

Alvaro Soruco Sologuren

**MEDIO SIGLO DE
FLUCTUACIONES GLACIARES
EN LA CORDILLERA REAL**

**Y SUS EFECTOS HIDROLOGICOS
EN LA CIUDAD DE LA PAZ.**

IRD

Institut de recherche
pour le développement

**MEDIO SIGLO DE FLUCTUACIONES GLACIARES
EN LA CORDILLERA REAL Y SUS EFECTOS
HIDROLOGICOS EN LA CIUDAD DE LA PAZ.**

Alvaro Soruco Sologuren

**MEDIO SIGLO DE
FLUCTUACIONES GLACIARES
EN LA CORDILLERA REAL**

**Y SUS EFECTOS HIDROLOGICOS
EN LA CIUDAD DE LA PAZ.**



Institut de recherche
pour le développement

La Paz

2012

551 SORUCO SOLOGUREN, Alvaro Wladimir
Alvaro Wladimir Soruco Sologuren, La Paz - Bolivia, IRD, 2012
228 p. : 21 x 15 cm

DL: 8-1-1012-12

ISBN: 978-99954-55-62-0

<GEOLOGÍA> <HIDROLOGÍA><BOLIVIA GLACIARES>

Diseño y diagramación: Prerensa-Editorial El País
1ª. edición 2012, IRD / 500 ejemplares

© Alvaro Wladimir Soruco Sologuren

© Institute de recherche pour le développement, IRD

Impreso en Editorial Imprenta EL PAÍS Srl.

Cronenbold N° 6

Telf.: (591-3) 334 3996 / 333 4104

Casilla postal: 2114

edpais@cotas.com.bo

Santa Cruz de la Sierra

Impreso en Bolivia - Printed in Bolivia

Todos los derechos reservados. Esta publicación no puede ser reproducida ni en el todo ni en sus partes, ni registrada en (o transmitida por) un sistema de recuperación de información, en ninguna forma ni por ningún medio, sea mecánico, fotoquímico, electrónico, magnético, electro-óptico, por fotocopia o cualquier otro, sin el permiso previo por escrito del autor y de la editorial.

CONTENIDO TEMÁTICO

| | |
|-------------------|----|
| Dedicatoria | 11 |
| Prólogo | 13 |
| Resumen | 17 |

CAPÍTULO 1

Los glaciares en los trópicos, particularmente en los Andes Centrales

| | |
|--|----|
| 1.1 LA ZONA INTERTROPICAL Y SUS GLACIARES: TRÓPICOS “INTERNOS” Y TRÓPICOS “EXTERNOS” | 20 |
| 1.1.1 Características astronómicas: Radiación incidente, exposición | 20 |
| 1.1.2 Régimen de temperaturas | 20 |
| 1.1.3 Régimen de las precipitaciones | 21 |
| 1.1.4 Dónde se encuentran los glaciares en los trópicos? .. | 22 |
| 1.2 ASPECTOS GENERALES DE LOS GLACIARES DE LOS ANDES TROPICALES | 23 |
| 1.2.1 Características geográficas generales | 23 |
| 1.2.2 Características Glaciológicas | 24 |
| 1.2.3 Características morfo-glaciológicas | 25 |
| 1.3 EL ACELERADO RETROCESO DE LOS GLACIARES TROPICALES DURANTE EL SIGLO XX | 27 |
| 1.4 CONTEXTO CLIMÁTICO EN LOS ANDES CENTRALES | 29 |
| 1.4.1 Régimen climático: temperaturas, precipitaciones y cobertura nubosa | 29 |
| 1.4.2 Variación según las estaciones en los trópicos | 31 |
| 1.4.3 Los fenómenos ENSO y su impacto en los balances de masa de los glaciares andino | 33 |
| 1.5 LA EVOLUCION DEL CLIMA DURANTE LOS ÚLTIMOS 50 AÑOS | 36 |
| 1.5.1 Temperatura, precipitación, humedad y circulación atmosférica | 36 |

| | |
|---|----|
| 1.5.2 El cambio de fase del Pacífico durante los años 1975-76 | 38 |
| 1.5.3 Sensibilidad de los glaciares tropicales | 39 |
| 1.6 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 40 |

CAPITULO 2

Los conocimientos adquiridos acerca de los glaciares de los Andes bolivianos: fluctuaciones pasadas y funcionamiento actual

| | |
|---|----|
| 2.1 LAS FLUCTUACIONES GLACIARES DEL PLEISTOCENO Y DEL HOLOCENO | 42 |
| 2.2 LAS FLUCTUACIONES DE LOS GLACIARES DURANTE Y DESPUÉS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH) | 44 |
| 2.2.1 Los glaciares de la Cordillera Real durante la PEH y al principio del siglo XXI | 45 |
| 2.2.2 Variaciones glaciares durante los últimos 50 años | 48 |
| 2.3 EL DESARROLLO DE LOS ESTUDIOS GLACIOLÓGICOS EN BOLIVIA A PARTIR DE 1991 | 55 |
| 2.3.1 La medición del balance de masa de superficie mediante los métodos glaciológico e hidrológico | 57 |
| 2.3.2 Variabilidad según las estaciones de los balances de masa | 59 |
| 2.3.3 El balance de energía en el glaciar de Zongo | 62 |
| 2.4 LA MODELIZACION DE LA ABLACIÓN GLACIAR | 64 |
| 2.4.1 Modelos estadísticos (tipo grado - día) | 64 |
| 2.4.2 Modelos físicos de balance de energía | 66 |
| 2.5 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 68 |

CAPÍTULO 3

Área de estudio y material utilizado

| | |
|---|----|
| 3.1 LA CORDILLERA ORIENTAL | 70 |
| 3.2 LA REGIÓN DEL ESTUDIO | 72 |
| 3.2.1 ¿Por qué esta elección? Las implicaciones económicas de los glaciares escogidos | 74 |

| | | |
|-------|---|----|
| 3.2.2 | Al norte, la región Negruni – Condoriri..... | 75 |
| 3.2.3 | Al sur, la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya..... | 76 |
| 3.2.4 | Comparación entre las regiones estudiadas..... | 80 |
| 3.3 | LOS GLACIARES DEL ESTUDIO | 81 |
| 3.3.1 | Los criterios de selección de los glaciares..... | 81 |
| 3.3.2 | Características generales de los glaciares escogidos | 83 |
| 3.4 | LA FOTOGRAMETRÍA AÉREA PARA EL ESTUDIO DE LOS BALANCES DE MASA | 86 |
| 3.5 | LA BASE DE DATOS FOTOGRÁFICOS DISPONIBLES EN EL IGM EN BOLIVIA | 88 |
| 3.5.1 | El vuelo del 20 de mayo de 1956 a horas 11:45..... | 91 |
| 3.5.2 | El vuelo del 21 de Junio de 1963 a horas 10:15..... | 92 |
| 3.5.3 | El vuelo del 23 de Julio de 1975 a horas 11:00 | 92 |
| 3.5.4 | El vuelo del 20 de junio de 1983 a horas 16:15..... | 93 |
| 3.5.5 | El vuelo del 20 de Abril de 1997 a horas 9:30 | 94 |
| 3.5.6 | El vuelo del 12 y 13 de Julio del 2006 a horas 13:15 y 12:00 | 95 |
| 3.5.7 | Resumen de las fotografías disponibles | 96 |
| 3.6 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 96 |

CAPÍTULO 4

La Fotogrametría aérea y el método volumétrico

| | | |
|-------|--|-----|
| 4.1 | DEFINICIÓN Y BREVE HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA FOTOGRAMETRÍA | 102 |
| 4.1.1 | Fotografías en FILM, imágenes FILM digitalizadas e imágenes digitales | 103 |
| 4.2 | PLAN DEL VUELO DEL 2006 | 105 |
| 4.2.1 | Determinación del área y de la dirección del vuelo .. | 106 |
| 4.2.2 | Precisión planimétrica..... | 109 |
| 4.2.3 | Escala y altura del vuelo..... | 109 |
| 4.2.4 | Selección de la base y del recubrimiento longitudinal..... | 110 |
| 4.2.5 | Recubrimiento longitudinal, lateral y número de fotografías..... | 112 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 4.3 | ESTEREOPREPARACIÓN Y MEDIDA DE LOS PUNTOS DE CONTROL | 113 |
| 4.3.1 | Sistema de coordenadas planimétricas y altimétricas | 114 |
| 4.3.2 | Estereopreparación de las imágenes preexistentes (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997)..... | 115 |
| 4.3.3 | Estereopreparación antes del vuelo fotogramétrico | 118 |
| 4.4 | AEROTRIANGULACIÓN | 119 |
| 4.4.1 | Orientación interna..... | 122 |
| 4.4.2 | Orientación externa..... | 123 |
| 4.4.3 | Aerotriangulación y validación de nuestras fotografías | 130 |
| 4.5 | RESTITUCION FOTOGRAMÉTRICA | 136 |
| 4.5.1 | Validación de las restituciones glaciares a partir de perfiles transversals..... | 138 |
| 4.6 | CONSTRUCCIÓN DE LOS DEMs | 140 |
| 4.7 | EL MÉTODO CARTOGRÁFICO O VOLUMETRICO | 142 |
| 4.8 | ESTIMACIÓN DEL ERROR EN NUESTRAS VARIACIONES DE VOLUMEN CON EL MÉTODO DE THIBERT et al. (2008) | 143 |
| 4.8.1 | Las hipótesis acerca de la densidad de la nieve | 144 |
| 4.9 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 146 |

