

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DA SOCIEDADE E DESENVOLVIMENTO REGIONAL

VANESSA DO COUTO SILVA COSTA

**GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA GELEIRA UNION,
MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA OCIDENTAL**

Campos dos Goytacazes
2016

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DA SOCIEDADE E DESENVOLVIMENTO REGIONAL

VANESSA DO COUTO SILVA COSTA

**GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA GELEIRA UNION,
MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA OCIDENTAL**

Trabalho de conclusão de curso
apresentado à Universidade Federal como
requisito parcial para obtenção do título de
bacharel em Geografia.

ORIENTADOR: Professora Dr^a. Rosemary Vieira.

Campos dos Goytacazes
2016

VANESSA DO COUTO SILVA COSTA

**GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA GELEIRA UNION,
MONTANHAS ELLSWORTH, ANTÁRTICA OCIDENTAL**

Trabalho de conclusão de curso
apresentado à Universidade Federal como
requisito parcial para obtenção do título de
bacharel em Geografia.

BANCA EXAMINADORA

Prof.

Prof.

Prof.

Agradecimentos

Primeiramente agradeço aos meus pais, por terem acreditado, torcido por mim e por finalmente ter compreendido ao me ver estudando na madrugada afora, sem eles seria impossível o meu ingresso e permanência na universidade.

Aos meus professores, todos eles, que desde criança me influenciaram a ser uma leitora assídua e uma curiosa nata. Aos meus professores da UFF Campos, que me mostraram um novo horizonte com a Geografia e contribuíram para amá-la. À minha orientadora Rosemary Vieira, que apresentou o caminho profissional que pretendo seguir e me serviu de exemplo, mostrando que devemos focar nos nossos sonhos, sejam quão grandes eles possam ser.

Aos meus amigos e moradores da república que morei: Julio, Mylena e Victor Hugo, por preparar o meu almoço por tantos dias e descontraír o ambiente durante minha preocupação com este trabalho.

Agradeço à Universidade Federal Fluminense por me proporcionar uma educação de qualidade e que além disso me proporcionou trabalhos de campo que me formaram como profissional e me transformaram como pessoa, espero retribuir isso para o mundo.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	11
1 Objetivo geral	13
Objetivos específicos	13
2 Área de estudo	14
CAPÍTULO 2 - DINÂMICAS SEDIMENTARES GLACIAIS	19
1 Regime termo-basal das geleiras e sedimentação glacial.....	19
Fluxo glacial	22
2 Erosão e transporte de sedimentos glaciais	23
2.1 Transporte passivo	24
2.2 Transporte ativo	25
2.3 Erosão e transporte subglacial	26
3 Ambientes deposicionais e feições geomorfológicas associadas	27
3.1 Morainas	28
3.2 Áreas de gelo azul e feições associadas.....	30
3.2.1 Morainas de gelo azul.....	32
4 Feições geomórficas associadas à erosão glacial	33
5 Sedimentologia glacial	34
5.1 Distribuição granulométrica	34
5.2 Morfologia dos clastos.....	36
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
1 Atividades de campo.....	39
Localização das amostras.....	40
2 Sensoriamento remoto	42
3 Análises laboratoriais.....	42
3.1 Análise granulométrica	42

CAPITULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSOES	46
1 Geomorfologia glacial	46
2 Geleira Union	49
2.1 Analise da distribuicao granulometrica.....	49
2.2 Analise morfometrica	50
3 Morainas supraglaciais de Rossmann Cove	54
3.1 Analise da distribuicao granulometrica	54
3.2 Analise morfometrica	55
4 Morainas de vale e morainas supraglaciais de Elephant Head	61
4.1 Analise da distribuicao granulometrica	61
4.2 Analise morfometrica	62
CAPITULO 5 - CONCLUSOES	71
Referências bibliográficas	72
Anexo 1 – Imagens das áreas de gelo azul.	77
Anexo 2 – Localização dos pontos de coleta – Geleira Union	78
Anexo 3 – Localização dos pontos de coleta - Elephant Head.....	79
Anexo 4 – Localização dos pontos de coleta – Rosmann Cove	80
Anexo 5 – Tabela de arredondamento de Krumbein (1941)	81

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da geleira Union, Elephant Head e Rossman Cove. Imagem Aster, 2007.	15
Figura 2 – Regime térmico de geleira de base quente e base fria.	21
Figura 3 – Transporte de detritos glaciais.	25
Figura 4 – Classificação das formas de seixos de acordo com dados de esfericidade segundo Zingg (1935).	36
Figura 5 – Exemplos das seis classes usadas nas determinações dos graus de arredondamento	38
Figura 6 – Organograma de procedimentos para análise sedimentar.	38
Figura 7 – Coleta de sedimentos.	39
Figura 8 – Moraina Central. Geleira Union.	40
Figura 9 – Morainas Supraglaciais. Rossman Cove	40
Figura 10 – Rossman Cove Hills	40
Figura 11 – Elephant Head.	40
Figura 12 – Morainas Elephant Head.	41
Figura 13 – Mapa geomorfológico.	47
Figura 14 – Estrias em Rossman Cove.	47
Figura 15 – Stoss and Lee gigante.	47
Figura 16 – Geleira Union: (a) diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histograma de arredondamento.	52
Figura 17. Geleira Union: diagrama de dispersão: eixo b/a versus eixo c/b (diagrama Zinng)	53
Figura 18. Morainas supraglaciais de Rossmann Cove: (a) diagramas ternários (b) histograma.	56
Figura 19. Morainas supraglaciais de Rossmann Cove Hills (RC): Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng)	58

Figura 20. Depósitos de Rossmann Cove Hills (RC): (a) diagramas ternários e (b) histogramas de arredondamento.	60
Figura 21. Rossmann Cove Hills. Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng)	61
Figura 22. Elephant Head. (a) Diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histogramas o arredondamento.	63
Figura 23. Vale Elephant Head: Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng)	64
Figura 24. Moraina supraglacial de Elephant Head (EMO). (a) Diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histogramas de arredondamento; (c) Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng)	64
Figura 25. Gráfico de dispersão das variáveis relacionados ao tamanho dos sedimentos: assimetria e grau de seleção.	66
Figura 26. Gráfico de co-variância com todas as amostras analisadas.	67
Figura 27. Sumário esquemático de dois tipos comuns, recorrentes aos diagramas de covariância (Lukas et al., 2013).	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Pontos de coleta de sedimentos durante a Expedicao Criosfera	41
Tabela 2 - Sumário da análise estatística das amostras da Geleira Union (MO), em escala logarítmica ϕ	50
Tabela 3 - Sumário da análise estatística das amostras das morainas supraglaciais de Rossmann Cove (BMO), em escala logarítmica ϕ	55
Tabela 4 - Sumário da análise estatística das amostras de depósitos em Rossmann Cove Hills (RC), em escala logarítmica ϕ	59
Tabela 5 - Sumário da análise estatística das amostras das morainas de Elephant Head (EH), em escala logarítmica ϕ	62

RESUMO

Registros paleoclimáticos são utilizados desde o último século para o entendimento das configurações passadas e do comportamento do manto de gelo da Antártica, e tem se apresentado com grande utilidade para calibrar modelos glaciológicos e climáticos de projeção das respostas futuras do manto de gelo e para quantificar a contribuição desse manto para a elevação do nível médio do mar desde o Último Máximo Glacial (UGM). As análises geomorfológicas e sedimentológicas são ferramentas importantes para a produção de dados por meio das formas glaciais e depósitos sedimentares, e, através destas o presente trabalho procura identificar evidências de mudanças climáticas e ambientais no manto de gelo da Antártica Ocidental.

As atividades de campo foram realizadas na geleira Union, setor meridional das montanhas Ellsworth, Antártica Ocidental (79°46'S, 83°24'W), durante a Expedição Criosfera no verão de 2011/2012. Os métodos empregados foram o sensoriamento remoto na identificação e mapeamento de depósitos e feições e coleta de dados e análise dos sedimentos coletados.

Os dados apontam para a modificação da maioria dos sedimentos pela ação dos ventos constantes advindos do interior do continente, os sedimentos são modificados através do clima e associados a localização na geleira. Também foram identificadas feições que indicam abrasão por parte das geleiras, em microescala por estrias, e em macroescala através da feição *stoss and lee* as quais indicam o paleofluxo da geleira. Não se obtiveram evidências suficientes para confirmar a presença de materiais de origem subglacial, porém foi possível demonstrar ainda que superficialmente, a importância da análise sedimentológica na geleira Union para a reconstrução do passado climático e do respectivo ambiente. A continuação deste trabalho através de análises mais aprofundadas será importante para reafirmar a procedência dos sedimentos.

As geleiras das montanhas Ellsworth são classificadas como geleiras de base termal fria, o entanto, feições erosivas inferem na ação desse tipo de geleira sobre o relevo ou mudança da base termal.

ABSTRACT

Paleoclimate data are used in the last century for knowledge of past settings and ice sheet behavior. It showed very useful to calibrate glaciological and climate models forecast of future responses of the ice sheet and to quantify the contribution of this mantle to the rise in the average of sea level since the Last Glacial Maximum (LGM). Geomorphological and sedimentological analyzes are important tools for the production data over forms and glacial sedimentary deposits. Through these, this work seeks to identify evidences of climatic and environmental changes in the ice sheet of West Antarctica.

Field activities were carried out at Union Glacier, southern sector of the mountains Ellsworth, West Antarctica (79°46'S, 83°24'W), during the Cryosphere Expedition in the summer of 2011/2012. The methods used were: the remote sensing in the identification and mapping of deposits and features and data collection and analysis of the collected sediments.

The data point to the change by most of the sediments over the action of winds arising from the inland. Sediments are modified by climate and associated to the location on the glacier. Also were identified features indicating abrasion by the glaciers, at the microscale by striae, and macroscale through the *stoss and lee* feature indicating the paleo-flow of the glacier. There wasn't enough evidence to confirm the presence of subglacial source material, but it was possible to demonstrate, at least, the importance of sedimentological analysis at Union Glacier for the reconstruction of past climate and its environment. The continuation of this work over further analysis will be important to reaffirm the origin of sediments.

The glaciers of the Ellsworth Mountains are classified as cold thermal base, however, erosive features infer in the action of this type of glacier on relief or in the change of the thermal base.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A região estudada, Geleira Union, localiza-se nas montanhas Ellsworth, no manto de gelo da Antártica Ocidental (79°46'S, 83°24'W), e é considerada uma importante área sujeita às mudanças climáticas que carece de estudos sobre as dinâmicas ocorridas a partir do Último Máximo Glacial (20.000 – 18.000 anos Antes do Presente).

O manto de gelo da Antártica Ocidental está diminuindo em seu tamanho desde o Último Máximo Glacial (UMG) em todos os setores. As maiores mudanças estão ocorrendo no setor Pacífico, no mar de Ross e no mar de Amundsen (FOGWILL et al., 2011). Recentemente, estudos confirmam que a diminuição do volume das geleiras na costa de Amundsen está contribuindo para o aumento do nível do mar (JOUGHIN et al., 2014).

Existem evidências da sensibilidade do manto de gelo da Antártica Ocidental às variações climáticas durante o UMG, principalmente em suas áreas periféricas. Investigações geomorfológicas efetuadas durante o Ellsworth Mountains Project (1979-1980) exibiram registros claros de antigas expansões e subseqüentes retrações. Evidências geomorfológicas nas Montanhas Ellsworth sugerem que o manto de gelo da Antártica Ocidental esteve entre 450 a 600 metros mais elevado durante o UMG, há cerca de 20.000 anos AP (CRADDOCK et al., 1964; ACKERT et al., 1999; FOGWILL et al., 2011).

Estes processos de deglaciação que modificaram o tamanho e a espessura do manto de gelo provocaram a exposição de diversas feições erosivas e deposicionais, tais como cordões morânicos e depósitos subglaciais as quais foram identificadas em campo no verão de 2011/2012, durante a Expedição Criosfera, (Vieira et al. 2012) na geleira Union e nos vales glaciais confluentes. Estes depósitos sedimentares e feições geomorfológicas também são indicativos das condições termais da geleira.

O regime termal de uma geleira é definido por seu corpo de gelo e temperatura de sua base que esta em contato com o substrato rochoso. As geleiras podem ser definidas por geleiras de base fria, umida ou politermais. As geleiras polares no interior da Antartica

geralmente possuem temperaturas abaixo do seu ponto de fusão sob pressão e são consideradas frias (BENN e EVANS, 2010).

Processos que ocorrem no interior da geleira são difíceis de serem observados, com isso, se estudam as feições topográficas e características morfológicas e texturais dos sedimentos produzidos pela erosão e deposição glacial. Os regimes sedimentares e geomorfológicos encontrados nesses ambientes são importantes para a interpretação dos processos erosivos e deposicionais glaciais que afetaram os sedimentos e, dessa forma, podem ser úteis para reconstruir a evolução, dinâmica e as condições termais do ambiente glacial.

Reconstruções geológicas e geomorfológicas da história do manto de gelo da Antártica são importantes para a elaboração de modelos glaciológicos e para compreender os mecanismos potenciais que envolvem os processos de deglaciação acelerada (CHEN et al., 2006).

A reconstrução do manto de gelo e de sua dinâmica, suas características morfológicas e basais, requer o emprego de estratégias, tais como a coleta e interpretações de dados geomorfológicos e geocronológicos sobre um conjunto de processos erosivos, de transporte e deposicionais, que geralmente coincidem com processos de extensão máxima e/ou de reavanço significativo (FOGWILL et al., 2007). Craddock et al. (1964) e Rutford (1972) sugeriram que a diminuição da superfície do manto de gelo da Antártica Ocidental ocorreu recentemente e de forma rápida, devido a presença de blocos erráticos e de rochas estriadas bem preservadas, o que sugere que as rochas não estiveram expostas ao intemperismo por longo tempo.

As montanhas Ellsworth localizam-se próximas a atual zona de *grounding line*, entre o manto de gelo da Antártica Ocidental e a plataforma de gelo Ronne-Filchner, tendo, portanto, o registro de antigos níveis da expansão e do fluxo do manto de gelo em direção ao Mar de Weddell (DENTON et al., 1992). Entende-se por zona de *grounding line* a zona sobre a qual o gelo na plataforma continental começa a flutuar, desprendendo-se do embasamento rochoso. Como resultado dessa variação, as montanhas Ellsworth constituem uma área de grande concentração de depósitos superficiais, que contêm registros sobre a história geológica, climática e ambiental da Antártica cuja interpretação constitui ainda um quebra-cabeça para a

história glacial do continente antártico (VIEIRA et al., 2012). No verão austral de 2008/2009 foi realizada a primeira expedição científica brasileira ao interior da Antártica, Expedição Deserto de Cristal, na região dos montes Patriot e Independence (cadeia Heritage), setor mais meridional das montanhas Ellsworth (80°18' S, 81°82' W - Fig. 1). Nesta expedição foram descritas e analisadas algumas das feições glacialmente modificadas nos montes Patriot e Independence (VIEIRA et al., 2012; VIEIRA e SIMÕES, 2011).

No verão 2011/2012 foi realizada a segunda expedição brasileira ao manto de gelo da Antártica Ocidental, a Expedição Criosfera, na geleira Union (79°46' S, 83°24' W) região mais ao norte e onde foram identificadas feições e depósitos distintos aos da expedição anterior (VIEIRA et al., 2013; 2014).

1 OBJETIVO GERAL

Este trabalho objetiva identificar e interpretar sinais de mudanças paleoclimáticas mediante a análise integrada geomorfológica, sedimentológica e glaciológica das feições erosivas e deposicionais na região da geleira Union. Visa a partir disso, auxiliar na compreensão das dinâmicas relacionadas ao avanço e recuo da geleira, como consequência da dinâmica do manto de gelo dessa parte da Antártica Ocidental.

1.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Analisar e classificar feições erosivas e deposicionais, em especial depósitos morânicos e áreas livres de gelo por meio do estudo da morfologia dos depósitos e as características granulométricas e morfocópicas por meio de métodos laboratoriais;

- b) Inferir o papel do regime termo-basal da geleira na dinâmica glacial a partir da análise dos sedimentos expostos e feições geomorfológicas;

2 **ÁREA DE ESTUDO**

A Geleira Union localiza-se nas montanhas Ellsworth, manto de gelo da Antártica Ocidental (79°46' S, 83°24' W). Incluem-se também na área de estudo alguns vales tributários glacializados e deglacializados: Connell Canyon (79°49' S, 83°12' W), Elephant Head (79°49' S, 83°20' W), e Rossmann Cove (79°48' S, 83°53') (Figura 1)

As montanhas Ellsworth se encontram entre o manto de gelo continental e da plataforma de gelo Ronne-Filchner, localizando-se na zona de *grounding line*, área em que a plataforma de gelo flutuante inicia o desprendimento do embasamento rochoso e em direção ao mar de Weddell (DENTON et al., 1992). Estudos recentes indicam que a migração desta zona é responsável pelas mudanças climáticas e condições oceânicas (RIVERA et. al., 2014).

A plataforma flutuante se manteve relativamente estável há poucas décadas recentes, com poucas mudanças no balanço de massa (Rignot et al., 2011b). A relativa estabilidade da plataforma Ronne está em parte associada ao Mar de Weddell e suas condições oceanográficas e atmosféricas, por outro lado, também associada à extensa área de gelo marinho (MAYEWSKI et al., 2009). Porém, estudos recentes demonstram alterações no nível do mar, resultante do aumento de circulação de água quente no oceano. A intrusão dessa água quente na plataforma provoca o aumento do descongelamento do gelo basal e possivelmente o aumento das taxas de descongelamento basal no manto de gelo (RIVERA et. al., 2014).

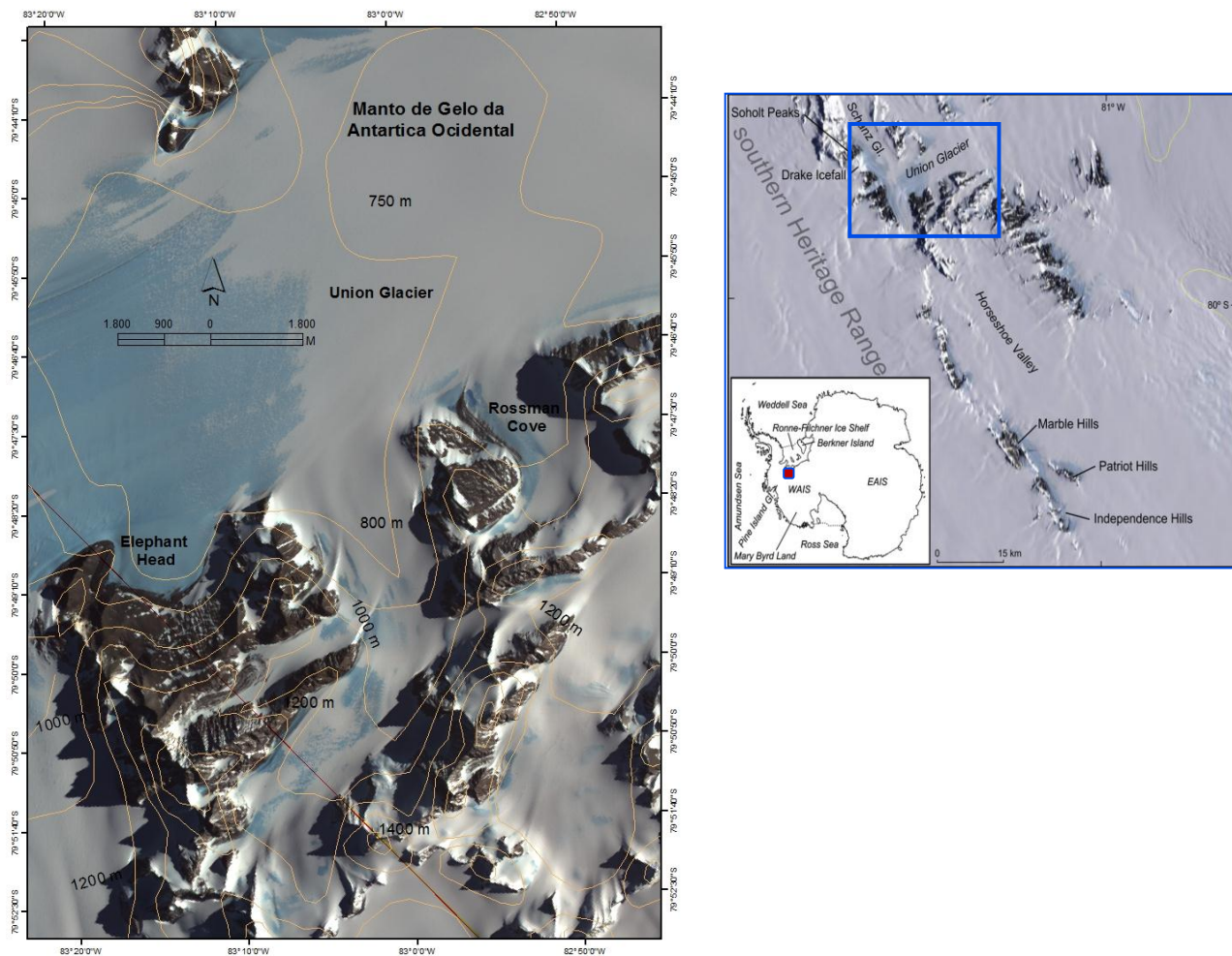


Figura 1- Localização da geleira Union, Elephant Head e Rossman Cove. Imagem Aster, 2007.

Geologicamente, as montanhas Ellsworth constituem um conjunto montanhoso isolado composto de rochas sedimentares que forma uma sucessão completa de 13.000 metros desde o Cambriano Superior ao Permiano (WEBERS et al., 1992). A cadeia Heritage, porção meridional das montanhas Ellsworth, é composta principalmente por arenitos, mármore e argilitos, cobertos por quartzitos. Na estabilidade pós-tectônica prevaleceram sequências sedimentares do Cambriano ao Devoniano, deposições de 3.000 m de origem de ambientes marinhos rasos.

A história tectônica das montanhas Ellsworth exerce importante papel no desenvolvimento do manto de gelo da Antártica Ocidental. As montanhas resultam do soerguimento que se seguiu a fragmentação do continente do Gondwana no Cretáceo e coincide com a abertura do mar de Weddell (DALZIEL, 2007). Elas fazem parte de um braço da deriva de soerguimento associado com as montanhas Transantárticas e com o sistema de deriva da Antártica Ocidental formados no Cenozóico tardio (BEHRENDT e COOPER, 1991), constituem, portanto, uma barreira entre o mar de Weddell e o mar de Ross, sem as quais, como alguns autores argumentam, o manto de gelo não poderia existir (DALZIEL e LAWER, 2001).

