

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

**GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS
DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL**

RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Edson Edwing Ramirez

Volume I

Porto Alegre – 2014

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

**GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS
DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL**

RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Edson Edwing Ramirez – Instituto de Hidráulica e
Hidrología, Universidad Mayor de San Andrés, Bolívia

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Norberto Dani – Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho – Programa de Engenharia Civil,
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade
Federal do Rio Grande do Sul para a
obtenção do título de Doutor em
Ciências.

Porto Alegre – 2014

CIP - Catalogação na Publicação

Ribeiro, RAFAEL DA ROCHA
GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES
CLIMÁTICAS DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL / RAFAEL DA
ROCHA Ribeiro. -- 2014.
106 f.

Orientador: Jefferson Cardia Simões.
Coorientador: Edson Ramirez.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2014.

1. Geologia Marinha. 2. Geleiras Tropicais. 3.
Amazônia. 4. Mudanças Climáticas. 5. Clima. I. Simões,
Jefferson Cardia, orient. II. Ramirez, Edson,
coorient. III. Título.

Para Sônia e Maria

AGRADECIMENTOS

Prof. Jefferson Simões

Prof. Edson Ramírez

Dr. Nelson Ramírez

Prof. Norberto Dani

Prof. Elias Assayag e alunos

Ao colega Luis Fernando da química

Colegas bolivianos do IHH

A UFRGS, FURG, IHH, CNPq e PRAA

Minha família

Sobram os motivos...

RESUMO

Esta tese, baseada principalmente em técnicas de sensoriamento remoto, investigou as variações na superfície de geleiras situadas nos trópicos andinos bolivianos nas últimas décadas. Também tenta identificar qual a relação entre essas variações com controles climáticos na bacia Amazônica.

Uma alternativa aos métodos tradicionais do monitoramento das geleiras é a integração dos dados de campo com dados de sensoriamento remoto. Dessa forma, foi desenvolvido um algoritmo semiautomático para a delimitação dos setores frontais de geleiras de montanha, que apresentou uma precisão de ± 73 m (Ribeiro *et al.*, 2013a). As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando essa metodologia devem ficar restritas às médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração quando aplicado a períodos curtos (escalas anuais).

A história climática recente dos Andes Centrais boliviano foi estudada com dados do testemunho de gelo (taxas de acumulação anual líquida) e de sensoriamento remoto (variação na extensão de massas de gelo) do Nevado Illimani, Bolívia ($67^{\circ}44'W$ e $16^{\circ}38'S$). Foi identificada uma perda total de área de $9,49 \text{ km}^2$ a partir de 1963 até 2009, isso representou uma diminuição de 35% de sua área (Ribeiro *et al.*, 2013b). Essa redução foi menor entre 1963 e 1983 (12%). Após, essa diminuição foi constante até 2009 (26 anos), com uma perda de 26% em área. Um testemunho de gelo obtido nesse mesmo sítio apresentou uma acumulação anual líquida média de 0,76 m em equivalente d'água e uma tendência de queda para o período 1960–1999 (Ribeiro *et al.* 2013b). Quando separamos a tendência da taxa de acumulação em dois períodos (1960–1981 e 1981–1999), o primeiro apresenta uma situação de estabilidade (média de $0,92 \text{ m a}^{-1}$ em equivalente d'água); já o segundo uma diminuição na tendência (média de $0,56 \text{ m a}^{-1}$ em equivalente d'água). A comparação das variações de área com as taxas de acumulação líquida do Nevado Illimani identificam que o período de menor retração das geleiras (1963–1983) coincidiu com a estabilização das taxas de acumulação no testemunho de gelo (Ribeiro *et al.* 2013b). Após 1980, a diminuição da acumulação no testemunho de gelo é acompanhada pela intensificação da retração superficial da geleira. As reduções da massa de gelo e da taxa de acumulação líquida observadas nesse período provavelmente estão relacionadas com a maior frequência e

intensidade dos eventos El Niño que ocorreram do final dos anos 1970 até o início dos anos 2000. Uma vez que tais eventos ocasionam aumento da temperatura do ar e diminuição das nuvens sobre os Andes Centrais.

Após 1999 ocorreu aumento na taxa de acumulação na região de estudo, indiretamente demonstrado por dados do testemunho de gelo de Quelccaya (16% acima da média do período anterior a 1999). Porém, isso não foi suficiente para a estabilização das dimensões das geleiras. Possivelmente, essa última fase de retração (pós 1999) esteve relacionada ao aumento da temperatura do ar e da altitude da isoterma anual de 0°C. Foi constatada que concomitantemente a um Atlântico tropical norte aquecido, o balanço de massa das geleiras bolivianas torna-se mais negativo (Ribeiro *et al.*, 2014).

A variação da acumulação anual no sítio dos dois testemunhos de gelo (Illimani e Quelccaya) apresentou o seguinte padrão de variação: aumento entre 1960–1981; diminuição entre 1981–1999 e novamente aumento entre 1999–2009. Ao compararmos essas tendências gerais com as informações das estações meteorológicas da bacia amazônica, constatamos que eles são similares somente a aqueles do noroeste da região Amazônica, exemplificada pela estação meteorológica de lauretê (00°37'S, 69°12'W) (Ribeiro *et al.*, 2014). Essa é a região da Amazônia cuja variabilidade climática mostra a mais forte modulação pelo fenômeno ENSO, conforme Obregon e Nobre (2006) que a denominaram R1.

ABSTRACT

This thesis, based mainly on remote sensing techniques, investigates area variations over the past decades of glaciers located in the tropical Bolivian Andes. It also attempts to identify relations between glaciers variations with the Amazon basin climatic controls.

Glaciers front positions monitoring by automatic analysis of satellite sensors data usually results in underestimation of glacier termini positions. Band ratios (*e.g.*, near infrared to middle infrared) and normalized bands differences (*e.g.*, normalized difference snow index e normalized digital vegetation index) are not able to identify debris-covered areas of glaciers. We developed a semi-automatic algorithm for delimiting frontal boundaries of Andean mountain glaciers using the China-Brazil Earth-Resources Satellite and Shuttle Radar Topography Mission data. This algorithm has a ± 73 m horizontal precision for glacier surveys. Investigations on mountain glaciers front variations using our methodology should be restricted to long term (decadal) retreat averages.

The recent climate history of the Bolivian Central Andes was studied using data from the ice core (net annual accumulation rates) and remote sensing (variation in the extension of ice masses) of Nevado Illimani, Bolivia ($67^{\circ}44'W$, $16^{\circ}38'S$). Totally, there was 9.49-km² area loss from 1963 to 2009; this represented a 35% decrease in area (Ribeiro *et al.*, 2013b). The reduction was smaller from 1963 to 1983 (12%). After, the glacier retreat was constant until 2009 (26 years) with a 26% area loss. An ice core obtained at the same site showed a mean annual net accumulation rate of 0.76 m a⁻¹ in water equivalent, and a decreasing trend for the period 1960–1999 (Ribeiro *et al.*, 2003b). When we divide the accumulation rate trend in two periods (1960–1981 and 1981–1999), the first shows a stable situation (mean 0.92 m a⁻¹ in water equivalent), the second a decreasing trend (average 0.56 m a⁻¹ in water equivalent). The comparison of area changes with the net accumulation rate at Nevado Illimani identified that the period of lowest glaciers shrinkage (1963–1983) coincided with the stabilization of accumulation rates in the ice core (Ribeiro *et al.*, 2013b). After 1980, the accumulation reduction in the ice core was accompanied by glacier area shrinkage. These observed decreases are probably related to a higher frequency and intensity of El Niño events that occurred

from late 1970s to early 2000s. Such events increase air temperature and decrease clouds cover over the Central Andes.

After 1999 there was an increase in the accumulation rate in the study region, indirectly demonstrated by ice core data from Quelccaya (16% above the average for the period before 1999). However, this was not enough for the glaciers areas stabilization. Possibly, this latest retraction phase (post 1999) was related to air temperature and annual 0°C isotherm altitude increases. Concomitantly with a warm tropical North Atlantic, the mass balance of Bolivian Glacier becomes more negative (Ribeiro *et al.*, 2014).

The variation of the annual accumulation at the two ice cores site showed the following pattern of change: an increase from 1960 to 1981, a decrease from 1981 to 1999 and again an increase from 1999 to 2009. Comparing these general trends with information from Amazon basin weather stations, we found that they are similar only to those of the northwestern Amazon region, exemplified by the weather station lauretê (00°37'S, 69°12'W). This is the region of the Amazon where the climatic variability shows the strongest modulation by the ENSO phenomenon, according to Obregon and Noble (2006) who called it R1.

SUMÁRIO

Capítulo 1 – Introdução	1
1.1 As geleiras tropicais andinas e a Amazônia.....	2
1.2 A glaciologia tropical	6
1.3 Objetivo.....	10
1.3.1 Objetivos específicos.....	10
1.4 Estrutura da tese.....	11
Capítulo 2 – O sensoriamento remoto e a determinação do balanço de massa das geleiras de montanha	12
2.1 O balanço de massa e a dinâmica das geleiras.....	14
2.2 Propriedades eletromagnéticas das geleiras nas regiões do visível e do infravermelho próximo.....	17
2.3 As medidas do balanço de massa	19
Capítulo 3 – Técnicas e métodos	24
3.1 Obtenção de imagens aerotransportadas	25
3.2 Imagens estéreo	28
3.3 Geração de modelos digitais de elevação através de técnicas fotogramétricas	29
3.4 Ortorretificação	44
Capítulo 4 – Algoritmo para o mapeamento de geleiras a partir de dados de sensores remotos	47
Capítulo 5 – <i>Forty six years of environmental records from Nevado Illimani, Bolivia, using digital photogrammetry</i>	59
Capítulo 6 – <i>Andean glacier shrinkage and the Amazon Basin precipitation variability</i>	67
Capítulo 7 – Conclusões.....	95
Referências.....	98
Anexo	106

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 As geleiras tropicais andinas e a Amazônia

Em termos ambientais a bacia amazônica (com 6,5 milhões de km²) é um dos responsáveis pelo processo de transferência de energia através do planeta, onde a convecção é o mecanismo chave de aquecimento da atmosfera e de sua variação. A conexão do clima se dá quando a energia que atinge a superfície terrestre é devolvida para a atmosfera na forma de fluxo de calor sensível (aquecimento) e latente (evapotranspiração). Essa energia liberada se desloca e vai influenciar o clima da África do Sul, América do Norte, sudeste da Ásia e Europa (WERTH e AVISSAR, 2002).

Para FISCH *et al.* (1998), o clima Amazônico é regular, sendo modificado excepcionalmente durante o El Niño, que altera o regime da chuva e traz períodos secos na estação chuvosa (dezembro/janeiro/fevereiro). Nesse evento climático a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se mais ao norte do que a sua posição normal sobre o Atlântico tropical. Como consequência temos ventos alísios mais fracos de nordeste que acabam por reduzir a umidade que penetra no interior da região amazônica e, com isso, inibem a formação de atividades convectivas. Outra consequência é o aumento da temperatura e dos níveis de dióxido de carbono. Uma vez que, sucessivos anos secos (devido ao El Niño) reduzem a fotossíntese primária da vegetação e aumentam, pela indução humana, os fogos nas florestas, principalmente do Brasil e da Bolívia (COCHRANE *et al.*, 2002).

Nas últimas décadas o meio ambiente amazônico tem sofrido grandes alterações devido à imigração (e o conseqüente aumento da população nas grandes cidades), e a intensa expansão da cultura da soja e da pecuária. PIELKE (2002) afirma que esses problemas já afetam as características da baixa atmosfera e que as mudanças no uso da terra e na cobertura dos solos sobre os trópicos úmidos alteram e transformam a dinâmica e formação das nuvens modificando a convecção dos cúmulos. RAY *et al.* (2006) observaram que a troca de vegetação (floresta/desmatamento por pastagem) reduz a precipitação total em 10%, além de diminuir a evapotranspiração real em 24%. TARDY *et al.* (1994) mostraram que entre 1910 e 1990, a chuva e a vazão de água do rio Amazonas diminuiu sistematicamente. PAIVA e CLARKE (1995) indicam uma tendência negativa de precipitação sobre boa parte do norte da Amazônia e da bacia do rio Xingu.

A mudança no clima amazônico, devido ao desflorestamento, indica que as nascentes nas regiões montanhosas dos Andes podem sofrer uma significativa diminuição na sua alimentação (precipitação) em consequência da redução da umidade atmosférica (RAY *et al.*, 2006). Neste respeito, os países andinos podem sofrer significativamente a partir da perda das chuvas da floresta da bacia Amazônica (LEAN *et al.* 1993). Por exemplo: na Costa Rica, já existe um nítido declínio nas chuvas sobre as montanhas ao oeste do país, como resultado do desmatamento no leste (RAY *et al.*, 2006). A bacia amazônica e suas florestas (através da evapotranspiração) afetam, portanto, a queda de chuvas sobre os Andes. Essa diminuição da precipitação combinada com o aumento da temperatura global acaba por influenciar diretamente o comportamento das geleiras tropicais (WERTH *et al.* 2002).

A relação entre o ciclo hidrológico e o clima na América do Sul, especialmente na Amazônia, ainda carecem de mais estudos. Nesta região as estações climáticas são muito esparsas e a falta de dados de alta qualidade de precipitação e cotas/vazões tornam difícil o estudo das mudanças climáticas na variabilidade do clima na região. Conforme THOMPSON *et al.* (2003), o testemunho de gelo além de fornecer arquivos do passado climático registrado nas camadas de gelo, ainda examina as possíveis forçantes climáticas na época de sua deposição como: concentrações gases do efeito estufa, mudanças na atividade solar, erupções vulcânicas, etc. O clima anual sobre os trópicos (onde está localizada a Amazônia) é dominado por duas estações bem definidas (verão/úmido e inverno/seco) e as geleiras dos Andes Centrais são alimentadas durante a estação úmida por precipitações que vêm da bacia amazônica. Portanto, podemos considerar tais geleiras como indicadores indiretos (*proxys*) das condições ambientais passadas para a América do Sul.

SIMÕES (comunicação oral) datou o testemunho do *Nevado Illimani* para os 36 metros superiores em aproximadamente 40 anos de registro ambiental. Nesses estudos fez uso de diversas técnicas para análise, tais como: razões de isótopos estáveis, análise de partículas insolúveis, cromatografia iônica e condutividade elétrica. Através da análise das razões de concentração de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e δD), determinou o histórico de precipitação para o período 1958–1998. Para este período, a taxa média de acumulação anual encontrada foi de 0,64 m equivalente de água por ano. Além disso, encontrou-se uma alta variabilidade anual na taxa de acumulação (0,38 a 0,95 m de água equivalente por

ano). Ao analisar esses mesmos dados, CORREIA (2003a) identificou um aumento geral na acumulação para o final do século XX, que poderia estar relacionado com a exploração intensiva da Amazônia, a qual teve início nos anos 1970. Conforme esse estudo, as queimadas anuais, com a injeção de partículas de aerossol na atmosfera, poderiam afetar os mecanismos de formação e precipitação de nuvens, modificando padrões espaciais de precipitação.

Ao estudarem as forças climáticas atuantes nesta região, VUILLE (1999) determinaram a tendência da média anual de temperatura sobre o período compreendido entre 1938–1998. Eles determinaram que a taxa de aquecimento mais que triplicou sobre os últimos 25 anos (com um aumento médio de $0,32\text{ }^{\circ}\text{C} - 0,34\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$) e que os anos mais quentes foram 1997/1998, anos de El Niño.

Essas informações vêm ao encontro do comportamento de muitas geleiras que estão retraindo, localizadas nas mais diversas latitudes entorno do mundo. Dois exemplos de retrações em diferentes localidades são as geleiras nos Andes peruanos (AMES, 1998; THOMPSON *et al.*, 2003) e aquelas no Alaska (MEIER e DYURGEROV, 2002). Embora seja difícil precisar causa e efeito, parece, em alguns casos, que o aquecimento é o principal condutor da rápida retração e do desaparecimento de campos de gelo e geleiras de altitudes elevadas nos trópicos. Para THOMPSON *et al.* (2000) essas massas de gelo de elevadas altitudes nos trópicos se encontram muito próximas do seu ponto de derretimento (fusão). Portanto, respondem rapidamente a qualquer alteração na temperatura. Diferentemente das geleiras temperadas, onde a “alimentação” das geleiras ocorre durante o inverno austral com baixas temperaturas, nos trópicos a sua “recarga” é realizada durante os meses mais quentes de verão austral. Isso faz com que os processos de ablação e acumulação ocorram simultaneamente, diferentemente das geleiras de altas latitudes. Isso torna o seu estudo um excelente indicador de alterações nas condições climáticas.

Nas geleiras tropicais andinas, os resultados mostram que a acumulação medida acima dos 5.500 m de altitude está compreendida entre 0,70 e 1,20 m equivalente de água anual. Não foram observadas acumulações maiores, o que pode estar relacionado à baixa quantidade de vapor de água transportado pelas massas de ar acima dos 6.000 m, ou os ventos que não permitem maiores acumulações nos cumes (COMUNIDAD ANDINA, 2007). Por outro lado, as geleiras maiores podem demorar entre cinco e dez anos para responder às mudanças do

entorno. Isto quer dizer que o movimento da frente de uma geleira durante um determinado ano depende tanto do balanço de massa na zona de ablação durante esse mesmo ano, como do excedente ou déficit acumulado em toda a superfície da geleira durante os anos anteriores. Isto explica a importância de uma análise de longa duração das variações na frente da geleira, em termos do estudo sobre a tendência da variação do clima (FRANCOU *et al.*, 2004a).

Embora muito reduzidas em área nos dias de hoje se compararmos com o máximo da última Idade do Gelo, as geleiras tropicais são importantes agentes de erosão, esculpindo e dando forma aos altos vales andinos. Além disso, nos períodos em que as chuvas são escassas, a fusão do gelo permite manter um caudal mínimo de água e assim abastecer as plantas de geração hidroelétrica, os centros urbanos, etc. Dessa forma, atuam como reguladoras do regime hidrológico em muitas regiões andinas (FRANCOU *et al.* 2004b). Os rios andinos, por sua topografia e clima favoráveis, criam um potencial considerável para a geração de energia hidroelétrica. Praticamente metade da eletricidade regional vem do poder das águas, onde a instalação de pequenas usinas é bastante comum. O poder das águas quantifica na Colômbia, no Equador, no Peru e na Bolívia, respectivamente 80%, 45%, 70% e 40% da geração de eletricidade (ANDERSON *et al.*, 2011).

Os Andes tropicais abrangem as cabeceiras do rio Amazonas e, portanto, tem influência muito forte sobre o mesmo, em termos geomorfológicos, bioquímicos e ecológicos (McCLAIN e NAIMAN, 2008). Isto pode ser traduzido em termos de fonte de sedimentos, matéria orgânica e nutriente para os setores mais baixos da bacia (figura 1). Para esses mesmos autores, as alterações previsíveis (como a construção de barragens) podem causar grandes mudanças. Entre elas, a captura de grandes volumes de sedimentos e a dificuldades da migração de peixes entre as montanhas e as terras baixas. Especula-se que menos do que um quarto da água da bacia amazônica se origina nos Andes, mas que muito dos sedimentos em suspensão podem originar-se nas áreas de montanhas. MEADE *et al.* (1985) concluíram que os rios tributários vindo dos Andes são fonte do total de sedimentos suspensos do rio amazônico (entre 90 e 95%). Tomando como exemplo o rio Madeira, que tem suas cabeceiras nos altos Andes na Bolívia, GUYOT *et al.* (1992) determinou o total de sólidos dissolvidos para as terras baixas bolivianas em 7 mega gramas (Mg) por km² por ano, e a contribuição da bacia andina em 80 Mg por km² por ano. Quanto ao total de sedimentos exportados da bacia deste mesmo rio, GUYOT *et al.* (1988) determinaram que mais de 50% desses serão depositados na

planície amazônica. Existem poucos estudos sobre os fluxos de sedimentos e a variabilidade dos processos que mobilizam esses materiais a partir dos Andes em uma escala regional.

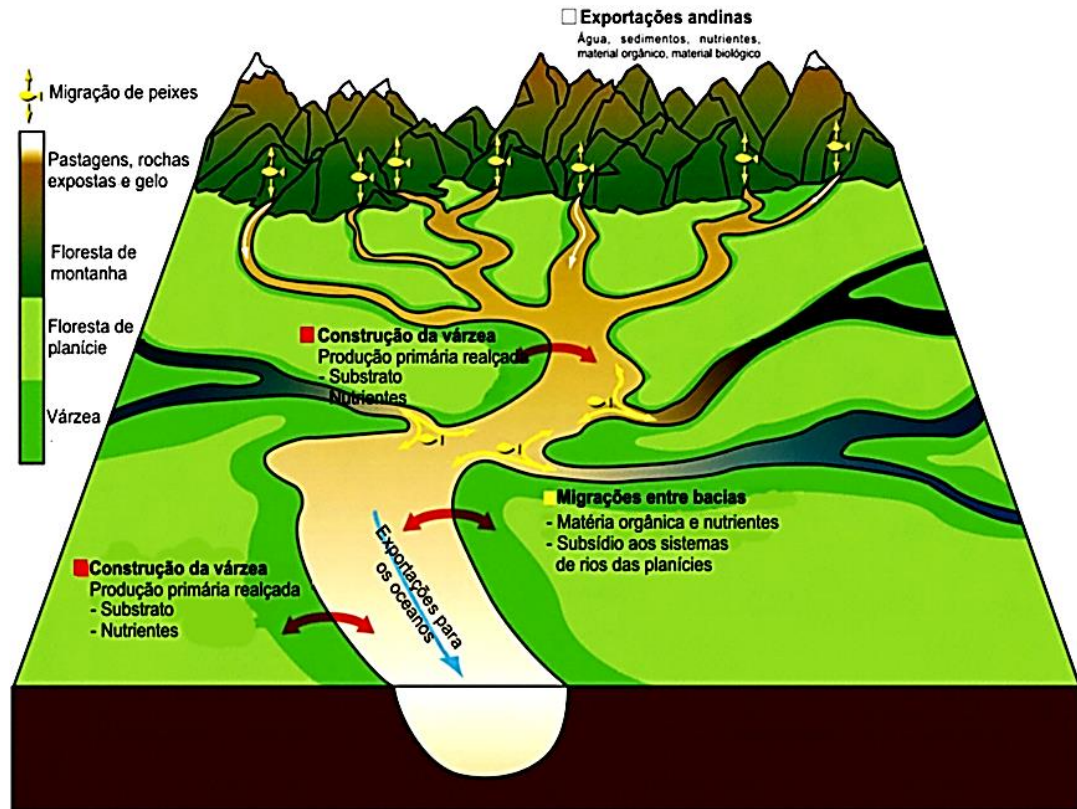


Figura 1: A influência dos Andes sobre a ecologia e bioquímica da Amazônia. (adaptado de McCLAIN e NAIMAN, 2008).

1.2 A glaciologia tropical

A análise das geleiras proporciona tanto um arquivo das mudanças ocorridas no passado, como um sensor natural da variabilidade climática regional, fornecendo indícios para análises de mudança no clima (CUFFEY e PATERSON, 2010). Temos conhecimento de que no passado a criosfera apresentou grandes variações sobre muitas escalas de tempo, desde as Idades do Gelo até com variações térmicas menores (e.g., Pequena Idade do Gelo). As oscilações de temperatura do final do Máximo Glacial do Pleistoceno, primeiramente observadas nos testemunhos de gelo polares, também foram identificadas em geleiras tropicais.

Neste caso, fornecem uma maior resolução temporal para as análises, uma vez que apresentavam maiores taxas médias de precipitação e de acumulação (THOMPSON *et al.*, 1985).

Nas regiões tropicais, as geleiras existem na América do Sul (entre a Bolívia e a Venezuela), África e Oceania (Irian Jaya). Os Andes têm aproximadamente 99% das massas de gelo situadas nos trópicos (KASER e OSMASTON, 2002). Dos 2.500 km² de cobertura glacial situada na América do Sul, 70% localizam-se no Peru, 20% na Bolívia e 4% no Equador e Colômbia. Estudos recentes mostram que muita das geleiras tropicais vem experimentando drásticas reduções de suas áreas. Para exemplificar esses fatos, segundo o *Grupo de Trabajo de Nieves e Hielos del Programa Hidrológico Internacional de United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (GTHN-PHI-UNESCO, 2009), a Cordilheira Blanca no Peru teve uma perda total de sua superfície glacial de 26% (entre 1970 e 2003); na Bolívia as estimativas indicam reduções da ordem de 50% a partir da década de 1970 até os dias atuais; no Equador os inventários glaciais de 1997 e 2006 sugerem uma perda 27% de área; na Colômbia nos últimos dez anos a redução foi de 2 a 5%; na cordilheira de Mérida (Venezuela) uma perda de 87% da superfície glacial foi identificada nos últimos 50 anos.

Um dos fatores responsáveis pelo desaparecimento dessas massas glaciais seria o aumento da temperatura média anual nos Andes tropicais em aproximadamente 0,8°C nos últimos 30 anos (VUILLE e BRADLEY, 2000). Isso se deve ao aumento da chuva (em substituição à neve) nos setores menos elevados das geleiras. Desse modo, o gelo fica mais exposto (< albedo), aumentando a quantidade de energia absorvida pela geleira e intensificando o seu derretimento (FAVIER *et al.*, 2004). Esta situação faz com que as geleiras pequenas (< 1 km²), localizadas em baixas altitudes, não recuperem o seu déficit, mesmo durante os anos mais frios. Por isso, correm sérios riscos de desaparecer (COMUNIDAD ANDINA, 2007).

Já para a precipitação não fica clara nenhuma tendência, suas variações podem ser associadas às particularidades regionais, marcadas por sua relação com o fenômeno (El Niño Oscilação Sul). Para FRANCOU e PIZARRO (1985), os eventos El Niño estão associados às temperaturas entre 1°C e 3°C acima da média, as quais causam um aumento na fusão das geleiras e diminuição da nebulosidade, que acabam por manter baixos os valores de albedo. Nas bacias hidrográficas que possuem um regime essencialmente glacial, os fluxos

provenientes da fusão são dominantes durante esses eventos. Já nas bacias hidrológicas com baixa cobertura glacial, ao contrário, o aumento do escoamento por fusão não é suficiente para compensar os déficits produzidos pela escassez das precipitações (Bolívia e sul do Peru). A maior ocorrência do El Niño, a partir da década de 1970, associado com o aumento da temperatura média, explicam o retrocesso das geleiras dos Andes tropicais (GTNH - PHI-UNESCO, 2009).

O comportamento irregular dos eventos El Niño/ La Niña é uma das principais incertezas nas projeções climáticas para os Andes. Sendo assim, é difícil uma previsão confiável para esta região, na medida em que as vazões são fortemente controladas pela ocorrência desses eventos. Por isso, os modelos para esta região devem ser tratados com muito cuidado (MARENGO *et al.* 2011). Para VUILLE *et al.* (2008), as projeções correntes sugerem que as temperaturas nos Andes podem aumentar entre 4.5°C e 5°C no século XXI. Quanto ao desaparecimento das geleiras, inicialmente ocorreria um aumento dos caudais nos rios localizados nas bacias abastecidas pelas mesmas, seguido pela diminuição drástica do volume e regularidade dos recursos hídricos. E, finalmente, o regime hidrológico se tornará cada vez mais níveo-pluvial. Quanto à futura disponibilidade hídrica para a região andina, estudos conduzidos por POUYAUD *et al.* (2005) sugerem que o volume de fluxo dos rios pertencentes à bacia de drenagem da Cordilheira Blanca (Peru) serão reduzidos a zero entre 2175 e 2250. Na Colômbia, a retração das geleiras produzirá problemas na disponibilidade de água entre 2015–2025 (IDEAM, 2000). FAVIER *et al.*(2008) afirmam que no Equador a contribuição da água de derretimento não afetará apenas as áreas das cabeceiras, mas, especialmente, a produção de água dos páramos e dos aquíferos existentes.

Para VIVIROLI *et al.* (2011) o tema é ainda mais complexo quando levamos em conta a questão do uso doméstico da água, onde países como Equador e Colômbia dependem fundamentalmente do fluxo da água dos páramos dos Andes como sua principal fonte de suprimento de água. Além disso, na Bolívia e no sul do Peru a fonte de água predominantemente vem dos altos rios andinos. Como a maioria das geleiras tropicais possui menos de 200 m de espessura e reduzidos volumes de gelo, seu total derretimento ocasionaria um aumento insignificante no nível dos mares (± 0.1 mm). Para tomarmos como comparação as regiões polares, se toda a massa de gelo da Antártica e da Groenlândia derretesse, produziria um aumento de aproximadamente 72 metros do nível dos oceanos. Se o derretimento considerado fosse de todas as geleiras de montanha, este aumento seria de apenas

24 cm (COMUNIDAD ANDINA, 2007). Por isso, grande parte das pesquisas sobre as geleiras tropicais reside no fato de ser um sinal indireto das condições ambientais passadas a nível regional e continental para a América do Sul (THOMPSON *et al.*, 1985; THOMPSON *et al.*, 2000; RAMIREZ *et al.*, 2001; RAMIREZ *et al.*, 2003; KNÜSEL *et al.*, 2003), e não apenas para estimar a sua pequena contribuição para o aumento do nível dos mares.

Com o objetivo de obter essas informações (condições ambientais passadas), muitos esforços foram realizados para a extração e análise de testemunhos de gelo desde a península Antártica e Patagônia - até o Chimborazo (Equador) nos últimos 20–25 anos. Essas pesquisas iniciaram no ano de 1983, lideradas pelo grupo do prof. Lonnie Thompson, do *Bryd Polar Research Institute*, Ohio State University, Estados Unidos da América (EUA). Este grupo extraiu diversos testemunhos de gelo dos Andes tropicais. O primeiro deles no sul do Peru (calota de gelo de Quelccaya, 13°56`S, 70°50`W, 5.670 m.); o segundo na montanha de Huascarán (9°07`S, 77°37`W, 6.048 m., este sítio localizado ao norte do Peru); o terceiro, no oeste da Bolívia na calota de gelo do Sajama (18°06`S, 68°53`W, 6.542 m) (THOMPSON *et al.*, 1985; THOMPSON *et al.*, 1995; THOMPSON *et al.*, 1998). O quarto e último testemunho de gelo extraído nos Andes tropicais foi no Nevado Illimani (16°37`S, 67° 46`W, 6.350 m., localizado no setor central da cordilheira dos Andes). Este último testemunho foi obtido pelo *Institut de Recherche pour Le Développement* (IRD) no ano de 1999, que auxiliou na reconstrução da composição e evolução da química da atmosfera na região da bacia Amazônica (CORREIA *et al.*, 2003b; DE ANGELIS *et al.*, 2003 RAMIREZ *et al.*, 2003). Isso foi possível devido a sua localização (a apenas 300 km) da floresta Amazônica e por receber durante os meses de verão a advecção de massas úmidas vindas da bacia amazônica (VUILLE e AMMANN, 1997; SATYAMURTY *et al.*, 1998).

A análise desses quatro testemunhos de gelo (Huascarán, Quelccaya, Illimani e Sajama) foi baseada (principalmente) sobre informações deduzidas a partir da composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , onde os resultados apresentaram uma boa coerência entre os registros, sugerindo uma história climática similar para o século XX (RAMIREZ *et al.*, 2003). Ao compararem os registros meteorológicos com os registros isotópicos para os Andes tropicais, HARDY *et al.*(2003) e HOFFMANN *et al.* (2003) identificaram uma forte correlação entre as mudanças na precipitação e mudanças nos valores de oxigênio. Esses autores supõem que nos trópicos, a razão

de isótopos estáveis na geleira é controlada por mudanças na área fonte de precipitação, e não pela temperatura, como nas regiões polares.

1.3 Objetivo

O principal objetivo desta tese é a investigação de variações nas dimensões das geleiras nos Andes Centrais bolivianos nas últimas décadas, com auxílio de técnicas de sensoriamento remoto. Também tenta-se identificar qual a relação entre essas variações com controles climáticos na bacia Amazônica.

1.3.1 Objetivos específicos

- ▶ Desenvolver um algoritmo semiautomático para delimitação dos setores frontais das geleiras de montanha. A área teste foi a geleira Laramkkota, situada na cordilheira Tres Cruces ($67^{\circ}22'$ – $67^{\circ}32'W$ e $16^{\circ}47'$ – $16^{\circ}09'S$), Bolívia.
- ▶ Interpretar a história climática recente dos Andes Centrais boliviano baseado em dados do testemunho de gelo (taxas de acumulação) e de sensoriamento remoto (variação na extensão de massas de gelo) do Nevado Illimani, Bolívia ($67^{\circ}44'W$ e $16^{\circ}38'S$).
- ▶ Comparar observações sobre a extensão de uma geleira e na acumulação anual de neve no Nevado Illimani com séries climatológicas (temperatura anual média do ar e o volume de precipitação) de diversas estações meteorológicas da bacia amazônica, para identificar região (ões) que melhor refletem variações nos Andes Oriental bolivianos (considerando que a maior parte da precipitação nesta parte da cordilheira andina origina-se a leste).

1.4 Estrutura da tese

No primeiro capítulo (Introdução) foram apresentadas as relações existentes entre as geleiras tropicais e a floresta Amazônica. No capítulo seguinte (O sensoriamento remoto e a determinação do balanço de massa das geleiras de montanha), são discutidos os diferentes métodos para estimar as variações em dimensões das geleiras; além das suas propriedades eletromagnéticas nas regiões do visível e no infravermelho próximo. No terceiro capítulo são apresentados os aspectos técnicos do sensoriamento remoto e da fotogrametria, enfatizando a construção de modelos digitais de elevação. O quarto capítulo (o artigo *Algoritmo para o mapeamento de geleiras a partir de dados de sensores remotos*) apresenta um estudo de caso no desenvolvimento de um algoritmo para determinar de forma semi-automática a extensão da superfície de uma geleira de montanha. No quinto capítulo (o artigo *Forty six years of environmental records from Nevado Illimani, Bolivia, using digital photogrammetry*) é determinada a relação entre a variação das taxas de acumulação extraídas do testemunho de gelo com a as variações da área das geleiras no Nevado Illimani. O sexto capítulo (o artigo *Andean glacier shrinkage and the Amazon Basin precipitation variability*) identifica a área da floresta Amazônica que melhor reflete no mesmo tempo/magnitude, as variações nas dimensões das geleiras tropicais da Bolívia. O fechamento da tese com a integralização dos três artigos é realizado no sétimo capítulo (Conclusões).

CAPÍTULO 2

O SENSORIAMENTO REMOTO E DETERMINAÇÃO DO BALANÇO DE MASSA DE GELEIRAS DE MONTANHA

Normalmente os ambientes glaciais são remotos, o que torna difícil realizar medidas diretamente sobre o terreno. Uma alternativa a custos não tão elevados e que pode auxiliar no entendimento dos processos que estão ocorrendo é monitorar essas áreas com imagens de sensoriamento remoto. O termo sensoriamento remoto pode ser definido como “pegar a informação de um objeto sem entrar em contato físico com ele”. Em relação às massas glaciais as informações incluem dados da sua extensão espacial, topografia superficial e subglacial, volume, determinação das taxas de acumulação e ablação (balanço de massa), zonação superficial, etc. O conhecimento desses parâmetros e processos possibilita um melhor entendimento das forças climáticas e das variações das geleiras (REES, 2005).

Essas imagens de sensoriamento remoto podem ser obtidas por plataformas aerotransportadas/terrestres (e.g., câmaras montadas sobre aviões/ ou diretamente sobre o terreno) e em plataformas espaciais (e.g., satélites). Quando a radiação utilizada pelo sensor ocorre de forma natural, é possível utilizar um sistema remoto passivo; já se a radiação é gerada pelo próprio sensor então será utilizado um sistema remoto ativo.

MÄTZLER (1994) afirma que os mais importantes tipos de imagens para a caracterização e distribuição da neve são ópticos (incluindo o Visível e o Infravermelho Próximo - VIP) e das ondas curtas passivas. Isto se deve ao comportamento espectral da neve, que apresenta elevado albedo no VIP (a interpretação visual fica mais fácil), porém essas imagens estão condicionadas à iluminação diurna e ausência de nuvens. Em regiões montanhosas e polares essa última condição pode ser um grande problema. Uma alternativa para esta situação é a utilização de imagens de radar que não estão sujeitas às variações do tempo. Porém, a aplicação desta técnica está condicionada a algumas limitações, como distorções na geometria e o *speckle*¹ das imagens. Os mecanismos de interação entre as ondas curtas e a geleira são complicados e variados, e acabam por dificultar um pouco a interpretação visual, introduzindo algumas ambiguidades (REES, 2005).

O uso do sensoriamento remoto como ferramenta para o estudo dos fenômenos glaciais teve início da década de 1930, com as fotografias aéreas. A

¹ *O speckle é um ruído encontrado nas imagens de radar de abertura sintética (SAR – Synthetic Aperture Radar), que proporciona uma textura granulosa a estas imagens, dificultando a interpretação das mesmas.*

extensão natural do uso das fotografias aéreas para técnicas espaciais ocorreu nos anos 1960 com a utilização do satélite TIROS-1. Inicialmente, naquela época, a cobertura de neve passou a ser rotineiramente monitorada a partir do espaço, usando sistemas de micro-ondas passivas que apresentava como grande desvantagem, em relação às fotografias aéreas, a sua baixa resolução espacial (HUBBARD e GLASSER, 2005).