CAPÍTULO 5

Evolución de los balances de masa glaciares de la Cordillera Real

| | | |
|-------|---|-----|
| 5.1 | LAS VARIACIONES VOLUMÉTRICAS | 150 |
| 5.1.1 | Balances de masas volumétricas acumulativos | 151 |
| 5.1.2 | Balances de masa centrados..... | 153 |
| 5.2 | ANÁLISIS DE LAS FLUCTUACIONES TEMPORALES DE LOS BALANCES DE MASA GLACIAR EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS CLIMAÁTICOS | 155 |
| 5.2.1 | Las precipitaciones | 158 |
| 5.2.2 | Las temperaturas | 160 |

| | |
|---|-----|
| 5.3 ANÁLISIS DE LOS BALANCES DE MASA ACUMULATIVOS Y DE SU VARIABILIDAD ESPACIAL ... | 163 |
| 5.3.1 Superficies promedio de los glaciares | 163 |
| 5.3.2 Altitud de los frentes de los glaciares | 165 |
| 5.3.3 Altitud promedio de los glaciares | 165 |
| 5.3.4 Orientación de los glaciares..... | 168 |
| 5.3.5 Correlación múltiple entre los balances de masa, la exposición y la altitud promedio | 170 |
| 5.4 VARIACIONES DE SUPERFICIE, VARIACIONES DE LOS FRENTES GLACIARES Y VARIACIONES VOLUMÉTRICAS | 174 |
| 5.5 FLUCTUACIONES GLACIARES EN EL CURSO DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX, PARTICULARMENTE DESPUÉS DE 1963 | 176 |
| 5.5.1 La pérdida de superficies glaciares | 176 |
| 5.5.2 Estimación de los balances de masa glaciar en el conjunto de la región..... | 179 |
| 5.5.3 Comparación con los glaciares de Charquini y de Chacaltaya | 182 |

CAPÍTULO 6

Contribucion de los glaciares a los Recursos de agua para la ciudad de La Paz

| | |
|---|-----|
| 6.1 EL SISTEMA DE APROVISIONAMIENTO DE AGUA DE LA CIUDAD DE LA PAZ | 186 |
| 6.2 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LOS APORTES DE AGUA DE LOS GLACIARES A PARTIR DEL BALANCE DE MASA..... | 189 |
| 6.2.1 Determinación del débito de la parte cubierta de hielo | 189 |
| 6.2.2 Determinación del débito de la parte no cubierta de hielo..... | 192 |
| 6.2.3 Las principales fuentes de incertidumbre en los cálculos | 193 |
| 6.3 CUANTIFICACIÓN DE LOS RECURSOS DE AGUA DE CADA UNA DE LAS CUENCAS HIDROLÓGICAS..... | 194 |
| 6.3.1 Aporte de agua de las cuatro cuencas vertientes..... | 194 |

| | |
|--|-----|
| 6.3.2 Validación de los resultados | 196 |
| 6.3.3 Contribución de los glaciares a los recursos de agua | 198 |
| 6.3.4 Aporte de agua esperado cuando los glaciares desaparezcan | 201 |
| 6.4 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 202 |
| | |
| CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS | 203 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 207 |
| Lista de figuras | 219 |
| Lista de tablas | 225 |

Agradecimiento

*A mi familia,
por su ilimitada paciencia a lo largo de estos años.*

*A Christian, Bernard e Isabel,
por su apoyo incondicional durante este ciclo.*

*A Enrique Cuña,
por su colaboración en gran parte de la traducción
de este texto.*

PRÓLOGO

Este trabajo reúne lo esencial de la tesis de doctorado efectuada por Alvaro Soruco en la Université Joseph Fourier de Grenoble (Francia). Es una tesis que ha sido bien acogida por la comunidad universitaria francesa y que fue premiada por el IRD a través del “Premio Christiane Doré” otorgado a Alvaro Soruco en 2008. Esto, y el interés que representa este trabajo sobre los glaciares de la Cordillera Real para documentar su retroceso reciente y el cambio climático asociado, justifican ampliamente su publicación en español. Alvaro Soruco pertenece al grupo liderado por el IRD que ha sido pionero en el estudio detallado de la evolución de los glaciares de Bolivia. Antes de esta iniciativa, hubo solo el trabajo del inventario glaciológico llevado a cabo por Ekkehard Jordan, de la Universidad de Düsseldorf de Alemania. Los glacio-hidrólogos del IRD, en un primer tiempo (1991), han instrumentado los glaciares del Zongo (Huayna Potosí) y de Chacaltaya, a fin de disponer de una crónica precisa de la evolución actual de dichos cuerpos de hielo. Este trabajo conducido en asociación con el Universidad Mayor de San Andrés de La Paz, y en particular con el Instituto de Hidráulica e Hidrología, y con el apoyo constante de la Compañía Boliviana de Energía Eléctrica (COBEE), ha anclado profundamente en Bolivia la glaciología y la hidrología glaciar como disciplinas fundamentales para documentar el clima. De ahí resultó una aplicación importante: poder estimar el recurso de agua asociado a la fusión de los glaciares. El Glaciar de Zongo es el único en todo el trópico que dispone de una serie de observaciones continuas cubriendo los veinte últimos años, dentro de los cuales figuran datos de balance de masa (mensuales y anuales), datos de (micro) meteorología permitiendo determinar el balance de energía, datos topográficos y datos hidro-

lógicos. Sobre algunos glaciares de la Cordillera Real y de Quimsa Cruz, las fluctuaciones de los glaciares han podido ser analizadas sobre un periodo de tiempo multiseccular, utilizando los depósitos morrénicos como jalones cronológicos: gracias a aquellos, Antoine Rabatel y Vincent Jomelli han construido la primera crónica precisa en el trópico de las fluctuaciones glaciares desde el máximo de la Pequeña Edad de Hielo (siglos XVII-XIX). Hace poco, esta crónica ha sido prolongada sobre todo el periodo holocénico (~10 000 años) por el equipo de Jomelli en su trabajo sobre el sector del Glaciar norte del Telata en el valle de Zongo. En este presente trabajo, Alvaro Soruco nos da una valiosa información sobre la evolución de la glaciación actual del norte de Bolivia a partir de un grupo de 21 glaciares de la parte centro/sur de la Cordillera Real. El investigador ha utilizado por esto el método aerofotogramétrico, tomando en cuenta las cubiertas efectuadas por el IGM/SNA de Bolivia en 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006. Resulta interesante de ver cuál ha sido la evolución de este muestreo de glaciares sobre los últimos 50 años en función de su tamaño, ubicación, altura etc. Se puede así comprobar la “ruptura de 1976-1980”, que marcó para los glaciares el pasaje de un estado próximo del equilibrio y un estado de disminución rápida, asociado a un cambio climático brutal marcado por un importante aumento de la temperatura atmosférica andina, el mismo asociado al recalentamiento superficial del Pacífico tropical. Esta ruptura, que se observa también nítidamente en otros países andinos (Perú, Ecuador, Colombia), es un evento de crucial importancia para la mayor parte de los glaciares de montaña del planeta. Muy pocos investigadores hoy en día dudan todavía que esta ruptura climática, traduzca una amplificación del efecto invernadero asociada a las actividades humanas.

Por fin, tocando el campo del recurso agua, el trabajo de Alvaro Soruco permite afinar la contribución de las cuencas hidrológicas glaciares a la ciudad de La Paz-El Alto. Mismo que si los valores presentados tendrían que ser mejorados en el futuro, nos damos cuenta que la contribución de los glaciares al abastecimiento de agua de la capital del país es notable, particularmente durante la temporada donde la precipitación es escasa y que dura casi seis meses en el altiplano norte de Bolivia. Este texto, bien escrito, bien

documentado, con métodos (particularmente en el campo de la aerofotogrametría) muy bien presentados, va a ser, sin ninguna duda, en Bolivia y en los países andinos, una obra de referencia para los estudiantes y los profesionales que se dedican al estudio del ambiente, clima y recurso agua. Nos alegramos que varios resultados de este trabajo hayan sido ya publicados por artículos en revistas científicas prestigiosas a nivel internacional.



Dr Bernard Francou

Director del Laboratorio Mixto Internacional Greatlce
Representante del IRD en el Ecuador.

RESUMEN

El estudio de los glaciares tropicales representa una cuestión importante tanto a nivel climático como a nivel de recursos de agua. Sin embargo, la evolución de los glaciares de esta región del mundo ha sido muy mal estudiada durante las últimas décadas.

El objetivo fundamental de este trabajo consistió en la reconstrucción de los balances de masa de 21 glaciares sobre la Cordillera Real en el transcurso de los 50 últimos años.

El método empleado fue el de la fotogrametría en base a las fotografías existentes en el Instituto Geográfico Militar boliviano (IGM), de los años 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997. También hemos hecho llevar a cabo un vuelo fotogramétrico el año 2006 con el fin de completar y actualizar nuestra serie de fotografías aéreas. Basándonos en estos datos fotográficos, hemos obtenido modelos numéricos de terreno (DEM acrónimo en inglés) de 21 glaciares representativos de la Cordillera Real para estos 6 vuelos fotogramétricos con una precisión decimétrica o métrica.

Hemos analizado los balances de masa de los 21 glaciares restituidos en el curso de los 50 últimos años. Después de un periodo de casi estabilidad entre los años 1956 y 1975, los glaciares han sufrido una fuerte disminución, en particular entre 1975 y 1983, y entre 1997 y 2006. El periodo de 1997-2006 es similar al del 1975-1983 y no muestra una aceleración de esta disminución. Nuestro análisis muestra que, cuando se omiten las tendencias propias a cada uno de estos glaciares, las variaciones temporales del balance de masa en estos diferentes periodos indican una señal común de origen climático. Las tendencias de los balances de masa de estos 21 glaciares, a la escala de los últimos 50 años, se ven fuertemente influenciadas por su exposición y su altitud.

De esta manera, hemos demostrado que 88% de la varianza de los balances acumulados puede explicarse por la exposición y la altitud. Esta buena correlación ha permitido calcular los balances de masa del conjunto de nuestra región de estudio (376 glaciares) a lo largo del periodo 1963-2006. De esta manera, estimamos que estos glaciares han perdido 0.9 km³, es decir el 43% de su volumen inicial, entre 1963 y el 2006, y que esta pérdida ha ocurrido fundamentalmente a lo largo del periodo 1975-2006. Las restituciones fotogramétricas de los contornos de los 376 glaciares en el año 2006, comparadas a las medidas realizadas el año 1975, muestran que estos glaciares han perdido 48% de su superficie desde el año 1975.

