agregados bem desenvolvidos nos solos de Cape Lamb, sendo comum a presença de grãos soltos ou estrutura maciça devido ao permafrost.

A textura franco-arenosa, predominante em outras regiões da Antártica (Francelino et al., 2011; Delpupo et al., 2014) também contribui de forma significativa para a consistência friável e a fraca pegajosidade e plasticidade da maioria dos solos de Cape Lamb. A predominância da fração areia fina, por sua vez, está relacionada com a deposição dos sedimentos Cretácicos em ambiente marinho raso, com seleção do material fino em sistema de águas calmas com baixo potencial energético (Pirrie et al., 1991).

Os solos de Cape Lamb tendem a ser moderadamente a imperfeitamente drenados, o que está associado à presença da camada cimentada de gelo do permafrost contínuo a menos de um metro de profundidade, obstruindo a percolação da água e ocasionando a saturação do solo durante o verão, principalmente após os ciclos de derretimento da neve sazonal. A saturação do solo é potencializada nas áreas mais planas, seja nas partes baixas do relevo onde a água tende a se concentrar, como as planícies e os terraços marinhos, ou nas áreas adjacentes imediatamente abaixo de campos de neve.

Existe uma relação intrínseca entre as áreas saturadas e a formação dos solos poligonais, enquanto nas áreas mais bem drenadas se desenvolvem os solos estriados ou lóbulos de gelifluxão. Verifica-se que em decorrência da segregação entre o material fino e grosso pela crioturbação nas áreas de solos com padrões (Cap. 2 – 3.1.1 Processos periglaciais), os fluxos de água tendem a se concentrar nas bordas dos polígonos ou nas faixas pedregosas dos solos estriados, onde o material pedregoso favorece a drenagem.

No entanto, verifica-se que em Cape Lamb a saturação sazonal do solo não é intensa o suficiente para deixar marcas expressivas de hidromorfismo. Isto pode estar associado com o relevo, de forma geral, apresentar um padrão forte-ondulado a montanhoso, que favorece o escoamento lateral superficial e subsuperficial quando a água é retida no topo do permafrost. Além disto, o clima seco tende a favorecer a evaporação.

A matiz mais comum dos solos identificada através da carta de Munsell (cor seca) é a 2,5Y (bruno-oliváceo-clara), manifestando o caráter litocrômico dos solos de Cape Lamb e a sua incipiente pedogênese. Cores semelhantes também foram identificadas por Daher et al. (2019a) para solos desenvolvidos sobre litologia semelhante. O predomínio do valor 5 evidencia a pequena contribuição da matéria orgânica mesmo nas camadas superficiais, enquanto o croma variando entre 3 e 4 indica a inexpressividade de tingimento por óxidos de ferro.

Em termos químicos gerais, os solos de Cape Lamb tendem a possuir pH próximo da neutralidade, com média de 6,82, são predominantemente eutróficos, com saturação de bases média superior a 90% e atividade de argila média de 32 cmol_c.kg, indicando predominância de solos com argila de atividade alta (Ta). Os valores de carbono orgânico total são muito baixos, com máximo de apenas 0,66 dag.kg, o que corrobora os valores encontrados por Moreno-Merino et al. (2012a; 2012b) também para Cape Lamb, evidenciando a fraca contribuição biológica devido ao clima semiárido (Cap.1 – 2.5 Clima atual).

O principal cátion é o Ca²⁺, com valores médios de 19,30 cmol_c.kg, assim como também apontado por Moreno-Merino et al. (2012b), o que pode ser explicado pela grande disponibilidade deste íon no sistema, principalmente através de plagioclásios, calcitas e apatitas, e também à sua maior preferencialidade de troca no solo em relação aos demais elementos do complexo trocável. Os teores de Al³⁺ são baixos, uma vez a baixa atividade do alumínio na solução na faixa de pH dominante nos solos de Cape Lamb, o que corrobora para uma saturação de alumínio média de apenas 4,13%.

Os valores de saturação de sódio próximos a 15%, indicam que em geral os solos possuem caráter sódico ou solódico. Na maioria dos perfis, os valores de Na⁺ tendem a aumentar em superfície, sendo isto bem comum nos solos localizados nos terraços marinhos, mas também em áreas mais interioranas, evidenciando contribuição importante do spray salino. A presença de eflorescências salinas nas superfícies dos terraços (Cuchí et al., 2012) também são evidências da contribuição salina do mar nas áreas litorâneas de Cape Lamb, assim como também observado por Souza et al. (2014) em Seymour.

Entretanto, verifica-se que os valores máximos de Na^+ estão associados aos solos de origem vulcânica e aos solos sedimentares do Membro Sandwich Bluff (Cap.1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), localizados nas partes centrais mais altas da península, indicando que além da contribuição do spray salino, os solos mais ricos em sódio de Cape Lamb tendem a ser ricos em minerais sódicos. De acordo com Francelino et al. (2011), as partes mais altas da paisagem tendem também a contribuir com o aumento da concentração do íon Na^+ pelo pedoclima mais seco, que favorece a evaporação e a precipitação do sal marinho.

Verifica-se, entretanto, que os altos valores de sódio não se refletem em valores expressivos de condutividade elétrica (CE), fazendo com que nenhum dos solos de Cape Lamb apresentem caráter salino ($\text{CE} < 4 \text{ dS.m}^2$). Os valores de CE observados em Cape Lamb são comparáveis aqueles encontrados por Daher et al. (2019a) para a ilha vizinha James Ross, e complementam a idéia do arquipélago James Ross, à Leste da Península Antártica, como ambiente de transição entre a Antártica Continental, onde a salinidade é maior (Delpupo et al., 2017) e a Antártica Marítima, onde os valores de CE tendem a ser inferiores devido à maior umidade (Navas et al., 2018). Atribui-se a baixa salinidade à lixiviação dos sais solúveis em superfície, principalmente a partir do derretimento da neve. Observações feitas por Tatur et al. (1993) de crostas salinas ocorrendo com mais frequência na parte inferior protegida de cascalhos e seixos superficiais confirmam esta ideia.

A densidade de partícula média de $2,57 \text{ g.cm}^3$, próxima do padrão de $2,65 \text{ g.cm}^3$, indica uma concentração silicática de pouca variação nos solos de Cape Lamb, independente da sua origem vulcânica ou sedimentar, com predominância de quartzo, feldspatos e argilas 2:1 e 1:1 (Pirrie, 1994), além da presença comum de silicatos ferromagnesianos nas vulcânicas (Nelson, 1975). Os minerais, por sua vez, possuem uma composição química média de 43,92% de SiO_2 , 10,75% de Al_2O_3 , 6,70% de Fe_2O_3 , 2,20% de CaO , 1,65% de MgO e 1,57% de K_2O , obtidos por FRX.

As classes de solos mais encontradas em Cape Lamb são os *Gelisols* e os *Entisols* (Fig. 54), sendo as mais presentes na maior parte dos ambientes livres de gelo da Antártica (Balks et al., 2014) e totalizando 15 perfis para cada classe, de acordo com o sistema taxonômico da Soil Taxonomy (SSS, 2014). Por sua vez, pela World Reference Base for Soil Resources (IUSS, 2014), os *Gelisols* correspondem aos *Cryosols*, enquanto os *Entisols* são subdivididos em quatro *Leptsols*, onde existe contato lítico à uma profundidade média de 25 cm, dois *Fluvisols* nas planícies fluvioglaciais (com presença de material flúvico) e nove *Regosols*.

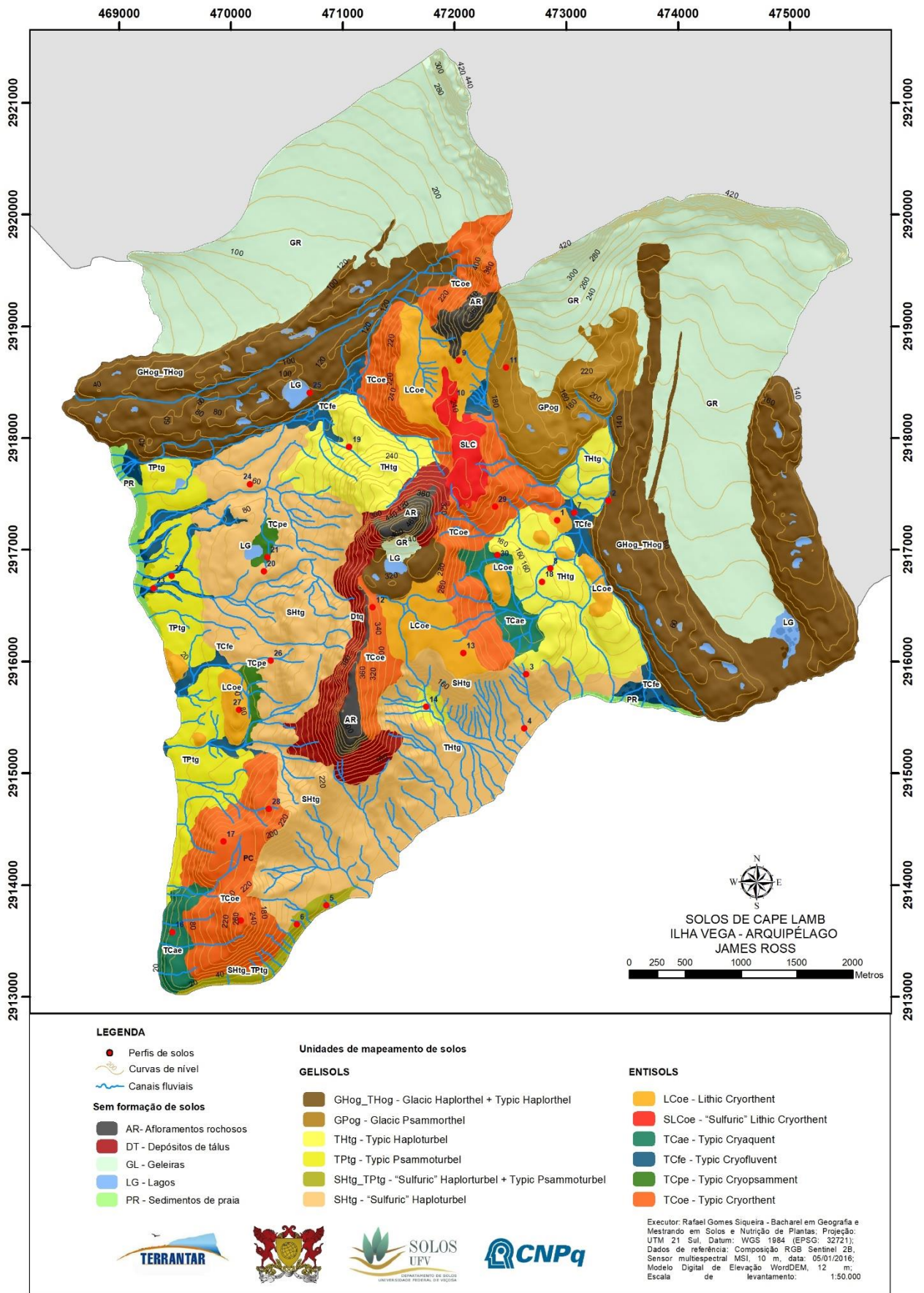


Figura 54 Mapa de solos de Cape Lamb, Ilha Vega (Execução: autor)

Apesar do número igual de perfis estudados, os *Gelisols* ocupam uma extensão espacial de mais de 67% da área total deglaciada, o que os viabiliza como a classe de solo mais expressiva de Cape Lamb, enquanto os *Entisols* ocupam apenas cerca de 25%. Os 8% restantes estão associados à ambientes sem formação de solos, como praias, lagos, afloramentos rochosos e depósitos detríticos de tálus.

Os *Gelisols* foram definidos com base na presença do permafrost à uma distância máxima de 100 cm da superfície do solo, ou ainda pela presença de crioturbação evidente à 200 cm (SSS, 2014). Os *Gelisols* de Cape Lamb possuem o topo do permafrost à uma profundidade média de 80 cm, com profundidade mínima de 27 cm (P11) e máxima de 150 cm (P19), e estes se apresentam predominantemente como permafrosts úmidos cimentados com gelo, o que pode ser explicado pela umidade proveniente do mar e dos regimes de precipitação e drenagem superficial e subsuperficial durante o verão (Campbell e Claridge, 2009).

A profundidade média do topo do permafrost identificado em Vega corrobora Fukuda (1992), que considera a espessura média da camada ativa das ilhas do arquipélago James Ross com espessura variando em torno de um metro. Em muitas vezes, a temperatura do topo do permafrost apresentou-se alguns décimos superior a 0°C, apesar da presença visível de material congelado, o que pode ser evidência do desequilíbrio térmico do topo do permafrost diante das mudanças de temperatura vigentes atualmente nos ambientes livres de gelo da Antártica. Importante ressaltar que estes registros do permafrost correspondem a observações de apenas uma temporada, sendo necessárias observações em um segundo ano contínuo para que a presença do permafrost seja confirmada, assim como também apontado por Moura et al. (2012).

A maioria dos *Gelisols* encontrados na área de estudo apresentam feições túrbicas, principalmente desenvolvimento de solos com padrões (polígonos e estrias), sendo caracterizados assim como *Turbels*. A ocorrência destas feições túrbicas está associada à presença generalizada do permafrost cimentado com gelo, que mesmo em condições de deserto subpolar, fornece umidade suficiente para os processos periglaciais de deformação do manto de solo. *Gelisols Turbels* também são as classes de solos mais comuns encontradas por Daher et al. (2019a) na ilha James Ross, onde o permafrost também é cimentado por gelo. Na ilha Seymour, por sua vez, onde o permafrost é seco e onde predominam condições anídricas, a crioturbação não é evidente, sendo os *Gelisols Orthels* os mais comuns.

No entanto, os sinais de crioturbação nos solos de Cape Lamb são pouco expressivos, limitando-se apenas à formação de padrões nos solos, se comparados com o observado na Antártica Marítima (Francelino et al., 2011; Simas et al., 2008; Michel et al., 2014, Lopes et al., 2019) ou ainda na Península Antártica (Schaefer et al., 2015), onde feições de crioturbação

mais típicas são observadas nos perfis, como horizontes com limites irregulares e quebrados, involuções dos materiais do solo, horizontes orgânicos enterrados ou ainda orientação vertical de linhas de pedras (Bockheim e Tarnocai 1998; Tarnocai et al., 2004).

Os únicos solos de Cape Lamb que não apresentam evidências claras de crioturbação são aqueles desenvolvidos sobre os depósitos das morainas holocênicas (P2, P11 e P25), onde o tempo de exposição do solo aos processos periglaciais foi menor, sendo definidos como *Orthels*. Apesar do número reduzido de perfis os *Orthels* correspondem a 30% da área deglaciada total, devido à grande representatividade das morainas holocênicas, principalmente as morainas laterais, associadas com o complexo *Glacic-Haplothel + Typic Haplothel*.

Entre os *Gelisols* de Cape Lamb, os perfis mais comuns são os “*Sulfuric*” *Haploturbel* (P5, P4, P3, P20, P24, P26) e *Typic Haploturbel* (P8, P14, P18, P19), cujas unidades de mapeamento representam em conjunto 30% da área deglaciada total. *Haploturbels* são a classe mais comum na Antártica Marítima (Simas et al., 2008; Francelino et al., 2011) e também na Península Antártica (Pereira et al., 2013; Schaefer et al., 2015), embora não sejam tão comuns em outras regiões do arquipélago James Ross (Souza et al., 2014; Daher et al., 2019a).

A introdução do subgrupo “*Sulfuric*” se dá pela identificação de horizontes sulfúricos, com valores de pH inferiores a 4,0 e concentração de enxofre solúvel superior a 0,05%. Consiste em uma adaptação da legenda taxonômica do sistema de classificação de solos da Soil Taxonomy por introduzir tal subgrupo dentro dos *Haploturbels*, sendo este qualificador originalmente aplicado apenas para solos com condições áquicas (*Aquiturbels* e *Aquorthels*; SSS, 2014).

Desta forma, reforça-se neste trabalho as propostas de inclusão do qualificador “*Sulfuric*” para a classificação de *Gelisols* bem drenados, em específico para o *Haploturbels*, como já apontado em outras regiões da Antártica (Simas et al., 2008; Francelino et al., 2011). Em consonância, também sugere-se a inclusão do caráter “*Thionic*” no sistema taxonômico FAO/WRB (IUSS, 2014), também sugerido por Francelino et al. (2011) e Souza et al. (2014) para solos com horizontes sulfúricos.

O grande grupo *Psammos* foi definido para os solos P6, P11, P22, de textura areia franca ou mais grossa (menos de 15% de argila) e menos de 35% de material grosseiro. O subgrupo *Glacic*, por sua vez, foi utilizado para os *Gelisols* com presença de camada glácica com mais de 75% de gelo à menos de 100 cm da superfície (P11, P25), sendo que tais camadas correspondem ao gelo glacial maciço soterrado por detritos de morainas – *dead ice* (Cap. 2 – 3.3.1 Morainas holocênicas), assim como também definido por Delpupo et al. (2017) nas Montanhas Ellsworth e McLeod et al. (2008) em Wright Valley.

Ermolin et al. (2004) define esta camada glácica como permafrost singenético (não formado por processos pedogenéticos e antes à formação do próprios solo), cuja base alcança até 15 a 20 metros de profundidade em Cape Lamb. O topo da camada glácica tende a ocorrer a profundidades distintas, variando de 27 cm (P11) a 85 cm (P25), o que tende a estar associado à idade destes solos, com os perfil mais antigo apresentando o material glácico em maiores profundidades. Tais solos apresentam acréscimo de materiais de origem na base do perfil a partir do descongelamento da camada glácica, processo pedogenético atípico, presente apenas nos ambientes recentemente deglaciados (Claridge e Campbell, 1987).

Estima-se que a espessura do permafrost em Cape Lamb esteja entre 100 e 200 metros, levando em consideração medições realizadas em regiões vizinhas na Península Antártica e no arquipélago James Ross (Silva Busso, 2009). Verificou-se que apesar da Ilha Vega se localizar em um domínio de permafrost contínuo (Ermolin e Skvarca, 2002; Ermolin et al., 2004), em alguns setores de Cape Lamb o permafrost não é identificado próximo à superfície, descaracterizando os *Gelisols*. Nestas áreas, formam-se os *Entisols* (IUSS, 2014) (P1, P7, P9, P10, P12, P13, P15, P16, P17, P21, P23, P27, P28, P29, P30), solos jovens, rasos e com grande contribuição da fração grossa (mais de 50% no volume médio total), caracterizando na maioria das vezes perfis de caráter esquelético (Fig. 55), onde o permafrost está restrito às camadas de rocha imediatamente abaixo.

Em função da natureza psamítica e pelítica dos estratos sedimentares marinhos onde se sustentam a maioria dos *Gelisols*, estes não tendem a ser esqueléticos, com exceção de alguns desenvolvidos sobre *tills* glaciais. No entanto, de forma contrastante, os *Gelisols* sedimentares se caracterizam pela presença expressiva e generalizada de perfis epipedregosos com pavimentos desérticos (Fig. 55), originados pela remoção seletiva da fração fina superficial pela ação do vento (Cap. 2 – 3.1.4 Processos eólicos), enquanto o material grosso em profundidade é praticamente inexpressivo. A única exceção é o P26, que apresenta calhau+cascalho aparecendo de forma mais significativa a uma profundidade de 50 cm da superfície, indicativo de soterramento de antigo pavimento desértico no caótico ambiente erosivo dos *scree slopes* com *ploughing blocks* (Cap. 2 – 3.4.10 *Scree slopes* com *ploughing blocks*).

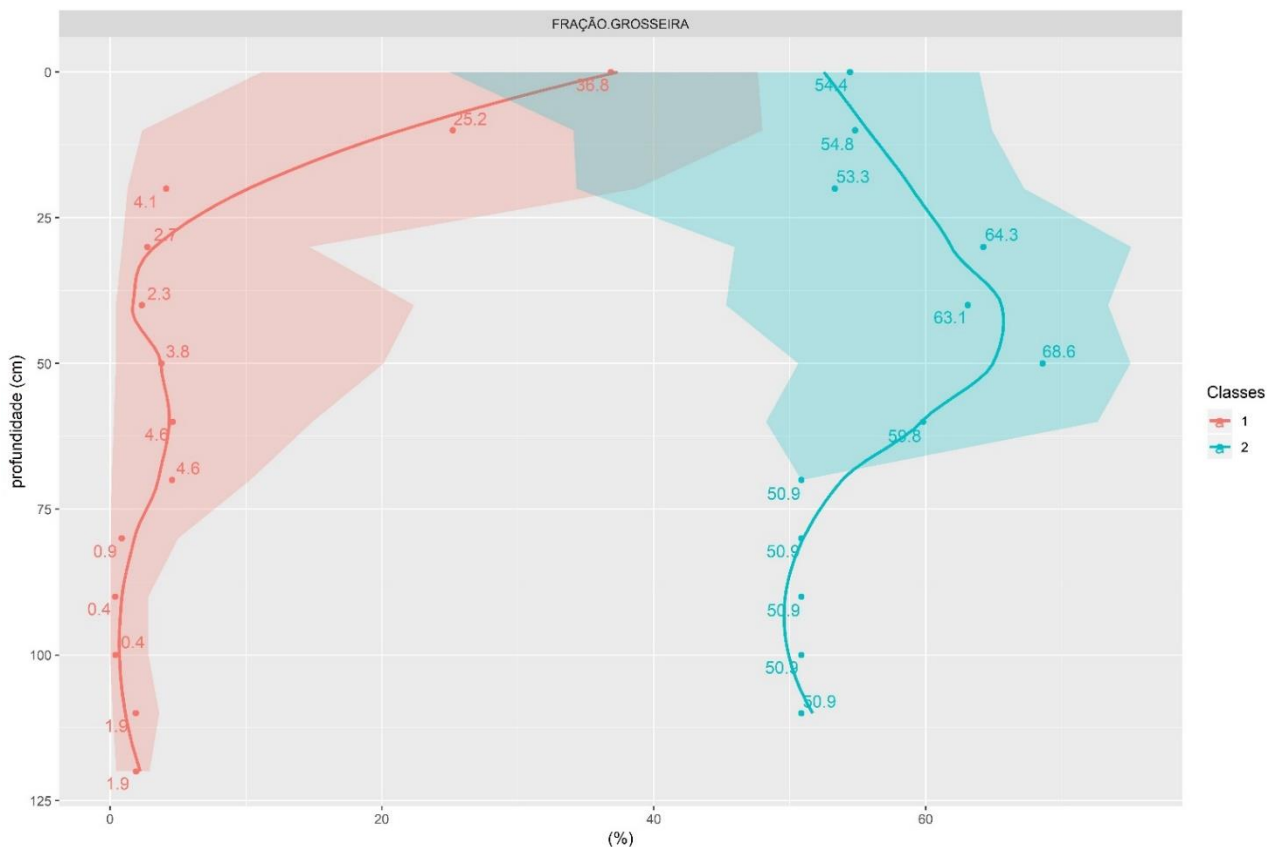


Figura 55 Distribuição vertical da fração grosseira (calhau+cascalho) das classes de solos de Cape Lamb. Classe 1 = Gelisols com concentração da fração grosseira em superfície, caracterizando perfis epipedregosos com desenvolvimento de pavimentos desérticos; Classe 2 = Entisols com mais de 50% de contribuição da fração grosseira ao longo de todo perfil, caracterizando perfis de caráter esquelético.

Os pavimentos desérticos, em geral, são formados por materiais mais resistentes ao intemperismo (Campbell e Claridge, 1987). Em Cape Lamb, fragmentos vulcânicos transportados das partes mais altas são os principais constituintes da fração grossa, com contribuição secundária de arenitos e siltitos com maior grau de litificação em alguns ambientes onde o material de origem sedimentar é mais fortemente cimentado, como será visto adiante.

Aparentemente, a altitude é um fator relevante na distribuição das classes de solos de Cape Lamb, com os *Gelisols* variando de 23 a 182 metros de altitude e os *Entisols* variando de 54 a 207 metros (Tab. 4), evidenciando parcialmente o padrão de distribuição dos solos com permafrost nas partes mais baixas e sem permafrost nas partes mais altas. Isto difere dos padrões de distribuição em áreas como a Antártica Marítima (Bockheim et al., 2008; Serrano et al., 2008; Francelino et al., 2011, López-Martínez et al., 2012; Moura et al., 2012; Michel et al., 2014), onde as temperaturas são mais amenas e os solos com permafrost predominam nas partes mais altas e interioranas, onde a influência das correntes marítimas é menor.

De fato, os principais fatores que influenciam na distribuição dos *Gelisols* e dos *Entisols* em Cape Lamb são o relevo e a geologia. Os *Gelisols* predominam em superfícies mais baixas

e próximas do litoral, como os terraços marinhos e os *footslopes*, e em ambientes intermediários, como os *scree slopes* sedimentares, morainas holocênicas e drifts glaciais (Tab. 4), mas também podem ser encontrados associados à feições de relevo em maiores altitudes, como na pequena geleira rochosa de Cape Lamb localizada à cerca de 319 metros acima do nível do mar.

Em relação à geologia, os *Gelisols*, de profundidade média de 100 cm, se desenvolvem predominantemente sobre o pacote sedimentar Cretácico pouco litificado do Grupo Marambio (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb). A sua classificação está diretamente relacionada com o grau de litificação. A fraca diagênese dos arenitos e siltitos de Cape Lamb, associada a um soterramento inferior a 1km de espessura e ausência de metamorfismo (Pirrie, 1994), produz um material tenro que favorece a penetração da água e a ação dos processos intempéricos, principalmente a crioclastia. Além disto, permite o aprofundamento do manto de intemperismo à profundidades que alcançam o topo do permafrost, caracterizando os *Gelisols* das partes mais baixas da paisagem. Esta mesma interpretação é válida para os depósitos inconsolidados de *tills* nas morainas e drifts glaciais.

Os *Entisols*, por sua vez, possuem uma profundidade média de apenas 42 cm e se localizam mais comumente nas partes altas de Cape Lamb, onde as rochas massivas e mais resistentes do Grupo Vulcânico James Ross (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb) geram solos pouco profundos e intemperizados, sem presença do permafrost. A localização de alguns dos *Entisols* em áreas mais declivosas, tende a favorecer a manutenção da pouca profundidade destes solos devido à erosão. Entretanto, como mais um exemplo da grande relação genética entre solos e relevo, os *Entisols* também são encontrados em baixas altitudes nas planícies, onde se desenvolvem solos rasos limitados por afloramentos do lençol freático entre 25 e 50 cm da superfície do solo, caracterizando os *Cryofluvents* e *Cryoaquents*.

Todos os *Entisols* de Cape Lamb possuem horizontes com regime de temperatura *Cryic*, ou seja, com temperatura média anual variando de 0 a 8°C. Os *Typic Cryorthent*, englobando cinco perfis (P12, P15, P17, P28, P29) e uma proporção de 12% da área deglaciada total, são os mais comuns, sendo a classe de solo típica dos *scree slopes* vulcânicos. São seguidos pelos *Lithic Cryorthent* (P1, P9, P13, P27), solos mais rasos e menos evoluídos, associados à materiais de origem mais litificados, com presença de contato lítico fragmentário dentro de 50 cm da superfície do solo.

Tabela 4 Área e altitude das unidades de mapeamento de solos e ambientes de relevo associados.

| Unidades de mapeamento (SSS, 2014) | Área | | Altitude | Perfis | Geoformas |
|---|----------------|--------------|----------|--------|----------------------------------|
| | (ha) | (%) | (m) | | |
| Gelisols | | | | | |
| Glacic Haplorthel + Typic Haplorthel | 629,88 | 25,41 | 91 | 2 | Moraina lateral |
| Glacic Psammorthel | 115,61 | 4,66 | 182 | 11 | Moraina frontal |
| Typic Haploturbel | 223,23 | 9,00 | 92 | 4 | Terraço marinho |
| | | | | 8 | Drift glacial |
| | | | | 14 | Colúvios |
| | | | | 18 | Drift glacial |
| | | | | 19 | Scree slope sedimentar |
| Typic Psammoturbel | 147,42 | 5,95 | 23 | 22 | Terraço marinho |
| "Sulfuric" Haploturbel + Typic Psammoturbel | 20,07 | 0,81 | 28 | 5 | Footslope |
| | | | | 6 | Footslope |
| "Sulfuric" Haploturbel | 553,43 | 22,32 | 107 | 3 | Scree slope sedimentar |
| | | | | 20 | Footslope |
| | | | | 24 | Footslope |
| | | | | 26 | Scree slope com ploughing blocks |
| Total | | Média | | | |
| | 1662,33 | 67,05 | 87 | | |
| Entisols | | | | | |
| Lithic Cryorthent | 147,91 | 5,97 | 196 | 1 | Felsenmeer |
| | | | | 9 | Scree slope sedimentar |
| | | | | 13 | Plataforma de crioplaneação |
| | | | | 27 | Morros vulcânicos |
| "Sulfuric"-Lithic Cryorthent | 29,57 | 1,19 | 247 | 10 | Plataforma de crioplaneação |
| Typic Cryaquent | 48,35 | 1,95 | 102 | 16 | Cume vulcânico |
| | | | | 30 | Planície fluvioglacial |
| Typic Cryofluent | 64,71 | 2,61 | 54 | 7 | Planície fluvioglacial |
| | | | | 23 | Planície fluvioglacial |
| Typic Cryopsamment | 13,72 | 0,55 | 64 | 21 | Planície eólica |
| Typic Cryorthent | 309,85 | 12,50 | 186 | 12 | Scree slope vulcânico |
| | | | | 15 | Cume vulcânico |
| | | | | 17 | Plataforma de crioplaneação |
| | | | | 28 | Scree slope vulcânico |
| | | | | 29 | Scree slope vulcânico |
| Total | | Média | | | |
| | 611,80 | 24,68 | 142 | | |
| Sem formação de solos | | | | | |
| Afloramentos rochosos | 48,02 | 1,94 | 364 | | |
| Depósitos detríticos | 83,24 | 3,36 | 252 | | |
| Sedimentos de praia | 17,72 | 0,71 | 5 | | |
| Lagos | 28,73 | 1,16 | 88 | | |
| Total | | Média | | | |
| | 204,77 | 8,27 | | | |
| Total de áreas deglaciadas | 2479,09 | 100 | | | |

3.2. Agrupamentos e interpretações estatísticas

As análises estatísticas multivariadas de similaridade foram aplicadas de forma integrada às informações químicas, físicas e geoquímicas obtidas para os solos de Cape Lamb, utilizando-se valores médios para cada um dos 30 perfis envolvidos na análise. Os algoritmos de *clustering* hierárquico e de *cluster* k-means apresentaram resultados virtualmente idênticos, com apenas algumas poucas distinções, provavelmente pelo fato de se basearem na distância euclidiana como métrica de similaridade. Este resultado indica o potencial de ambos os métodos para a identificação de padrões e caracterização de grupos de solos. Para o prosseguimento deste presente trabalho, optou-se por utilizar o agrupamento gerado pelo *clustering* hierárquico, porém os grupos *k-means* podem ser visualizado abaixo (Fig. 56).

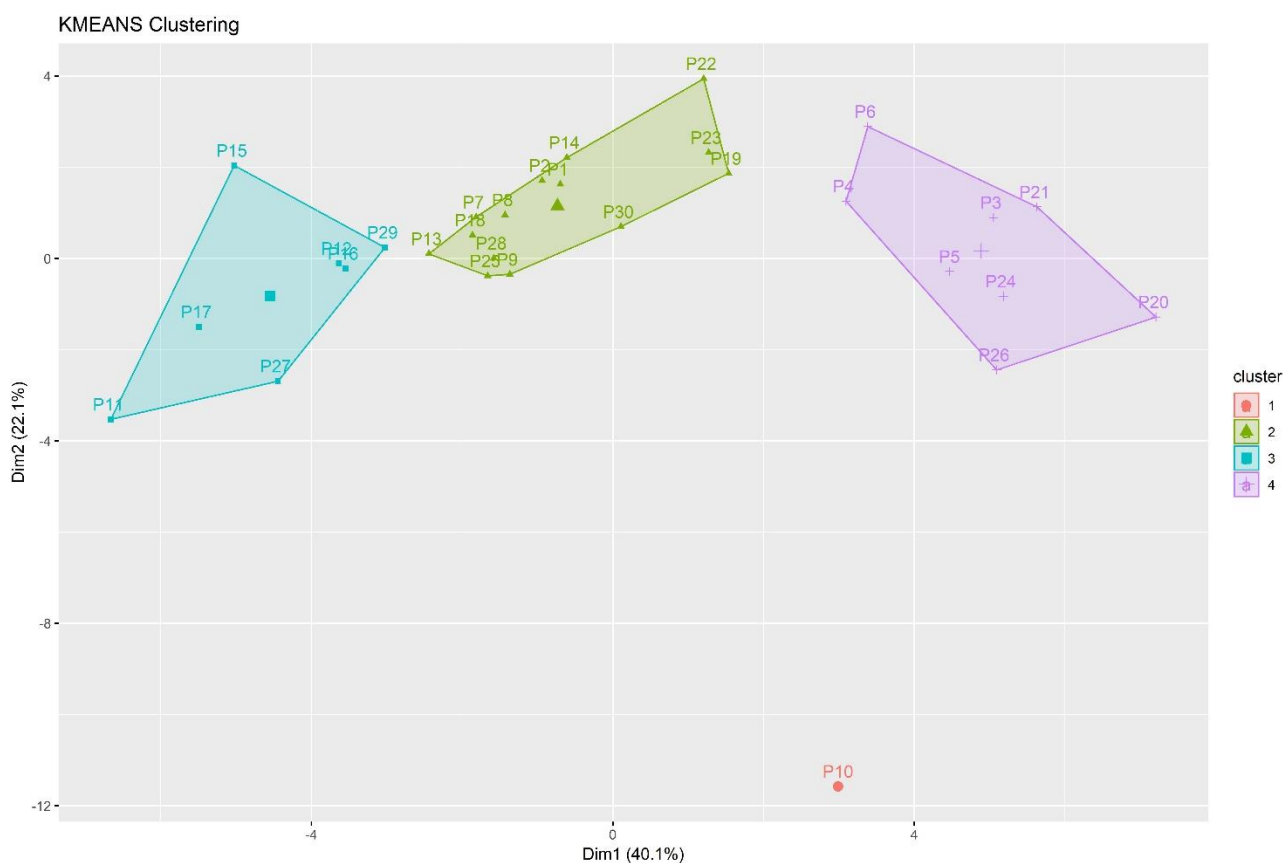


Figura 56 Agrupamentos *k-means* identificados, com seus centroides (símbolos maiores localizados no centro de cada grupo). Quatro dos 30 perfis analisados foram agrupados de forma distinta em relação ao *clustering* hierárquico.

Analisando-se o dendrograma (Fig. 57) gerado pelo método de *clustering* hierárquico identifica-se três grandes grupos principais no conjunto de solos, o mesmo número de grupos identificados através do *cluster* k-means. Observou-se que os padrões obtidos por tais análises de similaridade são explicados principalmente pela natureza dos materiais de origem dos solos

de Cape Lamb. Desta forma, tais grupos foram classificados como: solos sedimentares sulfatados, de características mais ácidas, contendo sete perfis; solos sedimentares-vulcânicos, contendo 11 perfis de solos com características de transição; e solos vulcânicos, de caráter mais básico, contendo também 11 perfis.