Com o passar do tempo as tecnologias dos sensores foram avançando. Na década de 1970, os dados do satélite *Landsat* começaram a ser aplicadas para a identificação de alvos glaciais, com uma resolução espacial de 80 m. Atualmente medidas dos sensores satelitais são feitas em resoluções espaciais comparáveis com fotografias aéreas. Além disso, as diversas bandas espectrais oferecem informações sobre o ambiente glacial que não pode ser avaliado apenas por investigações de campo (QUINCEY e BISHOP, 2011).

REES (2005) destaca a importância de outras técnicas de sensoriamento remoto, como: a Radio-Ecossondagem (RES) e o radar de penetração do solo (GPR), a interferometria do Radar de Abertura Sintético (SAR) e o perfilamento a *laser*. As duas primeiras podem revelar a estrutura interna e a espessura da geleira. O SAR revela a topografia da superfície e a sua velocidade, já o perfilamento a *laser* tem demonstrado uma boa habilidade para estudar a topografia glacial em grandes detalhes. Uma leitura detalhada dessas técnicas pode ser obtida em HARITASHYA *et al.* (2011).

2.1 O balanço de massa e a dinâmica das geleiras

Segundo CUFFEY e PATERSON (2010), as geleiras são produtos do clima e da topografia e são formadas pela precipitação direta de neve, gelo, chuva ou mesmo avalanche de rocha. Para que esse material se acumule através do tempo, é necessário que a quantidade precipitada durante os meses úmidos seja superior à quantidade de material perdido por fusão ou evaporação (processos estes são conhecidos como ablação) durante os meses secos. A cada ano que passa, vai se acumulando uma massa de neve nova sobre a já existente. Esta, por sua vez, vai sendo comprimida até se converter em gelo cristalino. Quando este gelo ultrapassa 60 m de espessura, seus níveis inferiores passam a ter comportamento visco-plástico, deformando-se internamente e deslizando para baixo (figura 2).

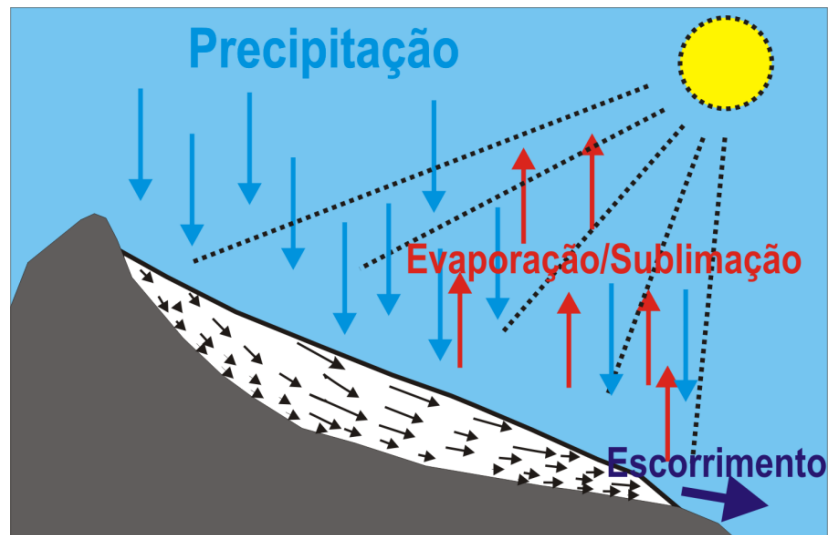


Figura 2: A dinâmica das geleiras de vale. A massa acumulada em níveis superiores é transferida para níveis inferiores (adaptado de CUFFEY e PATERSON, 2010).

Determinados fatores controlam esse mecanismo que recebe o nome de deformação interna: a densidade do gelo, a aceleração da gravidade, a espessura da geleira e a declividade do terreno. Outro mecanismo que influencia na velocidade da geleira chama-se deslizamento basal, que consiste no derretimento e deslizamento do gelo sobre um filme de água, na interface gelo-rocha. A dinâmica consiste em transferir o excesso de massa gerado em níveis superiores para inferiores (CUFFEY e PATERSON, 2010). Nos períodos em que a geleira se expande/avança ela funciona como uma patola, arrastando todo o material em sua frente. Ao retrair-se deixa feições morfológicas conhecidas como morainas, as quais permitem conhecer as extensões máximas que a geleira ocupou.

As fácies superficiais das geleiras

Sendo as geleiras massas de neve e gelo que se movem continuamente de uma área mais alta (acumulação) para outra mais baixa (ablação), é possível distinguir na superfície diferentes setores/fácies (figura 3). A parte menos elevada (área de ablação) contém fácies de gelo (que normalmente ficam expostas ao fluxo de calor sensível). A área de ablação é também o local onde ocorre a perda de massa glacial, seja por derretimento, evaporação, desprendimento, erosão eólica ou avalanchas (CUFFEY e PATERSON, 2010).

No setor mais elevado (área de acumulação), normalmente a precipitação se dá na forma sólida e é o local onde ocorre ganho de massa glacial. Conforme WILLIAMS *et al.* (1991), esta área pode ser subdividida em três fácies da

altitude menor para maior: de neve úmida, de percolação e de neve seca. A fácies de neve úmida entre a linha de neve e a linha de neve úmida, é aquela onde a neve está permanentemente saturada de água. Já na fácies de percolação ocorre ainda derretimento na superfície, mas a água percola alguns metros e recongela, formando lentes, camadas e veios de gelo. A fácies de neve seca não apresenta derretimento superficial da neve, mesmo no verão. A altitude abaixo da qual ocorre derretimento é delimitada pela linha de neve seca. Entre a linha de neve e a linha de equilíbrio, ocorre a zona de gelo sobreposto, que é formada pelo derretimento e recongelamento de toda neve acumulada no ano (CUFFEY e PATERSON, 2010; SIMÕES, 2004).

As áreas de acumulação e ablação são separadas pela linha de equilíbrio. Esta é uma linha (ou faixa) na superfície de uma geleira na qual durante o período de um ano, a ablação é igual à acumulação. Devido às variações climáticas (precipitação de neve, quantidade de derretimento, temperatura atmosférica), a altitude da linha de equilíbrio no final do verão pode fornecer informações do comportamento da geleira, isto é, se o balanço de massa é positivo ou negativo. Se ao longo de alguns anos ocorre o aumento da temperatura e redução da precipitação, a altitude da linha de equilíbrio aumenta e a geleira retrai, por outro lado, se a linha de equilíbrio baixa, a geleira avança (WILLIAMS *et al.*, 1991).

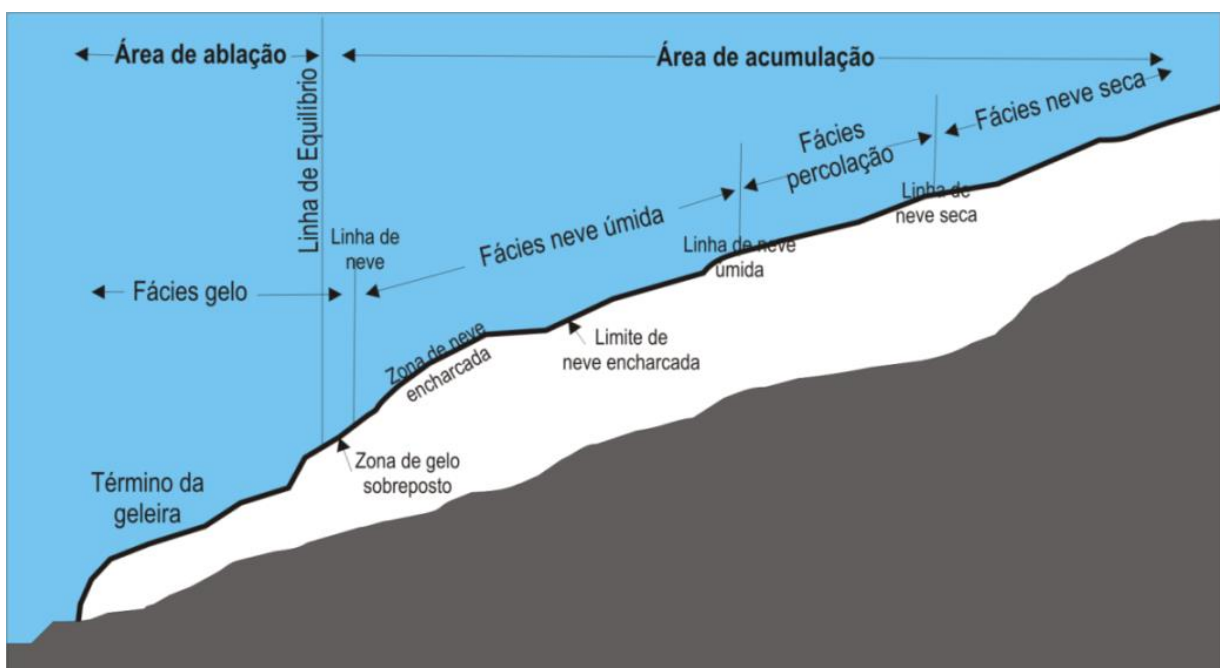


Figura 3: Perfil longitudinal de uma geleira mostrando suas principais fácies superficiais (adaptado de WILLIAMS *et al.*, 1991).

2.2 Propriedades eletromagnéticas das geleiras nas regiões do visível e no infravermelho próximo

Nesta tese usa-se a parte do espectro eletromagnético compreendido entre 0,4–0,7 μm (visível) e 0,7–1,3 μm (infravermelho próximo) de comprimentos de onda. Onde o registro da radiação no sensor vai depender fundamentalmente de três fatores (KÄÄB, 2005): a) a fonte da radiação; b) a transmissão do sinal através da atmosfera; c) a interação do sinal com a superfície do terreno (as quais, entre outras coisas é uma função da refletividade ou emissividade dos objetos e seus vizinhos) e das características dos sensores.

Quanto à fonte da radiação, aqueles sensores que registram a radiação refletida a partir do terreno (*e.g.*, visível, infravermelho próximo, infravermelho curto) ou a radiação emitida a partir do terreno (*e.g.*, termal infravermelho) são chamados de passivos. Já os sensores que emitem os seus próprios sinais são conhecidos como ativos, como exemplo podemos citar o SAR ou o *laser* (para mais informações ver REES, 2005).

Uma geleira idealizada para os estudos de suas fácies superficiais por imagens satelitais e fotografias aéreas, seria aquela em que uma nova precipitação de neve não ocorresse após o início do processo de ablação. Porém, nem sempre é possível encontrar esta situação ideal, uma vez que a resposta espectral dos alvos glaciais pode ser mascarada por diversos fatores naturais, tais como: nova precipitação de neve, congelamento da água da chuva, contaminação por poeira, avalanches, etc. (HALL e MARTINEC, 1985).

Na neve e no gelo a refletividade espectral (figura 4) é influenciada, principalmente, pelos seguintes fatores: tamanho dos cristais de neve, presença de impurezas, derretimento e recongelamento das camadas superficiais, topografia do terreno e inclinação solar (HALL e MARTINEC, 1985). Diferentes respostas espectrais são identificadas na sua superfície devido a variações na quantidade de água livre, rugosidade superficial, espessura das camadas, tamanho e formato dos grãos. É possível desta maneira usar o sensoriamento remoto para distinguir diferentes fácies glaciais, entre si e de outros alvos (WILLIAMS *et al.*, 1991).

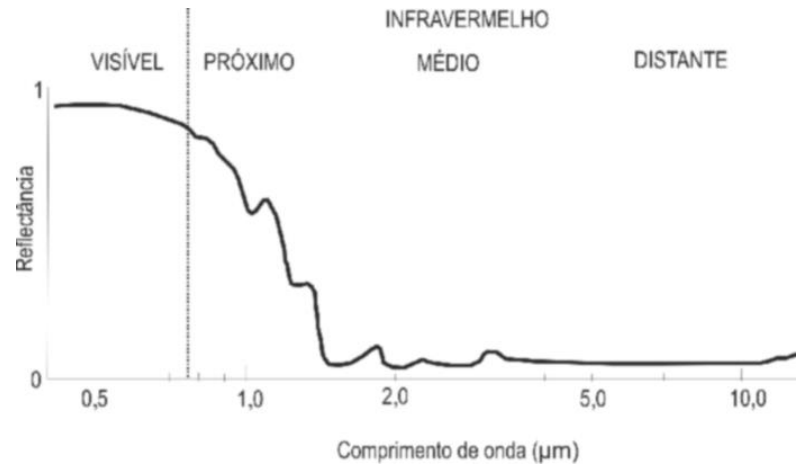


Figura 4: Curva de reflectância espectral da neve (adaptado de HALL e MARTINEC, 1985).

A reflectância espectral obtida a partir de dados de satélite é usada para distinguir as diferentes zonas superficiais glaciais (*e.g.*, gelo versus fácies de neve) (FRANK, 2011). Conforme WILLIAMS *et al.* (1991) apenas três dessas zonas, com comportamentos espectrais diferentes, são identificadas nas imagens : as fácies de neve (incluem as fácies de neve úmida, percolação e neve seca), a fácies de gelo e uma zona intermediária entre estas, a zona de neve encharcada (figura 5).

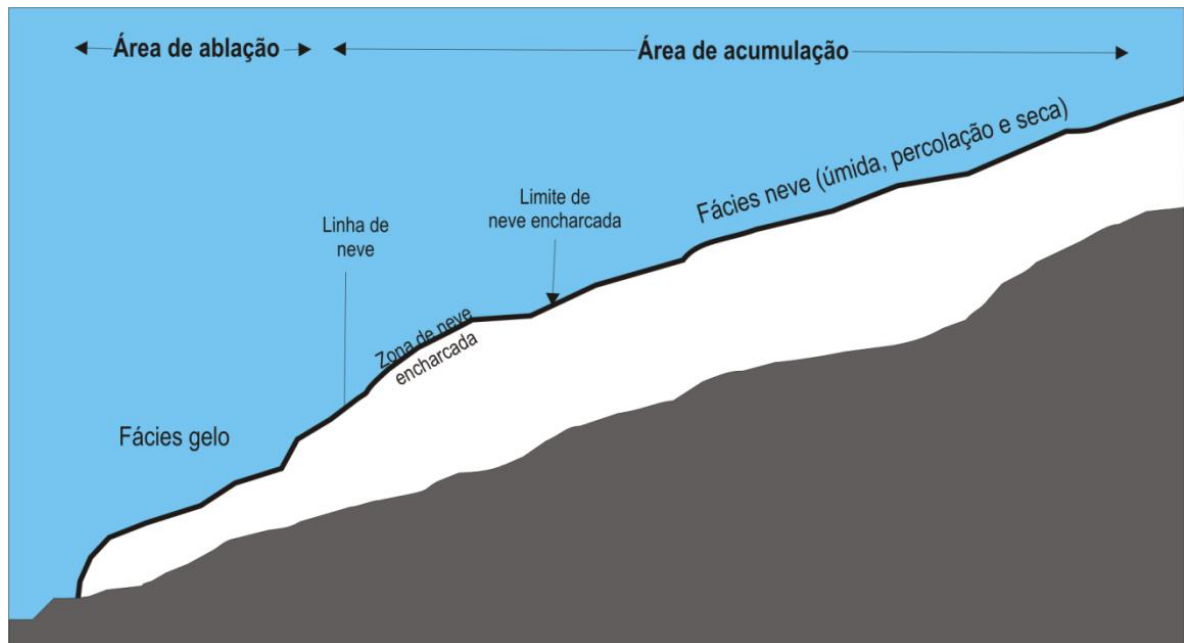


Figura 5: Perfil longitudinal de uma geleira mostrando suas fácies superficiais identificadas conforme a resposta espectral (adaptado WILLIAMS *et al.*, 1991).

2.3 As medidas do balanço de massa

O balanço de massa de uma geleira é considerado a partir da soma de todos os processos que adicionam massa na geleira, e de todos os que removem essa massa (HEARBERLI, 2011). Normalmente, a “alimentação” de uma geleira é realizada pela precipitação direta da neve, em um processo conhecido como acumulação, o qual, geralmente aumenta com a altitude e a latitude. A perda/saída dessa massa é equalizada com o derretimento na superfície ou por eventos como avalanchas e quebra da geleira na água. Junto com o termo perda de massa está o termo ablação, o qual geralmente diminui com a altitude e a latitude (HUBBARD e GLASSER, 2005). O balanço de massa representa em equivalente de água o comportamento da geleira (isto é, o que ganhou ou perdeu em um determinado tempo). A mudança de massa é representada por um volume em equivalente de água ocorrido durante um tempo definido, determinado, normalmente, pela duração do ano hidrológico (FRANCOU *et al.*, 2004a).

Para HUBBARD e GLASSER (2005) existem diferentes métodos para estimar as medidas de balanço de massa, as quais variam desde métodos remotos geodésicos, até aqueles baseados diretamente em medidas no terreno. Alguns dos métodos mais comuns serão descritos nas próximas seções, mas uma leitura mais aprofundada sobre o tema pode ser obtida em KASER *et al.* (2003). A figura 6 mostra um exemplo de mapa com isolinhas do balanço de massa.

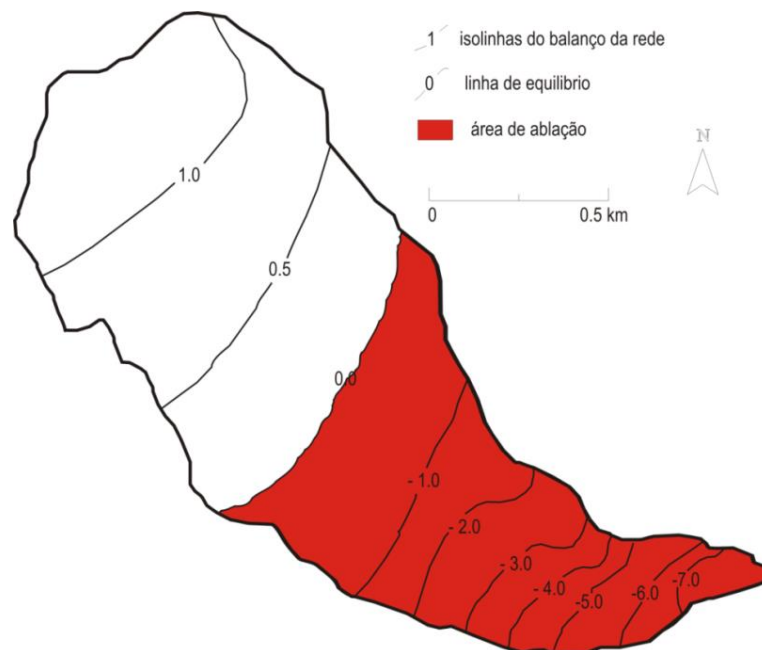


Figura 6: Exemplo de mapa de isolinhas de balanço da geleira Zongo, na Bolívia ($16^{\circ}25' S / 68^{\circ}17' W$) em 2005/2006 e 2006/2007 (adaptado de WGMS, 2009).

Método glaciológico

Esse método envolve medidas repetidas de pontos sobre a superfície da geleira para medir taxas de acumulação e ablação. Normalmente essas medições são realizadas a partir da instalação de uma rede de estacas na geleira. Em monitoramentos de rotina nas áreas tropicais, essas medidas podem ocorrer mensalmente na parte inferior da geleira (área de ablação) e até duas vezes ao ano na parte alta (área de acumulação) entre o início e o fim do ano hidrológico. A diferença de nível (ganha ou perda) multiplicada pela densidade próxima da superfície produz uma estimativa de balanço de massa em cada ponto (FRANCOU *et al.*, 2004a). A distribuição desses pontos medidos ao longo da geleira vai depender fortemente do acesso a estas áreas (*e.g.*, áreas menos íngremes e mais próximas das rotas). O ideal desta técnica é recobrir a maior variedade possível de características da área (*e.g.* diferentes elevações, diferentes exposições de sombras e declividades). Normalmente, nesta metodologia é realizado um transecto longitudinal de medidas, complementado de transectos transversais. A figura 7 exemplifica esta técnica.

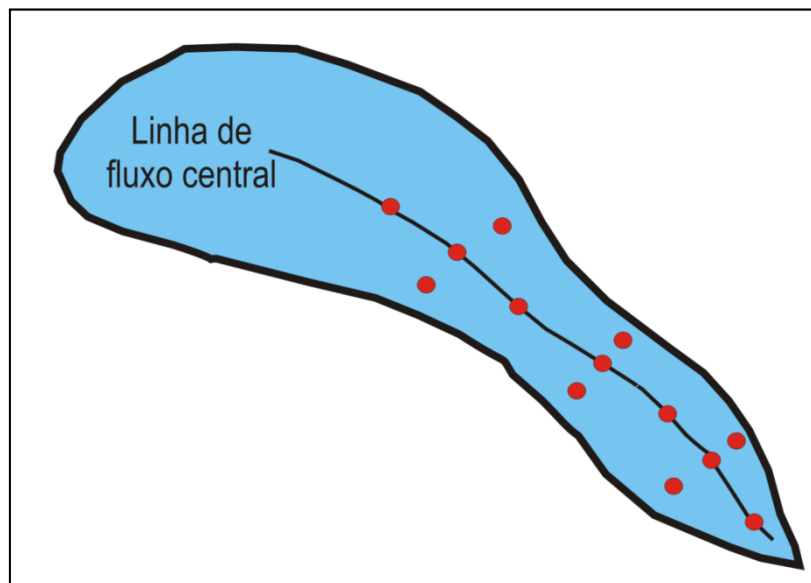


Figura 7: Localização das estacas ao longo da linha de fluxo central da geleira e alguns perfis transversais (adaptado KASER *et al.*, 2003).

Método hidrológico

Este método determina o total de massa acumulado sobre uma superfície de gelo pela subtração da água que sai da bacia glacial. O balanço de massa é calculado como o total da precipitação menos: (a) o escoamento a partir da bacia; (b) evaporação a partir da bacia; e (c) o armazenamento que não contribui para a massa da geleira. Esses componentes do balanço podem ser medidos diretamente ou indiretamente por medidas no terreno. Conforme HUBBARD e GLASSER (2005) esta técnica deve ser aplicada com cuidado, pois os erros associados podem ser grandes, dependendo da complexidade da bacia e da quantidade de instrumentos utilizados no estudo. Por exemplo, um pequeno número de pluviômetros em área montanhosa pode ocasionar dados incorretos para esta importante variável ser modelada.

O Método geodésico e as medidas indiretas do balanço de massa

É uma técnica baseada em repetidas medidas sobre a superfície da massa glacial. Para obtenção dos dados do terreno são utilizados desde levantamentos topográficos convencionais, aerofotogramétricos, perfilamentos aéreos de *laser* e imagens satelitais, cujo objetivo é a construção de modelos digitais de elevação (MDE (FAVEY *et al.*, 1999). Os MDEs gerados são comparados com aqueles dos anos anteriores, e assim permitem calcular as perdas de volume. Essas perdas são distribuídas sobre toda a geleira e convertidas em equivalentes de água, proporcionando um balanço de massa por cota altimétrica (FRANCOU *et al.*, 2004a).

Segundo HUBBERT e GLASSER (2005), para obter sucesso com esta técnica é necessário que toda a cobertura da massa de gelo analisada seja recoberta e que os erros cometidos em cada medida sejam conhecidos e apreciados. Para aplicar esta metodologia, a densidade do *firn*/ou do corpo de gelo deve ser calculada. Sendo mais fácil de obter nas porções de gelo, mas não é tão preciso nas áreas de *firn* (KASER *et al.*, 2003).

O balanço de massa também pode ser obtido de forma indireta, com a utilização de fotografias aéreas e imagens de satélite. Nesta metodologia, o limite mais baixo da área de acumulação é obtido, aproximadamente, pela linha de neve (seria uma equivalência à linha de equilíbrio, na maioria dos casos) no fim da estação de derretimento (figura 8). Este procedimento recebe o nome de a razão da

área de acumulação (AAR), que é a relação entre a área de acumulação dividida pela área total da geleira (REES, 2005). Para HUBBARD e GLASSER (2005), uma limitação desta técnica seria a sobreposição do gelo localizado abaixo da linha de neve ou o período de aquisição da imagem, pois uma queda de neve próxima da aquisição da imagem pode obscurecer a altitude da linha de equilíbrio (ALE) ocasionando uma quantificação incorreta da área de acumulação.

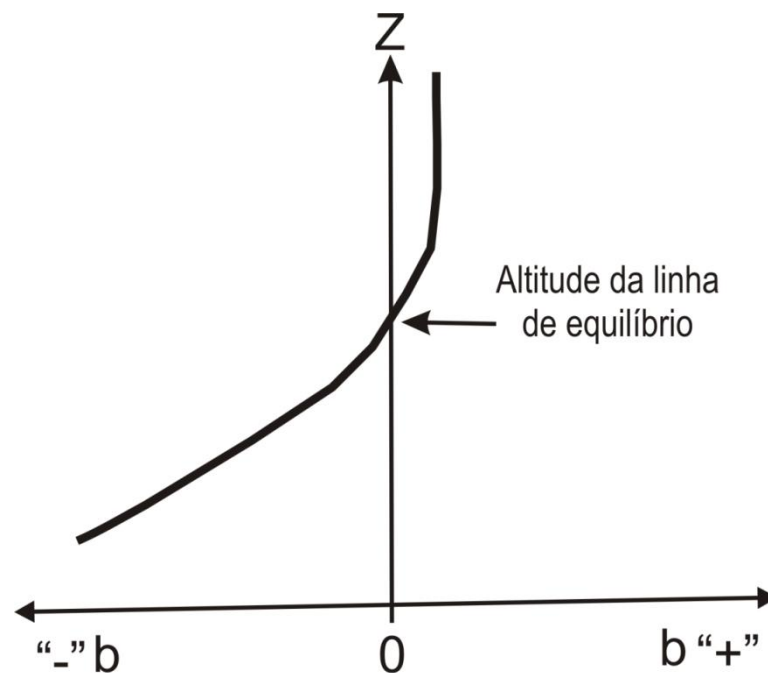


Figura 8: A determinação da altitude da linha de equilíbrio (ALE) permite a identificação das áreas de acumulação e ablação. Quanto menor a altitude (Z) da ALE, maior o balanço positivo ($b+$); já se a altitude aumenta, o balanço tende a decrescer ($b-$) (Adaptado de KASER *et al.*, 2003).

Outra técnica indireta para o cálculo do balanço de massa é o perfil de balanço de massa vertical (VBP), que mede a evolução do balanço em função da altitude sobre a geleira (figura 9). O perfil se movimenta a partir de um balanço anual positivo ou negativo. Conhecendo a ALE, ou a AAR, a posição da VBP pode ser determinada. Junto com a distribuição altitudinal da área superficial, o balanço total pode ser calculado. Isto é realizado no fim de cada balanço anual (KASER *et al.*, 2003).

Uma das principais razões para o estudo do balanço de massa das geleiras é ele ser um elo entre o clima e a dinâmica da geleira e entre o clima e a hidrologia da montanha. Como as geleiras são sensíveis às mudanças climáticas,

elas podem ser usadas como indicadoras dessas mudanças (KASER e OSMASTON, 2002). O estudo do balanço de massa permite entender a resposta da geleira a essas variações, e também permite reconstruir a mudança climática passada ou prever a resposta futura das geleiras.

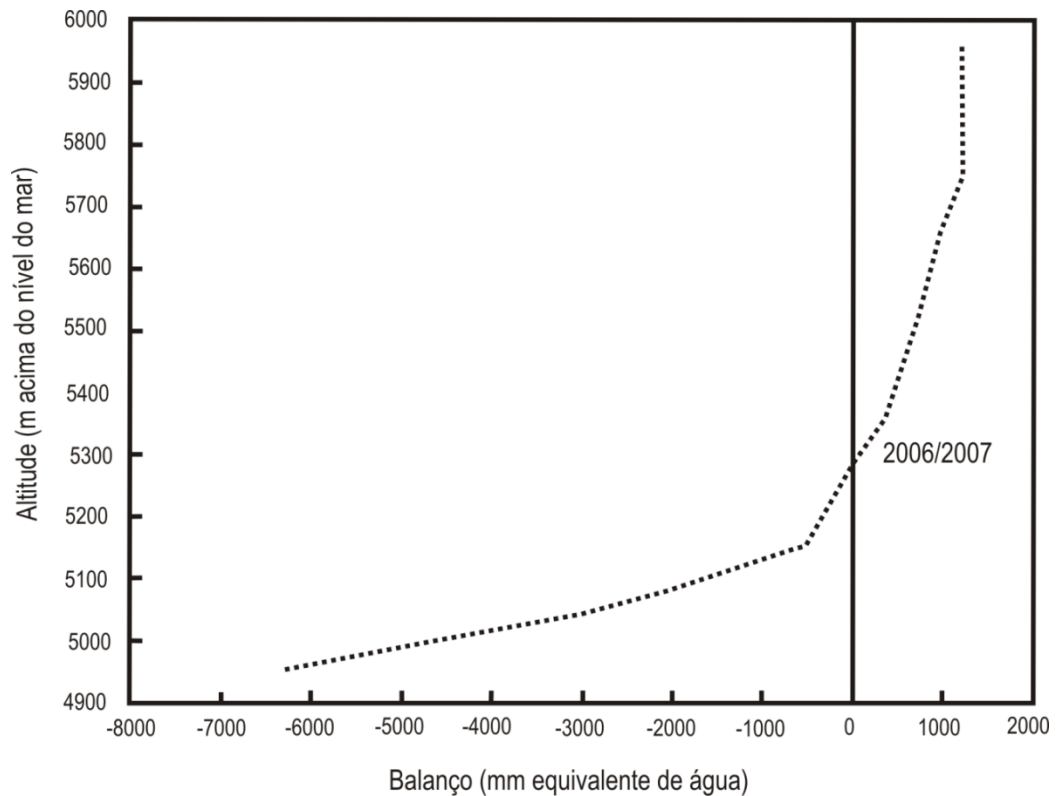


Figura 9: O perfil de balanço de massa vertical. Exemplo da geleira Zongo, ($16^{\circ}25'S/68^{\circ}17'W$) em 2006/2007 (adaptado de WGMS, 2009).

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS e MÉTODOS

A metodologia aplicada está desenvolvida nos três artigos que compõem o corpo desta tese. Para não ocorrer repetição de assuntos, é interessante aprofundar as discussões técnicas relacionadas à obtenção das imagens satelitais/fotografias aéreas com capacidade de visualização em 3D e a geração de modelos digitais de elevação. Essas técnicas são a base da metodologia que é tratada nos artigos científicos.

3.1. Obtenção de imagens aerotransportadas

As plataformas

A energia eletromagnética pode ser detectada de duas formas: eletronicamente ou fotogrametricamente (REES, 2005). No primeiro caso, o processo capta e transforma a radiação eletromagnética proveniente da superfície terrestre em pulso eletrônico ou em valor digital proporcional à intensidade da energia recebida. Esses sinais são transmitidos às estações de captação na Terra, onde são registrados em uma fita magnética, podendo ser convertidos em uma imagem. Já os processos fotográficos usam reações químicas sensíveis à luz do filme para detectar e registrar as variações de energia gerando uma imagem fotográfica. Essas imagens/fotografias podem ser obtidas por sensores sobre diferentes plataformas (e.g., avião ou espaçonave) e geometrias. As três principais geometrias em câmaras são:

Imageadores de quadro

Esses sistemas são baseados sobre uma geometria de projeção central (figura 10), onde as câmaras são construídas para tomar uma rápida sequência de fotografias e com isso tentar limitar as distorções geométricas. A sobreposição dessas fotos garante a cobertura total ao longo da linha do vôo e também facilita a visualização estereoscópica (em 3D) dos objetos. As câmaras podem ser usadas em diferentes plataformas como: helicópteros, aviões e espaçonaves (CCRS, 2009).

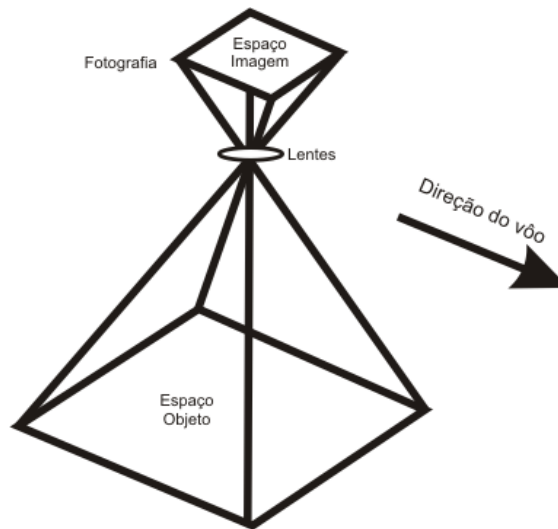


Figura 10: O objeto observado é formado pelo uso das lentes no plano focal (adaptado de KÄÄB, 2005).

Matriz linear de detectores

O sensor é construído sobre uma plataforma móvel que varre uma linha sobre a superfície da Terra durante o movimento da plataforma (figura 11). Uma matriz de detectores cobre toda a largura da faixa imageada. Os detectores estão dispostos em linhas que formam a matriz. O plano de visada instantâneo é perpendicular à direção do movimento, além de possuírem sistemas ópticos de grande campo de visada, o que permite que toda a faixa de deslocamento da plataforma seja imageada instantaneamente (POLI, 2005). Exemplos de satélites que utilizam estes modelos são o SPOT e o ASTER.

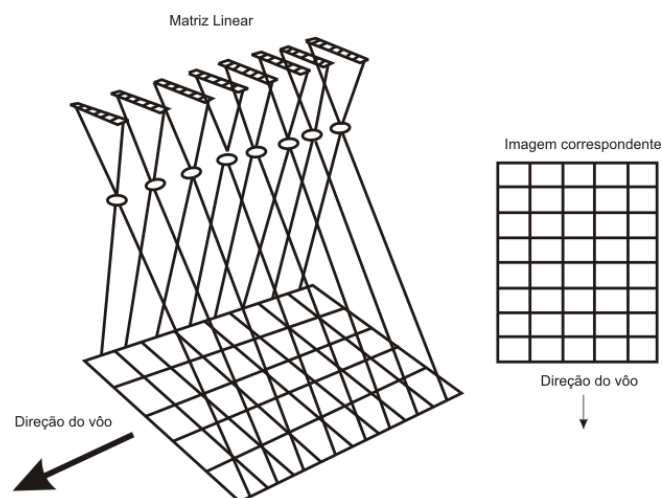


Figura 11: Apresenta o sistema de aquisição de imagens de uma matriz linear de detectores (adaptado de POLI, 2005).

Varredura mecânica

Esse sistema utiliza a rotação dos espelhos para varrer a superfície do terreno a partir do lado perpendicular a direção da plataforma do sensor (figura 12). A imagem é construída ponto a ponto a cada variação instantânea da posição do espelho. Comparado com o sistema anterior, tende a ser mais complexo e mais difícil de ser construído, pois possui partes de espelhos que se movem (POLI, 2005). Um dos mais conhecidos sistemas que aplicam esta tecnologia é a família de satélites Landsat.

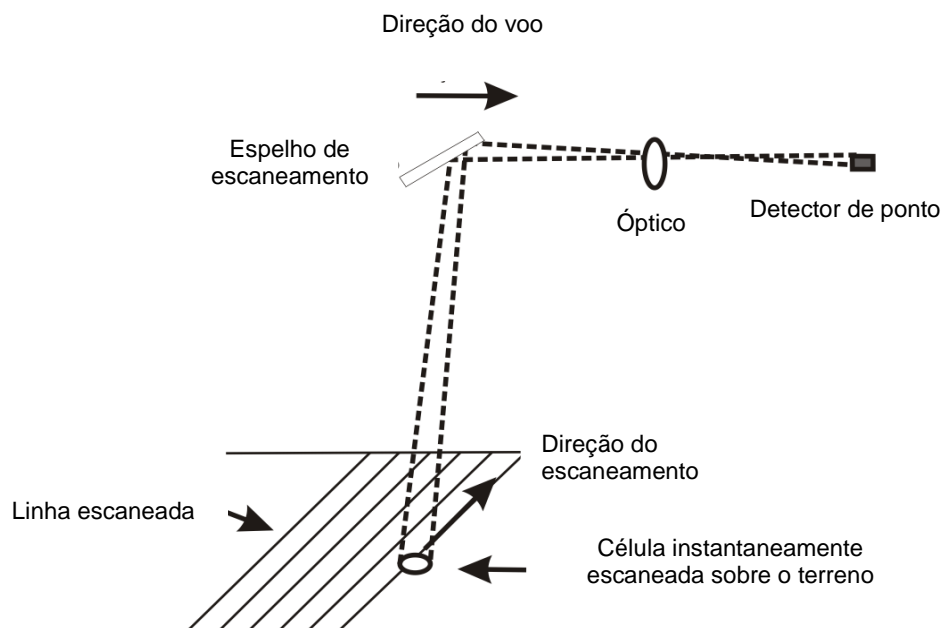


Figura 12: Apresenta o sistema de aquisição de imagens de um sistema de varredura mecânica (baseado em ponto) (adaptado de POLI, 2005).