Por último, nuestro estudio evaluó la contribución de los glaciares al sistema de abastecimiento de agua potable de la ciudad de La Paz. En las cuatro cuencas que abastecen a la ciudad, hemos determinado la disminución de la superficie glaciar entre 1975 y 2006 y hemos estimado la pérdida de masa de estos glaciares. En promedio, durante el periodo 1975-2006, el deshielo glaciar ha contribuido en alrededor de un 18%. Durante el periodo más reciente (1997-2006), esta contribución ha sido del orden de un 15%. La contribución de los glaciares pasa de un 12% durante la estación húmeda (de Octubre a Marzo) a un 27% durante la estación seca (de Abril a Septiembre). Finalmente hemos calculado los débitos esperados en el caso de que todos los glaciares desaparezcan. Estas estimaciones revelan que, en el caso de que las precipitaciones anuales se mantengan constantes, las cuencas producirían 12% menos de los caudales anuales (9% menos durante la estación húmeda y 25% menos durante la estación seca). Estas cifras permiten desde ya anticipar los trabajos futuros que hay que realizar para un abastecimiento de agua potable en la ciudad de La Paz, cuyas necesidades van en aumento.

**LOS GLACIARES EN LOS TRÓPICOS,
PARTICULARMENTE EN LOS ANDES CENTRALES**

| | | |
|-------|---|----|
| 1.1 | LA ZONA INTERTROPICAL Y SUS GLACIARES: TRÓPICOS "INTERNOS" Y TRÓPICOS "EXTERNOS" | 20 |
| 1.1.1 | Características astronómicas: Radiación incidente, exposición | 20 |
| 1.1.2 | Régimen de temperaturas | 20 |
| 1.1.3 | Régimen de las precipitaciones | 21 |
| 1.1.4 | ¿Dónde se encuentran los glaciares en los trópicos? | 22 |
| 1.2 | ASPECTOS GENERALES DE LOS GLACIARES DE LOS ANDES TROPICALES | 23 |
| 1.2.1 | Características geográficas generales | 23 |
| 1.2.2 | Características Glaciológicas | 24 |
| 1.2.3 | Características morfo-glaciológicas | 25 |
| 1.3 | EL ACELERADO RETROCESO DE LOS GLACIARES TROPICALES DURANTE EL SIGLO XX | 27 |
| 1.4 | CONTEXTO CLIMÁTICO EN LOS ANDES CENTRALES | 29 |
| 1.4.1 | Régimen climático: temperaturas, precipitaciones y cobertura nubosa | 29 |
| 1.4.2 | Variación según las estaciones en los trópicos | 31 |
| 1.4.3 | Los fenómenos ENSO y su impacto en los balances de masa de los glaciares andinos | 33 |
| 1.5 | LA EVOLUCIÓN DEL CLIMA DURANTE LOS ÚLTIMOS 50 AÑOS | 36 |
| 1.5.1 | Temperatura, precipitación, humedad y circulación atmosférica | 36 |
| 1.5.2 | El cambio de fase del Pacífico durante los años 1975-76 | 38 |
| 1.5.3 | Sensibilidad de los glaciares tropicales | 39 |
| 1.6 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 40 |

1.1 La zona intertropical y sus glaciares: trópicos “internos” y trópicos “externos”

1.1.1 Características astronómicas: Radiación incidente, exposición

La zona tropical está delimitada en latitud por el trópico de Cáncer en el hemisferio Norte (23°27'N) y por el trópico de Capricornio en el hemisferio Sur (23°27'S).

Los solsticios delimitan astronómicamente la zona intertropical, cuando el sol alcanza su ángulo máximo de incidencia meridional y septentrional, dos veces por año salvo en el trópico (el sol pasa por el zenit una vez en cada hemisferio) (Figura 1). Los factores de exposición de las cuencas expuestas a la radiación solar incidente son opuestos en el hemisferio Sud y en el hemisferio Norte. En el hemisferio Sud, las cuencas expuestas al Norte (noroeste, norte y nordeste) reciben más energía que las cuencas expuestas al Sur (sureste, sud y sudoeste). En el hemisferio Norte, el aporte energético es inverso y las cuencas que reciben más energía solar, son las cuencas orientadas hacia el Sur. Estos factores de exposición están relacionados a los aportes energéticos recibidos por el planeta. Durante el verano austral, la región del trópico de Capricornio recibe la radiación solar incidente con un ángulo de 90° a mediodía, mientras que la región del trópico de Cáncer la recibe inclinada en un ángulo de 43°, durante el verano boreal (invierno austral) el aporte energético es el opuesto debido a la inclinación de la elíptica sobre el plano del ecuador (actualmente a 23.44°) [Strahler, 1974].

1.1.2 Régimen de temperaturas

Otra manera de delimitar la zona intertropical es basándose en la amplitud térmica anual con relación a la amplitud térmica diaria. Efectivamente, la amplitud térmica anual (ΔT_a) es inferior a la amplitud térmica diaria (ΔT_d) en la zona intertropical, porque en esta zona, el planeta recibe una importante cantidad de radiación solar a lo largo de todo el año (Figura 1). En el hemisferio Norte, tanto como en el hemisferio Sur, la zona intertropical está circunscrita

por la línea por la cual estas dos amplitudes son iguales [Kaser et al., 1996].

1.1.3 Régimen de las precipitaciones

El régimen de precipitaciones en la zona tropical está relacionado a los desplazamientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, o ITCZ en inglés), que es una banda de presiones bajas donde convergen los vientos alisios del sudeste y del noreste. La latitud de esta zona de convergencia varía según las estaciones, entre una posición septentrional durante el verano boreal y una posición meridional durante el verano austral (Figura 1).

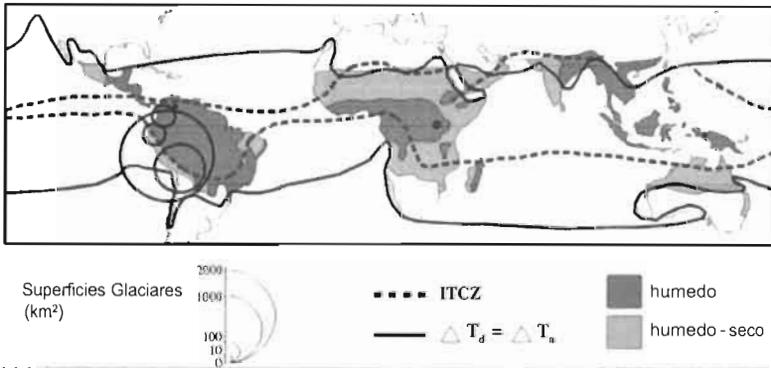


Figura 1: Distribución de los glaciares tropicales en el mundo. [Kaser et al., 1996].

A partir de la delimitación de la zona convergencia intertropical, se observan dos zonas climáticamente diferentes. Por una parte, la zona intertropical interna, donde existen dos estaciones húmedas (cercanas a los equinoccios) y dos estaciones menos húmedas (cercanas a los solsticios). Esta zona está cerca del ecuador. La zona intertropical externa, por otra parte, está caracterizada por la sucesión de una estación húmeda en verano, cuando la zona de convergencia intertropical alcanza su posición más austral, y de una estación seca durante el invierno cuando alcanza su posición más septentrional [Kaser et al, 1996].

1.1.4 ¿Dónde se encuentran los glaciares en los trópicos?

La localización de los glaciares tropicales está relacionada a la delimitación astronómica de los trópicos (véase 1.1.1), al régimen de temperaturas (véase 1.1.2) y a los regímenes hidrológicos (véase 1.1.3), [Kaser, 1999; Kaser *et al.*, 1996].

| Región | Sup. km ² | Sup. % | Año de estimación | Referencias |
|-----------------|----------------------|---------------|-------------------|-------------------------------|
| Sudamérica | | | | |
| Perú | 1972.0 | 71.28 | 1970 | [Jordan, 1991] |
| Bolivia | 562.0 | 20.32 | 1980 | [Jordan, 1991] |
| Ecuador | 112.8 | 4.08 | 1970 | [Jordan, 1991] |
| Colombia | 108.5 | 3.92 | 1950 | [Jordan, 1991] |
| Venezuela | 2.7 | 0.10 | 1950 | [Jordan, 1991] |
| Total | 2758 | 99.696 | | |
| África del este | | | | |
| Kilimanjaro | 3.3 | 0.12 | 1989 | [Hastenrath y Geischar, 1997] |
| Ruwenzori | 1.7 | 0.06 | 1990 | [Kaser, 1999] |
| Mt Kenya | 0.4 | 0.01 | 1993 | [Hastenrath, 1995] |
| Total | 5.4 | 0.1952 | | |
| Oceanía | | | | |
| Irian Jaya | 3.0 | 0.11 | 1988 | [Peterson y Peterson, 1994] |
| Total | 3.0 | 0.1084 | | |
| TOTAL | 2766.4 | 100 | | |

Tabla 1: Superficie de los glaciares tropicales en la tierra. [Kaser, 1999].

Existen glaciares tropicales en los tres continentes, en Sudamérica, en África del este y en Oceanía. Los inventarios glaciológicos hechos en las décadas 1950-90 se presentan en la Tabla 1. La concentración más importante de los glaciares tropicales se encuentra en la cordillera de los Andes que tiene más del 99% de su superficie cubierta de hielo (71% en Perú, 20% en Bolivia, 4% en Ecuador, 4% en Colombia y 0.1% en Venezuela) [Jordan, 1991; Kaser *et al.*, 1996]. En África del este, así como en Oceanía, quedan cerca de

0.3% de superficies congeladas tropicales (0.2% en Kenia, Tanzania y Uganda; 0.1% en Nueva Guinea) [Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1995].

En 1990, la superficie de los glaciares tropicales ha sido estimada menor a 2500 Km² [Kaser, 1999]. Los trabajos más recientes estiman que a principios de los años 2000, la superficie global de los glaciares tropicales es igual a 1926 km² (con una disminución del 30% en Perú, Bolivia, Ecuador y Colombia, así como una disminución de 67% en Venezuela) [Francou y Vincent, 2007].