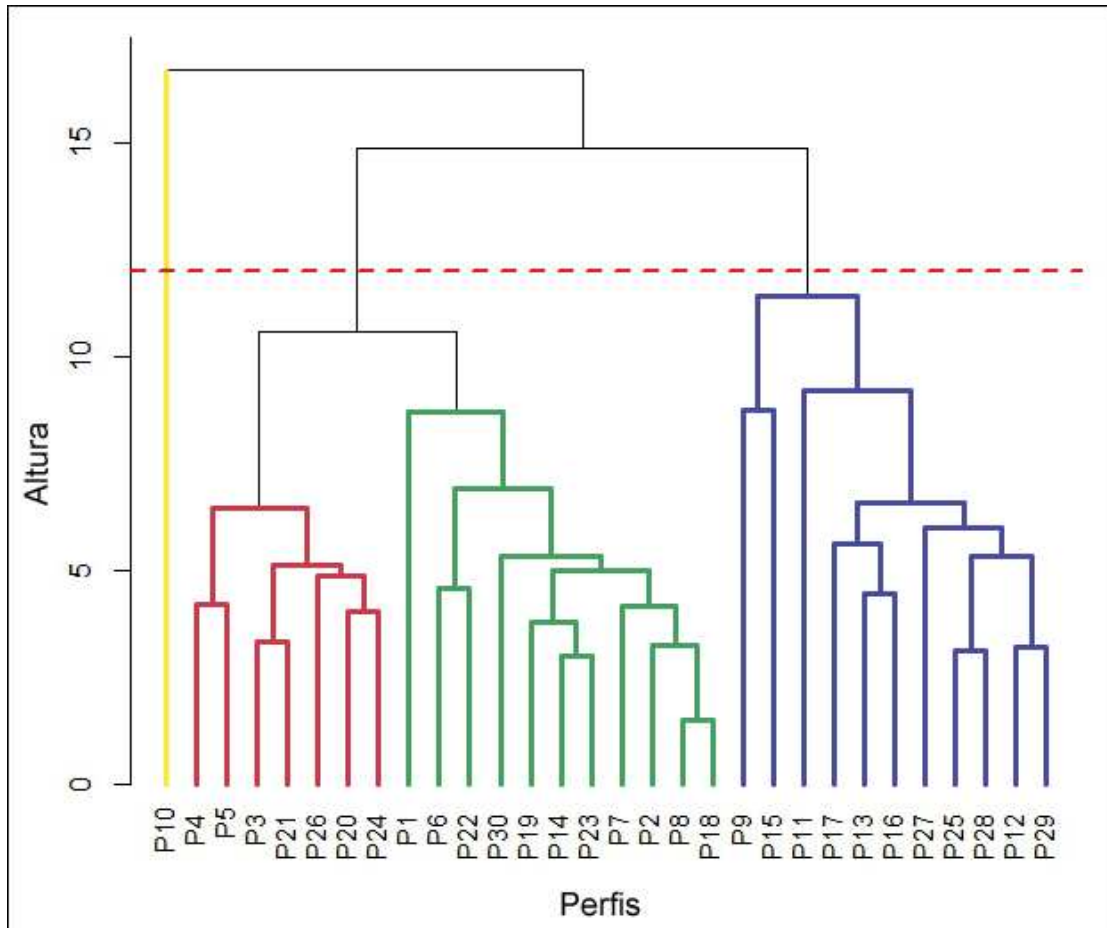


Figura 57 Dendrograma dos grupos de solos de Cape Lamb, Ilha Vega: solos sedimentares sulfatados (vermelho); solos sedimentares-vulcânicos (verde); e solos vulcânicos (azul). *Outlier* natural (amarelo).

No constante à definição de subgrupos com maiores graus de similaridade (ramificações de menor hierarquia no dendrograma), verifica-se que o *clustering* delimitou de forma precisa as heterogeneidades internas dos grupos maiores. No grupo dos solos sedimentares sulfatados, observa-se uma separação clara entre os perfis do setor Leste (P3, P4 e P5) e aqueles do setor Oeste (P20, P26, P24). No grupo de transição dos solos sedimentares-vulcânicos, também verifica-se uma diferenciação entre os solos sedimentares componentes deste grupo (P1, P6, P19, P22) e aqueles de características vulcânicas (P2, P8, P18). Ainda neste grupo, destaca-se o alto grau de similaridade (o maior dentre todos os solos de Cape Lamb) entre os solos P8 e P18, ambos ligados não apenas pelo mesmo material de origem, mas também o mesmo geoambiente (superfícies de drifts glaciais).

Verificou-se, no entanto, que o P10 apresentou baixíssima similaridade com os outros solos, não se enquadrando em nenhum outro grupo, sendo o perfil com as características mais distintas de Cape Lamb. Este perfil é tratado aqui como um *outlier* natural, e a sua distinção provavelmente também está associada com o seu material de origem. O perfil P10 foi coletado sobre o material sedimentar do Membro Sandwich Bluff (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), de características notadamente mais alcalinas entre as unidades sedimentares da área.

Esta maior alcalinidade está associada a maior contribuição de detritos vulcânicos se comparado aos Membros Herbert Sound e Cape Lamb (Pirrie et al., 1991), comprovada pelos altos valores de Ca^{2+} e Na^{2+} deste perfil em relação aos outros perfis de solos sedimentares. Ao mesmo tempo, o P10 é um dos solos mais afetados pela oxidação de materiais sulfetados, o que pode ser evidenciado pelos maiores valores de Al^{3+} e H+Al dentre todos os solos analisados (Fig. 58). Também na análise de PCA foi possível verificar o comportamento anômalo do ponto P10, não sendo incorporado em nenhuma das elipses criadas e também manifestando-se como um *outlier* natural.

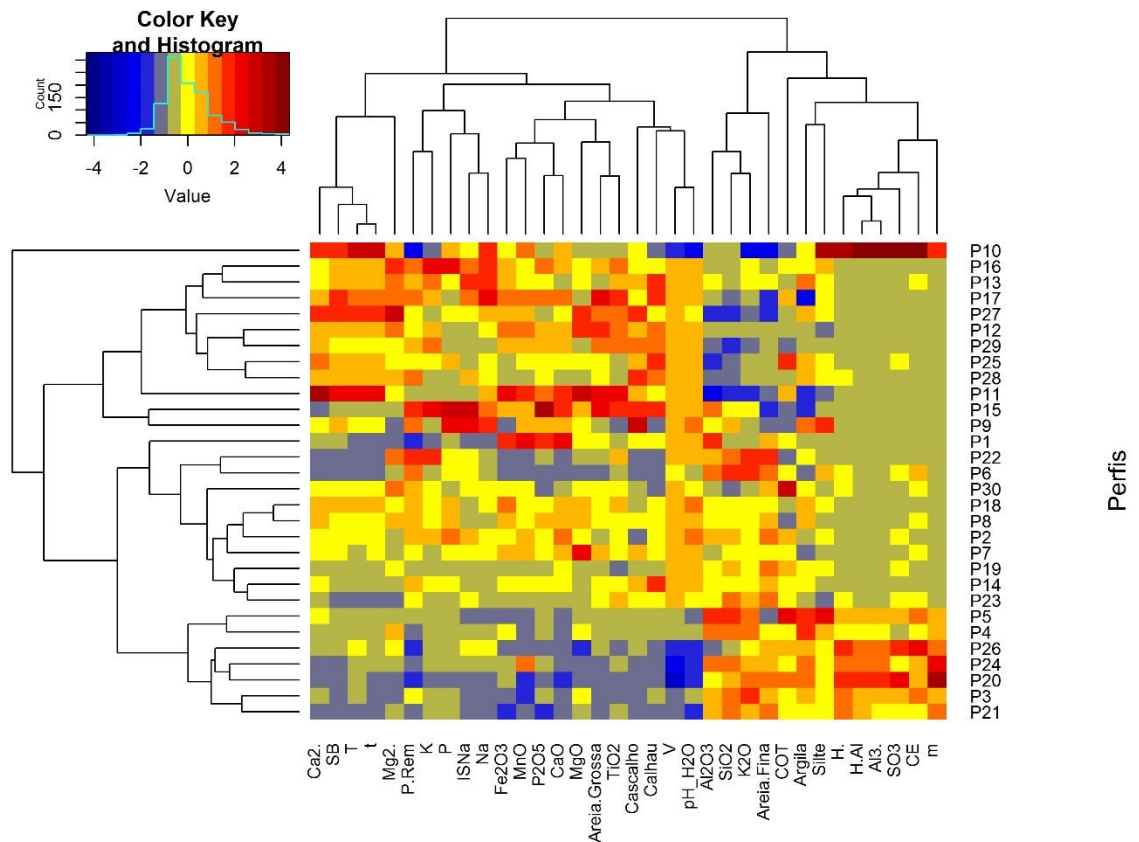


Figura 58 Heatmap da matriz de dados dos perfis de solos de Cape Lamb (valores médios), indicando a importância ou expressividade relativa de cada variável química, física e geoquímica para cada solo. Para a consistência do jogo de cores e da relação de importância entre as variáveis, todos os dados foram normalizados para a mesma escala de valores (-4 a 4), com média igual a 0 e desvio padrão igual a 1. Observa-se uma maior importância (cores vermelhas) das variáveis químicas associadas acidez, nos solos sedimentares sulfatados (na

parte inferior da matriz), e uma menor importância para as variáveis associadas a uma maior basicidade (cores azuis). O inverso é verdadeiro para os solos vulcânicos (na parte superior). Cores amarelas indicam importância intermediária das variáveis, possuindo maior correspondência com o grupo de transição dos solos sedimentares-vulcânicos, concentrados na parte central da matriz. O P10, localizado no topo da matriz, se caracteriza como um *outlier* natural, por apresentar grande importância relativa de variáveis como Al^{3+} , H^+ , $H+Al$ e SO_3 , e ao mesmo tempo de variáveis como Ca^{2+} , SB, T e t, o que pode ser evidenciado pelos tons fortemente avermelhados nas células correspondentes a estes atributos.

Utilizando-se a PCA (Fig. 59) foi possível verificar quais das variáveis químicas, físicas e geoquímicas estão mais associadas com cada um dos grupos de solos, e conseqüentemente que possuem a maior capacidade de explicação dos agrupamentos estabelecidos nas análises de *clustering*. Observou-se que apesar dos eixos principais criados pela PCA possuem uma capacidade apenas razoável de explicação da variância dos dados (com 62%), os grupos de solos ficaram muito bem distribuídos e discriminados no espaço bidimensional dos gráficos, mostrando a presença de dois grupos de solos com características claramente opostas (solos sedimentares sulfatados e vulcânicos), intermediada por um grupo de transição localizado mais próximo da origem, que compartilha, pelo menos de forma parcial e de forma não tão expressiva, características em comum com os dois grupos (solos sedimentares-vulcânicos).

Interessante notar também que tanto as informações químicas, físicas e geoquímicas foram eficientes na discriminação dos grupos, e que levando em consideração o padrão bem definido de orientação polarizada das setas, todas as 34 variáveis de entrada na PCA foram úteis, em maior ou menor grau, na separação e caracterização destes grupos. O carbono orgânico total (COT), apesar da sua orientação em direção ao grupo dos solos sedimentares sulfatados, foi o que apresentou o menor grau de importância ou de explicação dentre todas as variáveis, evidenciando a pouca participação da matéria orgânica na formação dos solos de Cape Lamb, como já comentado anteriormente.

Em relação às variáveis químicas, os solos sedimentares sulfatados são explicados principalmente por aquelas associadas à maior acidez do solo, com destaque para o Al^{3+} , H^+ , $H+Al$. Analisando-se os dados geoquímicos, verifica-se que a grande importância do SO_3 corrobora a idéia de acidificação do solo pela oxidação do enxofre e produção de horizontes sulfúricos ricos em minerais sulfatados. Por outro lado, também verifica-se grande importância do SiO_2 e do K_2O , provavelmente pela grande presença de quartzo e feldspatos (Pirrie et al., 1991), respectivamente.

Observa-se que assim como observado no dendrograma para o grupo dos solos sulfatados, também na PCA é possível observar uma diferenciação entre aqueles perfis do setor Leste (localizados predominantemente no quadrante superior direito) e aqueles do setor Oeste

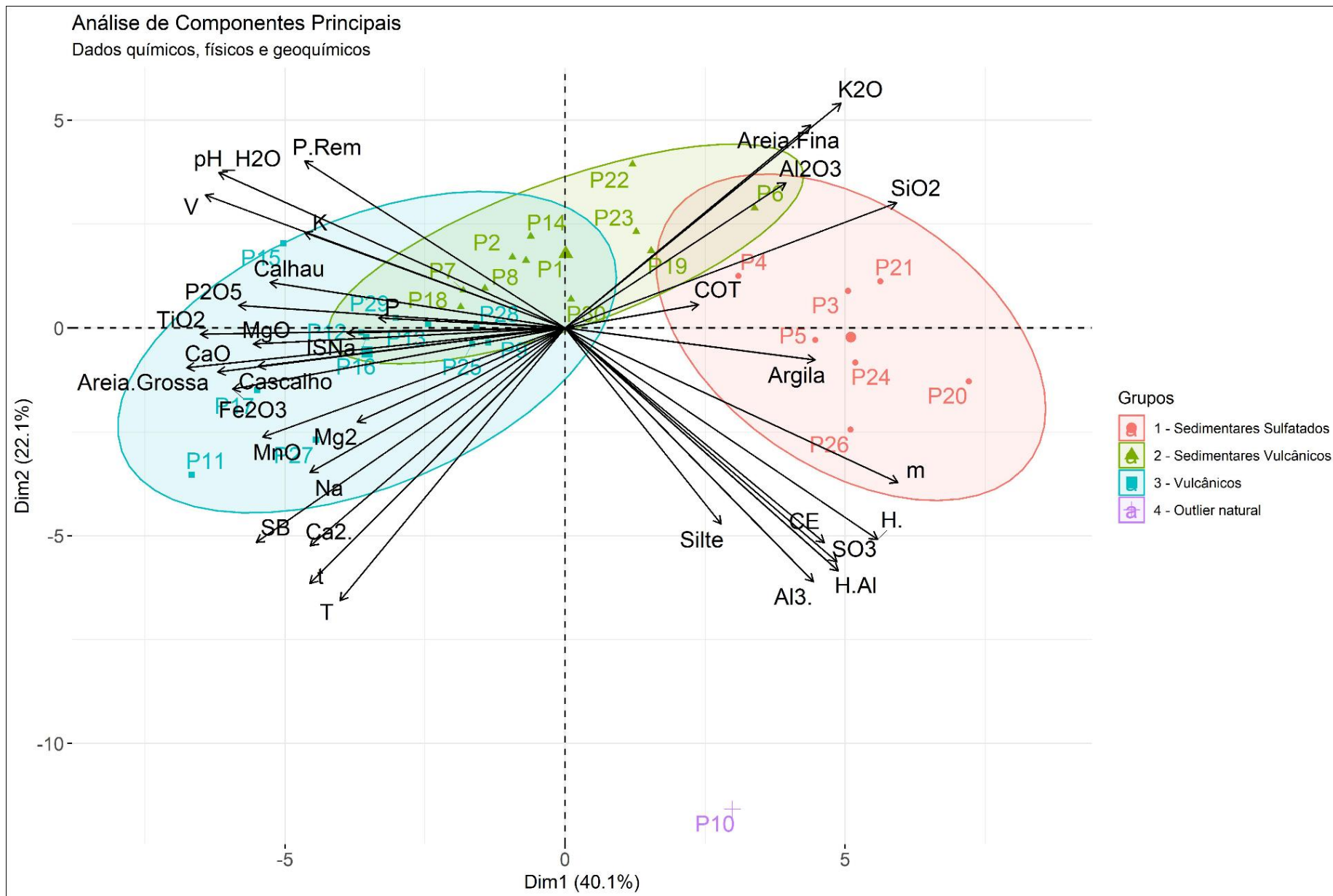


Figura 59 Análise de Componentes Principais para os solos de Cape Lamb, Ilha Vega.

(localizados no quadrante inferior direito), sendo estes últimos mais associados às variáveis químicas de acidez do solo. A hipótese sugerida para tal padrão será discutida mais adiante.

Em relação ao grupo dos solos vulcânicos, verifica-se, de forma contrastante, a importância das variáveis químicas associadas à maior alcalinização dos solos, como bases (Ca, Mg, K e Na), pH e CTC, indicativos da presença de argilominerais 2:1. O P-Rem também é alto nestes solos. O P disponível, apesar de também ser importante para a caracterização deste grupo, apresenta um nível de importância menor em relação às outras variáveis. Os altos valores de bases e de P na solução do solo, por sua vez, é explicada pela grande importância de elementos estruturais como CaO, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃, MnO e MgO, indicativos da grande presença de minerais ferromagnesianos e plagioclásios-Ca/Na (Nelson, 1975) no material de origem destes solos.

Por fim, observa-se também uma distinção muito clara nos atributos físicos de ambos os grupos. Enquanto nos solos sedimentares, verifica-se uma maior presença das frações texturais mais finas do solo, como argila, silte e areia fina (com destaque para esta última em nível de importância), nos solos vulcânicos as frações areia grossa, cascalho e calhau são de grande importância, principalmente a areia grossa. Desta forma, verifica-se que além de influenciar na relação acidificação-alcalinização dos solos, a geologia é de fundamental importância no que condiz ao nível de resistência das rochas ao fracionamento produzido pelo intemperismo.

A aplicação da correlação de Spearman, por sua vez, permitiu a quantificação do grau de correlação das variáveis, observando-se o alto grau de correlação das variáveis químicas, físicas e geoquímicas orientadas conjuntamente no gráfico da PCA. Observando-se a Fig. 60, é possível observar a criação de dois grandes conjuntos de variáveis positivamente correlacionadas (células em tons de vermelho): o primeiro, localizado na parte superior direita, representando as variáveis de maior basicidade e de textura mais grosseira, explicativas do grupo dos solos vulcânicos; e o segundo, localizado na parte inferior esquerda, associado às variáveis que representam a geração de acidez dos solos de Cape Lamb, em conjunto com as frações mais finas, explicativas dos solos sedimentares sulfatados.

Em relação à atributos com maiores graus de correlação e cujo relacionamento refletem condições e características particulares e importantes para os solos de Cape Lamb, pode-se citar a relação do SO₃ e a CE, indicando a geração dos sulfatos durante o processo de sulfurização como principal fonte de aumento da salinidade dos solos de Cape Lamb, do Fe₂O₃ com a areia grossa, indicando a grande presença de elementos ferromagnesianos primários nesta fração do

solo, principalmente nos solos vulcânicos, e do CaO e P₂O₅, evidenciando a presença significativa de fosfatos de cálcio.

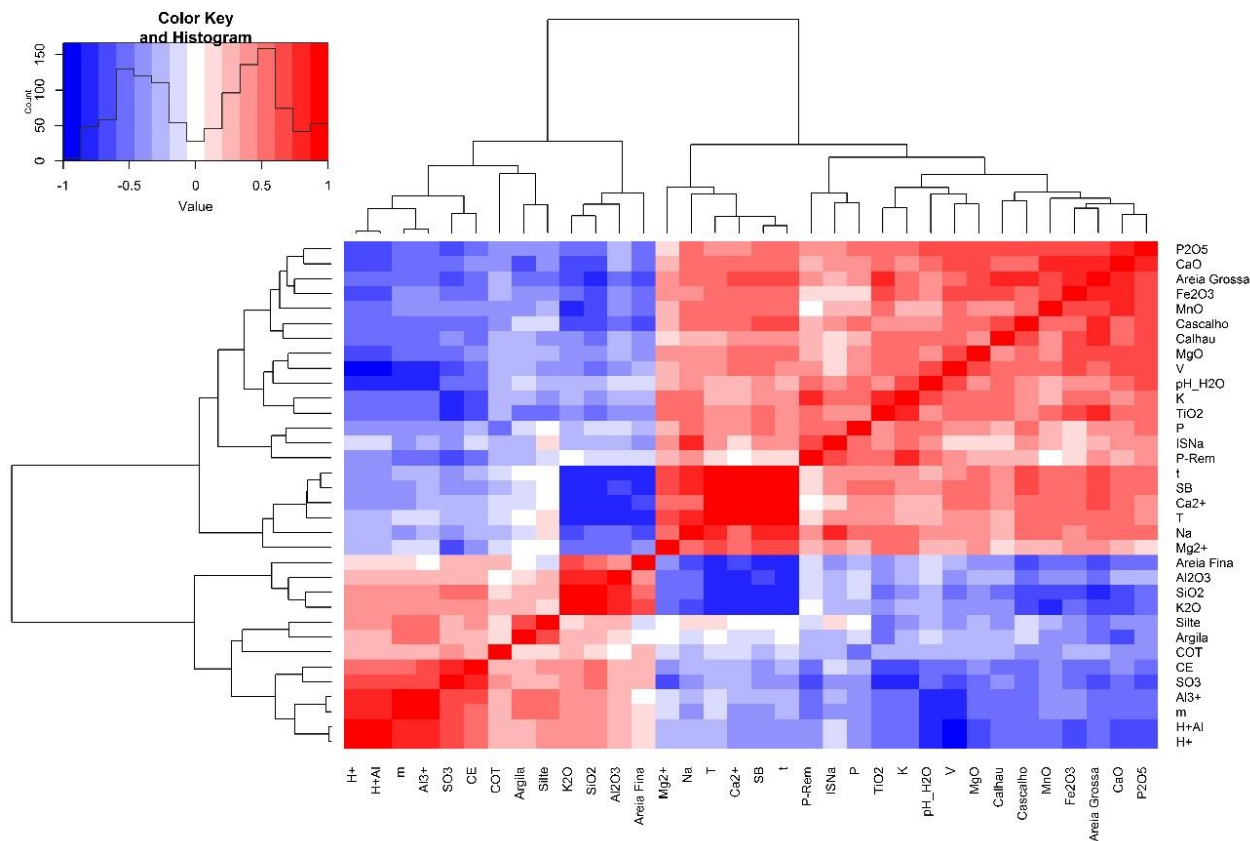


Figura 60 Heatmap da correlação de Spearman para os solos de Cape Lamb. Cores vermelhas representam valores positivos de correlação, enquanto as cores azuis representam correlação negativa.

3.2.1. Solos sedimentares-vulcânicos

Este grupo constitui o agrupamento de transição entre os solos vulcânicos e os sedimentares sulfatados, assim como observado nas análises de estatística multivariada. Em geral, suas características químicas fazem com que guarde maior relação com o grupo de solos vulcânicos. Engloba os solos P1, P2, P6, P7, P8, P14, P18, P19, P22, P23 e P30, e inclui solos sedimentares dos Membros Herbert Sound e Cape Lamb (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb) não afetados (P1, P22) ou pouco afetados (P6, P19) pela presença de sulfatos, e vulcânicos retrabalhadas por processos glaciais (P2, P8, P18) e fluviais (P7, P14, P23, P30), que tendem a ser menos alcalinos do que os perfis vulcânicos *in situ*, devido ao retrabalhamento e mistura com material sedimentar marinho durante o transporte erosivo.

Esta complexidade genética reflete uma maior diversidade de classes de solos comparada aos outros grupos. A profundidade dos perfis é variável, sendo os mais profundos

os *Gelisols* desenvolvidos sobre o material sedimentar pouco litificado, como é o caso dos solos P6 e P19 que chegam até 150 cm de espessura, enquanto os mais rasos são os *Entisols* que em geral não ultrapassam 30 cm.

A sua condição de grupo de transição é refletida principalmente nas suas características químicas, observando-se valores intermediários de pH H₂O, P, K, Na, Ca e Mg em relação aos outros dois grupos. O Ca²⁺ é a principal base em quase todos os solos, sendo a única exceção o P22, onde o Mg²⁺ domina o complexo trocável. Os valores semi-totais obtidos por FRX também indicam esta condição de contribuição mista. O pH H₂O médio deste grupo foi de 7,53, evidenciando a sua condição neutra a alcalina, apresentando perfis com alguns dos pHs mais altos dentre todos os solos da ilha, com destaque para o P2, que chegou a apresentar pH 9, evidenciando sua alcalinidade extrema.

Esta condição alcalina é proporcionada pela alta concentração de bases no complexo trocável dos solos deste grupo, promovendo solos fortemente eutróficos, sendo que alguns chegam a apresentar 100% de saturação de bases em todas as camadas amostradas, como é o caso do P1, P7, P8 e P18. Porém, em relação aos outros grupos, a concentração de bases tende a ser mais variável, devido justamente heterogeneidade de perfis, condicionada pelos diferentes materiais de origem. Os perfis sedimentares tendem a possuir uma soma de bases menor, sendo o P6 aquele que apresenta o valor mínimo, com 18,85 cmol_c.kg. Enquanto isto, os perfis vulcânicos retrabalhados por processos glaciais, localizados nas morainas e drifts glaciais, tendem a apresentar os maiores valores, sendo que no P18 a soma de bases chega a alcançar um máximo de 41,63 cmol_c.kg. Este mesmo padrão também é observado para a CTC efetiva e total.

Esta condição sugere uma menor mistura dos sedimentos vulcânicos transportados pelas geleiras com o material sedimentar, em comparação com os processos fluviais, além de menor retrabalhamento pela água líquida, o que contribui para uma menor lixiviação de bases e acidificação dos solos. A presença dos solos de moraina P11 e P25 no grupo de solos vulcânicos corrobora essa ideia. Além disto, verifica-se que a principal área fonte dos sedimentos de morainas e drifts glaciais são as escarpas do platô vulcânico Sandwich Bluff, localizado na região central da Ilha Vega, enquanto que a erosão fluvial se dá diretamente sobre os pacotes vulcânicos e sedimentares de Cape Lamb. Em relação aos solos das planícies fluviais, verifica-se que o P23 possui menor alcalinidade justamente por apresentar uma maior contribuição de materiais sedimentares do que vulcânicos, diferentemente do P7, P14 e P30, que se localizam em um domínio vulcânico da península.

A atividade de Al³⁺ é nula em todos os perfis deste grupo, enquanto o H⁺ liberado a pH 7 tende a ser maior nas sedimentares pouco afetadas por sulfatos (P6, P19 e também P23),

indicando maior acidez potencial (H+Al) e uma maior presença de cargas variáveis nestes solos, como será discutido posteriormente.

Em relação à textura, verifica-se predominância da textura franco-arenosa, com contribuição secundária das classes areia e areia franca. Nos perfis mais arenosos (P6 e P22), os teores de areia fina chegam a ficar em torno de 90%, característica associada à intensa deposição em ambiente marinho raso, como já abordado. A fração grosseira, por sua vez, tende a predominar nos solos de origem vulcânica, com destaque para o P14, que apresenta mais de 50% da sua massa de solo composta pelas frações cascalho e calhau, evidenciando a natureza não seletiva dos processos de movimentação de massa que geraram este perfil. Os teores de argila dos solos deste grupo são os menores entre os três grupos.

As frações areia fina e areia grossa dos solos deste grupo são dominadas por plagioclásios (0.318; 0.321; 0.405) feldspato potássico (0.323; 0.376; 0.362), quartzo (0.334; 0.425; 0.181; 0.212; 0.245; 0.228), micas (0.933; 0.447; 0.501), magnetita (0.250; 0.293; 0.288), além de traços de anfibólios (0.310). Na fração areia grossa do solo P1 (Fig. 61), assim como também na sua fração cascalho, pode ser encontrada a calcita (0.303; 0.187; 0.228; 0.191; 0.209; 0.384; 0.249), principal mineral responsável pela cimentação das rochas sedimentares de Cape Lamb (Pirrie, 1991). Verifica-se, no entanto, sua virtual ausência na fração areia fina, indicativo da forte dissolução deste mineral em tamanhos menores.

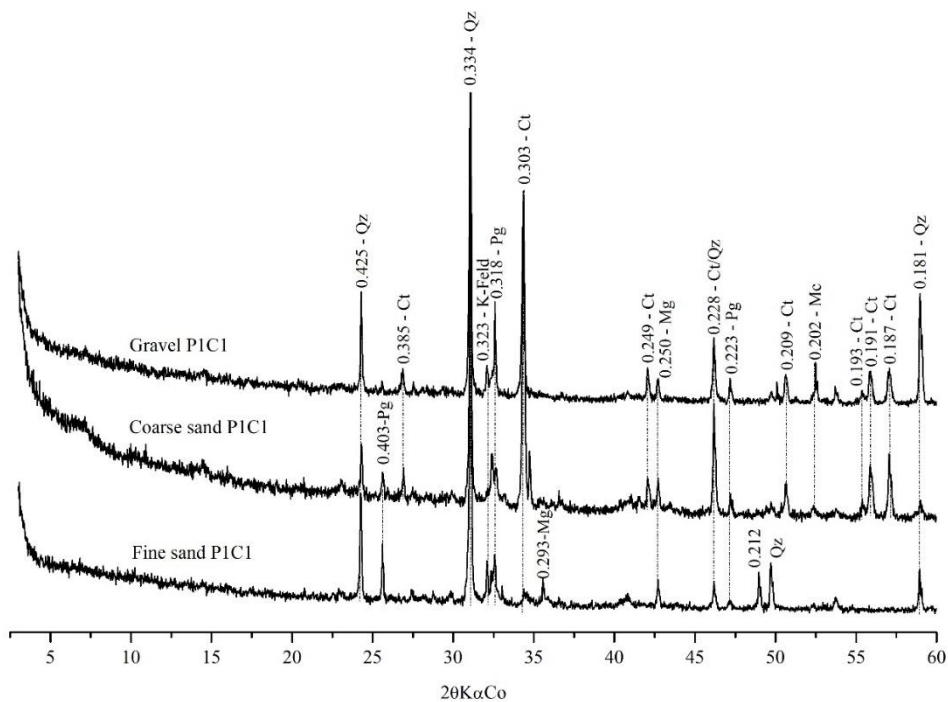


Figura 61 DRX das frações cascalho, areia grossa e areia fina do perfil P1, representativo dos solos sedimentares-vulcânicos. Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; K-Feld: feldspato-K; Mc: mica; Mg: magnetita; Ct: calcita.

No caso do P1, a calcita é o mineral responsável pelo maior grau de litificação do arenito sobre o qual este solo se formou (ambiente de felsenmeer – Tab. 4; Cap. 2 – 3.5.3 *Felsenmeers*), condicionando a formação de um solo mais raso (Fig. 62) devido às restrições ao intemperismo (*Entisol*), diferindo-se assim dos *Gelisols* mais profundos formados sobre arenitos menos litificados (P6, P19 e P22, entre outros). A presença expressiva da calcita na areia do P1 é evidenciada também pelos altos valores de CaO identificados por FRX na fração terra fina, chegando a 5,8% (máximo dentre todos os solos de Cape Lamb), como também através dos mapeamentos microquímicos de amostras de calhaus de arenito, onde observa-se a presença expressiva do Ca em relação a outros elementos químicos também comuns, como Si, K e Al (Fig. 63).

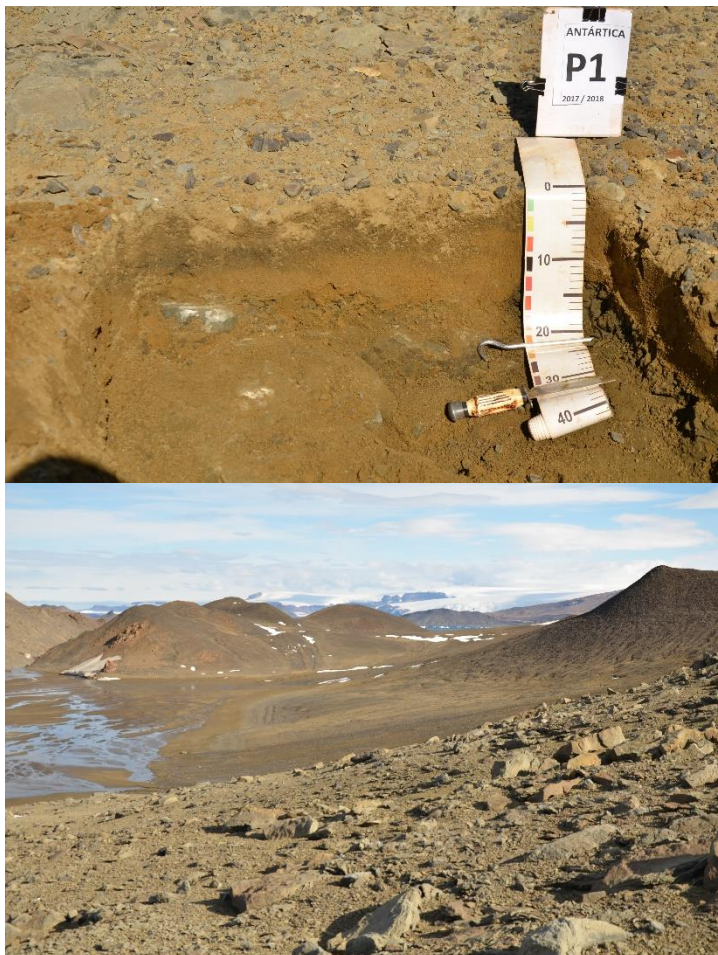


Figura 62 Acima, perfil do solo P1 desenvolvido sobre arenito. Abaixo, ambiente de felsenmeer com afloramentos de arenito mais resistentes devido à cimentação por calcita.

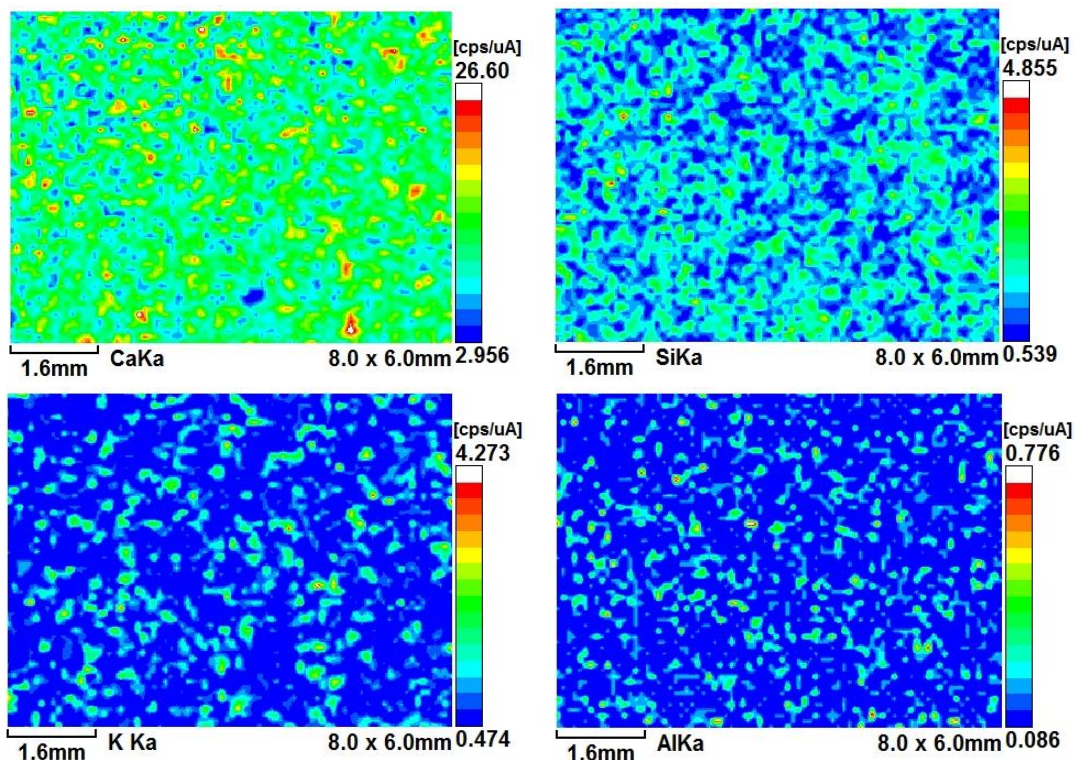


Figura 63 Mapas microquímicos de calhau de arenito da fração grosseira do P1. Verifica-se a predominância dos fluxos de fótons da energia CaKa em contagem por segundo por microampères (cps/ μ A), indicando contribuição expressiva do cálcio proveniente da calcita.

A fração silte é composta predominantemente por quartzo (0.334; 0.425; 0.181; 0.245; 0.228; 0.212), plagioclásios (0.320; 0.318; 0.402) feldspato potássico (0.323; 0.375; 0.362), ilita (1.010; 0.554; 0.197), anfibólios (0.313; 0.277) e piroxênios (0.299; 0.293). Na fração argila (Fig. 64), observa-se a presença de esmectitas (1.503; 0.500), ilita (1.00; 0.500; 0.204), quartzo (0.334; 0.245), caulinita (0.714; 0.354), traços de plagioclásio (0.450) e magnetita/maghemita (0.254).

Da fração argila do P1, pode-se depreender algumas informações principais. A primeira é que a presença do quartzo na fração argila, assim como identificado por Moreno-Merino et al. (2012) também para solos de Cape Lamb, é evidência de um intenso fracionamento mecânico produzido pela ação do gelo, muito comum em solos da Antártica (Pereira et al., 2013; Souza et al., 2014; Schaefer et al., 2015). Isto corrobora a ideia da crioclastia como principal processo de intemperismo das rochas de ambientes periglaciais nas zonas semiáridas.