As imagens obtidas com as diferentes plataformas são armazenadas como matrizes, onde cada elemento da imagem (pixel) tem um valor proporcional à energia eletromagnética refletida ou emitida pela área da superfície correspondente (CCRS, 2009). A capacidade que os sensores remotos possuem em distinguir objetos chama-se resolução, que pode ser segmentada em quatro diferentes formas: a) a resolução espacial do sensor se refere a menor feição que pode ser detectada. Em feições homogêneas o tamanho geralmente tem de ser igual ou maior do que a resolução da célula. Caso a feição seja menor, pode não ser detectada como a média de brilho de todas as feições em que a célula de resolução será registrada (CCRS, 2009); b) a resolução temporal vem a ser o intervalo de tempo entre duas capturas de dados consecutivos; c) a resolução espectral é a habilidade do sensor

de distinguir detalhes no sinal espectral, e pode ser definida como o número de bandas espectrais e seu comprimento (KÄÄB, 2005); d) a resolução radiométrica indica o número de dígitos binários em que este sinal espectral é quantificado (CCRS, 2009).

3.2 Imagens estéreo

As imagens de satélite estéreo podem ser geradas a partir de diferentes faixas de satélite (*across-track stereo*) ou durante um sobrevôo nas visada no nadir, dianteira e/ou na traseira (*along-track stereo*).

Across-track

A movimentação do espelho de varredura em um ângulo de até 30° nos dois sentidos pode ser obtida a partir de um centro de controle terrestre. Isto permite a aquisição de pares estereoscópicos (FIGUEIREDO, 2005). Nesta configuração as imagens estéreas são coletadas a partir de diferentes órbitas, com a área de sobreposição através da direção do voo (figura 13). Um dos grandes problemas dessa configuração é que o intervalo de tempo das duas cenas pode ocorrer entre um longo período de dias, o resultaria em alterações nas paisagens que poderiam, então, inviabilizar a estereoscopia de um setor da imagem (POLI, 2005). Imagem multitemporais do satélite SPOT são constantemente utilizada na geração de MDE através deste sistema.

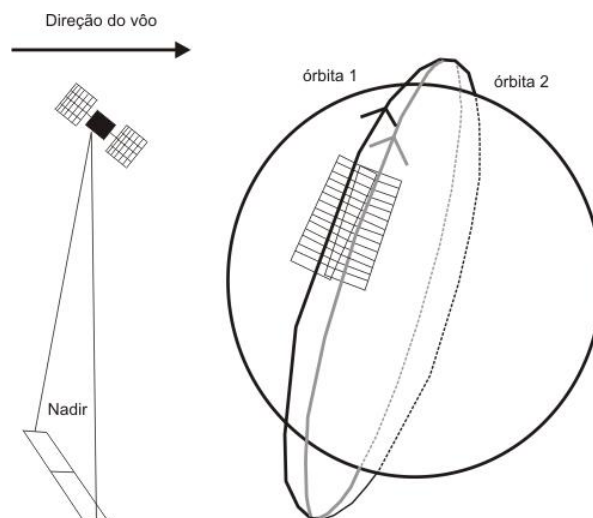


Figura 13: Aquisição de imagens estéreo no sistema across-track (adaptado de POLI, 2005).

Along-track

As imagens estéreas da mesma área são tomadas ao longo da direção de voo, com um tempo de atraso na ordem de segundos (figura 14). Isso reduz os problemas radiométricos das imagens (mudanças temporais na iluminação do sol) se comparado com a técnica anterior, aumentando a taxa de correlação nos processos de correspondência de imagens (POLI, 2005). Exemplos de satélites que aplicam esta técnica são: ASTER, SPOT 5, Ikonos, Quickbird, ALOS Prism.

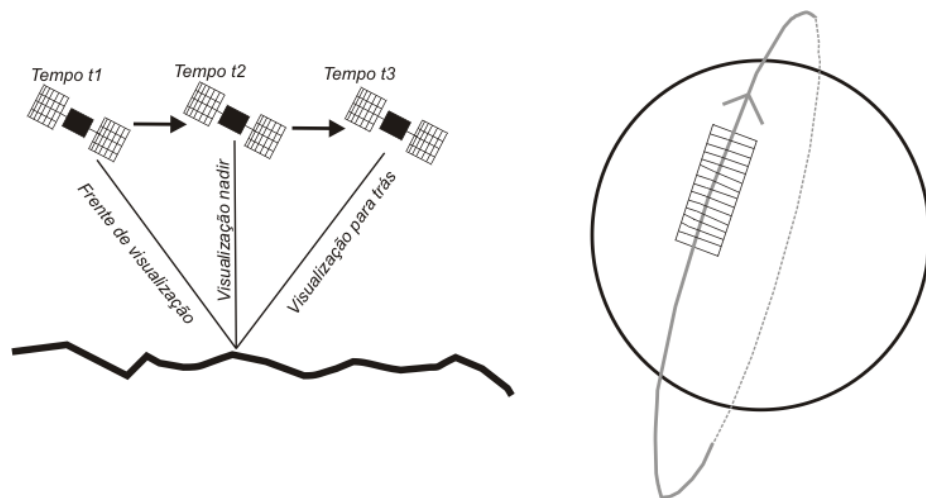


Figura 14: Aquisição de imagens estéreo no sistema *along-track* (adaptado de POLI, 2005).

3.3 Geração de modelo digital de elevação através de técnicas fotogramétricas

Apesar dos grandes avanços nos satélites de sensoriamento remoto, a fotogrametria ainda fornece os dados da mais alta resolução espacial disponível (HUBBARD e GLASSER, 2005). Além disso, os métodos de fotogrametria são bem estabelecidos e robustos, e por isso sua aplicação ainda é uma ótima ferramenta para o estudo das geleiras (KÄÄB, 2005). As fotografias aéreas podem ser caracterizadas como uma técnica de imageamento passivo, operando na faixa do espectro eletromagnético na região do visível e no infravermelho próximo. Elas podem ser distribuídas em duas categorias: vertical e oblíqua. As primeiras são obtidas com o eixo óptico da câmara perpendicular ao plano horizontal do terreno. As oblíquas são tomadas com o eixo óptico da câmara formando um ângulo de menos de 90° (REES, 2005).

É importante salientar que os processos que serão descritos ao longo deste tópico dizem respeito ao processamento fotogramétrico digital, isto é,

utilizando fotografias aéreas digitalizadas ou imagens aéreas digitais num programa específico. O processamento das fotografias analógicas poderia também ser executado de forma analógica ou analítica, mas esses métodos encontram-se já em desuso (BERBERAN, 2003).

O princípio da reconstrução da superfície do terreno (figura 15), a partir de sensores remotos, parte da premissa de que se existem duas ou mais fotos do mesmo objeto (mas a partir de posições diferentes) é possível calcular suas coordenadas em 3D de qualquer ponto que seja representado em ambas fotos/imagens (LINDER, 2006).

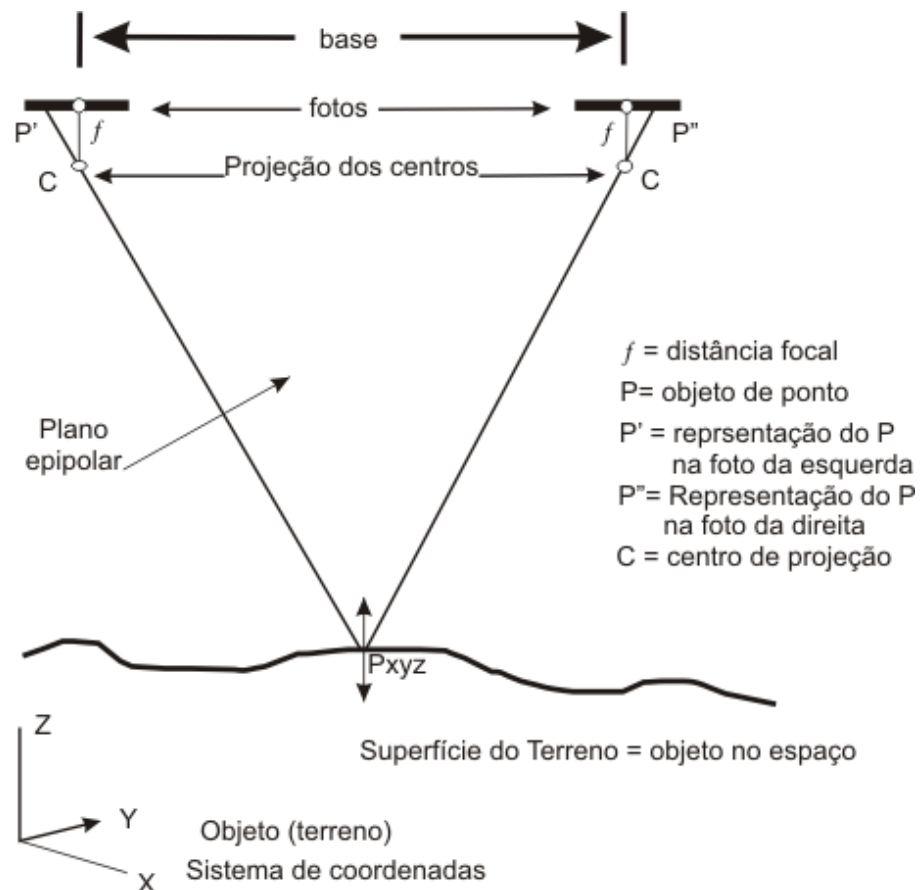


Figura 15: Pela reconstrução de todos os parâmetros geométricos da situação quando a foto foi tirada, é possível calcular as coordenadas em 3D (x , y , z) do ponto P como uma intersecção de dois raios ($P' \rightarrow P$) e ($P'' \rightarrow P$) (adaptado de LINDER, 2006).

Para melhor compreensão do tema algumas definições da fotogrametria serão destacadas a seguir (figura 16):

- A) **Foto:** é a fotografia original sobre um filme.
- B) **Imagem:** é a fotografia em representação digital – um filme escaneado ou a fotografia diretamente tomada por uma câmara digital.
- C) **Modelo** (modelo estéreo, par de imagens): duas imagens vizinhas com uma faixa. Faixa são todas as imagens sobrepostas obtidas uma após a outra com uma linha do voo.
- D) **Bloco:** todas as imagens de todas as faixas.
- E) **Base:** distância entre os centros de projeção das fotos vizinhas.

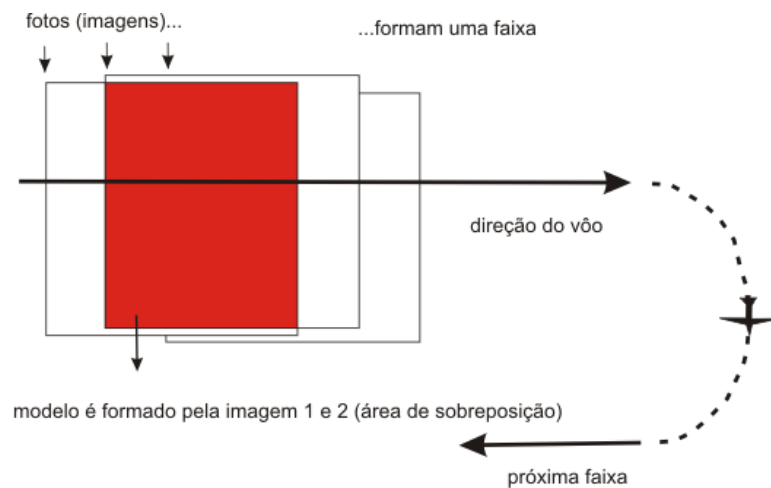


FIGURA 16: Algumas definições da fotogrametria (adaptado de LINDER, 2006).

As câmaras que geram as imagens digitais normalmente são equipadas com um sensor *charge-coupled device* (CCD), que captura a imagem como uma matriz expressa em coordenadas x e y . Juntamente com essas coordenadas é atribuído um valor para a intensidade de luz para cada pixel, a qual é expressa na imagem em tons de cinza (número digital) (figura 17).

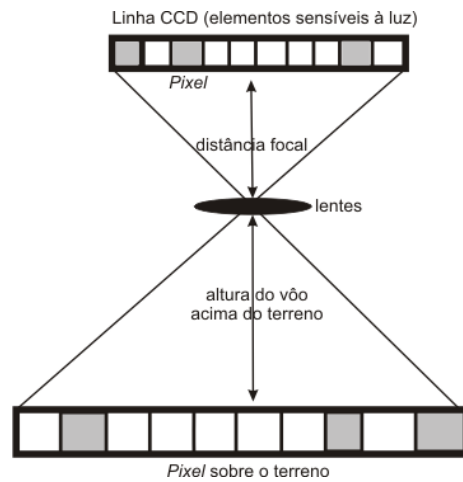


Figura 17: Formação de uma imagem no sensor CCD (adaptado de TOUTIN, 2009).

Como o objetivo é utilizar essas imagens digitais para fins cartográficos, é necessário transformar o sistema matricial em um sistema de coordenadas cartográficas conhecido. Para isso são utilizados modelos matemáticos que irão correlacionar as coordenadas da imagem, com as coordenadas de pontos de controle obtidos no campo. Conforme a figura 18 é possível visualizar esses dois sistemas de coordenadas: da imagem e do terreno.

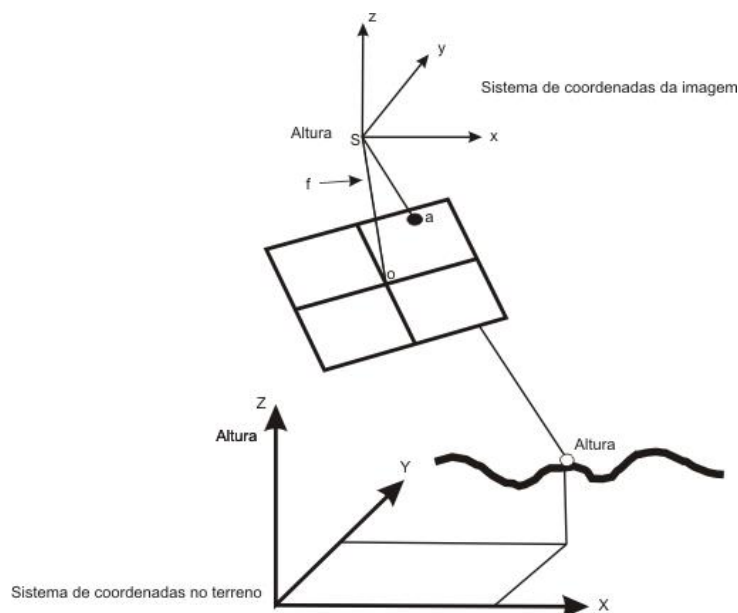
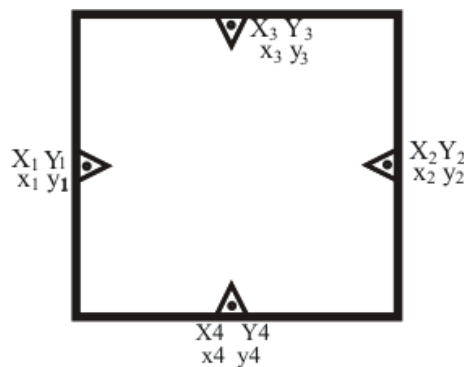


Figura 18: Os sistemas de coordenadas. A origem das coordenadas do espaço imagem é definida como o centro de perspectiva (S). Os eixos X e Y são paralelos ao sistema de coordenadas do plano da imagem (x e y). O eixo z é o eixo óptico, e f é a distância focal da câmara. O sistema de coordenadas do terreno (X, Y, Z) é definido como o espaço de coordenadas de 3D que utiliza uma projeção de mapa conhecida (adaptado de SMITH *ET al.* 2010).

Orientação interna

Para determinar a relação entre o sistema de coordenadas interno da câmara (fotográfico) e o sistema de coordenadas da imagem (pixel), no momento em que as fotografias foram obtidas, é necessário possuir o certificado de calibração da câmara, onde vão constar os dados nominais da distância focal e das coordenadas fotográficas das marcas fiduciais. Nas câmaras métricas essas marcas são gravadas automaticamente em cada foto, normalmente nas laterais e em número de quatro, distribuídas nos cantos das fotos. Por modelos matemáticos (e.g., afim, ortogonal), é possível realizar essa relação entre os dois sistemas envolvidos. Geralmente se utiliza as marcas fiduciais como pontos de controle, cujas coordenadas em sistema fotográfico são conhecidas e se encontram no certificado de calibração da câmara. Já as coordenadas no sistema da imagem são medidas pelo operador ou automaticamente (figura 19) (IISM, 2009).



<u>Ponto</u>	<u>Coordenada Fiducial</u>	<u>Coordenada Pixel</u>
1	$X_1 Y_1$	$x_1 y_1$
2	$X_2 Y_2$	$x_2 y_2$
3	$X_3 Y_3$	$x_3 y_3$
4	$X_4 Y_4$	$x_4 y_4$

Figura 19: As marcas fiduciais e a relação entre os dois sistemas de coordenadas (IISM, 2009).

As coordenadas da imagem x e y associadas às marcas fiduciais calibradas e às coordenadas dos pixels das marcas fiduciais medidas são usadas para determinar os seis coeficientes para a transformação afim. Para imagens com as quatro marcas fiduciais a transformação afim é a que apresenta os resultados

mais satisfatórios (BRITO e COELHO, 2007) e será descrita na equação (1). Os resultados dos seis coeficientes serão usados para transformar cada conjunto de linhas (y) e colunas (x) para coordenadas de imagem. Para mais detalhes sobre o uso deste modelo e dos parâmetros empregados consultar KONECNY (2003).

O modelo matemático da transformação afim é:

$$\begin{aligned} X &= ax + by + c \\ Y &= dx + ey + f \end{aligned} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde: 1) X Y é o sistema final de coordenadas da imagem

(2) x y é o sistema de coordenada de entrada

3) a, b, c, d, e, f são os seis parâmetros da transformação afim.

A equação para quatro marcas fiduciais medidas será:

$$\begin{aligned} X_1 &= ax_1 + by_1 + c & (\text{Eq. 2}) \\ Y_1 &= dx_1 + ey_1 + f \\ X_2 &= ax_2 + by_2 + c \\ Y_2 &= dx_2 + ey_2 + f \\ X_3 &= ax_3 + by_3 + c \\ Y_3 &= dx_3 + ey_3 + f \\ X_4 &= ax_4 + by_4 + c \\ Y_4 &= dx_4 + ey_4 + f \end{aligned}$$

No satélite a orientação interna é referida como o modelamento interno do sensor e essas informações (medidas fiduciais, distorção radial, ponto principal, distância focal) são fornecidos no “*image header*”, não é necessário à definição dos usuários.

Orientação externa

A orientação externa agrupa os elementos que definem a posição e a orientação no espaço do feixe perspectivo que originou a foto. Podemos dizer que ela determina a relação entre as coordenadas em pixel (imagem) e do objeto (terreno), bem como as posições e rotações da câmara, referenciadas ao sistema de coordenadas do espaço objeto (IISM, 2009).

Durante o voo em cada exposição a câmara assume uma orientação angular, que pode ser relacionada a algum sistema de coordenada externo (denomina-se atitude). Para a realização da orientação externa será necessária a busca de seis parâmetros para cada foto: as coordenadas (X_o , Y_o , Z_o) do centro de projeção de cada imagem (O), relativos a um sistema de coordenada objeto (X , Y , Z) e os três ângulos de rotação no momento da exposição denominados pelo conjunto Ômega (ω), Phi (ϕ), E Kappa (κ). Esses elementos angulares ou rotacionais descrevem a relação entre o sistema de coordenadas no terreno (X , Y , Z) e o sistema de coordenadas da imagem (SMITH *et al.*, 1994). A figura 20 mostra como pode ocorrer essa variação dos ângulos.

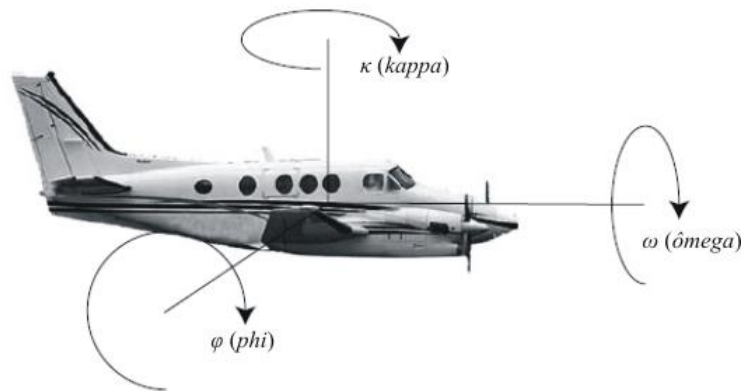


Figura 20: Variação dos ângulos de rotação no momento da exposição (POPESCU, 2011).

Atualmente, esses parâmetros podem ser obtidos diretamente ainda na aeronave através de um sistema de posicionamento diferencial global (DGPS) ou sistema de navegação inercial (INS). Estes determinam o centro de projeção no instante de obtenção de cada imagem (KÄÄB, 2005). Porém, para trabalharmos com dados antigos que não foram adquiridos com essas novas tecnologias, é de grande importância a recuperação da orientação externa de forma tradicional. Os seis parâmetros podem ser determinados através das equações de colinearidade (WONG, 1980):

$$x = -f \frac{m_{11}(X - X_0) + m_{12}(Y - Y_0) + m_{13}(Z_A - Z_0)}{m_{31}(X - X_0) + m_{32}(Y - Y_0) + m_{33}(Z - Z_0)} \quad (\text{Eq. 3})$$

$$y = -f \frac{m_{21}(X - X_0) + m_{22}(Y - Y_0) + m_{23}(Z - Z_0)}{m_{31}(X - X_0) + m_{32}(Y - Y_0) + m_{33}(Z - Z_0)} \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde (x, y) são coordenadas da imagem; $(X, Y$ e $Z)$ são coordenadas do mapa; X_0, Y_0, Z_0 são a projeção do centro de coordenadas; $-f$ é a distância focal do sensor, e m_{ij} são os coeficientes da matriz de rotação. Conforme WOLF (1983) os coeficientes da matriz de rotação $m_{11}...m_{33}$ são expressos pela abaixo:

$$\begin{aligned} m_{11} &= \cos \Phi \cdot \cos \kappa & (\text{Eq.5}) \\ m_{12} &= \cos \omega \cdot \sin \kappa + \sin \omega \cdot \sin \Phi \cdot \cos \kappa \\ m_{13} &= \sin \omega \cdot \sin \kappa - \cos \omega \cdot \sin \Phi \cdot \cos \kappa \\ m_{21} &= -\cos \Phi \cdot \sin \kappa \\ m_{22} &= -\cos \omega \cdot \cos \kappa - \sin \omega \cdot \sin \Phi \cdot \sin \kappa \\ m_{23} &= \sin \omega \cdot \cos \kappa + \cos \omega \cdot \sin \Phi \cdot \sin \kappa \\ m_{31} &= \sin \Phi \\ m_{32} &= -\sin \omega \cdot \cos \Phi \\ m_{33} &= \cos \omega \cdot \cos \Phi \end{aligned}$$

Triangulação

Na fotogrametria a triangulação se dá pela intersecção de dois ou mais raios homólogos, cada um formado pelas coordenadas de um ponto na imagem, o centro perspectivo da câmara e a respectiva coordenada do ponto no objeto (REISS e TOMMASELLI, 2007). A triangulação calcula a posição e a rotação da câmara em cada tempo como a imagem foi exposta (os coeficientes Ômega (ω), Phi (ϕ), e Kappa (k)). Consiste em medir pontos nas imagens, as quais não conhecemos as coordenadas dos objetos (terreno), mas que serão usados para conectar as imagens

do bloco juntas. Esse processo é obtido pela da coleta de pontos de conexão. Estes são feições identificadas em duas ou mais imagens, mas não sabemos as suas coordenadas no terreno. São usados para estender os pontos de controle no terreno sobre as áreas que eles não existem. Podem ser obtidos manualmente ou de forma automática. Os pontos de controle (figura 21) são feições com as coordenadas no terreno conhecidas; elas é que vão determinar a relação entre a imagem e o terreno. Esses dados podem ser obtidos de diferentes formas, desde levantamentos de campo, mapas topográficos, GPS, etc. A posição é marcada precisamente sobre a foto/imagem correspondente em um bloco (figura 22). As coordenadas dos pontos de controle no terreno e os pontos de conexão serão dados de entrada para buscar os pontos desconhecidos utilizando a triangulação aérea.

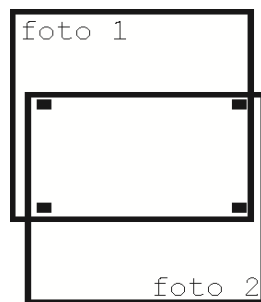


Figura 21: Pontos de controle no terreno requeridos para a triangulação (MORGAN e FALKER, 2002).

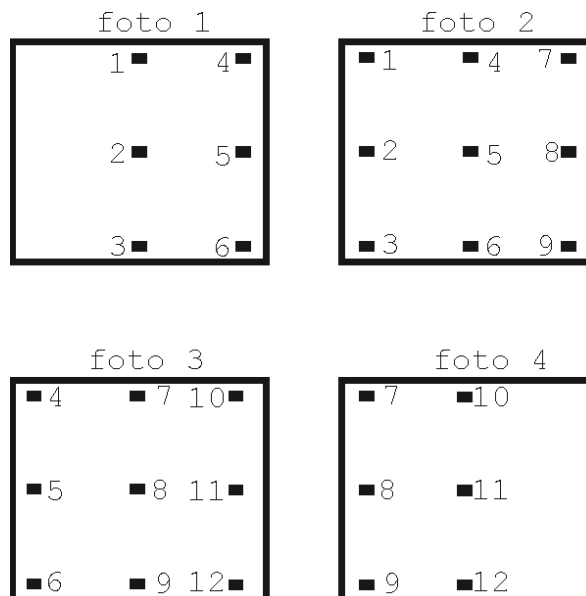


Figura 22: Exemplo da localização dos pontos de controle sobre um bloco de imagens, um padrão básico de pelo menos seis pontos para cada estéreo modelo. (MORGAN e FALKER, 2002).

O método utilizado na forma digital é o ajustamento por feixes perspectivos, que une as etapas da orientação exterior e da fototriangulação em uma só (BRITO e COELHO, 2007). Neste método a extensão de uma linha a partir da estação de exposição do ponto da imagem e do ponto do terreno deve ser linear. Essa condição é usada matematicamente para relacionar a imagem e as medidas do terreno para os parâmetros da orientação exterior. O processo utiliza uma condição de colinearidade como base para a formulação da relação entre o espaço imagem e o espaço terreno. São utilizados como incógnitas os seis parâmetros da orientação exterior, três parâmetros da orientação interior e as três coordenadas do objeto do ponto. As equações de colinearidade podem ser resolvidas usando ajustamento dos mínimos quadrados. Essa técnica é usada para estimar ou ajustar os valores associados com a orientação externa e para estimar as coordenadas X, Y, Z associadas aos pontos de conexão, além de estimar ou ajustar os valores associados com a orientação interna. O resultado final fornece os parâmetros da orientação exterior para todas as imagens do bloco, mais as coordenadas em 3D dos diversos pontos fotográficos selecionados pelo operador (LINDER, 2006). Para verificar a qualidade da solução da triangulação aérea a exatidão será feita com pontos de checagem, que são pontos fotográficos (com coordenadas X, Y, Z) que não foram usados no ajustamento.

Extração de informações altimétricas

Para extração de informações altimétricas das imagens, é necessário encontrar uma correspondência (correlação) ponto a ponto entre os pares de imagens estereoscópicas (pontos homólogos). Dois métodos de imagens correspondentes são principalmente usados para extrair a paralaxe de elevação para geração dos MDE (figura 23): o método tradicional da fotogrametria e o automático (SOMMERLATTE, 1991).

No método tradicional, com um *stereoplotter* convencional, o operador cancela a paralaxe “x” pela fusão de duas marcas flutuantes (uma por imagem) sobre o terreno. O sistema mede a paralaxe bidimensional entre as imagens para cada ponto e computa as coordenadas X, Y e Z usando a intersecção em 3D. É um método moroso e caro de processamento. No método automático a busca da correlação, tanto da imagem da direita como a da esquerda do par estereoscópico, devem ser reprojatadas com uma orientação em comum (plano epipolar, figura 24).

As feições correspondentes aparecem ao longo de um eixo “x” comum entre elas. A identificação desses pontos correspondentes nas duas imagens sobrepostas permite (por interseção) obter as coordenadas do terreno em 3D.

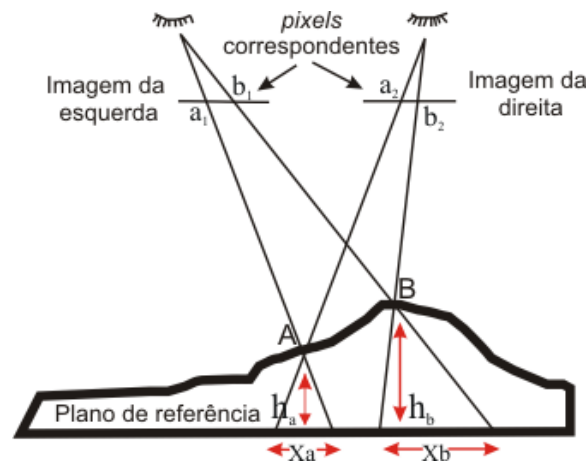


Figura 23: X_a e X_b são conhecidas como paralaxe de estereoscopia, que é causada pelo movimento na posição da observação e é proporcional a elevação, h_a e h_b . (adaptado de TOUTIN, 2009).

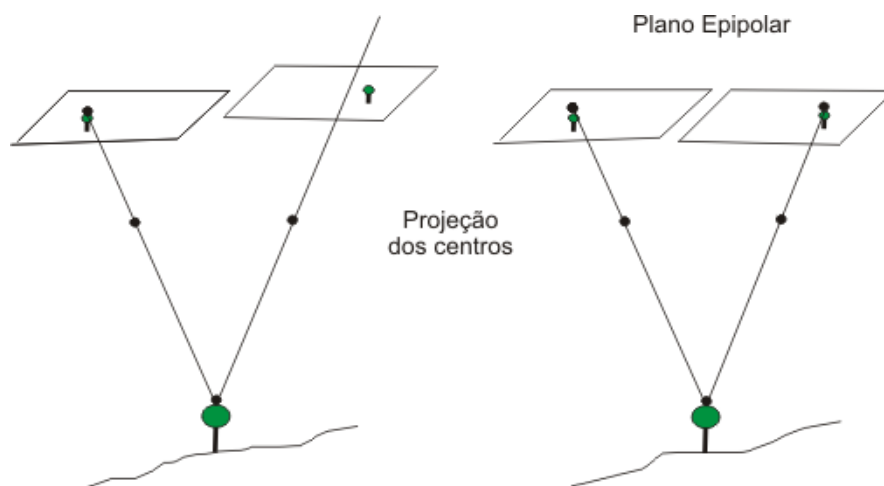


Figura 24: Conforme KONECNY (2003), os raios epipolares são as linhas de projeção com o plano, formadas pelo objeto ponto e o centro de projeção das duas imagens (adaptado de KÄÄB, 2005).

Existem diversas técnicas que buscam determinar automaticamente os pontos homólogos nas imagens com o objetivo de calcular a função paralaxe na área de estereoscopia. Aqui serão apresentadas três dessas técnicas de correspondência (WOLF e DEWITT, 2000):

- baseada em área: compara os tons de cinza de pequenas janelas de mesmo tamanho em cada imagem (em outras palavras, matrizes contendo tons de cinza) através do cálculo de um coeficiente de correlação, sendo que a similaridade é

medida por correlação estatística. Esta técnica se caracteriza como a mais utilizada em fotogrametria;

- baseada em atributos: por meio da utilização de técnicas de inteligência artificial para a correspondência por meio da análise de atributos de feições presentes na imagem, tais como posição, magnitude e orientação, comprimento de linhas, tamanho e nível de cinza médio de uma região, etc.;
- Métodos híbridos: envolvem algumas combinações dos dois primeiros.

Um dos grandes problemas dos sistemas automáticos de correspondência resulta basicamente três situações: baixo contraste em áreas de florestas, mudança sazonal devido à cobertura de neve e terrenos muito íngremes. Em áreas montanhosas é essencial o uso de mais do que duas imagens, para melhor confiança, acuracidade e redução das oclusões (TOUTIN, 2004).

Modelos digitais de elevação

Para KONECNY (2003) o resultado da correspondência das imagens é a criação dos dados de elevação Z em uma determinada localização do objeto (X, Y). Dependendo do algoritmo usado, os dados podem ser usados em uma representação do terreno com a elevação dada a pontos distanciados de intervalos regulares (GRID), ou espaçados em uma distribuição irregular (TIN). Nos dois casos é necessário interpolar essas alturas conhecidas a uma matriz de elevação digital, relacionado com a saída dos *pixels* no sistema de objeto.

A interpolação TIN é gerada a partir de linhas construídas entre pontos de distribuição irregular, formando um sistema de triângulos que cobrem a superfície. Cada triângulo é assumido plano, com um declive uniforme no espaço tridimensional (MIKHAIL *et al.*, 2001). A triangulação de *Delaunay* é atualmente uma das malhas mais utilizadas que aplicam o TIN nos SIGs, e tem como objetivo a conexão dos pontos vizinhos à rede de triângulos. Como podemos observar na figura 25, o círculo vermelho contém os três pontos de um triângulo, fora desta área nenhum outro ponto é colocado. A vantagem da modelagem TIN é que ao longo das linhas de um triângulo particular, descontinuidades naturais na forma de linhas de quebra podem ser consideradas no processo de interpolação (KONECNY, 2003).

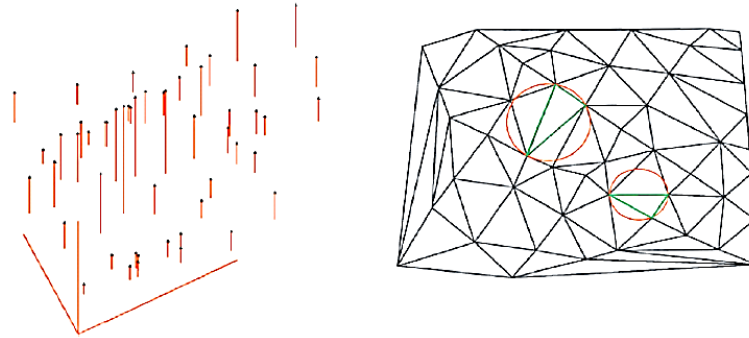


Figura 25: Na esquerda podemos observar uma distribuição de pontos irregulares como dados de entrada. Na direita a grade triangular irregular (JACOBSEN *et al.*, 2008).

Após o MDE ser determinado, é necessário utilizar técnicas estatísticas, que irão informar sobre a validade dos dados. Em SMITH *et al.* (1994) os autores apresentam diferentes métodos para estimar erros. Para KRAUS *et al.* (2004) mais do que o método de interpolação, é a densidade de pontos da amostra primária que condiciona a qualidade final do MDE.

O posicionamento global

O Sistema de Posicionamento Global (GPS) traz um sistema de levantamento que pode determinar a posição de um ponto sobre a superfície da Terra, fazendo observações simultâneas sobre diversas órbitas dos satélites do projeto NAVSTAR. Basicamente, um receptor eletrônico mede as distâncias entre um ponto no terreno e um mínimo de quatro satélites, a intersecção dos raios divergentes; estabelece as coordenadas espaciais da estação de observação (MORGAN e FALKNER, 2002).

A determinação das coordenadas de uma estação terrestre por GPS depende dos procedimentos na geometria de intersecção. No receptor GPS, um dispositivo de medição aceita os sinais (micro-ondas com velocidade definida) de vários satélites (medidas de lapso de tempo de transmissão) e determina a distância de cada satélite para o receptor. Ao medir as ondas portadoras de uma estação terrestre para a posição de vários satélites ao mesmo tempo, a coordenada XYZ pode ser determinada. Para esta operação o receptor deve manter um mínimo de quatro plataformas orbitais simultaneamente (figura 26) (McCORMAC, 2007).

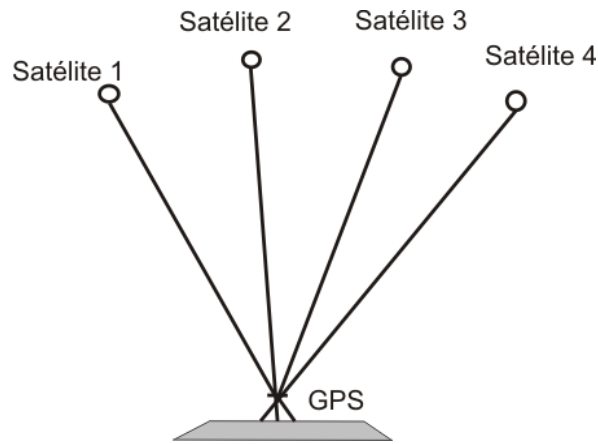


Figura 26: Representa a posição de um ponto na intersecção de quatro faixas de satélite (MORGAN e FALKNER, 2002).

Dentre os diversos métodos GPS para a localização dos pontos, iremos descrever aqui somente os dois mais utilizados para fins de levantamentos fotogramétricos (McCORMAC, 2007). Em levantamentos estáticos, pelo menos dois receptores podem ser utilizados e ambos devem estar posicionados no mesmo grupo de satélites. São empregados dois receptores de forma simultânea para captar os sinais do satélite. Um dos receptores é colocado em um lugar cujas coordenadas foram determinadas de forma muito precisa e o outro é colocado no ponto cuja posição se deseja obter. Os dois receptores são levados à oficina, onde se transfere a informação a um computador. Empregando um *software* apropriado, são determinadas as diferenças em X, Y e Z entre os dois pontos. Então, se pode determinar a posição do novo ponto em relação a um ponto fixo, com uma aproximação milimétrica. O tempo de observação gasto em cada linha base de par de pontos pode-se estender por um período significativo de tempo. Após as observações serem completas, o par de linhas base de ambos os receptores pode ser movido para novas posições, desde que um ocupe um ponto com as coordenadas conhecidas.