1.2 ASPECTOS GENERALES DE LOS GLACIARES DE LOS ANDES TROPICALES

1.2.1 Características geográficas generales

Los glaciares situados en la zona intertropical se encuentran a gran altitud (>4600 m). Su límite inferior está cerca de la altura a la cual las precipitaciones cambian de fase y se vuelven sólidas, es decir, alrededor de la isoterma a 0oC anual (en general entre 4800 m y 5000 m). El cambio, según las estaciones de esta isoterma, es pequeño, y este límite cambia poco con la altitud. El tamaño de los glaciares es más bien pequeño (aproximativamente 2.5-0.5km²) comparado con el tamaño de los glaciares de los Alpes (5 a 10km²) o más aún con el tamaño de los glaciares del Himalaya (10 a 20 km²). Por otra parte, en la mayoría de estos glaciares, el desnivel entre el frente de los glaciares y la altura máxima de su zona de ablación (~500m) es reducida en comparación a los glaciares de otras latitudes. La altura promedio de estos glaciares está entre los 5200-5400 m, pero sus cimas pueden sobrepasar los 6000 m de altura, pueden ser considerados como glaciares mixtos, templados por debajo de los 5800-6000 m y fríos por encima de esta altura. La temperatura interna de los glaciares está relacionada a las medias de temperatura atmosférica (cf. 1.1.2) sobre los trópicos, que descienden por debajo de los -6o/-8oC cerca de los 6000 m. La temperatura de un glaciar puede ser influenciada también por la

percolación del agua de fusión en la superficie, que se congela a profundidad.

1.2.2 Características Glaciológicas

La característica más marcada de los glaciares tropicales es el gradiente vertical de su balance de masa ($\Delta b/\Delta z$), también conocido como coeficiente de actividad [*Lliboutry, 1965*]. Este gradiente nos indica la variación del balance de masa con respecto a la altura. Los glaciares tropicales presentan un coeficiente de actividad pronunciado a baja altitud y débil a gran altitud. La altura de la línea de equilibrio (Equilibrium Line Altitude o ELA en inglés), está definida como la altura a la cual el balance de masa es igual a cero. Esta línea separa el glaciar en dos zonas con características opuestas. La zona más elevada, situada por encima de la ELA corresponde a la zona de acumulación, en la cual el balance de masa es positivo (el glaciar recibe más masa de la que pierde) y la zona situada a baja altitud corresponde a la zona de ablación, en la cual la situación es opuesta (balance de masa negativo). Siguiendo las variaciones del balance de masa, la línea de equilibrio aumenta o disminuye en altitud. La forma de la curva $\Delta b/\Delta z$ es propia de cada glaciar, inclusive de un macizo montañoso particular, o de una zona climática [*Lliboutry, 1965*]. Actualmente, la altitud de la línea de equilibrio está generalmente alrededor de 5100-5300 m en los glaciares tropicales andinos en las regiones húmedas; no obstante, ciertos glaciares que presentan un balance de masa muy negativo en el curso de las últimas décadas presentan una ELA incluso por encima de sus cumbres [*Ramirez et al., 2001*]. La línea de equilibrio altitudinal a menudo se confunde con la línea física de neviza al final del año hidrológico, salvo en los casos en los que se den nevadas durante este periodo. Se ha observado que la línea de equilibrio bajo los trópicos húmedos se encuentra cercana o un poco por debajo de la isoterma a 0°C anual, mientras que bajo los trópicos secos, se encuentra por encima (Figura 2) [*Kuhn, 1981*].

Sin embargo, cabe remarcar que la ELA es también muy dependiente de las precipitaciones y que estas presentan una variabilidad espacial considerable.

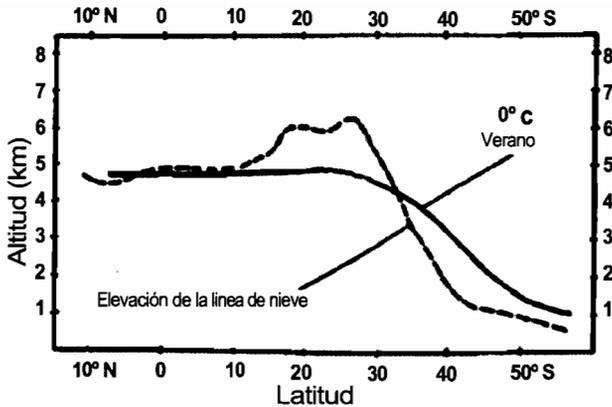


Figura 2: Altura de la línea de neviza y de la línea de la isoterma a 0°C en verano en los Andes [Kuhn, 1981]

Finalmente, la tercera particularidad de los glaciares bajo los trópicos es la relación entre la superficie de la zona de acumulación y la superficie total del glaciar (en inglés es conocida como: Accumulation Area Ratio o AAR). En otras palabras, corresponde a la superficie situada sobre la ELA (es decir, la zona de acumulación) dividida entre la superficie total del glaciar. Bajo condiciones similares de distribución de superficies según la altura, el valor de la AAR es un poco superior bajo los trópicos con relación a los Alpes [Kaser y Osmaston, 2002]. Esto significa que el área de acumulación del glaciar es proporcionalmente mayor en los glaciares tropicales con respecto a los glaciares alpinos.

1.2.3 Características morfo-glaciológicas

La gama de altitudes de los glaciares tropicales (> 4600 m), las particularidades de la atmósfera y la inclinación del sol favorecen el desarrollo de ciertas formas glaciares. Las formas principales son los penitentes y los ice-flutes (o flautas de hielo). Ciertas de estas formas han sido descritas por Lliboutry, [1964] en sus expediciones al Perú. Los penitentes de nieve/neviza/hielo tienen forma de aguja o de hoja y están orientadas según el ángulo de incidencia de la

radiación solar: a nivel del Ecuador, los penitentes son perpendiculares con respecto a una superficie horizontal, mientras que en Bolivia un ángulo entre 90° y 60° es frecuente. La formación de estas agujas se debe a la vez a la sublimación y a la fusión. Su formación puede alcanzar desde algunos centímetros a unos cuantos decímetros, inclusive algunos metros, gracias a una fusión en la base de las prominencias y una sublimación dominante sobre estas mismas. Para su formación, deben cumplirse varias condiciones: una radiación solar intensa, un periodo de varias semanas sin precipitaciones fuertes y una fusión limitada. Al inicio, tenemos un campo de nieve homogéneo a primera vista. A pequeña escala, este campo de nieve siempre presenta heterogeneidades: una repartición aleatoria de polvo, del relieve, etc. Debido a estas heterogeneidades, la radiación solar es absorbida de manera diferente sobre la superficie del campo de nieve: concentración de la radiación solar en las cavidades por micro-reflexiones en las paredes, lo que tiende a acentuarlas, absorción de la radiación por las partículas de polvo sombrías que se incrustan en la nieve. Después de algunos días, el campo de nieve presenta una sucesión de cavidades y lomas repartidas de manera aleatoria. Las cavidades siguen concentrando los rayos solares, reúnen partículas de polvo y de esta manera se acentúan. Las lomas quedan limpias (blancas) y reflejan eficazmente la radiación solar. Después de una o dos semanas sin precipitaciones, las lomas alcanzan de una a varias decenas de centímetros. Ciertas lomas terminan uniéndose y formando una sola, creando un comienzo de organización entre los penitentes. En este punto, la alternación de fusión/sublimación se convierte en el fenómeno preponderante. Las crestas de los penitentes están expuestas al viento que favorece la transformación directa del hielo en vapor de agua, por sublimación, mientras que las cavidades retienen el aire saturado de humedad (impidiendo de esta manera la sublimación), acentuando la fusión. Sin embargo, dado que hace falta ocho veces más de energía para sublimar el hielo que para fundirlo, la pérdida de hielo en las crestas cada día, es ocho veces menor con respecto a la pérdida de hielo en las cavidades. De esta manera, los penitentes se forman rápidamente y pueden crecer varios centímetros cada día (de hecho es la superficie la que baja).

La organización de la superficie es mayor cuanto más grandes son, dado que cada penitente posee en cierta manera un radio de acción a su alrededor. Este fenómeno termina cuando una fuerte caída de nieve cubre todas las agujas, o cuando el agua de la fundición que corre por las cavidades se vuelve abundante, destruyendo de esta manera la base de los penitentes y estos a su vez empiezan a desmoronarse [*Wagnon, comunicación personal*].

Los ice-flutes se desarrollan sobre pendientes abruptas (>50-60° de pendiente), y tienen la forma de conductos o de goteras largas y estrechas. Estas formas características se deben a tres procesos. En las aristas o bordes de los conductos actúa la sublimación y en las partes cóncavas de los ice-flutes actúa la fusión, además también actúa la acción erosiva del paso de las avalanchas que provienen de las cornisas de la cumbre [*Francoy et al., 2004b*]. La formación de ice-flutes puede producirse también a las nevadas (con frecuencia a una temperatura cercana a los 0°C) que se pega directamente a las paredes y a las pendientes abruptas [*Wagnon, comunicación personal*]. Los ice-flutes están muy desarrollados en ciertas cordilleras, como en Perú, en la Cordillera Blanca.

Finalmente, en las aristas y en las cornisas, inclusive en los penitentes, se deposita también escarcha (givre en francés) que da lugar a altos relieves conocidos como “coliflores”. Estas formas están ligadas a la persistencia de nubes convectivas de la tarde, las cuales están constituidas de cristales grandes de caras planas imbricadas que pueden quedarse en equilibrio sobre pendientes muy abruptas (pendiente >70°) [*Francoy et al., 2004b*].

1.3 EL ACELERADO RETROCESO DE LOS GLACIARES TROPICALES DURANTE EL SIGLO XX

Las primeras observaciones glaciológicas hechas bajo los trópicos andinos datan de los años 1930 y han sido el objetivo de expediciones dirigidas por Hans Kinzl en la Cordillera Blanca (Perú) [*Francoy y Vincent, 2007*]. No obstante, se ha tenido que esperar hasta los años 1970, después de las graves catástrofes glaciares del Perú

(con más de 50.000 muertos en el Perú entre los años 1940 y 1970, según Lliboutry et al., [1977] y Ames y Francou, [1995]) para que se constituyan bases de datos más o menos continuas de los glaciares tropicales andinos [*Hastenrath y Ames, 1995a; Hastenrath y Ames, 1995b*]. Estas bases de datos se constituyen en gran parte de la cartografía de los frentes glaciares y la estimación de los balances de masa. Solamente desde 1991, se dispone de observaciones continuas de los balances de masa de algunos glaciares andinos. Estos datos son relativamente recientes en comparación a aquellos existentes sobre los Alpes, de los cuales existen estimaciones de los balances de masa desde los años 1914 del glaciar de Clariden (Suiza), la cual constituye la serie de mediciones de balance de masa más antigua del mundo [*Vincent et al., 2004*]. No obstante, las mediciones de series de balances de masa han empezado generalmente durante los años 1950 en los Alpes.