A presença de caulinita na fração argila, por sua vez, é uma evidência do forte pré-intemperismo a que foram submetidos os sedimentos depositados durante o Cretáceo sob uma condição climática completamente diferente da atual, de característica temperada e com alta pluviosidade (Pirrie et al., 1991). Esta condição, capaz de sustentar uma grande biodiversidade de fauna e flora atestada pela riqueza fóssilífera dos sedimentos do Grupo Marambio (Cap. 1 –

2.3 Geologia de Cape Lamb), também foi responsável pela alteração dos mantos de intemperismo desenvolvidos na Península Antártica, cuja erosão e deposição na bacia de James Ross foi desencadeada pelos pulsos tectônicos que aumentaram o nível de base regional (Cap. 1 – 2.2 Evolução do arquipélago James Ross). Caulinita também foi encontrada na fração argila de solos na região de Hope Bay, na Península Antártica (Pereira et al., 2013; Schaefer et al., 2015) e na ilha vizinha James Ross (Daher et al., 2019a), cuja origem também está associada à períodos mais úmidos e quentes da Antártica.

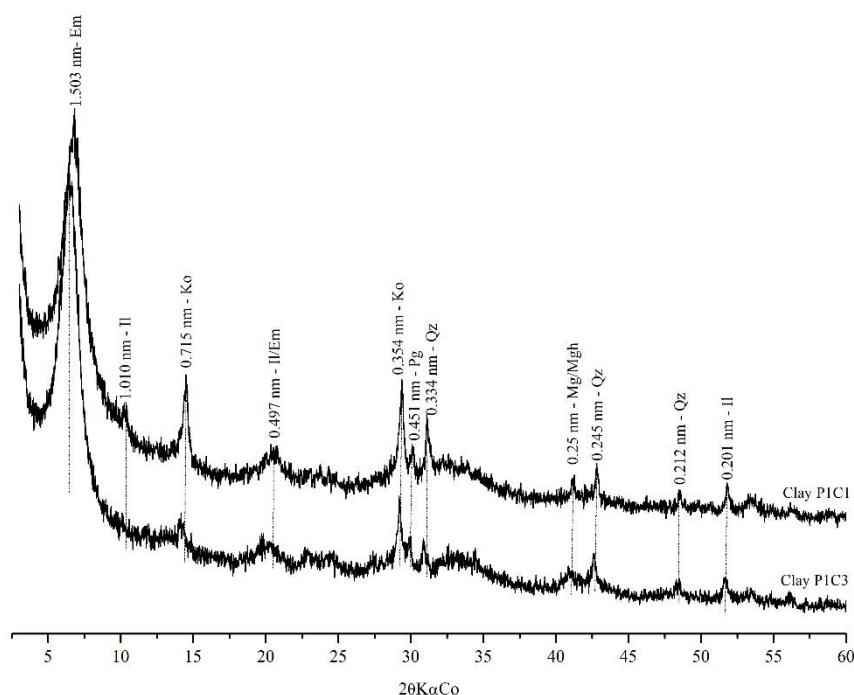


Figura 64 DRX da fração argila do perfil P1. Em: esmectitas; Il: ilita; Ko: caulinita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; Mg: magnetita; Mgh: maghemita. DRX de referência dos solos sedimentares-vulcânicos.

Já as argilas 2:1 são provenientes do intemperismo *in situ* de minerais primários facilmente intemperizáveis, como os plagioclásios e os feldspatos potássicos. A ilita, por sua vez, é proveniente do intemperismo das micas primárias, em particular a muscovita, enquanto a magnetita e a maghemita não foram discriminadas entre si, devido a proximidade dos seus picos e a possibilidade de ocorrência dos dois minerais na fração argila.

Os tratamentos químicos (Fig. 65) revelaram que as esmectitas são as argilas 2:1 dominantes nos solos de Cape Lamb. O pico de 1.503 nm foi intensificado após saturação com Mg e expandido para 1.842 quando solvatado com glicerol. Após saturação com K, o pico colapsou gradualmente de acordo com o aumento da temperatura: para 1.310 nm em temperatura ambiente; para 1.260 nm após aquecimento a 350 °C, e por fim para 1.010 nm à 550 °C. Por sua vez pico da ilita foi mantido em todas as temperaturas, uma vez que tal mineral

desaparece apenas a temperaturas superiores a 800 °C. Os picos da caulinita desapareceram apenas após aquecimento a 550 °C, como também observado por Daher et al. (2018a).

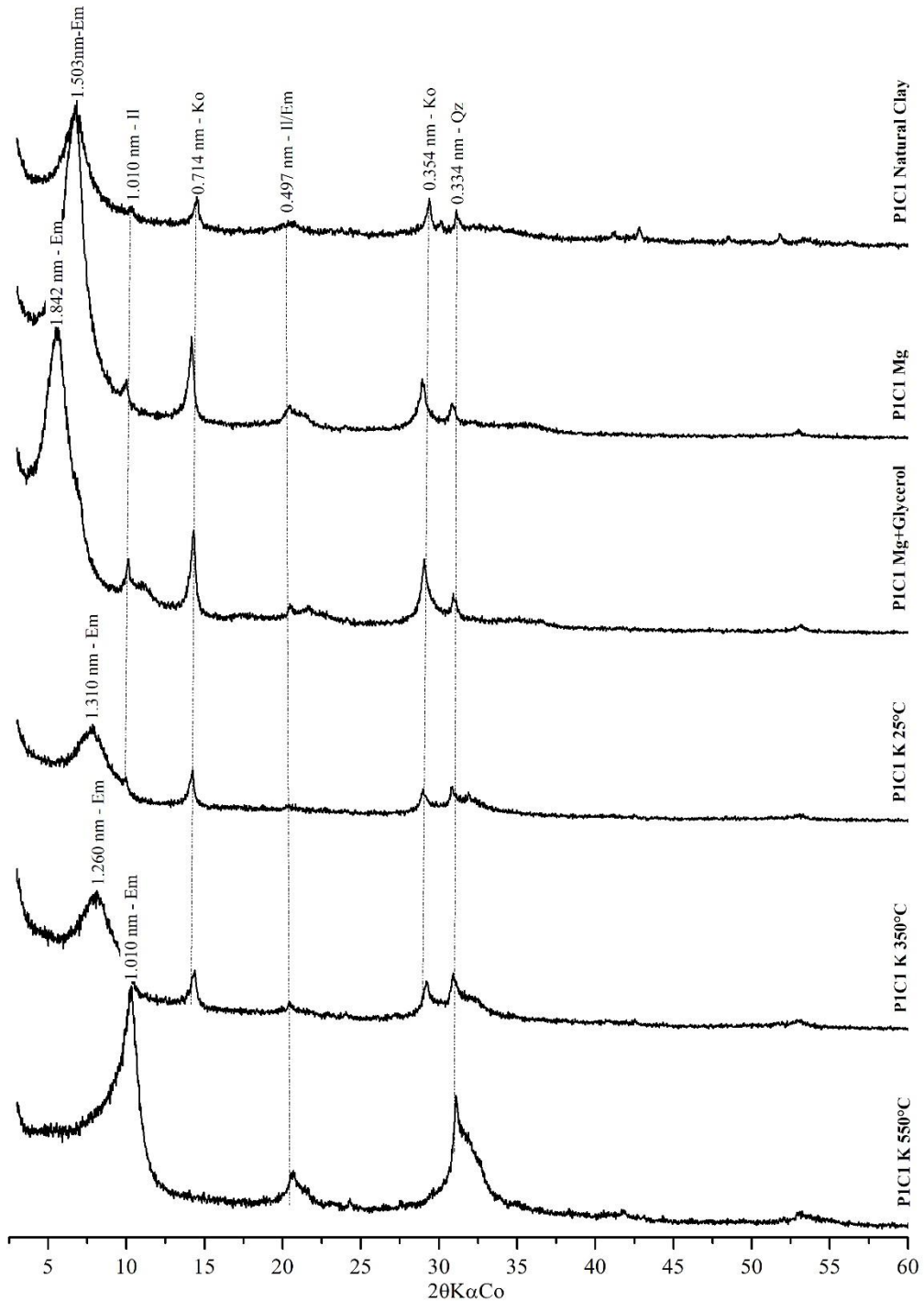


Figura 65 DRX da fração argila do perfil P1 com tratamentos químicos. Em: esmectitas; Il: ilita; Ko: caulinita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; Mg: magnetita; Mgh: maghemita. DRX de referência dos solos sedimentares-vulcânicos.

Apesar do intenso pré-intemperismo, verifica-se que os solos sedimentares de Cape Lamb tendem a ser, em geral, alcalinos quando não submetidos a processos pedogenéticos mais recentes de acidificação, o que pode estar associado às características alcalinas do material de origem da Península Antártica, o clima semiárido e a influência das rochas vulcânicas de Cape Lamb localizadas nos domínios superiores. Esta última informação pode ser evidenciada através da composição da fração grossa dos pavimentos desérticos presentes nos perfis sedimentares, composta predominantemente por detritos vulcânicos transportados para as regiões mais baixas pela erosão glacial.

Em Cape Lamb o principal processo que condiciona a acidificação e o aumento do grau de intemperismo é a sulfurização, e que marca os perfis do grupo dos solos sedimentares sulfatados, muito expressivos na ilha Vega e no arquipélago James Ross como um todo (Tatur et al., 1993; Souza et al., 2014).

3.2.2. Solos sedimentares sulfatados

Este grupo é composto pelos solos sedimentares cuja principal característica é a ocorrência de horizontes sulfúricos (SSS, 2014) ou ainda o caráter tônico (IUSS, 2014), abrangendo os perfis P3, P4, P5, P10, P20, P21, P24, P26. Ocupa predominantemente as partes baixas e intermediárias de Cape Lamb sustentadas pelo material sedimentar marinho, e ocorrem em ambos os setores da península, indicando a expressividade dos materiais sulfídricos nos estratos sedimentares do Grupo Marambio. Engloba principalmente *Gelisols*, com exceção do P10 e P21.

Este grupo incorpora os solos com maior expressão de alteração pelo intemperismo em Cape Lamb, o que é evidenciado pelo maior índice CIA dos solos deste grupo. Este maior grau de intemperismo se dá pela ocorrência do processo pedogenético conhecido como sulfurização, microbiologicamente mediado (Tatur et al., 1993). O baixo grau de litificação das rochas colabora com este processo, devido à sua maior permeabilidade e facilidade de penetração da água. A crioaclastia também favorece as reações químicas, ao promover o aumento da superfície específica dos grãos minerais das rochas.

A sulfurização em Cape Lamb consiste na oxidação do enxofre reduzido presente nos estratos das rochas sedimentares marinhas, principalmente sob a forma de sulfetos de ferro (Dent, 1986), formação de sulfatos e produção de ácido sulfúrico com o enxofre excedente, após exposição ao O₂ atmosférico. Isto é mais uma evidência do forte controle geológico dos solos de Cape Lamb, uma vez que sob condições climáticas que não favoreçam o intemperismo

químico, devido à inexpressividade de água sob a forma líquida, as principais reações de intemperismo da área são conduzidas pela acidez produzida através da própria geoquímica das rochas, mesmo em condições de baixas temperaturas (Borden et al., 2010; Schaefer et al., 2015).

Outra evidência do maior grau de intemperismo dos solos deste grupo é a sua textura mais fina, com predomínio das texturas franco-argilo-arenosa, seguida pela franco-arenosa e franco-siltosa, em consonância com o observado por Moreno-Merino et al (2012) também para solos ácidos sulfatados de Cape Lamb. Assim, como no grupo dos sedimentares-vulcânicos, verifica-se a predominância da fração areia fina, porém, os solos sedimentares-sulfatados tendem a apresentar os maiores valores de argila de Cape Lamb (com média de 20%), evidenciando uma maior destruição dos minerais facilmente intemperizáveis das frações grossas pelo intemperismo, assim como observado por Francelino et al. (2011) e Souza et al. (2014) na Antártica Marítima e no arquipélago James Ross, respectivamente.

Os teores de silte também tendem a ser maiores em relação aos outros grupos. Nestes casos, acredita-se que a fração silte possa também representar uma herança dos siltitos depositados em momentos de menor potencial energético das águas marinhas, como pode ser observado nos perfis P10 e P5. No caso do perfil P10, acredita-se que os altos valores de silte também estejam associados à problemas na dispersão da argila durante a análise textural (ocorrência de pseudo-silte), assim como também apontado por Simas et al. (2008) para solos ácidos sulfatados.

Devido à produção do ácido sulfúrico, ácido de caráter forte com baixo pK, os solos sulfatados tendem a possuir os menores valores de pH de Cape Lamb, com todos apresentando ao menos uma camada com pH inferior a 5. Dois oito perfis deste grupo, seis apresentam ao menos uma camada com pH inferior a 3,5, possibilitando a presença de horizontes sulfúricos e a classificação destes solos na maioria das vezes como “*Sulfuric*” *Haploturbel*. Os solos que apresentaram os menores valores de pH foram o P20, com pH de 2,92 na camada C4 e o P10, com valores de 2,91 e 2,72 nas camadas C3 e C4, respectivamente.

O reduzido pH faz com que os solos sulfatados apresentem as maiores atividades de Al^{3+} , em decorrência do intenso intemperismo dos aluminossilicatos proporcionado pela oxidação e produção do ácido sulfúrico. A destruição dos silicatos e a liberação de Al^{3+} , por sua vez, tende a contribuir ainda mais para o aumento da acidez, devido às reações hidrolíticas de desprotonação das moléculas de H_2O que este cátion induz na solução do solo. A acidez potencial (H+Al) também tende a ser alta, podendo chegar a 25 cmolc.kg, indicando a formação mais expressiva de minerais com cargas variáveis devido ao aumento do intemperismo químico.

Assim como apontado nas análises estatísticas multivariadas, os solos sedimentares sulfatados do setor Leste de Cape Lamb tendem a ser menos ácidos (com pH maior e atividade de Al^{3+} mais baixa) que os solos do setor Oeste da península. Credita-se aqui a presença dos domínios vulcânicos de drifts glaciais no setor Leste (Cap. 2 – 3.3.3. Depósitos de drifts glaciais) como principal causa dessa diferença entre os solos ácidos, através do fornecimento de bases para as partes mais baixas do relevo através da drenagem.

Os solos sedimentares sulfatados também se caracterizam pelos seus valores de ΔpH mais próximos de 0, com média de -0,71. Os perfis 5 e 10 podem ser considerados como possuindo caráter ácrico, uma vez que possuem valores de ΔpH virtualmente nulos nas últimas camadas (-0,07 e -0,06, respectivamente), indicando mínima redução do pH em KCl em relação ao pH H_2O , proximidade do pH com o ponto de carga zero e o acréscimo das cargas positivas devido ao aumento da concentração de óxidos e sulfatos de ferro nestes solos mais intemperizados.

Os teores de Ca, Mg, K e Na tendem a ser menores nos solos deste grupo, seja pela menor presença de minerais 2:1 e/ou pelo aumento da atividade de Al^{3+} no complexo trocável. O solo com os menores teores de bases de Cape Lamb foi o P20, com valor mínimo de soma de bases de 11,77 cmol_c.kg. Apesar da redução da alcalinidade, os solos sulfatados de Cape Lamb ainda tendem a ser eutróficos, assim como também apontado por Souza et al. (2014), por mais que em alguns perfis a saturação de bases tenha reduzido para menos de 60% nas camadas mais ácidas.

O P disponível e o P-rem destes solos também tendem a ser os mais baixos de Cape Lamb, com média de 23,90 mg.kg e 17,90 mg.l, respectivamente, mas podendo chegar a valores inferiores a 5 em ambos os casos. Tais valores muito baixos são evidência clara da alta capacidade de adsorção de fósforo pela presença de hidróxidos de ferro mal cristalinizados e consequentemente muito reativos, formados pelo intemperismo dos sulfetos de ferro, comuns na fração argila de solos sulfatados da Antártica (Francelino et. al., 2011; Souza et al., 2014), com destaque para a ferridrita e a schwetmanita (Fanning e Fanning, 1989). Os maiores teores de Fe-ditionito dos solos sedimentares sulfatados de Cape Lamb (Tab. 5) corroboram esta ideia, assim como também observado por Souza et al. (2014) para os solos ácidos sulfatados de Seymour, embora valores ligeiramente superiores tenham sido encontrados nesta última ilha. Em Cape Lamb, destacam-se os perfis P5 e P10, com valores aproximados de 6 e 5 % de Fe livre em camadas de maior profundidade, respectivamente.

Tabela 5 Teores de Fe livre extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato de amônio em alguns solos representativos de Cape Lamb.

| Perfis | Camadas | % | | |
|---|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------|
| | | Fe ₂ O _{3d} | Fe ₂ O _{3o} | Feo/Fed |
| P1 - Lithic Haplothent/Aridic-Eutric Leptosol | | | | |
| P1 | C1 | 4.13 | 4.00 | 0.97 |
| | C3 | 4.75 | 1.49 | 0.31 |
| P3 - "Sulfuric" Haploturbel/Yermic-Turbic Cryosol | | | | |
| P3 | C1 | 3.98 | 0.95 | 0.24 |
| | C4 | 3.31 | 0.85 | 0.26 |
| P5 - "Sulfuric" Haploturbel/Yermic-Turbic Cryosol | | | | |
| P5 | C1 | 3.55 | 2.22 | 0.63 |
| | C4 | 6.09 | 1.99 | 0.33 |
| P10 - "Sulfuric" Lithic Cryorthent/"Thionic"-Sodic Leptosol | | | | |
| P10 | C1 | 1.35 | 2.27 | 1.68 |
| | C3 | 5.07 | 2.73 | 0.54 |
| P12 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | |
| P12 | C1 | 2.72 | 3.78 | 1.39 |
| | C2 | 2.51 | 3.00 | 1.20 |
| P15 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | |
| P15 | C1 | 1.46 | 3.08 | 2.11 |
| | C2 | 2.39 | 2.80 | 1.17 |
| P27 - Lithic Cryorthent/ Sodic-Skeletal Leptosol | | | | |
| P27 | C1 | 2.69 | 3.26 | 1.21 |

Fe₂O_{3d} = teores de ferro sob a forma de óxidos extraído por ditionito-citrato-bicarbonato.

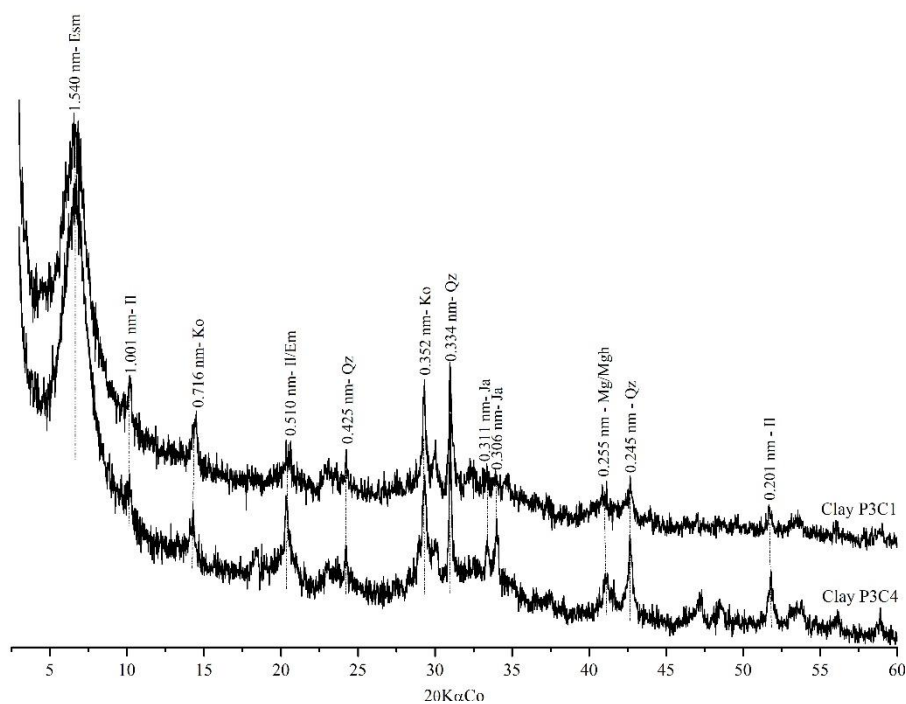
Fe₂O_{3o} = teores de ferro sob a forma de óxidos extraídos por oxalato de amônio.

Verifica-se também que os valores de condutividade elétrica tendem a ser superiores nos solos ácidos sulfatados, sendo comuns valores superiores a 1 dS.m² e ocasionalmente superiores a 2 ou 3 dS.m², com os valores máximos ocorrendo no P10. A maior salinidade nestes solos é atribuída aos sais solúveis formados pelo íon SO₄²⁻, principal ânion componente da drenagem ácida em Cape Lamb (Moreno-Merino, 2012) e em outros sistemas ácidos sulfatados da Antártica (Souza et al., 2012).

Em geral, estes solos tendem a possuir horizontes sulfúricos em profundidade, onde é possível observar a presença de materiais sulfatados segregados sob a forma de veios e lentes, constituindo como mosqueados amarelo-alaranjados fortemente cromados (com cromas variando de 6 a 10) que ocorrem a profundidades de 40 a 80 cm da superfície, modificando bruscamente o comportamento químico dos solos a medida que se aprofunda o perfil. O único perfil ácido que não possui este padrão de cores *in situ* é o P21, que por ser um solo alóctone de planície, tende a receber a drenagem ácida proveniente das partes mais altas, rica nos íons SO₄²⁻ e Al³⁺, sem, no entanto haver a reprecipitação dos sólidos minerais responsáveis pela cor dos solos sulfatados.

Cores alaranjadas fortemente cromadas associadas à oxidação de sulfetos já foram observadas também na Antártica Marítima por Simas et al. (2008), Francelino et al. (2011) e Lopes et al. (2019), e por Souza et al. (2014) no arquipélago James Ross. No entanto, enquanto na Ilha Seymour o material sulfatado ocorre nos horizontes superficiais, devido ao maior contato com o oxigênio livre atmosférico e a manutenção do ambiente redutor nos horizontes subsuperficiais pela cimentação do permafrost, em Vega os produtos da oxidação dos sulfetos tendem a ser mais expressivos em maiores profundidades, necessitando de uma explicação mais adequada.

Souza et al. (2014) chega a atribuir a presença de um dos solos sulfatados com horizontes superficiais alcalinos a um possível recobrimento do solo por material coluvial não oxidado. Aqui, descarta-se essa hipótese, uma vez que descontinuidades litológicas não foram identificadas nos solos sedimentares sulfatados através da relação Ti/Zr. A presença em profundidade dos veios amarelo-alaranjados é atribuída principalmente ao mineral jarosita presente nas camadas subsuperficiais, enquanto são virtualmente ausentes nas camadas superficiais. Isto pode ser verificado através dos difratogramas da fração argila das camadas C1 e C4 do P3 e P5 (Fig. 66). A jarosita pura apresenta coloração amarelo-pálido (Bigham e Nordstrom, 2000), mas em condições de oxidação mais avançada, a precipitação de óxidos de ferro pouco cristalinos de coloração vermelha, como é o caso da ferridrita, tende a favorecer a formação de cores alaranjadas nos solos sulfatados (Tatur et al., 1993), mais próximas das cores observadas em Cape Lamb.



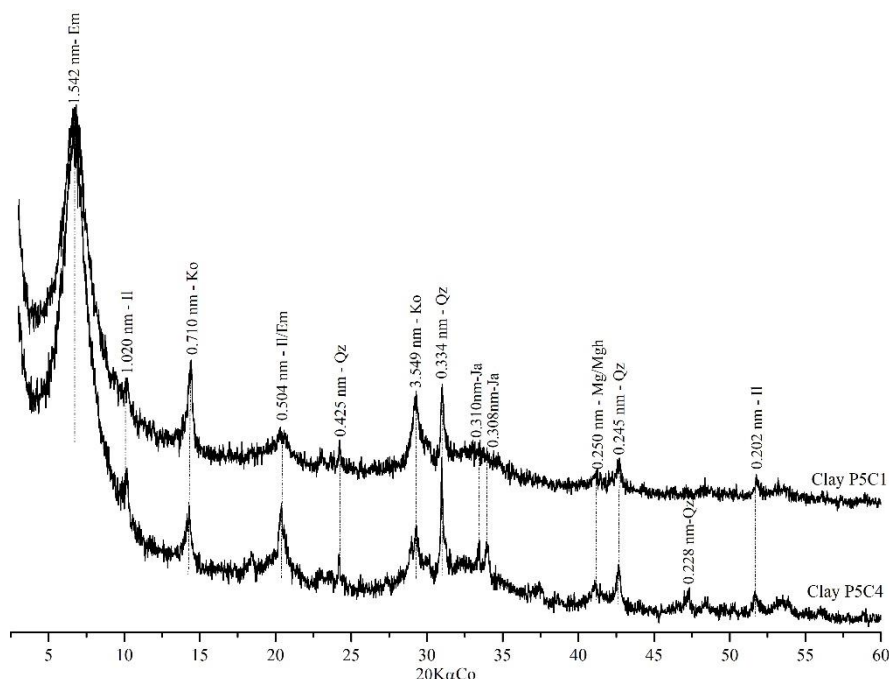


Figura 66 DRX da fração argila das camadas C1 e C4 dos perfis P3 e P5, representativo dos solos sedimentares ácidos sulfatados. Em: esmectitas; Il:ilita; Kt; caulinita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; Mg: magnetita; Mgh: maghemita; Ja: jarosita.

Verifica-se que outras variáveis respondem em profundidade ao processo de sulfurização, representando mudanças abruptas ao longo do perfil. Entre estas, destaca-se o pH (Fig. 67a), com valores medianos próximos a 7 na superfície e chegando a menos de 3 nas maiores profundidades. Individualmente, o P3 é o perfil que apresenta as maiores quedas de pH, que chega a estar em torno de 8 nas duas camadas superficiais e cai para 3,4 nas duas camadas subjacentes, com esta variação ocorrendo em menos de 30 cm no perfil. Os valores de P e P-rem (Fig. 68c;d) também tendem a decrescer em profundidade, devido ao aumento das cargas positivas.

Por sua vez, o Al^{3+} , liberado pelo intemperismo dos filossilicatos, e a acidez potencial (H+Al) (Fig. 67c;d) tendem a aumentar progressivamente em subsuperfície para os solos sedimentares sulfatados, enquanto que nos outros dois grupos tais valores tendem a ser nulos ou virtualmente nulos. O SO_3 estrutural (Fig. 68a), já maior em superfície do que nos outros grupos, também aumenta consideravelmente em profundidade, alcançando valores medianos de 2% da composição mineral dos solos sulfatados, chegando até mesmo a mais de 4% em algumas camadas do P10. Isto também acontece com a CE (Fig. 67b), que por sua vez está altamente correlacionada com o S disponível ($S-SO_4^{2-}$) (Fig. 68b), que em profundidade alcança valores medianos de 670.mg.kg, chegando a 1200 mg.kg no P10. Tais valores são compatíveis com as observações de Moreno-Merino et al. (2012) para ambientes de drenagem ácida em Cape Lamb, com concentrações do íon SO_4^{2-} de até 1480 mg.L nos solos mais ácidos.

Estas mudanças não afetam significativamente as bases, como o Ca^{2+} e o Mg^{2+} (Fig. 69a;b), cujos valores não variam de forma expressiva em profundidade, assim como outras variáveis associadas à basicidade, como SB e CTC. Tais variações também não afetam a textura (Fig. 70;71). Os valores de Na e K (Fig. 69c;d), por sua vez, tendem a aumentar em superfície, o que deve estar associado ao *input* de sais na superfície através do spray marinho e pela evaporação que favorece o transporte de elementos mais solúveis para a superfície através da capilaridade (Tatur et al., 1993).

Tais mecanismos favorecem a salinização, processo pedogenético de ampla ocorrência em ambientes de desertos polares (Bockheim, 1997; Bockheim e Mcleod, 2006). Considera-se aqui salinização como um dos responsáveis pelo aumento do pH superficial dos solos ácidos sulfatados, em conjunto com outros fatores, como a lixiviação do ânion sulfato, recobrimento com material alcalino das partes mais altas e a volatilização contínua do enxofre. A atuação conjunta de tais fatores ao longo do tempo seria a hipótese mais provável de explicação da presença incomum de solos com camadas alcalinas em superfície e de caráter sulfúrico em profundidade. O aumento gradual do pH promoveria a substituição do ânion sulfato por outros ânions de caráter neutralizante, principalmente aqueles ânions associados ao CO_2 , contribuindo para o aumento do pH e produzindo a desestabilização dos minerais sulfatados, o que explica a virtual ausência da jarosita nos horizontes superficiais. Atribui-se, desta forma, uma evolução temporal característica para estes solos, que inclui um momento de oxidação e acidificação completa dos solos a partir do recuo das geleiras e descongelamento do solo após o Último Máximo Glacial, e a alcalinização progressiva das camadas superficiais conduzida pela ativação conjunta ao longo do período interglacial dos processos e mecanismos supracitados.

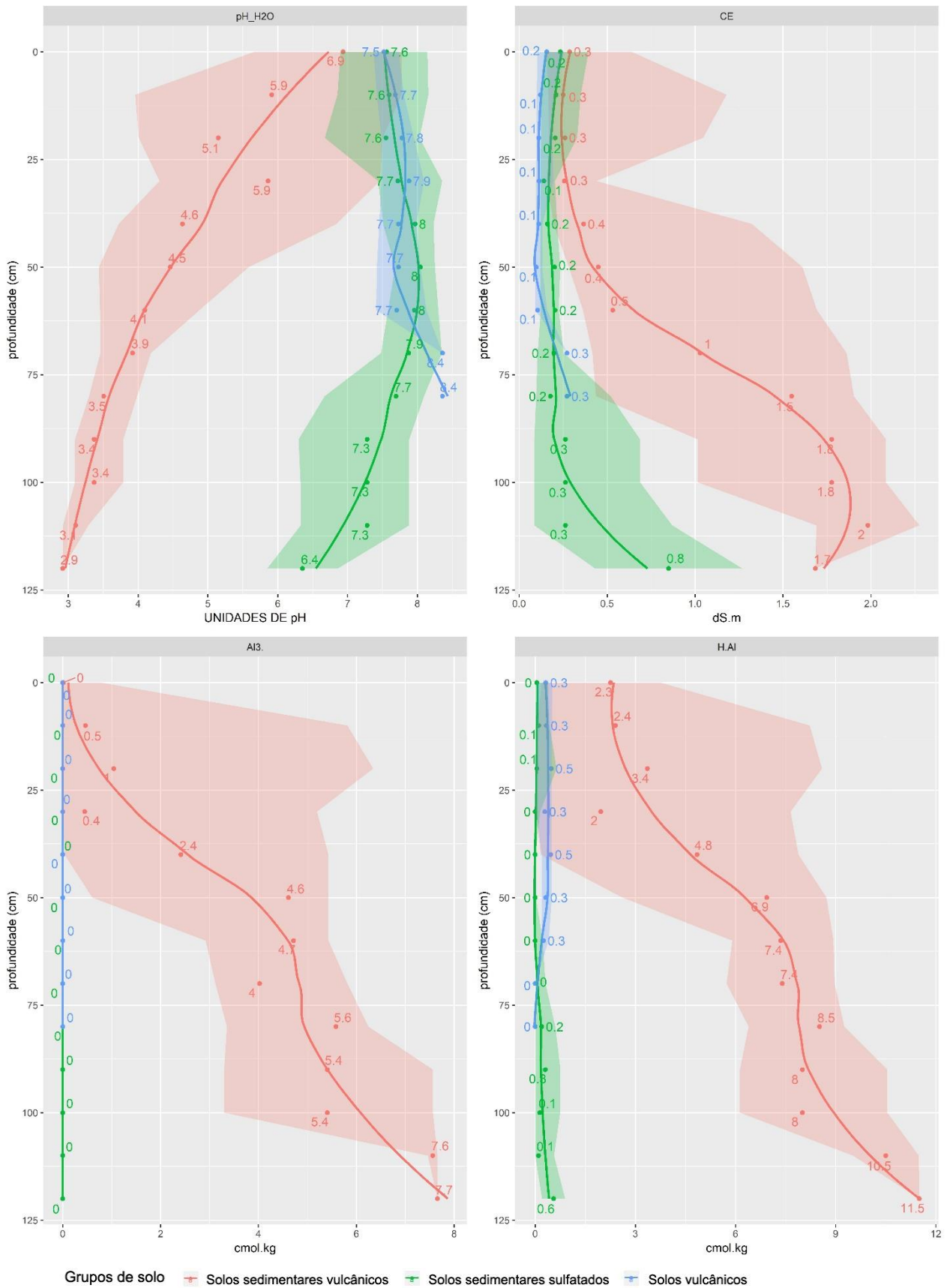


Figura 67 Variação dos valores de pH, CE, Al³⁺ e H+Al em profundidade para os solos de Cape Lamb. As linhas representam a mediana e as hachuras representam o segundo e terceiro quartil.

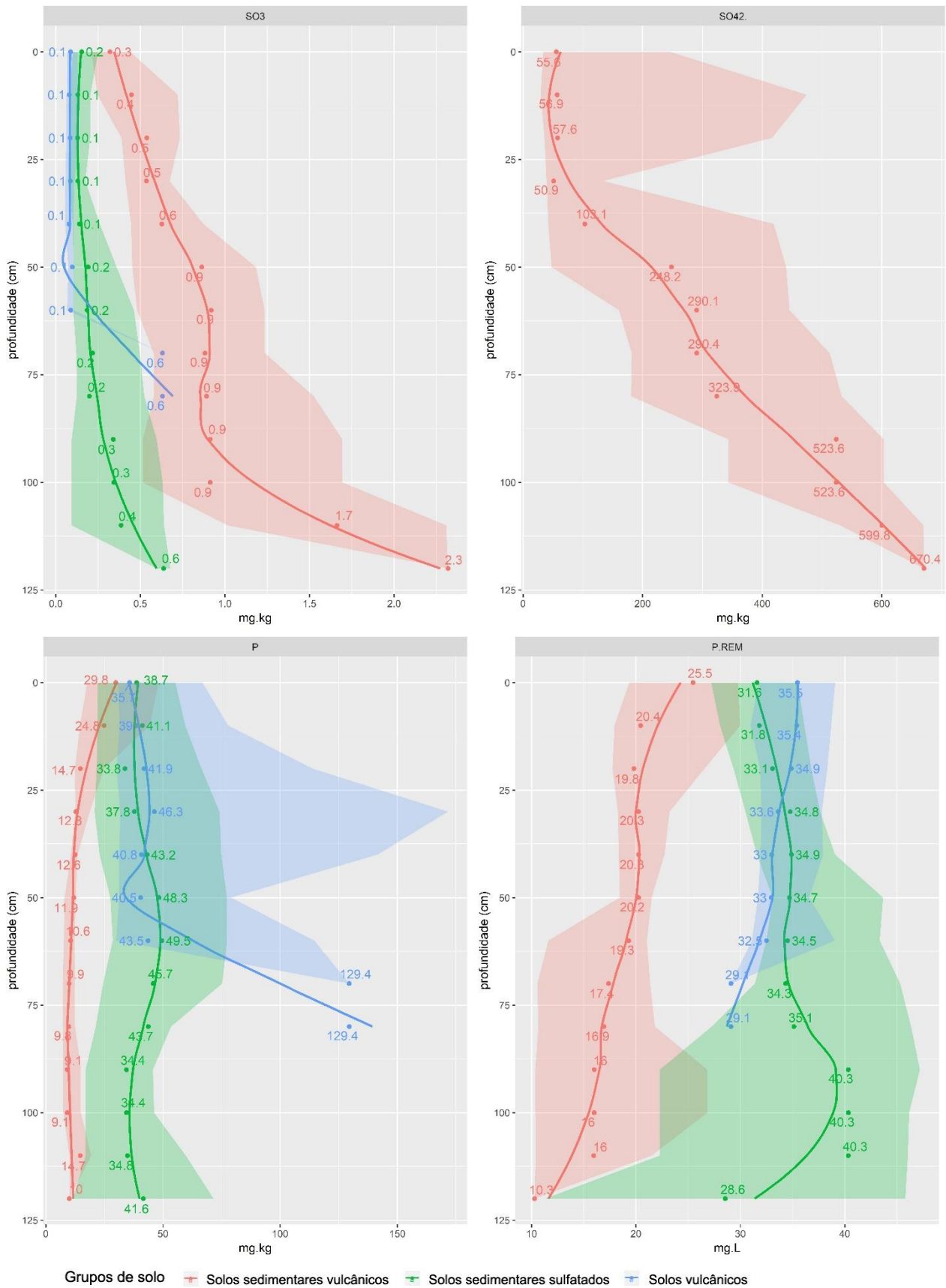


Figura 68 Variação dos valores de SO₃, SO₄²⁻, P disponível e P-Rem em profundidade para os solos de Cape Lamb. As linhas representam a mediana e as hachuras representam o segundo e terceiro quartil.