No sistema cinemático de posicionamento global, um receptor fica num ponto conhecido, enquanto o outro perambula a cada ponto de coordenadas desconhecidas. Por sua vez, o tempo gasto pelo receptor móvel em cada ponto do circuito é muito menor do que o utilizado no modo estático - talvez poucos minutos. A precisão que se obtém depende do tempo que transcorrido durante as observações (MORGAN e FALKNER, 2002).

O sistema de referência altimétrico

O sistema de referência altimétrico baseia-se na altitude ortométrica (H), cuja superfície de referência é conhecida como geóide (figura 27). Esta superfície coincide com uma idealização do nível médio dos mares. Para determinar a altitude ortométrica de um ponto, deve-se calcular a distância vertical que este ponto se encontra do geóide (N). As observações por satélite (e.g., GPS) fornecem outro tipo de altitude: a altitude elipsoidal (h), que é medida ao longo da normal ao elipsoide desde o ponto da superfície terrestre até ao ponto homólogo (projetado) na superfície do elipsóide (PESSOA, 1998).

Para determinar as altitudes ortométricas através das observações elipsoidais é necessário estabelecer a relação entre elas. A ondulação do geóide dá-nos essa relação que é a diferença entre a altitude elipsoidal e a altitude ortométrica.

$$N = h - H \quad (\text{Eq. 6})$$

Através de medidas do campo gravimétrico terrestre é possível determinar a ondulação geoidal. Caso essa diferença seja desconsiderada, haverá consequências na diferença de nível calculado. Existem modelos geoidais (e.g., *earth gravity model* 1996) que auxiliam na conversão entre a altitude oriunda da observação satelital e a altitude ortométrica. Esses modelos fornecem valores relacionados a um *datum* global, permitindo assim reduzir diretamente os valores referidos ao elipsóide para altitudes ortométricas (PESSOA, 1998).

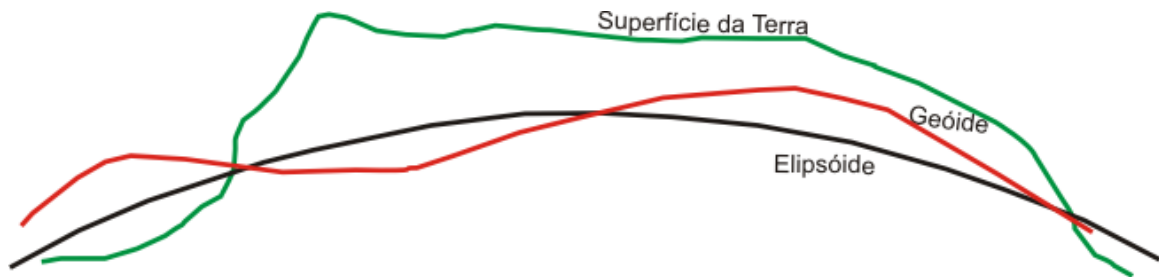


Figura 27: As diferenças entre o geóide e o elipsóide. (fonte: adaptado de JACOBSEN *et al.*, 2008).

3.4 Ortorretificação

As imagens/fotografias aéreas de sensoriamento remoto possuem distorções geométricas e por isso não podem ser utilizadas diretamente como um mapa base. Ambas são geradas em uma projeção cônica central, o que causa distorções no aspecto de alvos mais distantes do centro da tomada da foto. Também ocorre variação de escala (figura 28), atitude/orientação do sensor e erros internos. Para atenuar esses efeitos, é necessário alterar o sistema de projeção das fotografias para um sistema ortogonal; este processo é conhecido como ortorretificação (TOUTIN, 2011).

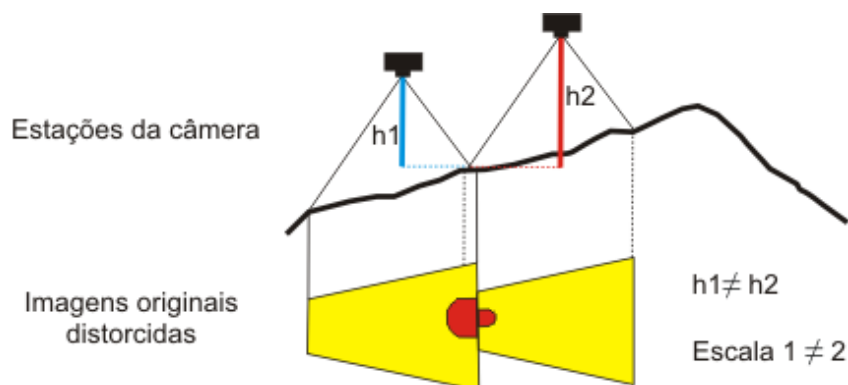


Figura 28: Discrepância nas escalas devido às diferenças de elevação. (adaptado de RUTHER, 2011).

Na prática muitos problemas podem ocorrer, por exemplo: declividades muito íngremes deixarão áreas escondidas atrás das imagens. Esses efeitos aumentam com relevos irregulares (figura 29), lentes com grandes ângulos e grande distância a partir do centro da imagem. O efeito não é somente áreas escondidas,

mas lacunas na ortomagem. Por outro lado, os objetos situados nos terrenos próximos ao nadir não apresentaram deslocamentos na imagem.

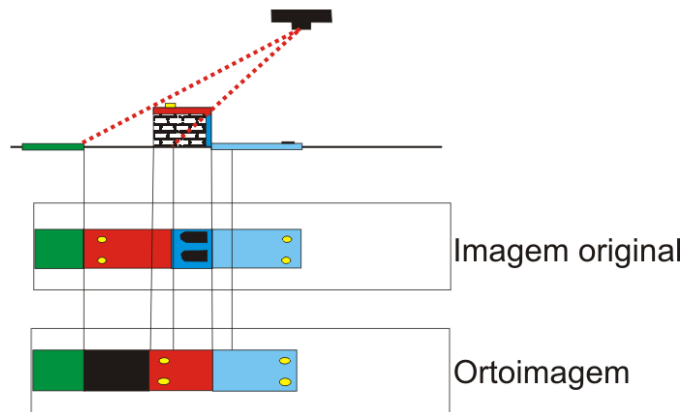


Figura 29: Relevos irregulares ou construções podem causar deslocamentos na imagem. (adaptado de RUTHER, 2011).

A ortorretificação resulta da retificação geométrica da fotografia levando em consideração o MDE e as características geométricas da câmara (figuras 30 e 31). Conforme BRITO e COELHO (2007) a retificação diferencial é o método mais empregado e o que fornece os melhores resultados. Neste método, primeiramente, se define uma *ortomatriz* vazia sobre o terreno, onde a mesma vai ser associada a uma imagem digital “em branco”. No próximo passo, é fundamental o conhecimento do modelo digital de elevação, pois serão determinadas as coordenadas tridimensionais conhecidas do centro de cada pixel da ortomatriz vazia. A partir destas coordenadas e por meio das equações de colinearidade, são definidas as coordenadas no espaço-imagem para aquele ponto. Com os parâmetros da orientação interior chega-se ao pixel correspondente e ao seu nível de cinza. Essa tonalidade é reamostrada a uma imagem vazia.

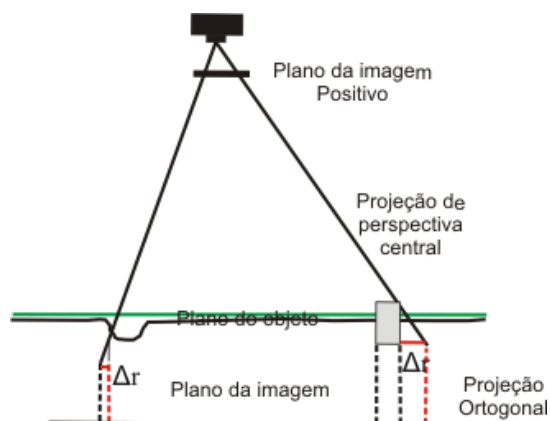


Figura 30: Mostra a diferença entre a imagem original (sem correção) e uma ortomagem (adaptado de RUTHER, 2011).

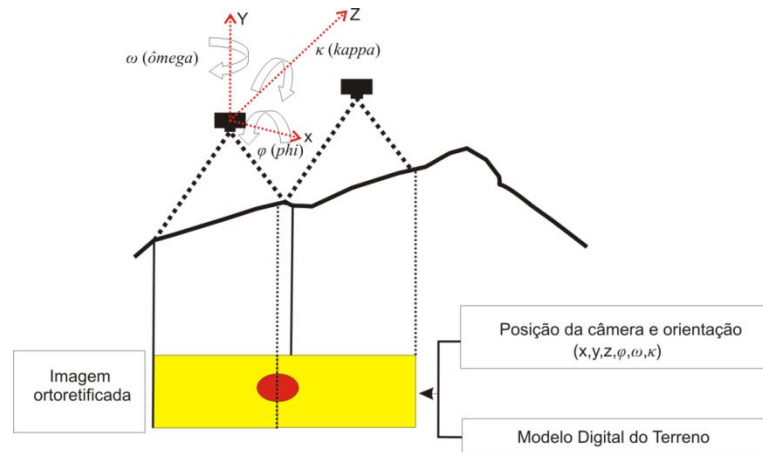


Figura 31: Os aspectos considerados na geração de uma ortoimagem (adaptado de RUTHER, 2011).

CAPÍTULO 4

Algoritmo para o mapeamento de geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

Artigo publicado na Revista Brasileira de Cartografia



Revista Brasileira de Cartografia (2013) Nº 65/5: 681-694
 Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto
 ISSN: 1808-0936

ALGORÍTMO PARA O MAPEAMENTO DE GELEIRAS A PARTIR DE DADOS DE SENSORES REMOTOS

Algorithm for Mapping Glacier from Remote Sensors Data

**Rafael da Rocha Ribeiro¹; Edson Ramirez²; Jefferson Cardia Simões¹;
 Jorge Arigony-Neto³ & Cláudio Wilson Mendes Júnior³**

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS
 Instituto de Geociências, Centro Polar e Climático – CPC
 Av. Bento Gonçalves, 9.500, prédio 43136, sala 210 – Porto Alegre, RS – Brasil, CEP 91501-970
 r.ribeiro@ufrgs.com.br
 jefferson.simoess@ufrgs.br

² Universidad Mayor de San Andrés
 Instituto de Hidráulica e Hidrología
 Campus Universitario Calle 30, Cota Cota - Casilla 699, IHH, La Paz, Bolivia
 eramirez@accelerate.com

³ Universidade Federal do Rio Grande,
 Instituto de Ciências Humanas e da Informação
 Av. Itália, km 8, Caixa Postal 474 – Rio Grande, RS – Brasil. CEP 96201-900
 jorgearigony@furg.br
 geoclaudio@yahoo.com.br

RESUMO

O monitoramento da posição das frentes das geleiras por análises automáticas de dados de sensores satelitais normalmente resulta em subestimação das línguas das geleiras. Razões de banda (*e.g.*, infravermelho próximo para o infravermelho médio) e diferenças normalizadas das bandas (*e.g.*, *normalized difference snow index* e *normalized digital vegetation index*) não são capazes de identificar áreas de geleiras cobertas de sedimentos. Nós desenvolvemos um algoritmo semiautomático para a delimitação do setor frontal de geleiras de montanha andinas usando dados do *China-Brazil Earth-Resources Satellite* (CBERS-2) e do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Esse algoritmo apresenta uma precisão horizontal de ± 73 m na obtenção de dados para inventários de geleiras. As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando nossa metodologia devem ficar restritas as médias de retração para períodos longos (de dez em dez anos).

Palavras chaves: Geleira, Sensoriamento Remoto, CBERS.

ABSTRACT

Monitoring of glacier front positions by automatic analysis of satellite sensors data usually results in underestimation of glacier tongues. Band ratios (*e.g.*, near infrared to middle infrared) and normalized bands differences (*e.g.*, *normalized difference snow index* e *normalized digital vegetation index*) are not able to identify debris-covered areas of glaciers. We developed a semi-automatic algorithm for delimiting frontal boundaries of Andean mountain glaciers using *China-Brazil Earth-Resources Satellite* and *Shuttle Radar Topography Mission* data. This algorithm has a ± 73 m horizontal

precision for glacier surveys. Investigations on mountain glaciers front variations using our methodology should be restricted to longterm (decadal) retreat averages.

Keywords: Glaciers, Remote Sensing, CBERS.

1. INTRODUÇÃO

As geleiras desenvolvem um importante papel no sistema hidrológico e econômico-social em muitos países. Elas são essenciais para suprir com água potável as comunidades locais, produzir energia em pequenas usinas hidroelétricas, disponibilizar água para agricultura, além de possuírem grande valor cênico para o turismo. Em La Paz, por exemplo, grande parte da água utilizada pela população vem dessas fontes.

Mesmo representando apenas 1% do volume da Criosfera, as geleiras de montanha contribuíram com 27% do aumento do nível médio dos mares entre 1988 e 1998 (DYURGEROV, 2003). Além disso, as geleiras de montanha são consideradas pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima (IPCC) excelentes indicadores de mudanças climáticas (IPCC, 2007).

Por meio do monitoramento das massas de gelo é possível obter informações sobre a variabilidade das mudanças no clima regional (FRANCOU *et al.*, 2005; KASER *et al.*, 2005). Um dos métodos para investigar a influência da variabilidade climática sobre essa parte da criosfera consiste na medida das diferenças temporais na parte frontal da geleira (i.e., extensão e altitude) (KASER *et al.*, 2003). Entretanto, muitas geleiras de montanha estão em áreas remotas, onde os trabalhos de topografia tradicionais são muito caros e difíceis. Uma alternativa aos métodos tradicionais do monitoramento das geleiras é a integração dos dados de campo com dados de sensoriamento remoto (REINHARDT e RENTSCH, 1986; KASER e OSMASTON, 2002).

O monitoramento das posições frontais das geleiras por análises automáticas de imagens de satélite normalmente resulta em subestimações das partes terminais dessas massas de gelo. Razões de banda (e.g., infravermelho próximo para infravermelho médio) e a diferença normalizada de bandas (e.g., NDSI e NDVI) não possibilitam classificar sedimentos sobre as áreas terminais das geleiras (PAUL *et al.*, 2004).

Desta forma, o objetivo do presente trabalho foi desenvolver um algoritmo semiautomático para a delimitação dos setores frontais de geleiras de montanha, usando somente dados gratuitos (disponibilizados na Internet). A área teste foi a geleira Laramkkota, situada na cordilheira Tres Cruces ($67^{\circ}22' - 67^{\circ}32'W$ e $16^{\circ}47' - 16^{\circ}09'S$; Figura 1), Bolívia. Para o desenvolvimento do método, foram usadas cinco imagens satelitais de duas câmaras distintas a bordo do satélite *China-Brazil Earth Resources Satellite* (CBERS-2). Três dessas imagens foram obtidas pela Câmera Imageadora de Alta Resolução (CCD) e as

outras duas pelo Imageador por Varredura de Média Resolução (IRMSS). Usamos também um modelo digital de elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

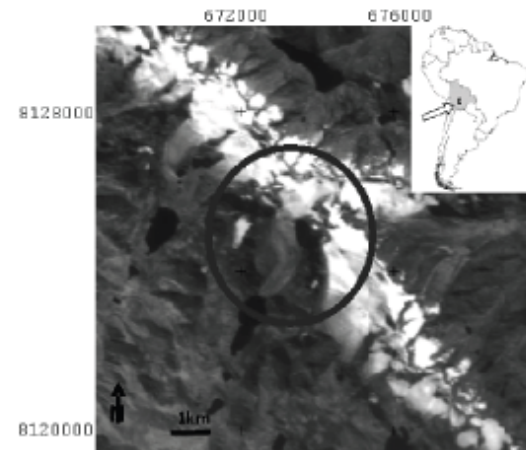


Fig. 1 – Localização da cordilheira Tres Cruces, a geleira Laramkkota (no círculo) nos Andes bolivianos (quadro). Imagem do satélite CBERS-2, banda 4, maio de 2004.

1.1 A dinâmica das geleiras

Segundo PATERSON (1994), as geleiras são produtos do clima e da topografia e se formam pela precipitação direta de neve, gelo, chuva ou mesmo avalanche de rocha. Para que esse material se acumule ao longo do tempo, é necessário que a quantidade precipitada durante os meses úmidos seja superior à quantidade de material perdido por fusão ou evaporação (estes processos são conhecidos como ablação) durante os meses secos. A cada ano que passa, vai se acumulando uma massa de neve nova sobre a já existente. Esta, por sua vez, vai sendo comprimida até se converter em gelo cristalino. Quando este gelo ultrapassa 30 m de espessura, seus níveis inferiores passam a ter comportamento visco-plástico, deformando-se internamente e deslizando para baixo e para frente (figura 2).

Para PATERSON (1994), determinados fatores controlam esse mecanismo que recebe o nome de deformação interna: a densidade do

Algoritmo para o Mapeamento de Geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

gelo, a aceleração da gravidade, a espessura da geleira e a declividade do terreno. Outro mecanismo que influencia na velocidade da geleira chama-se deslizamento basal, que consiste no derretimento e deslizamento do gelo sobre um filme de água, na interface gelo-rocha.



Fig. 2 - A dinâmica das geleiras de montanha (adaptado de PATERSON, 1994).

No conjunto, uma geleira é um sistema que tende a um estado de equilíbrio (*steady-state*), onde a acumulação total nas partes superiores é igual à ablação na parte inferior (MENZIES, 1995). O fluxo de gelo tende a manter-se constante longitudinalmente e na área transversal da geleira. Esse equilíbrio se rompe ao variar o balanço anual de acumulação e ablação. Em caso de balanço positivo, o excesso de massa causa aumento da espessura e velocidade da geleira, tendo como consequência o avanço de sua frente. Ao contrário, com a diminuição da espessura e velocidade, a geleira se retrai.

1.2 Propriedades eletromagnéticas das geleiras

Uma geleira idealizada para os estudos de suas fácies superficiais através de imagens satelitais e fotografias aéreas, seria aquela em que uma nova precipitação de neve não ocorresse após o início do processo de ablação. Porém, nem sempre é possível encontrar esta situação ideal, uma vez que a resposta espectral dos alvos glaciais pode ser mascarada por diversos fatores naturais, tais como: nova precipitação de neve, congelamento da água da chuva,

contaminação por poeira, avalanches, etc. (HALL e MARTINEC, 1985).

Na neve e no gelo a refletividade espectral (figura 3) é influenciada principalmente, pelos seguintes fatores: tamanho dos cristais de neve, presença de impurezas, derretimento e recongelamento das camadas superficiais, topografia do terreno e inclinação solar (HALL e MARTINEC, 1985). Diferentes respostas espectrais são identificadas na sua superfície devido a variações na quantidade de água livre, rugosidade superficial, espessura das camadas, tamanho e formato dos grãos. É possível desta maneira usar o sensoriamento remoto para distinguir diferentes fácies glaciais, entre si e de outros alvos (WILLIAMS *et al.*, 1991).

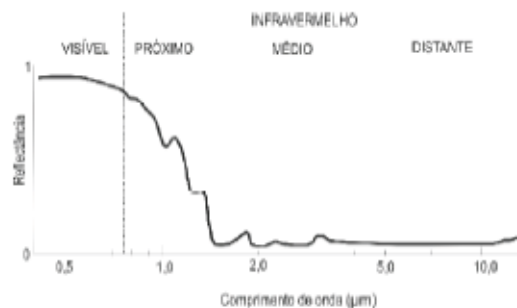


Fig. 3 - Curva de reflectância espectral da neve. (adaptado de HALL e MARTINEC, 1985).

NEVE

Na região do visível a reflectância da neve praticamente não é influenciada pelo tamanho dos grãos, porém é susceptível às impurezas (figura 4). Já nos comprimentos de onda do infravermelho próximo e médio (0,7 – 3,0 µm), a reflectância é sensível ao tamanho do grão (quanto maior seu diâmetro mais baixo será sua reflectância) e não às impurezas (DOZIER *et al.*, 1981) (FIGURA 4).

GELO

O gelo possui reflectância baixa nos comprimentos de onda do espectro do visível (0,4 – 0,7 µm), porém a presença de neve recentemente depositada sobre as camadas superiores eleva consideravelmente esses valores (figura 5), esta possui comportamento espectral oposto ao gelo nesta faixa do espectro.

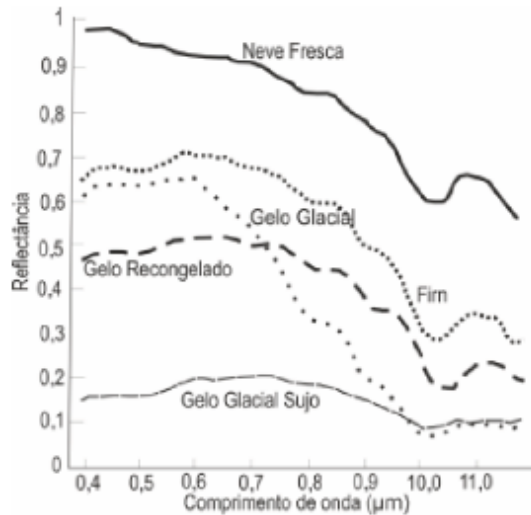


Fig. 4 - Curvas de reflectância espectral para a neve e o gelo em diferentes estágios de formação (adaptado de ZENG *et al.*, 1984).

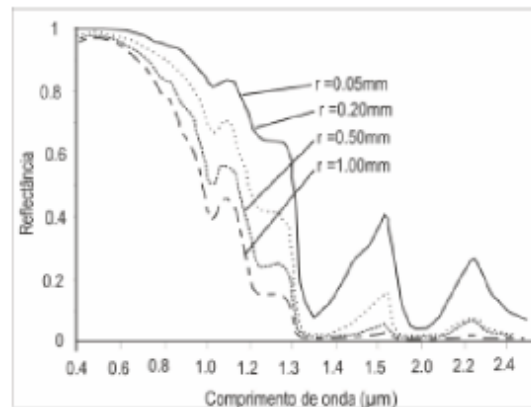


Fig. 5 - Reflectância espectral da neve entre 0,4 e 2,4 μm em função dos diferentes tamanhos dos grãos, r = raio (adaptado de NOLIN e DOZIER, 1993).

A reflectância espectral obtida a partir de dados de satélite tem sido usada para distinguir as diferentes zonas superficiais glaciais (*e.g.* gelo X fácies de neve). Conforme WILLIAMS *et al.* (1991) apenas três destas zonas, com comportamentos espectrais diferentes, foram identificadas nas imagens. São elas: as fácies de neve (incluem as fácies de neve úmida, percolação e neve seca), a fácies de gelo e uma zona intermediária entre estas, a zona de neve encharcada (figura 6).

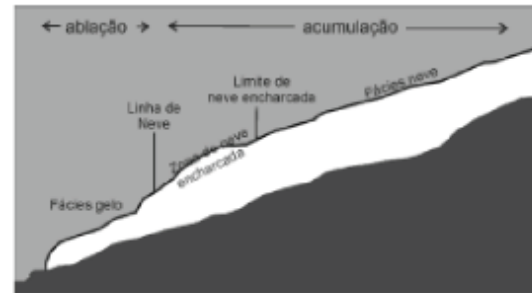


Fig. 6 - Perfil longitudinal de uma geleira mostrando suas fácies superficiais identificadas conforme a resposta espectral (adaptado de WILLIAMS *et al.*, 1991).

2. DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

2.1 CBERS-2

O programa *China-Brazil Earth-Resources Satellite* (CBERS) nasceu da parceria entre o Brasil e a China no segmento de tecnologia científica espacial. O lançamento do satélite CBERS-2 ocorreu em 21 de outubro de 2003, transportando três sensores: uma Câmera Imageadora de Alta Resolução (*High Resolution CCD Câmaras*) o Imageador por Varredura de Média Resolução (*Infra - Red Multispectral Scanner*) e a Câmera Imageadora de Amplo Campo de Visada (*Wide Field Imager*). Sua órbita é hélio-síncrona a uma altitude de 778 km e faz cerca de 14 revoluções por dia, conseguindo obter a cobertura completa da Terra a cada 26 dias. Foi empregada uma imagem deste satélite, do sensor CCD (tabela 1), adquirida em 19 de maio de 2004 junto ao site <http://www.dgi.inpe.br/>. Em 19 de setembro de 2007 entrou em operação o CBERS-2B, que teve uma vida útil de três anos, sendo desativado em 2010. A grande diferença entre os dois modelos foi a substituição da câmara IRMSS por uma câmara de alta resolução (HRC) com 2,5 m de resolução no CBERS-2B. Em termos práticos, a perda da câmara IRMSS representou um lapso nas informações espectrais na faixa do infravermelho próximo e do infravermelho termal. Sabe-se que, em aplicações glaciológicas, as informações desses comprimentos de onda

Algoritmo para o Mapeamento de Geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

são importantes na identificação de tais alvos (DOZIER, 1989). As vantagens da incorporação da câmara HRC nessas aplicações foram discutidas por RIBEIRO *et al.* (2010). Porém, a verdadeira capacidade do CBERS-2 como uma alternativa aos já conhecidos Landsat e ASTER (WILLIAMS *et al.*, 1998; REES 2006; KÄÄB *et al.*, 2003) no monitoramento dos alvos glaciais não foi até hoje discutida e analisada em detalhe. Como o programa CBERS têm previsão de continuidade e de novos sistemas para o futuro (PONZONI e EPIPHANIO, 2012), os resultados do presente trabalho servirão como uma sugestão à incorporação de sensores com bandas espectrais na região do infravermelho próximo nestes novos satélites.

Tabela 1 - Característica das bandas do CBERS-2 utilizadas no estudo

Câmara	Banda	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Largura da faixa imageada (km)
CCD	2	0,52 – 0,59 μm (verde)	20	113
	3	0,63 – 0,69 μm (vermelho)	20	113
	4	0,77 – 0,89 μm (infravermelho próximo)	20	113
IRMSS	2	1,55 – 1,75 μm (infravermelho médio)	80	120
	4	10,4 – 12,5 μm (infravermelho termal)	160	120

2.2 SRTM

Em fevereiro de 2000 a missão SRTM foi lançada por um projeto conjunto entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a National Imaging and Mapping Agency (NIMA) (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>). O objetivo foi gerar dados topográficos digitais para 80% da superfície terrestre, nas áreas compreendidas entre 60°N e 56°S de latitude. Na missão, a nave espacial Endeavour foi equipada com um *Synthetic Aperture Radar* (SAR), operando nas bandas C e X, resultando produtos

consistentes com modelos digitais de elevação (MDE) com resolução especial de 30 e 90 metros. Atualmente a versão 4 é a mais atualizada e os dados são disponibilizados no site <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>. Para a América do Sul a resolução espacial dos dados é de 90 m, com acurácia vertical e horizontal de 6 e 30 m respectivamente (JARVIS, 2004). Os dados são disponibilizados em coordenadas geográficas, datum horizontal em WGS 84 e datum vertical em EGM96.

3. METODOLOGIA

O algoritmo foi implementado na *Spatial Modeler Language* do software Erdas (ERDAS, 2010a).

Para verificar a sua precisão, as medidas semiautomáticas das posições frontais das geleiras foram sobrepostas a uma imagem do *Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), adquirida na mesma estação e ano. Como a imagem CCD não coincide com a IRMSS, é necessário registrar essas imagens entre si. Este procedimento foi realizado no módulo *Imagine AutoSync* do Erdas (ERDAS, 2010b). Posteriormente utilizamos a imagem ASTER como referência para ajustar a imagem CBERS (CCD + IRMSS), através do mesmo procedimento. Foi obtido um RMSE de 37,6 m.

Após o registro entre as imagens, o algoritmo é desenvolvido em cinco passos:

3.1 Distinção da neve/gelo do solo, rocha e nuvens.

O terreno complexo da cordilheira Tres Cruces induz a efeitos topográficos fortes sobre as imagens. Para minimizar tais efeitos e permitir a delimitação da extensão da geleira, aplicamos um *Normalized Difference Snow Index* (NDSI), utilizando a Equação 1, elaborada por DOZIER (1989), juntamente com uma normalização topográfica, criada com dados do MDE do SRTM (figura 7).

$$NDSI = \frac{\text{verde} - \text{infravermelho médio}}{\text{verde} + \text{infravermelho médio}} \quad (1)$$

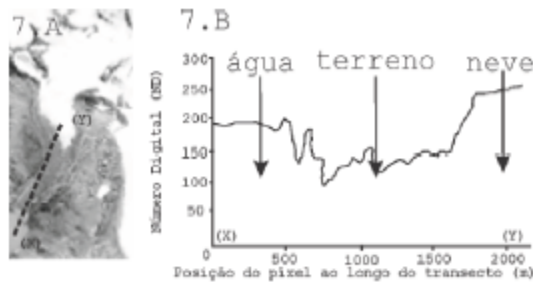


Fig. 7 - O produto NDSI dos dados do CBERS (A), e os dados correspondentes no perfil (B) sobre o transecto X - Y em A.

3.2 Geração da imagem NDVI

Normalmente as áreas glaciais recobertas por sedimentos são classificadas erroneamente como rochas, causando erros na determinação real de sua extensão. Usando o *Normalized Digital Vegetation Index* (NDVI) (Equação 2; Figura 8), é possível identificar onde estão localizadas as áreas sem vegetação. Entretanto, essas áreas podem ser consideradas como possíveis áreas de sedimentos que recobrem as geleiras.

$$NDVI = \frac{\text{infravermelho próximo} - \text{vermelho}}{\text{infravermelho próximo} + \text{vermelho}} \quad (2)$$

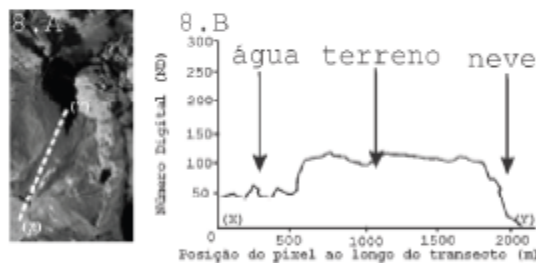


Fig. 8 - O produto NDVI dos dados do CBERS (A), e o dado correspondente no perfil (B) sobre o transecto X - Y em A.

3.3 Classificação dos corpos de água por um limiar no canal de infravermelho próximo

Como os corpos de água absorvem mais energia nos comprimentos de onda do infravermelho do que a vegetação e as rochas, é possível utilizar essa banda para delimitação dos corpos de água (Fig. 9). Nesta etapa, classificamos os corpos de água através de um limiar no infravermelho próximo (*i.e.* água < 0,2 DN).

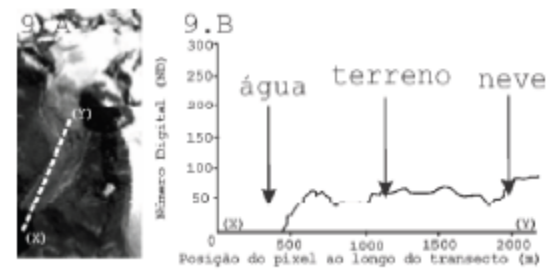


Fig. 9 - O canal infravermelho próximo do CBERS 2 CCD (A) e o correspondente perfil (B) sobre o transecto X - Y em A.

3.4 Classificação das áreas das geleiras com um limiar na banda termal

Devido à presença de sedimentos sobre as línguas das geleiras, a utilização dos dados do visível e do infravermelho próximo frequentemente não é efetiva para monitorar os limites glaciais. Como as geleiras são mais frias do que o entorno, é possível diferenciar essas áreas usando os dados do termal (Fig. 10). Então, usamos um limiar na banda termal do sensor IRMSS para separar os sedimentos/terreno das áreas das geleiras, determinamos que os pixels < 90 DN serão classificados como áreas glaciais.

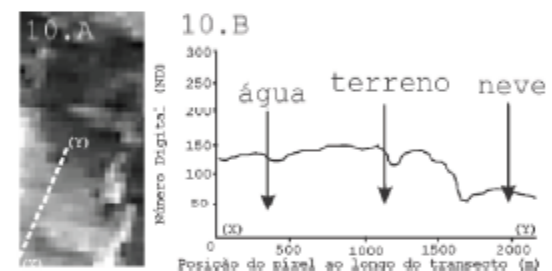


Fig. 10 - Banda termal do sensor IRMSS (A) e o perfil correspondente (B) no transecto X - Y em A.

3.5 Limiar na declividade (Foi excluída a parte de correções do SRTM 3)

Normalmente, os sedimentos se depositam em área de baixa declividade (<24°). Entretanto, estas áreas podem apresentar características bem distintas e se encontrarem distribuídas gradualmente sobre a área de ablação, recobrendo completamente a língua da geleira (Paul et al., 2004). Em nossa metodologia, usamos a declividade calculada do MDE do SRTM (figuras 11 e 12) para excluir as áreas com declividades inferiores a 24° (figura 13).

Algoritmo para o Mapeamento de Geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

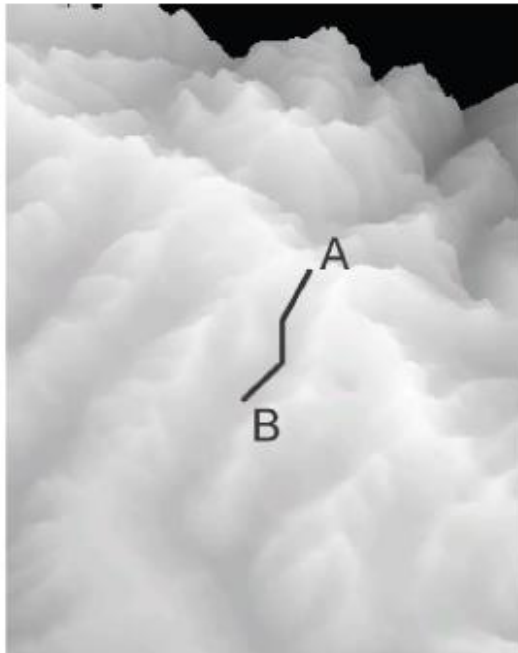


Fig. 11 - O MDE do SRTM usado neste estudo. O traço negro indica o perfil transversal para análise da morfologia da geleira (figura 8).

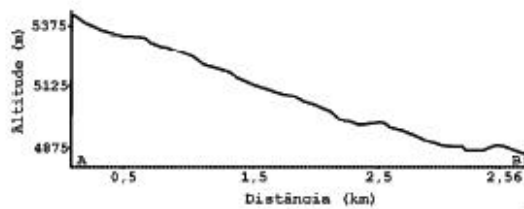


Fig. 12 - Perfil transversal da área da geleira. É possível observar que a parte frontal do perfil corresponde às áreas de menores altitudes e de menor declividade. Nesta área se localiza o lago Laramkkota, e também um setor que pode ocorrer acumulação de sedimentos.

O esquema da cadeia geral de processamento para a elaboração do algoritmo de classificação de geleiras é apresentado na figura 14.

4. RESULTADOS

Como o método NDSI resultaria na confusão entre o DN das áreas de gelo/neve com as de corpos d'água (Fig.7), a inclusão do limiar, na banda do infravermelho próximo, possibilitou a discriminação dessas feições (fig. 9). Na separação das áreas de solo e rocha que

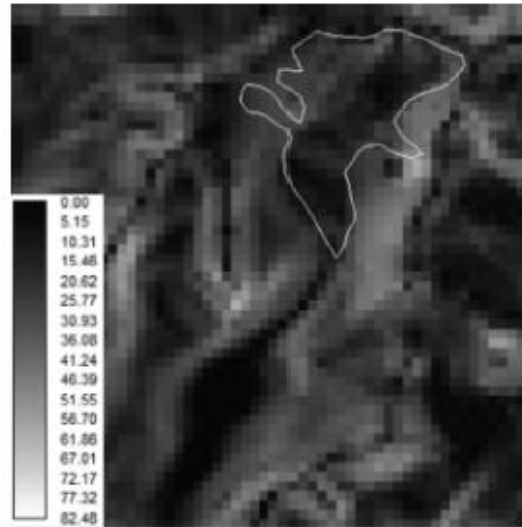


Fig. 13 - Declividade calculada em graus a partir do MDE, a linha branca representa os limites da geleira Laramkkota e permite observar as áreas de baixas declividades (<24°) na sua parte terminal.

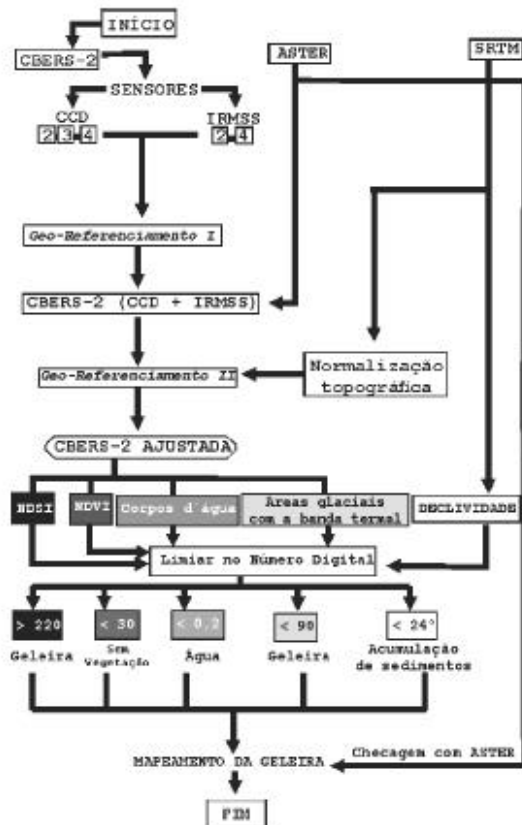


Fig. 14 - A cadeia de etapas dos processamentos.

apresentavam valores próximos das áreas de neve e gelo no NDSI, o acréscimo do NDVI (Fig. 8) permitiu uma delimitação mais nítida desses alvos. A inclusão do SRTM anterior à aplicação do NDSI foi utilizado para reduzir os efeitos topográficos (este é um dos grandes problemas encontrados em regiões de topografia complexa). Na figura 15 é possível visualizar o efeito das sombras na superfície da geleira Laramkkota, e que poderia ocasionar uma confusão na delimitação de sua área.