Después de un retroceso importante observado entre los años 1930 y 1940 en el Perú, vino un periodo de estancamiento y/o de pequeños avances entre los años 1950 y 1975/1980. El retroceso glaciar sigue desde este período hasta nuestros días [*Francou y Vincent, 2007*]. Estas conclusiones han sido sacadas de las medidas de los frentes glaciares así como de las medidas de la pérdida de superficie de la zona de ablación de algunos glaciares.

Según Francou y Vincent, [2007] existe un punto de ruptura neto en las variaciones de longitud de los glaciares observados antes y después de los años 1975-1980 (retroceso más acelerado posteriormente); sin embargo las variaciones de las longitudes de los frentes glaciares no son sincronicas debido a las variaciones de tiempos de respuesta de cada glaciar. Parecería que el retroceso se acentúa para la mayor parte de los glaciares durante los años 1990 (Figura 3). Finalmente, al cambiar de milenio, el retroceso de varios glaciares se atenúa y se acentúa para otros (Figura 3).

En la región Ecuatorial, basándose en la observación de una veintena de glaciares de un mismo cono volcánico (Cotopaxi, Ecuador), [*Jordan et al., 2005*] se ha concluido que la variaciones de las longitudes de los frentes glaciares del Cotopaxi casi no han cambiado entre los años 1956 y 1976. Por el contrario, entre 1976 y 1997 los

cambios han sido importantes, con una disminución de las superficies de un 30%, es decir de 21.2 km² a 14.6 km².

Este cambio drástico en el curso de los últimos 20 años ha sido parecido en todas las orientaciones del cono hemisférico.

Estas similitudes entre el retroceso del frente de los glaciares (entre glaciares bolivianos, peruanos y ecuatorianos) bajo los trópicos parece indicar una respuesta común a los cambios climáticos regionales de la zona tropical durante la segunda mitad del siglo XX, en la Cordillera de los Andes [Francou y Vincent, 2007].

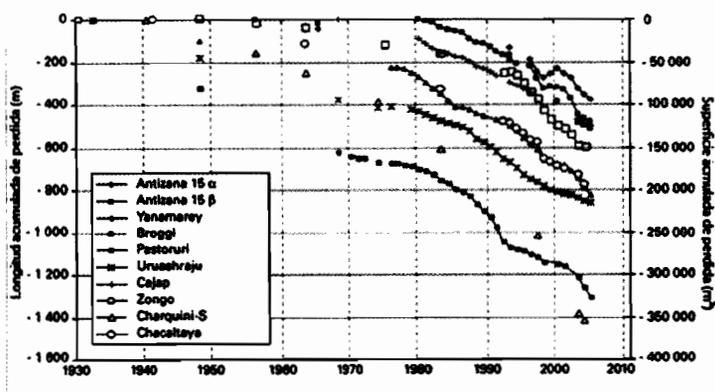


Figura 3: Evolución del largo y de la superficie de 10 glaciares en los andes tropicales (Antizana 15 Ecuador, Yannamarey-Broggi-Pastoruri-Uruashraju-Cajap Perú, Zongo-Chacaltaya-Charquini S Bolivia) [Francou y Vincent, 2007].

1.4 CONTEXTO CLIMÁTICO EN LOS ANDES CENTRALES

1.4.1 Régimen climático: temperaturas, precipitaciones y cobertura nubosa

Como se ha descrito antes (véase 1.1.2, 1.1.3), las variaciones según las estaciones de la temperatura y de la radiación solar son pequeñas. La radiación solar incidente medida sobre el glaciar de Zongo a 5200m presenta una variación de 20Wm⁻², y la tempera-

tura muestra una variación de 3 a 4°C entre el verano y el invierno [Wagnon, 1999]. Contrariamente, las variaciones estacionales de las precipitaciones son considerables, y más marcadas en la zona tropical externa.

La cordillera de los Andes se extiende entre las latitudes 11oN y 56oS, entre Venezuela y Chile, con una altura promedio de alrededor de 4000m, y una extensión de aproximadamente 7500km. La parte central de la cordillera (entre 15°S y 25°S de latitud) es muy árida, debido al anticiclón del SE del Pacífico y a la corriente fría de Humboldt. Al sur, la cordillera de los Andes constituye una barrera orográfica que bloquea las masas de aire provenientes del Pacífico, limitando de esta manera las precipitaciones en el lado oriental. El motor/control principal de precipitaciones en los Andes corresponde a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ en inglés), (Figura 1) así como al frente polar austral [Roche, 1991; Ronchail, 1988]. La ITCZ es inducida por la fuerte radiación solar propia de los trópicos, y su desplazamiento coincide con el periodo durante el cual el sol alcanza su zenit. Es una zona de bajas presiones atmosféricas generadas por la ascensión y la condensación de masas de aire calientes por convección vertical, en las cual los vientos alisios del sud-este y del nor-este (en el hemisferio sur) convergen, debido a la fuerza de Coriolis [Ronchail, 1988]. La zona de convergencia intertropical se materializa en forma de una banda de nubes o “cobertura nubosa”. La cual conlleva a fuertes precipitaciones en las regiones en las cuales se desplaza. La ITCZ no es uniforme, puede ser interrumpida y su espesor puede variar de un lugar a otro, así como su comportamiento es diferente en las zonas marítimas y continentales, debido a la inercia térmica, que es más fuerte en los océanos [Ronchail, 1988; Vuille, 1999; Vuille et al., 2000].

Los andes centrales en Bolivia se subdividen en dos cadenas montañosas (Cordillera Oriental y Cordillera Occidental) separadas por el Altiplano, que es una planicie semi-árida situada a 4000 m de altura sobre el nivel del mar. El clima de la región está condicionado por estas masas montañosas [Vuille y Ammann, 1997]. Las masas de aire, cargadas de humedad provenientes del Atlántico empiezan a introducirse en el continente y se encuentran con la cordillera. Estas comienzan entonces a ascender en altitud enfriándose, y preci-

pitán sobre las vertientes este de la cadena montañosa. La vertiente oriental de la cadena montañosa “al viento” es más húmeda, la vertiente “altiplano” “bajo el viento” es más seca debido a un efecto de protección. Hacia la línea ecuatorial, es difícil observar una variación según las estaciones de las precipitaciones, debido a que el océano y el continente son cálidos y húmedos durante todo el año, mientras que acercándose al trópico, se alternan una estación seca (debida a la influencia del anticiclón del Sureste del Pacífico) y una estación húmeda (debida a la influencia del paso de la ITCZ). De una manera más marcada a lo largo del año y sobre todo durante la estación seca, frentes fríos originados en el frente polar Sur suben hacia el Norte en el continente provocando nevadas sobre la Cordillera de los Andes en el territorio boliviano [*Montes de Oca*, 1992].

1.4.2 Variación según las estaciones en los trópicos

En la región tropical, según la variación de las estaciones, en base a las precipitaciones se distinguen dos regiones (la zona tropical interna y la zona tropical externa). Al interior de estas regiones, se presenta un comportamiento de los glaciares diferente [*Kaser et al.*, 1996]. En los glaciares andinos, los balances de energía en superficie (SEB sigla en inglés para Surface Energy Balance) han sido medidos en la zona tropical externa en Bolivia [*Sicart*, 2002; *Wagnon*, 1999] así como en la zona tropical interna en el Ecuador [*Favier et al.*, 2004b]. La comparación de estos balances de energía [*Favier et al.*, 2004a], ha permitido determinar los factores que controlan el balance de masa tanto en la zona tropical externa como en la zona tropical interna. De manera general, el balance de energía en los trópicos está controlado principalmente por: el balance de radiación correspondiente a las longitudes de onda cortas (el albedo), por el balance de radiación correspondiente a las longitudes de onda largas, y por la humedad del aire. Sin embargo, los procesos que entran en juego en el derretimiento de los glaciares son diferentes [*Favier et al.*, 2004a].

En los trópicos externos (por ejemplo en el glaciar de Zongo), la precipitaciones estivales cumplen un papel importante controlando el albedo. Durante el periodo de octubre a diciembre, la temporada de precipitaciones comienza progresivamente (precipitaciones

escasas y esporádicas) y la superficie del glaciar se encuentra frecuentemente en hielo (con un albedo de aproximadamente 0.2-0.4), absorbiendo la radiación correspondiente a las longitudes de onda cortas y generando una fusión importante [Favier et al., 2004a; Wagnon et al., 1999b]. Al llegar el apogeo de la estación de lluvias, entre diciembre y febrero, el albedo aumenta gracias a las precipitaciones sólidas (nieve), lo que ocasiona la reflexión de la mayor parte de la radiación incidente correspondientes a las longitudes de onda corta [Wagnon et al., 2001]; por el contrario, debido a la considerable cobertura nubosa durante diciembre, enero, febrero la radiación incidente correspondiente a las grandes longitudes de onda tiene un efecto significativo sobre la ablación de los glaciares [Sicart et al., 2005]. Durante el resto del año hidrológico, mientras que las precipitaciones y la cobertura nubosa son escasas, la sublimación es significativa, debido a la sequedad del aire y a la intensidad del viento. Consecuentemente, un factor esencial que se debe tomar en cuenta es la variabilidad de las precipitaciones durante los meses cruciales de DEF en los cuales el aporte de energía hacia los glaciares es más importante [Franco et al., 2003] (Figura 4).