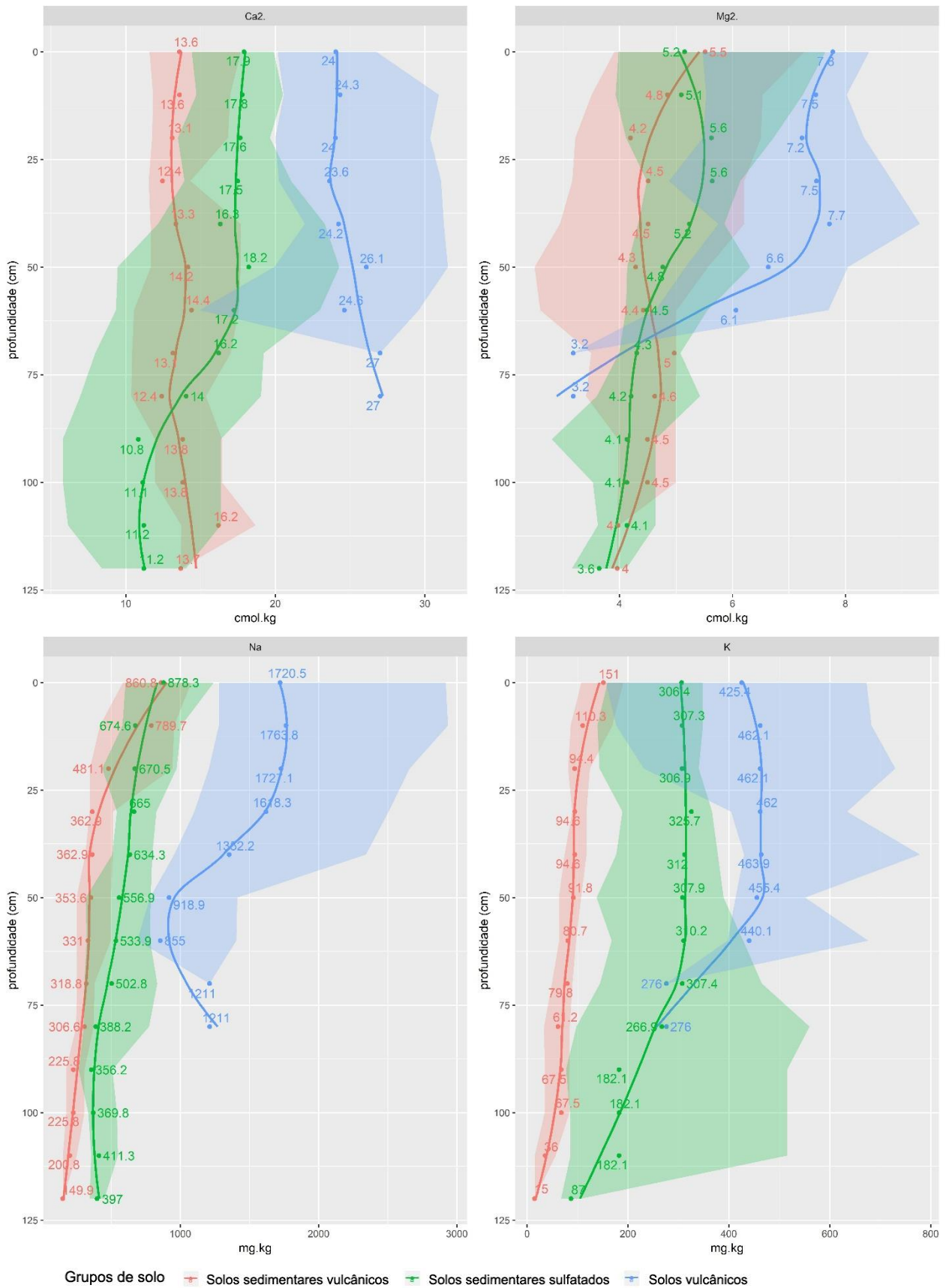
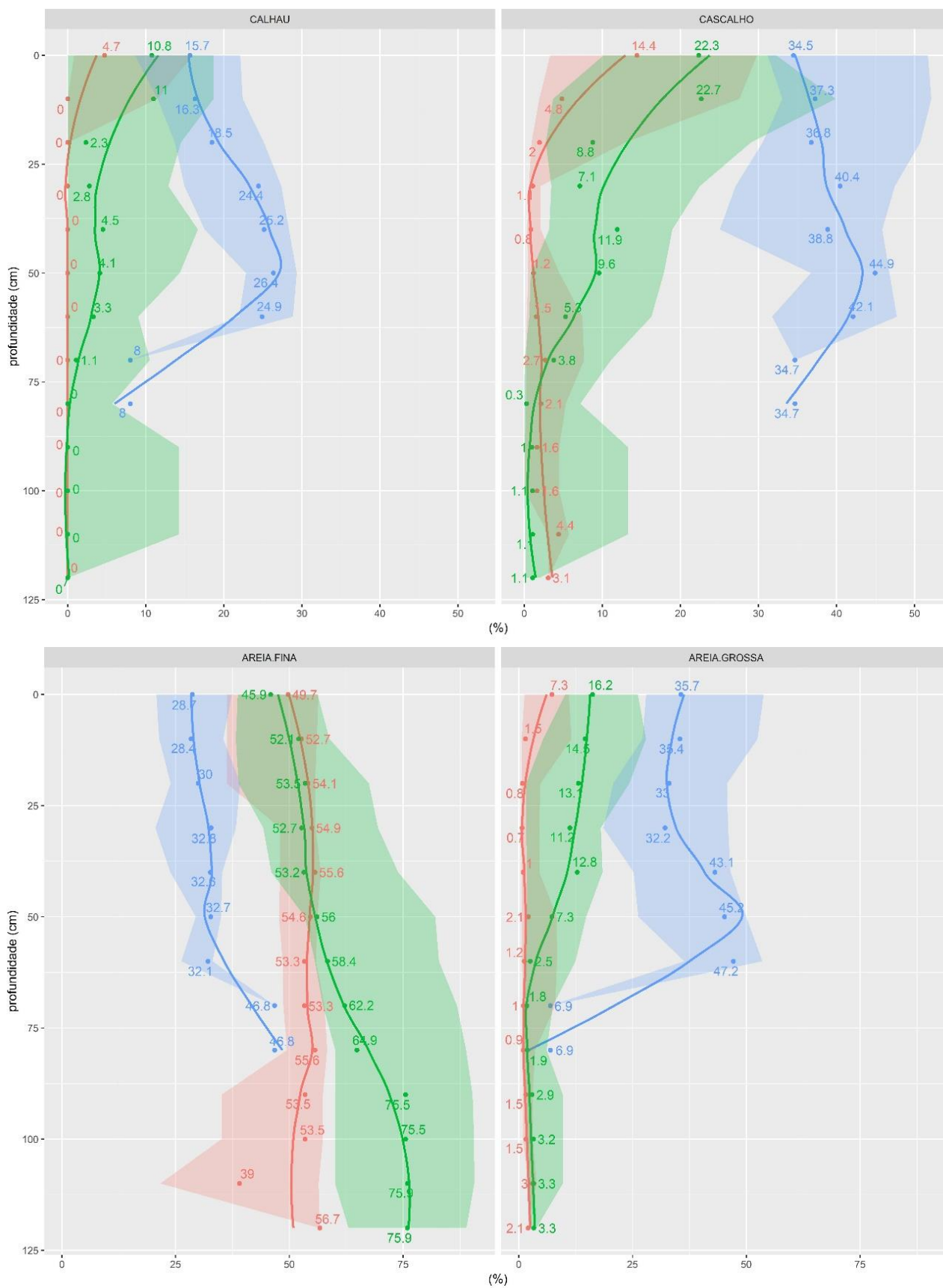


Figura 69 Variação dos valores de Ca²⁺, Mg²⁺, Na e K em profundidade para os solos de Cape Lamb. As linhas representam a mediana e as hachuras representam o segundo e terceiro quartil.



Grupos de solo — Solos sedimentares vulcânicos — Solos sedimentares sulfatados — Solos vulcânicos

Figura 70 Variação dos valores de calhau, cascalho, areia grossa, areia fina em profundidade para os solos de Cape Lamb. As linhas representam a mediana e as hachuras representam o segundo e terceiro quartil.

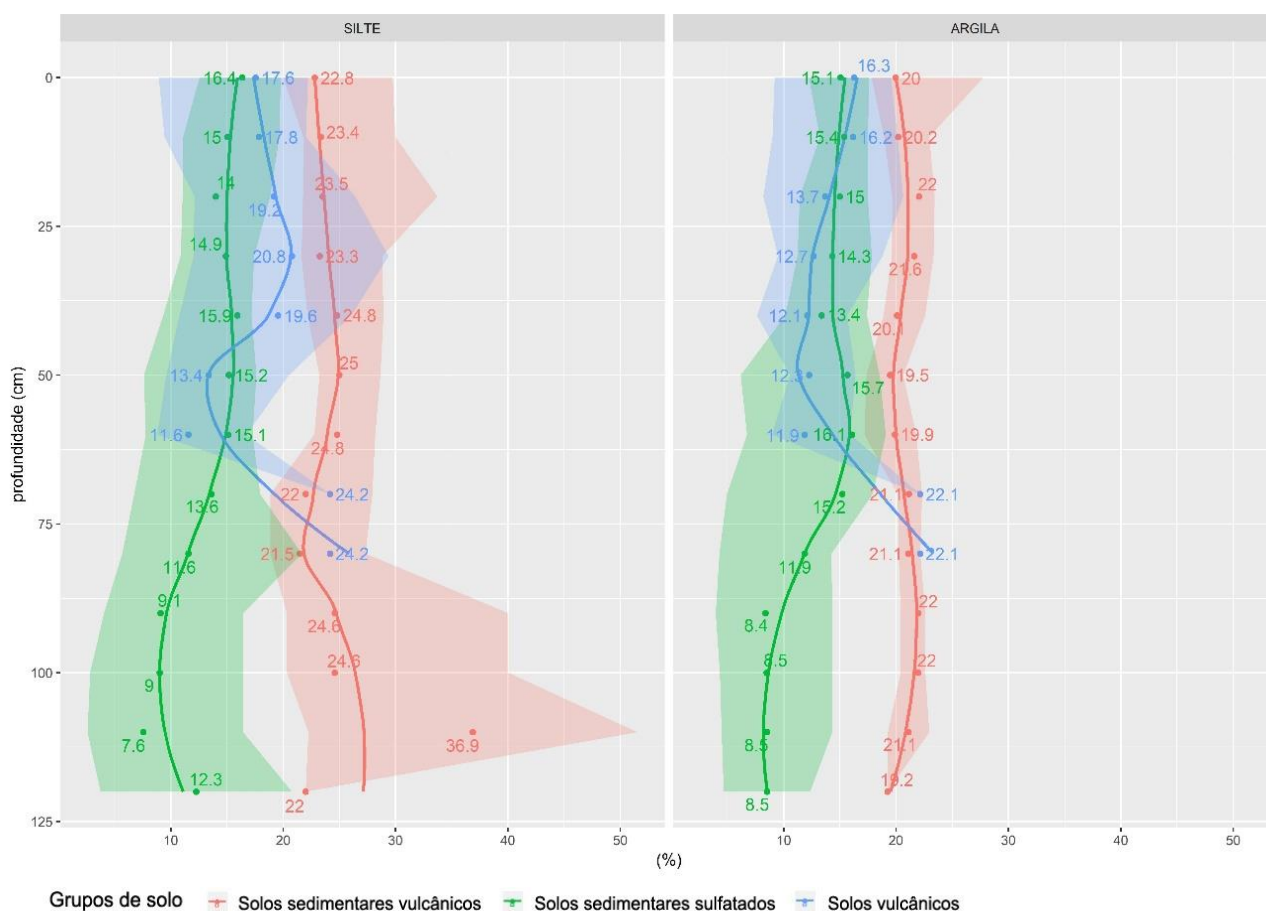


Figura 71 Variação dos valores de silte e argila em profundidade para os solos de Cape Lamb. As linhas representam a mediana e as hachuras representam o segundo e terceiro quartil.

As frações areia fina e areia grossa dos sedimentares sulfatados são compostas principalmente por quartzo (0.334; 0.425; 0.182; 0.245; 0.228), micas (0.101; 0.447; 0.197), plagioclásios (0.318; 0.404; 0.321), feldspato potássico (0.324; 0.330; 0.375), piroxênios (0.299; 0.292), anfibólios (0.272; 0.311) e apatita (0.281; 0.345). Na fração cascalho do P10, também observa-se a presença de calcita (0.303; 0.187; 0.228; 0.191; 0.309; 0.385; 0.249), sendo que assim como acontece no P1, tal mineral é responsável pela cimentação do material de origem (siltito), contribuindo para a formação de um solo mais raso e menos alterado pela crioclastia (Fig. 72).

O quartzo é o mineral predominante nos arenitos dos Membros Herbert Sound e Cape Lamb (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), seguido pelos plagioclásios e feldspatos potássicos, com predomínio de uma razão de 2,5 em relação à estes minerais (Pirrie, 1991). A dominância do quartzo na fração areia, que por sua vez, também é a fração textural dominante, explica os maiores teores de SiO₂, com valores médios de 48%, na terra fina dos solos deste grupo. Os maiores valores de K₂O em relação a CaO e MgO podem ser explicados pela

abundância de feldspatos potássicos e micas nos solos provenientes das rochas sedimentares, o que não corresponde, no entanto, a uma maior atividade de K^+ no completo trocável, devido à maior solubilidade deste cátion e a maior preferencialidade de troca das bases bivalentes, principalmente o Ca^{2+} .

Os piroxênios e os anfibólios são mais comuns na fração areia do P10, cuja origem são os siltitos pertencentes ao Membro Sandwich Bluff (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb). Nesta unidade sedimentar os fragmentos líticos vulcânicos são mais comuns uma vez que sua origem está associada às rochas do Grupo Vulcânico Península Antártica (Pirrie, 1991). Os Membros Herbert Sound e Cape Lamb, por sua vez, são provenientes principalmente das rochas metassedimentares do Grupo Península Trinity, cuja principal contribuição são o quartzo, micas e feldspatos (Pirrie, 1991).

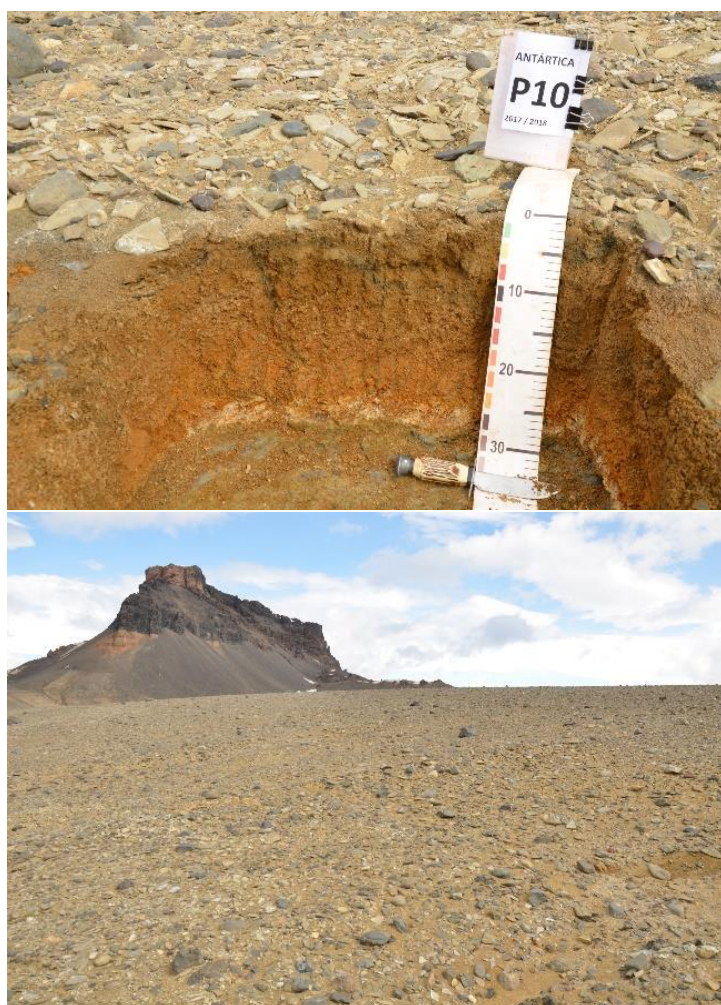


Figura 72 Acima perfil do solo P10, desenvolvido sobre siltito litificado. Pode observar-se os tons fortemente alaranjados nas camadas inferiores, proporcionados pela presença de jarosita. Abaixo, ambiente de formação (plataforma de crioclastia) formado sobre a unidade sedimentar Sandwich Bluff, nas partes altas de Cape Lamb.

A fração silte é composta predominantemente por quartzo (0.334; 0.425; 0.182; 0.245; 0.228), ilita (0.100; 0.448; 0.197), plagioclásio (0.318; 0.404) e feldspato potássico (0.323; 0.375; 0.365). Já a fração argila (Fig. 73) é composta por esmectitas (0.154; 0.505); caulinita (0.716; 0.354) ilita (0.100; 0.447; 0.197); quartzo (0.334; 0.425; 0.181), plagioclásio (0.317;

0.321; 0.375), feldspato potássico (0.323; 0.345), heulandita (0.890; 0.790; 0.388) e clinoptilolita (0.895; 0.397), além de minerais sulfatados. Assim como nos solos vulcânicos-sedimentares, os tratamentos químicos comprovaram o predomínio das esmectitas em relação à vermiculita, principalmente com a intensificação e expansão do pico do mineral 2.1 em questão para 1.900 nm.

As zeólitas heulandita e clinoptilolita foram identificadas anteriormente na fração argila de sedimentos do Membro Sandwich Bluff (Pirrie et al., 1991), e podem estar associadas à uma contribuição vulcânica posterior ao evento de sedimentação. Entre os sulfatos, pode-se citar a jarosita (0.307; 0.311; 0.510), gipsita (0.675; 0.660; 0.284), alunita (0.297; 0.464), além de traços de schwertmanita (0.256). Também foram identificados traços de pirita (0.272). A desferrificação com DCB comprovou a presença dos sulfatos de ferro, através da remoção dos picos destes minerais, ao contrário dos sulfatos de alumínio, que embora com picos menos intensos, em geral permaneceram após o tratamento.

Observa-se aqui também a presença de minerais primários nas frações finas dos solo (silte e argila), produtos da crioclastia. No entanto, no P10, verifica-se que ao invés do quartzo, os principais minerais primários presentes na fração argila deste solo são os plagioclásios, uma vez que nas rochas do Membro Sandwich Bluff os feldspatos e plagioclásios tendem a ser mais abundantes (Pirrie et al., 1991). A presença de plagioclásios e feldspatos na fração argila de solos ácidos sulfatados também foi observada por Lopes et al. (2014), indicando que mesmo sob condições de pH ácido, minerais primários facilmente intemperizáveis podem ser observados na argila devido ao intenso intemperismo físico nas condições periglaciais atuais da Antártica (Simas et al., 2006; Moura et al., 2012).

O P10 é o solo que possui as maiores evidências mineralógicas e químicas do processo de sulfurização, possuindo os principais sulfatos de ferro, alumínio e cálcio de Cape Lamb (Fig. 73). Pode ser considerado o “perfil dos extremos”, possuindo as características de acidez mais expressivas da área de estudo, com os menores valores de pH, P e P-rem e os valores máximos de Al^{3+} , H+Al, CE, SO_3 e SO_4^{2-} . No entanto, o grande aporte de plagioclásios, zeólitas e de ferromagnesianos (líticos vulcânicos), também possibilita altos valores de Ca^{2+} , Na^{2+} e SB neste solo, conferindo-lhe características básicas discrepantes à sua acidez pronunciada, e caracterizando-o como um *outlier* natural nas análises de estatística multivariada.

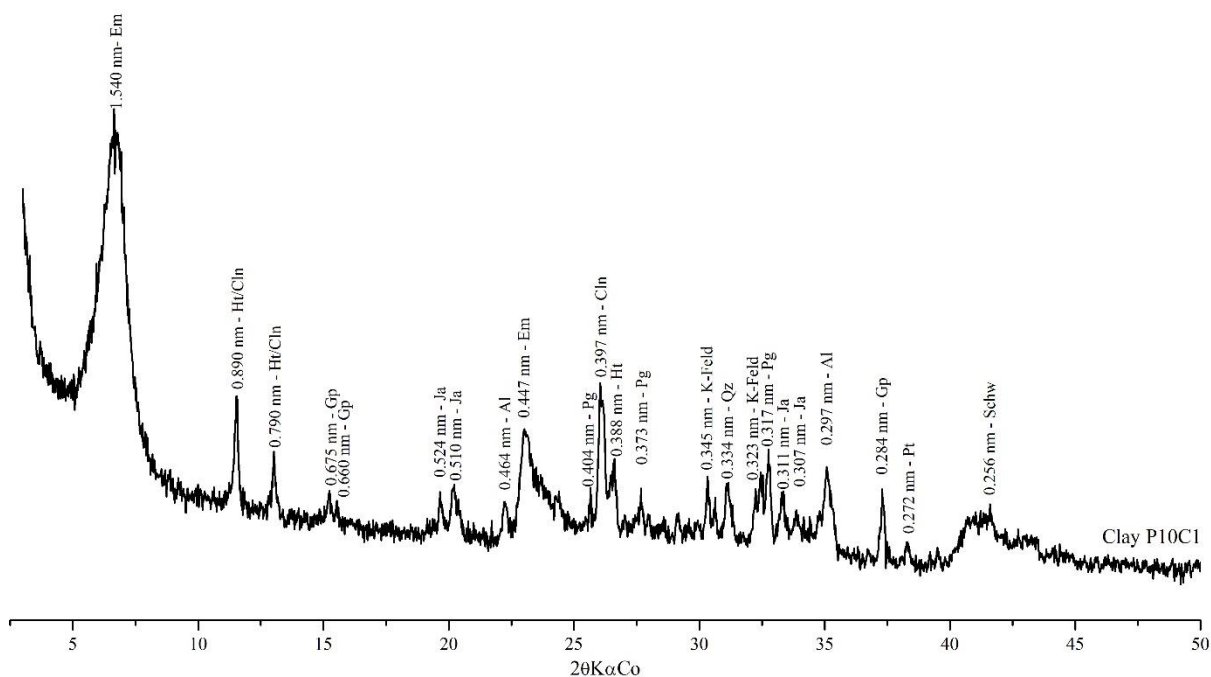


Figura 73 DRX da fração argila do P10. Em: esmectitas; Ht: heulandita; Cln: clinoptilolita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; K-Feld: feldspato-K; Ja: jarosita; Gp: gipsita; Al: alunita; Pt: pirita; Schw: Schwertmanita. DRX de referência dos solos sedimentares sulfatados.

A acidez gerada pela sulfurização, associada a uma fraca lixiviação, favorece a disponibilidade de bases através do intemperismo dos minerais primários, que é mantida através da precipitação de gipsita, anidrita (proveniente da desidratação da gipsita) e natrojarosita. Por sua vez, a alta afinidade entre o Al^{3+} e o SO_4^{2-} proporciona a formação de hidroxissulfatos de alumínio mais estáveis que os hidroxissulfatos de cálcio e sódio, diminuindo a atividade do Al^{3+} e a sua competitividade nos sítios de troca, o que explica os menores valores de Al^{3+} em relação ao Ca^{2+} mesmo em condições extremas de pH inferior a 3. De acordo com Pereira et al. (2013), a própria presença de plagioclásios e feldspatos-K na fração argila é um indicativo das menores taxas de lixiviação, o que contribui para a manutenção dos equilíbrios termodinâmicos dos cátions básicos.

Os traços de pirita identificados por DRX comprovam a ideia deste mineral como principal fonte dos sulfatos identificados em Cape Lamb, assim como observado também por Souza et al. (2014) e Lopes et al. (2014) para outras regiões da Antártica. Sua presença residual em horizontes oxidados é indicativo da provável presença de microbolsões onde as condições redutoras ainda são mantidas. A origem das piritas identificadas atualmente em Cape Lamb remetem à deposição marinha rasa e anóxica durante o Cretáceo, nas fases iniciais do Mar de Weddell, em meio a sedimentos ricos em matéria orgânica, e com intensa atividade microbiológica redutora do SO_4^{2-} marinho e do Fe proveniente do intemperismo das rochas da Península Antártica (Pirrie, 1994).

A partir de experimentos conduzidos com solos da ilha Seymour, de condições climáticas e geológicas semelhantes à Vega, Tatur et al. (1993) concluíram que a oxidação da pirita tende a ser biologicamente mediada por bactérias quimioautotróficas, com destaque para as *Thiobacillus ferrooxidans*, oxidantes tanto do S como Fe (Olson, 1991), o que evidencia que mesmo sob condições extremas de frio e aridez, com baixo estoque de carbono nos solos, a ação microbiológica é ativa.

Estas bactérias produzem enzimas que catalisam as reações de oxidação do S e do Fe da pirita usando a energia liberada para os processos de transformação do carbono inorgânico (CO₂) em material celular (Olson, 1991). De acordo com Nordstrom e Alpers (1999), o intemperismo da pirita tende a se iniciar em pH mais alto através da ação da água e do oxigênio, mas a medida que o pH é reduzido para abaixo de 4, a oxidação passa a ser controlada pela atividade microbiótica, com as taxas de velocidade da oxidação do Fe aumentando consideravelmente pela ação das bactérias catalisadoras (Singer e Stumm, 1970). A oxidação do S através da ação do próprio Fe³⁺ liberado pela ação biológica, por sua vez, também é um fator crucial de aceleração do intemperismo da pirita nestas baixas condições de pH (Bigham e Nordstrom, 2000).

Os principais hidroxissulfatos de Fe provenientes da oxidação da pirita foram a jarosita e a schwertmanita, esta última de pouca cristalinidade e raramente identificada por DRX (Bigham e Nordstrom, 2000), também sendo observada a presença da natrojarosita, condizente com os altos teores de Na do P10 (3208 mg.kg na camada C3). Jarosita e natrojarosita pedogênicas formam soluções sólidas de série contínua no sentido K→Na, com domínio da primeira devido à sua maior cinética de formação e menor taxa de solubilidade, além do predomínio do íon K na estrutura devido ao seu maior raio iônico (Öborn e Bergreen, 1995). A alunita, por sua vez, é um hidroxissulfato análogo à jarosita, porém com Al substituindo o Fe, formado em condições de contato das soluções ácidas com soluções tamponadas com carbonato que apresentam pH > 5 (Nordstrom e Bigham, 2000).

3.2.3. Solos vulcânicos

Este grupo engloba os solos P9, P11, P12, P13, P16, P17, P25, P27, P28 e P29, e inclui principalmente os *Entisols* de Cape Lamb que se localizam nos domínios vulcânicos da península. As únicas exceções são os dois *Gelisols* de camadas glácicas (P11 e P25) localizados nas morainas holocênicas. O solo sedimentar P9 foi enquadrado neste grupo devido à sua extrema alcalinidade, associada ao material de origem rico (siltito) do Membro sedimentar

Sandwich Bluff (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb), porém sem a presença do material sulfatado como encontrado no P10. Acredita-se também que tal solo possa ter recebido contribuição de tufos vulcânicos devido à proximidade com domínios vulcânicos piroclásticos de Cape Lamb (Cap. 1 – Geologia de Cape Lamb)

Os solos deste grupo possuem características semelhantes à outros solos coletados sobre materiais de origem basálticos, principalmente na Antártica Marítima (Simas et al., 2008; Francelino et al., 2011; Moura et al., 2012; Michel et al. 2014), tais como pouca profundidade, contato lítico ou lítico fragmentário, caráter esquelético, estrutura majoritária em grãos simples devido à textura arenosa e pouca diferenciação entre horizontes. Isto mostra que mesmo com condições climáticas distintas, os solos vulcânicos da região da Península Antártica (arquipélago James Ross) e da Antártica Marítima tendem a compartilhar características semelhantes devido à sua alta dependência do material de origem.

Seus solos tendem a ser básicos, em sua grande maioria apresentando pH superior a 7. São os mais ricos quimicamente de Cape Lamb (eutróficos com saturação de bases de 99%), sendo os solos que apresentam a maior soma de bases, com destaque para o Ca^{2+} , que chega a valores extremos de 56 $\text{cmol}_c.\text{kg}$ no P11. Quase todos os perfis possuem teores de Ca^{2+} no complexo trocável superiores a 20 $\text{cmol}_c.\text{kg}$, sendo a única exceção o P15.

A riqueza química dos solos vulcânicos está associada a um conjunto de fatores, sendo que o principal é a reserva de bases fornecida pelos materiais de origem olivina-basálticos e hialoclásticos das formações Sandwich Bluff e Cape Well-Met, do Grupo Vulcânico James Ross (Cap.1 – Geologia de Cape Lamb). Além disto, a própria condição climática semiárida do arquipélago James Ross favorece a manutenção destas bases no complexo trocável, uma vez que a lixiviação é limitada pela ausência de água líquida na maior parte do ano, e o intemperismo químico é inexpressivo, mantendo os minerais primários facilmente intemperizáveis como imediatos repositores de bases na solução. Por fim, a condição de pH acima de 5,5 mantém a atividade de alumínio neutralizada (saturação por alumínio igual a 0), impossibilitando a competição deste elemento no complexo trocável.

O $\text{H}+\text{Al}$ também tende a ser baixo, não excedendo 0,6 $\text{cmol}_c.\text{kg}$, o que pode ser explicado por uma série de fatores, como: inexpressiva capacidade tampão associada à baixos teores de argila e matéria orgânica, pH alcalino na maioria das vezes (superior a 7) e pequena contribuição de cargas variáveis (dependentes de pH).

Diferentemente do que ocorre nos outros dois grupos, onde o Mg^{2+} é a segunda base trocável mais importante, o Na^+ tende a ser o segundo cátion mais presente no complexo trocável, condicionando altos valores de saturação de sódio e a presença do caráter sódico na

maioria dos solos deste grupo. Os perfis vulcânicos associados à Formação Cape Well-Met (Cap.1 – Geologia de Cape Lamb) ganham destaque neste quesito por todos os seus exemplares (P15, P16 e P17) possuírem teores de Na^+ superiores a 2.000 mg.kg, o que corresponde a mais de 9,5 cmol_c.kg, evidenciando a grande presença de minerais primários sódicos nos solos originados desta formação geológica.

Entre eles, o P15 é o que apresenta a maior saturação por sódio, chegando a 40% do complexo trocável. Entretanto, o caráter sódico dos solos vulcânicos de Cape Lamb, não é acompanhado pelo caráter salino, uma vez que apresentam os menores valores de condutividade elétrica da península. Isto pode estar relacionado à intensa drenagem condicionada pelo relevo montanhoso, como já discutido anteriormente.

Os valores de CTC também tendem a ser altos, devido à já comentada riqueza de bases provenientes dos materiais de origem vulcânicos. A CTC total tende a ser pouco maior que a CTC efetiva (refletindo valores de H^+ que em geral não ultrapassam 0,5 cmol_c.kg), o que em conjunto com os valores de H+Al próximos de 0, é indicativo da predominância na fração argila de argilas 2:1 com cargas permanentes (Francelino et al., 2011; Delpupo et al., 2017).

Com referência à capacidade de troca catiônica, é interessante registrar os perfis P11 e P17, que apesar de representarem dois dos perfis com maiores valores de CTC deste grupo (com valores médios de 63,74 cmol_c.kg e 50,29 cmol_c.kg, respectivamente), apresentam teores de argila em torno de apenas 5%. Esta é uma tendência geral deste grupo: alta CTC associada a baixos teores de argila, o que evidencia a importância das argilas 2:1 de alta atividade (Ta) na composição dos solos. Valores extremamente altos de atividade de argila encontrados comprovam esta afirmação.

Em relação à textura, observa-se predominância da classe franco-arenosa, também tendo destaque as texturas areia franca e franco-argilo-arenosa. No entanto, uma notável diferença dos solos vulcânicos para os outros dois grupos é a predominância da areia grossa entre as frações do solo (Moura et al. 2012; Michel et al., 2014), principalmente nos solos P11, P15 e P17, onde a areia grossa corresponde a mais de 50% da terra fina.

Em consonância, os teores das frações grosseiras cascalho e calhau também são maiores. A grande expressividade destas frações, associadas à pequena profundidade (nenhum ultrapassa 100 cm) e à eutrofia química dos *Entisols* vulcânicos, confere aos solos deste grupo o caráter de solos mais jovens ou pedogeneticamente menos desenvolvidos de Cape Lamb, o que tem correlação direta com o material de origem vulcânico mais resistente.

Os teores de argila+silde, por sua vez, são menores do que aqueles identificados em solos originados de basaltos na Antártica Marítima (Simas et al., 2008; Michel et al., 2014),

evidenciando que apesar do mesmo material de origem, os solos vulcânicos desta região da Antártica tendem a ser mais intemperizados devido ao clima mais úmido e temperaturas mais altas. A única exceção é o P13, que apresenta na TFSA 40% de argila+silte, devido ao fato de ter sido coletado sobre material mais fino segregado em terreno de solos estriados, como efeito dos processos de crioturbação e solifluxão.

As frações areia fina e areia grossa (Fig. 74) dos solos são dominadas por plagioclásios (0.318; 0.321; 0.404; 0.390) feldspato potássico (0.323; 0.375; 0.364), quartzo (0.334; 0.425; 0.181; 0.228), magnetita (0.252; 0.295; 0.292), piroxênios (0.303; 0.299), anfibólios (0.313; 0.271), olivina (0.247; 0.245; 0.288; 0.387), apatita (0.280; 0.345; 0.184) e zeólitas. A fração cascalho possui composição mineralógica similar. Entre as zeólitas, destacam-se a natrolita (0.554; 0.560; 0.650) e a chabazita (0.938; 0.433; 0.501), com a primeira sendo mais comum em solos provenientes de rochas basálticas, como é o caso do P15 (Fig. 75) e a segunda mais comum nos solos de brechas hialoclásticas, associadas à processos de palagonitização (Cap. 1 – 2.3 Geologia de Cape Lamb).

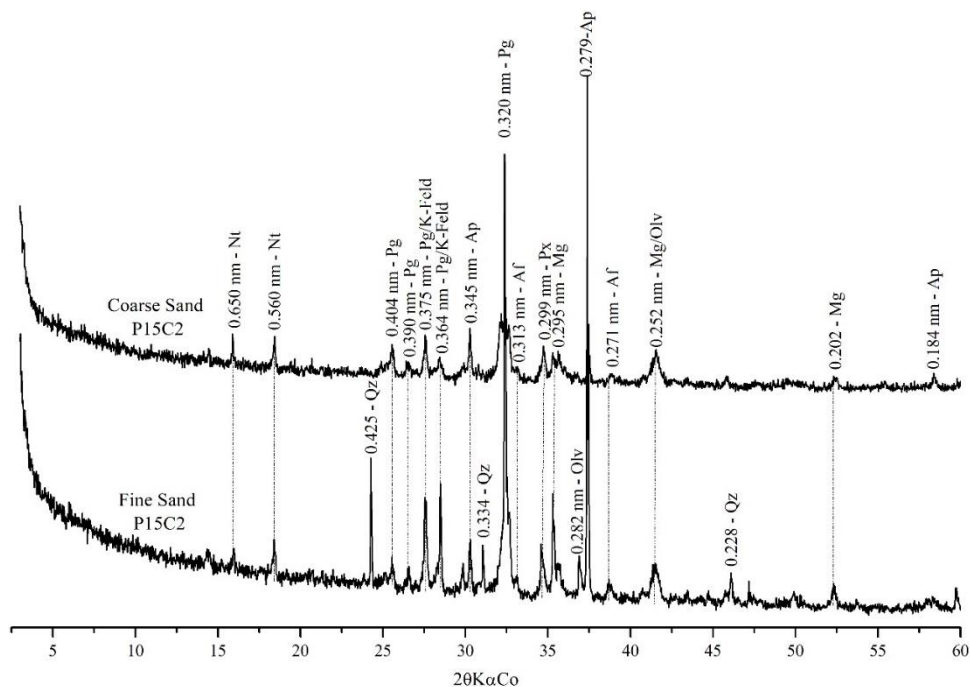


Figura 74 DRX das frações areia grossa e areia fina do solo vulcânico P15. Nt: natrolita; Pg: plagioclásios; K-Feld: feldspatos potássicos; Ap: apatita; Af: anfibólios; Px: piroxênios; Mg: magnetita; Olv: olivina; Qz: quartzo.