Os dados IRMSS mostraram restrições na identificação de feições glaciais devido à sua baixa resolução espacial (80 m). Entretanto, é possível a sua combinação com os dados CCD (fig. 3) o que torna útil a sua aplicação. Como a banda termal tem resolução espacial de 160 m, portanto o píxel cobre uma área relativamente extensa, é importante usar outras análises combinadas para uma melhor delimitação das feições glaciais (fig. 10). A identificação de áreas de escombros dentro da área da geleira foi realizada a partir da banda do termal, juntamente com os dados de declividade obtidos do SRTM. O limiar de $<24^\circ$ na declividade (figs. 11 e 12) identifica um provável setor de acumulação de escombros na sua parte final. Comparando esses resultados com uma fotografia da geleira (figura 15) observamos que a mesma não possui escombros no seu setor terminal, o que dificulta a validação da técnica nesta etapa.

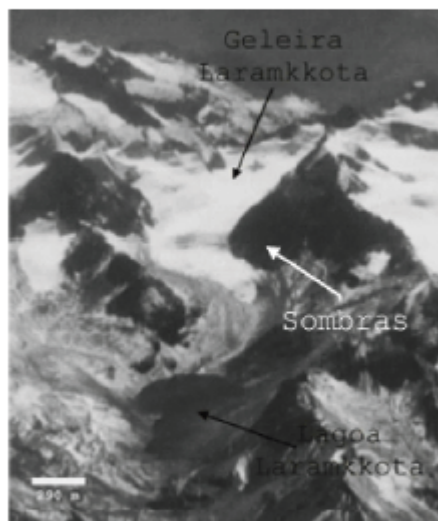


Fig. 15 - A geleira Laramkkota observada do sul. Fotografia aérea oblíqua de maio de 2004 (www.bolivia2006.co.uk).

A análise desta mesma fotografia permitiu constatar a consistência da técnica na distinção da área glacial e dos corpos d'água do entorno.

A extrapolação/subestimação da área glacial determinada pela banda no termal pode ser visualizada na figura 16, que apresenta um *overlay* dos produtos gerados nas etapas anteriores.



Fig. 16 - *Overlay* de todos os cinco mapas descritos na seção 3.

Para determinar a precisão da posição do término da geleira, os erros de medição foram estimados usando o método de HALL *et al.* (2003), onde EPT é "o erro da posição do término":

$$EPT = \{(resolução\ do\ píxel\ da\ imagem\ "base")^2 + (resolução\ do\ píxel\ da\ imagem\ analisada)^2\}^{1/2} + RMSE$$

Em nossos cálculos teremos a seguinte situação:

$$EPT = \{(15)^2 + (20)^2\}^{1/2} + 37,6 = \pm 73\ m$$

Verificamos o valor da EPT sobrepondo o resultado do método semiautomático sobre a razão das bandas 3/4 do ASTER, seguindo recomendação de KÄÄB *et al.* (2003) (Fig. 17). Como o retrocesso médio das geleiras da

Algoritmo para o Mapeamento de Geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

cordilheira Tres Cruces é de aproximadamente 12 m a-1 (RIBEIRO et al., 2010), as investigações das variações de suas frentes aplicando a metodologia descrita devem ficar restritas as médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração, impossibilitando os cálculos das variações de períodos curtos (escalas anuais).

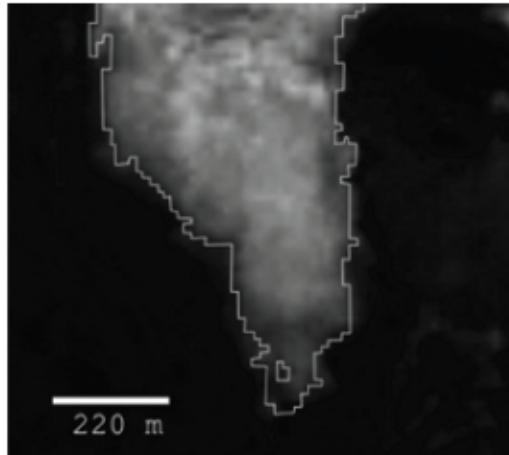


Fig. 17 - Comparação da delimitação semiautomática dos limites da geleira (linha branca) sobre a razão das bandas 3/4 do ASTER.

Finalmente, o algoritmo desenvolvido neste estudo pode ser considerado como um método rápido e preciso (± 73 m) para a obtenção de dados para inventários glaciais, pois permite a identificação dos setores terminais das geleiras.

5. CONCLUSÕES

A delimitação semiautomática da posição frontal da geleira Laramkkota apresentou uma precisão de ± 73 m. Um dos problemas para o estabelecimento de uma cadeia de processamento para o CBERS-2 é que os coeficientes de calibração do sensor (ganho e *offset*) não foram disponibilizados para os usuários. Entretanto, utilizamos os números digitais (DNs) como aproximações para os valores de reflectância, com o objetivo de adaptar o nosso método para o uso de imagens CBERS disponíveis para os Andes.

Como o CBERS-2 revisitava a mesma área a cada 26 dias, um monitoramento mensal das geleiras andinas é possível. No caso de presença

de nuvens, é possível intercalar o seu uso com os dados do *Landsat* (satélite que possui uma configuração semelhante ao CBERS-2), gerando dados para serem incorporados em modelos hidrológicos e de planejamento ambiental.

As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando a metodologia descrita neste estudo devem ficar restritas às médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração, ficando impossibilitados os cálculos das variações de períodos curtos (escalas anuais).

O programa CBERS tem previsão de continuidade e de novos sistemas para o futuro, os resultados do presente trabalho servem como uma sugestão à incorporação de sensores com bandas espectrais na região do infravermelho próximo nestes novos satélites.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que financiou este estudo através do projeto nº 490125/2010-7 do Programa Sul-Americano de Apoio às Atividades de Cooperação em Ciência e Tecnologia (PROSUL).

REFERÊNCIAS

- ERDAS, *Spatial Modeler Language – Reference Manual*. 2010 ERDAS, Inc., 2010a.
- ERDAS, *Imagine AutoSync – User's Guide*. 2010 ERDAS, Inc., 2010b.
- DOZIER, J.; SCHNEIDER, S. R. e MCGINNIS, D. F. Jr. 1981. Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. *Water Resour. Res.* v. 17, n.4, p. 1213–1221, 1981.
- DOZIER, J. Spectral signature of Alpine snow cover from Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, v. 28, p. 9–22, 1989.
- DYURGEROV, M.B. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, v. 282, p. 164–176, 2003.
- FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; WAGNON, P.;

- RAMIREZ, E.; POUYAUD, B., Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability. Em: HUBER, U.; HARALD, K.M.; REASONER, M.A. (eds.) **Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview**, Springer, New York, p.197–204, 2005.
- HALL, D.K. e MARTINEC, J. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Chapman, 189 p, 1985.
- HALL, D. K.; BAYR, K. J.; SCHÜNER, W.; BINDSCHADLER, R. A. e CHIEN, J.Y.L. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from ground and space (1893–2001). **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n.44, p.566–577, 2003.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). 2007. **Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC**. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- JARVIS, A.; RUBIANO, J.; NELSON, A.; FARROW, A. e MULLIGAN, M. **Practical use of SRTM data in the tropics: Comparisons with digital elevation models generated from cartographic data**. Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT), Cali, CO, 32 p. 2004.
- KÄÄB, A.; HUGGEL, C; PAUL, F; WESSELS, R; RAUP, B; KIEFFER, H. e KARGEL, J. Glacier Monitoring from ASTER Imagery: Accuracy and Applications. **Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space**, March 11 – 13, 2002. EARSeL e Proceedings, v.2, p.43–53, 2003.
- KASER, G. e OSMASTON, H. **Tropical Glaciers**. International Hydrology Series, UNESCO and Cambridge University Press, 207 p., 2002.
- KASER, G.; FOUNTAIN, A.G.; e JANSSON, P. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. **Technical Documents in Hydrology**, n. 59, 2003.
- KASER, G.; GEORGES, C; JUEN, I e MÖLG, T. Low-latitude glaciers: Unique global climate indicators and essential contributors to regional fresh water supply. A conceptual approach. Em: HUBER, U.; HARALD, K.M.; REASONER, M.A. (eds.): **Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview**. Kluwer: New York, p. 185-196, 2005.
- Menzies, J. **Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments**. Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, 621 p., 1995.
- NOLIN, A. W. e DOZIER, J. 1993. Estimating snow grain size using AVIRIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 44, n. 2–3, p 231–238, 1993.
- PATERSON, W.S.B. **The Physics of Glaciers**. Pergamon / Elsevier Science, Oxford, 480 p., 1994.
- PAUL, F; HUGGEL, C. e KÄÄB, A. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping of debris-covered glaciers. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n.4, p. 510–518, 2004.
- PONZONI, J. P e EPIPHANIO J.C.N. In-Flight Absolute Calibration Of Cbers Sensors. **Revista Brasileira de Cartografia**, V. 64, n. 6, p. 813–820, 2012.
- REES, W.G. **Remote Sensing of Snow And Ice**. Taylor & Francis Group, 285 p., 2006.
- REINHARDT, W.; RENTSCH, H. Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models for the Vernagtferner, Ötztal Alps, **Annals of Glaciology**, v. 8, p.151–155, 1986.
- RIBEIRO, R.R. ; ARIGONY-NETO, J. ; BREMER, U.F.; SIMÕES, J.C.; RAMIREZ, E. Potential of CBERS-2B High Resolution Camera (HRC) in Snowcover Identification. Em: ARENAS, C e RAMÍREZ, J. (eds.). **Glaciares, nieves y hielos de América Latina: Cambio climático y amenazas**. INGEOMINAS, 2010, p. 165–169, 2010.
- RIBEIRO, R.R.; SIMÕES, J.C.; DANI, N.; ARIGONY-NETO, J. e RAMIREZ, E. Mudanças Investigadas nas Massas de Gelo dos Andes Tropicais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 15, n. 3, p. 131–145, 2010.
- WILLIAMS, R. S., Jr., HALL, D. K. e BENSON,

Algoritmo para o Mapeamento de Geleiras a partir de Dados de Sensores Remotos

C. S. Analysis of glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology*, v. 37, n.125, p.120–128, 1991.

WILLIAMS, R.S.; HALL, D.K. Use of remote sensing techniques. Em: HAEBERLI, W; HOELZLE, M; SUTER, S., (eds.). **Into the 2nd century of world glacier monitoring: prospects and strategies: A contribution to the International Hydrological Programme (IHP), and the Global Environmental Monitoring System (GEMS), World Glacier Monitoring**

Service, Paris: UNESCO Publishing, Studies and Reports in Hydrology, p. 197–111, 1998.

ZENG, Q., CAO, M., FENG, X., LIANG, F., CHEN, X., e SHENG, W. 1984. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. In: Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission: Proceedings of the Hamburg Symposium. Wallingford, UK: IAHS Publ. 145, p. 451–462, 1984.

CAPÍTULO 5

Forty six years of environmental records from Nevado Illimani, Bolivia, using digital photogrammetry

Artigo publicado no Annals of Glaciology

46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry

Rafael da Rocha RIBEIRO,¹ Edson RAMIREZ,² Jefferson Cardia SIMÕES,¹
Abraham MACHACA²

¹*Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil
E-mail: r.ribeiro@ufrgs.br*

²*Instituto de Hidráulica e Hidrología, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia*

ABSTRACT. This study determines variations in ice extent of Nevado Illimani, Bolivia (16°38' S, 67°44' W), from 1963 to 2009. The results are compared with net accumulation rate variations obtained from a local ice core. We then propose an interpretation of the recent environmental history (last 46 years) of the region based on a study of remotely sensed and ice-core data. From 1963 to 2009, Nevado Illimani lost a total ice area of $9.49 \pm 1.09 \text{ km}^2$, a 35% reduction. Area variations generally followed variations in net accumulation rates during this period. Despite the current glacier area reduction trend, the Nevado Illimani glaciers will not completely disappear in the next few decades.

1. INTRODUCTION

Tropical glaciers exist in South America (from Bolivia to Venezuela), Africa and Oceania (west Papua). The Andes mountain range is home to 99% of these tropical ice masses (Kaser and Osmaston, 2002). Of the 2500 km² of tropical glaciers in South America, 70% are found in Peru, 20% in Bolivia and 10% in Ecuador, Colombia and Venezuela. In the tropics, the 0.1°C atmospheric isotherm remains practically at the same altitude throughout the year, allowing glacier front ablation at any time (Kaser and Osmaston, 2002), in contrast to glaciers at higher latitudes.

Mountain glacier distribution is controlled, fundamentally, by two factors: precipitation and altitude. Mountain ranges 'block' air-mass humidity, forcing precipitation, and promoting glacier-forming conditions. The second factor controls the equilibrium-line altitude (ELA), as glaciers will only form where the ELA is below mountain summits (Clapperton, 1993).

Some studies indicate that tropical glaciers are affected by regional climate variability. In the Andes, for example, glaciers exhibit a strong retraction during the positive phase of El Niño Southern Oscillation (ENSO) events (Francou and others, 2007). There is also evidence of strong glacial retraction for the past three decades along the full Andean mountain range due to atmospheric warming. This phenomenon reflects a glacial retraction rate increase and glacier thickness reduction, leading to the disappearance of many tropical glaciers (GTNH, 2010). The volume losses of mountain glaciers may be the clearest indicator of the rapid (if not accelerated) nature of climate change on a global scale (Francou and others 2005; Lemke and others, 2007).

There are many reasons to maintain interest in the study of Andean glaciers. They are important indicators of climate change. They also affect almost all the South American regional hydrologic regimes, particularly those that present dry seasons (e.g. southern Peru and Bolivia). In low-precipitation years, ice melt maintains minimum water flow levels, thus ensuring water supply to urban centres and hydroelectric power plants (Marengo and others, 2011).

This study determines ice extent variations at Nevado Illimani, Bolivia, from 1963 to 2009 using digital photogrammetry techniques. The results are compared with net

accumulation rates obtained from ice cores extracted from the same ice mass (Ramirez and others, 2003). We then propose an interpretation of the recent environmental history (last 46 years) of the region based on the remotely sensed and ice-core data.

2. STUDY AREA

There are two main mountain ranges in Bolivia that are home to glaciers: the Cordillera Occidental (Western Cordillera), which is formed by extinct volcanoes with crater glaciers and small isolated ice-covered peaks, and the Cordillera Oriental (Eastern Cordillera), with 600 km² of glaciers. The Cordillera Oriental has four constituent parts: Apolobamba, Real, Muñecas and Tres Cruces/Nevado Santa Vera Cruz. Most types of glaciers are present, from ice caps and valley glaciers to small mountain glaciers (Jordan, 1998; Fig. 1). Our study site, Nevado Illimani, Bolivia (16°38' S, 67°44' W), is set within the mid-eastern sector of the Bolivian Andes, locally known as Cordillera Real. This mountain is 50 km south of La Paz and 180 km from Lake Titicaca. It is one of the oldest tertiary plutonic bodies in the westernmost sector of the Andes and is the product of lava intrusions. It has been greatly eroded by the La Paz river and its tributaries (Jordan, 1998). Its dimensions are 10 km × 4 km, with some peaks over 6000 m a.s.l. (e.g. Pico del Indio, Pico Layco Kkollu). Twenty-six glaciers were selected to represent a comprehensive range of size, aspect and elevation.

Precipitation in this region occurs mainly during the austral summer (80% of annual precipitation), due to the humid air masses coming from the Amazon River basin (Vuille and others, 2003). In the dry season, corresponding to the austral winter (June–August), the prevailing wind directions are north and northwest. Extratropical precipitation events during the dry periods are attributed to the cold air masses flowing from Argentina, which originate from Antarctica. Vuille (1999) showed that in rainy seasons during El Niño events, the Bolivian Andes present negative precipitation anomalies. In La Niña years, the precipitation tends to be above average.

The decrease in precipitation during El Niño events delays snowpack formation. This, in turn, 'exposes' the glacial

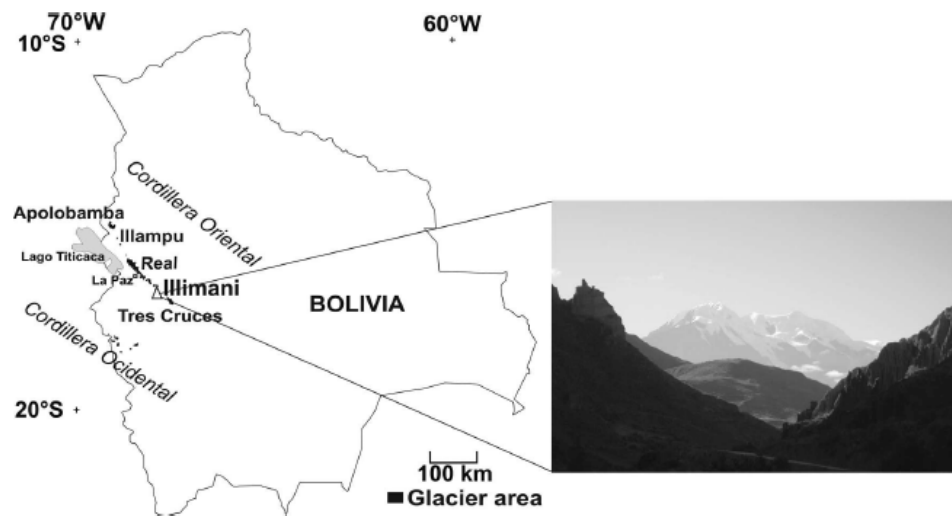


Fig. 1. Location of Nevado Illimani, Cordillera Real, Bolivia.

surface to solar radiation, promoting a more intense ablation process. According to Francou and others (2005), the glacial mass balance of the Bolivian Central Andes is strongly controlled by the ENSO phenomenon. During the positive phase, El Niño, precipitation can decrease by 10–30%, dry periods in summer are more frequent, and the air temperature increases by 1–3°C. In such periods, the ELA may increase, trending downwards during the negative phase (La Niña). This atmospheric temperature variability is the determining factor for the annual mass balance because the altitude at which snow melts rises with temperature increase. When the glacier accumulation zone is observed at higher altitudes (i.e. >5500 m a.s.l. in the Central Andes), glaciers can recover their ice masses in certain years. Therefore, information on both the snow precipitation volume and the liquid/solid phase over the total surface of the glacier is important. Small glaciers (<1 km² for the Central Andes) are clear examples of the influence of atmospheric temperature variability. In some years, the entire glacier surface can be converted into an ablation zone or an accumulation zone (Ramirez and others, 2001; Comunidad Andina, 2007). From 1974 to 1998, this region recorded an average atmospheric warming of 0.34°C per decade (Vuille and others, 2003); no precipitation trends were identified by these authors.

3. DATA

Aerial photographs

For the period 1963–83, we used aerial photographs from the Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA), Bolivia,

which were digitalized at 14 µm resolution. To orientate the images, we performed fieldwork in 2010 using a pair of Ashtech Zmax L2 differential GPS (DGPS) units to produce 22 control points on the terrain (Table 1).

Satellite images and digital elevation model

We used a set of ALOS PRISM (Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping aboard ALOS) satellite images for the period 1983–2009. This sensor has three independent optical systems, allowing the production of stereo pairs, and offers data at nadir and from 24° lateral sightings (<http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/about/prism.htm>). The same control points were employed for ortho-correction and to generate a digital elevation model (DEM) using these images (Table 2).

Topographic data

Topographic data are derived from Jordan's (1990) map using air photographs taken in 1975.

Climatic database

We compared annual variations in precipitation at the El Alto/La Paz weather station (16.52° S, 68.18° W; 4070 m a.s.l.) with Illimani ice mass areal variations and net accumulation rates for the period 1960–98. El Alto is 44 km to the northwest.

As discussed above, one of the main controls on the Bolivian glacier mass balance is the ENSO events. Thus we used the multivariate ENSO index (MEI), obtained from the Climate Diagnostic Center, Boulder, CO, USA, to examine

Table 1. Aerial photograph data and root-mean-square errors (RMSE)

Date	Scale	Number of photos	Direction of flight-line	RMSE m	Pixel resolution on the ground m
21 Jun 1963	1:29200	8	northwest–southeast	1.67	1.00
27 Jun 1983	1:39500	5	north–south	0.62	1.32

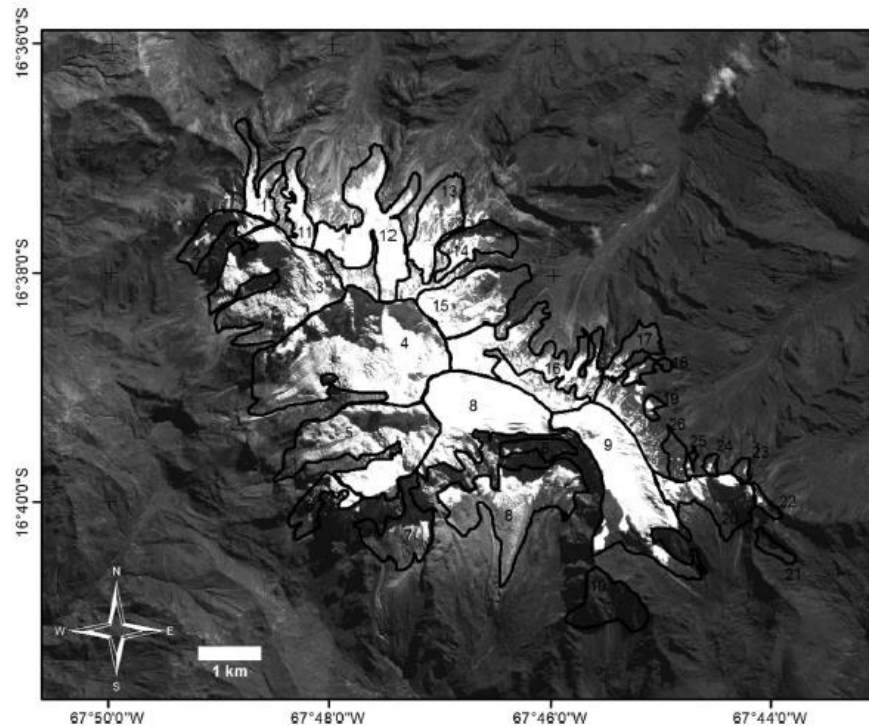


Fig. 2. Glacier limits of Nevado Illimani in 1963, drawn over an ALOS PRISM satellite orthoimage (1 June 2009). Numbers identify glaciers used in this study (as they do not have known names); see Table 3 for area and extent details.

whether changes in glacier area are associated with El Niño–La Niña events.

Ice-core data

In 1999, an international team led by the Institut de Recherche pour le Développement, France, recovered a 138 m ice core from Nevado Illimani (16°37' S, 67°46' W), at 6350 m a.s.l., providing information about the Amazon basin's atmospheric chemical composition and its evolution during the last century (Coreia and others 2003; De Angelis and others 2003; Ramirez and others 2003). Hardy and others (2003) and Hoffmann and others (2003), comparing the regional meteorological data with the stable-isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$) record in the Illimani ice core, concluded that precipitation rate variations are highly correlated to this ratio. They concluded that the stable-isotope ratios in the tropical Andes are more influenced by the precipitation rate than the atmospheric temperature.

4. METHODS

To quantify areal variations of Nevado Illimani glaciers from 1963 to 2009, we used aerial photographs (1963, 1983) and a set of satellite images (2009). To digitize ice-covered areas and drainage basins, photogrammetric restitution was performed using the Leica Digital System (LPS) and Planar 3D application. The drainage basins were identified for each glacier. In some periods, the higher limits of these basins were snow-covered, making visual identification less reliable, in which case a 1:70 000 scale topographic map (Jordan, 1990) was employed. This map was georeferenced based on the 2009 ALOS image. The vectorization of the glacier terminus was manually determined based on the aerial photographs and satellite imagery. Due to variable snow cover, co-registering differences and imagery resolutions, we considered a 5% error in the determination of each glacier area. We also used Jin and others' (2005) equation to determine the total error in the determination of the Illimani

Table 2. Satellite imagery and RMSE

Sensor	Date	Mode observation	Spectral resolution μm	Spatial resolution m	RMSE m	Resolution DEM m	DEM vertical accuracy m
ALOS PRISM	1 Jun 2009	Forward, nadir and backward views	0.52–0.77	2.5	1.25	10	6.14

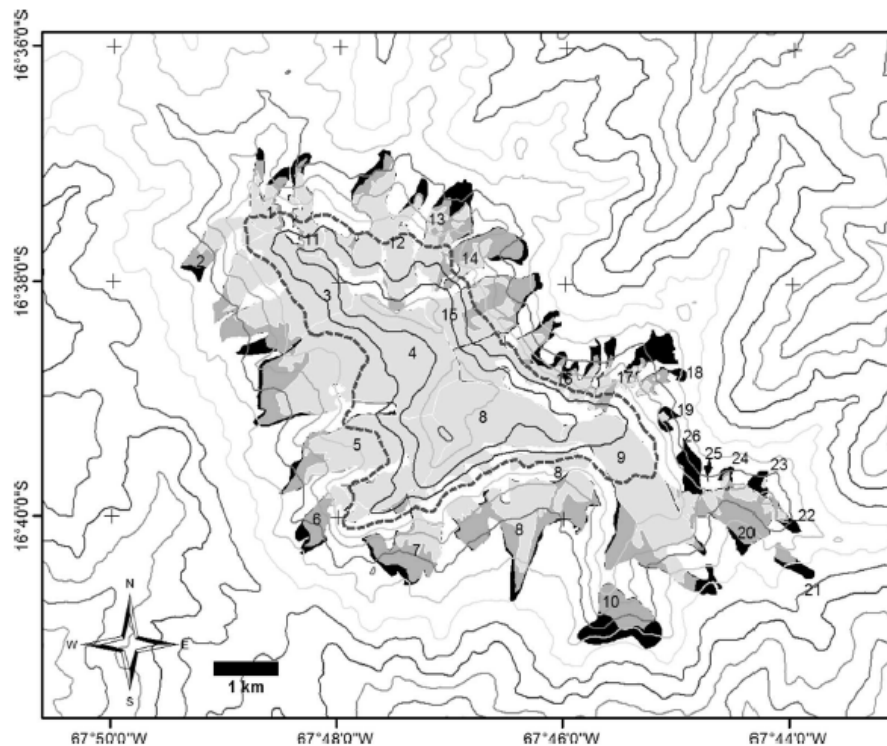


Fig. 3. Nevado Illimani area variations and glacier identification (numbers) with accumulation areas above 5600 m a.s.l. (dotted contour) for 2009 (light grey), 1983 (dark grey) and 1963 (black). Contour spacing is 100 m. Numbers identify glaciers used in this study (same as in Fig. 2); see Table 3 for area and extent details.

glacierized area in 1963, 1983 and 2009:

Uncertainty = $(S_1 - 5\sigma)^2 + (S_2 - 5\sigma)^2 + \dots + (S_n - 5\sigma)^2$,
 where S_n is the glacierized area and n is the number of glaciers.

The plane areas on the 1963 and 1983 aerial photographs and the 2009 ALOS image made it possible to calculate the glacial retractions for the 46 year period (Fig. 2). Finally, we compared the area variations with the accumulation rate variations obtained from a Nevado Illimani ice core taken during a 1999 field campaign (Ramirez and others, 2003).

5. RESULTS

Area changes

Area changes in Nevado Illimani during the last 46 years are shown in Figure 3 and Table 3. We calculated that the glacier-covered area decreased from 27.4 km² to 17.9 km² from 1963 to 2009, a 35% areal reduction in 46 years. From 1963 to 1983, there was a 12% areal loss, and there was a twofold acceleration (-26%) from 1983 to 2009 (Table 4).

Aspect and elevation changes

In 1963, the mean terminus altitude for small glaciers (i.e. <1 km²) was 4722 m a.s.l. (Table 5); by 2009, it had risen by 348 m. For glaciers larger than 1 km², the termini rose 191 m from 4728 m. This difference may be attributed to the lower elevation of the accumulation areas; in some years the entire glacier surface of the smallest glaciers can be converted into an ablation zone.

Surface changes in glaciers show differences due to their slope orientation and solar-radiation exposure/mountain-face orientation (Table 6). The east-slope/north-face glaciers retracted more than the west-slope/south-face glaciers. The first group represented 46% of the glacial area in 1963, but only 30% by 2009. This may be related to variations in solar exposure. During the morning, the cloud cover is at lower altitudes, exposing the east-slope/north-face glaciers to direct solar radiation. In the afternoon, cloud cover rises to higher tropospheric elevations, enabling it to absorb greater radiation and leaving the west-slope/south-face glaciers more sheltered (Jordan, 1985). Thus, west-slope/south-face glaciers are larger in area than east-slope/north-face glaciers, allowing for ice mass recovery in years of positive balance.

6. DISCUSSION

Reasons for glacier variations

Figure 4 shows that there is some coherence between annual accumulation rates at Nevado Illimani and annual precipitation at the El Alto weather station. While there is no statistically significant trend in the El Alto precipitation for the period 1960–98, the accumulation rate at Nevado Illimani can be divided into two phases, 1960–81 and 1982–2000, with a decrease from 0.92 to 0.31 m a⁻¹ to 0.56 to 0.19 m a⁻¹.

From Figure 5, it is clear that El Niño events became stronger after 1982, coinciding with changes in the accumulation rate at Nevado Illimani.

Table 3. Variations in Nevado Illimani glacier-covered area

Glacier ID	Area			Area loss				
	1963	1983	2009	1963–83		1983–2009		since 1963
	km ²	km ²	km ²	km ²	%	km ²	%	%
1	0.43	0.39	0.25	0.04	9	0.14	36	42
2	0.49	0.42	0.30	0.07	14	0.12	29	39
3	2.48	2.36	1.95	0.12	5	0.41	17	21
4	4.16	3.98	3.62	0.18	4	0.36	9	13
5	2.33	2.29	2.02	0.04	2	0.27	12	13
6	0.45	0.37	0.15	0.08	18	0.22	59	67
7	0.87	0.78	0.33	0.09	10	0.45	58	62
8	4.23	4.03	3.28	0.20	5	0.75	19	22
9	2.54	2.26	1.88	0.28	11	0.38	17	26
10	0.77	0.37	0.00	0.40	52	0.37	100	100
11	0.46	0.37	0.30	0.09	20	0.07	19	35
12	1.78	1.62	1.32	0.16	9	0.30	19	26
13	0.82	0.66	0.26	0.16	20	0.40	61	68
14	0.59	0.52	0.13	0.07	12	0.39	75	78
15	1.27	1.19	0.73	0.08	6	0.46	39	43
16	1.63	1.31	1.01	0.32	20	0.30	23	38
17	0.36	0.10	0.06	0.26	72	0.04	40	83
18	0.15	0.11	0.03	0.04	27	0.08	73	80
19	0.08	0.01	0.01	0.07	88	0.01	88	88
20	0.91	0.81	0.28	0.10	11	0.53	65	69
21	0.15	0.07	0.00	0.08	53	0.07	100	100
22	0.11	0.06	0.01	0.05	45	0.05	83	91
23	0.08	0.01	0.01	0.07	88	0.00	100	88
24	0.06	0.04	0.01	0.02	33	0.03	75	83
25	0.02	0.01	0.00	0.01	50	0.01	100	100
26	0.21	0.00	0.00	0.21	100	0.00	100	100
Total	27.43	24.14	17.94	3.29	–	6.20	–	–

Table 4. Nevado Illimani rate of change

Year	Variation in area		Variation rate	Rate of change
	km ²	km ²	%	km ² a ⁻¹
1963–83	–3.29	0.78	–12	–0.17
1983–2009	–6.20	0.69	–26	–0.24
1963–2009	–9.49	1.09	–35	–0.21

Table 5. Variations in the number of glaciers in Nevado Illimani and glacier terminus average elevations

Glacier class km ²	Number of glaciers		Mean elevation of terminus m	
	1963	2009	1963	2009
<0.05–0.09	4	7	4722	5070
0.10–0.49	8	8	4889	5061
0.50–1.00	6	1	4820	4885
>1.00	8	6	4728	4919
Total	26	22	–	–

Glacier variation and ice-core data

Figure 6 compares the Nevado Illimani glacier area losses from 1963 to 2009 with the net accumulation rate from an ice core at the same ice mass. It is clear that the mass loss rate during this period increased after 1983 (i.e. 3.3 0.78 km² from 1963 to 1983, then 6.2 0.69 km² from 1983 to 2009). Concomitantly, the accumulation rate decreased, mainly from 1983 onwards.

The observed ice mass reduction may be a result of the observed precipitation rate decrease (which also implies a smaller surface albedo), a reduction in cloud cover and an increase in air temperature (which would increase the sublimation rate at the Nevado Illimani altitude) (Comunidad Andina, 2007).

At Nevado Illimani, the smaller glaciers (<1 km²) have experienced the greater proportional areal reductions (76% from 1963 to 2009; Table 3). These results are similar to those

Table 6. Relation between glacier aspect and Nevado Illimani glacier-covered area

Year	Orientation			
	North		South	
	km ²	%	km ²	%
1963	13.5	46.5	15.8	53.5
2009	5.6	30.5	13.0	69.5

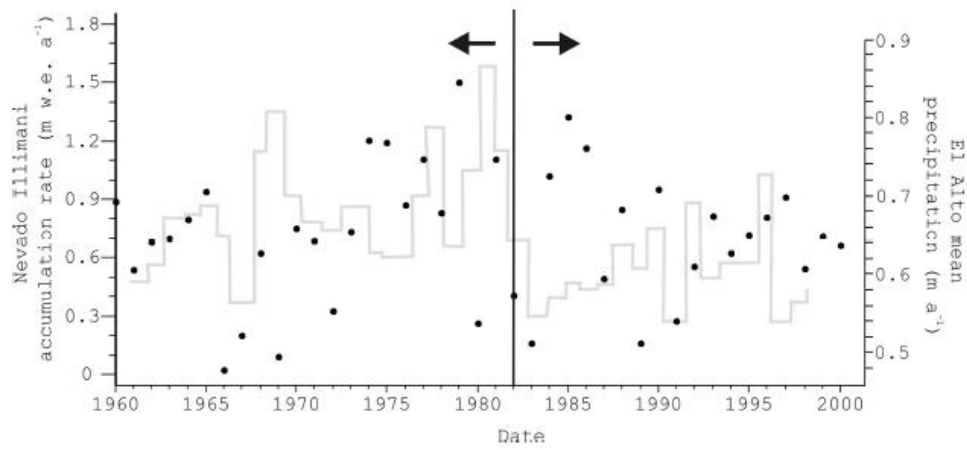


Fig. 4. Nevado Illimani accumulation rate (grey histogram) and mean annual precipitation trend at the El Alto weather station (black dots). The vertical line in the middle of the graph divides the accumulation at Illimani into two phases, 1960–81 and 1982–2000, with a decrease from 0.92 m a^{-1} to 0.56 m a^{-1} .

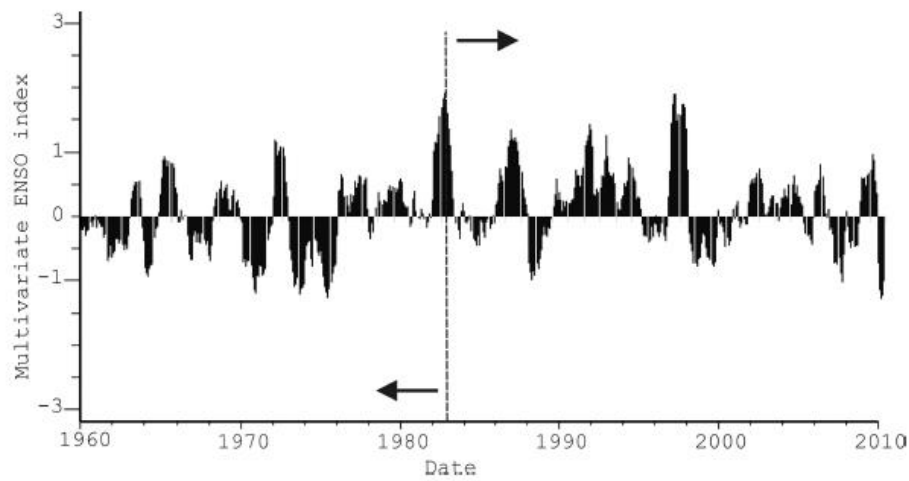


Fig. 5. Multivariate ENSO index (MEI) from 1960 to 2010. The dashed line separates two distinct periods: La Niña events predominated until the 1980s; afterwards, El Niño events became more frequent.