En la zona tropical interna (por ejemplo en el glaciar del Antizana) la temperatura representa un parámetro aún más importante, el cual controla la ablación glaciar durante todo el año hidrológico. Si las precipitaciones permanecen más o menos constantes durante el año, la temperatura es un parámetro de control de la fase sólida/líquida de las precipitaciones, la cual tiene una influencia directa sobre el albedo [Favier et al., 2004a; Favier et al., 2004b; Franco et al., 2004a]. Al mismo tiempo, la cobertura nubosa sigue siendo considerable a lo largo del año hidrológico, favoreciendo de esta manera el aporte de energía de las grandes longitudes de onda que llegan a la superficie del glaciar. De esta manera, la ablación permanece prácticamente constante a lo largo de un ciclo hidrológico [Favier et al., 2004a]. Como no existen estaciones de precipitaciones claramente marcadas y la humedad del aire se mantiene más o menos constante, no deberían existir estaciones marcadas para el balance de masa. Sin embargo, estas existen debido a una disminución de la ablación entre junio y agosto, debido al aumento de la intensidad del viento del Este (easterlies en inglés) aumentando

la sublimación, la cual a su vez intercepta suficiente energía como para disminuir la ablación [Favier et al., 2004a], (Figura 4).

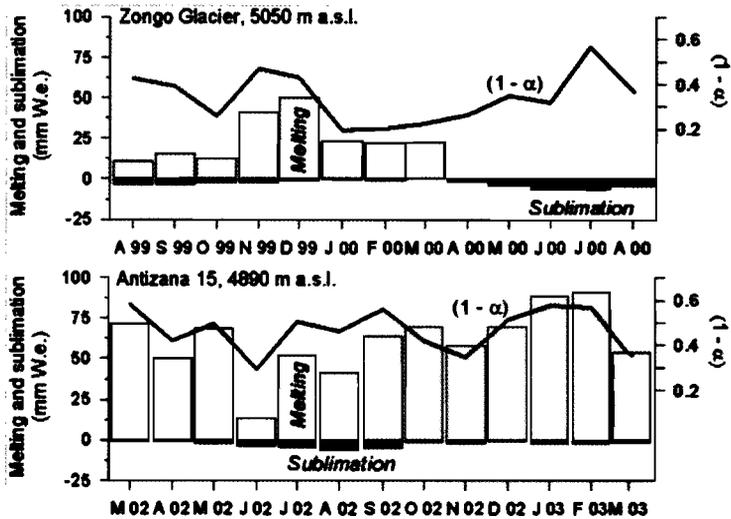


Figura 4: Comparación de un glaciar de los trópicos externos (Zongo - Bolivia) y de un glaciar de los trópicos internos (Antizana - Ecuador) según [Favier et al., 2004a]. Esta figura presenta los valores promedio mensuales de la fusión (gris claro) de la sublimación (gris oscuro) y 1 menos el albedo ($1 - \alpha$) (línea negra). Para más legibilidad, la sublimación ha sido contada negativamente.

1.4.3 Los fenómenos ENSO y su impacto en los balances de masa de los glaciares andinos

El fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) es una oscilación océano-atmosférica (variación de la presión atmosférica) a lo largo del Pacífico ecuatorial con consecuencias climáticas a nivel mundial. Dos fases han sido identificadas, la fase caliente o El Niño y la fase fría o La Niña [Trenberth, 1997].

Durante una situación « normal » (Figura 5A), los vientos alisios del Este (provocados por la rotación de la tierra) impulsan las aguas superficiales hacia el Oeste y las reagrupan en una « piscina caliente » situada entre la Polinesia e Indonesia. Debido a este efecto, las

aguas frías profundas remontan en superficie a lo largo de la costa peruana (upwelling en inglés) y constituyen así la corriente de Humboldt. Esta « piscina caliente » da lugar a una fuerte evaporación que alimenta la zona ascendente de la convección atmosférica, la cual da lugar a la circulación de Walker [Merle, 2006]. Estas zonas de bajas presiones son compensadas por el descenso de masas de aire sobre zonas de presiones atmosféricas altas del lado sudamericano. Esta circulación zonal constituye lo que se conoce como una “célula de Walker”.

Durante el fenómeno de « El Niño » (Figura 5B), los vientos alisios bajan debido a una disminución del gradiente de presión entre el Pacífico oriental y occidental. Debido a esta baja de los alisios, se produce un desequilibrio y la « piscina caliente » se desplaza hacia el Este sobre la Polinesia. Desde ahí, las aguas calientes fluyen hacia las costas del Perú y del Ecuador por una contracorriente y ondas ecuatoriales (llamadas « de Kelvin ») [Merle, 2006]. La zona de fuerte convección (presiones bajas) se desplaza entonces hacia el Este, hacia el centro del pacífico. Consecuentemente, la disminución del gradiente de presión entre Tahití (Polinesia) y Darwin (Norte de Australia) continúa, debilitando aún más los alisios y reforzando aún más la entrada de las aguas calientes hacia el continente sudamericano. El ciclo típico de un fenómeno El Niño dura alrededor de 18 meses [Merle, 2006].

Durante el fenómeno de « La Niña » (Figura 5C), se observa un reforzamiento de la situación « normal »; con una intensificación del upwelling ecuatorial, las aguas se vuelven más frías, las precipitaciones al Oeste se intensifican y al contrario, la sequedad se manifiesta a lo largo de las costas sudamericanas. En conjunción con los vientos alisios reforzados, las precipitaciones provenientes del Atlántico y de la cuenca amazónica se vierten al centro del continente sudamericano [Hastenrath et al., 2004].

En Bolivia, durante el fenómeno de El Niño, los balances de masa glaciares son deficitarios e inversamente, se vuelven positivos o cercanos a cero durante el fenómeno de La Niña [Franco et al., 1995b; Franco et al., 2000; Ramirez et al., 2001; Sicart, 2002; Wagnon et al., 2001]. Durante el fenómeno de El Niño, las preci-

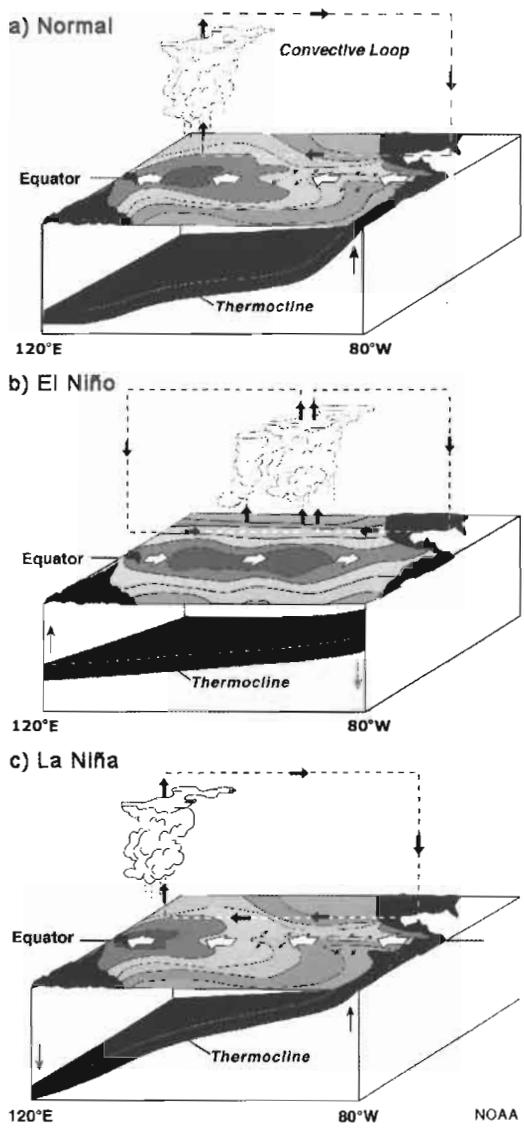


Figura 5: Los fenómenos ENSO. El Pacífico ecuatorial: a) durante una situación « Normal », b) durante el fenómeno de « El Niño » y c) durante el fenómeno de « La Niña ». Las flechas negras, blancas y rojas representan los desplazamientos de masas de aire ascendientes y descendientes, tanto como los desplazamientos de aguas superficiales y de aguas profundas del océano Pacífico respectivamente (según la National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA).

pitaciones son deficitarias, mientras que durante el fenómeno de La Niña, las precipitaciones son excedentarias [Vuille *et al.*, 2000; Vuille *et al.*, 2008]. La temperatura atmosférica aumenta durante el fenómeno de El Niño, y disminuye durante el fenómeno de La Niña [Vuille *et al.*, 2000]. Estos fenómenos, Niño/Niña, aumento/disminución de la temperatura y disminución/aumento de las precipitaciones tienen un efecto común en los balances de masa negativos/positivos de los glaciares tropicales internos/externos [Favier *et al.*, 2004a]. Los glaciares tropicales externos (por ejemplo en Bolivia) reaccionan principalmente con respecto a la disminución/aumento de las precipitaciones (por intermedio de la retroacción sobre el albedo). Los glaciares tropicales internos (por ejemplo en el Ecuador) reaccionan esencialmente al aumento/disminución de las temperaturas (que condiciona el límite entre la lluvia/nieve y consecuentemente, el albedo) manifestando un balance de masa negativo/positivo correspondiente al fenómeno de El Niño/La Niña.

1.5 LA EVOLUCION DEL CLIMA DURANTE LOS ÚLTIMOS 50 AÑOS

1.5.1 Temperatura, precipitación, humedad y circulación atmosférica

La evolución del clima a lo largo de estos últimos 50 años en los Andes centrales tiene una importancia capital para nuestro estudio. Esta evolución se ve reflejada en los datos de temperaturas [Mark, 2002; Mark y Seltzer, 2005; Vuille y Bradley, 2000; Vuille *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2008], de precipitaciones [Haylock *et al.*, 2006; Vuille *et al.*, 2003], y de humedad [Vuille *et al.*, 2003]. Vuille *et al.* [2008] y otros realizaron una síntesis de la evolución clima/glaciar durante estas últimas décadas, así como un análisis detallado de la circulación atmosférica entre 1950 y 1998 en el continente sudamericano.