As zeólitas, também evidenciadas pela presença da heulandita e da clinoptilolita no perfil sedimentar sulfatado P10, são importantes componentes mineralógicos das rochas do Grupo Vulcânico James Ross (Nelson, 1975). Zeólitas são minerais comuns associados ao hidrotermalismo de erupções subglaciais (Smelie et al., 2008), o que explica a sua

expressividade nas rochas vulcânicas de Cape Lamb. Zeólitas também já foram identificadas por Navas et al. (2008) em solos originados do intemperismo *in situ* de rochas vulcânicas na Ilha Livingston, Antártica Marítima.

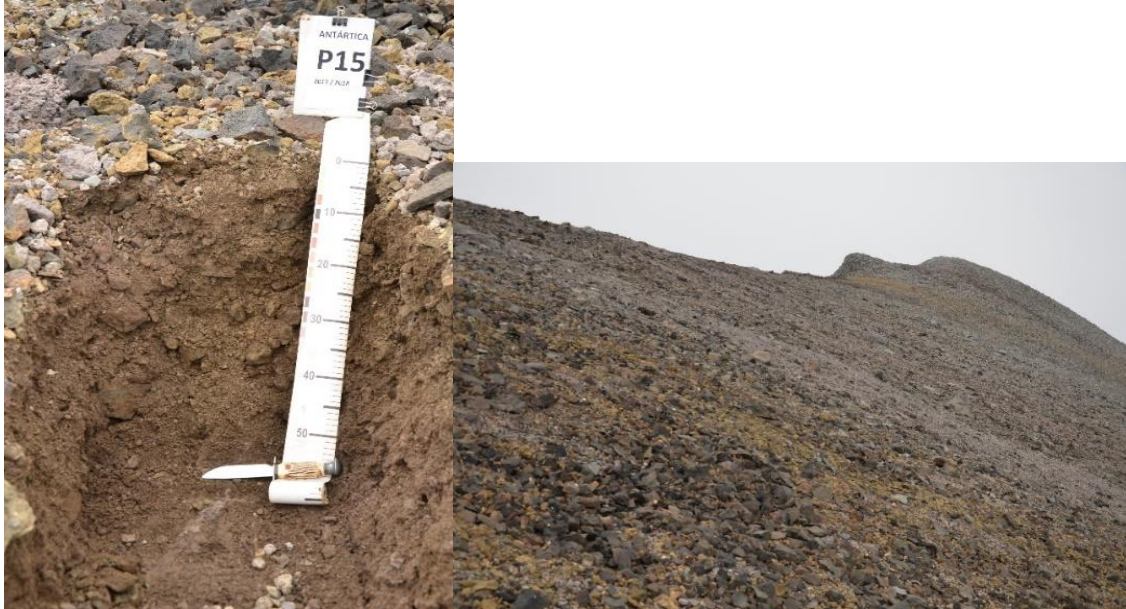


Figura 75 À esquerda, perfil de solo P15 desenvolvido sobre basalto do pico vulcânico da Formação Well-Mett, caracterizando-se principalmente pela sua riqueza em minerais ferromagnesianos, apatita e zeólitas.

A expressiva participação da apatita nas frações areia corrobora com os altos valores de P_2O_5 e CaO identificados nos solos vulcânicos. Em particular isto pode ser observado no P15, perfil com os maiores valores de P_2O_5 (cerca de 0,45%) e P disponível de Cape Lamb (cerca de 180 mg.kg). Apesar dos teores de CaO também serem altos, isto não é refletido no complexo trocável deste solo em específico, onde o principal cátion presente é o Na^+ , cujos teores podem chegar a 2345 mg.kg, ou 11 cmolc.kg, o que é condizente com a natureza alcalina das rochas do Grupo Vulcânico James Ross e com a presença da natrolita como principal zeólita neste solo. Por sua vez, a participação de minerais ferromagnesianos, como a magnetita, olivina, piroxênios e anfibólios na fração areia é condizente com os altos valores de Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e MnO obtidos por FRX, com destaque para a presença do Fe^{2+} na estrutura destes minerais, o que pode ser observado através dos mapeamentos microquímicos de calhaus de basalto (Fig. 76).

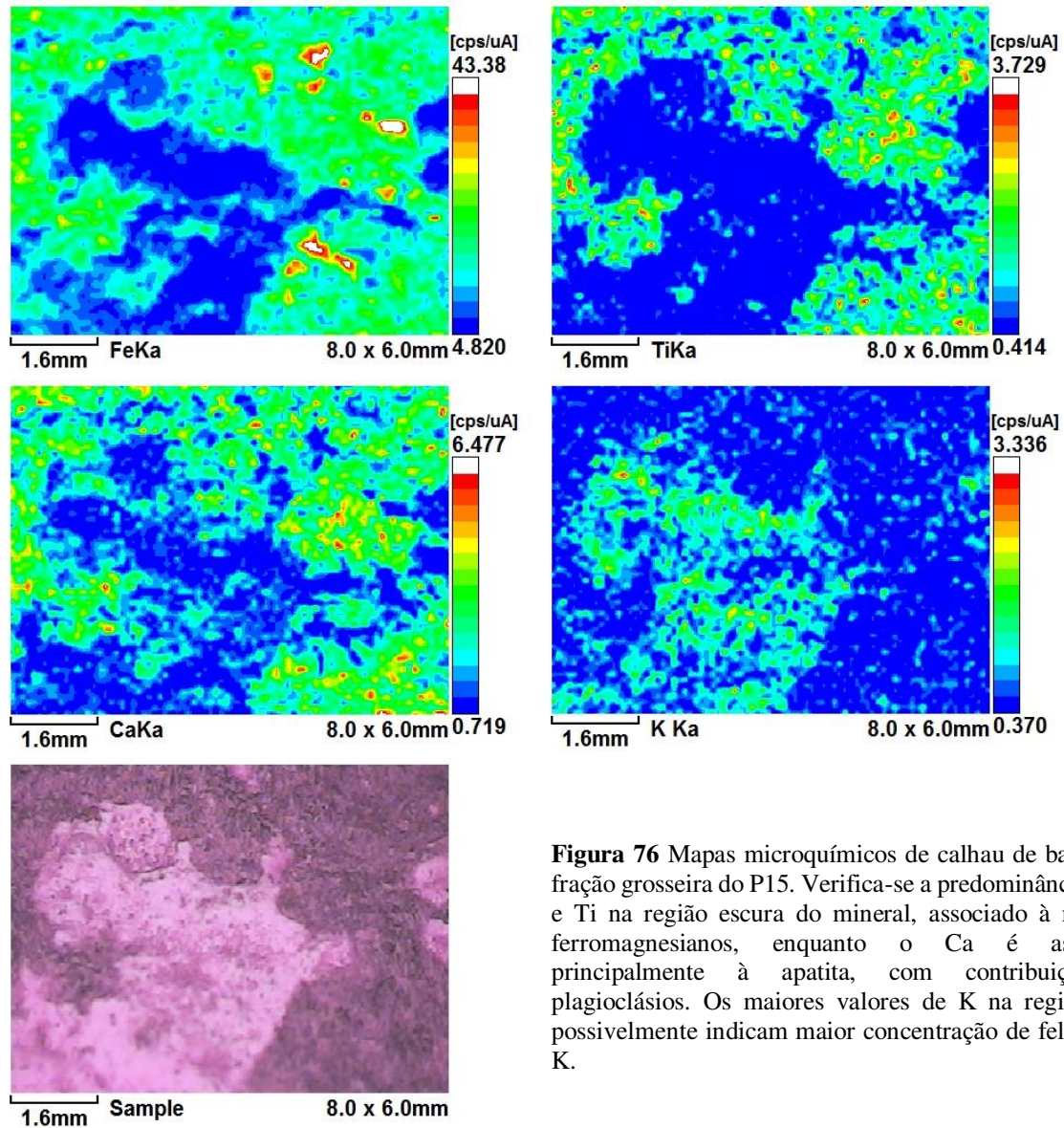


Figura 76 Mapas microquímicos de calhau de basalto da fração grosseira do P15. Verifica-se a predominância do Fe e Ti na região escura do mineral, associado à minerais ferromagnesianos, enquanto o Ca é associado principalmente à apatita, com contribuição de plagioclásios. Os maiores valores de K na região clara possivelmente indicam maior concentração de feldspatos-K.

A fração silte é dominada por quartzo (0.334; 0.425; 0.181; 0.245; 0.212; 0.228), plagioclásios (0.321; 0.319; 0.404; 0.388), feldspatos (0,323; 0.375; 0.365), ilita (1.02; 2.04), magnetita/maghemita (0.253; 0.294); olivinas (0.247; 0.245), anfibólios (0.269; 0.313), piroxênios (0.300), apatita (0.284; 0.345), chabazita (0.930; 0.432; 0.500) e natrolita (0.554; 0.560). A fração argila (Fig. 77), por sua vez, é composta por esmectitas (1.530; 0.500), quartzo (0.334), magnetita/maghemita (0.255; 0.204) e traços de anfibólios (0.313) e piroxênios (0.302).

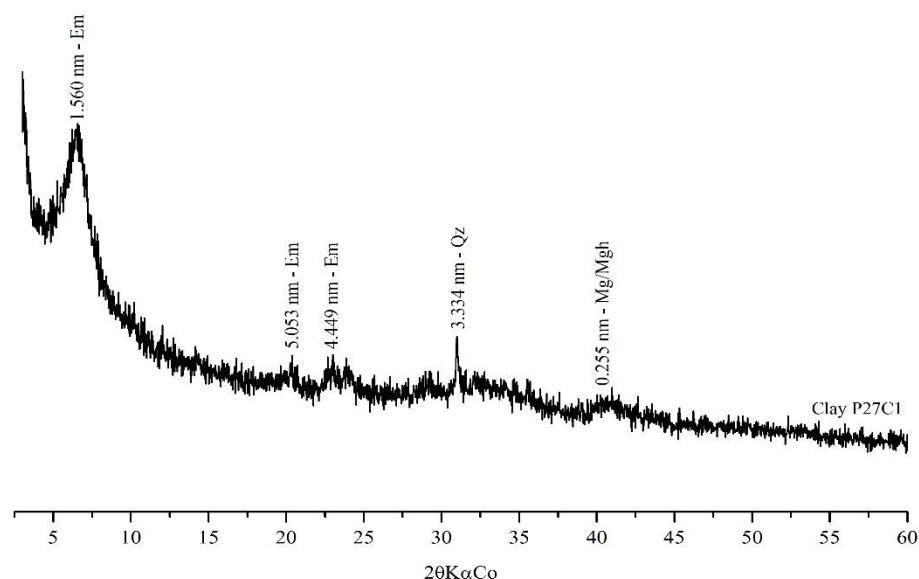


Figura 77 DRX da fração argila do solo vulcânico P27. Esm: esmectitas; Qz: quartzo; Mg: magnetita; Mgh: maghemita. DRX de referência dos solos vulcânicos de Cape Lamb.

Apesar da virtual impossibilidade de se discriminar a maghemita e a magnetita através do DRX, considera-se que a magnetita seja o mineral magnético abundante não apenas nas frações areia e silte, mas também na fração argila dos solos vulcânicos. Isto pode ser constatado através da relação dos valores de Fe adquiridos pelos extratores ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato de amônio (Tab. 5). Enquanto nos solos sedimentares, os valores de Fe ditionito em geral foram superiores, nos solos vulcânicos todas as amostras apresentaram valores de Fe-ditionito inferiores ao Fe-oxalato.

Tal situação também foi encontrada por Pereira et al. (2013) e Daher et al. (2018b). De acordo com Daher et al. (2018b), os valores superiores de Fe-oxalato não estão inteiramente associados a óxidos de baixa cristalinidade, mas à presença da magnetita, uma vez que o oxalato possui maior eficiência na dissolução deste mineral do que o ditionito (Walker, 1983). Assim como identificado nos dois grupos anteriores, os tratamentos químicos comprovam a dominância das esmectitas na fração argila dos solos vulcânicos de Cape Lamb, com provável destaque para a montmorilonita. A presença das esmectitas na fração argila tem sua origem possivelmente no intemperismo dos plagioclásios, feldspatos-K e natrolita, ausentes nesta fração.

4. CONCLUSÕES

Os solos de Cape Lamb apresentam grau de pedogênese variável com o material de origem e o clima como principais fatores de formação. Os substratos vulcânicos e sedimentares, condicionam solos com características muito distintas, influenciando nas suas propriedades químicas e físicas, na resistência ao intemperismo e na profundidade dos perfis. Os principais processos pedogenéticos identificados em Cape Lamb foram a crioturbação, sulfurização, salinização e formação de pavimentos desérticos associados à ablação eólica, evidenciando a condição de ambiente de transição do arquipélago James Ross entre a Antártica Marítima e a Antártica Continental. A crioclastia é o principal processo de intemperismo das rochas, o que pode ser observado pela presença de minerais primários na fração argila, como quartzo. A presença de caulinita na fração argila dos solos sedimentares indica um intenso pré-intemperismo durante o Cretáceo, o que evidencia o potencial dos solos de Cape Lamb como importantes registros paleoclimáticos.

Há forte diferenciação nas características químicas, físicas, geoquímicas e mineralógicas dos solos sedimentares sulfatados e vulcânicos de Cape Lamb. Os solos sedimentares sulfatados apresentam o maior grau de desenvolvimento, pronunciada acidez, alto Al^{3+} , maiores teores de argila e presença marcante de sulfatos, principalmente jarosita. Os solos vulcânicos são os menos desenvolvidos, mais rasos, apresentando grande contribuição da fração grossa (caráter esquelético), altos teores de bases e composição mineralógica marcada pela presença expressiva de minerais ferromagnesianos e zeólitas.

O material de origem influencia de forma determinante a relação solo-paisagem. *Gelisols* predominam nos domínios sedimentares localizados nas partes mais baixas, onde solos profundos formados nos arenitos pouco litificados possibilitam a exposição do permafrost. *Entisols* predominam nos domínios vulcânicos altos de Cape Lamb, sustentados por basaltos e brechas hialoclásticas, e sobre os quais se formam solos pouco desenvolvidos e rasos, onde o permafrost fica restrito às rochas subjacentes. Outros *Entisols* também são comuns nas poucas áreas de rochas sedimentares litificadas, que apresentam maior grau de resistência ao intemperismo devido à forte cimentação por calcita.

A principal classe de solo encontrada em Cape Lamb foi a “*Sulfuric*” *Haploturbel* pela Soil Taxonomy e “*Thionic*” -*Turbic Cryossol* pela WRB/FAO, mostrando a dominância de solos com permafrost e com feições túrbicas, comuns na Antártica, mas também com horizontes sulfúricos, evidenciando a necessidade de inclusão de tais qualificadores para a classificação adequada de solos bem drenados afetados por sulfatos na Antártica.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, E. E. N.; COSTA, L. M.; ROCHA, P. A.; BITTENCOURT, S. F. E.; FARIA, A. L. L. D.; SCHAEFER, C. E. G. R. 2015. Utilização do μ -EDX para determinação de elementos químicos marcadores de metamorfismo em saprolitos de contato. In: III Simpósio Mineiro de Ciência do Solo, Viçosa, p. 31-33.

BALKS, M. R., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., GORYACHKIN, S. V.; NIKITA S. M., C. E. G. R. SCHAEFER, SIMAS, F. N. B.; P. C. ALMOND; G. G. C. CLARIDGE, MCLEOD, M.; SCARROW, J. 2013. Windows on Antarctic soil-landscape relationships: comparison across selected regions of Antarctica. **Geological Society, London, Special Publications**, 381, 397 - 410.

BIGHAM, J.M.; NORDSTROM, D.K. 2000. Iron and aluminum hydroxyl sulfates from acid sulfate waters. In: ALPERS, C.N.; JAMBOR, J.L.; NORDSTROM, D.K. (Eds.). **Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance**. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 351–404.

BOCKHEIM, J.G. 1995. Permafrost distribution in the Southern circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research. **Permafrost and Periglacial Processes**, 6, 27-45.

BOCKHEIM, J.G. 1997. Properties and Classification of Cold Desert Soils from Antarctica. **Soil Science Society American Journal**, 61, 224-231.

BOCKHEIM, J. G.; TARNOCAI, C. 1998. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost - affected soils. **Geoderma**, 81, 281-293.

BOCKHEIM, J.G.; MCLEOD, M. 2006. Soil formation in Wright Valley, Antarctica since the late Neogene. **Geoderma**, 137, 109-116.

BOCKHEIM, J. G.; CAMPBELL, I. B.; GUGLIELMIN, M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. 2008. Distribution of permafrost and buried ice in ice-free areas of Antarctica. In: KANE, D. L.; HINDEL, K. M. (Eds.) **Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, AK**. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, 1621–1625.

BOCKHEIM, J. G. 2015. Soils of Antarctica: History and Challenges. In: BOCKHEIM, J. G. (Ed.). **The Soils of Antarctica**. Springer World Soils Book Series. 322p.

BORDEN, P.W., C.L. PING, P.J. MCCARTHY, and S. NAIDU. 2010. Clay mineralogy in Arctic Tundra Gelisols, northern Alaska. **Soil Science Society American Journal**, 74, 2.

CAMPBELL, I. B.; CLARIDGE, G. G. C. 1987. **Antarctica: Soils, weathering processes and environment**. Elsevier, Amsterdam, 368p.

CAMPOS, N. V.; GUERRA, M. B. B.; MELLO, J. W. V.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KRUG, J. F.; ALVES, E. E. N.; AZEVEDO, A. A. 2015. Accumulation and spatial distribution of arsenic and phosphorus in the fern *Pityrogramma calomelanos* evaluated by micro X-ray fluorescence spectrometry. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, 30, p. 2375-2383.

CHUNMEI, Y.; BAIKUN, W.; XIAOFENG, G. 2006 Selections of data preprocessing methods and similarity metrics for gene cluster analysis. **Progress in Natural Science**, 16, 6, 607-613.

DAHER, M.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FERNANDES FILHO, E.I.; FRANCELINO, M.R.; SENRA, E. O. 2019a. Semi-arid soils from a topolithosequence at James Ross Island, Weddell Sea region, Antarctica: Chemistry, mineralogy, genesis and classification. **Geomorphology**, 327, 351-364.

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

DAVIES, B. J.; GLASSER, N.F.; CARRIVICK, J.L.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; NÝVLT, D. 2013. Landscape evolution and ice-sheet behavior in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. From: HAMBREY, M. J.; BARKER, P. F.; BARRETT, P. J.; BOWMAN, V.; DAVIES, B.; SMELLIE, J. L.; TRANTER, M. (Eds.) 2013. Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes. **Geological Society**, London, Special Publications, 381, 353–395.

DELPUPPO, C.; SCHAEFER, C.E.G.R.; ROQUE, M.B.; FARIA, A. L. L.; ROSA, K.K.; THOMAZINI, A.; DAHER, M. 2017. Soil and landform interplay in the dry valley of Edson Hills, Ellsworth Mountains, Continental Antarctica. **Geomorphology**, 295, 134–146.

DENT, D. **Acid Sulfate Soils: a baseline for research and development**. 1986. ILRI Publ, N° 39, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands.

DONAGEMMA, G. K.; RUIZ, H. A.; FONTES, M. P. F.; KER, J. C. & SCHAEFER, C. E. G. R. 2003. Dispersão de Latossolos em resposta à utilização de pré-tratamentos na análise textural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 27, 765-772.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). 2018. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 4ª ed. Rio de Janeiro. 230p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). 2015. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 7ª ed. Rio de Janeiro, 101p.

ERMOLIN, E.; DE ANGELIS, H.; SKVARCA, P. 2002. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. **Annals of Glaciology**, 34, 184–188.

ERMOLIN, E.; DE ANGELIS, H.; SKVARCA, P.; RAU, F. 2004. Ground ice in permafrost on Seymour (Marambio) and Vega Islands, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 39, 373-378.

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. **Soil morphology, genesis, classification**. New York, John Wiley e Sons, 1989. 395p.

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

FRANCIS, J. E. 1986. Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications. **Palaeontology**, 29,655-684.

FRANCIS, J.E.; PIRRIE, D.; CRAME, J.A.; 2006. Cretaceous-Tertiary high-latitude palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica: Introduction, In: FRANCIS, J.E.; PIRRIE, D.; CRAME, J.A. (Eds.) **Cretaceous-Tertiary High-Latitude Palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica**. Geological Society, London, 258, p. 1-5.

FUKUDA, M.; SHIMOKAWA, K.; TAKAHASHI, N.; SONE, T. 1992. Permafrost in Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. **Geographical Review of Japan**, Series A, 65, 124–131.

GUERRA M. B. B; SCHAEFER, C. E. G R.; CARVALHO, G. G. A.; SOUZA, P. F.; SANTOS JÚNIOR, D.;NUNES, L. C; KRUG, F. J. 2013. Evaluation of micro-energy dispersive X-ray fluorescence spectrometry for the analysis of plant materials **J. Anal. At. Spectrom**, 28, 1096–1101.

IUSS WORKING GROUP WRB. 2014. World reference base for soil resources. **World Soil Resources Reports N°. 106 – Food and Agriculture Organization of the United States**. Roma. 132p.

LOPES, D. V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SOUZA, J.J.L.L.; OLIVEIRA, F. S.; SIMAS, F.N.B.; DAHER, M.; GJORUP, D.F. 2019. Concretionary horizons, unusual pedogenetic processes and features of sulfate 545 affected soils from Antarctica. **Geoderma**, 347, 13-24.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S.; LINÉS, C. 2012. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). **Geomorphology**, 155–156, 62–79.

MCLEOD, M.; BOCKHEIM, J.G.; BALKS, M.R. 2008. Glacial geomorphology, soil development and permafrost features in central-upper Wright Valley, Antarctica. **Geoderma**, 144, 93-103.

MCKEAGUE, J.A.; DAY, J.H. 1966. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal Soil Science**, 46(1), 13-22.

MICHEL, R.F.M., SCHAEFER, C.E.G.R., DIAS, L., SIMAS, F.N.B., BENITES, V., MENDONÇA, E.S., 2006. Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from maritime Antarctica: pedogenesis, vegetation and carbon studies. **Soil Science Society of America Journal** 70, 1370–1376.

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

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. 1958. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: NATIONAL CONFERENCE ON CLAYS AND CLAYS MINERALS, 7, Washington. Proceedings... New York, 317-327.

MORENO-MERINO, L.; SILVA BUSSO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; DURÁN-VALSERO, J.J.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; CUCHÍ, J.A.; ERMOLIN, E. 2012a. Hydrogeochemical characteristics at Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, 24, 6, 591–607.

MORENO-MERINO, L.; SILVA BUSSO, A.; ERMOLIN, E.; DURÁN-VALSERO, J.J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, L.; MARTÍNEZ-NAVARRETE, C.; CUCHÍ, J.A. 2012b. Caracterización de solutos inorgánicos lixiviables en los Gelisoles del Cabo Lamb, Isla Vega (Península Antártica). **Geogaceta**, 51, 47-50.

MOURA, P. A.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.B.N.; MENDONÇA, B.A.F. Distribution and characterization of soils and landform relationships in Byers Peninsula, Livingston Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, 155-156, 2012.

NAVAS, A.; LOPES-MARTINEZ, J.; CASAS, J.; MACHIN, J.; DURAN, J.J.; SERRANO, E.; CUCHI, J.A.; MINK, S., 2008. Soil characteristics on varying lithological substrates in the South Shetland Islands, maritime Antarctica. **Geoderma**, 144, 123–139.

NEHYBA, S.; NÝVLT, D. “Bottomsets” of the lava-fed delta of James Ross Island Volcanic Group, Ulu Peninsula, James Ross Island, Antarctica. 2015. **Polish Polar Research**, 36, 1, 1-24.

NELSON P.H.H. 1975. **The James Ross Island Volcanic Group of North-East Graham Land**. British Antarctic Survey Scientific Report 54, 62p.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. **Nature**, 299.

NORDSTROM, D.K; ALPERS, C.N. 1999. Geochemistry of acid mine waters. In: PLUMLEE G.S; LOGSDON M.J. (Eds.) *The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Part A. Processes, methods and health issues*. **Rev Econ Geol** 6A, 133-160.

ÖBORN, I.; BERGGREN, D. 1995. Characterization of jarosite-natrojarosite in two northern Scandinavian soils. **Geoderma**, 66, 213-225.

OLSON, G.J. 1991. Rate of pyrite bioleaching by *Thiobacillus ferrooxidans*: Results of an interlaboratory comparison. **Appl Environ Microbiol**, 57, 642-644.

PEREIRA, T.T.C., SCHAEFER, C.E.G.R., KER, J. C., ALMEIDA, C. C., ALMEIDA I. C. C., PEREIRA, A. B. 2013. Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. **Geoderma**, v. 209–210.

PEREIRA, T.T.C.; SCHAEFER, C.E.G.R.; RODRIGUES, R.A.; PINHEIRO, L.S. 2014. Pedologia brasileira na Antártica: a pesquisa de solos afetados por permafrost no cenário do aquecimento global. **Revista Geografia Acadêmica**, 8, 1, 18-28.

PIRRIE, D. 1991. Controls on the petrographic evolution of an active margin sedimentary sequence: the Larsen Basin, Antarctica. In: MORTON, A.C., TODD, S.P.; HAUGHTON, D.W. (Eds.). **Developments in sedimentary provenance studies**. Special Publication of the Geological Society of London, 57, 231-249.

PIRRIE, D. 1994. Petrography and provenance of the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. **Antarctic Science**, 6, 4, 517-527.

RICHARDS, L.A. 1954. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington: United States Salinity Laboratory. USDA, Agriculture Handbook 60. 160p.

RUIZ, H.A. 2005. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (site + argila). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 29, 297-300.

SCHAEFER, C.E.G.R.; PEREIRA, T.T.C.; KER, J.C.; ALMEIDA, I. C. C. 2015. Soils and Landforms at Hope Bay, Antarctic Peninsula: Formation, Classification, Distribution, and Relationships. **Soil Science Society of America Journal**, 79, 175-184.

SERRANO, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; CUCHÍ, J. A.; DURÁN, J. J.; MINK, S; NAVAS, A. 2008. Permafrost in the South Shetland Islands (Maritime Antarctica): spatial distribution pattern. In: KANE, D. L.; HINDEL, K. M. (Eds.) **Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, AK**. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, 1621–1625.

SILVA BUSSO, E. 2009. Aguas superficiales y subterráneas en el area norte de la Peninsula Antártica. In: **El agua en el norte de la Península Antártica**. SILVA BUSSO, A. (Ed.) INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara, 47-82.

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

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. 2007. Ornithogenic Cryosols from Maritime Antarctica: phosphatization as a soil forming process. **Geoderma**, 138, 191-203.

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

SINGER, P.C.; STUMM, W. 1970. Acid mine drainage: The rate-determining step. **Science**, 167, 1121-1123.

SLAYMAKER, O.; KELLY, R. 2007. **The Cryosphere and Global Environmental Change**. Blackwell Publishing. 261p.

SOIL SURVEY STAFF (SSS), 2014. Keys to Soil Taxonomy. 2018. **United States Department of Agriculture - Natural Resources Conservation Service**. 14^o. Washington, DC. 360p.

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. 2012. Hydrogeochemistry of sulfate-affected landscapes in Keller Peninsula, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, 155/156, 55-61.

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

TARNOCAI, C.; BROLL, G.; BLUME, H.P. 2004. Classification of permafrost-affected soils in the WRB. In: Kimble, J.M. (Ed.). **Cryosols: Permafrost-Affected Soils**. Springer-Verlag, Berlin, p.637–657.

TATUR, A.; BARCZUK, A.; DEL VALLE, R.; SLETTEN, R.; KICÍŃSKA, E. 1993. Surface mineralization on Seymour Island, Antarctica. **Polish Polar Research**, 14, 153–168.

TATUR, A.; MYRCHA, A.; NIEGODZISZ, J. 1997. Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in the Maritime Antarctic. **Polar Biology**, 17, 405-417.

WALKER, A.L., 1983. The effects of magnetite on oxalate- and dithionite-extractable iron. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 47, 1022–1026.

YOEMANS, J.C.; BREMNER, J.M. 1988. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, 19, 1467-1476, 1988.

ANEXOS
Tabelas e Descrições de campo

Tabela 6 Profundidade, cor e propriedades físicas dos solos de Cape Lamb, ilha Vega.

| Cam./ Horiz. | Profundidade (cm) | Cor de Munsell (solo seco) | TFSA | Calhau | Cascalho | AG | AF | Silte | Argila | Classificação Textural | Dp g.cm ³ | |
|--|----------------------|----------------------------|--------------------|--------|----------|-------|-------|-------|--------|---------------------------|-------------------------|-------------|
| | | | | | | | | | | | | -----%----- |
| <i>Solos sedimentares-vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | |
| P1 - Lithic Cryorthent/Aridic-Eutric Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-3 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 36.47 | 34.12 | 29.41 | 16.90 | 60.03 | 11.40 | 11.68 | Franco-Arenosa | 2.65 |
| C2 | 3-8 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 85.24 | 0.00 | 14.76 | 29.74 | 47.02 | 16.12 | 7.12 | Franco-Arenosa | 2.51 |
| C3 | 8-15 | 2,5Y 5/6 | Light olive brown | 95.32 | 0.00 | 4.68 | 7.61 | 56.79 | 18.20 | 17.40 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| C4 | 15-19 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 45.32 | 12.39 | 42.30 | 13.80 | 56.30 | 13.40 | 16.50 | Franco-Arenosa | 2.65 |
| P2 - Typic Haploorthel/Eutric-Haplic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-12 | 2,5Y 5/2 | Grayish brown | 64.48 | 15.11 | 20.40 | 16.84 | 44.83 | 19.43 | 18.90 | Franco-Arenosa | 2.61 |
| C2 | 12-38 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 94.28 | 3.00 | 2.72 | 10.07 | 68.75 | 10.79 | 10.40 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| C3 | 38-57 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 68.06 | 19.90 | 12.04 | 15.46 | 55.41 | 17.06 | 12.07 | Franco-Arenosa | 2.85 |
| C4 | 57-78 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 93.73 | 3.54 | 2.72 | 1.59 | 57.50 | 26.42 | 14.49 | Franco-Arenosa | 2.71 |
| C5 | 78-90+ | 2,5Y 5/2 | Grayish brown | 99.79 | 0.00 | 0.21 | 0.82 | 60.77 | 25.65 | 12.75 | Franco-Arenosa | 2.68 |
| P6 - Typic Psammenturber/Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-4 | 2,5Y 4/2 | Dark grayish brown | 73.71 | 10.00 | 16.29 | 4.74 | 39.80 | 46.49 | 8.97 | Franca | 2.53 |
| C2 | 4-45 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 95.79 | 0.00 | 4.21 | 0.58 | 22.18 | 49.38 | 27.86 | Franca | 2.61 |
| C3 | 45-106 | 5Y 6/3 | Pale olive | 100.00 | 0.00 | 0.00 | 1.45 | 88.29 | 6.69 | 3.58 | Areia | 2.65 |
| C4 | 106-150+ | 5Y 5/4 | Olive | 99.78 | 0.00 | 0.22 | 2.68 | 89.11 | 3.61 | 4.60 | Areia | 2.79 |
| P7 - Typic Cryofluvent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-4 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 67.21 | 8.61 | 24.18 | 19.31 | 56.01 | 13.50 | 11.18 | Franco-Arenosa | 2.55 |
| C2 | 4-25 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 43.26 | 13.83 | 42.91 | 49.06 | 32.10 | 8.13 | 10.70 | Franco-Arenosa | 2.61 |
| P8 - Typic Haploturber/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-7 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 61.39 | 10.20 | 28.42 | 24.32 | 46.37 | 15.14 | 14.16 | Franco-Arenosa | 2.55 |
| C2 | 7-39 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 60.76 | 14.53 | 24.71 | 14.94 | 51.93 | 14.80 | 18.32 | Franco-Arenosa | 2.73 |
| C3 | 39-70+ | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 77.16 | 4.94 | 17.90 | 13.99 | 51.03 | 15.55 | 19.43 | Franco-Arenosa | 2.57 |
| P14 - Typic Haploturber/Colluvic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-52 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 35.51 | 22.08 | 42.40 | 32.45 | 43.27 | 10.11 | 14.17 | Franco-Arenosa | 2.65 |
| C2 | 52-120+ | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 49.14 | 27.23 | 23.63 | 14.92 | 57.53 | 11.51 | 16.05 | Franco-Arenosa | 2.70 |

| P18 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
|---|------------|----------|---------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|------|
| C1 | 0-29 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 63.34 | 11.71 | 24.95 | 22.97 | 38.41 | 21.09 | 17.53 | Franco-Arenosa | 2.50 |
| C2 | 29-54 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 74.87 | 6.15 | 18.97 | 19.14 | 46.84 | 17.46 | 16.56 | Franco-Arenosa | 2.80 |
| C3 | 54-80 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 79.12 | 10.05 | 10.82 | 7.51 | 55.10 | 17.63 | 19.75 | Franco-Arenosa | 2.36 |
| P19 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-21 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 33.06 | 34.27 | 32.66 | 13.58 | 54.33 | 20.08 | 12.00 | Franco-Arenosa | 2.55 |
| C2 | 21-49 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 95.63 | 0.00 | 4.38 | 1.72 | 69.83 | 16.34 | 12.11 | Franco-Arenosa | 2.46 |
| C3 | 49-58 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 93.75 | 0.00 | 6.25 | 3.28 | 54.67 | 23.94 | 18.11 | Franco-Arenosa | 2.58 |
| C4 | 58-82 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 95.14 | 0.00 | 4.86 | 0.96 | 65.31 | 15.77 | 17.96 | Franco-Arenosa | 2.69 |
| C5 | 82-150+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 98.06 | 0.00 | 1.94 | 3.89 | 62.77 | 20.92 | 12.42 | Franco-Arenosa | 2.55 |
| P22 - Typic Psammenturbel/Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-6 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 82.53 | 0.00 | 17.47 | 14.80 | 34.74 | 16.62 | 33.84 | Franco-ArgiloArenosa | 2.44 |
| C2 | 6-19 | 5Y 4/4 | Olive | 97.83 | 0.00 | 2.17 | 2.86 | 65.36 | 16.24 | 15.54 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| C3 | 19-36 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 99.14 | 0.00 | 0.86 | 1.35 | 81.59 | 11.83 | 5.23 | Areia Franca | 2.59 |
| C4 | 36-120+ | 5Y 5/3 | Olive | 100.00 | 0.00 | 0.00 | 1.91 | 92.07 | 1.67 | 4.35 | Areia | 2.66 |
| P23 - Typic Cryofluvent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-3 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 93.62 | 0.00 | 6.38 | 3.79 | 79.23 | 7.68 | 9.29 | Areia Franca | 2.58 |
| C2 | 3-27 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 35.07 | 23.56 | 41.37 | 35.71 | 38.03 | 11.18 | 15.08 | Franco Arenosa | 2.63 |
| P30 - Typic Cryaquent/Oxyaquic-Fluvic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-33 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 89.96 | 0.00 | 10.04 | 14.94 | 56.47 | 13.49 | 15.10 | Franco-Arenosa | 2.52 |
| <i>Solos sedimentares sulfatados</i> | | | | | | | | | | | | |
| P3 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-8 | 2,5Y 4/4 | Olive brown | 56.31 | 20.39 | 23.30 | 7.49 | 55.61 | 19.80 | 17.10 | Franco-Arenosa | 2.73 |
| C2 | 8-41 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 99.13 | 0.00 | 0.87 | 0.60 | 54.30 | 22.40 | 22.70 | Franco-ArgiloArenosa | 2.61 |
| C3 | 41-69 | 2,5Y 6/2 | Light brownish gray | 99.74 | 0.00 | 0.26 | 1.21 | 58.32 | 25.91 | 14.56 | Franco-Arenosa | 2.72 |
| C4 | 69-110+ | 2,5Y 6/2 | Light brownish gray | 99.80 | 0.00 | 0.20 | 1.02 | 57.98 | 18.82 | 22.19 | Franco-ArgiloArenosa | 2.56 |
| P4 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-(23-28) | 2,5Y 4/3 | Light olive gray | 47.39 | 14.57 | 38.04 | 7.73 | 38.64 | 23.39 | 30.25 | Franco-ArgiloArenosa | 2.49 |
| C2 | (23-28)-62 | 2,5Y 4/3 | Light olive gray | 99.41 | 0.00 | 0.59 | 8.39 | 49.14 | 27.82 | 18.92 | Franco-Arenosa | 2.77 |
| C3 | 62-110+ | 2,5Y 5/4 | Light olive gray | 100.00 | 0.00 | 0.00 | 0.85 | 50.23 | 27.18 | 21.74 | Franca | 2.57 |