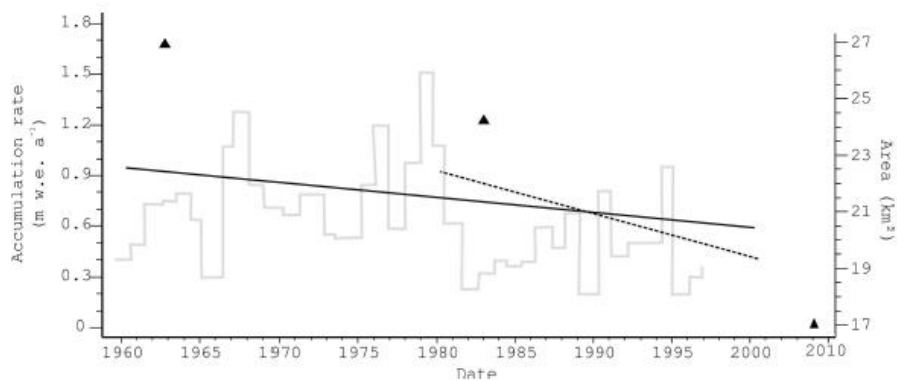


Fig. 6. Variation in Nevado Illimani's net accumulation rate, as determined from a local ice core (obtained at 6350 m a.s.l.), against the loss in area defined by this study. Triangles (glacier area), grey line (accumulation rate). The continuous black line marks the accumulation rate trend at the Illimani from 1960 to 1998 (0.92 m a^{-1} w. eq.) and the dotted line marks the same trend from 1983 to 2000 (0.562 m a^{-1} w. eq.).

found at other Bolivian glaciers: Glaciar Zongo (16° S, 68° W), by tropical standards a large glacier, had an area of 2.29 km² in 1963 but from 1956 to 2006 lost 14.4% of its area and has been rapidly shrinking since 1975 (Soruco and others, 2009); and Glaciar Chacaltaya (16°20' S, 68°07' W), a small glacier, had an area of 0.195 km² in 1963 (Ramirez and others, 2001) but had disappeared by 2010 (WGMS, 2011).

We do not expect the complete disappearance of the Nevado Illimani ice mass in the near future. Of the glaciers surrounding this mountain (Fig. 3), six (glacier ID: 3, 4, 8, 9, 11 and 12) have 40% of their glacial accumulation areas above 5500 m. Thus, it is possible for Nevado Illimani to recover its ice mass in certain years. In 2007/08, Glaciar Zongo had a mass balance of +257 mm w.e. (WGMS, 2011).

7. CONCLUSIONS

In total, Nevado Illimani lost 9.49–1.09 km² of its glacier area from 1963 to 2009. This reduction occurred in two phases: 12% from 1963 to 1983, and a further 26% in the following 26 years (up to 2009). The number of glacier basins has also reduced since 1963, from 26 to 22. East-slope/north-face glaciers have shown a greater retreat than those set on the west/south face of the mountain.

By comparing these results with accumulation rates, determined from a local ice core, we identified a marked reduction from 1983 onwards that may be the main factor in the increasing glacier retreat at the Nevado Illimani site.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was conducted within the framework of the Andean Regional Project on Climate Change Adaptation (PRAA) funded by the World Bank and implemented through the Andean Community of Nations (CAN). We thank the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (project No. 490125/2010-7, programme PROSUL).

REFERENCES

- Clapperton CM (1993) *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam
- Comunidad Andina (2007) *>El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y cambio climático en la Comunidad Andina*. Secretaría General de la Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe, la Agencia Española de Cooperación Internacional, Lima
- Correia A and 6 others (2003) Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350 m a.s.l.). *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 3(3), 2143–2177 (doi: 10.5194/acpd-3-2143-2003)
- De Angelis M, Simões J, Bonnavera H, Taupin JD and Delmas RJ (2003) Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918–1998 and Tambora periods. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 3(3), 2427–2463
- Francou BP, Ribstein P, Wagnon P, Ramirez E and Pouyaud B (2005) Glaciers of the tropical Andes: indicators of global climate variability. In Huber UM, Bugmann HKM and Reasoner MA eds. *Global change and mountain regions*. Springer, Dordrecht
- Francou B, Cáceres B, Gomez J and Soruco A (2007) Coherence of glacier signal throughout the tropical Andes over the last decades. In *Proceedings of the 1st International Conference on the Impact of Climate Change: On High-Mountain Systems, 21–23 November 2005, Bogotá, Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, 87–97
- Grupo de Trabajo de Nieves e Hielos del Programa Hidrológico Internacional de United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (GTNH-PHI-UNESCO) (2010) *Declaración de Manizales sobre 'Glaciares y Cambio Climático'*. In Arenas CDL and Cadena JR eds. *Glaciares, nieves y hielos de América Latina. Cambio climático y amenazas. Pt 1: Glaciares y cambio climático*. Ingeominas, Instituto Colombiano de Geología y Minería/GTNH-PHI-UNESCO, Bogotá, 13–16
- Hardy DR, Vuille M and Bradley RS (2003) Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 4693 (doi: 10.1029/2003JD003623)
- Hoffmann G and 11 others (2003) Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1179 (doi: 10.1029/2002GL014870)
- Jin R, Xin L, Che T, Wu L and Mool P (2005) Glacier area changes in the Pumqu river basin, Tibetan Plateau, between the 1970s and 2001. *J. Glaciol.*, 51(175), 607–610 (doi: 10.3189/172756505781829061)
- Jordan E (1985) Recent glacier distribution and present climate in the central Andes of South America. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 21, 213–224
- Jordan E (1990) *Verbreitung von Gletschern und neuzeitlichen Moränen in der Cordillera Real/Illimani Region (Ostkordillere)*. (Scale 1:70 000) In Jordan E *Die Gletscher der Bolivianischen Anden*. Frank Steiner, Stuttgart
- Jordan E (1998) Glaciers of Bolivia. In Williams RS, Jr and Ferrigno JE eds. *Satellite image atlas of glaciers of the world*. (USGS Professional Paper 1386-I) US Geological Survey, Denver, CO, 181–1108
- Kaser G and Osmaston H (2002) *Tropical glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge
- Lemke P and 10 others (2007) Observations: changes in snow, ice and frozen ground. In Solomon S and 7 others eds. *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 339–383
- Marengo JA and 8 others (2011) Climate change: evidence and future scenarios for the Andean region. In Herzog SK, Martínez R, Jørgensen PM and Tiessen H eds. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*. Inter-American Institute for Global Change Research, São José dos Campos/Scientific Committee on Problems of the Environment, Paris
- Ramírez E and 8 others (2001) Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S). *J. Glaciol.*, 47(157), 187–194 (doi: 10.3189/172756501781832214)
- Ramírez E and 12 others (2003) A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212(3–4), 337–350 (doi: 10.1016/S0012-821X(03)00240-1)
- Soruco A and 9 others (2009) Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, 50(50), 1–8 (doi: 10.3189/172756409787769799)
- Vuille M (1999) Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 19(14), 1579–1600 (doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N)
- Vuille M, Bradley RS, Werner M and Keimig F (2003) 20th Century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59(1–2), 75–99 (doi: 10.1023/A:1024406427519)
- World Glacier Monitoring Service (WGMS) (2011) *Glacier Mass Balance Bulletin No. 11 (2008–2009)* eds. Zemp M, Nussbaumer SU, Gärtner-Roer I, Hoelzle M, Paul F and Haeblerli W. ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zürich

CAPÍTULO 6

Andean glacier shrinkage and the Amazon Basin precipitation variability

Artigo submetido ao *Global and Planetary Change* em 14/01/2014.

ANDEAN GLACIER SHRINKAGE AND THE AMAZON BASIN PRECIPITATION VARIABILITY

Rafael da Rocha RIBEIRO*

Jefferson Cardia SIMÕES*

Edson RAMIREZ**

Norberto DANI*

* Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. r.ribeiro@ufrgs.br

** Instituto de Hidráulica e Hidrología, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

Abstract:

Andean tropical glaciers have shown a clear shrinkage throughout the last few decades. However, it is unclear how this decline is associated with variations in the rainfall patterns in the Amazon basin. To research this question we compared the variation in the extension of a glacier from the Nevado Illimani (16°37'S, 67°46'W) in Bolivia, determined by remote sensing data, with the annual net accumulation variations derived from an ice core from the same Bolivian mountain, complemented with data from the Quelccaya ice cap (13°56'S, 70°50'W), and with climatic series (average annual temperature and precipitation volume) of several weather stations in the Amazon basin since 1961.

Between 1983 and 2009, the area of the studied glacier (Glacier n°8 of the Nevado Illimani) decreased by 17% (down from 2.36 km² to 1.95 km²). The initial period of this decrease (up to 1999) is in accordance with a reduction in snow accumulation rates at the sites of the two ice cores. However, after that year, the accumulation increase at these sites. Our analysis shows that, after 1999, the mean annual temperature kept on rising (0.26°C/decade between 1961 and 2009) and there was also a rise in the altitude of the 0°C isotherm in the Nevado Illimani, probably explaining the glacier shrinkage despite of the increased accumulation.

The variation of the annual accumulation at the two ice cores site showed the following pattern of change: an increase from 1960 to 1981, a decrease from 1981 to 1999 and again an increase from 1999 to 2009. Comparing these general trends with information from Amazon basin weather stations, we found that they are similar only to those of the northwestern Amazon region, exemplified by the weather station lauretê (00°37'S, 69°12'W). This is the region of the Amazon where the climatic variability shows the strongest modulation by the ENSO phenomenon, according to Obregon and Noble (2006) who called it R1.

1 INTRODUCTION

The continental extension of the Amazonia Forest and its location on the equatorial belt makes it an important exporter of moisture and heat to higher latitudes (Pagle 1987). Its hydrological cycle is regulated by winds that blow from east to west, bringing a large amount of water vapour coming from the evaporation of the Atlantic Ocean. After the precipitation, evaporation and recycling moisture in the forest occur, and then, much of this evaporation returns to the region in the form of rain. It's estimated that much of the rain that falls in the Amazonia consists of recycled evaporation (Salati and Nobre 1991), the percentage of recycled water in the region increases from east to west, and when the water reaches the Andes, 88% of it has fallen at least twice as precipitation (Lettau et al. 1979).

Variations in the Amazonian rainfall over the last 80 years were studied in 18 meteorological stations by Satyamurty et al. (2010). According to this study, the annual and seasonal rains do not present significant trends. Also, a decrease in rainfall due to deforestation, as predicted by modelling studies, is not yet observed. Some stations (centre and east), have even recorded an increase in their total precipitation, and other stations in the west have recorded a decrease one. In general, for the whole area, precipitation is slightly decreasing.

In this South American sector, reliable climatic data it is still difficult to obtain. Angelis et al. (2004) affirm that a detailed monitoring of extensive areas on the Amazonia requires a dense network of rain gauges, which is made unfeasible by the topography or by the forest. Therefore any climatic analysis for this area should be done with caution.

An alternative technique for the study of climate variables of a region can be based on the relationship between the proportion of stable isotopes of hydrogen (H^1 e H^2) and oxygen (O^{16} e O^{18}) in the rainwater, which can either be directly measured or preserved in minerals, plants or in animal tissues (Bowen and Revenaugh 2003). It is known that the ratio of these elements is controlled by meteorological parameters (condensation temperature, precipitation volume, etc.) which allows the reconstruction of past climate conditions; this technique also allows identification of the source areas of air masses bringing precipitation (Dansgaard 1964; Kutschera 2005).

One such study was performed using data from an ice core extracted from the Nevado Illimani ($16^{\circ}37'S$, $67^{\circ}46'W$, 6,350 m above sea level – a.s.l., located in the central sector of the Andes), obtained by the *Institut de Recherche pour le*

Développement (IRD), France, in 1999. This study helped in the reconstruction of the composition and evolution of the chemistry of the atmosphere in the Amazonian basin area (Correia et al. 2003a; De Angelis et al. 2003; Ramirez et al. 2003). Due to its location, just 300 km from the Amazonia forest, and because this part of the cordillera receives moist air masses advecting from East during the summer months (Vuille et al. 1997; Satyamurty et al. 1998), this site is appropriate for a reconstruction of the Amazonia climate variability. However, our knowledge on the connections about the glaciers variations (e.g., area and accumulation rate) with the precipitation source area (Amazonia) (Correia 2003b) is still limited, difficulting the interpretation of the paleoclimatic data (ice cores) in terms of Amazonian climate variability.

Thus, this study compares data obtained by remote sensing (aerial photographs) and derived from ice cores (accumulation rates) of Nevado Illimani with climatological series (mean air temperature and rainfall) from several weather stations of the Amazonia basin from 1961 to 2009 (Figure 1). These weather stations were chosen because they are part of a transect extending from the Atlantic Ocean up to the Bolivian Andes. Furthermore, Vimeux et al. (2005) when studying the origin of air masses carrying moisture to the Glacier Zongo (16°20'S, 67°47'W) (about 60 km of distance from Nevado Illimani) attributed to these areas the origin of air masses reaching the glacier. We intend to identify how these climatic variables of the Amazonia basin are associated with the behaviour of a high altitude glacier (> 5,500 m) in the tropical Andes.

2 CLIMATIC BACKGROUND

The Amazonia region presents high air temperatures throughout the year. The months of November through March correspond to the rainy season, where much of the region presents high levels of precipitation. This is different from the conditions found in the months of June through August, which are characterized by low rainfall months (dry season). On the Bolivian Altiplano the rain is concentrated during the summer months, in La Paz approximately 50% of the precipitation occurs during this period.

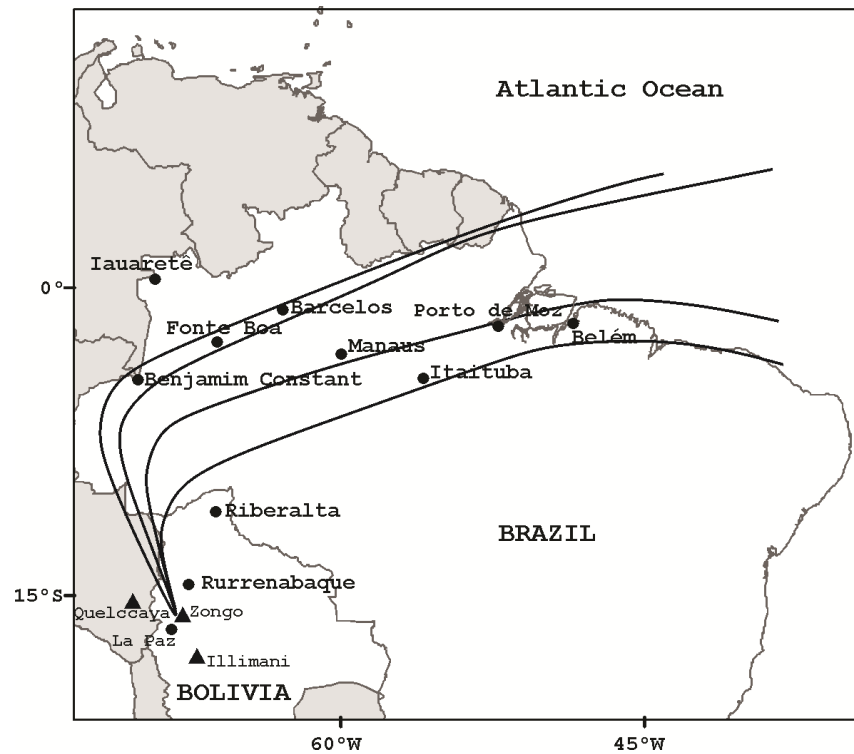


FIGURE 1 - Location of the weather stations (black dots) and glaciers (triangles) discussed throughout the text. Black lines mark back trajectories of air masses arriving in the Zongo Valley (Bolivia) during the summer (Vimeux et al. 2005).

According to Martin et al. (1998) and Satyamurty et al. (1998) this variation in precipitation rates during the year occurs because strong trade winds on the east coast bring large amount of water vapour from the Atlantic to the northern part of South America during the summer. This variability is associated with the north-south movement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) along the year, in the summer is positioned farther south (north during the winter). The Atlantic anticyclone is weaker and more shifted towards the centre of the ocean, so air masses of continental equatorial origin dominate in eastern Amazonia and central Brazil, creating important convective precipitation. Throughout the winter, the ITCZ is located north of the Equator, and great flows of west air can extend up to about 10°S, preventing penetration of the Amazonian air masses, creating a dry period that affects eastern Amazonia, central Brazil and the Andes. Penetration of cold fronts to the north of South America may occur and cause significant air temperature drops, sometimes preceded by rain; these events are known locally as *friagens* (Brazil) or *surazos* (Andes). In Bolivia rain depends on the trade winds that carry moist air from

the Atlantic and the Amazonia basin, as well as the convection within the ITCZ and the cold fronts from high latitudes that can cross the Andes and produce rainfall (Rochail 1995).

INTERANNUAL VARIABILITY

Nobre et al. (2009) indicate that the warming of the equatorial Pacific sea surface temperature (SST) is associated with reduced cloudiness / rainfall and river flows on the northern, central and eastern Amazonia, probably related to a weakening of the Walker Cell. During the opposite phase (La Niña) contrary conditions prevail (more rain and river flows above average). Negative rainfall anomalies in western Amazonia are associated to anomalous warm SST in tropical Atlantic (to north of the equator) and cool waters in the Atlantic (to north of the equator). The ITCZ is anomalously located north of its position. This modification is associated with a reduction in intensity of northeast winds transported to the southern Amazonia during the peak of the austral summer and the weakening of the altitude winds, reducing convection and rain.

For the Altiplano, Garreaud et al. (2009) argue that El Niño years tend to be dry, while La Niña years are associated with wet periods. Humid summers are related to the cooling of the Pacific, shrinking tropical troposphere and intensification of the easterly winds flow; during dry summers the pattern is reversed. In periods of warm Pacific SST there is an increase in evaporation and precipitation over the equatorial Pacific, associated with a decrease in clouds (increased insolation) and increased subsidence over the Central Andes affecting the rise in air temperatures identified during El Niño events (the temperature increases by 0.13 to 0.70°C above the Normal). The moisture variability over the Andes is related to changes in the intensity and transport from the east.

INTERDECADAL VARIABILITY

The north (south) of Amazonia has less (more) rain when compared with periods previous to 1975. For Nobre et al. (2009) this is due to a change in atmospheric-oceanic circulation over the North Pacific that began in 1975–76 associated with the Pacific Decadal Oscillation - PDO. After 1975, apparently associated with the positive phase of the PDO, rainfall reduced in the northern Amazonia associated with a more frequent and intense El Niño. On the other hand, the southern region of the Amazonia shows positive rain trends.

3 DATA AND METHODS

3.1 CLIMATIC DATA

We used monthly data (air temperature and precipitation) of nine weather stations of the Brazilian *Instituto Nacional de Meteorologia* (INMET) (www.inmet.gov.br/portal) and three of the Bolivian *Sistema de Procesamiento de Datos Meteorológicos* (SISMET) (www.senamhi.gob.bo/sismet/) to determine trends and annual averages for the period 1961–2009.

Some rainfall data were missing, so we applied homogeneity tests and gap filling. The routine used was CLIMATOL developed by Guijarro (2004) that runs within the R software, which among its functions compares each original series with a reference, taken from an average of the rest, based on proximity and altitude. We also used in this rainfall analysis: a) the rainfall index (Marengo 2004), which divides the study area into two sectors: the NAR (Northern Amazonian rainfall) and SAR (Southern Amazonian rainfall), b) the division of the rainfall spatial distribution in Amazonia defined by Obregon and Nobre (2006) in five regions. Figure 2 shows these two approaches. As the ENSO plays an important role in this sector of South America, we use the analysis made by Silva et al. (2010) that determined the deviations of precipitation in the summer months under different intensity of El Niño and La Niña from 1961 to 2009, to detect Amazonian sectors that have similar behaviour to Bolivian glaciers during these events. This topic is more detailed in the discussed section.

To assess the nature of the large scale forces associated with the behaviour of the glacier we applied the following indexes: Tropical Northern Atlantic Index (TNA), Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Multivariate ENSO Index (MEI), obtained from the NOAA page and CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado (www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/).

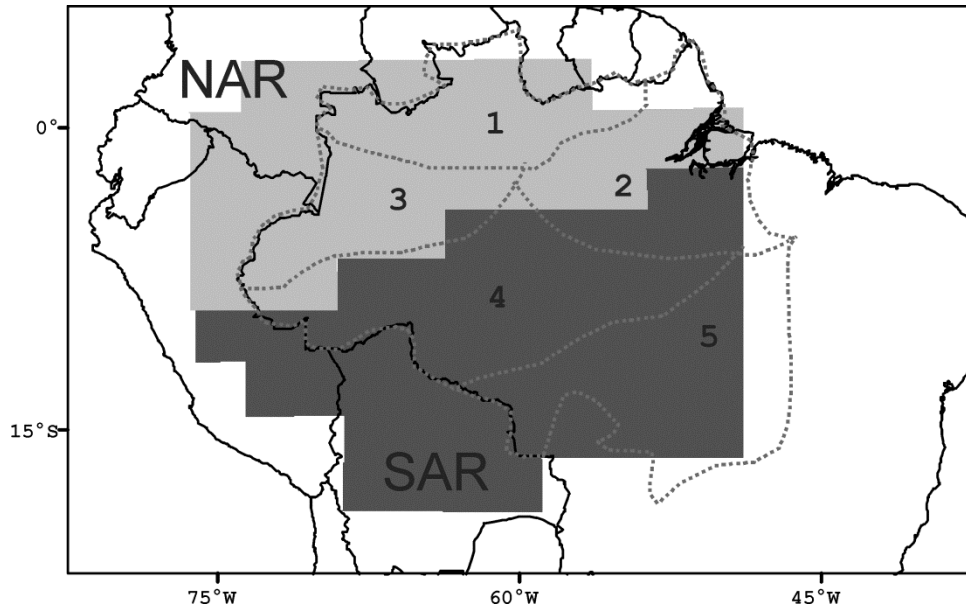


FIGURE 2 – The division of the Amazonia basin considering two rainfall index: the Northern Amazon Rainfall (NAR) (light grey) and the Southern Amazon Rainfall (SAR) (dark grey); the dotted line separates the Amazonian basin five divisions as defined by Obregon and Nobre (2006) based on a rainfall cluster analysis.

3.2 GLACIER DATA

We investigation is based on a Nevado Illimani glacier called n°8, located in the southern sector of this mountain flowing towards the Palca River drainage basin. It has an area of 1.95 km² (in 2009) and great part of its accumulation area is above 5,000 m of altitude; it is considered a large glacier (> 1 km²) in Bolivia (Comunidad Andina 2007). It was chosen because it is the glacier best represented in the oldest air photos available for this area.

3.2.1 AERIAL PHOTOGRAPHS

In this study we used aerial photographs from May 1956, June 1963, July 1975, June 1983, and August 2009 available at the Bolivian *Servicio Nacional de Aerofotogrametria* (SNA). Twelve aerial photographs make up the 'block' of used material (Table 1).

Firstly, the aerial photographs were digitized with a 14- μ m resolution. Then we employed a Leica Digital System (LPS) software and Planar 3D application for interior orientation of the photographs. This process determines the relationship between rows and columns on the digital image and the physical dimensions on the original photograph. The software uses the following parameters to perform this

operation: radial distortion of lens, focal length and the position of the fiducial marks (Smith et al. 1994).

We used aerotriangulation (Smith et al. 1994) to georefer and connect all the points in the stereoscopic model. For this step, we carried out fieldwork in 2010 using a pair of Ashtech Zmax L2 differential GPS (DGPS) to produce 8 control points on the terrain. The ice-covered areas and drainage basins were digitalized using the UTM-WGS 84 (zone 19 south) reference system; the glacier terminus was manually determined based on the aerial photographs.

Subsequently, we extracted a terrain digital elevation model (DEM) for each studied year. Subtracting different years DEMs provided glacier volume changes, converted into a mean mass balance.

TABLE 1 – Characteristics of the aerial photographs used in the study.

Date	Scale	Number of Photos	Focal Length (mm)
1956	1:36000	2	153.35
1963	1:29000	2	152.44
1975	1:63000	2	152.22
1983	1:41000	2	153.06
2009	1:33000	4	152.67

3.2.2 ICE-CORE DATA

In 1999, an international team led by the IRD, recovered a 138 m ice core from Nevado Illimani (16°37'S, 67°46'W), at 6,350 m above sea level (a.s.l.). The mean accumulation rate at this site, from 1960 to 1999, was obtained by Vimeux et al. (2009) and was analysed by normalization of its standard deviation and averages. When comparing the variability of the accumulation rate until 1999 on the Nevado Illimani site with the one at the ice core site from the Quelccaya ice cap (14°S, 71°W) (Thompson et al. 2013) we note that the both cores show different averages in two periods (1960–1981 and 1981–1999), marked by a break in the records in 1981. Considering that the records from Nevado Illimani end in 1999, we attributed to the 1999–2009 period the same behaviour that occurred in Quellcaya, i.e., an increase in the accumulation rate.

3.2.3 MASS BALANCE AND HIDROLOGICAL DATA

In 1991 the IRD, with the local support of the *Instituto de Hidráulica e Hidrologia* (IHH) of the *Universidad Mayor de San Andres*, Bolivia, started measuring mass balance on Zongo Glacier (16°05'S and 68°17'S, area 1.9 km²). Zongo has lost 400–600 mm water equivalent year (w.eq. a⁻¹) for the last 15 years. As there are no mass balance data for the Nevado Illimani glaciers, we used information from the Zongo Glacier as a proxy for what is happening in the n°8 Nevado Illimani glacier, since both glaciers have similar sizes. These data are available on the website (<http://www.geo.uzh.ch/>) and are part of the World Glacier Monitoring Service (WGMS). The values for the Zongo Glacier mean annual runoff were extracted from the publication by Ribstein (2002) and cover the period 1973–1999. We used Zongo Glacier 1991–2010 front fluctuations determined by the French Observatory for Environment (ORE) GLACIOCLIM programme (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr>).

4 RESULTS

4.1 CLIMATIC TRENDS

The mean annual air temperature data indicate that the region shows a statistically significant warming trend ($p < 0.05$) in almost all cities except La Paz (p -value = 0.133). The time series analysis shows a warming for the region as a whole, of about +0.26°C/decade from 1961 to 2009 (table 2).

In this period, most of the stations do not show significant precipitation trends, and there is no regional pattern. Our results (table 3) agree with a report on climate change and its risks in Brazil (Marengo et al. 2011), where the authors claim that there is no clear rainfall trend in Amazonia. For example, the 1951–2005 period show a combination of wet and dry trends, making it difficult to have a general trend for all Amazonia. They concluded that, in general, from 1945 to 1976 the Amazonia was relatively moist, and from 1977 to 2000 it was relatively dry. Pacific Decadal Oscillation (PDO) probably modulated this behaviour.

TABLE 2 – Annual trends in temperature series.

Station	Lat.	Long.	Trend magnitude (°C)	p-value	Correlation Coefficient
Barcelos	00.58	62.55	0.024	0.00	0.57
Belém	01.27	48.28	0.029	0.00	0.79
Benjamin Constant	04.23	70.02	0.030	0.00	0.70
Fonte Boa	02.32	66.10	0.032	0.00	0.83
Iauaretê	00.37	69.12	0.027	0.00	0.85
Itaituba	04.27	55.29	0.060	0.00	0.85
La Paz	16.30	68.11	0.006	0.133	0.22
Manaus	03.07	59.57	0.012	0.00	0.46
Porto de Moz	01.70	52.20	0.028	0.00	0.64
Riberalta	11.00	66.00	0.023	0.00	0.66
Rurrenabaque	14.25	67.30	0.015	0.016	0.34

TABLE 3 – Annual trends in precipitation series.

Station	Lat.	Long.	Trend magnitude (mm)	p-value	Correlation Coefficient
Barcelos	00.58	62.55	-9.654	0.028	-0.31
Belém	01.27	48.28	8.368	0.056	0.27
Benjamin Constant	04.23	70.02	-13.304	0.001	-0.44
Fonte Boa	02.32	66.10	2.360	0.606	0.07
Iauaretê	00.37	69.12	-16.487	0.016	-0.34
Itaituba	04.27	55.29	-7.677	0.032	-0.30
La Paz	16.30	68.11	1.005	0.355	0.13
Manaus	03.07	59.57	1.555	0.618	0.07
Porto de Moz	01.70	52.20	-0.469	0.893	-0.01
Riberalta	11.00	66.00	0.073	1.608	0.61
Rurrenabaque	14.25	67.30	-7.523	0.126	-0.22

Trends can be “masked” by the short period analysed and by the large rainfall annual variations, so we decided to examine differences between averages of precipitation. We divided the period analysed in three different phases: 1961–1981, 1981–1999 and 1999–2009. As shown in table 4, only two stations showed differences greater than 10% (Iauaretê and Rurrenabaque) between the average coefficients of variation. Out of these two, Iauaretê is the only one that shows an average decrease from 1981 to 1999 and then an increase from 1999 to 2009. Rurrenabaque points only to a decrease in these values. Our studies are consistent

with the research of Sansigolo and Santos (2010) who analysed the frequency of dry and wet days in different cities of the Amazonia (Manaus, Belem and lauretê) using Standardized Precipitation Index (SPI). The three cities studied, only lauretê shows long sequences SPI6 (Standardized Precipitation Index in the period of six months) alternating below and above the normal.

As discussed in the previous paragraphs, the TNA and MEI indices (Figure 3) represent indirectly the main large scale driving forces that influence the rainfall in the region on interannual scales. It is important to note in this figure that 2005 was a year of weak El Niño event (<http://enos.cptec.inpe.br/>), but represented the worst drought over the last 100 years in the southern Amazon region (Marengo et al. 2005).

Yoon and Zeng (2010) assert that is difficult to separate the influence of the Atlantic and Pacific oceans over the Amazonia. This comes from a synchronization that exists between them, they argue, for example, that a warming of the eastern tropical Pacific Ocean typically induces a warming in the North Atlantic with a few months of delay. However some hot/cold events in tropical North/South Atlantic do not have a clear connection to the Pacific ones.

TABLE 4 – Mean annual precipitation.

Station	1961 - 1981	1981 - 1999	1999 - 2009	Coeff. of variation (%)
	Mean (mm year)	Mean (mm year)	Mean (mm year)	
Barcelos	2536	2276	2402	5.41
Belém	2906	2988	3198	4.97
Benjamin Constant	3018	2489	2759	9.60
Fonte Boa	2501	2488	2589	2.18
lauretê	3738	2970	3560	11.74
Itaituba	2122	1997	2062	3.02
La Paz	602	608	630	15.96
Manaus	2277	2346	2307	1.50
Porto de Moz	2380	2246	2346	2.97
Riberalta	1846	1840	1724	3.79
Rurrenabaque	2305	2188	1758	13.83

4.2 GLACIER AREA AND VOLUME ESTIMATION

The Nevado Illimani Glacier n°8 lost area and volume in the period 1956–2009 (53 years). Figure 4 shows that practically no variations occurred in the period 1956–1983, so we consider this glacier as stable during that period. From 1980s until 2009 the glacier shrank (lost about $0.015 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$). Percentage-wise, from 1983 to 2009 it lost 17% of its area. In 1983 the area was estimated at 2.36 km^2 and in 2009 at 1.95 km^2 .

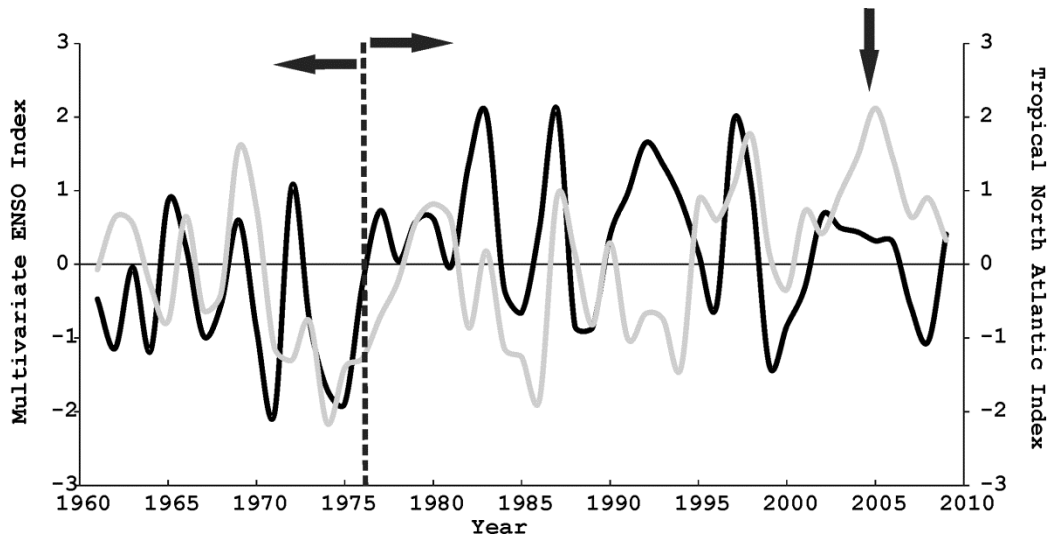


FIGURE 3 – Multivariate ENSO Index (MEI), black line, and the Tropical North Atlantic Index (TNA), grey line, from 1960 to 2010. The arrow indicates the year (2005) when TNA represents an extreme event. Black arrows mark a MEI behaviour change in early 1980s.

The digital elevation models for the periods 1956–1963–1975 show high mean absolute error values (average of 6.3 m, or approximately 5.67 m water equivalent, w.eq. for a mass balance study). So, we worked with the DEMs with smaller errors, selecting the 1983 and 2009 ones, validated by transverse profiles. Discontinuities appear in the sectors above the 5,200 m of altitude, probably related to the low snow/ice, which hindered the establishment of floating mark on the glacier for altimetry measurements. We had to exclude these sectors from our analysis, and perform our measurements only below 5,200 m a.s.l. The average glacier's surface height reduction was -13.0 m from 1983 to 2009 and a mass balance of -11.8 m w.eq. (with an mean absolute error of 2.29 m w. eq. for the entire period). This mass balance value is very close to the Zongo Glacier one, which in this same period lost -12 m w.eq. (Soruco et al. 2009).

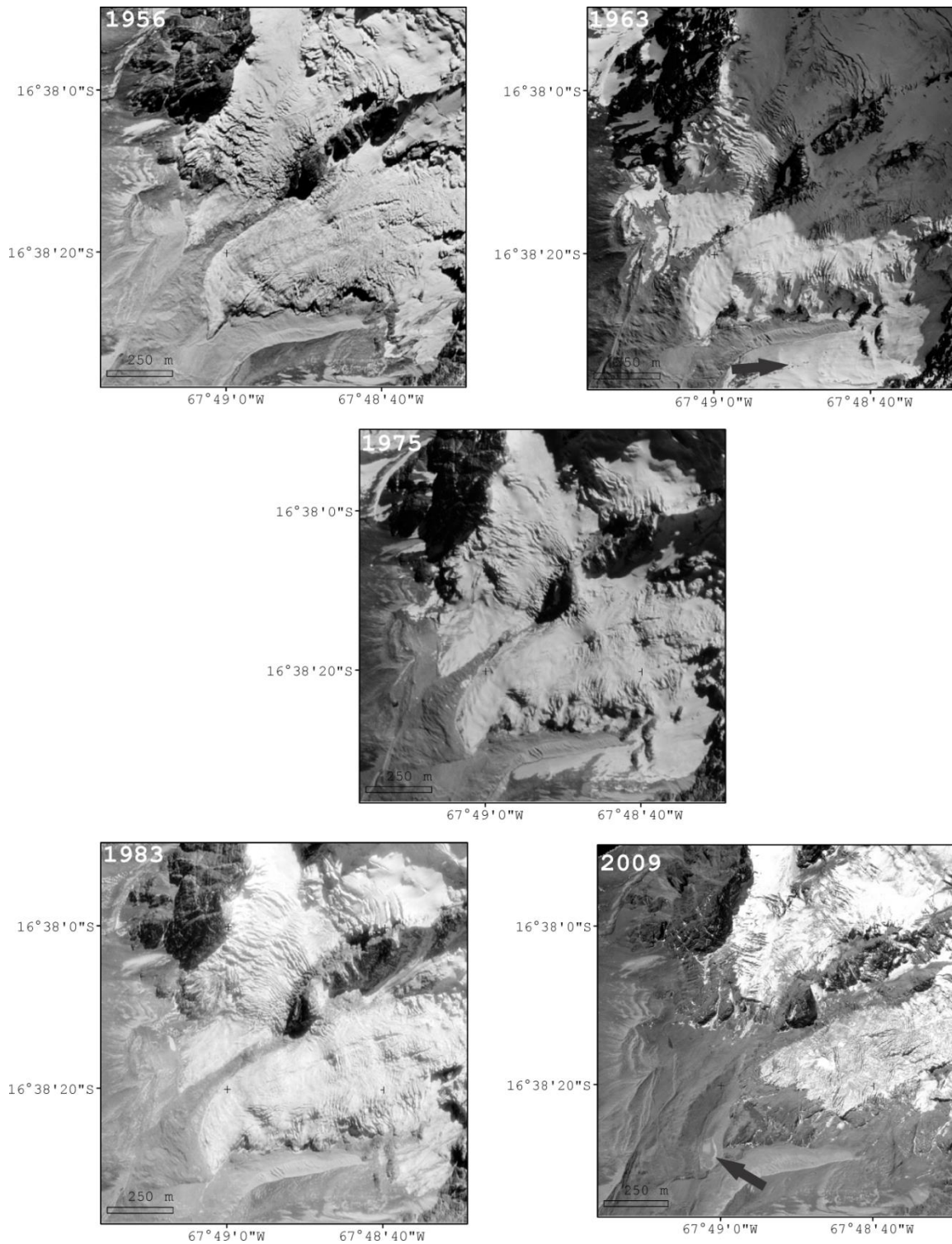


Figure 4 – Aerial photographs used for planimetric analysis of the Glacier n°8 (Nevado Illimani). Note that the glacier front position was stable from 1956 to 1983. In 1963 the left sector of the glacier (arrow) seems to have advanced, but when we compared with 1975 photograph it became clear that it was really a recent snowfall masking the limits of the glacier. From 1983 to 2009 the glacier shrinkage formed a small proglacial lake (arrow).