Rutford (1972) e Rutford et al. (1980) descreveram os possíveis processos para a formação geológica pós-tectônica pela sequência de eventos:

(1) Erosão fluvial que desenvolveu a presença de vales observados atualmente ; (2) Início das glaciações de vale responsáveis pela geomorfologia das áreas mais altas das cadeias atuais, possivelmente iniciada no Mesozóico Superior e Cenozóico Inferior, quando as Montanhas Ellsworth formavam um arquipélago ou uma ilha; (3) Glaciação continental e preenchimento das regiões mais baixas das cadeias; (4) deglaciação parcial, indica-se o rebaixamento do gelo continental de 300 metros do nível atual a partir do Último Máximo Glacial.

A geleira Union possui uma área estimada total em 2561 Km² e 86 Km de comprimento em direção a região de *grounding line* e a plataforma de gelo Ronne-Filchner, segundo o projeto de mapeamento antártico RADARSAT-1 (RAMP), 2010. De acordo com a investigação glaciológica com auxílio de radar (RIVERA et al., 2010) possui uma espessura de 1450 m desde a base rochosa até a moraina central na superfície e aproximadamente 900 metros acima do nível do mar, significando ter uma topografia subglacial muito profunda. Apresenta o embasamento rochoso em formato de “U” típica de vales glaciais e muito pouca rugosidade (RIVERA et. al., 2014).

A geleira é alimentada por diversas geleiras tributárias; a geleira Union e a geleira Schanz fluem do interior do manto antes de se unirem no setor mais estreito da geleira, que é caracterizado por uma extensa área de gelo azul e pela presença de um cordão morânico

central. Diversas áreas de gelo azul também foram identificadas nas zonas sotavento das montanhas ou nos locais onde os ventos catabáticos são mais intensos. As montanhas Ellsworth influenciam fortemente o padrão de acumulação do gelo e provavelmente a divergência do fluxo de neve, resultando nas baixas taxas de acumulação e aumenta à medida que se distancia das montanhas (CASASSA et al., 1998).

As áreas de gelo azul são resultantes da pressão dos ventos catabáticos oriundos do platô polar, no interior do continente, causando a perda de massa local da geleira por ablação por meio de sublimação. A geleira Union possui balanço de massa negativo com perda de 16 ± 1 cm da superfície de gelo (RIVERA et al., 2010).

Segundo a coleção de dados meteorológicos de Rivera et al. (2014), a temperatura média da região entre os anos de 2008 e 2013 é de -20.6 °C, com a mínima absoluta de -42.7 °C registrada em agosto de 2008 e máxima absoluta de 0.5 °C registrada em janeiro de 2010. Ventos catabáticos de origem continental ($> 30\text{ms}^{-1}$. CARRASCO et al., 2000) cruzam a região da geleira e com contribuição da baixa acumulação de neve ($\sim 50 \text{ kg m}^2 \text{ a}^{-1}$. CASASSA et al., 1998), próximas a obstáculos rochosos, paredes rochosas mais íngremes e cumes são constituídas de áreas expostas livres de gelo. Os ventos catabáticos fortes a barlavento da topografia produzem zonas de ablação, principalmente por sublimação e acao dos ventos, que por consequência são caracterizadas pelo balanço de massa negativo, isto é, a perda da massa de gelo se efetua não pela fusão, e sim pelo aumento da sublimação sobre o gelo exposto e pela erosão da neve transportada pelo vento. Esta configuração permite o surgimento de áreas compostas de gelo azul (SINISALO e MOORE, 2010).

Regiões antárticas de topografia superficial irregular (áreas montanhosas, nunatacks) podem induzir a condições climáticas favoráveis para a formação de áreas de gelo azul. Entende-se por nunatack as partes do relevo subglacial que emergem na superfície do gelo (VIEIRA e SIMÕES, 2011). As áreas de gelo azul equivalem a aproximadamente 120.000 km^2 da Antártica (BIRTANJA, 1999; WINTHER et al., 2001; SINISALO e MOORE, 2010). Nesses locais se encontram morainas de gelo azul depósitos de sedimentos modificados por eventos glaciais e expostos a partir da ablação. Sua localização marca antigas margens de

geleiras e podem explicar ciclos históricos de expansão e retração do gelo no ambiente estudado.

CAPÍTULO 2 – DINÂMICAS SEDIMENTARES GLACIAIS

1 REGIME TERMO-BASAL DAS GELEIRAS E SEDIMENTAÇÃO GLACIAL

O regime termal e o balanço de massa da geleira causam impactos sobre todos os outros elementos do sistema glacial e para o ambiente extraglacial, em escala global, flutuações no volume de gelo influenciam nas flutuações do nível médio do mar (BAMBER e PAYNE, 2004). A temperatura do gelo causa profundos efeitos nos processos glaciais nos quais incluem a ablação na superfície, fluxos de água subglacial (na base da geleira) e englacial (no corpo da geleira), no movimento da geleira e padrões de erosão e deposição glaciais. Entender as ligações entre o balanço de massa da geleira, o regime e o clima nos permite reconstruir evidências de flutuações glaciais passadas (BENN e EVANS, 2010).

O gradiente térmico dentro do gelo depende da temperatura da base, da superfície de gelo e também da espessura e condutividade termal do gelo. O calor na base de uma geleira é gerado de três formas: pelo calor geotérmico, calor friccional produzido pelo deslize basal e por deformações internas dos cristais de gelo da geleira (BENNETT e GLASSER, 2009). A fusão do gelo na sua base é a resposta de pressões internas sobrejacentes e da declividade abaixo dela, ou seja, sob condições de temperatura e pressão basais favoráveis ao degelo. O gelo basal pode derreter por compressão e se recongelar depois, incorporando detritos e desenvolver fissuras verticais denominadas *fendas* (CRISTOPHERSON, 2012). O regime termo-basal das geleiras é definido pelo gradiente térmico entre o calor gerado na base da geleira e o calor do corpo do gelo, podem ser definidas como geleiras de base úmida ou quente, seca ou fria e politermais ou mistas.

Geleiras localizadas em regiões polares possuem sua base sempre congelada e ocorrem onde a superfície e as fontes de calor da superfície, friccionalis ou geotérmicas, são

insuficientes para transformar o gelo ao seu ponto de fusão sob pressão. Estas podem ser denominadas também como geleiras de *base fria*, pois há pouco degelo em sua base. Geleiras de base úmida, também denominadas de quentes (Figura 2), se apresentam em ponto de fusão sob pressão, exceto a camada superficial de poucos metros de espessura que está sujeita aos ciclos sazonais de temperatura (BENNETT e GLASSER, 2009). Geleiras subpolares possuem o interior temperado e as margens com base congelada (BENN e EVANS, 2010).

Geleiras de base fria movimentam-se por deformações plásticas internas nos cristais de gelo. Deformações internas estão relacionadas à deformação ou deslocamento relativo de cristais de gelo a partir do *rastejamento*. Irregularidades no substrato rochoso abaixo da geleira produzem aumento da taxa de deformação do gelo ou diminuem o seu ponto de fusão seguido de recongelamento na base da geleira, o que facilita o rastejamento (CAMPOS e SANTOS, 2003). Geleiras de base fria possuem um fluxo de deslocamento mais lento que geleiras de base quente e transportam menor quantidade de detritos rochosos, sendo que a maioria da carga de detritos rochosos é transportada passivamente, e uma pequena parte de detritos rochosos é basal (HAMBREY, 1994). Estas não produzem grandes quantidades de água de degelo subglacial de modo que é comum assumir que elas não deslizam ou friccionam sua base no substrato rochoso e com isso não desenvolvem erosão glacial e produção de sedimentos. Porém, Atkins et al. (2002) desafiou essa suposição descrevendo a geomorfologia glacial associada a erosão e deposição da geleira de Allan Hills na Antártica. Os autores mapearam e descreveram as formas de relevo, feições de rochas e sedimentos incluindo marcas de abrasão e estrias características, blocos isolados e depósitos sedimentares. Todas essas feições indicaram avanços e retrocessos da geleira, comprovando que as geleiras de base fria são competentes para erodir, transportar e depositar materiais subglaciais.

Estudos recentes mostram que geleiras de base fria, podem efetuar considerável trabalho geomorfológico, suplantando a convencional assunção que processos basais são inoperantes em geleiras de base termal fria, portanto incapazes de atividade basal e tendo pouca ou mínima influência sobre a paisagem (PATERSON, 1994). Em termos de regime termal as geleiras das montanhas Ellsworth, no caso, na região estudada da geleira Union, são

classificadas de geleiras de base termal fria, que representam um importante componente da criosfera, porém pouco estudado.

A maneira como os sedimentos são transportados pela geleira depende de seu regime termal. Geleiras de diferentes regimes termais depositam sedimentos de diferentes formas de detritos. Também podem derivar da zona limite entre um regime de base úmida e de base fria realizando considerável abrasão. A água de degelo movendo-se da zona de base úmida para dentro da zona de base fria poderá causar difusão do congelamento da base rochosa e detritos rochosos, facilitando o arrancamento glacial (BENNETT e GLASSER, 2009).

As variações no regime termo-basal podem provocar a erosão glacial e conseqüentemente, modificar a topografia glacial através das flutuações da velocidade do fluxo de gelo e da espessura da geleira. Mudanças climáticas também podem causar expansão ou contração das margens da geleira (deglaciação) e uma mudança de seu regime termal (BENNETT e GLASSER, 2009).

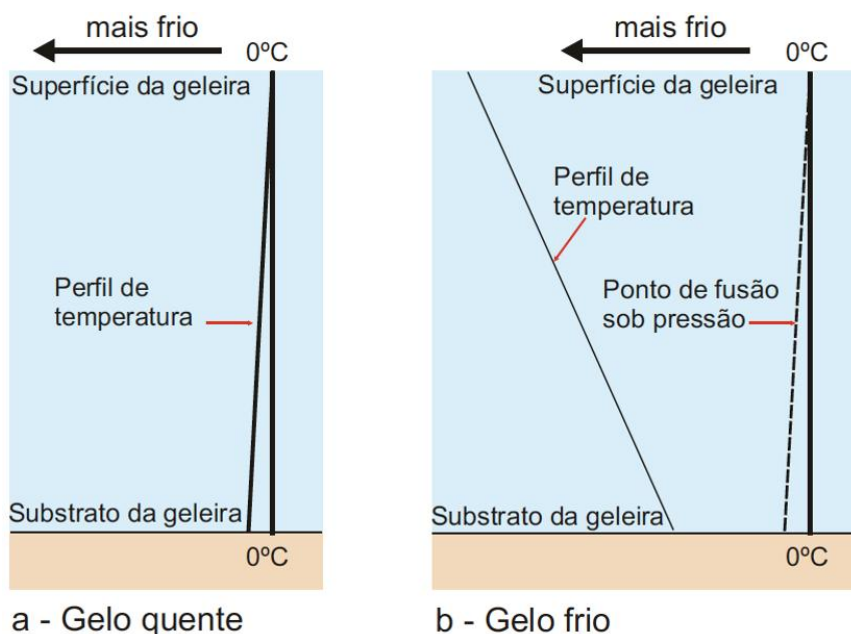


Figura 2 Regime térmico de geleira de base quente (a) e base fria (b). Modificado de Sharp, M., 1982, *Surging glaciers: geomorphic effects*, Progress in Physical Geography.

FLUXO GLACIAL

As geleiras fluem em curva descendente no sentido da zona de acumulação (onde o ganho é maior que a perda de massa de gelo) em direção à zona de ablação (onde a perda é maior que o ganho de massa de gelo). A velocidade de deslocamento varia de acordo com as configurações da geleira, inclusive o regime termo-basal, a espessura, temperatura, declividade e conteúdo de detritos. A velocidade também varia sazonalmente seguindo a linha de equilíbrio onde a ablação é igual a acumulação. A porção central da geleira move-se mais rapidamente que suas margens e ao fundo, em função do atrito com os vales laterais e com a base rochosa (SUGUIO, 2003).

Onde o balanço de massa é positivo (zona de acumulação) a geleira pode se mover de 1 a 2 km por ano. Algumas geleiras associadas a plataformas de gelo e possuem deslocamentos que podem chegar a 12 km por ano (BENNETT e GLASSER, 2009).

Segundo Sharp (1960), o fluxo das geleiras pode ser explicado pelos principais mecanismos: deslizamento basal, ajustes “intergranulares”, planos internos de deslizamento e recristalização. Segundo Tricart (1970), esses mecanismos são resumidos em dois tipos: fluxo de deformação plástica e fluxo de deslizamento. Englacialmente o gelo comporta-se de maneira plástica, distorcendo e fluindo em resposta ao peso, à pressão de sua espessura e à declividade da superfície abaixo. Ocorrendo em função do peso, a deformação plástica só se torna efetiva quando a geleira apresenta espessura suficiente, no mínimo algumas centenas de metros, são comuns em geleira de base seca e continentais, onde a acumulação é maior que a ablação. O fluxo de deslizamento ocorre entre a base da geleira e o substrato rochoso que se apresenta topografia irregular causando cisalhamento e desenvolvendo fendas, devido a tensão por compressão do gelo. Os dois processos podem ocorrer em uma mesma geleira (SUGUIO, 2003; CHRISTOPHERSON, 2012; BENNETT e GLASSER, 2009).

2 EROÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS GLACIAIS

As geleiras possuem alto poder erosivo e desempenham papel importante na escultura do relevo; possuem alta competência, pois transportam desde argilas até matacões (BENN e EVANS, 2010). A erosão glacial tem a capacidade de produzir novas feições geomorfológicas, como morainas e drumlins, que se revelam após a deglaciação nas áreas afetadas por ablação. O material transportado pelas geleiras é caracterizado pela grande heterogeneidade granulométrica e composicional e por fragmentos rochosos muito angulosos. As composições mineralógicas são variadas de acordo com as rochas matrizes originais e as condições ambientais são propícias à preservação dos minerais (SUGUIO, 2003). Estes sedimentos podem ser utilizados na reconstrução da história do aumento e diminuição da massa de gelo e são importantes fontes de informações sobre mudanças climáticas passadas e presentes (BENN e EVANS, 2010).

Partículas e fragmentos rochosos podem ter origem da superfície da geleira (fonte supraglacial) ou advindos da base (fonte subglacial). Fontes periglaciais contribuem com os sedimentos da superfície, através do atrito do gelo nos relevos encaixantes, escarpas de vales ou montanhas que se estendem acima da superfície, denominados de *nunatacks*. Consequentemente, os detritos podem ser transportados para a base da geleira através de fendas ou fluxos descendentes do gelo que podem estar associados ao fluxo ou a fusão basal, tornando-se um material subglacial. Detritos subglaciais são produtos da erosão glacial provocada pela fricção da base da geleira no substrato rochoso, também podem ser originados de outros sedimentos que são retrabalhados e transportados pela geleira enquanto o material supraglacial tem origem da ação do gelo sobre as paredes rochosas ou de movimentos ascendentes da geleira (BENNETT e GLASSER, 2009).

Os sedimentos rochosos são transportados pelas geleiras sobre a sua superfície em altos níveis (supraglacial), no seu interior (englacial) e na região basal de baixos níveis da geleira (subglacial).

2.1 TRANSPORTE PASSIVO

O transporte de detritos em posições englaciais e supraglaciais é denominado transporte passivo ou transporte em alto nível. No transporte passivo o material sedimentar não entra em contato com a base da geleira e o leito rochoso, com isso, os detritos rochosos mantêm características primárias e menor retrabalhamento (BENNETT e GLASSER, 2009).

Nas geleiras de base fria predominam materiais transportados passivamente embora também haja materiais transportados ativamente, o que pode ser comprovado pela presença de estrias características da abrasão subglacial e de material fino (tilito) ou farinha de rocha. Os detritos supraglaciais podem ter origem de fontes periglaciais que contribuem com os sedimentos da superfície, através do atrito do gelo nos relevos encaixantes, escarpas de vales ou montanhas que se estendem acima da superfície. Em áreas onde há poucos ou nenhum declive supraglacial a mobilização de detritos supraglaciais é geralmente rara, exceto em algumas áreas vulcânicas ativas. Conseqüentemente, os detritos podem ser transportados através da zona englacial para a base da geleira através de fendas ou fluxos descendentes do gelo, que podem estar associados ao fluxo ou a fusão basal (Figura 3), tornando-se sedimento subglacial e ser retrabalhado (BENN e EVANS, 2010).

A alta viscosidade do gelo, na zona englacial, possui uma grande capacidade para o transporte de detritos rochosos em suspensão (HAMBREY, 1994). O material englacial pode ser revelado após a perda de massa da geleira por ablação e apresenta-se concentrado como uma cobertura de detritos quase contínua. As coberturas de detritos funcionam como um isolante térmico na superfície da geleira, pois bloqueiam o processo de ablação e atrasam o derretimento do gelo conservando testemunhos de morainas com características litológicas pouco modificadas (BENNETT e GLASSER, 2009).

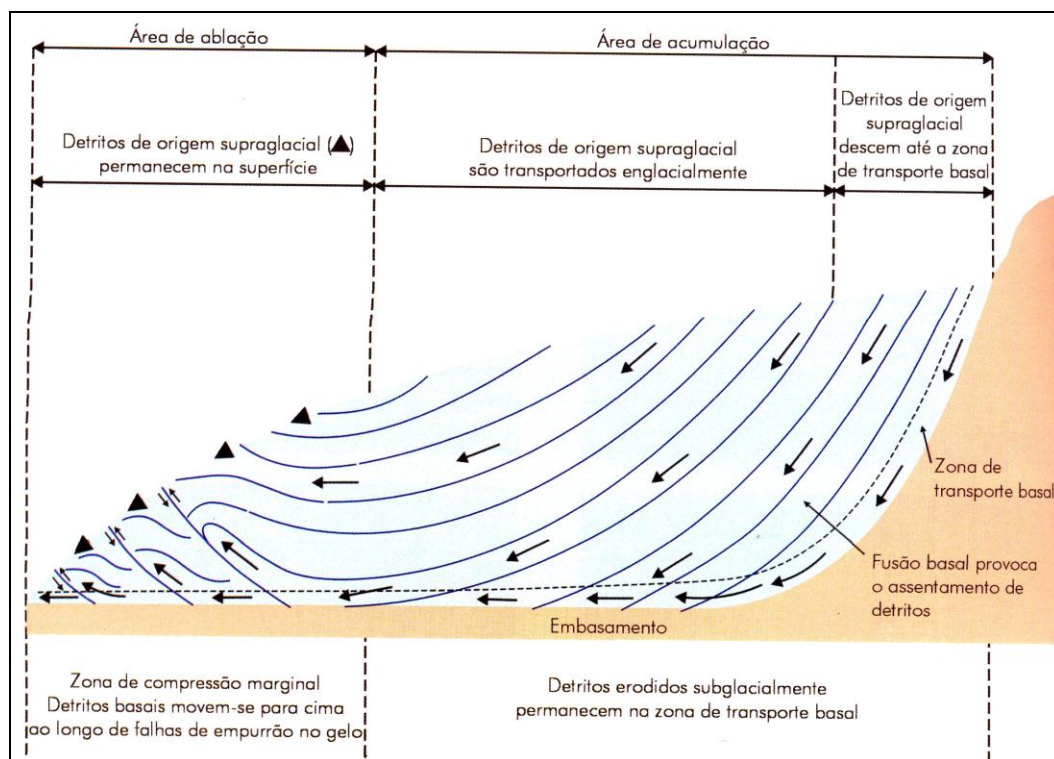


Figura 3 - Transporte de detritos glaciais. Modificado de CAMPOS, A. C. Rocha e SANTOS, Paulo R. Ação geológica do gelo. In: Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos, 2000-2001. p. 228.

2.2 TRANSPORTE ATIVO

Denomina-se transporte ativo ou transporte em baixo nível quando o transporte de detritos ocorre subglacialmente. A entrada de detritos ocorre em sua maioria a partir da base ou lateralmente nas paredes de vales. O material transportado ativamente entra em contato com a base da geleira ou próximo da base, ou seja, na zona de tração ou na zona de suspensão. Quando são incorporados na camada de gelo basal, os detritos rochosos basais concentram-se lateralmente ou verticalmente, principalmente em torno de obstáculos rochosos subglaciais. A intensidade do transporte de sedimentos e a modificação destes são definidas pela espessura da zona de tração. Na zona de suspensão normalmente se concentram materiais de origem subglacial; a taxa de transporte de sedimentos vai depender da espessura e concentração da camada de detritos, da velocidade do deslizamento basal e da intensidade de

deformação interna do gelo. O descongelamento ou congelamento da base transfere o material entre as zonas.

O transporte de sedimentos pode ocorrer entre os baixos e altos níveis da geleira. Detritos podem ser erodidos subglacialmente a partir da abrasão e do faturamento do substrato rochoso e podem permanecer na zona de transporte subglacial ou detritos de origem supraglacial podem ser transportados englacialmente e descer até a zona de transporte basal através de fendas e canais de água de degelo (HAMBREY, 1994)

Detritos subglaciais, em geral, ficam mantidos na zona de transporte basal das geleiras até serem depositados. Somente na zona de ablação, onde há um fluxo compressivo, o gelo basal rico em detritos rochosos pode fluir com o auxílio de falhas reversas ou planos de empurrão, elevando-se e atingindo a superfície das geleiras (CAMPOS e SANTOS, 2003). Planos de empurrões ocorrem em geleiras com regime termo-basal politermal ou onde a geleira flui contra um obstáculo rochoso subglacial, formam-se na base da geleira e permitem que o gelo basal ascenda, origina-se na área de ablação uma concentração de detritos rochosos supraglaciais e englaciais, uma mistura de detritos rochosos transportados passivamente e ativamente na geleira (BENNETT e GLASSER, 2009).

As transferências de detritos entre a zona subglacial e as zonas englaciais e supraglaciais são importantes na determinação dos processos deposicionais (BENNETT e GLASSER, 2009).

2.3 EROSÃO E TRANSPORTE SUBGLACIAL

Segundo Suguio (2003), a abrasão e o fraturamento são os principais processos essencialmente físicos que atuam durante a erosão glacial. A abrasão ocorre quando a base da geleira desliza e pressiona a rocha abaixo causando a remoção de partículas e fragmentos de variadas granulometrias, os quais podem ser transportados por quilômetros através de movimentos verticais e horizontais da geleira e direcionados adiante contribuindo para mais

abrasão durante o movimento da geleira e da sua base. A intensidade deste processo e a eficiência da remoção dos detritos rochosos erodidos são afetadas pela quantidade de detritos rochosos basais, a espessura do gelo, a pressão do contato basal na rocha, a presença de água na base da geleira, a resistência da base rochosa e outros fatores (HAMBREY, 1994). A abrasão causa estriamento, polimento e trituração do substrato e das partículas em transporte dentro da geleira produzindo arredondamento das superfícies rochosas, estrias e redução do tamanho dos grãos, gerando grãos finos que são conhecidos como farinha de rocha (BENN e EVANS, 2010; SUGUIO, 2003). O fraturamento é gerado a partir do processo de congelamento e degelo consecutivos de água nas juntas naturais das rochas do substrato, por ação de cunha (SUGUIO, 2003).