| P5 - "Sulfuric" Haplothel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
|---|--------------|----------|--------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|------|
| C1 | 0-24 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 53.39 | 17.16 | 29.45 | 13.36 | 35.99 | 31.36 | 19.29 | Franca | 2.61 |
| C2 | 24-53 | 2,5Y 4/2 | Dark grayish brown | 99.65 | 0.00 | 0.35 | 4.53 | 20.31 | 50.49 | 24.68 | Franco-Siltosa | 2.56 |
| C3 | 53-(76-88) | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 92.25 | 0.00 | 7.75 | 8.19 | 21.08 | 45.60 | 25.13 | Franca | 2.58 |
| C4 | (76-88)-120+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 94.25 | 0.00 | 5.75 | 3.93 | 21.33 | 51.76 | 22.98 | Franco-Siltosa | 2.50 |
| P10 - "Sulfuric" Lithic Cryorthent/"Thionic"-Sodic Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-(5-12) | 2,5Y 4/4 | Olive brown | 86.59 | 3.26 | 10.14 | 10.90 | 8.92 | 42.53 | 37.66 | Franco-Argilo-Siltosa | 2.38 |
| C2 | (5-12)-19 | 2,5Y 5/6 | Light olive brown | 80.00 | 0.00 | 20.00 | 23.81 | 8.20 | 66.72 | 1.27 | Franco-Siltosa | 2.49 |
| C3 | 19-25 | 10YR5/8 | Yellowish brown | 76.47 | 0.00 | 23.53 | 0.97 | 3.34 | 72.12 | 23.57 | Franco-Siltosa | 2.46 |
| C4 | 25-(27-29) | 10YR7/4 | Very pale brown | 77.97 | 0.00 | 22.03 | 2.87 | 31.61 | 61.01 | 4.50 | Franco-Siltosa | 2.35 |
| P20 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-15 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 95.09 | 1.51 | 3.40 | 1.34 | 63.43 | 17.87 | 17.36 | Franco-Arenosa | 2.70 |
| C2 | 15-46 | 5Y 4/4 | Olive | 98.66 | 0.00 | 1.34 | 0.42 | 55.62 | 20.66 | 23.30 | Franco-ArgiloArenosa | 2.61 |
| C3 | 46-90 | 5Y 5/3 | Olive | 99.07 | 0.00 | 0.93 | 0.68 | 55.69 | 23.28 | 20.36 | Franco-ArgiloArenosa | 2.63 |
| C4 | 90-130+ | 5Y 5/3 | Olive | 96.93 | 0.00 | 3.07 | 2.06 | 56.69 | 22.01 | 19.24 | Franco-Arenosa | 2.61 |
| P21 - Typic Cryopsamment/Oxyaquic-Aridic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-30+ | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 100.00 | 0.00 | 0.00 | 1.66 | 62.43 | 19.04 | 16.87 | Franco-Arenosa | 2.62 |
| P24 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-4 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 83.06 | 4.96 | 11.98 | 3.72 | 50.07 | 21.06 | 25.15 | Franco-ArgiloArenosa | 2.55 |
| C2 | 4-71 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 97.87 | 0.00 | 2.13 | 0.65 | 55.66 | 24.09 | 19.60 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| C3 | 71-90+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 95.00 | 0.00 | 5.00 | 0.87 | 58.57 | 20.03 | 20.53 | Franco-ArgiloArenosa | 2.55 |
| P26 - "Sufuric" Haploturbel/"Thionic"-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0_3 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 55.71 | 6.85 | 37.44 | 11.76 | 47.05 | 19.61 | 21.58 | Franco-ArgiloArenosa | 2.82 |
| C2 | 3_53 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 97.51 | 0.00 | 2.49 | 0.78 | 57.04 | 21.64 | 20.54 | Franco-ArgiloArenosa | 2.77 |
| C3 | 53_85 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 87.38 | 2.99 | 9.63 | 14.06 | 50.94 | 18.01 | 16.99 | Franco-Arenosa | 2.51 |
| C4 | 85_90+ | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 96.63 | 0.00 | 3.37 | 3.79 | 63.01 | 15.16 | 18.04 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| <i>Solos vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | |
| P9 - Lithic Cryorthent/Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-2 | 5Y 5/3 | Olive | 42.06 | 5.00 | 52.94 | 9.78 | 50.25 | 20.03 | 19.94 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| Cr1 | 2-28 | 5Y 5/3 | Olive | 15.95 | 0.00 | 84.05 | 3.10 | 25.68 | 47.13 | 24.09 | Franca | 2.59 |
| Cr2 | 28-40+ | 5Y 5/3 | Olive | 21.54 | 0.00 | 78.46 | 3.87 | 14.55 | 57.75 | 23.83 | Franco-Siltosa | 2.57 |

| P11 - Glacic Psammorthel/Arenic-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|----------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|------|
| A | 0-6 | 2,5Y 4/4 | Olive brown | 67.46 | 4.50 | 28.04 | 58.18 | 29.14 | 5.82 | 6.86 | Areia Franca | 2.41 |
| C1 | 6-27 | 10YR5/4 | Yellowish brown | 52.78 | 13.33 | 33.89 | 58.07 | 28.98 | 7.49 | 5.45 | Areia Franca | 2.29 |
| P12 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-51 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 51.95 | 15.86 | 32.18 | 45.10 | 35.74 | 7.75 | 11.40 | Franco-Arenosa | 2.61 |
| C2 | 51-70+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 54.13 | 20.63 | 25.24 | 47.61 | 32.71 | 7.63 | 12.05 | Franco-Arenosa | 2.53 |
| P13 - Lithic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-35+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 45.89 | 24.65 | 29.46 | 14.34 | 45.49 | 20.08 | 20.09 | Franco-Argilo-Arenosa | 2.60 |
| P15 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-23 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 29.95 | 18.13 | 51.92 | 57.22 | 19.31 | 15.05 | 8.42 | Franco_Arenosa | 2.66 |
| C2 | 23-70 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 23.78 | 26.39 | 49.83 | 58.90 | 21.53 | 13.08 | 6.49 | Areia Franca | 2.78 |
| P16 - Typic Cryaquic/Oxyaquic-Colluvic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-25 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 64.16 | 2.28 | 33.56 | 35.20 | 24.53 | 23.37 | 16.90 | Franco-Arenosa | 2.54 |
| C2 | 25-38 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 65.23 | 13.25 | 21.52 | 17.00 | 42.23 | 28.20 | 12.57 | Franco-Arenosa | 2.74 |
| C3 | 38-50 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 70.09 | 7.01 | 22.90 | 24.70 | 32.68 | 27.11 | 15.52 | Franco-Arenosa | 2.65 |
| P17 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-18 | 2,5Y 4/4 | Olive brown | 44.39 | 22.44 | 33.17 | 70.21 | 18.08 | 6.28 | 5.44 | Areia | 2.60 |
| C2 | 18-50+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 55.34 | 25.24 | 19.42 | 45.48 | 18.59 | 31.51 | 4.42 | Franco-Arenosa | 2.35 |
| P25 - Glacic Haplorthel/Eutric-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-11 | 2,5Y 4/3 | Olive brown | 39.79 | 33.91 | 26.30 | 34.05 | 30.05 | 18.31 | 17.60 | Franco-Arenosa | 2.48 |
| C2 | 11-70 | 2,5Y 4/4 | Olive brown | 30.04 | 31.10 | 38.87 | 27.03 | 33.49 | 20.08 | 19.40 | Franco-Arenosa | 2.41 |
| C3 | 70-88 | 5Y 4/2 | Olive gray | 57.30 | 8.03 | 34.67 | 6.94 | 46.76 | 24.17 | 22.13 | Franco-ArgiloArenosa | 2.55 |
| P27 - Lithic Cryorthent/Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-18+ | 2,5Y 5/6 | Light olive brown | 37.08 | 11.00 | 51.92 | 38.96 | 19.24 | 22.51 | 19.30 | Franco-Arenosa | 2.46 |
| P28 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-4 | 2,5Y 5/3 | Light olive brown | 40.58 | 12.75 | 46.67 | 17.82 | 39.96 | 23.43 | 18.79 | Franco-Arenosa | 2.59 |
| C2 | 4-30 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 20.09 | 21.25 | 58.66 | 29.55 | 28.73 | 17.75 | 23.97 | Franco-ArgiloArenosa | 2.40 |
| C3 | 30-60+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 25.14 | 28.90 | 45.95 | 22.52 | 39.37 | 22.47 | 15.64 | Franco-Arenosa | 2.41 |
| P29 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 0-30 | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 46.18 | 15.29 | 38.53 | 33.85 | 41.66 | 11.93 | 12.55 | Franco-Arenosa | 2.63 |
| C2 | 30-70+ | 2,5Y 5/4 | Light olive brown | 31.25 | 23.38 | 45.38 | 46.73 | 31.50 | 10.08 | 11.69 | Franco-Arenosa | 2.65 |

Tabela 7 Propriedades químicas dos solos de Cape Lamb, ilha Vega.

| Cam/ Horiz | pH H ₂ O | pH KCl | ΔpH | P | K | Na | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Al ³⁺ | H+Al | H ⁺ | SB | t | T | Ativ. Argila | V | m | ISNa | P-rem | COT | CE | |
|---|------------------------|-----------|-------|-----------------|-----|-------|------------------|------------------|------------------|--------------------|----------------|-------|-------|-------|--------------|-------------|------|------|--------|------|------|------|
| | | | | -----mg.kg----- | | | | | | -----cmolc.kg----- | | | | | | -----%----- | | mg.L | dag.kg | dS.m | | |
| <i>Solos sedimentares-vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P1 - Lithic Cryorthent/Aridic-Eutric Leptosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.82 | 6.62 | -1.2 | 20.7 | 129 | 375.6 | 13.23 | 2.85 | 0 | 0 | 0 | 18.04 | 18.04 | 18.04 | 15.45 | Tb | 100 | 0 | 9.05 | 23 | 0.15 | 0.19 |
| C2 | 7.55 | 6.74 | -0.81 | 2.8 | 51 | 140.5 | 19.1 | 3.08 | 0 | 0 | 0 | 22.92 | 22.92 | 22.92 | 32.19 | Ta | 100 | 0 | 2.67 | 10.2 | 0.22 | 0.19 |
| C3 | 7.26 | 6.51 | -0.75 | 13.3 | 83 | 152.2 | 21.9 | 5.09 | 0 | 0 | 0 | 27.86 | 27.86 | 27.86 | 16.01 | Tb | 100 | 0 | 2.38 | 19.2 | 0.22 | 0.1 |
| C4 | 7.49 | 7 | -0.49 | 8.7 | 49 | 108.3 | 13.49 | 2.38 | 0 | 0 | 0 | 16.47 | 16.47 | 16.47 | 9.98 | Tb | 100 | 0 | 2.86 | 12.2 | 0.15 | 0.17 |
| P2 - Typic Haplothel/ Eutric-Haplic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 9.02 | 6.85 | -2.17 | 126.5 | 345 | 1249 | 19.51 | 3.96 | 0 | 0 | 0 | 29.78 | 29.78 | 29.78 | 15.75 | Tb | 100 | 0 | 18.23 | 34.7 | 0.29 | 0.2 |
| C2 | 8.58 | 6.69 | -1.89 | 100.5 | 378 | 1161 | 18.62 | 3.68 | 0 | 0 | 0 | 28.32 | 28.32 | 28.32 | 27.24 | Ta | 100 | 0 | 17.82 | 38.4 | 0.22 | 0.12 |
| C3 | 8.27 | 6.59 | -1.68 | 120.8 | 388 | 1278 | 16.17 | 4.38 | 0 | 0 | 0 | 27.1 | 27.1 | 27.1 | 22.44 | Tb | 100 | 0 | 20.5 | 35.2 | 0.29 | 0.15 |
| C4 | 8.37 | 6.73 | -1.64 | 111.4 | 446 | 1385 | 17.37 | 5.69 | 0 | 0 | 0 | 30.23 | 30.23 | 30.23 | 20.86 | Tb | 100 | 0 | 19.93 | 32.2 | 0.29 | 0.19 |
| C5 | 8.25 | 6.4 | -1.85 | 81 | 513 | 1317 | 21.53 | 6.74 | 0 | 0.2 | 0.2 | 35.31 | 35.31 | 35.51 | 27.84 | Ta | 99.4 | 0 | 16.13 | 29.3 | 0.29 | 0.18 |
| P6 - Typic Psammenturbel/ Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.99 | 6.27 | -1.72 | 34.7 | 175 | 1796 | 14.46 | 5.74 | 0 | 0 | 0 | 28.46 | 28.46 | 28.46 | 31.74 | Ta | 100 | 0 | 27.44 | 31.3 | 0.37 | 0.33 |
| C2 | 6.32 | 4.98 | -1.34 | 12.3 | 87 | 605.5 | 14.63 | 6.07 | 0 | 2.4 | 2.4 | 23.56 | 23.56 | 25.96 | 9.32 | Tb | 90.8 | 0 | 10.14 | 26.3 | 0.37 | 0.31 |
| C3 | 5.78 | 4.95 | -0.83 | 45.3 | 50 | 193 | 7.6 | 1.59 | 0 | 0.6 | 0.6 | 10.16 | 10.16 | 10.76 | 30.05 | Ta | 94.4 | 0 | 7.8 | 48.3 | 0.08 | 0.93 |
| C4 | 5.84 | 5.77 | -0.07 | 72.1 | 67 | 452.1 | 8.34 | 3.15 | 0 | 0.2 | 0.2 | 13.63 | 13.63 | 13.83 | 30.05 | Ta | 98.6 | 0 | 14.21 | 46.1 | 0 | 1.28 |
| P7 - Typic Cryofluent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.43 | 6.62 | -0.81 | 34 | 213 | 1345 | 19.49 | 5.74 | 0 | 0 | 0 | 31.62 | 31.62 | 31.62 | 28.27 | Ta | 100 | 0 | 18.5 | 25.9 | 0.29 | 0.22 |
| C2 | 7.7 | 6.69 | -1.01 | 48.3 | 176 | 725.3 | 20.46 | 3.89 | 0 | 0 | 0 | 27.95 | 27.95 | 27.95 | 26.13 | Tb | 100 | 0 | 11.28 | 32 | 0.08 | 0.6 |
| P8 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.1 | 6.63 | -0.47 | 59.9 | 359 | 1211 | 22.47 | 7.61 | 0 | 0 | 0 | 36.27 | 36.27 | 36.27 | 25.61 | Tb | 100 | 0 | 14.52 | 35.9 | 0.15 | 0.84 |
| C2 | 7.99 | 6.88 | -1.11 | 77.6 | 335 | 672.6 | 22.02 | 6.81 | 0 | 0 | 0 | 32.61 | 32.61 | 32.61 | 17.8 | Tb | 100 | 0 | 8.97 | 34.8 | 0.08 | 0.17 |
| C3 | 7.98 | 6.89 | -1.09 | 77.1 | 311 | 543.2 | 24.37 | 6.79 | 0 | 0 | 0 | 34.32 | 34.32 | 34.32 | 17.66 | Tb | 100 | 0 | 6.88 | 34.6 | 0.08 | 0.22 |
| P14 - Typic Haploturbel/Colluvic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.49 | 6.77 | -0.72 | 36.6 | 330 | 667.8 | 17.71 | 4.11 | 0 | 0 | 0 | 25.57 | 25.57 | 25.57 | 18.05 | Tb | 100 | 0 | 11.36 | 36.8 | 0.15 | 0.13 |
| C2 | 7.69 | 6.79 | -0.9 | 46.1 | 257 | 370.5 | 18.42 | 4.13 | 0 | 0 | 0 | 24.82 | 24.82 | 24.82 | 15.47 | Tb | 100 | 0 | 6.49 | 34.7 | 0.22 | 0.1 |

| P18 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|-------|------|-----|-------|-------|-------|------|-----|------|-------|-------|-------|-------|----|------|------|-------|------|------|------|
| C1 | 8.58 | 6.87 | -1.71 | 69 | 299 | 1336 | 27.24 | 7.82 | 0 | 0 | 0 | 41.63 | 41.63 | 41.63 | 23.75 | Tb | 100 | 0 | 13.95 | 31.4 | 0.15 | 0.23 |
| C2 | 8.7 | 6.99 | -1.71 | 65.8 | 301 | 830.8 | 28.93 | 5.72 | 0 | 0 | 0 | 39.03 | 39.03 | 39.03 | 23.57 | Tb | 100 | 0 | 9.25 | 31.9 | 0.08 | 0.2 |
| C3 | 8.65 | 6.95 | -1.7 | 76.9 | 358 | 817.8 | 25.87 | 4.44 | 0 | 0 | 0 | 34.78 | 34.78 | 34.78 | 17.61 | Tb | 100 | 0 | 10.22 | 33.9 | 0.15 | 0.2 |
| P19 - Typic Haploturbel/ Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 8.3 | 6.78 | -1.52 | 47.4 | 367 | 1019 | 16.05 | 5.09 | 0 | 0.2 | 0.2 | 26.51 | 26.51 | 26.71 | 22.25 | Tb | 99.3 | 0 | 16.59 | 30.9 | 0.15 | 0.11 |
| C2 | 7.62 | 6.81 | -0.81 | 20 | 140 | 394.5 | 13.66 | 5.39 | 0 | 0 | 0 | 21.12 | 21.12 | 21.12 | 17.45 | Tb | 100 | 0 | 8.12 | 29.9 | 0.15 | 0.12 |
| C3 | 8.14 | 6.93 | -1.21 | 20.1 | 88 | 298.6 | 23.97 | 8.49 | 0 | 0 | 0 | 33.98 | 33.98 | 33.98 | 18.77 | Tb | 100 | 0 | 3.82 | 31.4 | 0.29 | 0.23 |
| C4 | 7.57 | 6.92 | -0.65 | 12 | 141 | 308.2 | 15.07 | 4.16 | 0 | 0.3 | 0.3 | 20.93 | 20.93 | 21.23 | 11.82 | Tb | 98.6 | 0 | 6.31 | 22.3 | 0.37 | 0.22 |
| C5 | 6.87 | 5.88 | -0.99 | 11.1 | 107 | 341.8 | 14.06 | 4.13 | 0 | 0.9 | 0.9 | 19.95 | 19.95 | 20.85 | 16.79 | Tb | 95.7 | 0 | 7.13 | 11 | 0.37 | 0.42 |
| P22 - Typic Psammoturbel/Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.74 | 5.93 | -1.81 | 49.4 | 696 | 1271 | 12.74 | 13.84 | 0 | 0.3 | 0.3 | 33.89 | 33.89 | 34.19 | 10.1 | Tb | 99.1 | 0 | 16.17 | 35.1 | 0.15 | 0.1 |
| C2 | 7.88 | 6.09 | -1.79 | 46.8 | 701 | 557.5 | 7.28 | 8.61 | 0 | 0.3 | 0.3 | 20.11 | 20.11 | 20.41 | 13.14 | Tb | 98.5 | 0 | 11.88 | 43.7 | 0.15 | 0.07 |
| C3 | 7.56 | 6.17 | -1.39 | 34.2 | 613 | 351.4 | 5.57 | 6.11 | 0 | 0.2 | 0.2 | 14.78 | 14.78 | 14.98 | 28.67 | Ta | 98.7 | 0 | 10.2 | 46.9 | 0.15 | 0.07 |
| C4 | 8.06 | 6.29 | -1.77 | 23.5 | 750 | 634.2 | 4.12 | 5.09 | 0 | 0 | 0 | 13.89 | 13.89 | 13.89 | 31.91 | Ta | 100 | 0 | 19.85 | 46 | 0 | 0.07 |
| P23 - Typic Cryofluent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 6.31 | 5.37 | -0.94 | 20.7 | 154 | 514.4 | 12.12 | 2.87 | 0 | 0.9 | 0.9 | 17.62 | 17.62 | 18.52 | 19.93 | Tb | 95.1 | 0 | 12.08 | 26.9 | 0.15 | 0.53 |
| C2 | 7.12 | 6.21 | -0.91 | 29.7 | 187 | 672.6 | 17.04 | 3.41 | 0 | 0.2 | 0.2 | 23.85 | 23.85 | 24.05 | 15.94 | Tb | 99.2 | 0 | 12.16 | 29.5 | 0.22 | 0.38 |
| P30 - Typic Cryaquent/Oxyaquic-Fluvic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 6.63 | 6.28 | -0.35 | 21.8 | 319 | 1000 | 18.6 | 7.94 | 0 | 0.5 | 0.5 | 31.71 | 31.71 | 32.21 | 21.33 | Tb | 98.4 | 0 | 13.5 | 35.8 | 0.51 | 0.53 |
| <i>Solos sedimentares sulfatados</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P3 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 8.13 | 6.87 | -1.26 | 36.2 | 181 | 712.2 | 11.95 | 3.31 | 0 | 3.8 | 3.8 | 18.82 | 18.82 | 22.62 | 13.23 | Tb | 83.2 | 0 | 13.69 | 30.1 | 0.29 | 0.31 |
| C2 | 8 | 6.73 | -1.27 | 25.7 | 90 | 312.2 | 12.02 | 3.1 | 0 | 0.3 | 0.3 | 16.71 | 16.71 | 17.01 | 7.49 | Tb | 98.2 | 0 | 7.98 | 33.2 | 0.22 | 0.23 |
| C3 | 3.41 | 3.23 | -0.18 | 7.7 | 64 | 149.9 | 18.02 | 0.98 | 4.78 | 6.8 | 2.02 | 19.82 | 24.6 | 26.62 | 18.28 | Tb | 74.5 | 19.4 | 2.45 | 24.2 | 0.08 | 1.75 |
| C4 | 3.45 | 3.17 | -0.28 | 6.7 | 89 | 199.7 | 13.93 | 5 | 3.25 | 5.8 | 2.55 | 20.03 | 23.28 | 25.83 | 11.64 | Tb | 77.5 | 14 | 3.36 | 31.6 | 0.15 | 1.87 |
| P4 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.9 | 6.45 | -1.45 | 29.5 | 330 | 936.3 | 13.74 | 7.94 | 0 | 0 | 0 | 26.6 | 26.6 | 26.6 | 8.79 | Tb | 100 | 0 | 15.3 | 26.9 | 0.15 | 0.25 |
| C2 | 7.48 | 6.55 | -0.93 | 12.6 | 119 | 378.4 | 12.87 | 7.24 | 0 | 0 | 0 | 22.06 | 22.06 | 22.06 | 11.66 | Tb | 100 | 0 | 7.46 | 20.8 | 0.29 | 0.28 |
| C3 | 4.09 | 3.53 | -0.56 | 8.2 | 78 | 355.3 | 10.4 | 5 | 3.35 | 6.5 | 3.15 | 17.14 | 20.49 | 23.64 | 10.88 | Tb | 72.5 | 16.3 | 6.53 | 10.4 | 0.29 | 0.41 |

| P5 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|----|------|------|-------|------|------|------|
| C1 | 6.97 | 6.35 | -0.62 | 51.4 | 180 | 811.6 | 17.7 | 4.04 | 0 | 0 | 0 | 25.73 | 25.73 | 25.73 | 13.34 | Tb | 100 | 0 | 13.71 | 30.9 | 0.22 | 0.3 |
| C2 | 6.86 | 6.44 | -0.42 | 12.9 | 93 | 345.8 | 20.11 | 5.39 | 0 | 0 | 0 | 27.24 | 27.24 | 27.24 | 11.04 | Tb | 100 | 0 | 5.52 | 22.8 | 0.66 | 0.39 |
| C3 | 5.05 | 4.06 | -0.99 | 14.2 | 81 | 305.5 | 17.58 | 4.95 | 0.77 | 3.6 | 2.83 | 24.07 | 24.84 | 27.67 | 11.01 | Tb | 87 | 3.1 | 4.8 | 20.9 | 0.51 | 0.65 |
| C4 | 3.29 | 3.22 | -0.07 | 19.4 | 57 | 251.8 | 18.71 | 3.99 | 7.46 | 9.5 | 2.04 | 23.94 | 31.4 | 33.44 | 14.55 | Tb | 71.6 | 23.8 | 3.27 | 21.6 | 0.51 | 2.28 |
| P10 - "Sulfuric" Lithic Cryorthent/"Thionic"-Sodic Leptosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 5.93 | 4.45 | -1.48 | 159.9 | 60 | 1566 | 46.23 | 12.02 | 0.48 | 2.7 | 2.22 | 65.21 | 65.69 | 67.91 | 18.03 | Tb | 96 | 0.7 | 10.02 | 22.3 | 0.08 | 0.69 |
| C2 | 3.55 | 3.28 | -0.27 | 68.8 | 50 | 1623 | 42.5 | 6.6 | 18.37 | 25.1 | 6.73 | 56.29 | 74.66 | 81.39 | 142.5 | Ta | 69.2 | 24.6 | 8.67 | 8.8 | 0 | 2.95 |
| C3 | 2.91 | 2.51 | -0.4 | 2.3 | 36 | 3208 | 23.53 | 7.35 | 18.95 | 22.9 | 3.95 | 44.92 | 63.87 | 67.82 | 28.77 | Ta | 66.2 | 29.7 | 20.57 | 5 | 0 | 2.25 |
| C4 | 2.75 | 2.69 | -0.06 | 23.8 | 14 | 3438 | 41.06 | 3.57 | 7.56 | 14.7 | 7.14 | 59.62 | 67.18 | 74.32 | 165 | Ta | 80.2 | 11.3 | 20.12 | 9.8 | 0.15 | 3.07 |
| P20 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.39 | 5.2 | -2.19 | 14.7 | 124 | 418.5 | 10.25 | 5.5 | 0 | 1.4 | 1.4 | 17.89 | 17.89 | 19.29 | 11.11 | Tb | 92.7 | 0 | 9.43 | 19.1 | 0.29 | 0.13 |
| C2 | 4.29 | 3.62 | -0.67 | 12.6 | 76 | 346.6 | 6.94 | 3.13 | 6.89 | 9 | 2.11 | 11.77 | 18.66 | 20.77 | 8.91 | Tb | 56.7 | 36.9 | 7.26 | 17.5 | 0.29 | 0.16 |
| C3 | 3.29 | 2.98 | -0.31 | 7.2 | 23 | 250.7 | 8.41 | 2.5 | 5.93 | 9.2 | 3.27 | 12.06 | 17.99 | 21.26 | 10.44 | Tb | 56.7 | 33 | 5.13 | 18.4 | 0.37 | 0.39 |
| C4 | 2.92 | 2.78 | -0.14 | 10 | 15 | 149.9 | 13.67 | 3.96 | 7.66 | 11.5 | 3.84 | 18.32 | 25.98 | 29.82 | 15.5 | Tb | 61.4 | 29.5 | 2.19 | 10.3 | 0.37 | 1.68 |
| P21 - Typic Cryopsamment/Oxyaquic-Aridic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 4.21 | 4.02 | -0.19 | 21.8 | 94 | 171 | 9.68 | 4.88 | 1.63 | 3.6 | 1.97 | 15.54 | 17.17 | 19.14 | 11.35 | Tb | 81.2 | 9.5 | 3.88 | 17.3 | 0.22 | 0.32 |
| P24 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 6 | 3.98 | -2.02 | 21.6 | 173 | 1134 | 10.31 | 5.46 | 1.63 | 3.9 | 2.27 | 21.14 | 22.77 | 25.04 | 9.96 | Tb | 84.4 | 7.2 | 19.69 | 28 | 0.22 | 0.11 |
| C2 | 4.86 | 3.61 | -1.25 | 12 | 96 | 495.2 | 11.78 | 3.62 | 5.45 | 7.9 | 2.45 | 17.8 | 23.25 | 25.7 | 13.11 | Tb | 69.3 | 23.4 | 8.38 | 19.7 | 0.22 | 0.13 |
| C3 | 3.68 | 3.46 | -0.22 | 12.3 | 47 | 332.2 | 12.36 | 3.43 | 5.93 | 8.4 | 2.47 | 17.35 | 23.28 | 25.75 | 12.54 | Tb | 67.4 | 25.5 | 5.61 | 15.8 | 0.29 | 1.61 |
| P26 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 6.31 | 5.21 | -1.1 | 32.9 | 272 | 1643 | 17.68 | 5.74 | 0 | 2.1 | 2.1 | 31.26 | 31.26 | 33.36 | 15.46 | Tb | 93.7 | 0 | 21.41 | 28.8 | 0.22 | 1.5 |
| C2 | 3.84 | 3.62 | -0.22 | 18.8 | 127 | 952.1 | 14.06 | 6.21 | 0.86 | 3.6 | 2.74 | 24.74 | 25.6 | 28.34 | 13.8 | Tb | 87.3 | 3.4 | 14.61 | 18.2 | 0.37 | 1.44 |
| C3 | 4.08 | 3.82 | -0.26 | 11.6 | 103 | 674 | 17.23 | 5.08 | 4.69 | 9 | 4.31 | 25.5 | 30.19 | 34.5 | 20.3 | Tb | 73.9 | 15.5 | 8.49 | 6.2 | 0.29 | 2.05 |
| C4 | 3.31 | 2.78 | -0.53 | 12.6 | 17 | 654.8 | 11.73 | 4.78 | 7.66 | 10.6 | 2.94 | 19.4 | 27.06 | 30 | 16.63 | Tb | 64.7 | 28.3 | 9.49 | 9.2 | 0.29 | 1.43 |
| <i>Solos vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P9 - Lithic Cryorthent/Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 8.35 | 6.61 | -1.74 | 53.2 | 128 | 2162 | 16.16 | 3.45 | 0 | 0.2 | 0.2 | 29.34 | 29.34 | 29.54 | 14.82 | Tb | 99.3 | 0 | 31.82 | 35.9 | 0.08 | 0.21 |
| Cr1 | 7.8 | 5.66 | -2.14 | 139.1 | 148 | 3074 | 19.84 | 4.85 | 0 | 0.6 | 0.6 | 38.43 | 38.43 | 39.03 | 16.2 | Tb | 98.5 | 0 | 34.24 | 39.3 | 0.15 | 0.3 |
| Cr2 | 8.88 | 7.75 | -1.13 | 218.7 | 119 | 3016 | 24.26 | 3.74 | 0 | 0 | 0 | 41.42 | 41.42 | 41.42 | 17.38 | Tb | 100 | 0 | 31.66 | 36.3 | 0.08 | 0.35 |

| P11 - Glacic Psammorthel/Arenic-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|------|-----|------|-------|-------|-------|-------|----|------|-----|-------|------|------|------|
| A | 6.98 | 6.39 | -0.59 | 32.8 | 172 | 1662 | 44.75 | 5.78 | 0 | 0 | 0 | 58.2 | 58.2 | 58.2 | 84.79 | Ta | 100 | 0 | 12.41 | 27.5 | 0.37 | 0.2 |
| C1 | 7.72 | 6.53 | -1.19 | 20.1 | 172 | 1623 | 56.37 | 5.41 | 0 | 0 | 0 | 69.28 | 69.28 | 69.28 | 127 | Ta | 100 | 0 | 10.19 | 25.8 | 0.15 | 0.11 |
| P12 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.5 | 6.44 | -1.06 | 31.7 | 465 | 1249 | 23.34 | 7.84 | 0 | 0.5 | 0.5 | 37.8 | 37.8 | 38.3 | 33.58 | Ta | 98.7 | 0 | 14.18 | 31.9 | 0.15 | 0.1 |
| C2 | 7.42 | 6.46 | -0.96 | 28.7 | 457 | 840.4 | 26.03 | 8.68 | 0 | 0.3 | 0.3 | 39.54 | 39.54 | 39.84 | 33.06 | Ta | 99.2 | 0 | 9.17 | 32.1 | 0.15 | 0.09 |
| P13 - Lithic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.94 | 6.71 | -1.23 | 43.6 | 494 | 2729 | 20.03 | 8.58 | 0 | 0 | 0 | 41.74 | 41.74 | 41.74 | 20.77 | Tb | 100 | 0 | 28.42 | 33.5 | 0.15 | 0.32 |
| P15 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.4 | 6.73 | -0.67 | 188.1 | 865 | 2345 | 7.78 | 4.64 | 0 | 0.3 | 0.3 | 24.83 | 24.83 | 25.13 | 29.85 | Ta | 98.8 | 0 | 40.58 | 41.7 | 0.15 | 0.14 |
| C2 | 8.26 | 6.73 | -1.53 | 168.2 | 875 | 1892 | 7.42 | 3.85 | 0 | 0.5 | 0.5 | 21.74 | 21.74 | 22.24 | 34.26 | Ta | 97.8 | 0 | 36.98 | 44.6 | 0 | 0.1 |
| P16 - Typic Cryaquent/Oxyaquic-Colluvic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.33 | 6.37 | -0.96 | 81.2 | 826 | 3304 | 22.19 | 8 | 0.19 | 0.6 | 0.41 | 46.67 | 46.86 | 47.27 | 27.97 | Ta | 98.7 | 0.4 | 30.39 | 37.2 | 0.22 | 0.19 |
| C2 | 7.45 | 6.38 | -1.07 | 192.5 | 865 | 1729 | 17.23 | 9.48 | 0 | 0.5 | 0.5 | 36.44 | 36.44 | 36.94 | 29.38 | Ta | 98.6 | 0 | 20.35 | 41.4 | 0.15 | 0.11 |
| C3 | 7.44 | 6.36 | -1.08 | 170.1 | 914 | 2480 | 21.77 | 9.94 | 0 | 0.5 | 0.5 | 44.83 | 44.83 | 45.33 | 29.22 | Ta | 98.9 | 0 | 23.78 | 38.9 | 0.22 | 0.11 |
| P17 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.71 | 6 | -1.71 | 32 | 494 | 3151 | 24.57 | 7.86 | 0 | 0.2 | 0.2 | 47.4 | 47.4 | 47.6 | 87.57 | Ta | 99.6 | 0 | 28.78 | 43.4 | 0.29 | 0.16 |
| C2 | 7.95 | 6.58 | -1.37 | 6 | 455 | 2556 | 31.17 | 9.73 | 0 | 0 | 0 | 53.18 | 53.18 | 53.18 | 120.2 | Ta | 100 | 0 | 20.9 | 32.1 | 0.22 | 0.14 |
| P25 - Glacic Haplorthel/Eutric-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.64 | 6.2 | -1.44 | 28.5 | 114 | 1048 | 25.77 | 8.68 | 0 | 0.3 | 0.3 | 39.3 | 39.3 | 39.6 | 22.51 | Tb | 99.2 | 0 | 11.51 | 31.9 | 0.66 | 0.38 |
| C2 | 7.99 | 6.36 | -1.63 | 55.5 | 423 | 869.2 | 32.81 | 6.62 | 0 | 0.2 | 0.2 | 44.29 | 44.29 | 44.49 | 22.93 | Tb | 99.6 | 0 | 8.49 | 30.2 | 0.15 | 0.11 |
| C3 | 8.36 | 6.62 | -1.74 | 129.4 | 276 | 1211 | 27 | 3.18 | 0 | 0 | 0 | 36.15 | 36.15 | 36.15 | 16.33 | Tb | 100 | 0 | 14.56 | 29.1 | 0.44 | 0.27 |
| P27 - Lithic Cryorthent/Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.23 | 5.97 | -1.26 | 38.1 | 202 | 1470 | 34.23 | 12.25 | 0 | 0 | 0 | 53.39 | 53.39 | 53.39 | 27.67 | Ta | 100 | 0 | 11.97 | 27.6 | 0.15 | 0.08 |
| P28 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.5 | 6.17 | -1.33 | 19.4 | 153 | 1364 | 12.56 | 4.62 | 0 | 0.6 | 0.6 | 23.5 | 23.5 | 24.1 | 12.82 | Tb | 97.5 | 0 | 24.61 | 39.1 | 0.22 | 0.11 |
| C2 | 7.76 | 6.16 | -1.6 | 38 | 0 | 1432 | 27.74 | 7.6 | 0 | 0.5 | 0.5 | 41.56 | 41.56 | 42.06 | 17.55 | Tb | 98.8 | 0 | 14.8 | 37.7 | 0.15 | 0.09 |
| C3 | 7.73 | 6.3 | -1.43 | 39.9 | 465 | 1288 | 31.28 | 7.98 | 0 | 0.5 | 0.5 | 46.05 | 46.05 | 46.55 | 29.77 | Ta | 98.9 | 0 | 12.03 | 34.5 | 0.15 | 0.09 |
| P29 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 7.45 | 6.31 | -1.14 | 30.1 | 738 | 597.3 | 24.69 | 6.02 | 0 | 0.5 | 0.5 | 35.2 | 35.2 | 35.7 | 28.44 | Ta | 98.6 | 0 | 7.27 | 35.7 | 0.08 | 0.11 |
| C2 | 7.4 | 6.45 | -0.95 | 31.5 | 374 | 552.7 | 23.21 | 5.5 | 0 | 0.2 | 0.2 | 32.07 | 32.07 | 32.27 | 27.6 | Ta | 99.4 | 0 | 7.45 | 32.9 | 0.08 | 0.2 |

Tabela 8 Propriedades geoquímicas obtidas por FRX, índice CIA e relação Zr/Ti dos solos de Cape Lamb, ilha Vega.