A lo largo de los últimos 50 años, un aumento de la temperatura ha sido detectado en los Andes centrales, de 0.15°C por década entre 1950 y 1994 [Vuille *et al.*, 2003], y de 0.10°C por década entre 1939 y 2006 [Vuille *et al.*, 2008] entre 10°N y 23°S basándose

en 279 estaciones meteorológicas. Otros autores han mostrado un aumento de 0.35-0.39°C por década entre 1951-1999 [Mark, 2002; Mark y Seltzer, 2005], entre 9°S y 11°S basándose en 29 estaciones meteorológicas. Por otra parte, una disminución de la amplitud diaria de la temperatura ha sido observada a lo largo del siglo XX [Vuille et al., 2008].

A nivel de las precipitaciones, ningún cambio significativo ha sido evidenciado. Sin embargo, las series de precipitaciones son cortas y a menudo de mala calidad [Vuille et al., 2008]. Por otra parte, a partir del estudio de las 42 estaciones y el diagnóstico de un modelo atmosférico de circulación general entre el Ecuador y el norte de Chile, durante el período de 1950 a 1998, se ha observado una tendencia al aumento de precipitaciones entre el Ecuador y la parte central del Perú; por el contrario, entre la parte central del Perú y Bolivia se ha constatado más que nada una disminución de las precipitaciones [Vuille et al., 2003]. Las estaciones utilizadas para llegar a estas conclusiones se sitúan sobre todo sobre las cuencas orientales de la cordillera de los Andes [Vuille et al., 2008]. Conclusiones similares han sido determinadas de otro estudio, durante el período de 1960 al 2000 [Haylock et al., 2006].

La humedad atmosférica tiene un impacto esencial, desde un punto de vista glaciológico. De hecho, la humedad es responsable de la energía disponible para el proceso de fusión, dado que controla la magnitud de la sublimación en la superficie del glaciar [Sicart et al., 2005; Wagnon et al., 1999b]. No obstante, largas series de datos son prácticamente inexistentes para los Andes centrales [Vuille et al., 2008]. Sin embargo, entre 1950 y 1995, un aumento de 2.5% por década (0.5-1.0% por década para Bolivia) ha sido remarcado por Vuille et al., [2003].

Según Vuille et al., [2008], la parte tropical interna está volviéndose más húmeda con una cobertura nubosa más grande (aumento de la actividad convectiva), mientras que la parte tropical externa se vuelve más bien seca al contar con una menor cobertura nubosa convectiva. Este comportamiento regional ha sido interpretado (con datos del 1950-1995) como una intensificación (con una circulación ascendiente más importante en las proximidades del ecuador y una

circulación descendiente más fuerte en dirección del trópico) de la circulación de Hadley [Vuille *et al.*, 2008]. Se ha remarcado también que durante el fenómeno de El Niño, las células meridianas de Hadley se intensifican mientras que las células zonales de Walker se debilitan [Merte, 2006].

1.5.2 El cambio de fase del Pacífico durante los años 1975-76

Uno de los componentes esenciales de la variabilidad climática a nivel mundial son los océanos [IPCC, 2001; IPCC, 2007], los cuales pueden acumular el calor y transportarlo a grandes distancias [Levitus *et al.*, 2000].

Entre los años 1955 y 1995, la temperatura promedio superficial (de 0 a 300 m de profundidad) de los océanos ha aumentado en 0.31°C, mientras que en profundidad (de 300 a 1000 m de profundidad) la temperatura promedio de los océanos ha aumentado solamente de 0.06°C. Estos resultados han sido tomados de la base de datos de temperaturas de los océanos, «The World Ocean Database» [Levitus *et al.*, 2000].

El calentamiento de los océanos, Pacífico y Atlántico, es neto a partir de la década de los años 50, sin embargo, este calentamiento no ha sido constante en el tiempo [Levitus *et al.*, 2000]. Un análisis de los principales componentes de la variabilidad de la temperatura de la capa superficial del océano Pacífico (entre 0 y 125 m de profundidad) durante el período de 1948 a 1998 ha revelado que la temperatura promedio del océano Pacífico había aumentado a la mitad de la década de los años 1970 [Stephens *et al.*, 2001]. Este cambio de la temperatura promedio del océano Pacífico coincide con el cambio de presión a nivel del mar también observado a la mitad de la década de los años 1970 [Stephens *et al.*, 2001]. No obstante, la variabilidad de la temperatura promedio depende de la profundidad a la que se observa.

Otro estudio, realizado a partir de los datos de carbono radioactivo (¹⁴C) extraído de los corales de las islas Galápagos (Ecuador), ha mostrado también que la estructura vertical del océano Pacífico había cambiado alrededor de 1976 [Guilderson y Schrag, 1998]. Según Guilderson y Schrag, [1998], este cambio de fase durante

1976 parece ser responsable del aumento de la frecuencia y de la intensidad del fenómeno de El Niño.

1.5.3 Sensibilidad de los glaciares tropicales

Trabajos recientes han subrayado la particular sensibilidad de los glaciares tropicales a las variaciones climáticas [Francou *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2008]. La sensibilidad de estos glaciares es debida a que los procesos de ablación (de amplitud variable en el transcurso del año), se producen todo el año [Hastenrath y Ames, 1995a; Kaser, 2001; Vuille *et al.*, 2008]. No existe la formación de un manto de nieve permanente durante varios meses en la zona de ablación de los glaciares (como en los glaciares alpinos), de hecho, en los glaciares tropicales, las condiciones favorables a la ablación pueden persistir todo el año incluso cerca a las cimas de los glaciares, (sobre todo para los glaciares que no sobrepasan los 5400/5500 m). Los glaciares de la zona tropical interna son particularmente sensibles, como hemos visto, a las variaciones de temperaturas (que definen los límites entre lluvia y nieve), y por lo tanto, al calentamiento climático, mientras que los glaciares de la zona tropical externa dejan un rol muy importante a las variaciones de las precipitaciones [Favier *et al.*, 2004a]. En ambos casos, la variabilidad del albedo juega un papel preponderante, por lo tanto, el balance radiativo de longitudes de onda corta.

Gran parte de los glaciares tropicales tienen un tamaño reducido (80% de los glaciares bolivianos tienen un tamaño inferior a 0,5 km²), lo que tiende a aumentar los « efectos de borde » : debido a que los bordes rocosos pueden tener temperaturas superficiales considerablemente más elevadas que las de la atmósfera (efecto del albedo y de la buena conductividad de las rocas), su rol en la fusión es importante, como lo muestra el estudio de Lejeune *et al.*, [2007b] sobre las zonas nevadas a gran altitud. Efectivamente, estos autores han mostrado que la nieve no persiste más de algunas horas sobre las morrenas de los glaciares tropicales, debido a que los intercambios térmicos con las zonas de roca (morrenas) sin nieve son muy intensos. De todas formas, este efecto no ha sido lo suficientemente documentado como para ser correctamente evaluado.

1.6 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO

Los glaciares tropicales han retrocedido de manera generalizada en el curso de las últimas décadas como respuesta al calentamiento atmosférico y del Pacífico. Este retroceso es muy variable, dicha variabilidad está reflejada en los fenómenos océano-atmosféricos ENSO. Un cambio de fase (el paso de una fase fría a una caliente) en el océano Pacífico durante 1976 parece ser el origen de la aceleración del retroceso de estos glaciares durante los últimos 32 años. Las causas precisas del retroceso de los glaciares son diferentes de una región a otra. En la zona tropical interna (Ecuador), el retroceso de los glaciares parece estar controlado por la evolución de la temperatura, la cual actúa sobre la fase de precipitaciones (lluvia/nieve) y por lo tanto sobre el albedo. En la zona tropical externa, el retroceso parece estar más que todo asociado a la variabilidad de las precipitaciones durante el verano (DEF), lo cual tiene una influencia directa sobre el albedo de los glaciares. Sin embargo, hay que mencionar que un solo trabajo muy preciso ha sido realizado hasta hoy acerca de los cambios de fase de las precipitaciones en función a la altura en los Andes [*Lejeune et al.*, 2007a].

La red de observación que se ha instalado en los glaciares tropicales de los Andes cubre el Ecuador, Perú y Bolivia (entre 2 o 3 glaciares pilotos por país). Los glaciares estudiados son supuestamente representativos del conjunto de glaciares para cada país. No obstante, no se ha realizado ningún trabajo para estudiar esta representatividad a escala de una cadena montañosa. Más aún, las series de balances de masa de los glaciares pilotos obtenidas mediante mediciones en el terreno no han sido controladas por métodos independientes. El uso de la fotogrametría, en el contexto de nuestro estudio, permite, por una parte, controlar las observaciones directas de los balances de masa (de Zongo), y por otra parte, extender, geográficamente (a una veintena de glaciares) y en el tiempo (a unos cincuenta años), las medidas de los balances de masa glaciar.

**LOS CONOCIMIENTOS ADQUIRIDOS ACERCA
DE LOS GLACIARES DE LOS ANDES BOLIVIANOS:
Fluctuaciones pasadas y funcionamiento actual**

| | | |
|-------|--|----|
| 2.1 | LAS FLUCTUACIONES GLACIARES DEL PLEISTOCENO Y DEL HOLOCENO | 42 |
| 2.2 | LAS FLUCTUACIONES DE LOS GLACIARES DURANTE Y DESPUÉS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH) | 44 |
| 2.2.1 | Los glaciares de la Cordillera Real durante la PEH y al principio del siglo XXI | 45 |
| 2.2.2 | Variaciones glaciares durante los últimos 50 años | 48 |
| 2.3 | EL DESARROLLO DE LOS ESTUDIOS GLACIOLÓGICOS EN BOLIVIA A PARTIR DE 1991 | 55 |
| 2.3.1 | La medición del balance de masa de superficie mediante los métodos glaciológico e hidrológico | 57 |
| 2.3.2 | Variabilidad según las estaciones de los balances de masa | 59 |
| 2.3.3 | El balance de energía en el glaciar de Zongo | 62 |
| 2.4 | LA MODELIZACIÓN DE LA ABLACIÓN GLACIAR | 64 |
| 2.4.1 | Modelos estadísticos (tipo grado - día) | 64 |
| 2.4.2 | Modelos físicos de balance de energía | 66 |
| 2.5 | CONCLUSION DEL CAPÍTULO | 68 |

Este capítulo está consagrado a los conocimientos adquiridos acerca de los glaciares de la cordillera oriental en Bolivia se divide en tres grandes partes. La primera describe de manera sucinta las fluctuaciones glaciares durante el cuaternario y el holoceno. La segunda parte se consagra a las fluctuaciones glaciares a partir del máximo de la denominada Pequeña era Glaciar (sigla en inglés LIA por Little Ice Age). Finalmente, los estudios realizados en glaciología « moderna » y la « modelización hidrológica » serán abordados

en la tercera parte del capítulo. La conclusión del capítulo muestra el nivel de los conocimientos en cuanto a las fluctuaciones glaciares en la Cordillera oriental adquiridas en Bolivia.