Os detritos rochosos são conseqüentemente mais esféricos, arredondados e frequentemente têm uma distribuição do tamanho dos grãos bimodal ou multimodal, com predomínio de frações finas (BENNETT e GLASSER, 2009).

Partículas transportadas na base da geleira são caracterizadas pelas superfícies facetadas e estriadas. Também desenvolvem um forte arranjo dos grãos nos sedimentos. Partículas alongadas têm uma orientação preferencial na direção do fluxo de gelo (BENNETT e GLASSER, 2009).

3 AMBIENTES DEPOSICIONAIS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS ASSOCIADAS

O relevo glacial e suas formas associadas na maioria das vezes estão relacionados a vastos processos geomorfológicos, características topográficas e ao próprio ambiente glacial. Muitas formas do relevo e sedimentos produzidos são de origem dos ambientes glaciais modernos e são relativamente fáceis de serem interpretados e classificados, pois podemos acompanhar sua formação. Porém, algumas feições geomorfológicas podem ter origem de

ambientes glaciais passados e podem ter sido retrabalhadas e estarem associadas a antigas drenagens e plataformas de gelo onde não podem ser observados processos deposicionais ativos. Contudo, sua análise é feita a partir de modelos e teorias presentes na literatura que são associados a sedimentos que servem de testemunhos dos processos geomorfológicos e geológicos ocorridos. Estes modelos são criados através de observações sistemáticas e analogias ao ambiente glacial moderno (BENNETT e GLASSER, 2009).

As feições geomorfológicas glaciais podem estar associadas a ambientes deposicionais subglaciais, supraglaciais, proglaciais, glaciolacustres e glaciomarinhos e a depósitos morânicos marginais, supraglaciais e de gelo azul, por exemplo. Algumas feições podem estar associadas a mais de um ambiente deposicional. Além disso, os depósitos morânicos próximos às paredes rochosas podem receber materiais das vertentes e serem remobilizados (BENN e EVANS, 2010).

Para este trabalho maior atenção foi dada às associações forma/sedimento nos complexos morânicos, que apresentam uma típica morfologia de cordões, sobretudo aos cordões morânicos supraglaciais e localizados em áreas de gelo azul (Anexo 1). Como já foi colocado, esses depósitos foram modificados por eventos glaciais e expostos a partir da ablação por ventos catabáticos e servem de indicadores de mudanças climáticas e ambientais ocorridas.

3.1 MORAINAS

Depósitos de sedimentos glaciais produzem formas de relevo denominadas morainas. Os materiais depositados denominados till se apresentam mal selecionados e não estratificados e são de origem diretamente glacial, sofreram transporte, deformação e deposição através dos movimentos e fluxos da geleira. Os depósitos de morainas são classificados quanto à localização na geleira (terminais, laterais e centrais) e podem ser categorizados segundo seu processo de formação nas margens da geleira: *morainas glacioteclônicas* ou de *empurrão (trusth)*, *morainas de despejo (dumping)* e *morainas de*

ablação. Ocupam diferentes posições em relação à geleira, morainas terminais se localizam nas margens estagnadas das geleiras e se formam à medida que há degelo, formam-se cristas que registram o limite atingido no último avanço glacial. Morainas laterais localizam-se junto às escarpas dos vales. A partir do encontro de duas ou mais geleiras de vale e a junção de morainas laterais formam-se as morainas medianas ou centrais (BENNETT e GLASSER, 2009).

a) Morainas de empurrão (*trusth*):

As morainas de empurrão são originadas a partir da aplicação da tensão, da compressão e abrasão na interface entre a base da geleira e o embasamento rochoso e são transportadas para cima por fendas e fraturas na geleira, surgindo em extrusões na superfície da geleira. A moraina de empurrão é uma moraina terminal formada onde uma geleira avança para a área proglacial, empurrando massas proglaciais de sedimentos em margens de geleiras, formando uma crista. São comuns em áreas proglaciais, podem ser produzidas em margens subaquosas e terrestres (BENNETT e GLASSER, 2009).

b) Morainas de despejo (*dumping*):

Morainas de despejo se formam através do transporte de detritos na margem do gelo e acumulação através de cadeias alongadas de detritos na frente ou na lateral de uma geleira com frente estacionária, são classificadas como morainas terminais. Entretanto, será transformada em moraina de empurrão se a geleira sofrer algum reavanço (BENN e EVANS, 2010). Para o transporte dos sedimentos, é necessário que as margens da geleira sejam íngremes, de modo que não se limita a acumular-se sobre a superfície do gelo formando um tipo de moraina de ablação (BENNETT e GLASSER, 2009).

c) Morainas de ablação:

Morainas de ablação são formadas pela concentração de till da superfície na margem das geleiras. São alimentadas através de detritos transportados subglacialmente e

englacialmente transferidos por fluxos ascendentes do gelo e planos de empurrão englaciais. Inicialmente a acumulação de detritos supraglaciais provoca o degelo da superfície, pois a absorção de radiação solar na superfície escura dos sedimentos é maior que na superfície mais clara do gelo que reflete mais a radiação solar. Contudo, posteriormente o degelo da superfície é retido, pois os detritos funcionam como isolantes da temperatura da superfície do gelo. Se a camada de detritos é suficientemente espessa, a margem da geleira pode se separar do seu corpo principal e se estagnar, resultando em uma moraina com núcleo de gelo (*ice-cored moraine*) ou uma moraina de ablação. A morfologia das morainas de ablação é controlada pela distribuição de detritos na superfície e de acordo com a estrutura da geleira, pressões e dobras no seu interior. A distribuição de detritos na superfície da geleira é controlada pela ocorrência de morainas centrais na geleira e a presença de rochas originadas das escarpas dos vales que posteriormente são inseridas às geleiras e retrabalhadas. Quando a concentração de detritos é maior e ocupa uma grande parte da geleira resulta em uma moraina *hummocky*, que ocorre quando a velocidade da geleira é mais baixa que o suprimento de detritos, formando superfícies acidentadas com conjuntos de cavidades causadas pelo degelo dos detritos com núcleo de gelo (BENNETT e GLASSER, 2009).

3.2 ÁREAS DE GELO AZUL E FEIÇÕES ASSOCIADAS

A primeira descrição científica das áreas de gelo azul (*blue-ice areas*) na Antártica foi dada por Schytt (1961), que chegou à conclusão que o tamanho dos cristais indicava que o gelo azul teve origem em partes mais profundas da geleira. Porém, um pouco antes, Giaever (1954) iniciou uma introdução relativa a primeira expedição às áreas de gelo azul. Durante a expedição foi descoberta uma superfície incomum e muito estável; os membros da expedição aplicaram a experiência de colocar estacas na linha limítrofe dessa área. Vários meses depois, grande maioria das estacas ainda se encontrava no local e não foi enterrada pela neve como ocorreria em uma superfície comum da Antártica. Assim, foram descobertas as áreas de gelo azul. As conclusões sobre sua superfície e formação foram propostas por Crary e Wilson

(1961), concluindo que essas áreas sofrem forças compressivas horizontais por ventos catabáticos que também evitam a acumulação de neve (SINISALO e MOORE, 2010).

Segundo Sinisalo e Moore (2010), as informações paleoclimáticas não estão apenas nos testemunhos do interior da geleira (*ice cores*), mas também se encontram na superfície das áreas de gelo azul da Antártica. Muitas dessas áreas são conhecidas por possuírem gelo muito antigo na superfície. Sugden et al. (2009) demonstraram através de análise isotópica em Patriot Hills morainas de gelo azul datadas em 80.000 AP (antes do Último Máximo Glacial). Com isso, a superfície de gelo azul pode prover informação de alta resolução temporal, usualmente encontrada nos testemunhos de gelo profundos. Além disso, há locais como em regiões costeiras ou montanhosas em que os testemunhos de gelo profundo não podem ser coletados. Em outros estudos, as séries de sedimentos rasos ou amostras de transectos horizontais da superfície podem complementar os testemunhos de gelo (MOORE et al., 2006; SINISALO et al., 2007).

Segundo Bintanja (1999) as áreas de gelo azul cobrem 1% da superfície do continente antártico espalhadas ampla e especialmente próximo a montanhas e nunatacks e define como superfícies com balanço de massa negativo, a sublimação como principal processo de ablação e superfícies com albedo relativamente baixo. O ar sobre essas áreas é mais quente e a umidade relativa é baixa, o que contribui significativamente para as maiores taxas de sublimação (BINTANJA e REIJMER, 2001).

Takashi et al. (1992) e Bintanja (1999) obtiveram a classificação das áreas de gelo azul em quatro tipos, baseando-se nas características geográficas e do fluxo do gelo:

Tipo I – Estão associadas às montanhas protuberantes inseridas no gelo, as áreas de gelo azul estão localizadas a sotavento de um obstáculo. O comprimento destas áreas pode ser estimado em cerca de 50 a 100 vezes a altura do obstáculo.

Tipo II – Estão localizadas nas geleiras de vale onde o vento catabático causam a erosão da superfície e há uma divergência local da acumulação de neve ocasionando a área de gelo azul livre de neve

Tipo III – São localizadas em encostas relativamente íngremes sem montanhas protuberantes. A declividade da superfície acelera os ventos catabáticos para abaixo, causando a divergência local da acumulação de neve, similar ao tipo 2.

Tipo IV – As áreas de gelo azul estão situadas na parte mais baixa da bacia da geleira. Os ventos catabáticos correm abaixo até o local e removem a neve da superfície.

3.2.1 Morainas de gelo azul

Morainas supraglaciais, localizadas na superfície da geleira, possuem condições de concentração dos detritos relacionadas à velocidade do fluxo do gelo, quanto maior o fluxo maior será a concentração. Eventos como avalanches e vulcanismos nas vertentes também contribuem para maiores concentrações de detritos. Sobretudo as morainas supraglaciais se encontram em zonas de ablação onde os ventos catabáticos oriundos do platô polar contribuem para o descobrimento dos materiais rochosos e seu transporte. Sedimentos supraglaciais estão sujeitos a vários processos de desgaste, tais como quebras químicas e termais, auxiliados pela água de degelo, resultando em fragmentação e fraturamento da rocha; predomina-se sedimentos grossos, os tamanhos variam de argila a matacão (DREWRY, 1986).

As morainas supraglaciais localizadas no gelo azul provêm informações passadas sobre essas áreas. Morainas localizadas nas encostas de nunatacks sugerem que a elevação da área de gelo azul foi maior durante o Último Máximo Glacial do que no presente, assim como estrias e sulcos nos sedimentos indicam fluxos passados das geleiras (HÄTTESTRAND e JOHANSEN, 2005).

4 FEIÇÕES GEOMÓRFICAS ASSOCIADAS À EROSÃO GLACIAL

A erosão glacial produz um rol de ambientes e feições geomorfológicas distintas. Bennet e Glasser (2009) classificam essas evidências erosionais baseando-se nas escalas micro, meso e macro. Feições em microescala são aquelas com tamanho de até 1m e podem ser exemplificadas por rochas estriadas, fraturas de fricção e micro canais interligados. As feições de mesoescala possuem tamanho de 1m a 1km e estão incluídas rochas alongadas, blocos *stoss and lee* e canais formados por água de degelo. E por fim, as feições de macroescala com tamanhos maiores de 1km, incluem Circos, vales em forma de U, fiordes, blocos *stoss and lee* gigantes e rocha *mountonée*. Este conjunto de feições que indicam ação da erosão glacial pode fornecer informações sobre a dinâmica e características térmicas da geleira e do manto de gelo.

Caracterizaremos brevemente as feições mais comuns na glaciação continental, rochas estriadas e *stoss and lee*:

a) Rochas estriadas

Possuem o tamanho típico de alguns milímetros podendo chegar a metros. São paralelas à orientação do fluxo de gelo, a presença de estrias em mais de uma direção pode indicar eventos distintos. As estrias são demarcadas nos seixos a partir da fricção de partículas rochosas sob pressão das paredes da geleira e o substrato rochoso (BENNETT e GLASSER, 2009). As estrias se enquadram em uma das características de textura superficial, que, por conseguinte, é frequentemente atribuída à ação glacial, embora também possa estar associada também à tectônica (SUGUIO, 2003).

b) *Stoss and lee*

São topografias características por colinas alongadas, assimétricas e com substrato rochoso exposto. A elevação rochosa exposta e modificada é denominada rocha *mountonné*. Na vertente à montante, a ação do gelo resulta em polimento, enquanto na jusante a rocha é fragmentada e tem como resultado ser abrupta e íngreme em relação ao sentido do movimento da geleira. (CHRISTOPHERSON, 2012). Contudo, é denominada uma feição glacial do tipo montante-jusante (*stoss and lee*). A teoria de formação dos *stoss and lee* indica que a formação rochosa ocorre quando o gelo se movimenta sobre uma elevação rochosa preexistente e há uma cavidade subglacial a frente, a jusante da rocha, essas cavidades ocorrem a partir de flutuações do nível de degelo (ROCHA-CAMPOS, 2002).

5 SEDIMENTOLOGIA GLACIAL

Sedimentos glaciogênicos são originados da abrasão e do faturamento pelas altas pressões entre as rochas matrizes e as geleiras, descrevem processos geomorfológicos (erosão, transporte e deposição) que buscam interpretar ambientes glaciais concomitantemente aos processos paleoglaciológicos do Quaternário. As propriedades sedimentares para análise incluem a litologia, textura, estrutura sedimentar, estratificação e dados de paleocorrentes (HUBBARD e GLASSER, 2005). Ashley et al. (1985), Hambrey (1994) e Benn e Evans (2010) estão entre os estudos que relacionam princípios da sedimentologia aos ambientes glaciais.

5.1 DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA

A distribuição granulométrica fornece bases para a caracterização dos ambientes deposicionais e processos físicos atuantes. O tamanho dos grãos dos sedimentos detríticos

compõem umas das propriedades estruturais importantes para a descrição do material sedimentar (SUGUIO, 2003). Estudos empíricos que relacionaram a distribuição granulométrica de sedimentos aos ambientes deposicionais foram produzidos inicialmente por Udden (1914) seguido por Wentworth (1931).

A metodologia para a interpretação dos paleoambientes deposicionais se dá a partir da comparação entre diferentes parâmetros de distribuição granulométrica dos ambientes modernos, que são condicionados pelos níveis de energia característicos de cada ambiente (SUGUIO, 2003).

Os materiais sedimentares de origens subglaciais e englaciais frequentemente mantêm características geológicas de suas rochas de origem. A abrasão e a quebra durante o transporte ativo na geleira produzem tamanhos de grãos diferentes do que os sedimentos transportados por mecanismos intempéricos periglaciais. Os detritos periglaciais que caem na superfície da geleira predominam-se com deficiência de materiais mais finos, porém detritos transportados em altos níveis podem ainda ter origem subglacial e com isso apresentar frações de sedimentos finos (SUGUIO, 2003).

Depósitos de sedimentos glaciais são comumente mal selecionados e podem ter o tamanho de argilas ou ser maiores que seixos, respectivamente $< 4 \mu\text{m}$ e $> 4\text{mm}$ na escala de Wentworth. São tipicamente bimodais ou polimodais, isto é, com dois ou mais picos de distribuição dos tamanhos dos grãos. As distribuições refletem os progressivos processos de fraturamento da rocha devido as pressões entre a geleira e o substrato e entre os próprios detritos. Boulton (1978) e Haldorsen (1981) atribuíram às distribuições bimodais e polimodais aos processos de abrasão, esmagamento e quebra. Haldorsen (1981) simulou os processos de fragmentação colocando rochas juntamente com esferas de aço em uma centrífuga, concluiu-se que o esmagamento gera partículas com variados diâmetros de 0,016 até 2mm, enquanto no experimento de abrasão gerou-se partículas com tamanhos que variavam entre 0,002 a 0,063mm. As duas distribuições apresentam-se muito semelhantes as do ambiente natural. Haldorsen (1981) comparou os clastos maiores com os fragmentos residuais ainda não depositados ou que não foram transportados por distâncias suficientes para maior abrasão e fraturamento.

5.2 MORFOLOGIA DOS CLASTOS

A morfoscopia das partículas sedimentares fornece informações sobre o entendimento dos processos de transporte glacial e os ambientes deposicionais a partir de medições como a forma (esfericidade), arredondamento (angularidade) e textura superficial (SUGUIO, 2003).

A esfericidade é relativa às três dimensões segundo as proporções de comprimento dos eixos axiais a (maior), b (intermediário), c (menor); sendo que $a > b > c$ tende a forma esférica (HUBBARD e GLASSER, 2005). As razões entre b/a e c/b foram definidas por Zingg (1935) para classificar quatro classes de seixos: Tabular ou oblata, esférica, laminada e bastonada (Figura 4). Contudo, o grau de esfericidade pode ser definido a partir da escala de comparação visual para graus de esfericidade bidimensional de Rittenhouse (1943).





Classes (Zingg, 1935)	$b/a < 2/3$	$b/a > 2/3$
$c/b < 2/3$	LAMINAR 	OBLATA 
$c/b > 2/3$	BASTONADA 	ESFÉRICA 

Figura 4 - Classificacao das formas de seixos de acordo com dados de esfericidade segundo Zingg (1935).

O arredondamento é caracterizado a partir do grau de curvatura das bordas dos clastos (pontas e arestas), em escalas entre muito angular à bem arredondado. Seixos próximos a arredondados indicam por padrão a abrasão mecânica prolongada durante o seu transporte. O grau de arredondamento também está ligado à granulometria dos grãos, seixos maiores possuem menor capacidade de transporte e, por conseguinte, serão menos arredondados (SUGUIO, 2003). Shepard (1967) estabeleceu seis grupos de graus de arredondamento (Figura 5).

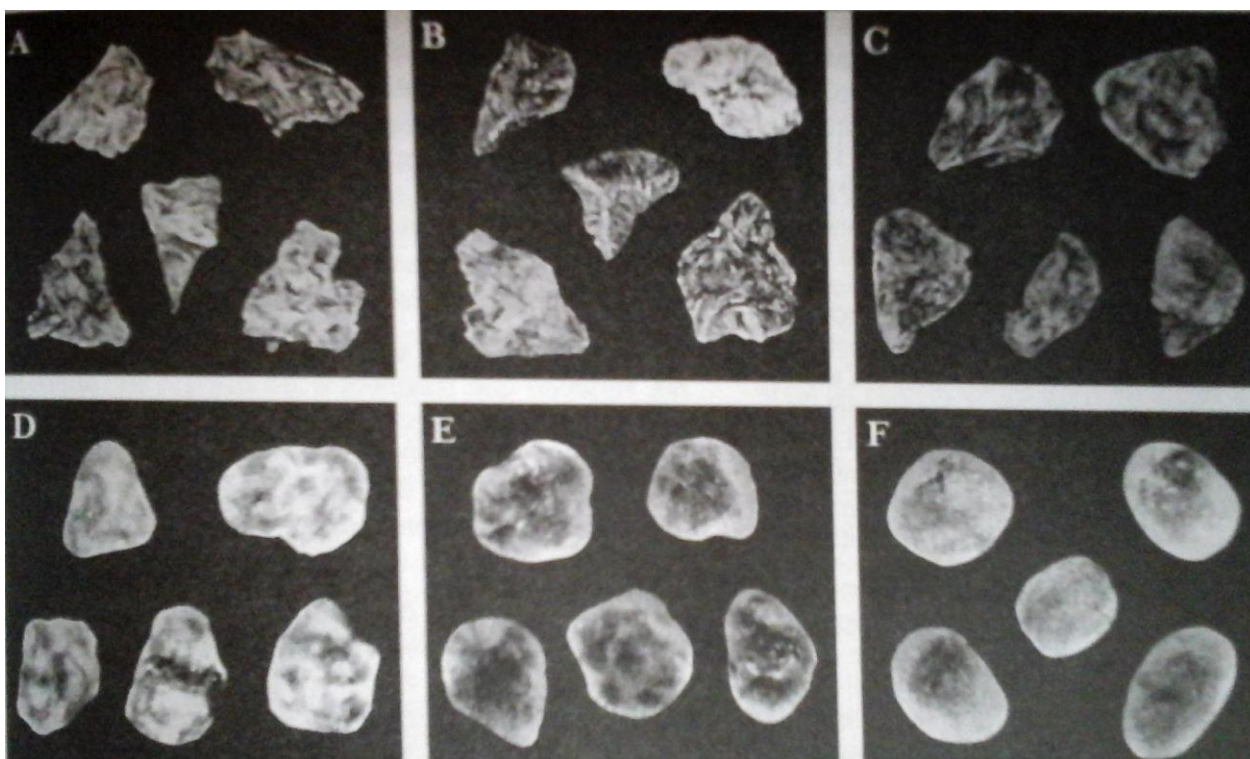


Figura 5- Exemplos das seis classes usadas nas determinações dos graus de arredondamento: (A) muito angulosa; (B) angulosa; (C) subangulosa; (D) subarredondada; (E) arredondada; (F) bem arredondada (SHEPARD, 1967).

A distância de transporte dos sedimentos está relacionada à esfericidade dos grãos, o grão mais esférico, que possui menor superfície para dado volume, se decanta antes do outro sólido com volume e densidade iguais o que aumenta a velocidade de decantação (KRUMBEIN, 1942). A esfericidade se limita a partir da abrasão e quebra da partícula rochosa aumentando sua angularidade (SUGUIO, 2003).

CAPÍTULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS

As metodologias a serem apresentadas incluem processos de coleta de sedimentos, análise laboratorial e interpretação de dados (Figura 6).