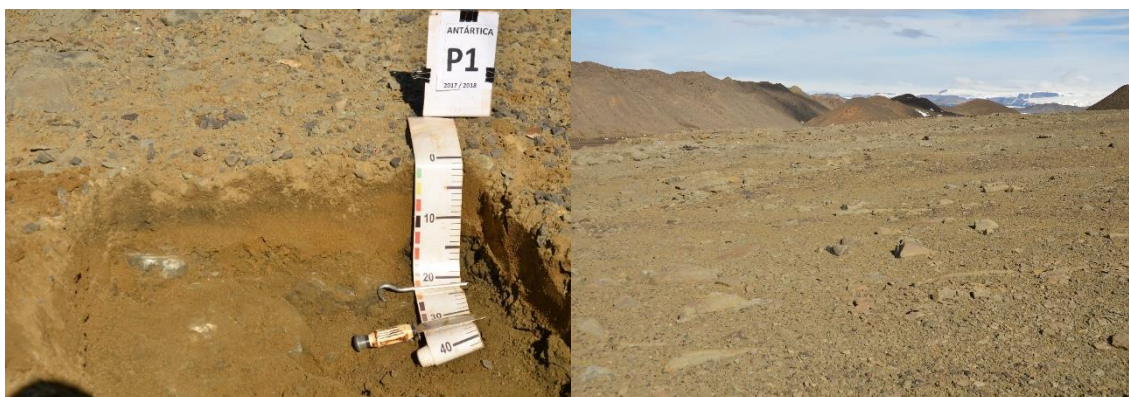
| Cam/ Horiz | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ | SO ₃ | CIA | Zr/Ti |
|--|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------------------|------------------|------|-------------------------------|-----------------|------|-------|
| -----%----- | | | | | | | | | | | | |
| <i>Solos sedimentares-vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | |
| P1 - Lithic Cryorthent/Aridic-Eutric Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 37.97 | 9.9 | 5.87 | 7.47 | 1.52 | 1.59 | 0.87 | 0.35 | 0.4 | 0.14 | 0.52 | 0.03 |
| C2 | 33.64 | 13.93 | 4.7 | 7.93 | 1.4 | 1.05 | 0.81 | 0.12 | 0.26 | 0.26 | 0.67 | 0.04 |
| C3 | 45.28 | 13.88 | 1.78 | 11.29 | 2.07 | 1.47 | 1.07 | 0.13 | 0.18 | 0.07 | 0.7 | 0.03 |
| C4 | 38.05 | 13.91 | 5.08 | 8.07 | 1.71 | 1.36 | 0.78 | 0.14 | 0.36 | 0.09 | 0.62 | 0.04 |
| P2 - Typic Haplorthel/ Eutric-Haplic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 44.61 | 10.9 | 3.39 | 6.86 | 1.42 | 1.65 | 1.15 | 0.12 | 0.19 | 0.23 | 0.6 | 0.04 |
| C2 | 45.2 | 11.14 | 3.47 | 6.77 | 2.04 | 1.65 | 1.13 | 0.12 | 0.15 | 0.19 | 0.63 | 0.04 |
| C3 | 43.94 | 10.69 | 3.42 | 7 | 1.57 | 1.51 | 1.07 | 0.12 | 0.23 | 0.37 | 0.65 | 0.03 |
| C4 | 46.73 | 11.74 | 3.18 | 6.88 | 1.94 | 1.66 | 1.09 | 0.11 | 0.1 | 0.31 | 0.64 | 0.04 |
| C5 | 43.38 | 10.5 | 2.73 | 7.26 | 1.59 | 1.55 | 1.18 | 0.11 | 0.16 | 0.15 | 0.63 | 0.03 |
| P6 - Typic Psammenturbel/ Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 52.05 | 12.93 | 1.38 | 6.3 | 1.88 | 2.07 | 0.93 | 0.03 | 0.17 | 0.25 | 0.71 | 0.04 |
| C2 | 48.22 | 11.95 | 0.88 | 4.65 | 0.65 | 1.93 | 0.8 | 0.01 | 0.01 | 0.13 | 0.79 | 0.05 |
| C3 | 59.61 | 13.1 | 1.78 | 4.64 | 1.24 | 2.57 | 1.21 | 0.04 | 0.08 | 0.51 | 0.69 | 0.11 |
| C4 | 56.98 | 11.53 | 1.64 | 5.45 | 1.36 | 2.32 | 1.06 | 0.08 | 0.04 | 0.6 | 0.68 | 0.09 |
| P7 - Typic Cryofluvent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 44.41 | 10.21 | 2.48 | 7.1 | 2.13 | 1.62 | 1.1 | 0.1 | 0.15 | 0.26 | 0.62 | 0.06 |
| C2 | 41.19 | 9.71 | 3.14 | 8.1 | 3.06 | 1.33 | 1 | 0.12 | 0.2 | 0.12 | 0.6 | 0.04 |
| P8 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 42.63 | 10.33 | 2.81 | 7.84 | 1.77 | 1.5 | 1.2 | 0.11 | 0.22 | 0.09 | 0.65 | 0.05 |
| C2 | 44.36 | 10.92 | 2.54 | 7.47 | 1.86 | 1.57 | 1.04 | 0.11 | 0.19 | 0.05 | 0.63 | 0.04 |
| C3 | 43.48 | 10.7 | 2.54 | 7.35 | 2.35 | 1.57 | 1.05 | 0.09 | 0.16 | 0.1 | 0.65 | 0.04 |
| P14 - Typic Haploturbel/Colluvic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 44.14 | 10.61 | 2.35 | 7.82 | 1.5 | 1.58 | 1.19 | 0.12 | 0.13 | 0.21 | 0.65 | 0.05 |
| C2 | 43.42 | 10.57 | 1.81 | 6.49 | 1.56 | 1.62 | 0.94 | 0.08 | 0.13 | 0.17 | 0.68 | 0.08 |

| | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P18 - Typic Haploturbel/Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 42.79 | 10.75 | 2.85 | 8.42 | 2.4 | 1.48 | 1.26 | 0.12 | 0.22 | 0.08 | 0.62 | 0.04 |
| C2 | 41.04 | 10.05 | 2.65 | 7.71 | 1.97 | 1.38 | 1.12 | 0.1 | 0.16 | 0.15 | 0.66 | 0.04 |
| C3 | 42.51 | 10.82 | 2.31 | 7.66 | 1.82 | 1.57 | 1.07 | 0.1 | 0.14 | 0.12 | 0.67 | 0.04 |
| P19 - Typic Haploturbel/ Eutric-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 45.14 | 11.32 | 2.2 | 7.33 | 1.55 | 1.61 | 1.09 | 0.17 | 0.1 | 0.15 | 0.68 | 0.08 |
| C2 | 45.34 | 10.76 | 1.42 | 6.55 | 1.33 | 1.55 | 0.78 | 0.03 | 0.12 | 0.12 | 0.69 | 0.12 |
| C3 | 43.96 | 11.75 | 4.65 | 5.88 | 2.06 | 1.07 | 0.74 | 0.1 | 0.24 | 0.32 | 0.61 | 0.07 |
| C4 | 45.7 | 10.02 | 1.32 | 5.63 | 1.38 | 1.75 | 0.73 | 0.02 | 0.03 | 0.58 | 0.66 | 0.11 |
| C5 | 43.93 | 9.51 | 1.31 | 5.34 | 1.32 | 1.63 | 0.77 | 0.02 | 0.08 | 0.68 | 0.69 | 0.08 |
| P22 - Typic Psammenturbel/Arenic-Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 43.33 | 11.3 | 1.23 | 7.41 | 1.41 | 1.89 | 1.04 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.69 | 0.05 |
| C2 | 49.49 | 11.8 | 1.13 | 5.48 | 1.65 | 2.09 | 0.97 | 0.05 | 0.09 | 0.05 | 0.7 | 0.08 |
| C3 | 53.87 | 11.33 | 1.28 | 4.83 | 1.61 | 2.19 | 1.25 | 0.05 | 0.19 | 0.03 | 0.68 | 0.11 |
| C4 | 56.46 | 10.71 | 1.43 | 5.24 | 1.37 | 2.34 | 1.45 | 0.06 | 0.14 | 0.02 | 0.67 | 0.13 |
| P23 - Typic Cryofluent/Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 51.45 | 11.49 | 1.59 | 5.53 | 1.41 | 2 | 1.29 | 0.06 | 0.06 | 0.46 | 0.7 | 0.15 |
| C2 | 45.18 | 10.32 | 2.13 | 6.84 | 1.49 | 1.6 | 1.1 | 0.09 | 0.19 | 0.3 | 0.64 | 0.11 |
| P30 - Typic Cryaquent/Oxyaquic-Fluvic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 37.74 | 9.61 | 1.91 | 6.66 | 1.72 | 1.36 | 1.11 | 0.1 | 0.07 | 0.13 | 0.66 | 0.05 |
| <i>Solos sedimentares sulfatados</i> | | | | | | | | | | | | |
| P3 - "Sulfuric" Haploturbel/ "Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 48.59 | 11.46 | 1.57 | 5.96 | 1.42 | 2 | 0.87 | 0.08 | 0.07 | 0.35 | 0.68 | 0.07 |
| C2 | 50.46 | 11.81 | 1.09 | 5.26 | 2.27 | 2.19 | 0.73 | 0.02 | 0.15 | 0.43 | 0.72 | 0.05 |
| C3 | 54.32 | 12.06 | 1.3 | 5.44 | 1.27 | 2.27 | 0.75 | 0.02 | 0 | 0.9 | 0.68 | 0.06 |
| C4 | 51.29 | 10.98 | 1.06 | 5.12 | 1.62 | 2.12 | 0.72 | 0.01 | 0.14 | 0.82 | 0.72 | 0.06 |
| P4 - "Sulfuric" Haploturbel/ Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 47.58 | 12.35 | 2.01 | 7.15 | 1.84 | 1.88 | 0.98 | 0.13 | 0.15 | 0.22 | 0.69 | 0.06 |
| C2 | 54.35 | 12.86 | 1.01 | 6.92 | 1.8 | 2.18 | 0.94 | 0.03 | 0.09 | 0.06 | 0.68 | 0.06 |
| C3 | 49.81 | 11.73 | 0.86 | 7.36 | 1.65 | 1.85 | 0.87 | 0.02 | 0.04 | 0.24 | 0.71 | 0.08 |

| P5 - "Sulfuric" Haploturbel/ Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| C1 | 50.8 | 12.55 | 1.84 | 6 | 1.64 | 1.92 | 0.95 | 0.1 | 0.17 | 0.15 | 0.69 | 0.06 |
| C2 | 52.12 | 12.49 | 1.05 | 5.24 | 1.7 | 2.11 | 0.88 | 0.01 | 0.08 | 0.61 | 0.7 | 0.05 |
| C3 | 51.99 | 12.65 | 0.95 | 5.65 | 1.42 | 2.03 | 0.88 | 0.02 | 0 | 0.94 | 0.73 | 0.05 |
| C4 | 51.66 | 11.97 | 0.9 | 5.05 | 1.38 | 1.98 | 0.8 | 0.01 | 0.07 | 1.01 | 0.74 | 0.05 |
| P10 - "Sulfuric" Lithic Cryorthent/"Thionic"-Sodic Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 43.45 | 11.54 | 2.31 | 6.06 | 1.93 | 0.53 | 0.82 | 0.28 | 0.1 | 0.2 | 0.72 | 0.04 |
| C2 | 37.73 | 9.86 | 4.05 | 6.57 | 1.12 | 0.44 | 0.81 | 0.18 | 0.21 | 4.43 | 0.64 | 0.03 |
| C3 | 45.02 | 10.37 | 1.89 | 7.78 | 1.8 | 0.51 | 0.91 | 0.07 | 0.08 | 0.74 | 0.71 | 0.04 |
| C4 | 38.49 | 8.11 | 2.77 | 7.14 | 0.7 | 0.89 | 1.08 | 0.05 | 0.06 | 3.73 | 0.63 | 0.04 |
| P20 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 47.37 | 10.94 | 0.96 | 6.17 | 1.56 | 1.94 | 0.85 | 0.03 | 0.05 | 0.33 | 0.7 | 0.09 |
| C2 | 49.96 | 12.01 | 0.79 | 5.83 | 1.66 | 2.1 | 0.85 | 0.02 | 0.08 | 0.94 | 0.72 | 0.09 |
| C3 | 48.04 | 10.96 | 0.81 | 7.19 | 1.26 | 2.01 | 0.83 | 0.03 | 0.11 | 1.96 | 0.71 | 0.1 |
| C4 | 43.45 | 9.25 | 0.95 | 6.19 | 0.65 | 1.76 | 0.75 | 0.03 | 0.04 | 2.32 | 0.69 | 0.1 |
| P21 - Typic Cryopsamment/Oxyaquic-Aridic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 49.57 | 11.25 | 1.05 | 4.88 | 1.42 | 1.85 | 0.91 | 0.04 | 0 | 0.42 | 0.71 | 0.13 |
| P24 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 47.05 | 11.45 | 1.18 | 5.38 | 1.33 | 1.78 | 0.86 | 0.33 | 0.15 | 0.31 | 0.72 | 0.07 |
| C2 | 49.57 | 12.36 | 1.2 | 6.14 | 1.31 | 1.71 | 0.91 | 0.04 | 0.14 | 0.46 | 0.71 | 0.08 |
| C3 | 50.16 | 12.27 | 1.28 | 6.73 | 1.21 | 1.62 | 0.9 | 0.04 | 0.07 | 0.59 | 0.72 | 0.08 |
| P26 - "Sulfuric" Haploturbel/"Thionic" -Turbic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 41.73 | 9.98 | 1.64 | 5.57 | 1.01 | 1.61 | 0.93 | 0.08 | 0.08 | 0.96 | 0.72 | 0.09 |
| C2 | 41.94 | 9.42 | 1.06 | 4.66 | 0.93 | 1.67 | 0.68 | 0.02 | 0.01 | 0.66 | 0.7 | 0.09 |
| C3 | 39.96 | 8.99 | 1.32 | 6.09 | 0.92 | 1.58 | 0.73 | 0.05 | 0.01 | 1.21 | 0.67 | 0.07 |
| C4 | 38.78 | 9.09 | 1.13 | 6.9 | 0.71 | 1.42 | 0.84 | 0.04 | 0.07 | 1.78 | 0.71 | 0.07 |
| <i>Solos vulcânicos</i> | | | | | | | | | | | | |
| P9 - Lithic Cryorthent/Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 47.67 | 10.51 | 2.27 | 5.53 | 1.7 | 1.43 | 0.79 | 0.1 | 0.11 | 0.25 | 0.65 | 0.05 |
| Cr1 | 44.97 | 10.72 | 2.33 | 5.45 | 1.8 | 1.22 | 0.73 | 0.12 | 0.25 | 0.22 | 0.65 | 0.05 |
| Cr2 | 43.44 | 10.56 | 3.19 | 4.96 | 1.52 | 1.13 | 0.74 | 0.11 | 0.28 | 0.15 | 0.61 | 0.05 |

| | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P11 - Glacic Psammorthel/Arenic-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| A | 33.89 | 7.99 | 3.72 | 8.52 | 2.37 | 0.77 | 1.46 | 0.14 | 0.21 | 0.22 | 0.56 | 0.02 |
| C1 | 34.3 | 7.99 | 4.02 | 10.55 | 3.4 | 0.68 | 1.89 | 0.18 | 0.3 | 0.15 | 0.56 | 0.01 |
| P12 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 40.98 | 10.74 | 2.8 | 8.52 | 2.38 | 1.38 | 1.38 | 0.14 | 0.19 | 0.12 | 0.65 | 0.04 |
| C2 | 36.61 | 9.48 | 2.79 | 7.93 | 2.48 | 1.12 | 1.34 | 0.13 | 0.17 | 0.11 | 0.64 | 0.03 |
| P13 - Lithic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 41.09 | 10.72 | 1.98 | 7.63 | 1.73 | 1.46 | 1.19 | 0.09 | 0.14 | 0.08 | 0.69 | 0.03 |
| P15 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 41.64 | 12.14 | 4.02 | 7.96 | 1.91 | 1.61 | 1.48 | 0.13 | 0.41 | 0.05 | 0.61 | 0.03 |
| C2 | 41.36 | 12.33 | 3.93 | 7.39 | 2.03 | 1.59 | 1.41 | 0.13 | 0.48 | 0.1 | 0.62 | 0.03 |
| P16 - Typic Cryaquent/Oxyaquic-Colluvic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 37.52 | 10.25 | 3.19 | 7.57 | 2.15 | 1.57 | 1.45 | 0.12 | 0.27 | 0.02 | 0.65 | 0.02 |
| C2 | 42.16 | 10.68 | 2.52 | 7.27 | 2.45 | 1.61 | 1.26 | 0.08 | 0.25 | 0.02 | 0.64 | 0.02 |
| C3 | 35.85 | 9.52 | 2.47 | 7.03 | 0.88 | 1.38 | 1.25 | 0.09 | 0.23 | 0.01 | 0.7 | 0.02 |
| P17 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 38.04 | 9.62 | 3.54 | 8.69 | 1.84 | 1.34 | 1.59 | 0.16 | 0.28 | 0.07 | 0.61 | 0.02 |
| C2 | 35.04 | 9.59 | 2.79 | 7.46 | 1.34 | 1.17 | 1.37 | 0.13 | 0.21 | 0.05 | 0.63 | 0.03 |
| P25 - Glacic Haplorthel/Eutric-Glacic Cryosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 35.12 | 8.54 | 2.17 | 6.59 | 2.06 | 1.17 | 1.18 | 0.11 | 0.16 | 0.12 | 0.63 | 0.04 |
| C2 | 32.02 | 8.1 | 2.47 | 6.15 | 1.33 | 1.18 | 1.03 | 0.11 | 0.13 | 0.08 | 0.61 | 0.02 |
| C3 | 37.89 | 9.45 | 1.92 | 5.84 | 1.43 | 1.53 | 0.77 | 0.08 | 0.09 | 0.63 | 0.65 | 0.04 |
| P27 - Lithic Cryorthent/ Sodic-Skeletal Leptosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 33.3 | 8.55 | 2.27 | 7.61 | 2.58 | 0.96 | 1.39 | 0.12 | 0.12 | 0.07 | 0.66 | 0.02 |
| P28 - Typic Cryorthent/ Skeletic-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 42.02 | 9.4 | 1.64 | 5.87 | 1 | 1.68 | 0.95 | 0.07 | 0.13 | 0.12 | 0.74 | 0.04 |
| C2 | 36.84 | 9.59 | 2.02 | 6.62 | 1.99 | 1.26 | 1.02 | 0.09 | 0.15 | 0.13 | 0.66 | 0.03 |
| C3 | 33.45 | 8.7 | 1.86 | 6.4 | 1.51 | 1.09 | 1 | 0.08 | 0.13 | 0.1 | 0.66 | 0.03 |
| P29 - Typic Cryorthent/Skeletal-Leptic Regosol | | | | | | | | | | | | |
| C1 | 35.79 | 9.27 | 2.57 | 7.64 | 1.74 | 1.11 | 1.3 | 0.12 | 0.19 | 0.06 | 0.64 | 0.06 |
| C2 | 33.06 | 8.28 | 2.78 | 7.24 | 1.44 | 1 | 1.27 | 0.12 | 0.18 | 0.06 | 0.63 | 0.07 |

PERFIL 1



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 1

Data: 12/12/2017

Classificação World Reference Base: Aridic-Eutric Leptosol

Classificação Soil Taxonomy: Lithic Cryorthent

Coordenadas UTM: 472919 O / 2917263 S, Zona 21

Situação e declive: vertente de inclinação moderada com arenitos crioclastados e pouco alterados.

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 99 m

Material originário: arenitos esverdeados/acinzentados *in situ* (material autóctone)

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a montanhoso

Drenagem: bem drenado

Erosão: muito forte

Pedregosidade: pedregosa

Rochosidade: rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 3 cm (3 cm) textura média; muito cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara; 11,9°C.
- C2** 3 – 8 cm (5 cm) textura média; pouco cascalhento; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara; 11,7°C.
- C3** 8 – 15 cm (7 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara; 11,4°C.
- C4** 15 – 19 cm (4 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara; 7,7°C.
- R** Arenito

Observações: Contato lítico fragmentário em 19 cm. Perfil epipedregoso. Grau de arredondamento da fração grosseira angular. Presença de nódulos argilosos na camada C3.

PERFIL 2



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 2

Data: 12/12/2017

Classificação World Reference Base: Eutric-Haplic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Haplorthel

Coordenadas UTM: 473380 O / 2917444 S, Zona 21

Situação e declive: Terço superior/Topo de moraina

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 103 m

Material originário: Materiais detríticos vulcânicos (basaltos, brechas e tufos) transportados por geleira.

Unidade estratigráfica: Depósitos de *till* (Quaternário)

Relevo local: Escarpado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: extremamente rochosa

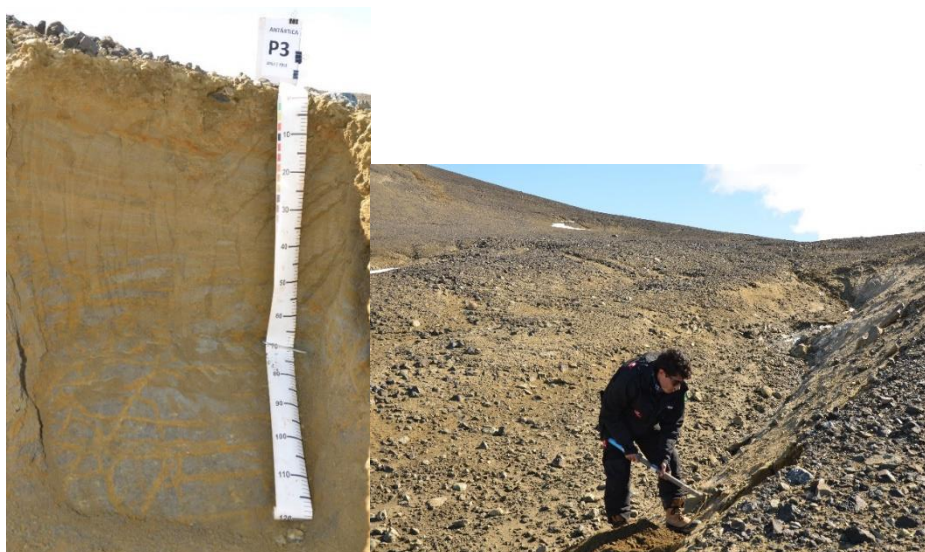
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 12 cm (12 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 6,6°C.
- C2** 12 – 38 cm (26 cm) textura média; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 2,4°C.
- C3** 38 – 57 cm (19 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,4°C.
- C4** 57 – 78 cm (21 cm) textura média; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 0,9°C.
- C5** 78 – 90+ cm (12+ cm) textura média; sem estrutura; firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,3°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 79 cm (cristais de gelo perceptíveis a olho nu). Grau de arredondamento da fração grosseira de angular a subangular.

PERFIL 3



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 3

Data: 13/12/2017

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haploturbel

Coordenadas UTM: 472758 O / 2916724 S, Zona 21

Situação e declive: Vertente litorânea dissecada por canais fluviais

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 114 m

Material originário: camadas areníticas/argilíticas mixadas e pouco litificadas

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Forte ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: forte

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: extremamente rochosa

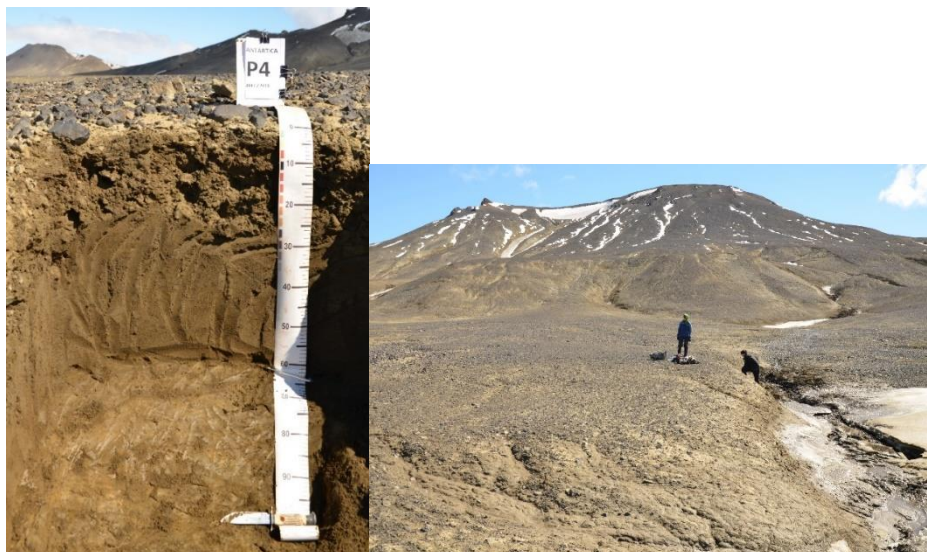
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 8 cm (8 cm) textura média; cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 3,8°C.
- C2** 8 – 41 cm (33 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa; 2,8°C.
- C3** 41 – 69 cm (28 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,7°C.
- C4** 69 – 110+ cm (41+ cm) textura média; cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,4°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 69 cm. Grau de arredondamento da fração grosseira de angular a subangular. Perfil epipedregoso com presença expressiva das cascalhos vulcânicos, indicando recobrimento por solifluxão. Possível presença de sais devido ao spray salino. Coloração variegada com presença de uma “rede de tubos e veios alaranjados de material sulfatado em uma matriz acinzentada.

PERFIL 4



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 4

Data: 13/12/2017

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haploturbel

Coordenadas UTM: 472625 O / 2915399 S, Zona 21

Situação e declive: Terraço com suave inclinação entrecortado por canais

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 18 m

Material originário: Depósitos arenosos marinhos soerguidos (Quaternário)

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Suave Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – (23-28) cm (23-28 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara; 10,7°C.
- C2** (23-28) – 62 cm (39-34 cm) textura média; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 2,3°C.
- C3** 62 – 110+ cm (48+ cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,3°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 62 cm. Grau de arredondamento da fração grosseira de angular a subarredondada, indicando ligeiro arredondamento por ação marinha. Perfil epipedregoso com vulcânicas.

PERFIL 5



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 5

Data: 13/12/2017

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haplorturbel

Coordenadas UTM: 470853 O / 2913816 S, Zona 21

Situação e declive: Terraço soerguido

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 20 m

Material originário: Depósitos de siltitos areníticos

Unidade estratigráfica: Membro Herbert Sound/Formação Santa Marta (Cretáceo)

Relevo local: Suave Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

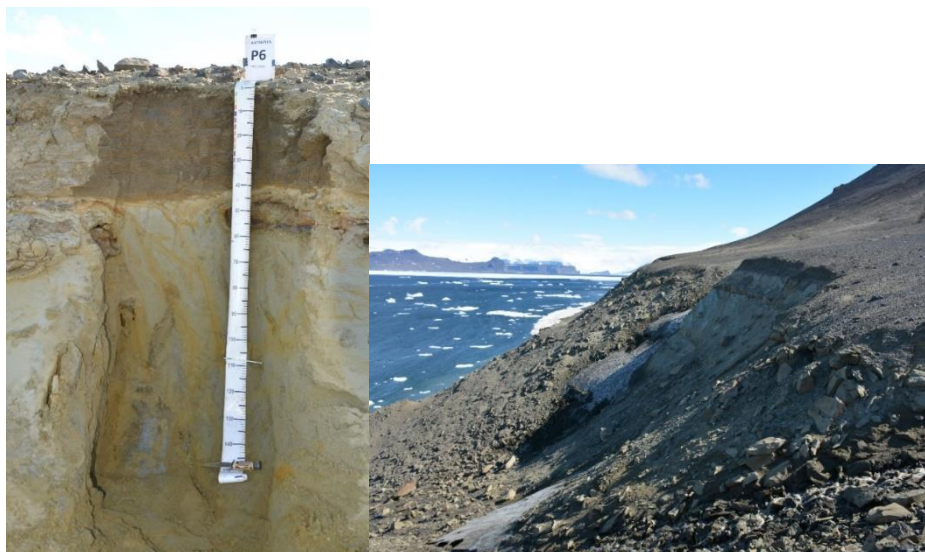
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 24 cm (24 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 12,3°C.
- C2** 24 – 53 cm (29 cm) textura siltosa; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 4,2°C.
- C3** 53 – (76-88) cm (23-35 cm) textura média; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 2,3°C.
- C4** (76-88) – 120+ cm (44-32+) textura siltosa; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,1°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 76 cm. Perfil epipedregoso com maior presença de materiais sedimentares achatados. Presença de sais. Horizontes bicrômicos com presença de faixas alaranjadas sub-horizontais (material sulfatado). Presença de nódulos argilo-siltosos herdados do material de origem.

PERFIL 6



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 6

Data: 13/12/2017

Classificação World Reference Base: Arenic-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Psammenturbel

Coordenadas UTM: 470590 O / 2913646 S, Zona 21

Situação e declive: Terraço soerguido

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 47 m

Material originário: Depósitos de arenitos e siltitos interestratificados

Unidade estratigráfica: Membro Herbert Sound/Formação Santa Marta (Cretáceo)

Relevo local: Suave Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 4 cm (4 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 9,9°C.
- C2** 4 – 45 cm (41 cm) textura siltosa; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta; 9,7°C.
- C3** 45 – 106 cm (61 cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara; 4,3°C.
- C4** 106 – 150+ cm (44+) textura arenosa; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; 0,2°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 106 cm (como cristais de gelo distribuídos na matriz do solo, mas também como lentes de gelo concentrado em veios). Perfil epipedregoso. Presença de lajes de pedras em torno de 45 cm. Presença de sais. Presença de manchas acinzentadas no C4. Manchas alaranjadas em todo o perfil, com maior ocorrência no C3 como veios sulfatados.

PERFIL 7



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 7

Data: 15/12/2017

Classificação World Reference Base: Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryofluvent

Coordenadas UTM: 473072 O / 2917330 S, Zona 21

Situação e declive: Planície fluvial de canais de degelo

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 73 m

Material originário: Materiais mal selecionados de origem vulcânica e sedimentar

Unidade estratigráfica: Depósitos aluviais (Quaternário)

Relevo local: Plano

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: muito mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 4 cm (4 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 0,5°C.

C2 4 – 25 cm (21 cm) textura arenosa; muito cascalhento; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,7°C.

Observações: Lençol freático à profundidade de 25 cm. Grau de arredondamento angular da fração grosseira. Camada C1 apresenta-se congelada.

PERFIL 8



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 8

Data: 15/12/2017

Classificação World Reference Base: Eutric-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Haploturbel

Coordenadas UTM: 472857 O / 2916831 S, Zona 21

Situação e declive: Rampa com manto de detritos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 116 m

Material originário: Materiais vulcânicos (basaltos, brechas e escórias) transportados pela ação glacial

Unidade estratigráfica: Depósitos de *till* (Quaternário)

Relevo local: Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: muito pedregosa

Rochosidade: não rochosa

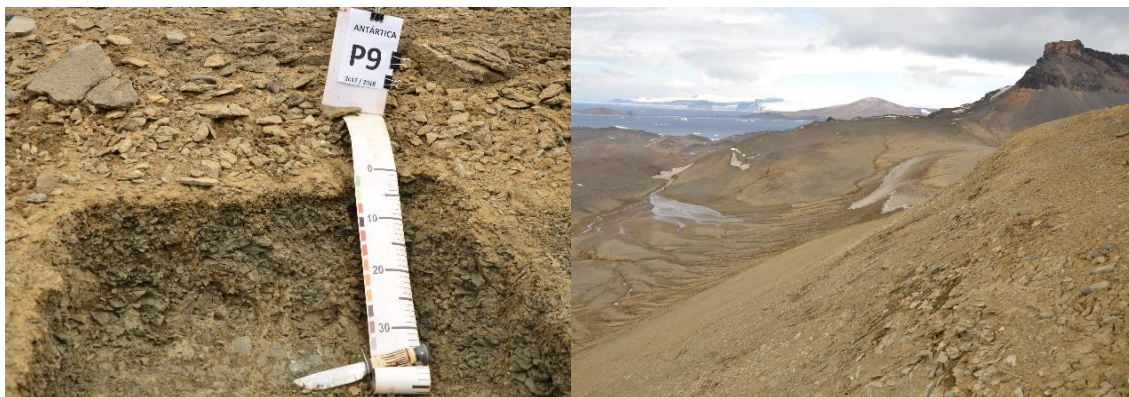
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 7 cm (7 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 0,9°C.
- C2** 7 – 39 cm (31 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual 1,7°C.
- C3** 39 – 70 + cm (31+) textura média; cascalhento; sem estrutura; firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 1,3°C.

Observações: Perfil coletado em ambiente de ocorrência de solos estriados. Presença de fissuras e fendilhamentos na camada C3 produzidas pelos ciclos de congelamento-descongelamento (crioturbação).

PERFIL 9



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 9

Data: 17/12/2017

Classificação World Reference Base: Sodic-Skeletal Leptosol

Classificação Soil Taxonomy: Lithic Cryorthent

Coordenadas UTM: 472038 O / 2918694 S, Zona 21

Situação e declive: Vertente íngreme sustentada por estratos sedimentares

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 271 m

Material originário: Fácies sedimentares argilíticas e siltitos, com contribuição de tufos vulcânicos

Unidade estratigráfica: Membro Sandwich Bluff/ Formação Lópes de Bertodano (Cretáceo)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: pedregosa

Rochosidade: não rochosa

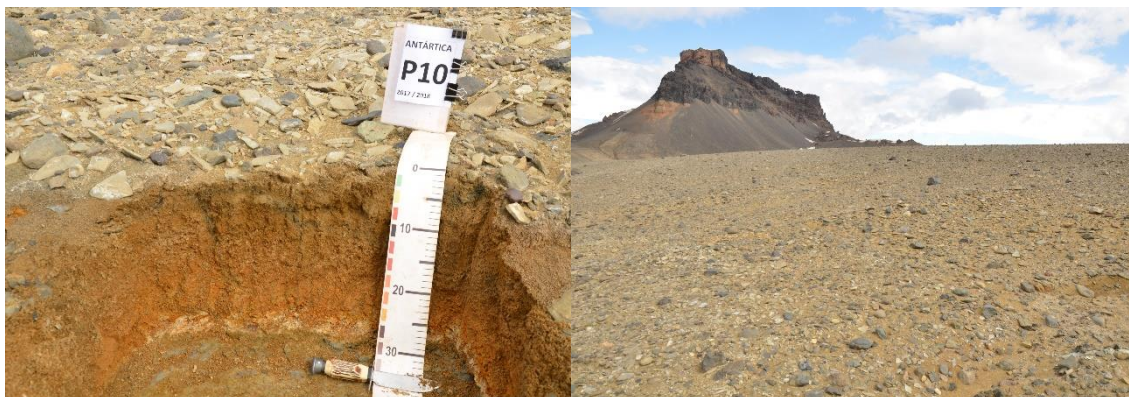
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 2 cm (7 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,9°C.
- Cr1** 2 – 28 cm (26 cm) textura siltosa; muito cascalhento; sem estrutura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 0,9°C.
- Cr2** 28 – 40 cm (12 cm) textura siltosa; muito cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e ligeiramente pegajosa; plana e gradual; 0,6°C.
- R** Siltito

Observações: Contato lítico fragmentário em 31 cm. Perfil epipedregoso com grau de arredondamento angular da fração grosseira superficial. Presença de deposição eólica de areia fina transportada pelo vento.