4.3 ICE CORE

Figure 5 (left side) shows the variability of net annual snow accumulation rate at the Nevado Illimani during the period 1960–1999, with an average of $0.88 \text{ m w.eq. a}^{-1}$. There is a behaviour shift in the accumulation rates after 1981. Thus, we decided to treat this analysis in 2 distinct periods: 1961–1981 and 1981–1999. In the first period the accumulation rate was $1.02 \text{ m w.eq. a}^{-1}$; in the second one this accumulation decreased almost 50% ($0.76 \text{ m w.eq. a}^{-1}$).

5 DISCUSSIONS

5.1 Glacier Changes

High-level winds are responsible for making the connection between the oceanic forces and the climate in the Andes. In this case we have the Pacific SST influencing the Bolivian glaciers mass balance (negative in El Niños and positive in La Niñas years) (Vuille et al. 2008). Figure 5 (dashed line) includes 3 El Niño events and compares with the mass balance data. Letter (A) identifies the most negative balance since the measures were initiated in the Zongo Glacier ($-1.96 \text{ m w. eq. a}^{-1}$), this coincides with a strong El Niño that occurred in the years 1997–1998. In (B) there is a negative mass balance (not as strong as the previous one) under weak El Niño conditions from 2008 to 2010 ($-0.61 \text{ m w.eq. a}^{-1}$). But in the years of 2004–2005 (C) there was a high negative balance ($-1.55 \text{ m w.eq. a}^{-1}$), but an anomalously weak El Niño during this period. As highlighted in figure 3, during this period there was an extreme event in the tropical North Atlantic SST, which may have influenced this anomalous mass balance behaviour, because in this same period a great drought occurred in the western and southern Amazonia (Marengo et al. 2008).

In the Nevado Illimani precipitation occurs in approximately 7 months of the year (ONDJFMA), where the accumulation can reach $1.6 \text{ mm w.eq. day}^{-1}$; sublimation rate can reach approximately $1.2 \text{ mm w.eq. day}^{-1}$ in the dry season (Vimeux et al. 2009). According to Wangon et al. (2003), the radiation balance is generally negative at Nevado Illimani during the winter, due to the constant high albedo and reduced inflow of long radiation under clear skies.

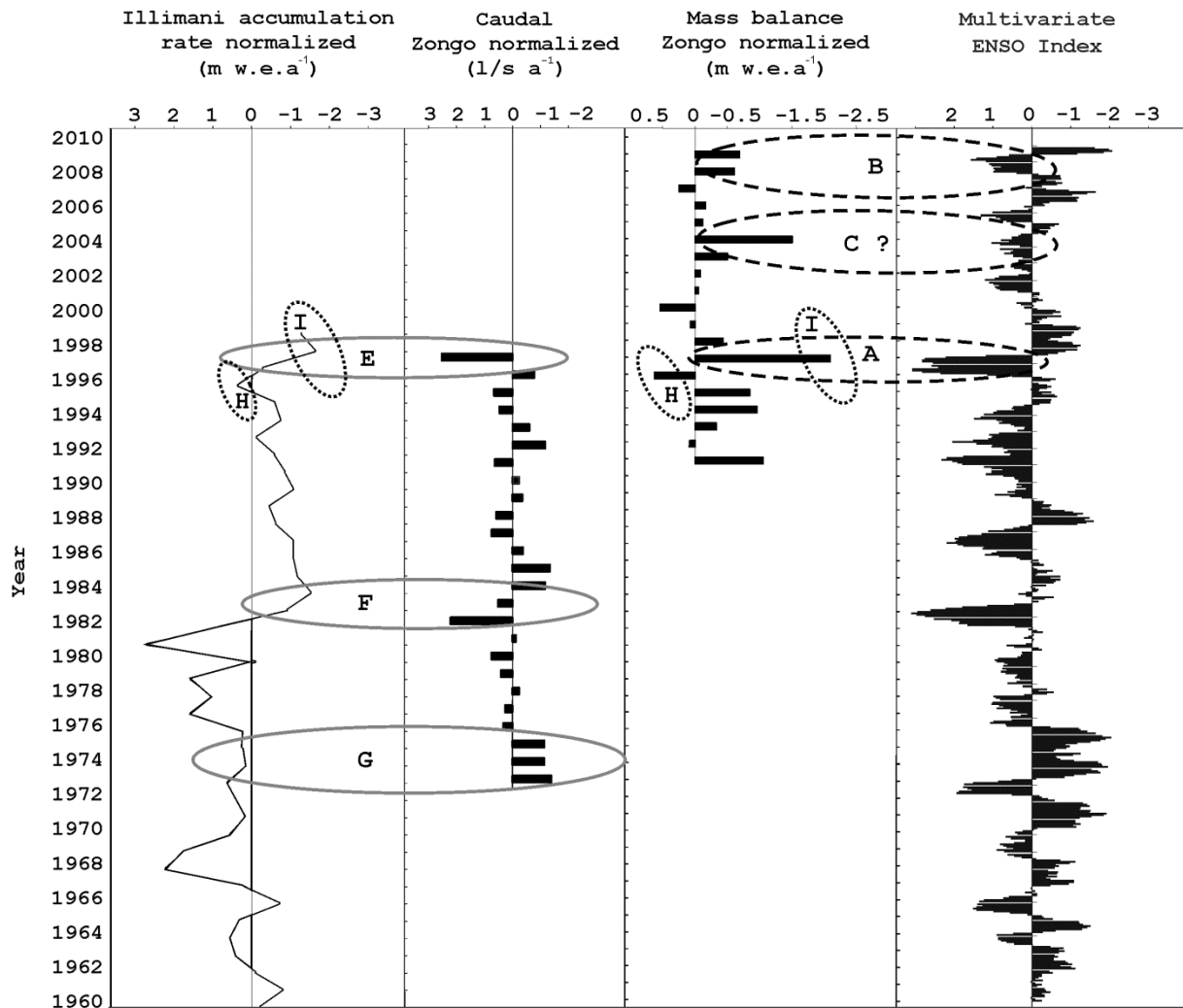


Figure 5 – Comparison between the Zongo Glacier mass balance, Multivariate ENSO Index (MEI), accumulation rate at an ice core from Nevado Illimani and the Zongo Glacier water runoff. Dashed line compares mass balance rates with the intensity of MEI events. The grey line compares accumulation rates and the glacier water runoff. Dotted line marks the mass balance and its relationship with the accumulation rate.

Zongo Glacier mass balance measurements began in 1991 and remain until today. The 1999 Nevado Illimani ice core allowed overlapping eight years of accumulation rates with the Zongo mass balance data. Figure 5 (dotted line) indicates that accumulation rate decreased in 1997-1998 (0.51 m w.eq. a⁻¹ or 42% below average) and is concomitant to a strongly negative mass balance (-1.96 m w.eq.). In the letter H, in 1996, we observe the opposite, i.e., the accumulation at the ice core site increased (0.96 m w.eq. or 9% above average)

associated with a positive mass balance (0.79 m. w.eq. for 1996), indicating that the ice core has a similar response to mass balance in this tropical area.

Figure 5 (grey line) compared the accumulation rate at the Nevado Illimani with Zongo Glacier annual runoff. In the letters E and F (El Niño situation), there is a positive flow (147 litres per second year – $\text{Ls}^{-1} \text{a}^{-1}$) and lower accumulation rates in the ice core (mean 0.57 m w.eq. a^{-1}). In the letter G, we see the opposite situation (La Niña), i.e., decreased flow ($104 \text{Ls}^{-1} \text{a}^{-1}$) and increased accumulation rate in the ice core (average 0.95 m w.eq. a^{-1}). For the Zongo Glacier, years with the highest water discharges are not those with the highest precipitation, indicating the glacier importance as water storage in that drainage basin. During El Niños, the air temperature can vary above the mean, increasing the glacier melting (Ribstein 2002).

5.2. ACCUMULATION RATES, AREA AND VOLUME VARIATIONS AT THE NEVADO ILLIMANI AND THE AMAZON BASIN

Obregon and Nobre (2006) proposed to divide the Amazonia in 5 homogeneous precipitation regions instead of two (Figure 2). They emphasize that, in terms of interannual variability, the precipitation in the R1 and R5 regions are modulated by the ENSO phenomenon. We can conclude that there are variations within the NAR, so these regions will respond in different ways to interdecadal and interannual fluctuations.

The mass balance of Bolivian glaciers is 78% explained by variations in summer months (DJF) precipitation. To determine the Amazonian region that best reflects changes in Bolivian glaciers, we decided to examine what happens in the forest in this season during El Niño/La Niña events. According to data from Silva et al. (2010), the most intense negative rainfall deviations in the northwest of R1 and in the centre of the R2 regions (Figure 6) are associated to strong El Niños in the summer months; however, region R5 show opposite trends, i.e., increased rainfall. This configuration would be closer to the classic conditions of El Niño events for this region as defined by NAR / SAR. The R4 extreme southwest shows the most accentuated decrease in precipitation during El Niño moderate events, the R5 presents stable conditions in this phase. The R1 extreme northwest and the R4 central part show the most negative deviations of precipitation during weak El Niños, much of R3 remains unchanged. R2 region will have excessive rainfall during this

phase. The R1 extreme northwest is the most stable region in the El Niño phase, having a precipitation reduction.

Figure 6 shows that the R3 and R5 regions practically remain stable throughout the La Niña weak phase, differently from the R2 extreme northeast and the R4 centre, characterized by positive precipitation deviations. In the La Niña moderate phases, the R1, R2 and R3 regions show positive rain deviations, while the R5 is under drier conditions. This is the configuration closer to the La Niña events classic conditions as defined by NAR/SAR. During strong La Niña, large part of R4 and the R5 west sector presents positive precipitation deviations, a fact that is not expected from NAR/SAR. In this case, the R1 extreme northwest follows the expected pattern for this region in these events (La Niña means more rain).

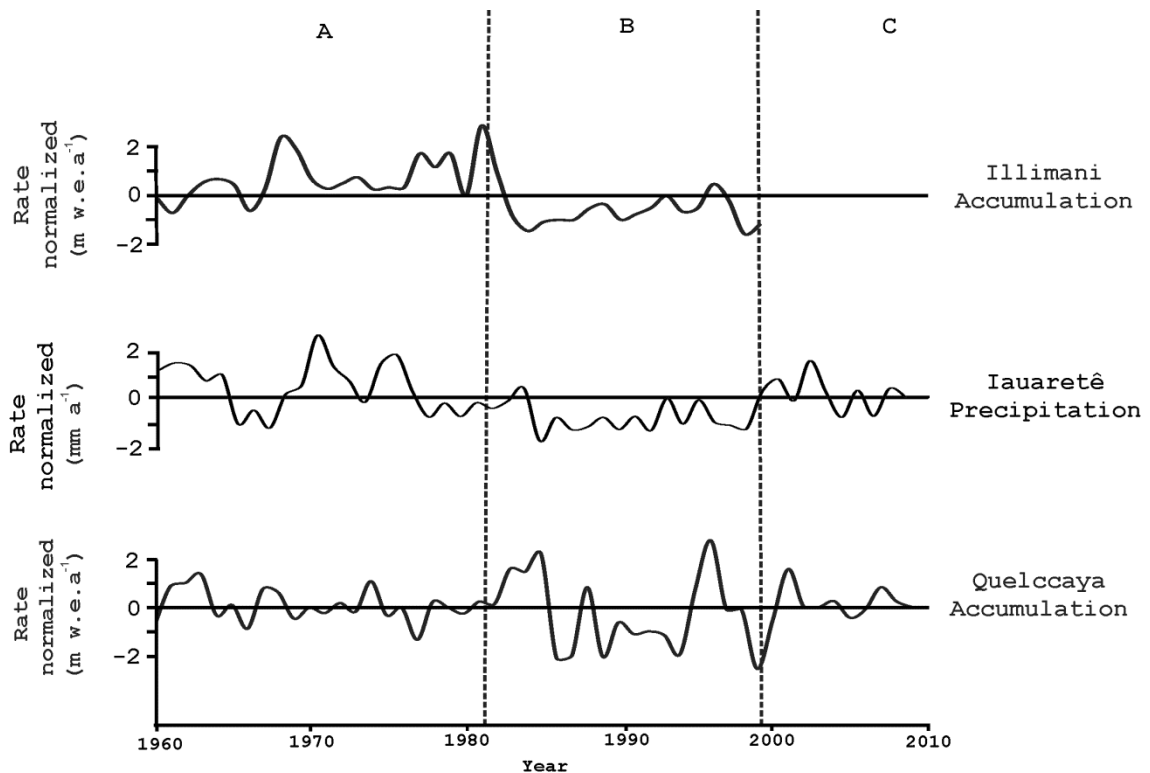


Figure 6 – Comparison between accumulation rates at the Quellcaya ice cap and Nevado Illimani with precipitation at the lauretê weather station. Dashed lines indicate changes in accumulation or precipitation behaviour.

We analysed accumulation rates at the Nevado Illimani and at the Quellcaya ice cap by their standard deviation and compared with the precipitation at lauretê (Figure 7) (this is the only weather station in NAR that shows a variation coefficient greater than 10%, explaining variations in the mean rainfall accumulation); furthermore, Obregon and Nobre (2006) identified the R1 (where lauretê is located)

as modulated by the ENSO phenomenon. In both ice cores and lauretê (sector A), from 1960 to 1981, it is possible to note the same increasing trend for the accumulation, followed by a decrease until the late 1990s (sector B). From the 2000s (sector C) a new trend of increased accumulation at Quelccaya ice cap and precipitation at lauretê were observed.

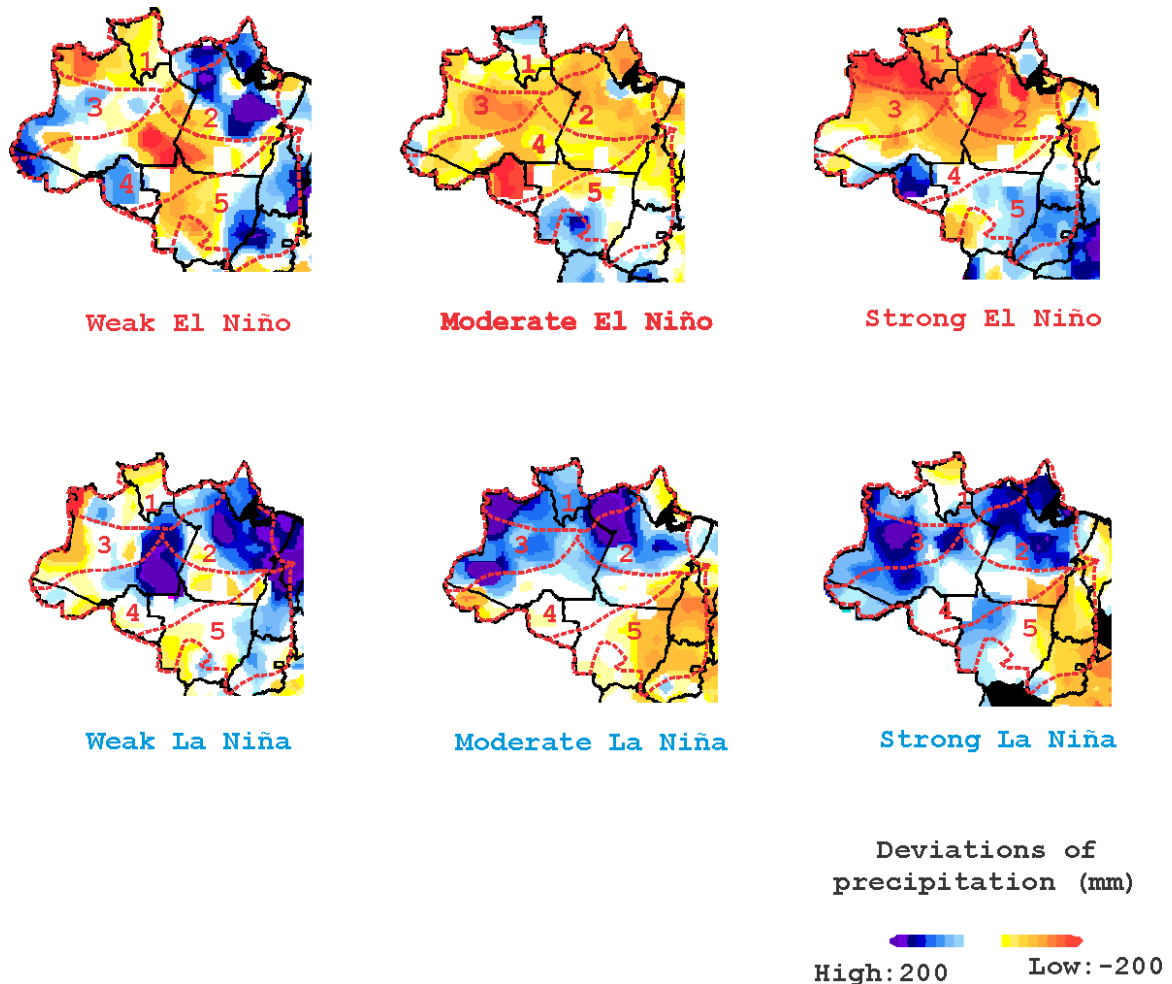


Figure 7 – Precipitations deviations in the summer months under different El Niño and La Niña intensities in the period 1961–2009 (Silva et al. 2010). Red dotted lines shows results from rainfall cluster analysis proposed by Obregón and Nobre (2006).

Figure 8 shows the behaviour of Glacier n°8 (grey triangles) and the Zongo Glacier (black squares). We identified areas of glacier shrinkages in early 1980s, contrasting with the 1956–1975 period, when both glaciers showed stable positions.

When analysing the Zongo Glacier mass balance (Figure 5), it was observed that it presented positive results in two periods (2002–2003 and 2008–2009) and eight periods of mass loss after the PDO cold phase started (1999). The large

Bolivian glaciers (those with accumulation areas above 5400 m altitude) can recover its mass in some years, so even in a scenario of a atmospheric general warming, Bolivian glaciers may have gained mass in certain years. These glaciers retreat appears to be related to the frequency and intensity of ENSO events reflecting in the amount and time of precipitation (Francou et al. 2005).

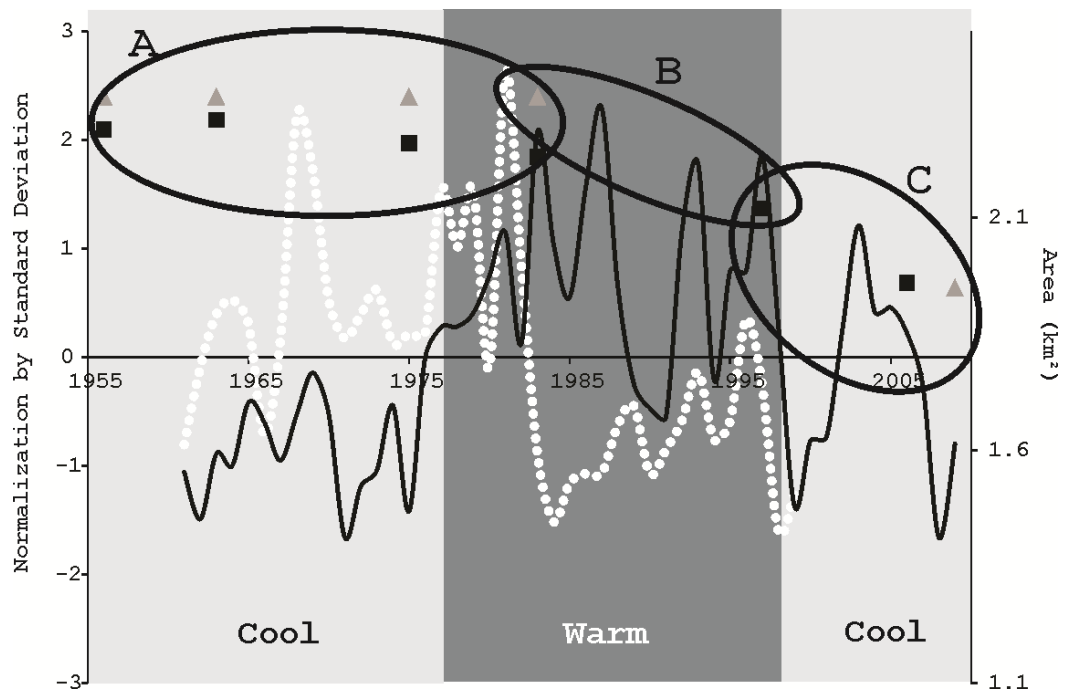


Figure 8 – The accumulation rate at Nevado Illimani (dotted line) showed a positive trend until early 1980s, coinciding with a less active Pacific Ocean (black line). After this period, changes in atmospheric and oceanic circulation fields and in the accumulation rate also follows the same behaviour. The Glacier n°8 area loss is represented by grey triangles and the Zongo Glacier one by black squares. The period 1956–1983 (sector A) is characterized by a stable glacier area, after 1980 (sector B) this ice mass shrinks. After 1999 (sector C) starts a PDO cold phase, but Glacier n°8 keeps losing area. Light grey areas in the graph show cool Pacific Ocean waters, dark grey are warm waters

Figure 8 compares the accumulation rate at the Nevado Illimani ice core site with the Glacier n°8 area loss from 1956 to 2009. It is clearly that the area loss and a decrease in accumulation began by the early 1980s. These variables seem to be responding in the same way to the ODP environmental conditions (e.g., higher ODP shows glacier retreat and lower accumulation rates, or lower ODP indicates glacier stabilization or increase and accumulation decrease). After 1999 the PDO phase shift

to a cold period. In the period 1956–1980 this represented stability of the glacier area, accumulation at the ice core site and increased precipitation in the Amazonian northern sector. However, this is not what we find today, i.e., Bolivian glaciers areas continue to decrease.

Having analysed the Figure 8, some questions arise: if we are entering a cool PDO phase, could the Bolivian glaciers recover their areas as in the 1956–1983 period? May the Amazonian northern sector presented precipitation values similar to the period before 1975? If El Niño has a similar impact (decrease in rainfall) both in Amazonia and in the Bolivian glaciers, will the change be synchronous?

We identified a trend of air temperature increase in almost all analysed stations (average 0.26°C/decade) from 1961 to 2009. For Vuille et al. (2008), the Andes are becoming wetter and warmer (at high elevations) and he estimated an increase of 0.34°C/decade in the mean temperature (from 1974 to 1998).

The Nevado Illimani mass loss is related to lower accumulation rates, as observed in Figure 8. As the Illimani ice core was extracted in 1999, we could not assess what happened in accumulation rates after that year. In order to fill this gap, we used data from the Quelccaya ice cap (Thompson et al. 2013), which allowed reconstructing the tropical Andes accumulation rate until the year 2009. These data indicate that there was an increase in the accumulation rate (mean 1.19 m w.eq.) after 1999; almost 16% above the previous accumulation period 1986–1999 (average 0.99 m w.eq.), Figure 9A.

All of these points to an increase in accumulation rate in the tropical Andes and in the precipitation in the northwest of the Amazonia after the 1999 ODP phase shift. Taking into consideration these changes, it is inquired why the Nevado Illimani continues to retreat.

When calculating the Nevado Illimani mass loss, we examined variations up to 5,200 m a.s.l.; this corresponds, approximately, to the Zongo Glacier equilibrium line altitude in some years (WGMS, 2011). Or in other words, we examined variations only in the glacier ablation area, where it takes place a net mass loss. By looking at the annual fluctuations of the Zongo glacier front from 1991 to 2010 (Figure 9 C), we found that this glacier keeps retreating during the cold PDO phase (after 1999), even in periods of positive mass balance (i.e., 2000–2001 and 2007–2008). This continuous ice front retreat, from the early 1990s, are strongly influenced by the air temperature increase and by the 0°C annual isotherm altitude rise (resulting in an increase in the turbulent sensible heat flux and therefore ablation) (Vuille et al. 2008)

(figure 9 B). Rabatel et al. (2013) confirm this hypothesis, asserting that after 1990 the temperature of the Cordillera Real (Bolivia) glacier fronts rose until it reached the freezing point in early 2000s.

Thompson et al. (2013) affirm the Quelccaya Ice Cap record reflects the timing and magnitude of changes in the Northern Amazonian Tropical Rainfall (NAR). Here we propose that the relationship between Bolivian glaciers and the Amazonian precipitation is strongest with the northwest sector denominated by Obregon and Nobre (2006) as R1 region. Our proposal is based on two points: 1) the Amazon rainfall division as proposed by Obregon and Nobre (*ibidem*) subdivides the NAR in 3 climatic homogenous areas, where R1 is the one that has its interannual variability most modulated by the ENSO (as the Bolivian glaciers); 2) The comparison between the precipitation series of the lauretê weather station with the two ice cores series identified the same pattern in three distinct periods, *i.e.*, increase from 1960 to 1981, decreasing from 1981 to 1999 and again increasing from 1999 to 2009.

6 CONCLUSIONS

We apply remote sensing techniques and climate data analysis to investigate the relationships between Bolivian glaciers behaviour and the rainfall variability over the Amazonia. Glacier n°8 area loss and net accumulation decrease (in ice cores) have clearly started by the 1980s. In percentage, this glacier has lost 17% of its area from 1983 to 2009. In 1983 its estimated area was 2.36 km² and in 2009 was 1.95 km². The accumulation rate at the Nevado Illimani ice core decreased by almost 50% after 1980, from 1.02 w.eq. a⁻¹ in the 1961–1981 period to 0.76 w.eq. a⁻¹.

After the last period (when a cold phase of the Pacific starts), increased rainfall would be expected, as was observed for the tropical Andes (based on the Quelccaya ice core accumulation record), but this was not enough to stop glaciers retreat. Probably, this last phase (post 1999) shrinkage is related to the regional air temperature increase and the 0°C annual isotherm altitude rise (Rabatel et al. 2013), and the influence of rainfall is small

In this study we observed the influence of the tropical North Atlantic in the Bolivian glaciers. For example, a strong negative mass balance on Zongo glacier (-1.55 m w.eq. a⁻¹, almost twice of the year before, -0.61 m w.eq. a⁻¹, an El Niño year) in 2005 is associated to an anomalous warmed ocean. At this time there was a weak El Niño event, which would not justify a so strong negative mass balance, but this issue needs further studies.

The Amazonia forest region that best reflects (*i.e.*, timing and magnitude) changes in Bolivian glaciers is the extreme northwest sector, designated by Obregon and Nobre (2006) as R1 region. Our proposal is based on two points: 1) the R1 area is the one that has its interannual variability most modulated by the ENSO (as the Bolivian glaciers); 2) The comparison between the precipitation series of the lauretê weather station with the two accumulation series (from Andean ice cores) identified the same pattern in three distinct periods, *i.e.*, increase from 1960 to 1981, decreasing from 1981 to 1999 and again increasing from 1999 to 2009

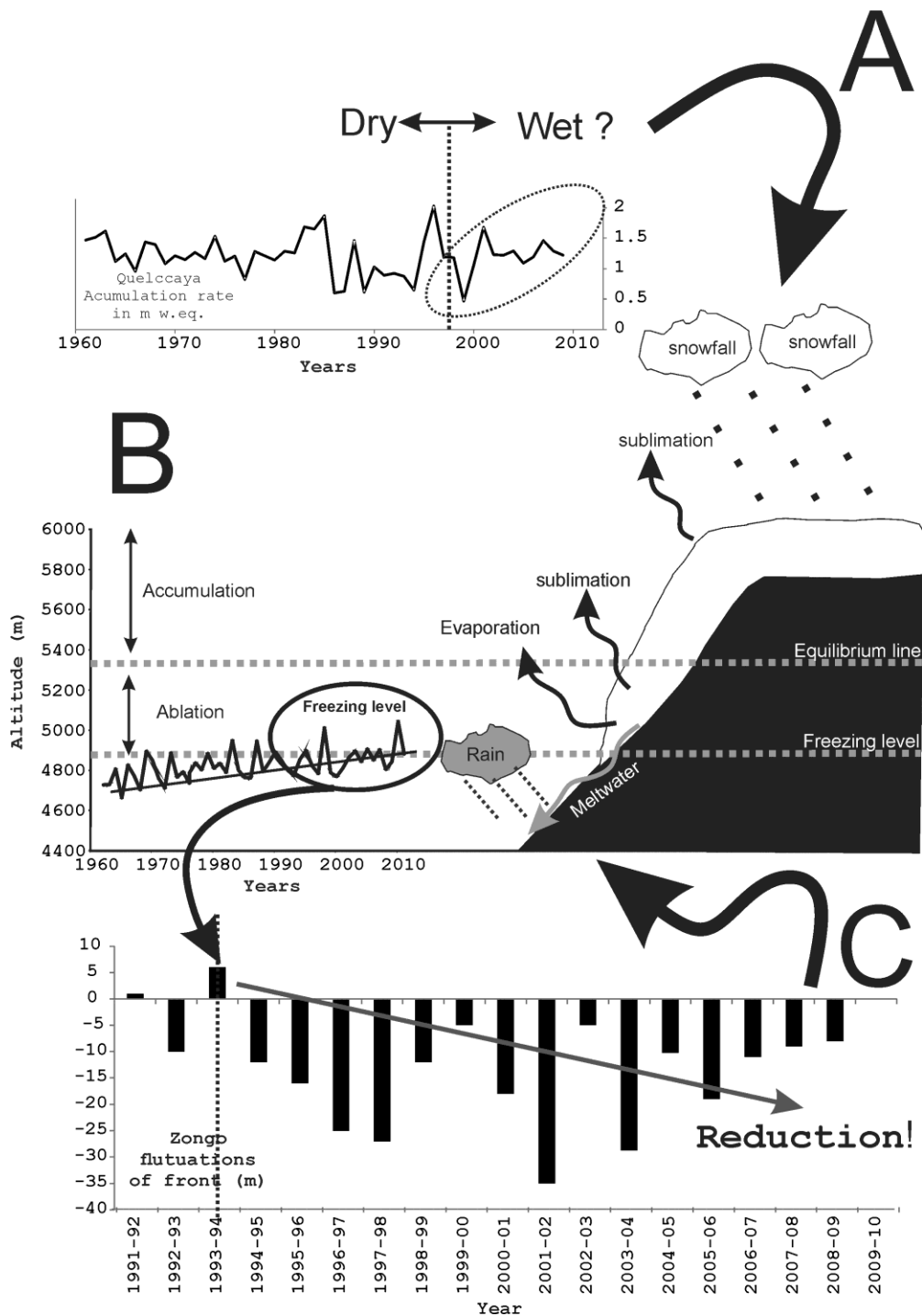


Figure 9 – A theoretical model for the present condition of Bolivian glaciers. (A) Quelccaya ice cap accumulation rates show that in late 1990s started a wet period (increased net accumulation). The figure highlights the trend since the early 2000s. In (B) the graph left corner shows the rising *freezing levels* trend (i.e., 0°C annual isotherm altitude rise) in the Cordillera Real (where is located the Nevado Illimani) since late 1990s. In (C) the retreat of the Zongo Glacier front from early 1990s to the present day.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was conducted within the framework of the Andean Regional Project on Climate Change Adaptation (PRAA) funded by the World Bank and implemented through the Andean Community of Nations (CAN). We also thank the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (Project n° 490125/2010-7, Programme PROSUL).

REFERENCES

- Angelis, C.F., McGregor, G.R., Kidd, C., 2004. A 3 year climatology of rainfall characteristics over tropical and subtropical South America based on Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar data. *International Journal of Climatology* 24, 385–399.
- Bowen, G.J., Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research* 39 (10), 1299. doi:10.1029/2003WR002086.
- Comunidad Andina, 2007. ¿El fin de las cumbres nevadas? Secretaría General de la Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional, Lima, Peru.
- Correia, A., Freydier, R., Delmas, R.J., Simões, J.C., Taupin, J.D., Dupré, B., Artaxo, P., 2003a. Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350m a.s.l.). *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 2143–2177.
- Correia, A., 2003b. Histórico da deposição de elementos traço na Bacia Amazônica Ocidental ao longo do século XX. Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- De Angelis, M., Simões, J.C., Bonnaveira, H., Taupin, J.D., Delmas, R.J., 2003. Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolívia): 1918–98 and Tambora periods. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1725–1741.

- Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E., Pouyaud, B., 2005. Glaciers of the Tropical Andes: Indicators of Global Climate Variability. In: Huber, U., Harald, K.M., Reasoner, M. A., (Eds.) *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*, Springer, New York, pp.197–204.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R.H., Marengo, J., 2009. Present day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180–195.
- Guijarro, J.A., 2004. CLIMATOL: Software libre para la depuración y homogeneización de datos climatológicos. In: García C et al. (Eds), *El clima, entre el Mar y la Montaña*, Asociación Española de Climatología, A4, 493–502.
- Kutschera, W. 2005. The role of isotopes in environmental and climate studies. *Nuclear Physics A* 752, 645–648.
- Lettau, H., Lettau, K., Molion, L.C.B., 1979. Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Monthly Weather Review* 107, 227–238.
- Marengo, J.A., 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin *Theoretical and Applied Climatology* 78, 79–96.
- Marengo, J.A., Nobre, C., Tomasella, J., Oyama, M., Sampaio, G., Camargo, H., Alves, L., Oliveira, R., 2008. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate* 21, 495–516.
- Marengo, J.A., Nobre, C.A., Chou, S.C., Tomasella, J., Sampaio, G., Alves, L.M., Obregón, G.O., Soares, W.R., Betts, R., Kay, G., 2011. **Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil**. Centro de Ciência do Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais and Met Office Hadley Centre.
- Martin, L., Bertaux, J., Ledru, M.P., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Soubiès, F., Turcq, Bruno., 1995. Perturbaciones del régimen de las lluvias y condiciones de tipo El Niño en América del sur tropical desde hace 7000 años. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines* 24(3), 595–605.
- Nobre, C., Obregón, G., Marengo, J., FU, R., Poveda, G., 2009. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: Keller M et al. (Eds), *Amazonia and Global Change*, pp. 149–162.
- Obregón, G.O., Nobre, C.A., 2006. Rainfall regionalization on the amazon basin, In: *Proceedings of 8 International Conference On Southern Hemisphere Meteorology And Oceanography (ICSHMO)*, Foz do Iguaçu, Brazil, CD-ROM, INPE, pp. 1149–1152.
- Pagle, H., 1987. Interaction between convective and large scale motions over Amazonian. In: Dickinson, R. (Ed.) *The geophysiology of Amazonian*. New York, John Wiley, pp.347–87.
- Rabatel, E., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J.L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.-E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégos, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., Wagnon, P., 2013. Review article of the current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* 7, 81–102.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Landais, A., Petit, J.R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J.C., Stievenard, M., 2003. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337–350.
- Ribstein, P., 2002. *Climat et glaciers des Andes tropicales*. Ph.D. Thesis, Institut de Recherche pour le Développement. France.

- Ronchail, J., 1995. Interannual Variability of rainfall in Bolivia. *Bulletin De L'Institut Français D'Études Andines* 24 (3), 369–378.
- Salati, E., Nobre, C.A., 1991. Possible climatic impacts of tropical deforestation. *Climatic Change* 19, 177–196.
- Santos, T.S., Sansigolo, C.A., 2010. Frequência de eventos secos e chuvosos na Amazônia usando o Índice de Precipitação Normalizada (SPI). In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém. *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia: A Amazônia e o clima global*. Disponível em <http://www.cbmet2010.com/anais/>. Accessed in 01 March 2013.
- Satyamurty, P., Castro, A.A., Tota, J., Gularte, L.E.S., Manzi, A.O., 2010. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. *Theoretical and Applied Climatology* 99, 139–148.
- Satyamurty, P., Nobre, C.A., Dias, P.L.S., 1998. South America. In: Karoly DJ and Vincent DG. (Eds.), *Meteorology of the Southern Hemisphere (Monograph Series No. 27)*. American Meteor Societ., Boston USA, pp.119–140.
- Silva, F.D.S., Santos, L.S.F.C., Ferreira, D.B., Salvador, A., 2010. Comportamento Sazonal da Precipitação no Brasil em diferentes fases de ENOS. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém. *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia: A Amazônia e o clima global*. Disponível em <http://www.cbmet2010.com/anais/>. Accessed in 01 March 2013.
- Smith, C., Pyden, N., Cole, P., 1994. *ERDAS Field Guide, Third Edition*, ERDAS, Inc. Atlanta, Georgia.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Ribstein, P., Berger, A., Sicart, J.M., Wagon, P., Arnaud, Y., Favier, V., Lejeune, Y., 2009. Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology* 50, 1–8.
- Thompson, L.G., Thompson, E.M., Davis, M.E., Zagorodnov, V.S., Howat, I.M., Mikhalenko, V.N., Lin, P.N., 2013. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past 1800 years. *Science* 340(6135), 945–950.
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., Chiang, J.C.H., 2005. What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205–220.
- Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L.G., Schotterer, U., 2009. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: a review of recent results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 229–241.
- Vuille, M., Ammann, C., 1997. Regional snowfall patterns in the high arid Andes. *Climatic Change* 36, 413–423.
- Vuille, M., Kaser, G., Juen, I., 2008. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change*, 62(1–2), 14–28.
- Wagon, P., Sicart, J.E., Berthier, E., Chazarin, J.P., 2003. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journal of Geophysical Research*. 108 (D6), 4177. doi:10.1029/2002JD002088.
- Yoon, J.H., Zeng, E.N., 2010. An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics* 34, 249–264.