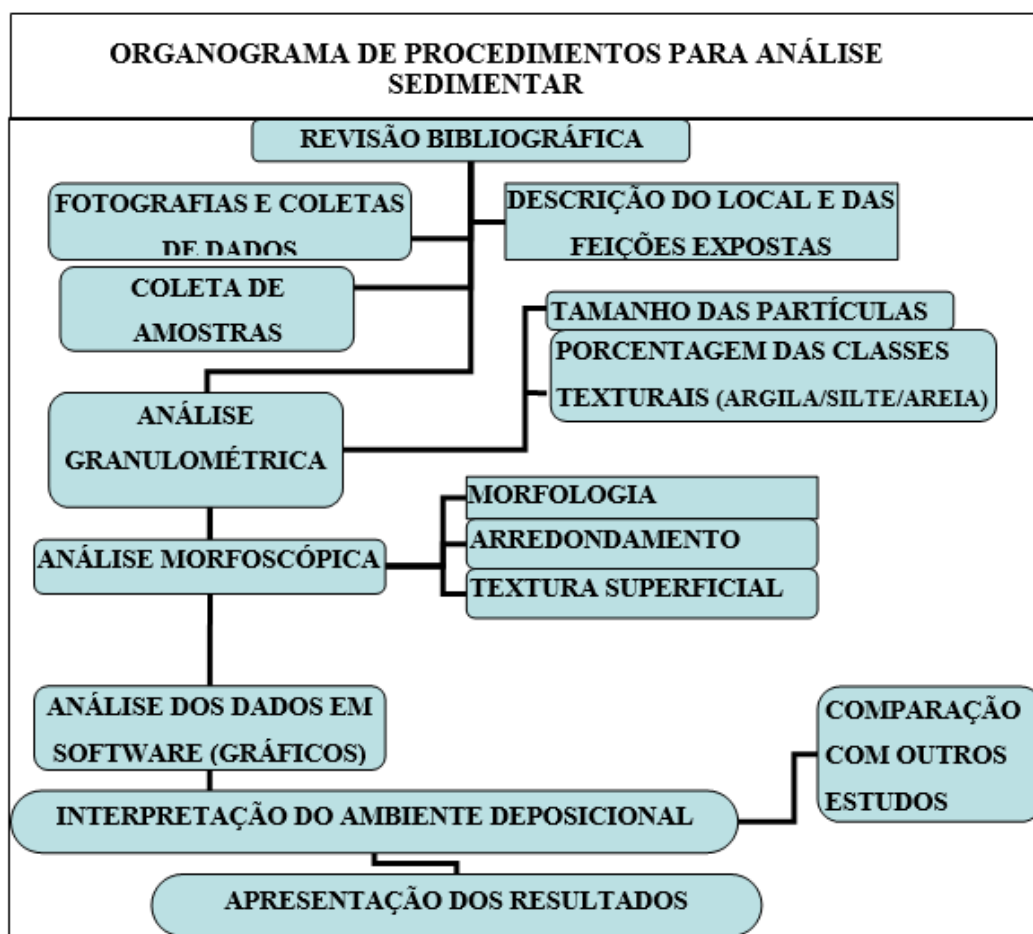


Figura 6 – Organograma de procedimentos para análise sedimentar. Modificado de Hubbard B.; Glasser, N. Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. Inglaterra: John Wiley & Sons Ltd, 400 p. 2005.

1 ATIVIDADES DE CAMPO

O material analisado foi coletado durante a Expedição Criosfera, realizada no verão de 2011-12 na região da geleira Union ($79^{\circ}46'S$, $83^{\circ}24'W$), pelos pesquisadores do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (Figura 7). Os depósitos de sedimentos foram identificados e analisados inicialmente quanto a sua localização e às outras feições; os locais de onde foram retirados foram escavados com uma pá de alumínio para evitar o material meteorizado da superfície. Cada amostra continha cerca de 100 gramas e armazenadas em embalagens plásticas devidamente etiquetadas e posteriormente alojadas em caixas especiais, para a manutenção da temperatura. Em cada local foram também coletados 50 clastos >15 mm para análise morfométrica. As amostras foram georreferenciadas através de GPS (margem de erro de 3 m) com coordenadas e altitude, seguido de identificação por fotos com escala, as imagens apresentadas foram cedidas pela professora Dr.^a Rosemary Vieira.



Figura 7 – Coleta de sedimentos.

1.1 Localização das amostras

Os sedimentos foram coletados nos seguintes locais: (a) Geleira Union- $79^{\circ} 45, 666$ 'S / $83^{\circ} 15 895$ ' W - (Figura 8); (b) Rossman Cove - $79^{\circ} 47,849$ 'S / $82^{\circ} 53,536$ ' W (Figuras 9 e 10); (c) Elephant Head - $79^{\circ} 49,298$ 'S / $83^{\circ} 20,426$ ' W (Figs. 11 e 12). Todos os pontos de coletas estão apresentados na Tabela 1 e mapeados conforme o Anexo 1-3.

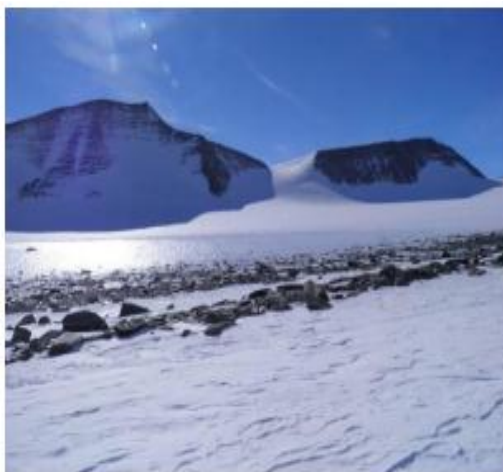


Figura 8 - Moraina Central. Geleira Union.



Figura 9 – Morainas Supraglaciais. Rossman Cove.

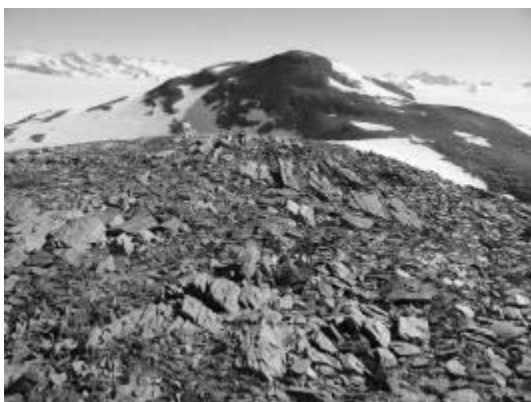


Figura 10 - Rossman Cove Hills



Figura 11 – Elephant Head



Figura 12 – Morainas Elephant Head

Tabela 1 – Pontos de coleta de sedimentos durante a Expedição Criosfera (Anexo 1-3).

Amostra	Lat	Long	Local	Feição
MO_01	79° 45' 51.8''S	83° 14' 55.0''W	Geleira Union	Moraina
MO_02	79° 45' 59.1''S	83° 15' 09.2''W	Geleira Union	Moraina
MO_03	79° 45' 66.6''S	83° 15' 89.5''W	Geleira Union	Moraina
MO_04	79° 45' 73.7''S	83° 16' 68.0''W	Geleira Union	Moraina
MO_05	79° 45' 81.0''S	83° 17' 58.5''W	Geleira Union	Moraina
MO_06	79° 45' 86.1''S	83° 18' 22.0''W	Geleira Union	Moraina
MO_07	79° 45' 86.1''S	83° 18' 98.9''W	Geleira Union	Moraina
MO_08	79° 45' 91.7''S	83° 19' 81.8''W	Geleira Union	Moraina
MO_09	79° 45' 97.5''S	83° 20' 72.8''W	Geleira Union	Moraina
MO_10	79° 46' 03.5''S	83° 21' 57.2''W	Geleira Union	Moraina
BMO_01	79° 47' 89.2''S	82° 53' 36.9''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_02	79° 47' 84.9''S	82° 53' 53.6''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_03	79° 47' 80.8''S	82° 53' 74.7''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_04	79° 47' 75.7''S	82° 54' 01.1''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_05	79° 47' 71.7''S	82° 54' 29.2''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_06	79° 47' 68.6''S	82° 54' 58.4''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_07	79° 47' 60.9''S	82° 54' 85.0''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_08	79° 47' 56.2''S	82° 55' 09.6''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_09	79° 47' 50.3''S	82° 55' 39.7''W	Rossman Cove	Moraina
BMO_10	79° 47' 43.9''S	82° 55' 71.1''W	Rossman Cove	Moraina
RC_01	79° 48' 16.5''S	82° 56' 35.3''W	Rossman Cove Hills	Depósito sobre rochas
RC_02	79° 48' 11.2''S	82° 56' 96.5''W	Rossman Cove Hills	Depósito sobre rochas
RC_03	79° 48' 03.2''S	82° 57' 35.2''W	Rossman Cove Hills	Depósito sobre rochas
RC_04	79° 47' 59.5''S	82° 57' 49.4''W	Rossman Cove Hills	Depósito sobre rochas
RC_05	79° 47' 63.2''S	82° 56' 94.7''W	Rossman Cove Hills	Depósito sobre rochas
EH_01	79° 49' 11.1''S	83° 16' 10.7''W	Elephant Head	Moraina
EH_02	79° 49' 29.8''S	83° 20' 42.6''W	Elephant Head	Moraina
EH_03	79° 49' 23.8''S	83° 18' 92.8''W	Elephant Head	Moraina
EH_04	79° 49' 13.1''S	83° 18' 42.5''W	Elephant Head	Moraina
EH_05	79° 49' 28.9''S	83° 20' 02.0''W	Elephant Head	Moraina
EH_06	79° 49' 22.9''S	83° 19' 07.7''W	Elephant Head	Moraina
EMO_01	79° 48' 70.9''S	83° 05' 20.7''W	Área de gelo azul	Moraina
EMO_02	79° 48' 70.8''S	83° 05' 19.8''W	Área de gelo azul	Moraina
EMO_03	79° 48' 70.6''S	83° 05' 19.5''W	Área de gelo azul	Moraina

2 SENSORIAMENTO REMOTO

Para identificação e interpretação das feições foram utilizadas imagens do sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer – ano 2007) com resolução espacial de 15 m, nas três bandas VNIR (visível e infravermelho-próximo) e parâmetros de correção de projeção, sistema de coordenadas Polar Estereográfica e sistema de coordenadas geodésico de referência WGS84.

Dados morfológicos foram obtidos a partir das imagens resultando em um mapa geomorfológico utilizando o software comercial ArcGis 10.

3 ANÁLISES LABORATORIAIS

O material foi analisado inicialmente no Laboratório de Processos Ambientais e Sedimentares (LAPSA), na Universidade Federal Fluminense, Campos dos Goytacazes e posteriormente no Laboratório de Sedimentologia, Instituto de Geociências, UFF. Foram verificadas características morfométricas, como o grau de arredondamento e esfericidade, da distribuição e selecionamento dos grãos e textura, assim como a identificação de feições superficiais dos clastos. A forma e textura dos clastos são propriedades importantes para o conhecimento de informações relacionadas a abrasão, distância e transporte dos sedimentos (BENN e BALLANTINE,1994).

3.1 Análise granulométrica

Na preparação dos sedimentos para análise as amostras foram lavadas com água destilada para a retirada de sais dissolvidos, secadas em estufa e quarteadas para reserva. Após este procedimento, foi feita a pesagem antes da separação do material fino (tamanho silte e argila). Para a separação do material fino dos grossos foi utilizada uma peneira com malha de 0,062 mm em água destilada; o béquer contendo o material se manteve imóvel para decantação do material e depois foi aplicada a técnica de pipetagem da água, baseada na lei de Stokes, com o objetivo de separar as classes silte e argila (KRUMBEIN e PETTIJOHN, 1938). Após a secagem do material na estufa (temperatura entre 50 a 60° C), os sedimentos foram desagregados do béquer com almofariz e pistilo para não fraturar os grãos e em seguida foram pesados.

O material retido na peneira considerado grosso foi transferido para um conjunto de peneiras com limite de malha 0,062 mm até 8 mm, com a finalidade de separar de acordo com as classes texturais. Em seguida foi feita a pesagem por classes e identificação em sacos plásticos contendo a classe e o código por local. A distribuição do tamanho das partículas de cada amostra foi determinada em intervalos de ϕ , de -3ϕ a 4ϕ (8 mm a 0,63 mm). A unidade de escala adimensional denominada ϕ (Φ) se baseia no logaritmo na base 2 do diâmetro do grão em milímetros (dmm), para evitar números negativos a partir dos sedimentos finos o logaritmo é multiplicado por -1 ($\Phi = -\log_2 \text{dmm}$).

Análise estatística da distribuição das partículas foi calculada usando o programa Triplot que inclui: média, grau de seleção e assimetria para a distribuição logarítmica (método de FOLK e WARD, 1957) e distribuição de cascalhos, areia e silte.

3.2 Análise Morfoscópica

As análises foram realizadas com 50 unidades de cada intervalo de classe selecionados. A forma dos clastos (arredondamento) e a descrição da textura superficial (existência de estrias e polimento) foram feitas com lupa binocular.

A estimativa do grau de arredondamento dos sedimentos de 2 a 8 mm foi realizado a partir das tabelas de comparação de Krumbein (1941) (Anexo 4) e Shepard (1967) usando o critério descritivo de Benn e Ballantine (1994), modificado de Powers (1953). O grau de esfericidade foi medido através da tabela de Rittenhouse (1943).

Considerando a quantidade de transformações sofridas pelo grão, Bigarella et al. (1955) classificou a textura superficial em três tipos básicos: sacaróide, mamelonada e lisa, podendo cada um dos tipos ser fosco ou polido. Grãos sacaróides possuem superfícies irregulares e arestas aguçadas apresentando superfícies secundárias planas. Grãos mamelonados possuem superfícies irregulares, de arestas arredondadas e com superfícies secundárias reniformes salientes ou reentrantes. Os grãos lisos possuem superfícies curvas mais ou menos isentas de superfícies secundárias. Para qualificar se a superfície é polida ou não, relacionamos o brilho da superfície. Os grãos polidos apresentam superfícies brilhantes, em geral as cores claras indicam bom polimento, já os foscos são grãos cujas superfícies não são brilhantes mostrando evidências de agentes corrosivos. Uma superfície brilhante pode ou não ser lisa, quando ela não é lisa maiores são as chances de apresentar estrias e sulcos, que podem ser fruto de ação glacial.

Os dados adquiridos de cada amostra quanto a esfericidade, textura superficial e arredondamento foram convertidos em porcentagens que por sua vez foram plotadas em gráficos de frequência (histogramas) e diagramas ternários, criados com o software Triplot.

O tamanho relativo dos três eixos ortogonais, a (menor), b (médio) c (maior), foi mensurado com caliper digital a partir de 50 clastos de cada amostra. Estes dados foram plotados em diagramas triangulares utilizando os três eixos como raio. Para isso, foi utilizado o software Triplot. A forma dos clastos também foi apresentada em gráficos de dispersão do eixo b/a contra o eixo c/b , de acordo com o diagrama Zingg usando o software Minitab 17.

Foi utilizado adicionalmente o método de co-variância do índice C_{40} , ou seja, a porcentagem dos clastos com eixo $c/a = 0,4$, clastos com feições de placas ou bastão são mais prováveis de ter valores $C_{40} \leq 0.4$ do que os clastos que apresentam feições cúbicas (ADAM e KNIGHT, 2003). Também foi calculado o índice RA, com a porcentagem dos clastos (muito angulosos e angulosos) baseando-se no método proposto por Benn e Balllntyne (1994) e

Benn e Evans (2004). As análises de co-variância entre forma e arredondamento são indicadores para discriminar clastos transportados ativamente ou passivamente pela geleira. Sedimentos ativos apresentam baixos valores de C_{40} e baixas taxas do índice RA e ao contrário para os sedimentos passivos (BENN e BALLANTYNE, 1994).

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

1 GEOMORFOLOGIA GLACIAL

A geomorfologia glacial da região foi analisada a partir das imagens de satélite, das atividades em campo e dos dados da análise granulométrica dos sedimentos. A figura 13 representa o mapa geomorfológico da área.

Em observação de campo, foram identificados dois grupos de feições bem distintas e que se destacam na área: (1) feições erosivas de microescala (estrias) (Figura 14) e de mesoescala (*stoss and lee*) (Figura 15); (2) cordões morânicos (Figuras 7 e 8).

As feições erosivas mais pronunciadas foram identificadas na área de *Rossman Cove Hills*, na vertente nordeste (Figura 9), onde estrias bem definidas revelam abrasão por parte das geleiras e em diferentes períodos. Na Figura 14 podem ser observadas várias estrias, as que já se encontram em processo de oxidação são mais claras que a base rochosa. As estrias mais claras revelam atividade glacial mais recente, uma vez que ainda não foram afetadas pela oxidação como as outras.

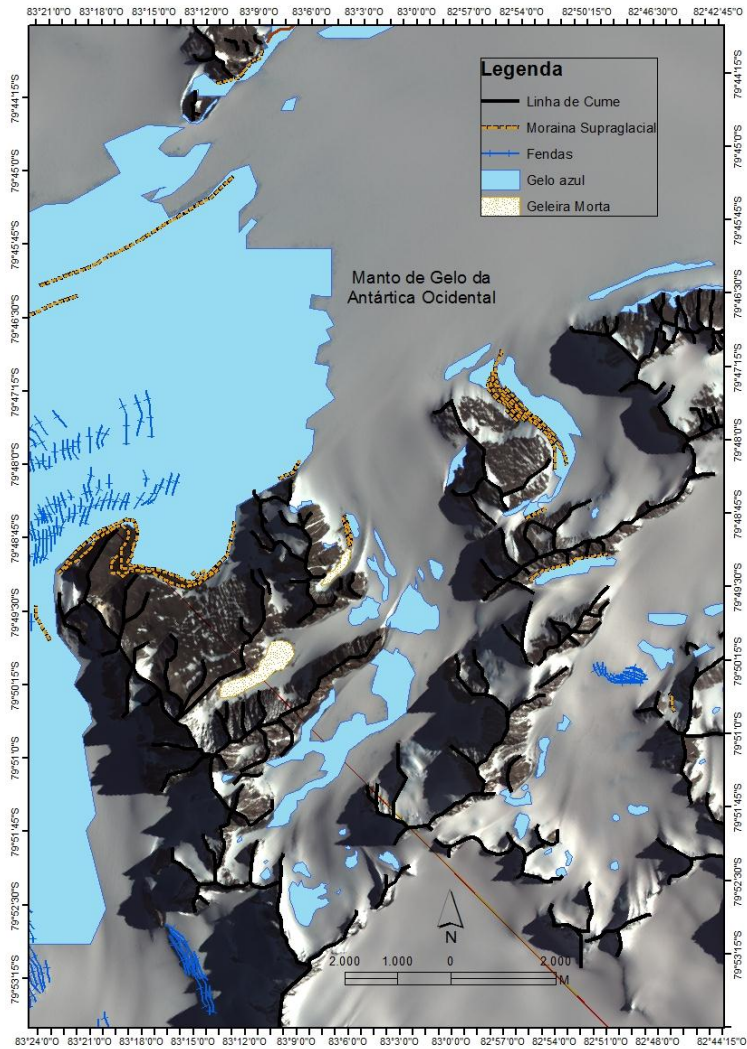


Figura 13 – Mapa geomorfológico.



Figura 14 – Estrias em Rossman Cove.



Figura 15 - Stoss and Lee gigante

Evidência mais poderosa da ação erosiva dos gelos é indicada pelas formações conhecidas como *stoss and lee* (Figura 15). Tais formas apresentam feições bem específicas que indicam atividade erosiva glacial e a direção do fluxo da geleira: a parte inclinada, voltada para o interior da geleira e a quebra abrupta da rocha na parte frontal do bloco rochoso, na parte mais externa da geleira. Essa feição gigante aponta para uma maior espessura do manto de gelo nesta área, cobrindo parte da topografia, uma vez que o topo da formação rochosa está a mais de 200 metros da superfície atual do gelo.

A erosão glacial também escavou vales pré-existent e deixou mais abruptas algumas paredes dos vales, como o observado em Elephant Head (Figuras 11 e 12).

Feições deposicionais se destacam em Rossman Cove, Elephant Head e no centro da geleira Union, representadas por sucessivos cordões morânicos, mas possivelmente de origens distintas. Com a exceção de Elephant Head, as formações morânicas se desenvolvem nas áreas de gelo azul.

Em Rossman Cove os cordões morânicos supraglaciais com núcleos de gelo se distinguem dos demais por seus sucessivos arcos, o que representa distintas posições das geleiras em diferentes escalas temporais, sendo o cordão externo o mais antigo, em função de atividades laterais, que denotam outros processos além dos glaciais, como atividades laterais de vertentes (Figura 9).

Extensos elevados cordões de morainas supraglaciais com núcleos de gelo se formam nas partes marginais da geleira Union na entrada do Elephant Head e junto ao Monte Dolence (Figuras 11 e 12). São cordões elevados, acima de 5 m de altura, com predomínio de cascalhos e matacões, mas com o interior de gelo. Em Elephant Head (Figura 11) as morainas supraglaciais tornam-se mais espessas em direção ao interior do vale, o que poderia ser explicado pelo fluxo glacial nesta direção e/ou pela alimentação de processos periglaciais nas vertentes laterais.

Um extenso condão morânico, de aproximadamente 2,35 km, se desenvolve no centro da geleira Union, porém não elevado como as morainas anteriormente mencionadas (Figuras 7 e 8). Sua altura máxima não ultrapassa 1 m.

As origens dessas morainas envolvem distintos processos, mas a sua localização na área de gelo azul as submete às condições ambientais inerentes, tais como os processos de sublimação e de erosão produzida pela ação constante dos ventos catabáticos oriundos do platô polar.

2 GELEIRA UNION

2.1 Análise da distribuição granulométrica

A tabela 2 reúne os dados estatísticos das amostras da moraina central da geleira Union. As coletas foram realizadas em dias com eventos de fusão e o material da subsuperfície pode ser acessado (Figura 7). Variações na distribuição granulométrica são pequenas, mas ainda distintas. A análise granulométrica evidencia que a textura é composta quase 100% de cascalho arenoso a areia. Cascalho fino compreende de 68 a 93% dos sedimentos. O conteúdo de silte e material mais fino não supera os 3,1% e a média foi de apenas 1%. Como a região é sujeita à ação de fortes ventos, predomina a concentração de cascalho na superfície.

Portanto, as amostras apresentam-se com uma tendência a bem selecionadas, sendo que duas delas são mal selecionadas. No entanto, grande parte das amostras apresenta assimetria positiva, o que indica a presença de uma cauda de finos, ou seja, uma frequência de grãos mais finos maiores do que a esperada para uma amostra perfeitamente simétrica. Isso é explicado pela presença de areia em camadas subsuperficiais.

Tabela 2 - Sumário da análise estatística das amostras da Geleira Union (MO), em escala logarítmica ϕ (Método Folk e Ward, 1957).