PERFIL 10



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 10

Data: 17/12/2017

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Sodic Leptosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Lithic Cryorthent

Coordenadas UTM: 471992 O / 2918334 S, Zona 21

Situação e declive: Plataforma de altitude crioplanada com material *in situ*.

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 235 m

Material originário: Fácies sedimentares argilíticas e siltitos.

Unidade estratigráfica: Membro Sandwich Bluff/ Formação Lópes de Bertodano (Cretáceo)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: mal drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – (5-12) cm (5-12 cm) textura argilosa; cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e pegajosa; transição ondulada e clara; 0,6°C.
- C2** (5-12) – 19 cm (14-7 cm) textura siltosa; cascalhento; sem estrutura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 0,8°C.
- C3** 39 – 70 + cm (31+) textura siltosa; cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e ligeiramente pegajosa; plana e clara; 0,6°C.
- C4** 25 – (27-29) cm (2-4) textura siltosa; cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e ligeiramente pegajosa; ondulada e abrupta; 0,6°C.
- R** Siltito

Observações: Contato lítico fragmentário em 27 cm. Perfil epipedregoso com grau de arredondamento angular a arredondado da fração grosseira. Perfil cromado e alaranjado pela ocorrência de sulfatos.

PERFIL 11



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 11

Data: 17/12/2017

Classificação World Reference Base: Arenic-Glacic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Glacic Psammorthel

Coordenadas UTM: 472463 O / 2918630 S, Zona 21

Situação e declive: Moraina

Cobertura vegetal: tapete de musgo

Altitude: 212 m

Material originário: Detríticos vulcânicos transportados por geleira, com destaque para materiais piroclásticos, como escórias e púmices.

Unidade estratigráfica: Depósitos de *till* (Quaternário)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: muito pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

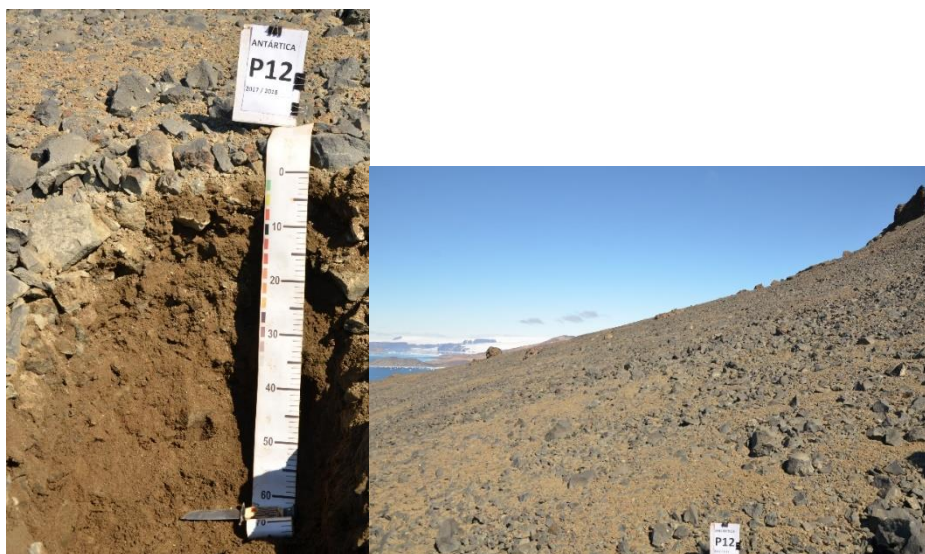
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A** 0 – 6 cm (6 cm) textura arenosa; cascalhento; grãos simples a granular grumosa pequena e fraca; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual; 0,7°C.
- C1** 6 – 27 cm (21 cm) textura arenosa; cascalhento; grãos simples; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta; 0,7°C.
Gelo glacial (Permafrost singenético).

Observações: Sedimentos depositados acima de gelo ou neve. Grau de arredondamento angular da fração grosseira.

PERFIL 12



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 12

Data: 19/12/2017

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryorthent

Coordenadas UTM: 471269 O / 2916483 S, Zona 21

Situação e declive: *Scree slope* com detritos vulcânicos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 325 m

Material originário: Brechas vulcânicas com fragmentos basálticos

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

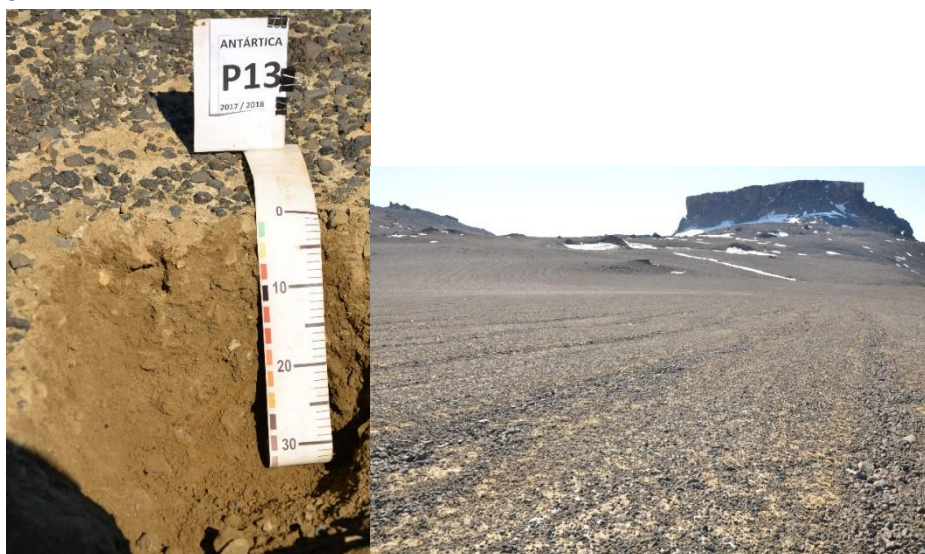
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 51 cm (51 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 6°C.
- C2** 51-70 cm (19 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 1°C.
- R** Brecha vulcânica

Observações: Contato lítico fragmentário a 70 cm. Grau de arredondamento angular da fração grosseira.

PERFIL 13



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 13

Data: 19/12/2017

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Lithic Cryorthent

Coordenadas UTM: 472081 O / 2916073 S, Zona 21

Situação e declive: Platô sustentado por brecha vulcânica

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 252 m

Material originário: Brechas vulcânicas palagonitizadas

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

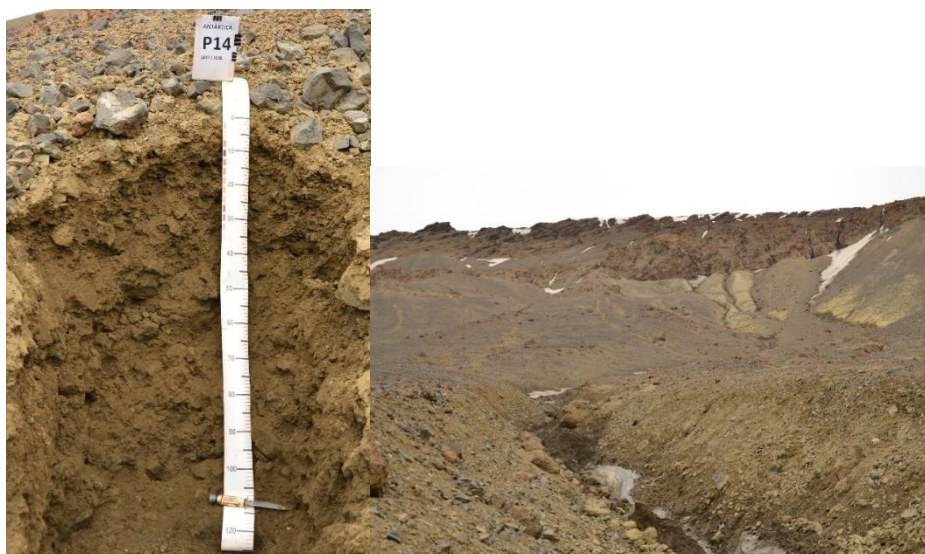
DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 35 cm (35 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 7°C.

R Brecha vulcânica

Observações: Contato lítico fragmentário a 35 cm. Grau de arredondamento subangular da fração grosseira. Perfil coletado em faixa de material mais fino típica de ambientes de solos poligonais com estrias bem desenvolvidas.

PERFIL 14



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 14

Data: 20/12/2017

Classificação World Reference Base: Colluvic-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Haploturbel

Coordenadas UTM: 471747 O / 2915592 S, Zona 21

Situação e declive: Rampa coluvial em ambiente de voçoroca

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 104 m

Material originário: Detritos vulcânicos e sedimentares

Unidade estratigráfica: Depósitos coluviais (Quaternário)

Relevo local: Forte-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: moderada

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

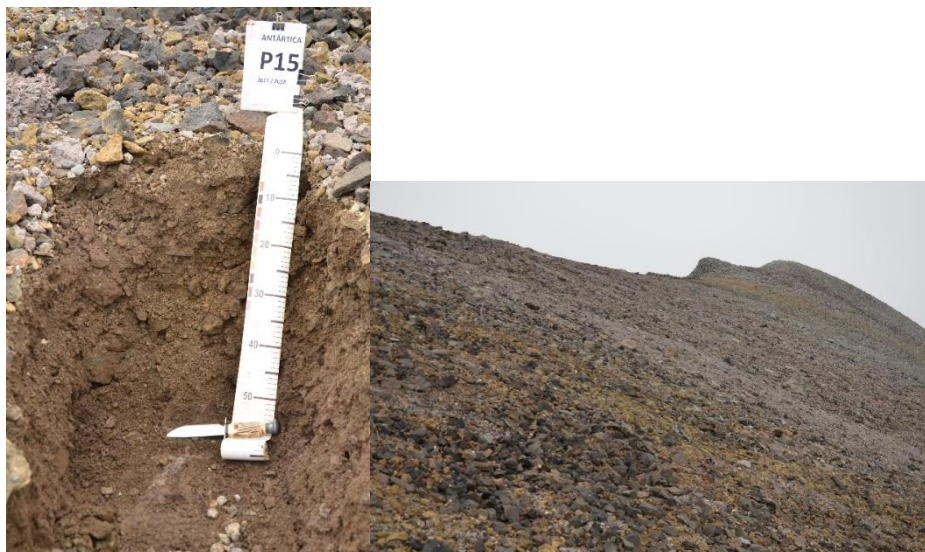
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 52 cm (52 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 3,2°C.
- C2** 52 – 120+ cm (68+ cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 5,5°C.

Observações: Grau de arredondamento angular da fração grosseira. Material coluvial com contribuição de ambientes com solos semelhantes ao P3 e P13). Presença de unidades estruturais em forma de cunha, devido à compressão do material fino contra as paredes do material grosseiro.

PERFIL 15



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 15

Data: 22/12/2017

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryorthent

Coordenadas UTM: 470091 O / 2913680 S, Zona 21

Situação e declive: Topo de elevação vulcânica

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 266 m

Material originário: Basaltos e materiais piroclásticos

Unidade estratigráfica: Formação Well-Met/Grupo Vulcânico Sandwich Bluff (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: bem drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 23 cm (23 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 5,2°C.

C2 23 – 70 cm (47 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e pegajosa; 0,9°C.

Observações: Contato lítico fragmentário em 70 cm. Grau de arredondamento angular da fração grosseira.

PERFIL 16



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 16

Data: 22/12/2017

Classificação World Reference Base: Oxyaquic-Colluvic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryaquent

Coordenadas UTM: 469475 O / 2913576 S, Zona 21

Situação e declive: Terraço soerguido com manto de detritos vulcânicos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 55 m

Material originário: Basaltos e materiais piroclásticos

Unidade estratigráfica: Formação Cape Well-Met/Grupo Vulcânico Sandwich Bluff (Neógeno)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: muito pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 25 cm (25 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual; 3,9°C.
- C2** 25 – 38 cm (13 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual; 3,7°C.
- C3** 38 – 50 (12 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; muito firme, muito plástica e pegajosa; 2,8°C.

Observações: Lençol freático à profundidade de 50 cm. Grau de arredondamento angular a subangular da fração grosseira. Ambiente de solos com padrões, com o perfil coletado no centro de um dos polígonos.

PERFIL 17



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 17

Data: 22/12/2017

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryorthent

Coordenadas UTM: 469933 O / 2914388 S, Zona 21

Situação e declive: Elevação com topo crioplanado

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 177 m

Material originário: Tufitos alaranjados

Unidade estratigráfica: Formação Well-Met/Grupo Vulcânico Sandwich Bluff (Neógeno)

Relevo local: Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: mal drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

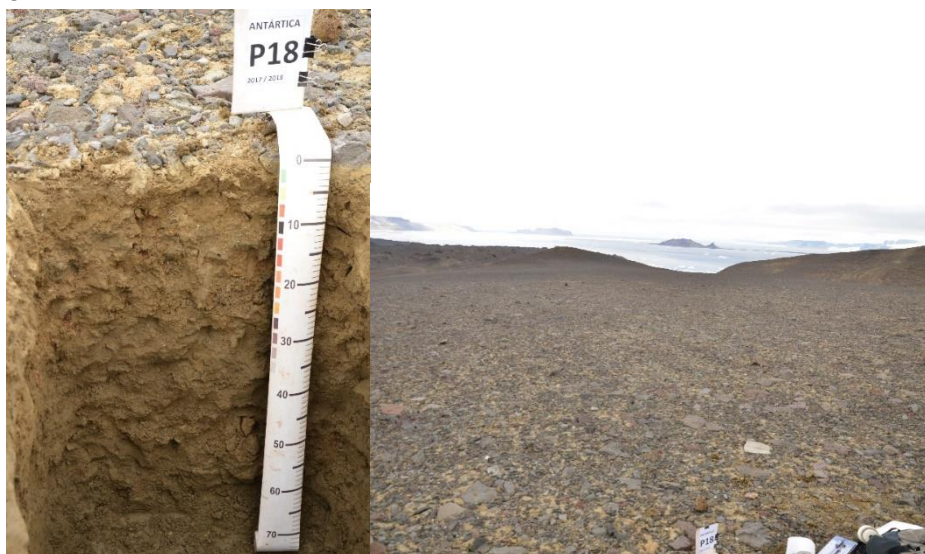
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 18 cm (18 cm) textura arenosa; muito cascalhento; sem estrutura; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual; 6,0°C.
- C2** 18 – 50+ cm (32+ cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; 2,2°C.

Observações: Grau de arredondamento angular da fração grosseira.

PERFIL 18



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 18

Data: 27/12/2017

Classificação World Reference Base: Eutric-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Haploturbel

Coordenadas UTM: 472785 O / 2916711 S, Zona 21

Situação e declive: Superfície plana com detritos vulcânicos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 133 m

Material originário: Detritos vulcânicos (basaltos, brechas e tufos) transportados pela ação glacial

Unidade estratigráfica: Depósitos de *till* (Quaternário)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 29 cm (29 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 5,5°C.
- C2** 29 – 54 cm (25 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 2,9°C.
- C3** 54 – 80+ cm (26 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 1,2°C.

Observações: Presença de permafrost a 80 cm. Material crioturbado na camada C3. Grau de arredondamento angular a subangular da fração grosseira. Grande presença de quartzo. Presença de nódulos avermelhados, provenientes da oxidação do Fe.

PERFIL 19



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 19

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: Eutric-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Haploturbel

Coordenadas UTM: 471059 O / 2917919 S, Zona 21

Situação e declive: Vertente litorânea

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 131 m

Material originário: fácies areníticas/argilíticas interestratificadas e pouco litificadas

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Forte-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: moderada

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: extremamente rochosa

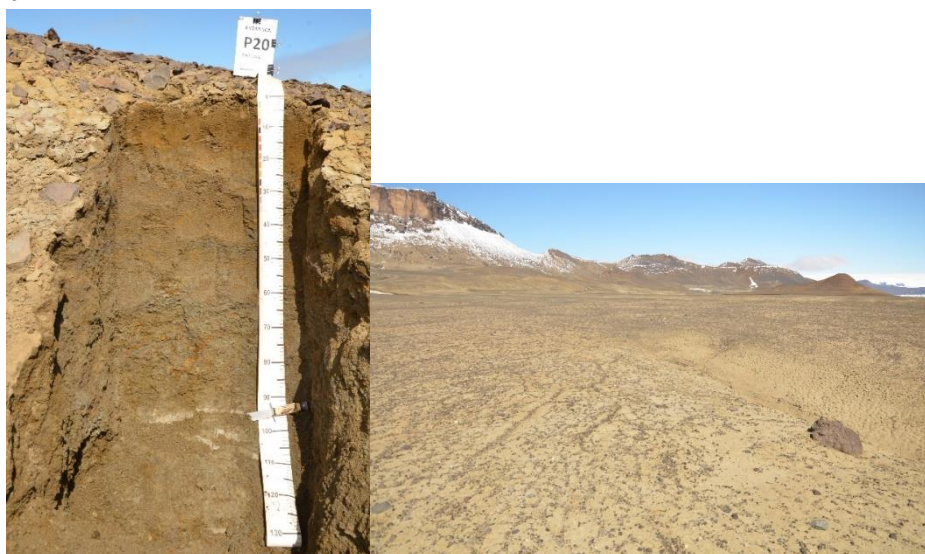
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 29 cm (29 cm) textura média; muito cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,7°C.
- C2** 29 – 54 cm (25 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,3°C.
- C3** 54 – 80+ cm (26 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,1°C.
- C4** 58-82 cm (24 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 0,7°C.
- C5** 82-150+ cm (68 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,5°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 82 cm. Grau de arredondamento da fração grosseira de angular. Perfil epipedregoso com presença expressiva de vulcânicas em superfície. Presença de veios alaranjados em profundidade indicando oxidação de sulfatos.

PERFIL 20



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 20

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haploturbel

Coordenadas UTM: 470295 O / 2916807 S, Zona 21

Situação e declive: Moraina basal

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 79 m

Material originário: fácies areníticas/argilíticas mixadas e pouco litificadas

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 15 cm (15 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 3,3°C.
- C2** 15 - 46 cm (31 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 1,6°C.
- C3** 46 – 90 cm (44 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 0,8°C.
- C4** 90 – 130+ cm (40 cm) textura média; grãos simples; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,6°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 90 cm. Perfil epipedregoso, porém com presença pouco expressiva de cascalhos mesmo em superfície. Presença de manchas alaranjadas com ocorrência de sulfatos.

PERFIL 21



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 21

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: Oxyaquic-Aridic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryopsamment

Coordenadas UTM: 470321 O / 2916889 S, Zona 21

Situação e declive: Planície eólica

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 65 m

Material originário: Areia transportada pelo vento

Unidade estratigráfica: Depósitos eólicos (Quaternário)

Relevo local: Plano

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: muito mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: não pedregosa

Rochosidade: não rochosa

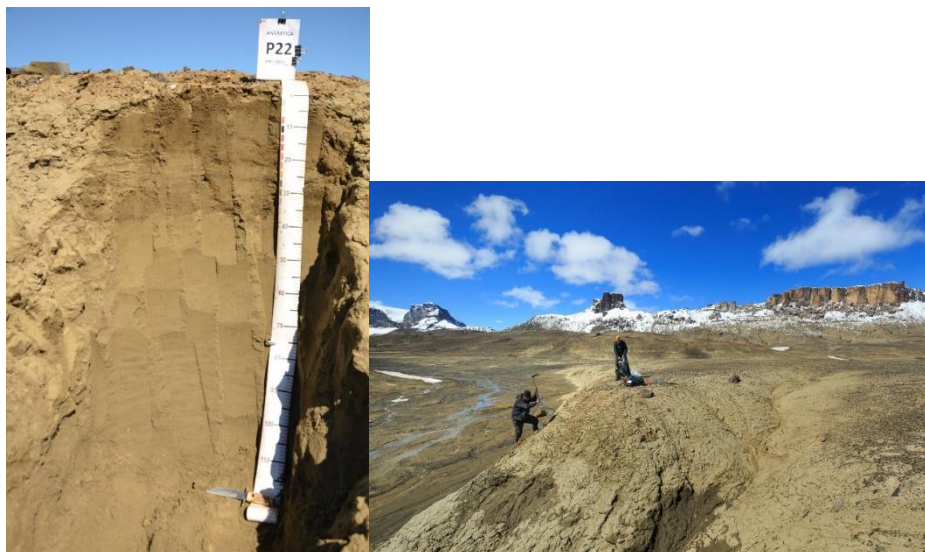
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 30 cm (30 cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; 5,0°C.

Observações: Lençol freático à profundidade de 30 cm. Ambiente com grande evaporação superficial, que é potencializada pelo material fino do solo, que favorece a ascensão capilar da água até a superfície.

PERFIL 22



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 22

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: Arenic-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Psammenturbel

Coordenadas UTM: 469470 O / 2916766 S, Zona 21

Situação e declive: Terraço marinho soerguido

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 13 m

Material originário: Depósitos arenosos marinhos soerguidos (Quaternário)

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Plano

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: muito pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 6 cm (6 cm) textura arenosa; grãos simples a estrutura granular pequena e forte; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara; 13,2°C.
- C2** 6 - 19 cm (13 cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual; 9,3°C.
- C3** 19 – 36 cm (17 cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual; plana e gradual; 4,6°C.
- C4** 36 – 120+ cm (84+ cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável; não plástica e não pegajosa; 0,3°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 120 cm. Perfil epipedregoso. Grau de arredondamento subangular da fração grosseira. Material arenoso com presença de bolsões ou lentes de argila nas camadas C1 e C2. *Peds* granulares na camada C1 formados pela ocorrência dos ciclos de umedecimento e secagem.

PERFIL 23



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 23

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: Oxyaquic-Orthofluvic Fluvisol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryofluent

Coordenadas UTM: 469306 O / 2916654 S, Zona 21

Situação e declive: Planície fluvial de canais de degelo

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 6 m

Material originário: Materiais mal selecionados de origem vulcânica e sedimentar

Unidade estratigráfica: Depósitos aluviais (Quaternário)

Relevo local: Suave-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: muito mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

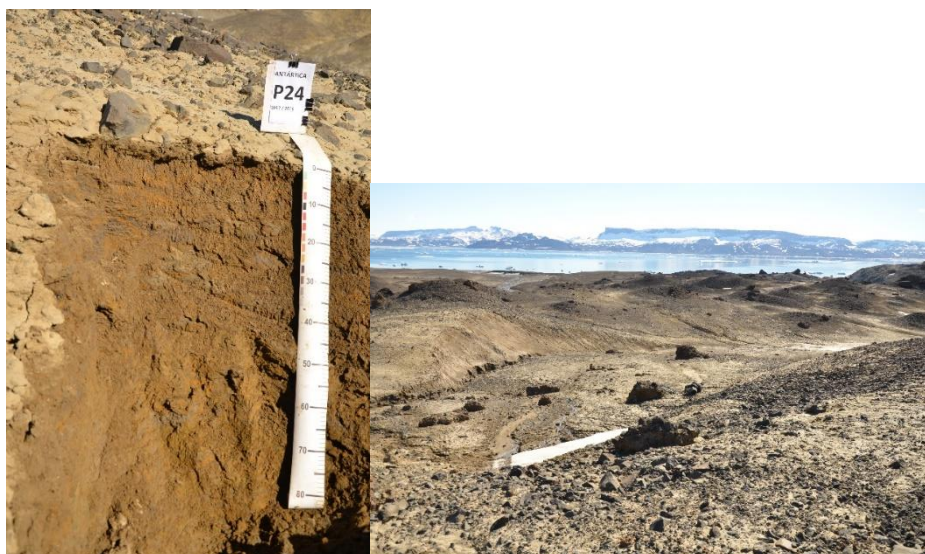
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0–3 cm (3 cm) textura arenosa; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara; 18°C.
- C2** 3-27 cm (24 cm) textura média; grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; 5,7°C.

Observações: Lençol freático com profundidade à 30 cm. Ambiente de deposição de sedimentos transportados por canais de degelo de neveiros. Grau de arredondamento subangular a subarredondado.

PERFIL 24



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 24

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haploturbel

Coordenadas UTM: 470169 O / 2917585 S, Zona 21

Situação e declive: Morrotes mamelonares com padrão hummocky

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 61 m

Material originário: Material sedimentar arenítico

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo)

Relevo local: Forte-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: moderada

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

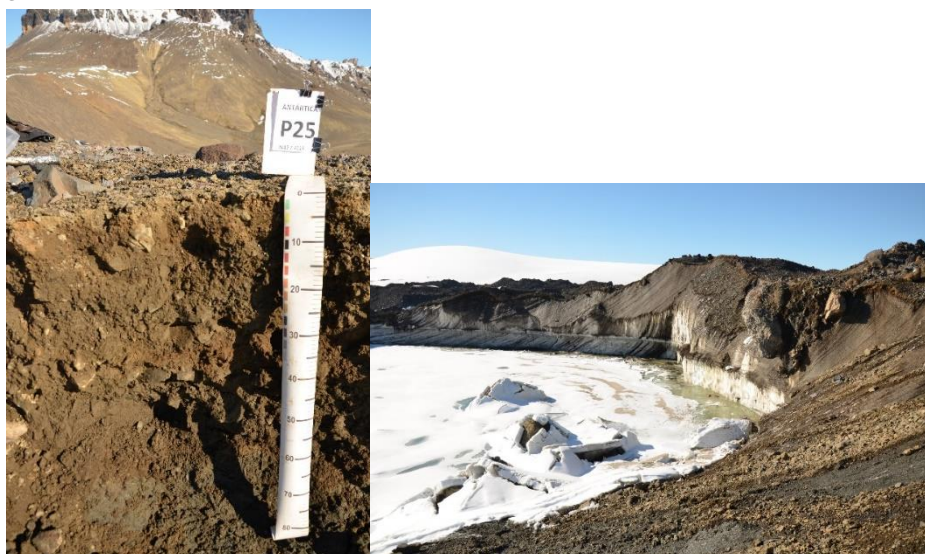
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 4 cm (4 cm) textura média; cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 19,3°C.
- C2** 4 – 71 cm (67 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 3,7 °C.
- C3** 71 – 90+ cm (19 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; 0,5 °C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 71 cm. Perfil epipedregoso, com grau de arredondamento do cascalho de angula a subangular. Ambiente de morrotes sustentados pela presença de brechas vulcânicas. Presença de manchas alaranjadas com ocorrência de sulfatos. Evidências dos ciclos de umedecimento e secagem (regime térmico) na camada superficial.

PERFIL 25



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 25

Data: 05/01/2018

Classificação World Reference Base: Eutric-Glacic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: Glacic Haplorthel

Coordenadas UTM: 470705 O / 2918404 S, Zona 21

Situação e declive: Topo de moraina com presença de lagos glaciais

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 103 m

Material originário: Materiais detríticos vulcânicos (basaltos e tufos) transportados por geleira.

Unidade estratigráfica: Depósitos de *till* (Quaternário)

Relevo local: Forte-Ondulado

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: mal drenado

Erosão: moderada

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 11 cm (11 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 17,6°C.
- C2** 11 – 70 cm (59 cm) textura média; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 5,1 °C.
- C3** 70 – 88 cm (18 cm) textura média; estrutura maciça (permafrost); firme, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta; 0,8 °C.
Gelo glacial (permafrost singenético)

Observações: Sedimentos depositados após recuo lento da geleira. Ambiente muito dinâmico, com escorregamentos e movimentos de massa lentos devido ao derretimento do gelo subjacente durante o verão.

PERFIL 26



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 26

Data: 06/01/2018

Classificação World Reference Base: “Thionic”-Turbic Cryosol

Classificação Soil Taxonomy: “Sulfuric” Haploturbel

Coordenadas UTM: 470357 O / 2916006 S, Zona 21

Situação e declive: Rampa em ambiente de queda e deslizamento de blocos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 96 m

Material originário: Material sedimentar arenítico com contribuição de brechas vulcânicas

Unidade estratigráfica: Membro Cape Lamb/Formação Snow Hill (Cretáceo) e Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: imperfeitamente drenado

Erosão: extremamente forte

Pedregosidade: muito pedregosa

Rochosidade: muito rochosa

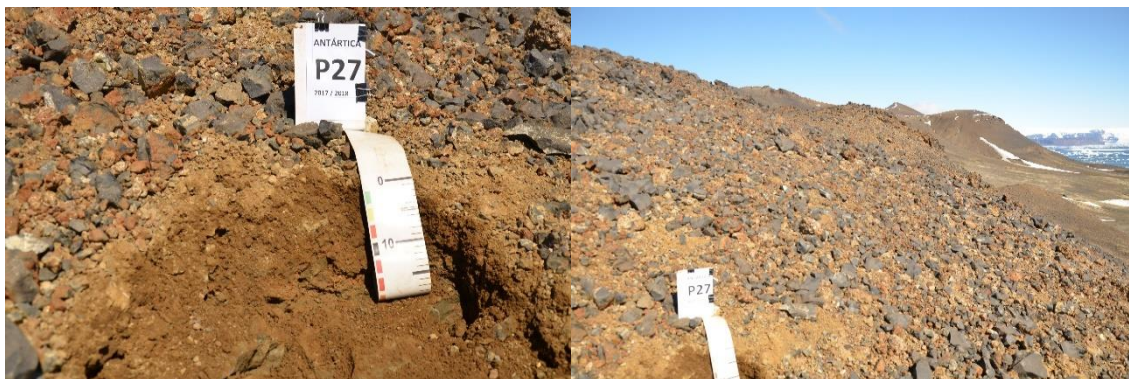
Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 3 cm (3 cm) textura média; cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 25,3°C.
- C2** 3 – 53 cm (50 cm) textura média; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 8,5 °C.
- C3** 53 – 85 cm (32 cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 1,8 °C.
- C4** 85 – 90+ cm (5+ cm) textura média; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; 0,5°C.

Observações: Presença de permafrost úmido cimentado com gelo a partir de 85 cm. Perfil epipedregoso, com grau de arredondamento subangular. Contribuição significativa de material vulcânico no C3. Presença de cobertura salina na camada C1. Presença de vidro vulcânica em C2. Presença de manchas alaranjadas indicando oxidação de sulfatos. Presença de carvão orgânico em profundidade.

PERFIL 27



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 27

Data: 06/01/2018

Classificação World Reference Base: Sodic-Skeletal Leptosol

Classificação Soil Taxonomy: Lithic Cryorthent

Coordenadas UTM: 470372 O / 2915566 S, Zona 21

Situação e declive: Morros vulcânicos de forma convexa

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 86 m

Material originário: Brechas hialoclásticas vulcânicas com acentuado grau de palagonitização

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

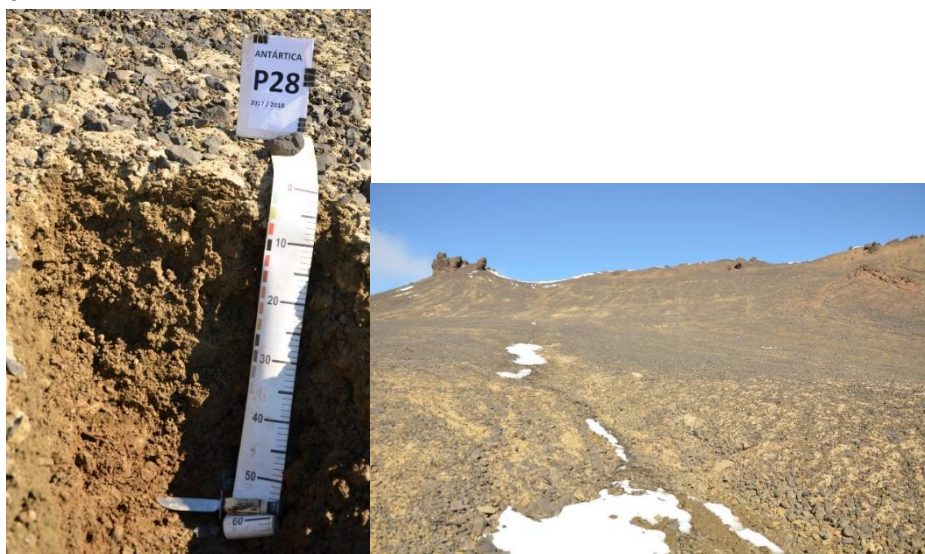
DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 18 cm (18 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 7,6°C.

R Brechas vulcânicas

Observações: Contato lítico fragmentário em 18 cm. Grau de arredondamento angular da fração grosseira. Formação a partir de grandes blocos vulcânicos transportados pela ação das geleiras.

PERFIL 28



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 28

Data: 06/01/2018

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryorthent

Coordenadas UTM: 470341 O / 2914678 S, Zona 21

Situação e declive: *Scree slope* com manto de detritos vulcânicos

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 173 m

Material originário: Basaltos e brechas vulcânicas com possível contribuição sedimentar

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: moderada

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 4 cm (4 cm) textura média; muito cascalhento; estrutura granular muito pequena e forte; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara; 19,2°C.
- C2** 4 – 30 cm (26 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; firme, plástica e ligeiramente pegajosa; plana e gradual; 6,2°C.
- C3** 30 – 60+ cm (30+ cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; 2,7°C.

Observações: Grau de arredondamento angular a subangular da fração grosseira. Rampa sustentada por brecha vulcânica. Regime térmico com ciclos de umedecimento e secagem influenciando a estrutura do solo na camada superficial.

PERFIL 29



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 29

Data: 11/01/2018

Classificação World Reference Base: Skeletic-Leptic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryorthent

Coordenadas UTM: 472364 O / 2917384 S, Zona 21

Situação e declive: *Scree slope* com manto de detritos vulcânicos e afloramentos de brechas e lavas vulcânicas

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 178 m

Material originário: Basaltos e brechas vulcânicas

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Montanhoso

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: moderadamente drenado

Erosão: ligeira

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: ligeiramente rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- C1** 0 – 30 cm (30 cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual; 10,6°C.
- C2** 30 – 70+ cm (40+ cm) textura média; muito cascalhento; sem estrutura; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; plana e gradual; 4,8°C.

Observações: Grau de arredondamento angular da fração grosseira. Vertente íngreme sustentada por brechas vulcânicas.

PERFIL 30



DESCRIÇÃO GERAL

Perfil N°: 30

Data: 11/01/2018

Classificação World Reference Base: Oxyaquic-Fluvic Regosol

Classificação Soil Taxonomy: Typic Cryaquent

Coordenadas UTM: 472386 O / 2916951 S, Zona 21

Situação e declive: Planície elevada com acúmulo de água

Cobertura vegetal: sem vegetação

Altitude: 156 m

Material originário: Mistura de materiais vulcânicos depositados com sedimentares

Unidade estratigráfica: Formação Sandwich Bluff/Grupo Vulcânico James Ross (Neógeno)

Relevo local: Plano

Relevo regional: Forte-Ondulado a Montanhoso

Drenagem: muito mal drenado

Erosão: não aparente

Pedregosidade: extremamente pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Descrito por: Guilherme Resende Corrêa e Rafael Gomes Siqueira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

C1 0 – 33 cm (33 cm) textura média; pouco cascalhento; grãos simples; friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; 4,7°C.

Observações: Lençol freático com profundidade à 33 cm. Grau de arredondamento angular da fração grosseira. Ambiente de deposição com predominância de material fino. Ambiente alagado com acúmulo de água durante o verão.