CAPÍTULO 7

Conclusões

Uma alternativa aos métodos tradicionais do monitoramento das geleiras é a integração dos dados de campo com dados de sensoriamento remoto. Dessa forma, foi desenvolvido um algoritmo semiautomático para a delimitação dos setores frontais de geleiras de montanha, que apresentou uma precisão de ± 73 m (Ribeiro *et al.*, 2013a). As investigações das variações das frentes das geleiras de montanha aplicando essa metodologia devem ficar restritas às médias de retração para períodos longos (escalas decenais). Isto se deve aos erros inerentes da metodologia empregada serem maiores do que a própria retração quando aplicado a períodos curtos (escalas anuais).

Foi identificado que o Nevado Illimani perdeu uma área total de 9,49 km² a partir de 1963 até 2009, isso representou uma perda de 35% de sua área (Ribeiro *et al.*, 2013b). Essa redução foi menor entre 1963 e 1983 (12%). Após, essa diminuição foi constante até 2009 (26 anos), com uma perda de 26% em área. O testemunho de gelo deste mesmo sítio apresentou uma acumulação líquida média de 0,76 m equivalente em água e uma tendência de queda para o período 1960–1999 (Ribeiro *et al.* 2013b). Quando separamos a tendência da taxa de acumulação em dois períodos (1960–1981 e 1981–1999), o primeiro apresenta uma situação de estabilidade (média de 0,92 m em equivalente de água); já o segundo uma diminuição na tendência (média de 0,56 m em equivalentes de água).

A comparação das variações de área com as taxas de acumulação líquida nas geleiras do Nevado Illimani identificam que o período de menor retração das geleiras (1963–1983) coincidiu com a estabilização das taxas de acumulação no testemunho de gelo (Ribeiro *et al.* 2013b). Após 1980, a diminuição da acumulação no testemunho de gelo é acompanhada pela intensificação da retração superficial da geleira. As reduções da massa de gelo e da taxa de acumulação líquida observadas nesse período provavelmente estão relacionadas com a maior frequência e intensidade dos eventos El Niño que ocorreram do final dos anos 1970 até o início dos anos 2000 (Vuille *et al.*, 2008). Uma vez que tais eventos ocasionam aumento da temperatura do ar e diminuição das nuvens sobre os Andes Centrais (Garreaud *et al.*, 2009).

Após 1999 ocorreu aumento na taxa de acumulação na região de estudo, indiretamente demonstrado por dados do testemunho de gelo de Quelccaya (16% acima da média do período anterior a 1999). Porém, isso não foi suficiente para a estabilização das dimensões das geleiras. Possivelmente, essa última fase

de retração (pós 1999) esteve relacionada ao aumento da temperatura do ar e da altitude da isoterma anual de 0°C (Rabatel et al., 2013).

Foi constatada que concomitantemente a um Atlântico tropical norte aquecido, o balanço de massa das geleiras bolivianas torna-se mais negativo (Ribeiro *et al.*, 2014).

A variação da acumulação anual no sítio dos dois testemunhos de gelo (Illimani e Quelccaya) apresentou o seguinte padrão de variação: aumento entre 1960–1981; diminuição entre 1981–1999 e novamente aumento entre 1999–2009. Ao compararmos essas tendências gerais com as informações das estações meteorológicas da bacia amazônica, constatamos que eles são similares somente a aqueles do noroeste da região Amazônica, exemplificada pela estação meteorológica de lauretê (00°37'S, 69°12'W) (Ribeiro *et al.* 2014). Essa é a região da Amazônia cuja variabilidade climática mostra a mais forte modulação pelo fenômeno ENSO, conforme Obregon e Nobre (2006) que a denominaram R1.

Para avançarmos na compreensão das questões discutidas nesta tese serão necessários estudos mais detalhados. Principalmente sobre o transporte de umidade da bacia amazônica para os Andes Ocidental, para entender qual o mecanismo que faz com que a região R1 seja importante (controladora) da precipitação no Illimani. Para isto, será necessário implantar uma rede de amostragem para determinar a variabilidade das razões de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio na precipitação ao longo da bacia Amazônica até o sopé da cordilheira do Andes. Também é necessário reinterpretar as séries temporais dos testemunhos de gelo bolivianos e peruanos baseados nos resultados das análises das variações das razões de isótopos estáveis na precipitação. Quanto à dinâmica das geleiras do Nevado Illimani, serão necessários estudos de balanço de massa/hidrológico para determinar com precisão qual o termo da equação tem sido o mais determinante para levar um balanço negativo: se é a precipitação, o derretimento, a sublimação ou a combinação desses fatores.

REFERÊNCIAS

- AMES A. 1998. A documentation of glacier tongue variations and lake development in the Cordillera Blanca, Peru. **Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie**, v.34, p.1–36.
- ANDERSON, E. P., ENCALADA, A. C., MALDONADO-OCAMPO, J. A., MCCLAIN, M. E., ORTEGA, H., WILCOX. B. P. 2011. Environmental Flows: a Concept for Addressing Effects of River Alterations and Climate Change in the Andes Climate Change: Evidence and Future Scenarios for the Andean Region. Em: **Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes**. HERZOG, S. K., MARTÍNEZ, R., JØRGENSEN, P. M., TIESSEN H. (Eds.). Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE), 348p.
- BERBERAN, A. 2003. **Elementos de Fotogrametria aplicada à aquisição de informação geográfica**. Lisboa, Portugal, Mem Martins : Gráfica Europam, 216p.
- BRITO, J.N. e COELHO, L. 2007. **Fotogrametria Digital**, Rio de Janeiro, EdUERJ, 196p.
- CCRS, 2009. Canada Centre for Remote Sensing. **Fundamentals of Remote Sensing**. Disponível em: <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/learn/tutorials/fundam/chapter1/chapter1_1_e.html>. Acesso em 14 de outubro de 2011.
- COCHRANE, M.A. e LAURENCE, W.F. 2002. Fire as a large-scale edge effect in Amazonian forests. **Journal of Tropical Ecology**, v.18, p. 311–325.
- COMUNIDAD ANDINA. 2007. ¿El fin de las cumbres nevadas? **Secretaría General de La Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional**, Lima – Perú. 103p.
- CORREIA, A. 2003a. **Histórico da deposição de elementos traço na Bacia Amazônica Ocidental ao longo do século XX**. Tese, São Paulo, Universidade de São Paulo.
- CORREIA, A., FREYDIER, R., DELMAS, R.J., SIMÕES, J.C., TAUPIN, J.D., DUPRÉ, B., ARTAXO, P. 2003b. Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350m a.s.l.). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.3, p.2143–2177.
- DE ANGELIS, M., SIMÕES, J.C., BONNAVEIRA, H., TAUPIN, J.D., DELMAS, R.J. 2003b. Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolívia): 1918–98 and Tambora periods. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.3, p.1725–1741, Doi:10.1029/2003JD003JD003623.

- FAVEY, E., A. GEIGER, G.H. GUDMUNDSSON, e WEHR. A. 1999. Evaluating the potential of an airborne laser scanning system for measuring volume changes of glaciers. **Geografiska Annaler Series a – Physical Geography**, v.81, p.555–561.
- FAVIER, V., WAGNON, P., RIBSTEIN, P. 2004. Glaciers of the inner and outer tropics: a different behavior but a common response to climatic forcing. **Geophysical Research Letters**, v.31: L16403.
- FAVIER, V., COUDRAIN, A., CADIER, E., FRANCOU, B., AYABACA, E., MAISINCHO, L., PRADEIRA, E., VILLACÍS, M., WAGNON, P. 2008. Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. **Hydrological Sciences Journal**, v.53, p.278–291.
- FIGUEIREDO, D. 2005. **Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto**. Disponível:<http://www.conab.gov.br/conabweb/download/SIGABRASIL/manuais/conceitos_sm.pdf>. Acesso em: 14 de outubro de 2011.
- FISCH, G., MARENGO, J.A., NOBRE, C. A. 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta amazônica**, v. 28, n.2 p.101–126.
- FRANCOU, B. e PIZARRO, L. 1985. El Niño y la sequía en los Altos Andes (Perú y Bolivia). **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, v.14, n.1-2, p.1–18.
- FRANCOU, B.; POUYAUD, B. e 12 outros. 2004a. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Versión 1, **Great Ice, IRD, France**, 238p.
- FRANCOU, B.; VUILLE, M.; FAVIER, V.; CÁCERES, B. 2004b. New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. **Journal of Geophysical Research**, v.109, doi: 10.1029/2003JD004484.
- FRANK, P. 2011. Automated Glacier Mapping. Em: HARITASHYA, U.K., SINGH, P. e SINGH, V.P. (Eds.), **Encyclopedia of snow, ice and glaciers**. Springer - Encyclopedia of Earth Science Series, 659p.
- GARREAUD, R.D., VUILLE, M., COMPAGNUCCI, R.H., MARENGO, J., 2009. Present day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 281, p.180–195.
- GRUPO DE TRABAJO DE NIEVES E HIELOS DEL PROGRAMA HIDROLÓGICO INTERNACIONAL DE UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION (GTHN-PHI-UNESCO). 2009. Declaración de Manizales sobre “Glaciares y Cambio Climático”. Em : ARENAS, C. D. L., CADENA. J. R. (Org.). **Glaciares, nieves y hielos de América Latina: Cambio climático y amenazas**. Bogotá, v.1, p.13–16.

- GUYOT, J.L., BOURGES, J., HOORELBECKE, R., ROCHE, M.A., CALLE, H., CORTES, J., BARRAGAN, M.C. 1988. Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie. Em : BORDAS, P., WALLING, D.E. (Eds.), **Sediment budgets**. IAHS, Wallingford, UK, v.174, p. 443–451.
- GUYOT, J.L., QUINTANILLA, J., CALLIDONDE, M., CALLE, H. 1992. Distribución regional de la hidroquímica en la cuenca Amazonica de Bolivia. Em : ROCHE, M. A., BOURGES, J., SALAS, E., DIAZ, C. (Eds.) **Programa Hidrológico y Climatológico de la cuenca Amazonica de Bolívia : Seminario PHICAB, La Paz (BOL)**. La Paz, ORSTOM, CONAPHI, IHH, p.135–144.
- HALL, D.K. e MARTINEC, J. 1985. **Remote Sensing of ice and snow**. Londres, Champman, 189p.
- HARDY, D.R., VUILLE, M., BRADLEY, R.S. 2003. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D22, 4693.
- HARITASHYA, U.K., SINGH, P. e SINGH, V.P. 2011. **Encyclopedia of snow, ice and glaciers**. Springer - Encyclopedia of Earth Science Series. 659p.
- HOFFMANN, G., RAMIREZ, E., TAUPIN, J.D., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., DELMAS, R., DURR, H., GALLAIRE, R., SIMOES, J.C., SCHOTTERER, U., STIEVENARD, M., WERNER, M. 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.4, p.1179–1183.
- HUBBARD, B. e GLASSER, N. 2005. **Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology**. Chichester: J. Wiley & Son, 400p.
- IDEAM. 2000. **Los glaciares colombianos, expresión del cambio climático global**. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Bogotá, 19p.
- IISM, 2009. Indian Institute of Surveying & Mapping. **Topographical Hand Book – Digital Photogrammetry**. Disponível em: <soisti.ap.nic.in/soichapter-xii.doc>. Acesso em 14 de outubro de 2011.
- JACOBSEN, K., BALTSAVIAS, E., HOLLAND, D. 2008. **Information extraction from high resolution optical satellite sensors**. Disponível em (<www.ipi.uni-hannover.de/fileadmin/institut/pdf/Tutorial10.pdf>). Acesso em 14 de outubro de 2011-
- KÄÄB, A. 2005. **Remote Sensing of Mountain glaciers and permafrost creep**. Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik, Universität Zürich, v.48, 266p.
- KASER, G. e OSMASTON, O. 2002. **Tropical Glaciers**. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 210p.

- KASER, G., FOUNTAIN, A., e JANSSON, P. A. 2003. Manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics. A contribution from the International Commission on Snow and Ice (ICSI) to the UNESCO HKH-Friend programme. **IHP-VI, Technical Documents in Hydrology**, n.59, UNESCO, Paris: 107p.
- KNÜSEL, S., GINOT, P., SCHOTTERER, M., SCHWIKOWSKI, H.W., GAEGGELER, H. W., FRANCOU, B., SIMÕES, J. C., PETIT, J. R., Y TAUPIN, J. D. 2003. Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, doi:10.1029/2001JD002028.
- KONECNY, G. 2003. **Geoinformation: Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems**. London: Taylor & Francis, 248p.
- KRAUS, K., BRIESE, C., ATTWENGER, M., PFEIFER, N. 2004. Quality Measures for Digital Terrain Models. **ISPRS Archives. "Proceedings"**, Altan, O. (ed.); v. XXXV, Part B/2 (2004), p.113–118.
- LEAN, J. e ROWNTREE, P.R. 1993. AGCM simulation of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.119, p.509–530.
- LINDER, W. 2006. **Digital Photogrammetry: A Practical Course**. New York: Springer. Second Edition, 214p.
- MARENGO, J.A., PABÓN, J.D., DÍAZ, A., ROSAS, G., ÁVALOS, G., MONTEALEGRE, E., VILLACIS, M., SOLMAN, S., ROJAS, M. 2011. Climate Change : Evidence and Future Scenarios for the Andean Region. Em: **Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes**. HERZOG, S. K., MARTÍNEZ, R., JØRGENSEN, P. M., TIESSEN H. (Eds.). Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE), 348p.
- MÄTZLER, C. 1994. Passive Microwave signature of landscape in winter. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 54, n.1–4, p.241–260.
- McCLAIN, M. E. e NAIMAN, R.J. 2008. Andean influences on the biogeochemistry and ecology of the Amazon River. **BioScience**, v.58, p.325–338.
- McCORMAC, J. 2007. **Surveying**. John Wiley & Sons, Inc., New York, 416p.
- MEADE, R.H., DUNNE, T., RICHEY, J.E., SANTOS, U.D.M., SALATI, E. 1985. Storage and remobilization of sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science** v. 228, p.488–490.
- MEIER, M.F. e DYURGEROV, M.B. 2002. Sea level changes: how Alaska affects the World. **Science**, v.297, p.350–351.
- MIKHAIL, E. M., BETHEL, J. S., McGLONE, J. C. 2001. **Introduction to modern Photogrammetry**, John Wiley & Sons, 479p.

- MORGAN, D. e FALKNER, E. 2002. **Aerial Mapping Methods and Applications**, Second Edition, CRC Press, 216p.
- PAIVA, E.M.C.D.DE e CLARKE, R.T. Time trends in rainfall records in Amazonia. **Bulletin-of American Meteorological Society**, v.76, n.11, p.2203–2209.
- CUFFEY, K.M. e PATERSON, W.S.B. 2010. **The Physics of Glaciers**, 4th ed., Elsevier, Academic Press, 704p.
- PESSOA, L. M. C. 1998. Altitudes com GPS: Revisando Conceitos Fundamentais. **Revista Fator GIS**. Curitiba: Sagres, Ano 6, n.21, nov./dez./jan.
- PIELKE, R.A. 2002. **Mesoscale meteorological modeling**. 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA. 676p.
- POLI, D. 2005. **Modelling of space linear array sensors**, PhD These, ETHZ, Zürich.
- POUYAUD, B., ZAPATA, M., YERREN, J., GOMEZ, J., ROSAS, G., SUAREZ, W., RIBSTEIN, P. 2005. Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. **Hydrological Sciences Journal**. v.50, p.999–1022.
- POPESCU, S. 2011. Lidar Remote Sensing. Em: WENG, Q. (ed.), **Advances in environmental remote sensing, sensors, algorithms, and applications**. Taylor and Francis Group, 600p.
- QUINCEY, D.J. e BISHOP, M.P. 2011. Optical Remote Sensing of Alpine Glaciers. Em: HARITASHYA, U.K., SINGH, P. e SINGH, V.P. (Eds.). **Encyclopedia of snow, ice and glaciers**. Springer - Encyclopedia of Earth Science Series, 659p.
- RAMIREZ, E. FRANCOU, B. RIBSTEIN, P. DESCLOÎTRES, M. GUÉRIN, R. MENDOZA, J. GALLAIRE, R. POUYAUD, B. JORDAN, E. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia : Glacier Chacaltaya (16°S). **Journal of Glaciology**, v.47, n.157, p.187–194.
- RAMIREZ, E., HOFFMANN, G., TAUPIN, J. D., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., CAILLON, N., FERRON, F. A., LANDAIS, A., PETIT, J. R., POUYAUD, B., SCHOTTERER, U., SIMÕES, J. C., STIEVENARD, M. 2003. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. **Earth and Planetary Science Letters**, v.212, p.337–350.
- RIBEIRO, R. R., RAMIREZ, E., SIMÕES, J.C., ARIGONY-NETO, J., JÚNIOR, C.W.M. 2013a. Algoritmo para o mapeamento de geleiras a partir de dados de sensores remotos. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 65, n. 5, p. 681 – 694.
- RIBEIRO, R. R., RAMIREZ, E., SIMÕES, J.C., MACHACA, A. 2013b. 46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry. **Annals of Glaciology**, v. 54, n.63, p. 272 – 278.

- RIBEIRO, R. R., SIMÕES, J.C., RAMIREZ, E., DANI, N., 2014. Andean glacier shrinkage and the Amazon Basin precipitation variability. **Global and Planetary Change**. *submetido*.
- RAY, D.K., NAIR, U.S., LAWTON, R.O., WELCH, R.M., PIELKE, R.A. 2006. Impact of land use on Costa Rica tropical montane cloud forests: Sensivity of orographic cloud formation to deforestation in the plains. **Journal of Geophysical Research**, v.111, doi:10.1029/2005JD006096.
- REES, W.G. 2005. **Remote Sensing of Snow and Ice**. Taylor and Francis/CRC Press Inc, 285p.
- REISS, M.L.L. e TOMASELLI, A.M.G. 2007. Aplicação de conceitos fotogramétricos no desenvolvimento de um sistema de reconstrução 3d por luz estruturada. In: II Seminário Anual de Pesquisas em Geodésia na UFGRS, 2007, Porto Alegre. **Resumos do II Seminário Anual de Pesquisas em Geodésia na UFGRS**, p.01–09.
- RUTHER, H. 2011. **Principles of Photogrammetry**. Disponível em: <http://tsden.aluka.org/fsi/img/misc/pdf/CHWorkshop/Heinz%20Ruther_6.%20Zan%20Photogrammetry.pdf> Consultado em 14 de outubro de 2011.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C.A., DIAS, P.L.S. 1998. Meteorology of the Tropics : South America. Em: Karoly, D. J.; Vincent D. G. (eds.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v.27, n.49, p.119–140.
- SIMÕES, J.C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v.4, p.119–154.
- SOMMERLATTE, A.E.D. 1991. **Reamostragem de imagens estereoscópicas HRV-SPOT segundo curvas quase-epipolares**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 103p.
- SMITH, C., PYDEN, N., COLE P. 1994. **Erdas Field Guide**, Third Edition, ERDAS, Inc. Atlanta, Georgia. 628p.
- TARDY, Y., MORTATTI, J., RIBEIRO, A., VICTORIA, R., PROBST, J. L. 1994. Fluctuations de la pluviosite, de lcoulements et de la temperature sur le bassin d lAmazone et oscilations Du climat global au cours du siecle coul. **Comptes Rendus de l Academie des Sciences**, serie II, p.955–960.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., BOLZAN, J.F., KOCI, B.R. 1985. A 1500-Year Record of tropical precipitation in ice core from the Quelccaya ice cap, Peru. **Science**, v.229, p.971–973.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P.N., HENDERSON, K.A., COLE-DAI, J., BOLZAN, J.F., LIU, K.B. 1995. Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. **Science**, v.269, p.46–50.

- THOMPSON, L.G., DAVIS, M.E., MOSLEY-THOMPSON, E., SOWERS, T.A., HENDERSON, K.A., ZAGORODNOV, V.S., LIN, P.N., MIKHALENKO, V.N., CAMPEN, R.K., BOLZAN, J.F., COLE-DAI, J., FRANCOU, B. 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. **Science**, v.282, p. 1858–864.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., HENDERSON, K.A. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. **Science**, v.15, p.377–394.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P.N., HENDERSON, K.A., MASHIOTTA, T.A. 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. **Climate Change**, v.59, p.137–155.
- TOUTIN, T. 2004. Review paper: geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. **International Journal of Remote Sensing**, v.25, p.1893–1924.
- TOUTIN, T. 2009. **Processing of High Resolution Images (Optical and Radar) for Topographic Mapping and Updating**. Disponível em (<http://www.isprs.org/education/tut_cuba.aspx>). Acesso em 14 de outubro de 2011.
- TOUTIN, T. 2011. Three-Dimensional Geometric Correction of Earth Observation Satellite Data. Em: WENG, Q. (ed.), **Advances in Environmental Remote Sensing, Sensors, Algorithms, and Applications** CRC press Taylor and Francis Group, LLC, 600p.
- VIVIROLI, D., ARCHER, D., BUYTAERT, W., FOWLER, H.J., GREENWOOD, G.B., HAMLET, A.F., HUANG, Y., KOBOLTSCHNIG, G., LITAOR, M.I., LOPEZ-MORENO, J.I. LORENTZ, S., SCHAEGLER, B., SCHREIER, H., SCHWAIGER, K., VUILLE, M., WOODS, R. 2011. Climate Change and mountain water resources: overview and recommendations for research management and policy. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.15, p.471–504.
- VUILLE, M. e AMMANN, C. 1997. Regional snowfall patterns in the high arid Andes. **Climate Change**, v.36, p.413– 423.
- VUILLE, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. **International Journal of Climatology**, v.19, p.1579–1600.
- VUILLE, M. e BRADLEY, R. 2000. Mean temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. **Geophysical Research Letters**, v.27, n.23, p. 3885–3888.
- VUILLE, M., FRANCOU, B., WAGNON, P., JUEN, I., KASER, G., MARK, B. G., BRADLEY, R. S. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. **Earth Science Reviews** v.89, p.79–96.

- WERTH, D. e AVISSAR, R. 2002. The effects of deforestation in Amazonia on the climate of others regions. **Journal of Geophysical Resource**, v.107, doi: 10.1029/2001JD000717.
- WGMS. 2009. Glacier Mass Balance Bulletin No. 10 (2006–2007). HAEBERLI, W., Gärtner-Roer I., HOELZLE, M., PAUL, F. and ZEMP, M. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, **World Glacier Monitoring Service**, Zurich, 96p.
- WILLIAMS, R. S., Jr., HALL, D. K. e BENSON, C. S. 1991. Analysis of glacier facies using satellite techniques. **Journal of Glaciology**, v.37, n.125, p.120–128.
- WOLF, P. R. 1983. **Elements of Photogrammetry**. New York: McGraw-Hill, Inc. 576p.
- WOLF, P. R. e DEWITT, B. A. 2000. **Elements of Photogrammetry: With Applications in GIS** . 3rd ed. McGraw-Hill, 608p.
- WONG, K. W. 1980. Basic mathematics of photogrammetry. Em: **Manual of Photogrammetry**, 4th ed, Chapter II, ed. SLAMA, C.C., ASP Publishers, p. 37–101.

ANEXO



Assunto: Submission Confirmation

Data: Ter, 14 Jan 2014 - 00:12:13 (00:45:13 BRST)

De: Global and Planetary Change

Para: rrr.3@pop.com.br

 Imp

 Parte texto (1 KB)  

Dear Rafael,

Your submission entitled "ANDEAN GLACIER SHRINKAGE AND THE AMAZON BASIN PRECIPITATION VARIABILITY" has been received by Global and Planetary Change

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/glop1acha/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Global and Planetary Change

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL"

Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA

Autor: **RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO**

Orientador: Prof. Dr. JEFFERSON CÁRDIA SIMÕES

Examinador: Prof. Dr. OTTO CORRÊA ROTUNNO FILHO

Data: 31/01/2014

Conceito: **A**

PARECER:

A tese apresenta interessante questão científica sobre avaliação de alterações climáticas a partir de estudo de geleiras nos Andes Centrais Bolivianos como indicadores do comportamento do clima passado, permitindo prospectar sobre o futuro dessas massas de gelo e correspondentes impactos hídricos e ambientais. O tema constitui desafio de grande relevância social, uma vez que, no atual momento, há controvérsias sobre o aquecimento/resfriamento da superfície terrestre e potenciais impactos sobre a vida na Terra.

Mais especificamente, estabelece algoritmo de mapeamento da delimitação de geleiras com imagens SRTM, ASTER e CBERS-2 (CCD e IRMSS), incluindo aerofotogrametria com o emprego dos índices NDVI (Índice de vegetação por diferença normalizada) e NDSI (Índice de neve por diferença normalizada).

Adicionalmente, explora 46 anos de dados extraídos a partir de testemunhos de gelo que permitiram relacionar essa informação com dados de formação geológica de geleiras, com dados de estações meteorológicas/pluviométricas terrestres e com suporte de imagens fotogramétricas e de satélite.

Em seu último segmento, a tese examina a influência do clima da Amazônia Ocidental na evolução das geleiras dos Andes.

A partir desse arcabouço metodológico, estabelece referencial de análise para oferecer à comunidade científica e à sociedade respostas sobre a evolução de geleiras no hemisfério sul, expondo algumas hipóteses e diagnósticos sobre o que foi mencionado por diferentes fontes de dados.

O documento está estruturado, inicialmente, em capítulo introdutório e uma revisão bibliográfica, discriminada por vez, em balanço de massa de geleiras e em técnicas e métodos cartográficos para mapeamento de superfície terrestre. Nos capítulos 4, 5 e 6, apresenta o trabalho no formato de 3 artigos. Em particular, os capítulos 4 e 5 foram publicados como artigos na Revista Brasileira de Cartografia e "Annals of Glaciology", sendo que o capítulo 6 foi submetido como artigo para a revista "Global and Planetary Change" em 14/01/2014. Por fim, são apresentadas

as conclusões e as referências bibliográficas.

Destaca-se que o manuscrito apresenta conteúdo de qualidade no nível requerido para o grau de Doutor com contribuição científica na área de avaliação do comportamento e evolução de geleiras e correspondentes impactos ambientais, permitindo desenvolvimento de novos trabalhos que se relacionam com as questões de variabilidade climática.

Por outro lado, quanto à forma e à parte textual do documento, registra-se a carência na exposição da formulação metodológica integrada do trabalho. Nota-se que o documento demanda um capítulo que apresente a articulação e o fluxograma metodológico, exposto de forma fragmentada no manuscrito por meio dos capítulos 4, 5 e 6. Essa limitação reflete na apresentação do objetivo principal, que, embora esteja bem subdividido nos seus objetivos específicos (capítulos 4, 5 e 6), não traduz, de forma clara, o efetivo objetivo em termos de uma perspectiva mais global e consolidada do trabalho realizado. Na exposição via artigos, também, é usual a omissão de detalhes e fundamentos relevantes em um trabalho de tese.

Complementarmente, na parte textual, o capítulo de conclusões deve ser redigido como conclusões e recomendações. Na sua forma atual, está redigido de forma predominantemente igual ao resumo. Necessita, assim, ser revisto.

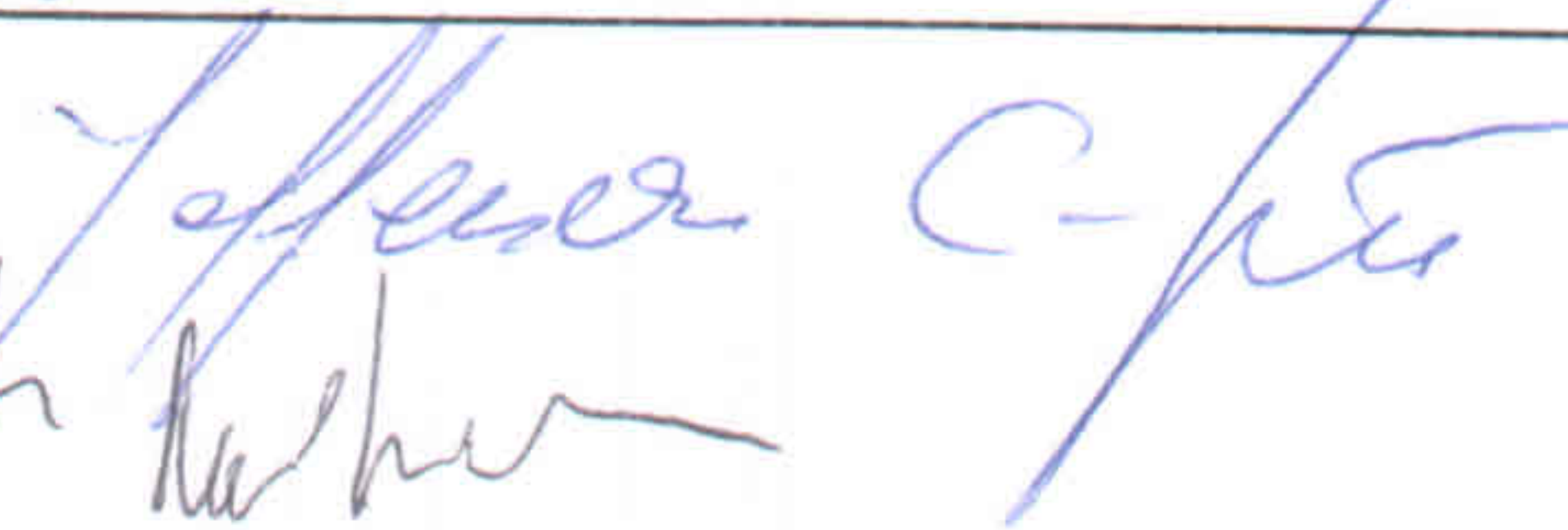
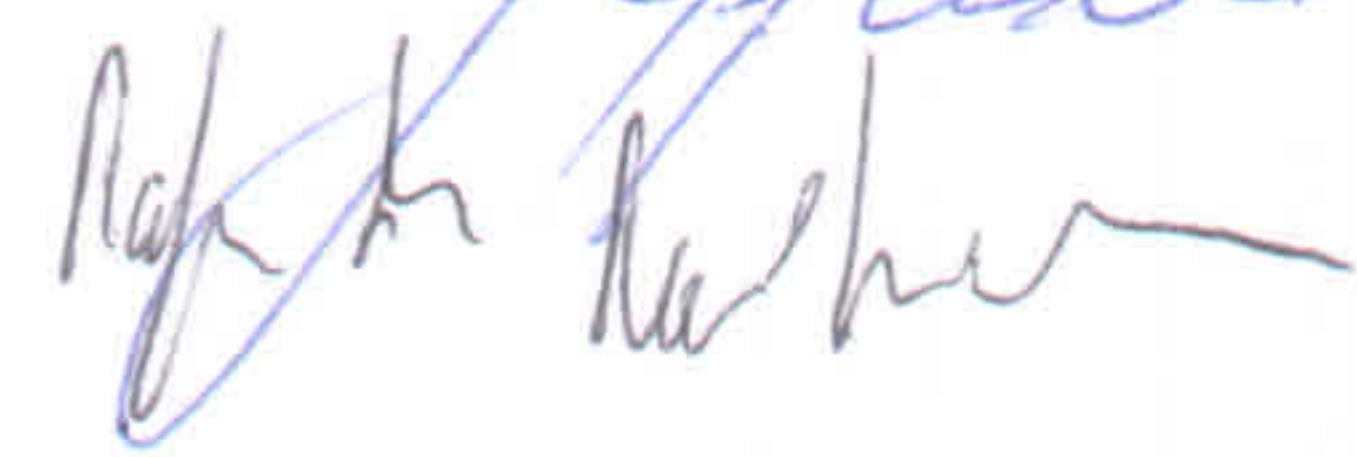
Feitas essas observações, cabe destacar o mérito do trabalho que envolveu uma base múltipla de dados e uma interpretação original da evolução das geleiras em base na observação de sua relação com a variabilidade climática da Terra e, em especial, da Amazônia Ocidental, próxima à área de estudo do trabalho.

Assinatura: 

Data: 31/01/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL”

Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA

Autor: RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO

Orientador: Prof. Dr. JEFFERSON CÁRDIA SIMÕES

Examinador: Prof. Dr. FRANCISCO ELISEU AQUINO

Data:

31 de Janeiro de 2014

Conceito:

A (EXCELENTE)

PARECER:

O candidato Rafael da Rocha Ribeiro apresentou a sua tese de dissertação de maneira clara e adequada. A sua apresentação oral foi muito boa e técnica. O texto é bem escrito, claro e adequado, onde é possível identificar o domínio e a dedicação do candidato.

A tese aborda temas atuais e importantes para o desenvolvimento da monitoração do delta do Brasil e a variabilidade climática na América do Sul.

Recomendo a inclusão de uma lista de figuras, tabelas e anexos para facilitar a leitura de diversos capítulos da tese. Também identifiquei a falta de um mapa de localização geral no início do corpo do texto, para facilitar a leitura e entendimento do trabalho.

Lined area for text or notes, crossed out with a diagonal blue line.

Assinatura: *Felino* Data: *31/01/2014*
Ciente do Orientador: *J. C. [illegible]*
Ciente do Aluno: *[illegible]*

ANEXO I
TÍTULO DA DISSERTAÇÃO/TESE :
“GELEIRAS TROPICAIS NA AMÉRICA DO SUL E AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS DA BACIA AMAZÔNICA OCIDENTAL”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO
Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões
Examinador: Prof. Dr. Norberto Dani
Data:31/01/2014
Conceito: A
PARECER:
<p>O tema, desenvolvimento do assunto e submissão dos artigos cumprem todos os requisitos necessários para que a acadêmico RAFAEL DA ROCHA RIBEIRO obtenha o grau de doutor. Parabeno ao Prof. Jefferson e ao CPC/UFRGS pela criação das condições que tem oportunizado aos pesquisadores o desenvolvimento de estudos que saem das latitudes polares e entram nos trópicos, abordando assuntos de grande interesse para o Brasil e para a comunidade científica envolvida na dinâmica desta vasta área do Brasil que é a região amazônica.</p> <p>Destacaria neste trabalho de doutoramento a abordagem de um tema complexo (clima e seus vetores) feito a partir de uma ótica predominantemente naturalista, distanciando-se do trabalho baseado em modelamentos, puramente matemático e físico. Esta visão permite ao doutorando integrar variáveis vindas de diversas fontes, imprimindo interpretações com qualidade científica e o que é mais importante, com singularidade. Os artigos submetidos pelo autor mostram um desenvolvimento crescente, começando com a sua preocupação de dominar técnicas que trouxessem dados de qualidade para o entendimento da pesquisa, mas ainda na escala de uma geleira e culminando com um trabalho de abrangência global, onde os seus dados junto com outros retirados da bibliografia abrem perspectivas sobre uma melhor compreensão das variações climática na América do Sul.</p> <p>O clima é uma entidade complexa, influenciado por vários fatores como bem salientado pelo autor. Desde aspectos antrópicos, até aspectos naturais como El Niño e La Niña. Desta forma, o autor reconhece a complexidade do tema e restringe a sua importante contribuição ao assunto envolvendo as técnicas de observação das geleiras proporcionada pelo sensoriamento remoto. Com esta linha mestra e ao mesmo tempo ciente da necessidade de estudos complementares e com outras ferramentas de observação, faz correlações inovadoras com base em suas constatações e em dados bibliográficos.</p> <p>O capítulo envolvendo a metodologia empregada mostra de forma sintética, porém abrangente, as várias técnicas utilizadas pelo autor. É um ponto de destaque do trabalho e demonstra o domínio do autor envolvendo o sensoriamento remoto como um todo e especialmente a parte métrica ou quantitativa necessária para o desenvolvimento da tese.</p>

Poucos pontos devem ser reavaliados pelo doutorando. Considerando uma tese de doutoramento, o autor utiliza uma premissa de trabalho importante que são as informações de testemunho de gelo do Nevado Illimani. Porém, alguns destes dados que se constituem numa das bases de raciocínio da tese baseiam-se numa comunicação informal ou oral transmitida pelo orientador (página 03), afirmando que o registro obtido cobre um período de 40 anos. Embora o autor tenha o cuidado de utilizar outros dados mais robustos, esta colocação torna a argumentação questionável, pois parte de informações sem o devido rigorismo científico.

Quanto ao texto, embora ele tenha sido construído de maneira cuidadosa, o autor por vezes usa expressões que deveriam ser melhoradas no seu sentido, como a afirmação da página 04 em que afirma "...afetar mecanismo de formação e precipitação de nuvens...". Neste caso seria a precipitação de chuva e não de nuvens!

Para o leitor, facilitaria se o autor tivesse feito um índice de abreviaturas utilizadas com seu significado. Nem sempre as abreviaturas estão claramente explicadas ao longo do texto. Parabéns ao Rafael pelo excelente trabalho.

Assinatura:

Norberto Doni

Data: 31/01/2014

Ciente do Orientador:

Jefferson C. F. F.

Ciente do Aluno:

Rafael Adriano