Amostras	Tipo de Amostra	Classe Textural/ Sedimento	Média	Grau de seleção (σ)/ Descrição	Assimetria (Sk)/Descrição	% Cascalho	% Areia	% Silte
Amostra 1	Trimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,7	0,2/muito bem selecionado	-4,5/ negativa	85,2	14,1	0,2
Amostra 2	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,9	0,5/bem selecionado	-0,9/ negativa	91,6	6,4	1,9
Amostra 3	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,6	0,3/muito bem selecionado	8,5/ positiva	83	16,9	0,1
Amostra 4	Bimodal	cascalho/ cascalho arenoso fino	-1,0	1,1/pobremente selecionado	1,7/ positiva	68	31,9	0,1
Amostra 5	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,8	-0,0/muito bem selecionado	0,8/ positiva	89,1	10,9	0,0
Amostra 6	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,8	0,6/ moderadamente bem selecionado	-67,4/ negativa	87,2	10,4	2,4
Amostra 7	Trimodal	cascalho/ cascalho arenoso fino	-1,6	1,0/moderadamente selecionado	1,4/ positiva	76,3	23,7	0,1
Amostra 8	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-2,0	-0,0/muito bem selecionado	21/ positiva	92,9	4,1	3,1
Amostra 9	Trimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,9	0,4/bem selecionado	3,0/ positiva	86,5	13,5	0
Amostra 10	Trimodal	cascalho/ cascalho arenoso fino	-1,7	1,4/pobremente selecionado	0,8/ positiva	75,7	21,5	2,8
Amostra 11	Trimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,8	0,2/muito bem selecionado	-19,1/ negativa	87,1	12,8	0,0

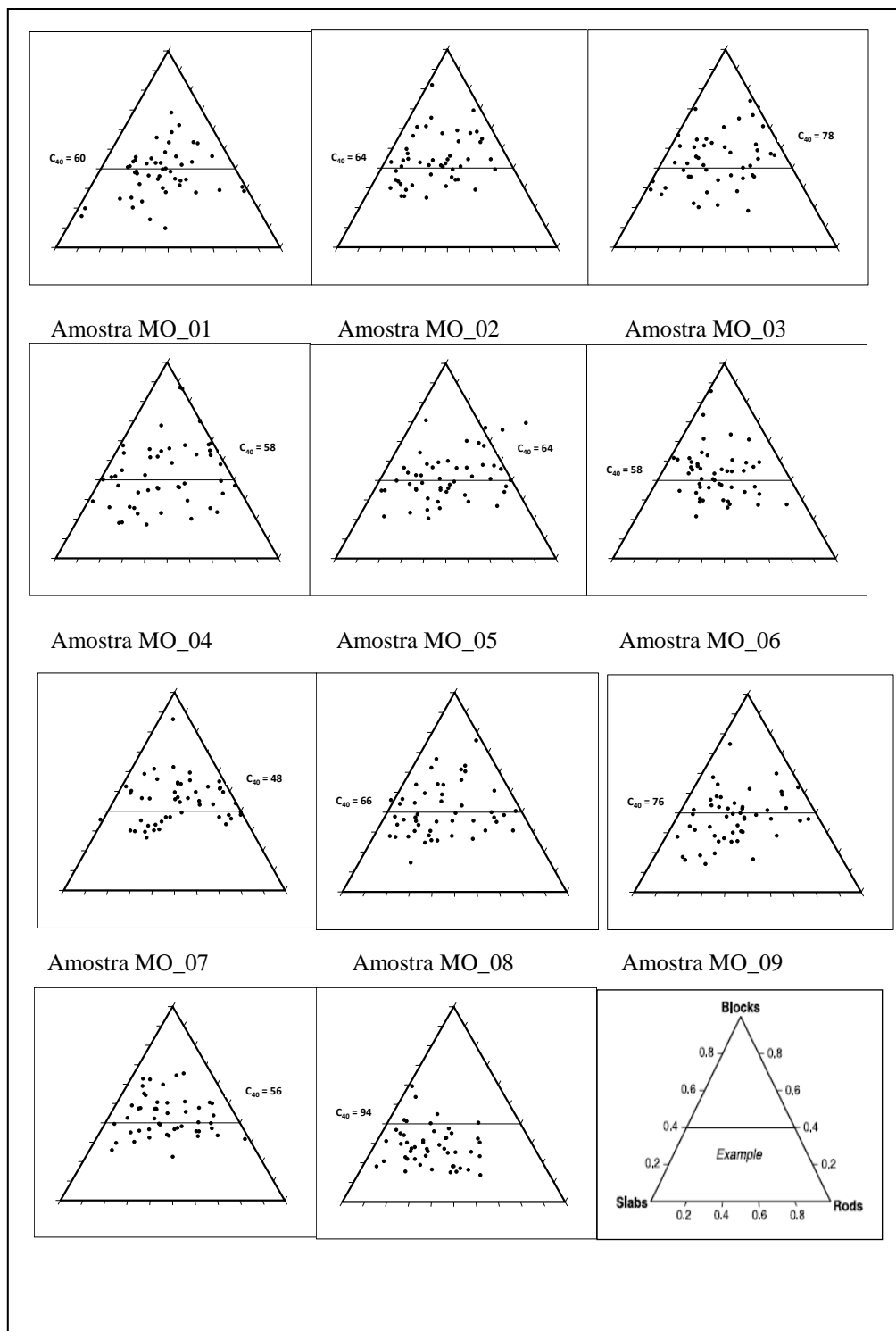
2.2 Análise morfométrica

Diagramas ternários e de Zingg e histogramas exibem a forma e o arredondamento dos clastos coletados em cada amostra (Figura 16a e b, Figura 17). Os diagramas ternários e de Zingg indicam que a forma dos clastos é variada, mas com o predomínio de placas (Figura 16a e 17). Os histogramas apresentam uma assimetria negativa, com exceção da amostra 2, o que indica uma baixa proporção de clastos angulosos e muito angulosos; os clastos são predominantemente subarredondados e subangulosos (Figura 16b). Não foram observados clastos estriados ou facetados.

Essa fácies pode ser interpretada como till basal, incorporando material previamente meteorizado e sedimento glaciogênico meteorizado originado das geleiras posteriormente

cobertas pelo manto de gelo. Modificações pela abrasão do vento podem explicar os percentuais elevados de clastos arredondados na superfície.

(a)



(b)

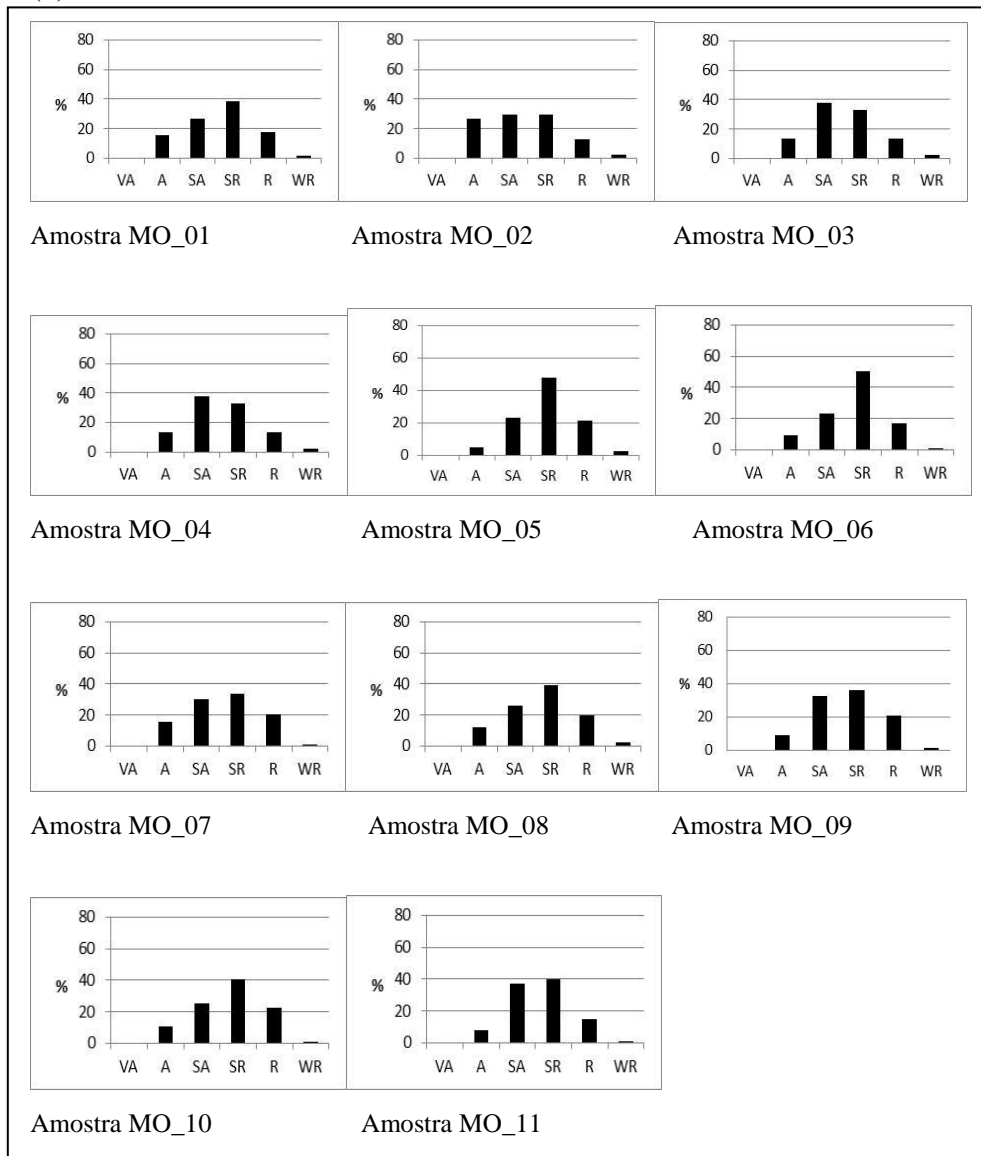


Figura 16. Geleira Union: (a) diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histograma de arredondamento.

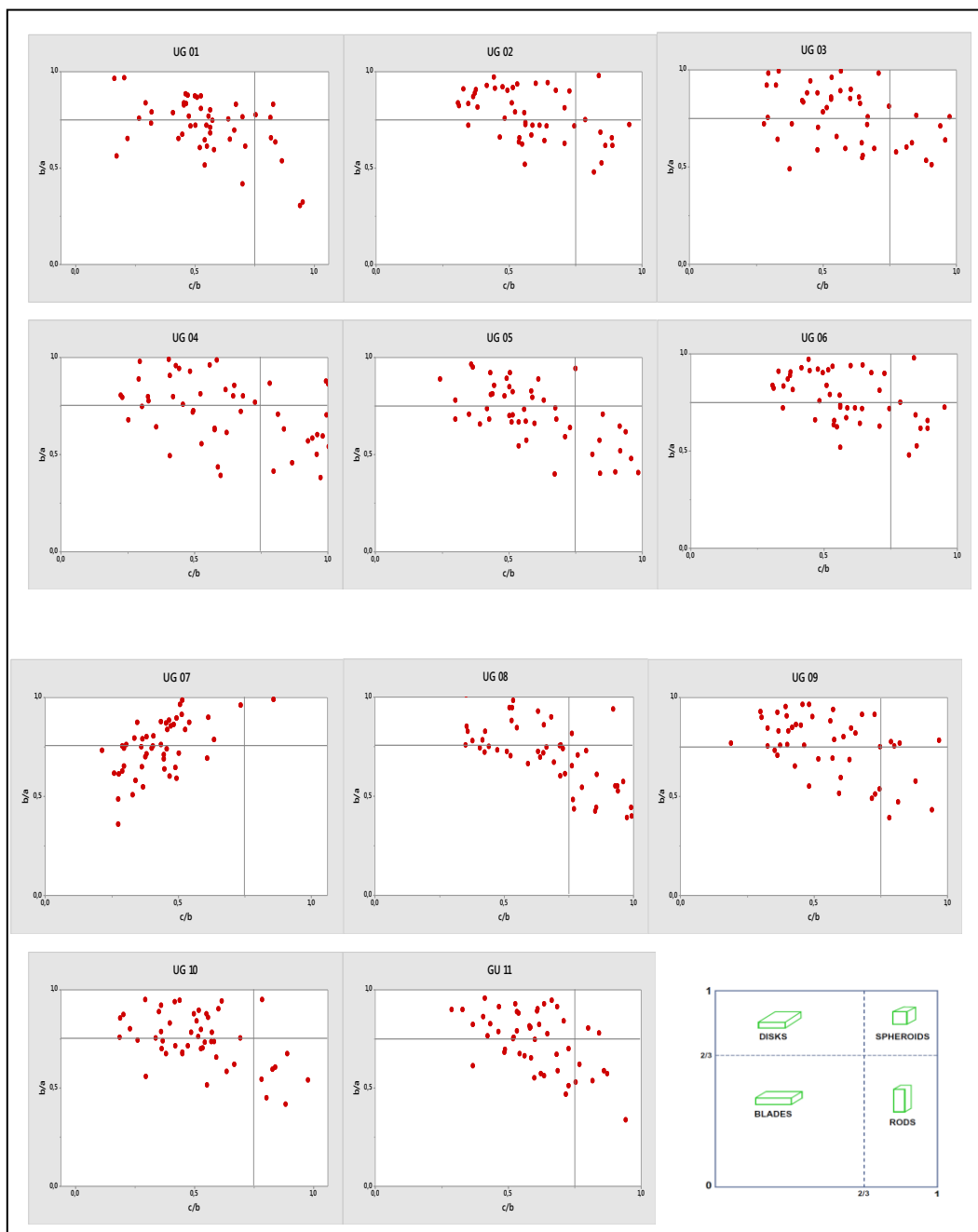


Figura 17. Geleira Union: diagrama de dispersão: eixo b/a versus eixo c/b (diagrama Zinng).

3 MORAINAS SUPRAGLACIAIS DE *ROSSMANN COVE* E DEPÓSITOS EM *ROSSMANN COVE HILLS*

3.1 Análise da distribuição granulométrica

A tabela 3 reúne os dados estatísticos das amostras da moraina supraglacial de Rossmann Cove (Figura 9). Assim como na geleira Union, as coletas também foram efetuadas em dias com eventos de fusão e o material da subsuperfície pode ser acessado. A textura das amostras é composta de 79% de cascalho e 21% de areia. As amostras estão divididas em cascalho arenoso e cascalho arenoso fino. O conteúdo de silte e material mais fino não supera 0,4% e a média foi de apenas 0,1%. A região também é sujeita à ação de fortes ventos, portanto igualmente predomina a concentração de cascalho na superfície.

As amostras apresentam-se de moderadamente a bem selecionadas, com exceção da amostra 5. Excetuando a amostra 7 todas as outras apresentam assimetria positiva (Tabela 3).

Os depósitos sobre Rossmann Cove Hills (Figura 10) se destacam pela grande cobertura superficial de cascalhos e matacões meteorizados da rocha *in situ*. Das amostras coletadas predominam os cascalhos arenosos, que variam de 53 a 97% dos sedimentos; as areias ocorrem em média de 30% das amostras, como o observado na Tabela 4. A condição de pobremente selecionado e a assimetria positiva refletem esse material mais fino. Mais uma vez, a ação regional dos fortes ventos favorece a permanência do material mais grosso na superfície.

Tabela 3 - Sumário da análise estatística das amostras das morainas supraglaciais de Rossmann Cove (BMO), em escala logarítmica ϕ (Método Folk e Ward, 1957).

Amostras	Tipo da Amostra	Classe Textural/ Sedimento	Média	Grau de seleção (σ)/ Descrição	Assimetria (Sk)/Descrição	% Cascalho	% Areia	% Silte
Amostra 1	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-1,4	0,7/moderadamente selecionado	2,0/ positiva	75,8	24,2	0,0
Amostra 2	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-1,3	0,5/moderadamente selecionado	2,1/ positiva	72,4	27,6	0,0
Amostra 3	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,4	0,6/moderadamente bem selecionado	3,8/ positiva	81,2	18,7	0,1
Amostra 4	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-1,3	0,7/moderadamente selecionado	2,5/ positiva	76,9	23,0	0,1
Amostra 5	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	0,0	1,9/pobremamente selecionado	1,6/ positiva	73,3	26,3	0,4
Amostra 6	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,5	0,6/ Moderadamente bem selecionado	3,0/ positiva	81,4	18,5	0,1
Amostra 7	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,7	0,3/muito bem selecionado	-17,9/ negativa	85,0	14,9	0,1
Amostra 8	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-1,2	0,9/moderadamente selecionado	2,5/ positiva	75,7	24,1	0,3
Amostra 9	Bimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,8	0,1/muito bem selecionado	17,0/ positiva	88,3	11,6	0,0
Amostra 10	Trimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,4	0,6/moderadamente bem selecionado	4,2/ positiva	80,2	19,7	0,1

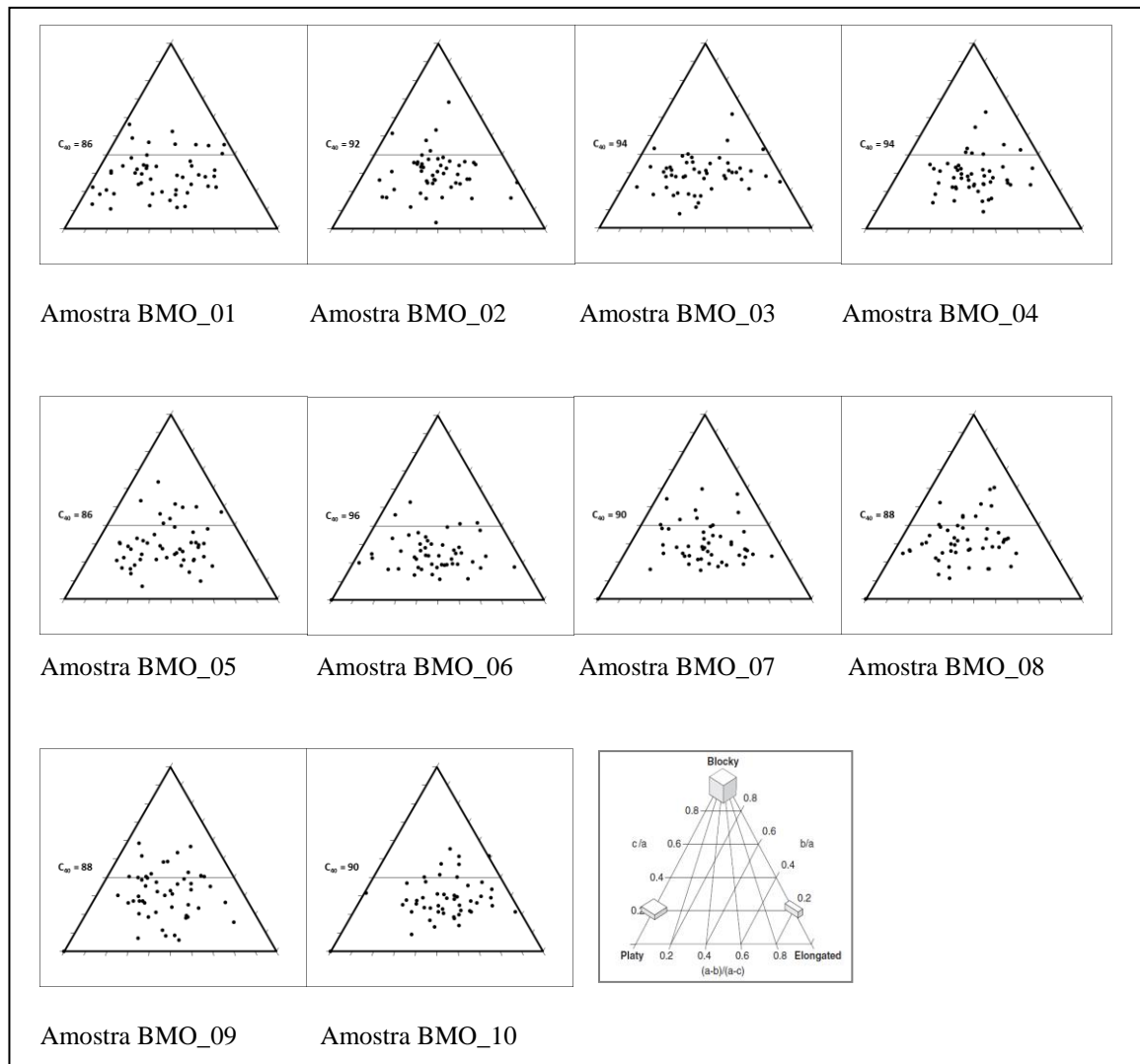
3.2 Análise morfométrica

Diagramas ternários e de Zingg e histogramas exibem a forma e o arredondamento dos clastos coletados em cada amostra nas morainas supraglaciais de *Rossmann Cove* (Figura. 18a e 18b e Figura 19). Os diagramas ternários indicam o predomínio de clastos com índice $C40 \leq 0,4$, o que indica o predomínio de placas e lâminas (Figura 18a). Os histogramas (Figura 18b) apresentam uma assimetria negativa, o que indica uma menor proporção de clastos angulosos e muito angulosos; os clastos são predominantemente subarredondados e subangulosos. Foram identificados alguns clastos com micro-estrias.

Essa fácies também pode ser interpretada como till basal, incorporando material previamente meteorizado e sedimento glaciogênico meteorizado derivado das geleiras posteriormente cobertas pelo manto de gelo. Os sucessivos cordões apontam para as posições em um processo de recuo da geleira, que proporcionaram a deposição do material.

Modificações posteriores pela abrasão do vento e o maior transporte do material de granulometria mais fina nesta área podem explicar os percentuais elevados de clastos arredondados na superfície.

(a)



(b)

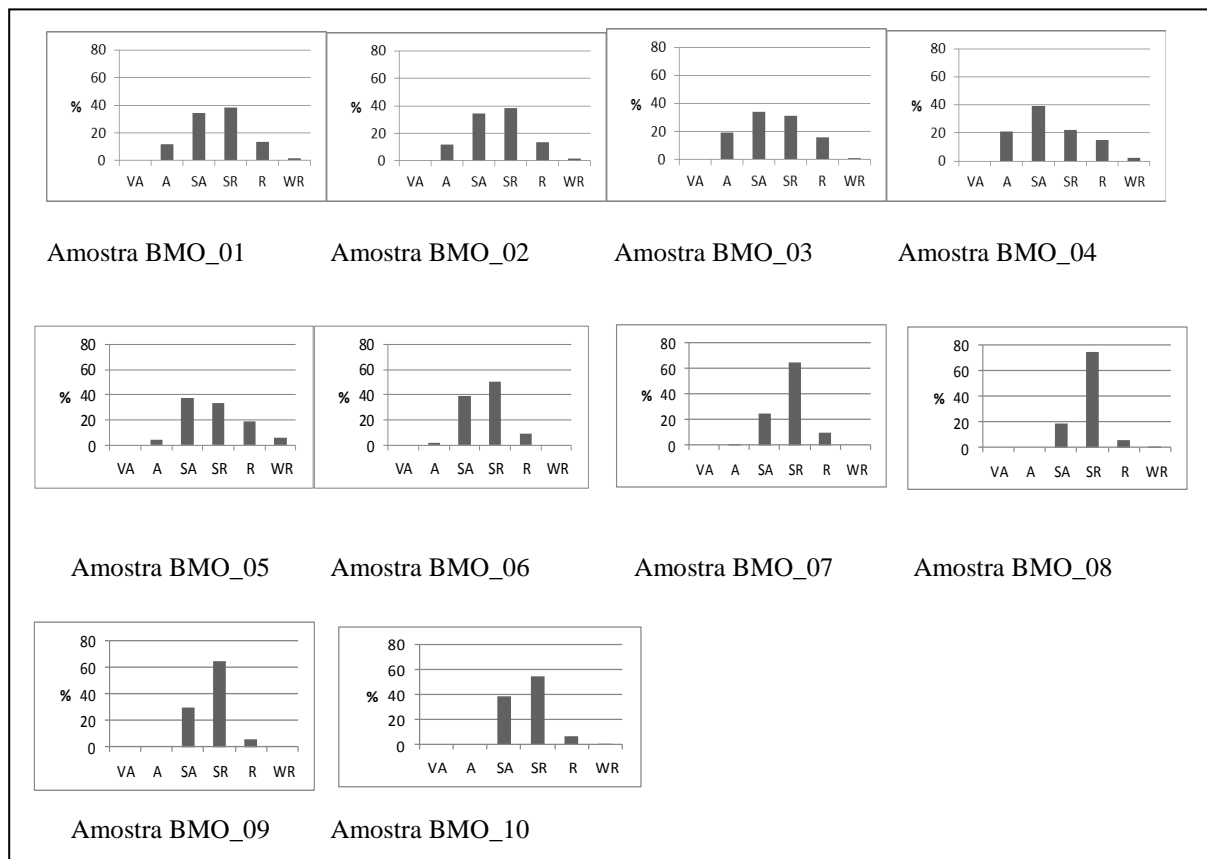


Figura 18. Morainas supraglaciais de *Rossmann Cove*: (a) diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histogramas de arredondamento.

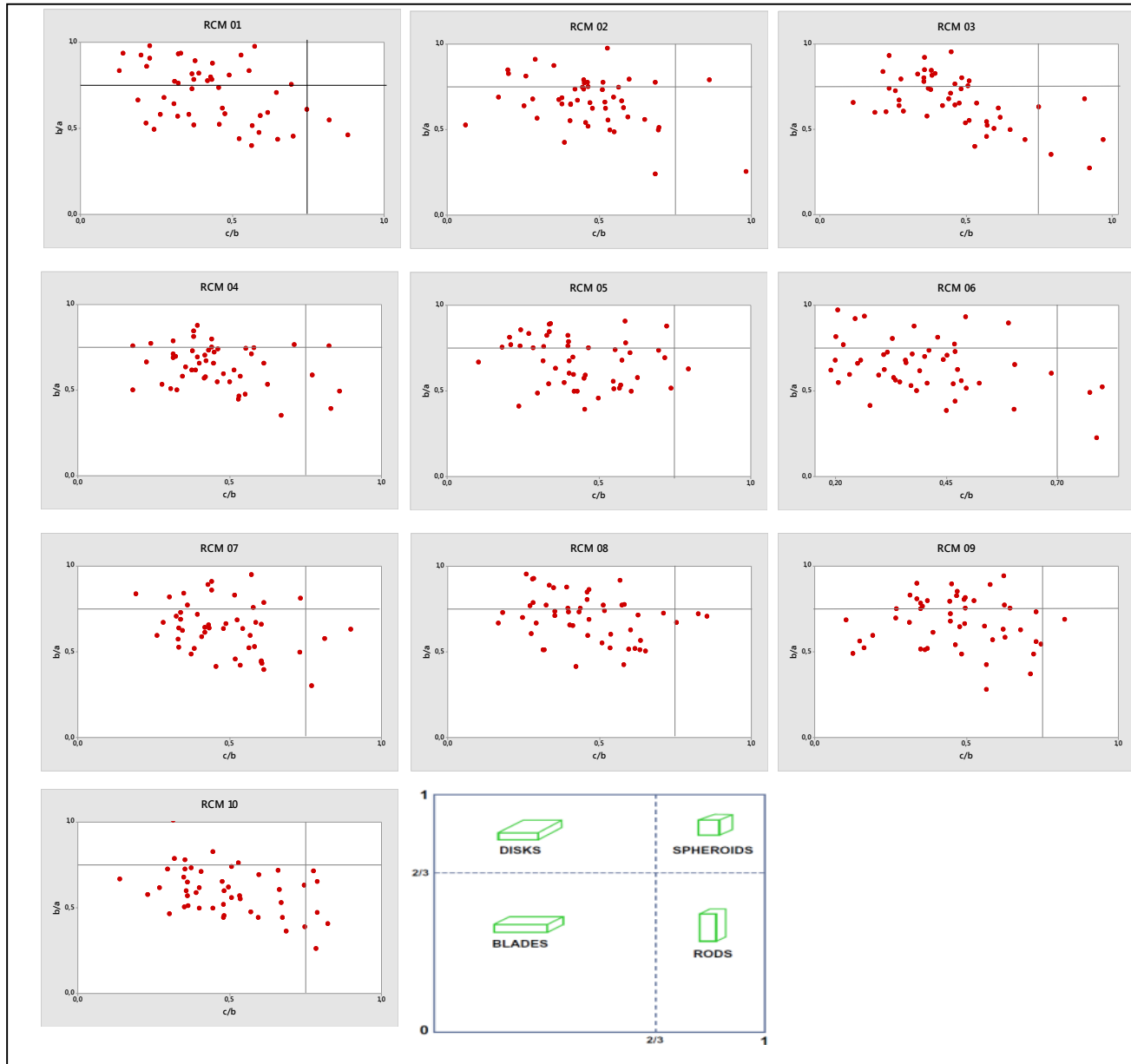


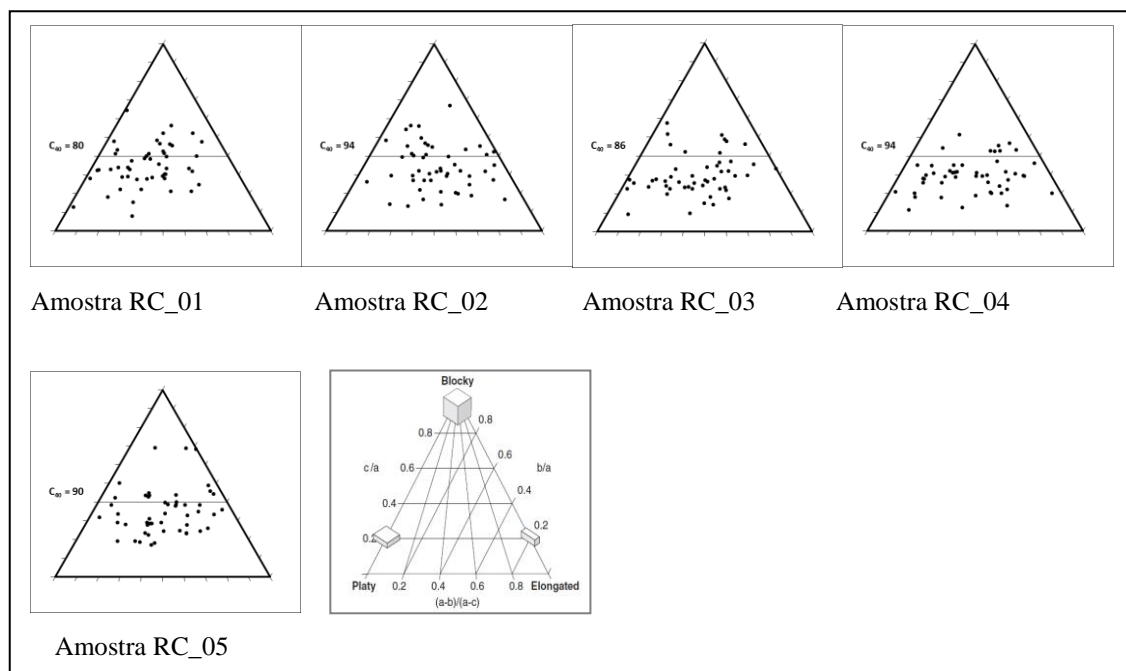
Figura 19. Morainas supraglaciais de *Rossmann Cove Hills* (RC): Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng).

As amostras coletadas em *Rosmann Cove Hills* contêm sedimentos predominantemente em forma de placas e discos e o arredondamento também apresenta o predomínio de clastos subangulosos e subarredondados (Figuras 20a e 20b e Figura 21). Os quartizitos vermelhos (figura 10) são profundamente intemperizadas na superfície da colina e a ação do vento tem forte influência sobre as características morfológicas dos sedimentos.

Tabela 4 - Sumário da análise estatística das amostras de depósitos em Rossmann Cove Hills (RC), em escala logarítmica ϕ (Método Folk e Ward, 1957).

Amostras	Tipo de Amostra	Classe Textural/ Sedimento	Média	Grau de seleção (σ)/ Descrição	Assimetria (S_k)/ Descrição	% Cascalho	% Areia	% Silte
Amostra 1	Trimodal	cascalho/ cascalho fino	-1,5	0,5/ bem selecionado	5,3 / positiva	82,0	17,4	0,6
Amostra 2	Polimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,5	1,3/pobrememente selecionado	1,5/ positiva	57,8	41,8	0,4
Amostra 3	Unimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,7	1,9/pobrememente selecionado	0,6/ positiva	53,7	46,2	0,1
Amostra 4	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,8	1,2/pobrememente selecionado	1,6/ positiva	63,4	36,4	0,2
Amostra 5	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,9	1,8/pobrememente selecionado	0,8/ positiva	57,8	42,1	0,1
Amostra 6	Bimodal	cascalho / cascalho fino	-1,8	-0,7/ muito bem selecionado	-1,0/ negativa	97,6	1,3	1,1

(a)



(b)

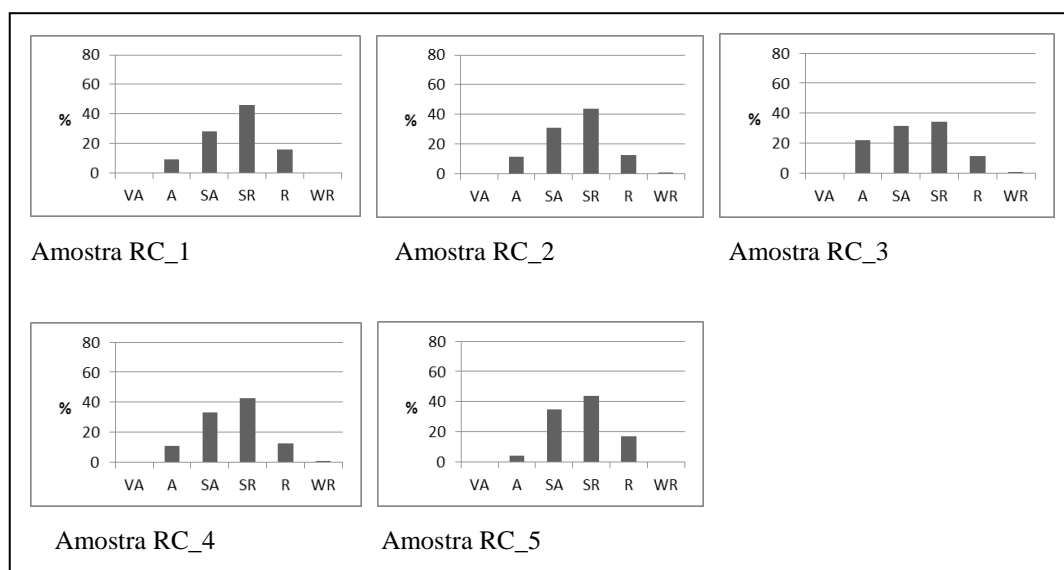


Figura 20. Depósitos de *Rossmann Cove Hills* (RC): (a) diagramas ternários mostram a forma dos clastos e histogramas o arredondamento.

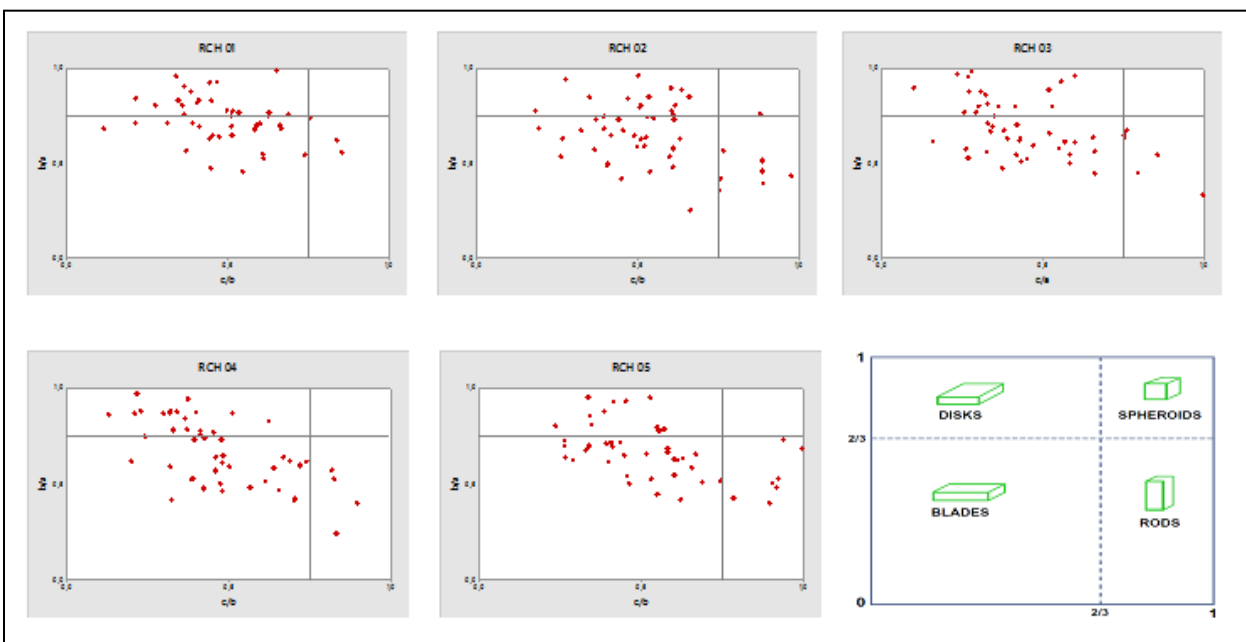


Figura 21. *Rossmann Cove Hills*. Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinnig).

4 MORAINAS DE VALE E MORAINAS SUPRAGLACIAIS DE ELEPHANT HEAD

4.1 Análise da distribuição granulométrica

A tabela 5 reúne os dados estatísticos das amostras das morainas de Elephant Head (Figura 10). A análise granulométrica evidencia o predomínio de cascalho arenoso e areia. No entanto, é o sítio onde os percentuais são menores, compreendendo de 47 a 70% dos sedimentos. O conteúdo de areia varia de 40 a 52%. O vale é mais protegido e há aporte de

material de vertentes, o que pode justificar a maior presença de areias e a má seleção dos sedimentos. Todas as amostras apresentam assimetria positiva (Tabela 5)

A moraina supraglacial de Elephant Head, junto à área de gelo azul foi o local com menor quantidade de amostras coletadas, devido à dificuldade de coleta em meio a grande concentração de matações e ao gelo subsuperficial massivo. As formações morânicas se erguem em torno de 5 metros acima da atual superfície de gelo. Das amostras coletadas o percentual de cascalho arenoso é superior aos 80% entre os sedimentos, seguido de areias (entre 10 e 13%). A participação de material fino é muito pouco representativo. A moraina supraglacial está localizada junto à área de gelo azul, onde a ação do vento é intensa.

Tabela 5 - Sumário da análise estatística das amostras das morainas de Elephant Head (EH), em escala logarítmica ϕ (Método Folk e Ward, 1957).

Amostras	Tipo de Amostra	Classe Textural/ Sedimento	Média	Grau de seleção (σ)/ Descrição	Assimetria (S_k)/ Descrição	% Cascalho	% Areia	% Silte
Amostra 1	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,6	1,4/ pobremente selecionado	1,5 / positiva	60,3	39,6	0,1
Amostra 2	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso muito fino	-0,4	1,8/moderadamente selecionado	0,3/ positiva	47,4	52,5	0,1
Amostra 3	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,6	1,4/pobremente selecionado	1,3/ positiva	58,2	41,8	0,0
Amostra 4	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,9	1,1/moderadamente selecionado	1,8/ positiva	70,1	29,5	0,4
Amostra 5	Trimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-0,6	1,9/pobremente selecionado	0,5/ positiva	51,0	48,9	0,1
Amostra 6	Bimodal	cascalho arenoso/ cascalho arenoso fino	-1,0	1,7/ pobremente selecionado	1,0/ positiva	61,2	38,6	0,2

4.2 Análise morfométrica

Os diagramas ternários e de Zingg das amostras das morainas de Elephant Head (Figuras 22a, 22b e Figura 23) mostram uma distribuição maior entre as formas dos clastos.

O predomínio da assimetria negativa dos sedimentos mensurados indica a menor presença de clastos muito angulosos e angulosos (Figura 22b). O predomínio de clastos subangulosos e subarredondados retrata a ação do vento que é intensa sobre a região.

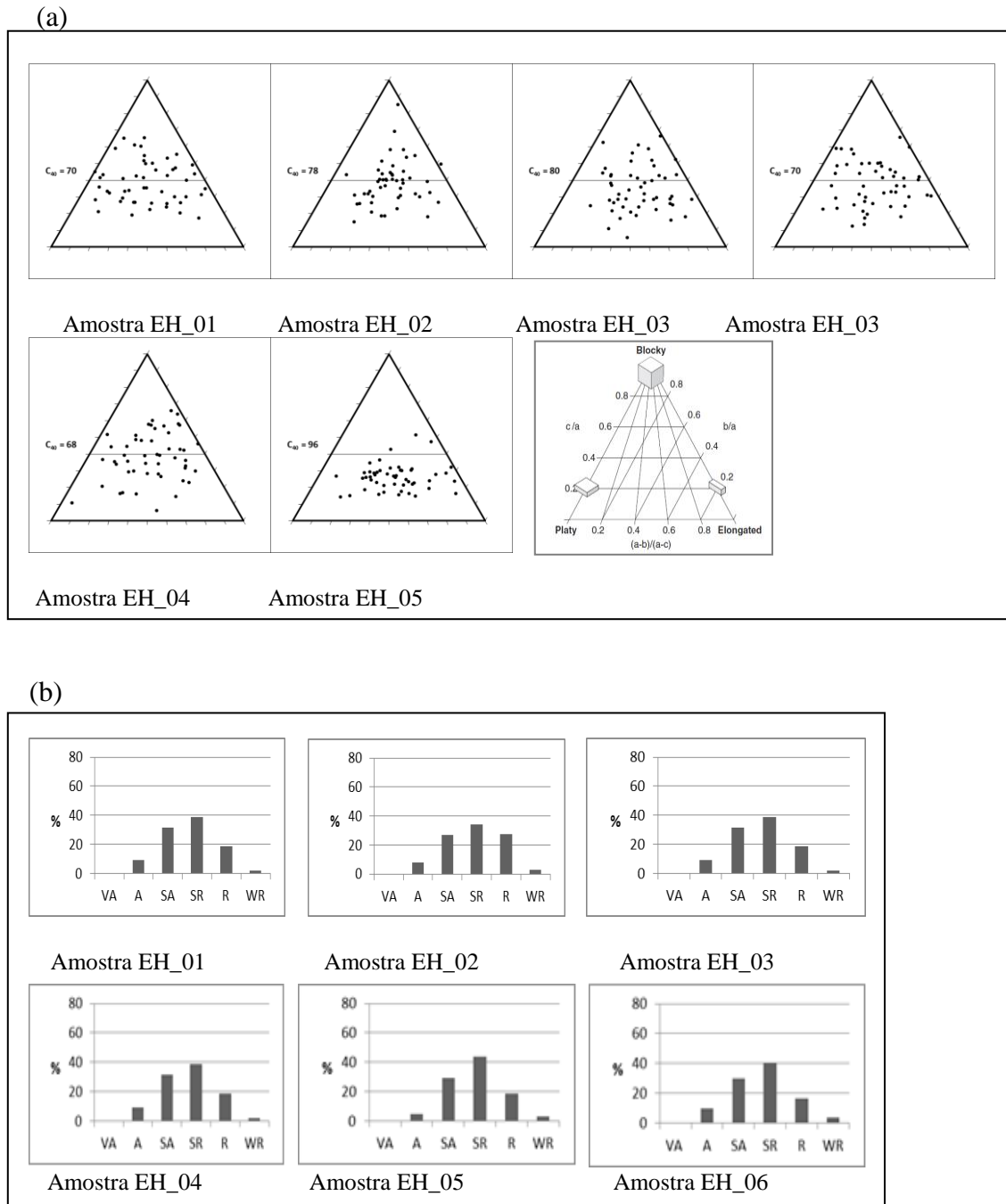


Figura 22. *Elephant Head*. (a) Diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histogramas o arredondamento.

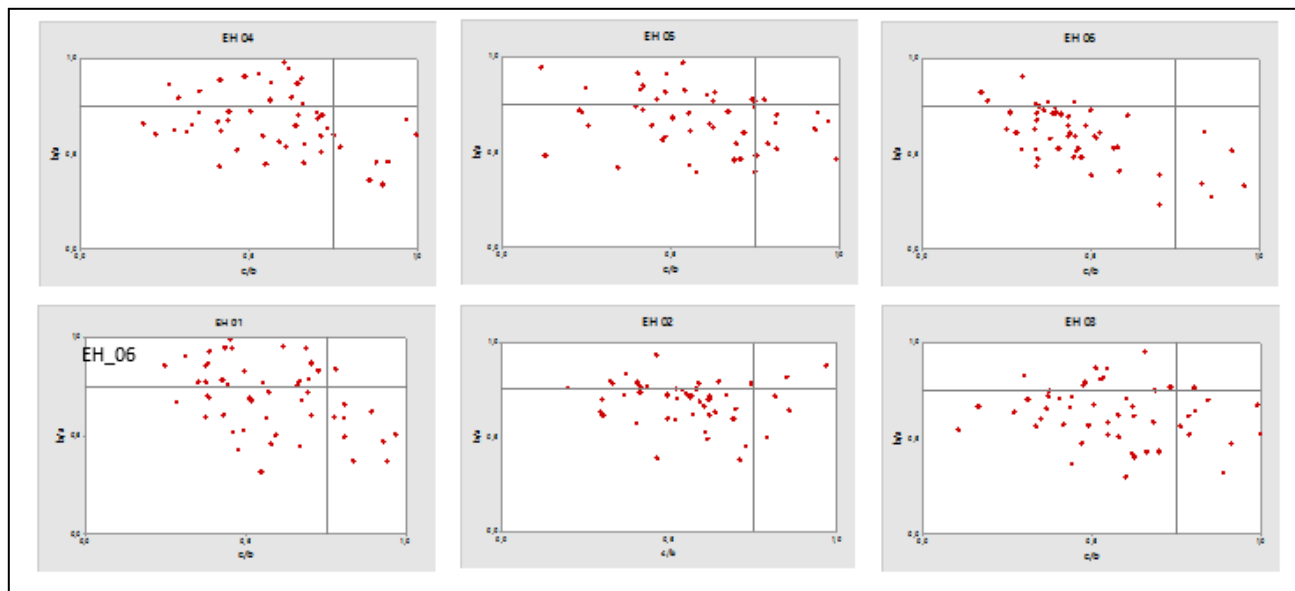
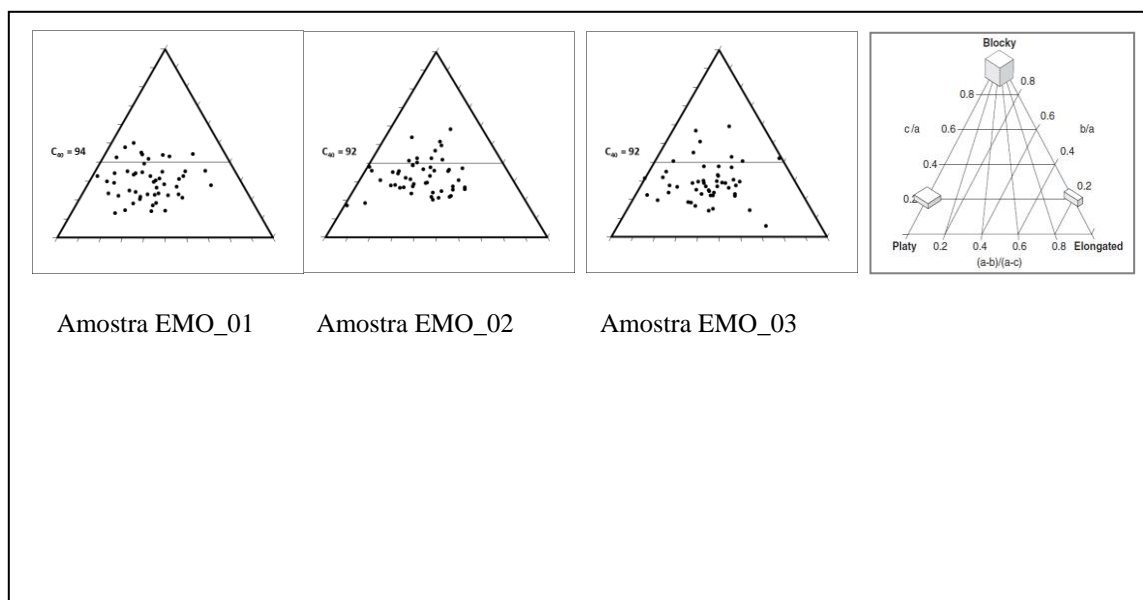


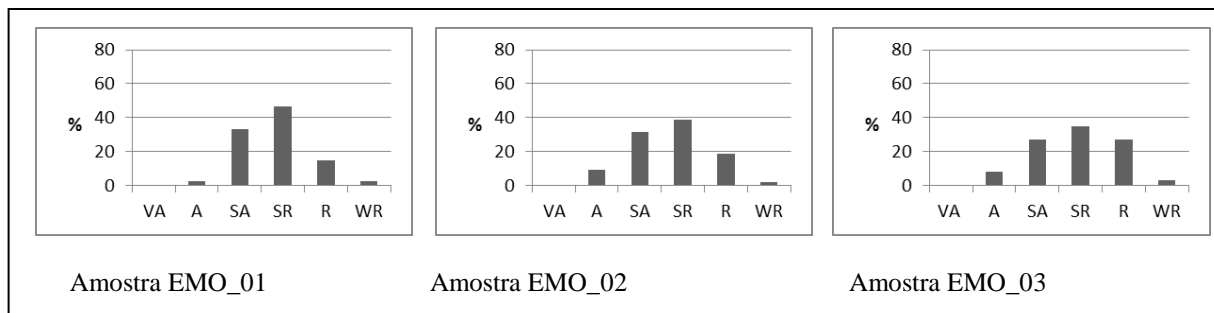
Figura 23. Vale *Elephant Head*: Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng).

Já as amostras da moraina supraglacial mostram o predomínio de sedimentos com índice $C_{40} \leq 0,4$, ou seja, material em forma de discos e placas (figura 24a e 24c). Há também o predomínio de clastos subangulosos e subarredondados (Figura 24b).

(a)



(b)



(c)

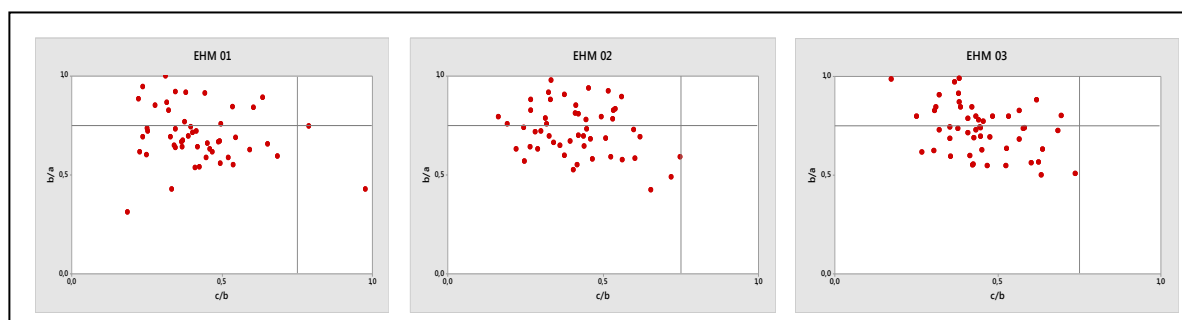


Figura 24. Moraina supraglacial de Elephant Head (EMO). (a) Diagramas ternários mostram a forma dos clastos e (b) histogramas de arredondamento; (c) Diagrama de dispersão: eixo b/a contra eixo c/b (diagrama Zinng).

Ao correlacionar os dados de assimetria com o grau de seleção de todas as amostras (Figura 25), foi constatado o predomínio da granulometria grossa nos sedimentos, com presença pouco representativa de sedimentos finos. Essa característica é evidente na assimetria positiva na maioria das amostras e no grau de seleção entre 0 e 2. A partir de 2 as amostras tendem a mostrar-se muito mal selecionadas. Os depósitos morânicos concentram classes texturais cascalhosa, típicos de material morainico. A exceção coube às amostras coletadas ao longo da moraina central da geleira Union (Anexo 1), o que pode ser explicada por duas condições: (1) a altura do cinturão morânicos da geleira Union possui no máximo 1 metro de altura, contrastando com os cinturões de Rossman Cove e das morainas supraglaciais de Elephant Head, que alcançam em alguns pontos a 5 metros. (2) Grande parte dos sedimentos na moraina da geleira Union ainda estão junto à superfície do gelo (Figura 7 e 8).

Aliada à essa condição está a forte ação dos ventos locais sobre cordões morânicos mais elevados, transportando os detritos mais finos (fração areia).

-60
-70
-2

Figura 25. Gráfico de dispersão das variáveis relacionados ao tamanho dos sedimentos: assimetria e grau de seleção.

O gráfico representado na Figura 26, conhecido como diagrama de co-variância, analisa como dois aspectos dos clastos, forma e arredondamento, e suas alterações podem variar com a procedência e a história do transporte dos depósitos glaciais (BENN e EVANS, 2004). Esse diagrama permite uma distinção clara entre os sedimentos transportados passivamente (englacial e supraglacial) daqueles transportados ativamente (subglacial) (HAMBREY e GLASSER, 2012). Foi usado o índice RA no eixo Y no gráfico de co-variância para manter uma boa comparação entre as variáveis C40/RA e C40/RWR.

Clastos de zonas subglaciais (transporte ativo) apresentam maior movimento e rotação e portanto sujeitos à maior ação abrasiva; isto porque o transporte subglacial afeta equidimensionamente os detritos (BOULTON, 1978). Em um gráfico padrão, o arredondamento muda com a distâncias das amostras. No entanto, os dados desse trabalho apresentaram pouca consistência quanto à esse processo, não revelando, portanto, a ação efetiva do transporte glacial sobre a forma dos sedimentos. Ademais, não foram identificados clastos estriados, o que indicaria atividade subglacial.

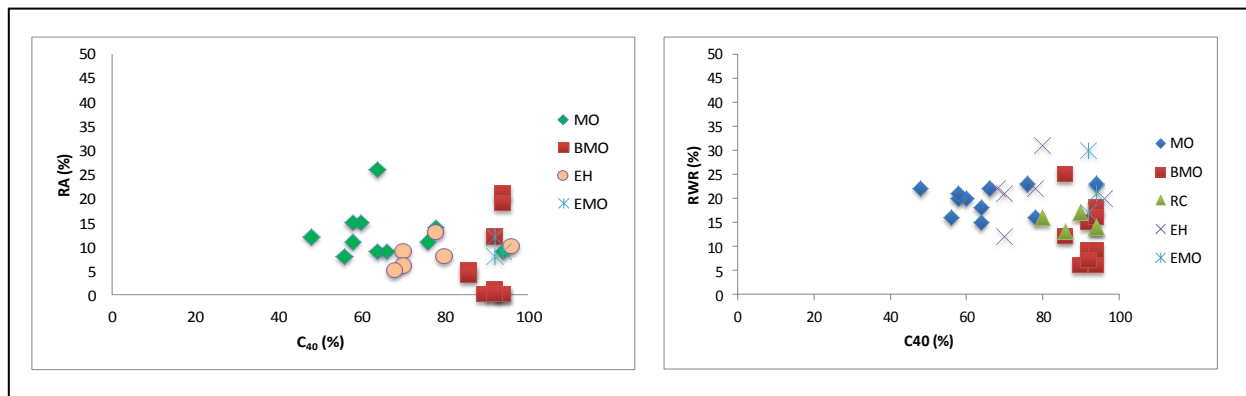


Figura 26. Gráfico de co-variância com todas as amostras analisadas: C40 (% de clastos com raio axial $c/a \leq 0.4$) contra RA (% de clastos muito angulares e angulares) e RWR (% de clastos arredondados e bem arredondados) dos sítios analisados. Cada símbolo representa uma amostra com 50 clastos. (MO)-geleira Union; BMO –Moraina Rossman Cove; RC – Rossman Cove Hill); EH – Vale Elephant Head; EMO (Moraina Elephant Head).

Considerando que a forma dos clastos pode ser utilizada no entendimento dos processos operantes na origem e transporte dos sedimentos, Lukas et al. (2013) propôs um diagrama da localização de áreas de controle sobre os sedimentos: supraglacial, subglacial e fluvial e as agrupou em dois distintos grupos genéricos (Figura 27).

As amostras sedimentares da região da geleira Union estariam dessa forma aproximadas do grupo II. Este grupo caracteriza áreas de alta montanha, com aporte supraglacial, com valores elevados de RA e baixos de RWR. Mais uma vez os sedimentos da moraina central da geleira Union apresentam condições diferenciadas, mas no geral predominam as condições supraglaciais.

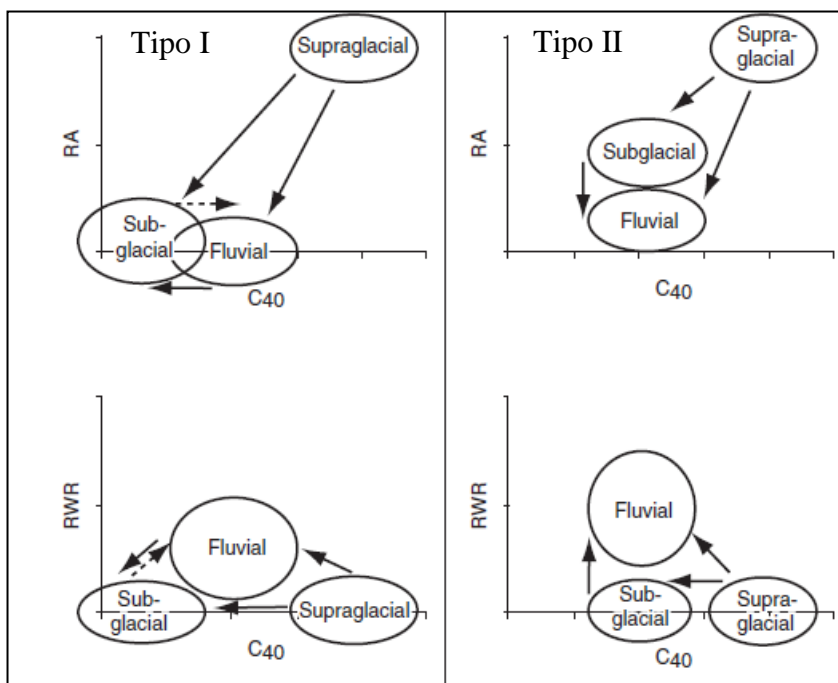


Figura 27. Sumário esquemático de dois tipos comuns, recorrentes aos diagramas de covariância (Lukas et al., 2013)

Nas áreas estudadas os sedimentos glaciogênicos são atualmente retrabalhados principalmente pelos ventos catabáticos do platô polar, que produzem clastos menos angulosos e o transporte principalmente de sedimentos de fração areia. Medições na área entre 2008 e 2012 feitas por RIVERA et. al. (2014), mostram velocidade média do vento de 16.6 nós (30 Km/h). A velocidade máxima durante o período foi de 60 nós (111,12 Km/h) e a predominante foi acima de 25 nós (46,3 Km/h). Algumas partes superficiais e subsuperficiais das áreas de gelo azul estão sujeitas a fusão em alguns dias no verão, como o ocorrido no período 2011/2012. Em Elephant Head as morainas recebem também o aporte de material de vertentes.

Em termos de regime termal as geleiras das montanhas Ellsworth, no caso, na região estudada da geleira Union, são classificadas de geleiras de base termal fria, que representam um importante componente da criosfera, como já foi colocado, as geleiras que se encontram acima do ponto de fusão sob pressão em sua base ainda foram pouco estudadas.

Na área apenas um local estudado apresentou sinais de condições termais pretéritas úmidas: a área de Rossmann Cove Hills (Figuras 14 e 15). As estrias marcantes e as feições *stoss and lee* reportam condições termais úmidas em períodos passados do manto de gelo nessa área, quando as geleiras possuíam maior espessura e deslocavam-se sobre o relevo atualmente exposto.

Evidências de ação erosiva são claramente expostas em Rosmann Cove, as estrias são de pequena a média escala sobre as superfícies convexas na parte lateral leste da formação rochosa e que estão a mais de 50 metros acima da superfície atual do gelo (Figura 14). Também na textura dos sedimentos, a areia predomina sobre os sedimentos finos, que na verdade são bastante raros. Isso pode ser observado nas Tabelas 2 a 5. Essas texturas são resultado do retrabalhamento de sedimentos pré-existentes, mas sem modificações importantes, devido à ausência de fluxo de água de fusão. Ainda que fusão não seja totalmente ausente na área, apesar das temperaturas muito baixas, ela não é eficiente o suficiente para transformar o material sedimentar.

Assumindo não haver mudanças no clima da região e a preservação das formas e sedimentos em escala de milhares de anos, as modificações nesses ambientes áridos por processos de vertente e fluxo de água são limitadas (HAMBREY e FITZSIMONS, 2010). A atividade de vertente observada em Elephant Head (Figura 11) pode ser a combinação da ação do vento e solifluxão, como o observado em outras áreas no interior da Antártica: em Patriot Hills (VIEIRA e SIMÕES, 2011; VIEIRA et al., 2012) e Terra Nova Bay, Northern Victory Land (FRENCH e GUGLIELMIN, 1999).

A sublimação do gelo abaixo da cobertura de detritos também é lenta, portanto é mais provável a modificação dos cordões morânicos nas áreas de estudo ser pela ação do vento e intemperismo.

Quanto a provável origem das morainas supraglaciais, é assumido que o material é trazido à superfície do gelo por bandas de cisalhamento dentro da geleira, formadas em áreas de fluxo de gelo compressivo (HAMBREY e GLASSER, 2003). Detritos trazidos à superfície do gelo são acumulados como till de ablação, quando o gelo adjacente sublima. Evidências dessas bandas de cisalhamento incluem a presença de bandas subverticais de sedimentos em seções ao longo do gelo (CASSIDY et al., 1992),

Sinais de transporte subglacial de detritos incluem a presença de clastos finos, subarredondados e estriados (EVANS e O'COFAIGH, 2003). No entanto, esses sinais não estão presentes nas morainas supraglaciais, com exceção dos clastos subarredondados. Mas, estes podem estar mais associados a processos locais, como a ação constante dos ventos catabáticos.

O cordão morânico observado na área de Elephant Head pode ser interpretado como estruturas deformantes, formadas pelo fluxo principal da geleira Union. A superfície morânica com vertentes observada nas Figuras 11 e 12 é provável resultado de deformação pós-deposicional e indica que o gelo era mais espesso quando as morainas foram formadas. A posterior redução da superfície do gelo expôs as vertentes no sentido do interior dos vales, como o observado nas figuras mencionadas. O mesmo pode ser aplicado para as morainas supraglaciais de Rosmann Cove (Fig. 9).

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

As feições erosivas e deposicionais, tais como os cordões morânicos e depósitos supraglaciais identificadas fizeram parte dos processos de deglaciação que modificaram o tamanho e a espessura do manto de gelo da Antártica Ocidental, na área da geleira Unio períodos passados. Morainas supraglaciais inferem antigos fluxos das geleiras, quando estas com maior volume, depositaram espessos depósitos em suas zonas marginais. Estas feições ainda foram afetadas pela ação constante dos ventos catabáticos advindos do interior do continente e podem ter sofrido processos de retrabalhamento do material detrítico por intemperismo.

Neste trabalho foram identificadas algumas feições que identificam abrasão por parte das geleiras, tanto em microescala através de estrias quanto em macroescala pela feição stoss and lee, as quais adicionalmente indicam a direção de paleo fluxo da geleira. Ainda que outras análises confirmatórias sejam importantes, as metodologias utilizadas apresentaram a possibilidade de identificar materiais transportados pela geleira subglacialmente, como foi indicada a região de Rossman Cove através dos índices de clastos subarredondados e estriados, e quanto a geomorfologia e localização da área.

Em adição, o trabalho mostra, ainda de forma elementar, a importância da análise sedimentológica na reconstrução de antigos processos e ambientes. Análises futuras de datação radiométrica, da composição química e mineralógica dos sedimentos e da direção do fluxo das geleiras (estes últimos por meio da elaboração de algoritmos aplicados na interpretação de imagens de satélite) são importantes para identificar a procedência do material e afirmar se houve ou não a participação de material subglaciais, além do papel de diferentes litologias sobre a forma dos clastos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERT, R.P., BARCLAY, D.J., BORNS, H.W., CALKIN, P.E., KURZ, M.D., FASTOOK, J.L., STEIG, E.J., Measurement of ice sheet elevations in interior West Antarctica. *Science*, 286, 276-280, 1999.
- ADAM, W.G., KNIGHT, P.G. Identification of basal layer debris in ice-marginal moraines, Russell Glacier, West Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 22 (14), p. 1407-1414, 2003.
- ATKINS, C.B., BARRETT, P.J., HICOCK, S.R. Cold glaciers erode and deposit: evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30 (7), p. 659-662, 2002.
- BAMBER, J.L., PAYNE, A.J. Mass balance of the cryosphere. Observations and modelling contemporary and future changes. 662 p. Cambridge, 2004.
- BEHRENDT, J.C., COOPER, A.K. Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder escarpment of the Cenozoic West Antarctic rift systems, and a speculation on possible climate forcing. *Geology*, Washington, DC, n. 19, p. 315-319, 1991.
- BENN D.I., BALLANTYNE C.K. Reconstructing the transport history of glaciogenic sediments – a new approach based on the covariance of clast form indices. *Sedimentary Geology*, 91(1-4), p. 215-227, 1994.
- BENN, D.I., EVANS, D.J.A. *Glaciers & Glaciation*. London: Arnold, 816 p, 2010.
- BENNETT M.R., GLASSER. N.F. *Glacial Geology -Ice Sheets and Landforms*. England: John Wiley & Sons Ltd. 364 p., 2009.
- BINTANJA, R. On the glaciological, meteorological and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, Washington, DC, 37 (3), p. 337-359, 1999.
- BINTANJA, R., REIJMER, C. H. Meteorological conditions over Antarctic blue-ice areas and their influence on the local surface mass balance. *Journal of Glaciology*, v. 47,n. 156, p. 37-50, 2001.
- BIGARELLA, J.J. Textura superficial dos graos em Areias e Arenitos:(contribuição a metodologia). Impr. Paranaense, 1955.
- BOULTON, G.S. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, nº.25, p. 773-799, 1978.
- BOULTON, G.S., Processes and patterns of subglacial erosion, In Coates, D.R. (Ed), *Glacial Geomorphology*: Binghamton: State University of New York, p. 41-87, 1974.

- CARRASCO, J.F., CASASSA, G., RIVERA, A. A warm event at Patriot Hills, Antarctica: an ENSO related phenomenon? In: Carrasco, J.F., Casassa, G., Rivera, A. (Eds.), Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3–7 April, 2000, Santiago, Chile. Proceedings. American Meteorological Society, Boston, p. 240-241, 2000.
- CASASSA, G., BRECHER, H.H., CÁRDENAS, C.; RIVERA, A. Mass balance of the Antarctic ice sheet at Patriot Hills. *Annals of Glaciology*, London, 27, p. 130-134, 1998.
- CHEN, J.L., WILSON, C.R., BLANKENSHIP, D.D., TAPLEY, B.D. Antarctic mass rate from GRACE: *Geophysical Research Letters*, Washington, DC, v. 33, 2006.
- CHRISTOPHERSON, R.W. Geossistemas: Uma Introdução à Geografia Física. Bookman, p.530-569, 2012.
- CASSIDY, W., HARVEY, R., SCHUTT, J., DELISLE, G. YANAI, K. The meteorite collection sites of Antarctica meteoritics, 27, 490 - 525, 1992.
- CRADDOCK, C., ANDERSON, J.J., WEBERS, G.F. Geologic outline of the Ellsworth Mountains, in Adie, R.J. (Ed), *Antarctic Geology*, p. 155-170, 1964.
- DALZIEL, I. W.D. The Ellsworth Mountains: Critical and enduringly enigmatic. USGS, 2007.
- DALZIEL, I.W.D., LAWVER, L.A. The lithopheric setting of the West Antarctic Ice Sheet, in: Alley, R. B.; Bindshadler, R A., (Eds) *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*. Antarctic Research Series: Washington, DC, American Geophysical Union, 77, p. 29 - 44, 2001.
- DENTON, G.H., BOCKHEIM, J.G., RUTFORD, R.H., ANDERSEN, B.G. Glacial history of the Ellsworth Mountains, West Antarctic, in Webers, G.F., Craddock, C. e Spletstoeser, J.F. (eds), *Geology and Paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctic: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 170*, 403-432,1992.
- DREWRY, D. Glacial geologic processes. Scott Polar Institute: University of Cambridge.280 p., 1986.
- EVANS, J., O'COFAIGH, C. Supraglacial debris along the front of the Larsen-A Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 15, 503-506, 2003.
- FOGWILL, C. J., Bentley, M. J.; SUGDEN, D. E.; HUBBARD, A. G. Glacial history of the Ellsworth Mountains, Weddell Sea embayment, West Antarctica. In: *Geophysical Research Abstracts*, 9, 08271, 2007.

- FOGWILL, C.J., HEIN, A.S., BENTLEY, M.J., SUGDEN, D.E. Do blue-ice moraines in the Heritage Range show the West Antarctic ice sheet survived the last interglacial? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, p. 61-70, 2011.
- FOLK, R.L., WARD, W. C. Petrol Brazos River bar A study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentology*, 3 (27), p.3-26, 1957.
- FRENCH, H.M., GUGLIELMIN, M. Observations on the Ice-Marginal, Periglacial Geomorphology of Terra Nova Bay, Northern Victoria Land, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 331-347, 1999.
- GIAVER, J. The white desert: The official account of the Norwegian- British- Swedish Antarctic Expedition. Greenwood Pub Group, 1954.
- HALDORSEN, S. Grain-size distribution of subglacial till and its relation to suglacial crushing and abrasion. *Boreas* 10, 91-105, 1981.
- HAMBREY, M. *Glacial Environments*. London: UCL Press, 296 p., 1994.
- HAMBREY, M.J., FITZSIMONS, S.J. Development of sediment–landform associations at cold glacier margins, Dry Valleys, Antarctica. *Sedimentology*, 57, p. 857-882, 2010.
- HAMBREY, M. G.; GLASSER, N. F. The role of folding and foliation development in the genesis of medial moraines: examples from Svalbard glaciers. *Journal of Geology*, Chicago, n. 111, p. 471-485, 2003.
- HATTESTRAND, C., JOHANSEN, N. Supraglacial moraines in Scharffenbergbotnen, Heimfrontfjella, Dronning Maud Land, Antarctica – significance for reconstructing former blue ice areas. *Antarctic Science*, 17, 225-236, 2005.
- HUBBARD B., GLASSER, N. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology* John Wiley & Sons Ltd, 400 p. Ingleterra, 2005.
- JOUGHIN, I., SMITH, B.E., MEDLEY, B. Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica. *Science*, 344(6185), p. 735-738, 2014.
- KRUMBEIN, W.C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, p. 64-72, 1941.
- KRUMBEIN, W.C. Pettijohn, F. J. *Manual of sedimentary petrography*, 1938.
- _____. Settling-velocity and flume-behavior of non-spherical particles. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 23 (2), p. 621-633, 1942.
- Lukas, S., Benn, D.I., Boston, C.M., Brook, M., Coray, S., Evans, D.J.A., Graf, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Kirkbride, M.P., Krabbendam, M., Lovell, H., Machiedo, M., Mills, S.C., Nye, K., Reinardy, B.T.I., Ross, F.H. Signer, M. Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: a critical review of methods and the role of lithology. *Earth-Science Reviews*, 121, 96–116, 2013

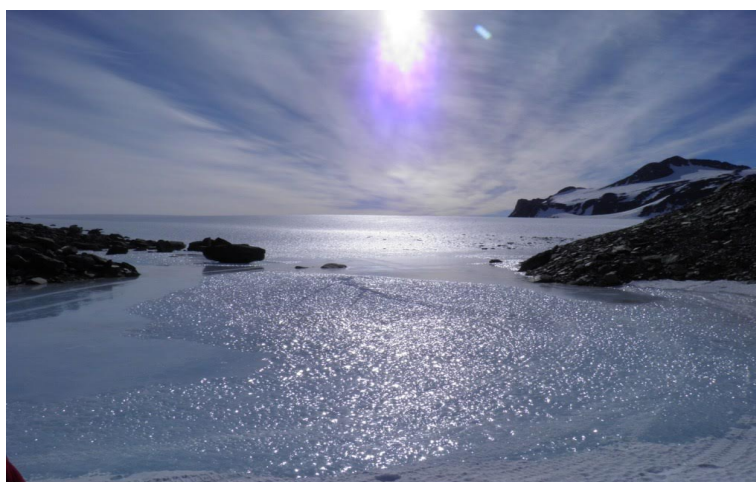
- MAYEWSKI, P., MEREDITH, M., SUMMERHAYES, C., TURNER, J., WORBY, A., BARRETT, P., CASASSA, G., BERTLER, N., BRACEGIRDLE, T., NAVEIRA, A., BROMWICH, D., CAMPBELL, H., HAMILTON, G., LYONS, W., MAASCH, K., AOKI, S., XIAO, C., OMMEN, T. State of the Antarctic and Southern Ocean climate system, *Review of Geophysics*, 47, RG 1003, 2009.
- PATERSON, W.S.B. *The Physics of Glaciers*. 3. ed. Oxford: Pergamon. 480p, 1994.
- POWER, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117-119, 1953.
- RITTENHOUSE, G. A visual method of estimating two-dimensional sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 13, n° 2, p. 79-81, 1943.
- RIVERA, A., ZAMORA R., URIBE J.A., OBERREUTER, R.J. Recent ice dynamic and surface mass balance of Union Glacier in the West Antarctic Ice Sheet. *The Cryosphere*, 8 (4), p. 1445-1456, 2014.
- RIVERA, A., ZAMORA, R., RADA, C., WALTON, J., PROCTOR, S. Ice dynamics of Union Glacier in the Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Annals of Glaciology*, 51 (55), p. 1-6, 2010.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. Rocha moutonnée de Salto, SP—Típico registro de abrasão glacial do Neopaleozóico. 2002. Schobbenhauss, C.; Campos, DA; Queiroz, ET; Winge, M, p. 155-159, 2002.
- RUTFORD, R.H. Drainage system of the Ellsworth Mountains area, in Adie, R. J. (Ed). *Antarctic Geology and Geophysics*, 875 p. Oslo: Universitetsforlaget, 1972.
- DENTON, G.H., ANDERSON, B.G. Glacial history of the Ellsworth Mountains: *Antarctic Journal of the United States*, Arlington, 15, p. 56-57, 1980.
- SHARP, M. Surging glaciers: geomorphic effects, *Progress in Physical Geography*. 12 (4) p. 533-559, 1988.
- SCHYTT, S.V. . *Blue ice-fields, moraine features and glacier fluctuations*. Oslo University Press, 1961.
- SHARP, R. P. *Glaciers*. Oregon State System of Education: The Condon Lectures. 78p, 1960.
- SHEPARD, F.P. Petrol Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Jour. Sediment.* 24 (3). p. 151-158, 1967.
- SINISALO, A., MOORE, J.C. Antarctic blue ice areas – towards extracting paleoclimate information. *Antarctic Science*, Cambridge, 22 (2), p. 99-115, 2010.
- SUGDEN, D.E., MCCULLOCH, R.D., BORY, A.J.M., HEIN, A.S. Influence of Patagonian glaciers on Antarctic dust deposition during the last glacial period. *Nature Geoscience*, 2 (4), p. 281-285, 2009.

- SUGUIO, K. Geologia sedimentar. São Paulo: Edgard Blücher, 400 p., 2003.
- TAKAHASHI, S., ENDOH, T., AZUMA, N., MESHIDA, S. Bare ice fields developed in the inland part of Antarctica. Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology, 128-139, 1992.
- TRICART, J. Geomorphology of cold environments. EDINBURGO: MCMILLAN, 1970.
- UDDEN, J. A. Mechanical composition of clastic sediments. Geological Society of America of America Bulletin, v. 25, n. 1, p. 655-744, 1914.
- VIEIRA, R., COSTA, V.C.S., ROSA, K.K., SIMÕES, J.C. Reconstruction of glacial dynamic in Union Glacier, Ellsworth mountains, occidental Antarctica using geomorphological and sedimentological record. in: XXXIII Scar and Open Science conference, 2014, Auckland. XXXIII Scar and Open Science Conference, 2014.
- VIEIRA, R., COSTA, V.C.S., ROSA, K.K., SCOTTA, F., VELHO, L.F. Geomorfologia e sedimentologia das morainas dos montes Patriot e geleira Union, montanhas Ellsworth. In: II Encontro do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera, Bento Gonçalves, 2013.
- VIEIRA, R., HINATA, S., ROSA, K.K., ZILBERSTEIN, S., SIMÕES, J.C. Periglacial features in Patriot Hills, Ellsworth Mountains, Antarctica. Geomorphology, 155, p. 96-101, 2012.
- VIEIRA, R., SIMÕES, J.C., Geomorfologia Glacial dos Montes Patriot e Independence, Montanhas Ellsworth, Manto de Gelo da Antártica Ocidental. Revista Brasileira de Geomorfologia 12, p. 45-58, 2011.
- VIEIRA, R., ROSA, K.K., ZILBERSTEIN, S., VELHO, L.F., SIMÕES, J.C. Análises geomorfológicas das morainas supraglaciais e de gelo azul – Montes Patriot e Independence - Manto de gelo da Antártica Ocidental. Livro de resumos do XVII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica. São Paulo: USP, 2009. p. 118-118, 2012.
- WEBERS, G.F., CRADDOCK, C., SPLETTSTOESSER, J.F. Geological history of the Ellsworth Mountains, west Antarctica, in: Webers, G.F., Craddock, C., 1992.
- WENTWORTH, C.K. The mechanical composition of sediments in graphic form. the University, 1931.
- WINTHER, J.G., JESPERSEN, M.N., LISTON, G.E. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. Journal of Glaciology. 47, p.325-334, 2001.
- ZINGG, T. Beitrage zur Schotteranalyse: Schweiz Mineralogisch und Petrographisch Mitteilungen, 15, p. 39-140, 1935.

ANEXO 1– IMAGENS DAS ÁREAS DE GELO AZUL

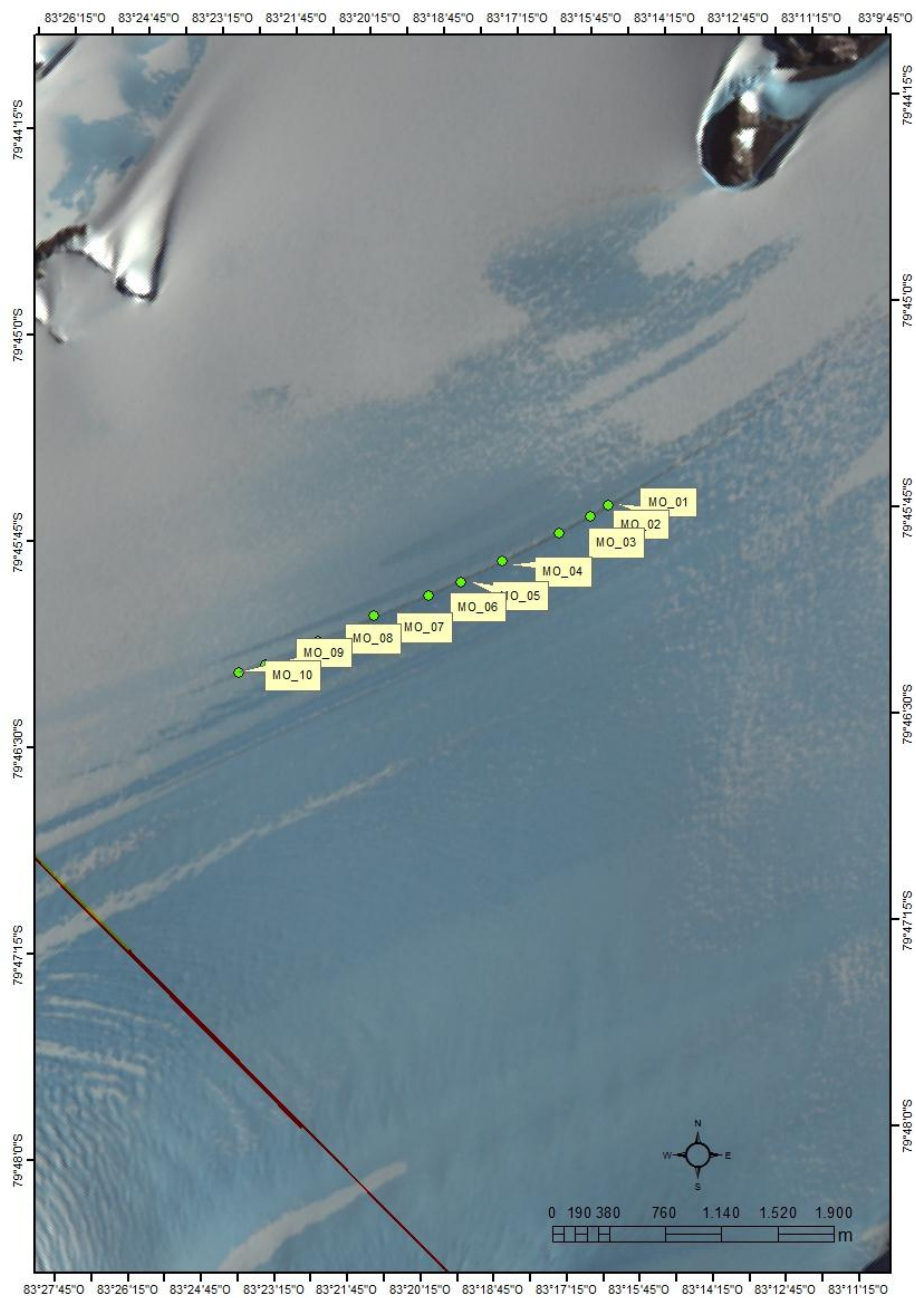


Gelo azul na geleira Union

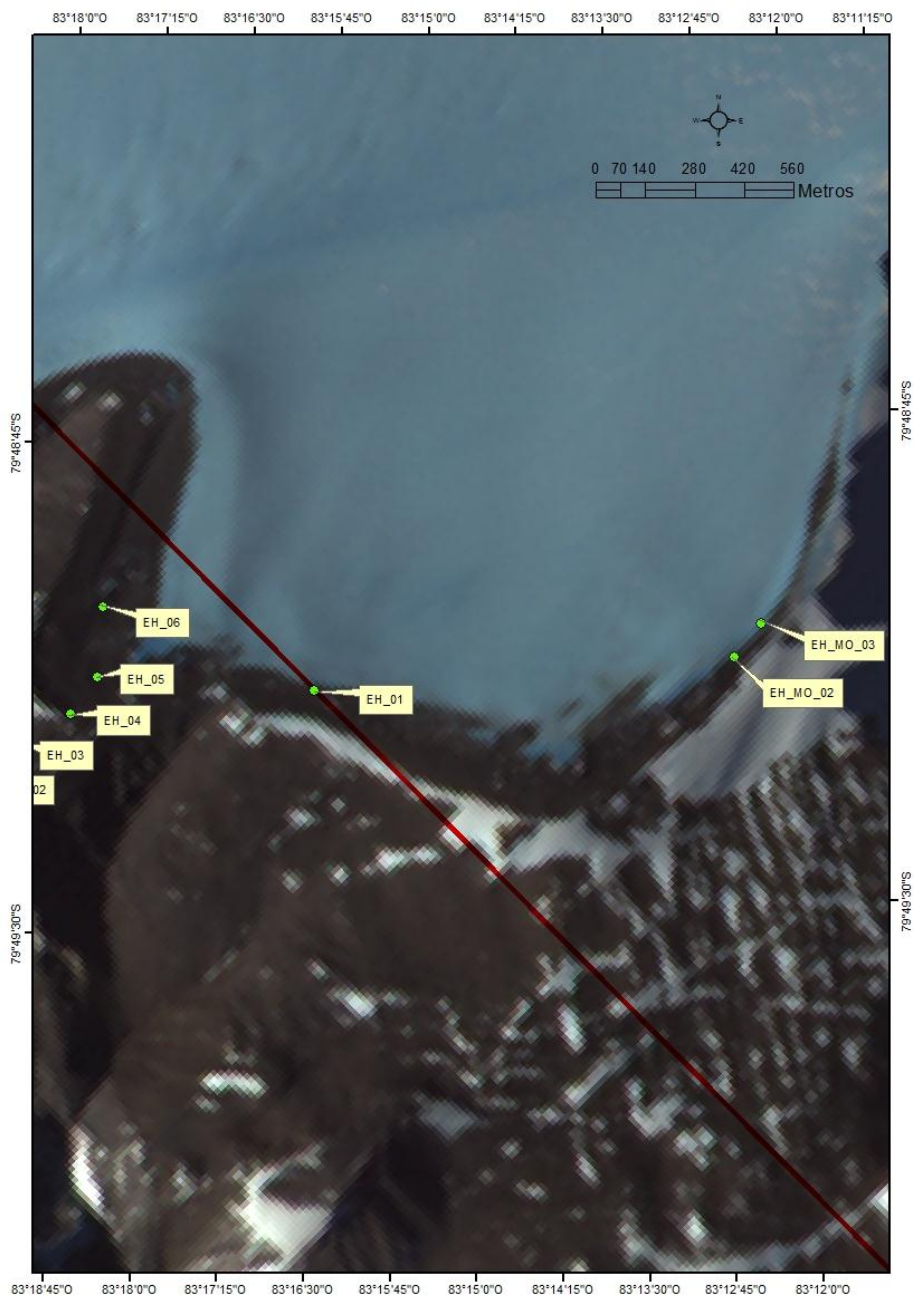


Morainas de gelo azul

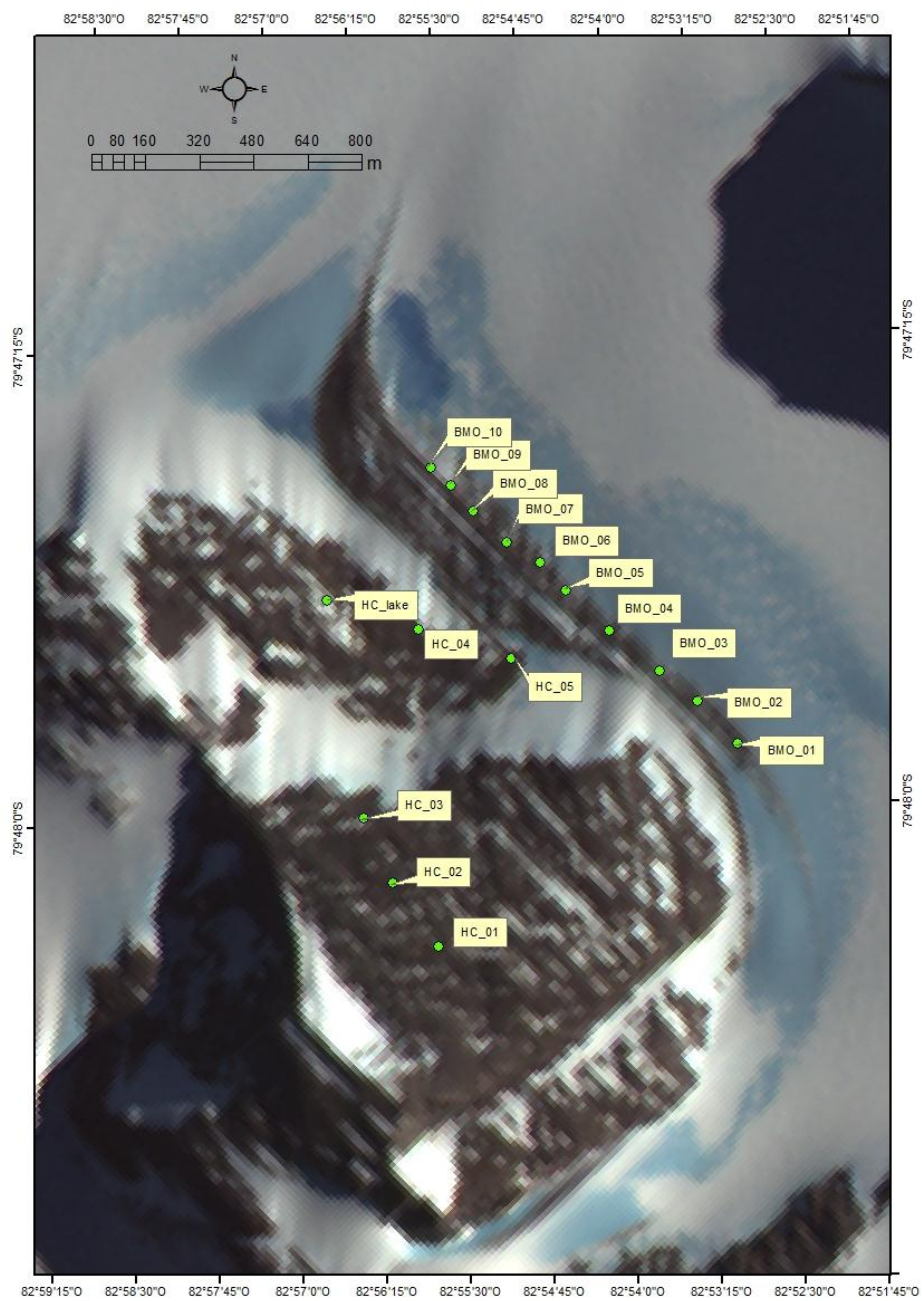
ANEXO 2– LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA – GELEIRA UNION



ANEXO 3 – LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA - ELEPHANT HEAD



ANEXO 4 – LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA – ROSMANN COVE



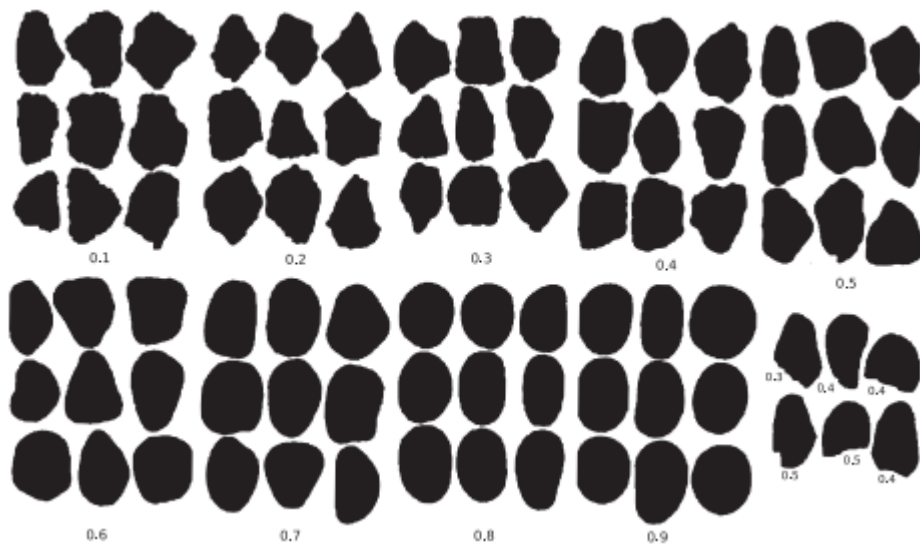
ANEXO 5 – TABELA DE ARREDONDAMENTO DE KRUMBEIN (1941)

Tabela de parâmetros do grau de arredondamento de Krumbein, 1941: 0.1 Angular; 0.3 Sub angular; 0.5 Subarredondado; 0.7 arredondado; 0.9 Bem arredondado.