Las técnicas para medir las fluctuaciones glaciares son muy variadas, entre la datación con carbono 14 (de precisión variable según los períodos de tiempo, mala para períodos correspondientes a los últimos siglos, y sin utilidad a partir de los últimos 40 000 años), la liquenometría (de precisión decenal), la dendrocronología (de precisión anual), y los documentos históricos (de precisión variable, pero a menudo muy buena) y han sido utilizados para la reconstrucciones glaciológicas anteriores a los años 1930-1950, mientras que la cartografía clásica/GPS (precisión centimétrica), la fotogrametría analítica/digital (precisión centimétrica), los captoreos satelitales pasivos (precisión métrica) y los métodos glaciológicos tradicionales (precisión centimétrica) han sido utilizados para reconstrucciones posteriores a los años 1930-1950. En la cordillera oriental, la datación con carbono 14, la liquenometría, la topografía clásica y con DGPS, la fotogrametría aérea analítica y los métodos glaciológicos tradicionales han permitido reconstruir las fluctuaciones glaciares. Las figuras presentadas en esta capítulo han sido tomadas de [Ribstein et al., 1995b]; [Ribstein et al., 1995a]; [Wagnon, 1999]; [Ramírez et al., 2001]; [Rabatel, 2005]; y [Sicart et al., 2007] con excepción de la Figura 7 obtenida a partir de los datos de Jordan [1991].

2.1 LAS FLUCTUACIONES GLACIARES DEL PLEISTOCENO Y DEL HOLOCENO

La síntesis de las fluctuaciones glaciares en Bolivia para los últimos 25 000 años [Argollo Mourguiard, 1995] ha tenido recientes modificaciones. Se han aumentado los resultados de algunas grandes perforaciones en los sedimentos lacustres del lago Titicaca [Baker et al., 2001a] y del salar de Uyuni [Baker et al., 2001b], los cuales han permitido el acceso a reconstrucciones paleoclimáticas de hace 25-50 ka¹; así como los testigos de hielo de gran altitud recién

1 ka corresponde a kilo-años

temente realizados [Ramirez, 2003; Thompson et al., 1998]. Las perforaciones en lagos de altitud [Weng et al., 2006] también han permitido afinar estas reconstrucciones. En la actualidad, las fluctuaciones glaciares a partir de morrenas o de otros sedimentos, no son conocidas con exactitud. Estas fluctuaciones desde hace 25ka BP² se pueden resumir de la siguiente manera.

Es posible que el último máximo glacial (LGM, para Last Glacial Maximum) haya podido preceder aquel del hemisferio norte, localmente, una fecha propuesta para la morrena terminal, la más baja en Bolivia fue datada aproximadamente en 34 ka cal BP³ [Smith et al., 2005], o ligeramente anterior al viejo lago Minchin (alrededor de 32 000-30 000 cal BP, pero este lago es posiblemente más antiguo). En la región del Titicaca, el LGM está situado en la intersección correspondiente a 26-22 ka cal. BP, periodo que parece haber sido más húmedo y de 5° a 8°C más frío que el actual [Abbott et al., 2000].

La deglaciación comienza entonces entre 21 y 19 ka cal. BP [Seltzer et al., 2002; Smith et al., 2005] y el clima se tornó más caluroso. La humedad todavía dominaba sobre el altiplano, alimentando a un serie de lagos, el más extenso de estos lagos es el Tauca (con una profundidad máxima de 140 m) entre 18 y 13 ka cal. BP, el siguiente y último, el lago Coipasa (13.4 – 11.5 ka cal. BP), contemporáneo del Dryas reciente (es el último episodio de retorno al frío del periodo glacial Würm, hemisferio norte). El Dryas reciente es visible también en los testigos de hielo del Sajama [Thompson et al., 1998] y del Illimani [Ramirez, 2003] por medio de una disminución isotópica (δD , $\delta^{18}O$). Se había datado anteriormente como una fase de avance glacial (presumiblemente, morrenas « M3 (estadio morrénico glacial)» del Perú y de Bolivia) a partir de turbas delimitando estas morrenas en el centro del Perú [Francou et al., 1995a].

Según Baker et al., [2001a], los periodos húmedos largos (como el LGM) coinciden con las fases del ciclo de precesión, durante los cuales la insolación estival alcanza un máximo, mientras que fluc-

2 BP corresponde a su siglas en inglés Before Present

3 cal. BP: una fecha expresada en cal BP corresponde a una fecha de carbono radioactivo calibrada. El punto de partida del calendario de carbono radioactivo corresponde al año 1950 del calendario normal.

tuaciones más cortas pueden relacionarse a eventos producidos en el Atlántico norte (eventos de Heinrich, Dryas reciente). En todas las escalas de tiempo, se ha notado que los eventos húmedos en Sudamérica están relacionados con aguas normalmente frías en el Atlántico Norte.

El Holoceno está marcado por una sequía neta en el clima, que se desplaza del Ecuador hacia el sur. El clima es cálido y seco, lo cual incrementa la evaporación, provoca que el nivel de los lagos descienda hasta sus niveles más bajos, y causa la aparición de los salares al sur. El máximo de aridez parece haber sido alcanzado en el Titicaca entre 6 y 5 ka cal. BP (con un nivel del lago cerca de 100 m más bajo que el nivel actual), precedentes a una humidificación progresiva del clima a partir de 4,5 ka cal. BP [Baker et al., 2001b]. Durante el holoceno, parecen haber habido períodos secundarios durante los cuales los niveles de las aguas lacustres habrían aumentado, correspondiendo a períodos más húmedos y un poco más fríos, durante los intervalos de 3.5-3.2 ka, 2.8-2.5 ka, 2.2-2.0 ka y 0.5-0 ka cal. BP.

Los valores de insolación calculados para enero (verano, plena estación húmeda), muestran que el período más seco del holoceno corresponde a una baja del orden de 20 W/m^2 con respecto al mismo período del año del máximo del LGM. En cuanto a los glaciares andinos, se conoce poco acerca de sus fluctuaciones durante el período del holoceno hasta el comienzo de la LIA (~0.7 ka cal. BP). Existen numerosas morrenas bien conservadas, entre ellas, las de la LGM y las de la LIA, las que muestran que durante este período los glaciares han retrocedido mostrando numerosas fluctuaciones, mismas que no son conocidas actualmente [Francou, comunicación personal].

2.2 LAS FLUCTUACIONES DE LOS GLACIARES DURANTE Y DESPUÉS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH)

Las variaciones glaciares después del máximo de la PEH han sido marcadas por un retroceso generalizado de los glaciares a lo largo de la Cordillera Oriental. Pero, este retroceso no ha sido continuo,

ha sido marcado por distintas fases glaciares, fases de avance y/o fases de estancamiento. El retroceso glaciar se acelera netamente desde la década de los años 1970. En este capítulo, presentaré esta evolución a partir de los estudios de *Rabatel*, [2005], *Rabatel et al.*, [2005], de *Jordán*, [1991], y de los trabajos de Mendoza [comunicación personal] y de *Ramirez et al.*, [2001], y concluiré con los trabajos de Machaca [sin publicar] y de *Rabatel et al.*, [2006].

2.2.1 Los glaciares de la Cordillera Real durante la PEH y al principio del siglo XXI

Un primer intento de datación de la glaciación de la Cordillera Oriental (Cordillera de Quimsa Cruz) en Bolivia a partir de la PEH ha sido realizado por Regula Müller durante su tesis, defendida en 1985 [Müller, 1985]. Esta primera clasificación de los cordones morrénicos (distinción de 4 etapas morrénicas) se ha establecido en función a dataciones con ^{14}C , por liquenometría (sin curva de crecimiento calibrada), por reconstitución de ELA's (método geométrico de la AAR), y gracias a fotografías aéreas de 1963 (para las etapas más recientes). Los estudios más recientes han validado, el primer estadio morrénico descrito por Müller, correspondiente a la morrena del máximo de la PEH [Rabatel, 2005]. En 1983, algunos cordones morrénicos (entre 3 o 4 morrenas) distinguibles en las fotografías aéreas del año 1975 (escala 1:65000) han sido medidas por fotogrametría analítica por Jordan durante sus trabajos de tesis (tesis de habilitación para dirigir investigaciones) sobre la elaboración del inventario glaciológico de Bolivia (véase 2.2.2.1) [Jordan, 1991]; no obstante, ninguna datación absoluta de estos cordones morrénicos ha sido realizada. Consecuentemente, la glaciación en el curso de la PEH en la Cordillera Real y en la zona intertropical en particular, ha sido poco estudiada [Rabatel, 2005]. La necesidad de establecer una cronología de las fluctuaciones glaciares en la Cordillera Oriental ha sido remarcada al principio de los años 2000 por el equipo de GREAT ICE. A partir del año 2002, los trabajos de Vincent Jomelli y la tesis de Antoine Rabatel [Rabatel, 2005] han tenido como objetivo principal el de establecer esta cronología, así como la inter-

pretación paleoclimática de las fluctuaciones glaciares en los Andes bolivianos desde el máximo de la PEH.

En la Cordillera Oriental, se han distinguido principalmente 10 cordones morrénicos (entre la PEH y el estado actual de los glaciares); no obstante, es posible observar cordones morrénicos « anuales », raramente continuos y de altura limitada (algunos decímetros) [Rabatel, 2005]. Estos 10 cordones han sido clasificados en 10 grupos, el primero agrupa las morrenas en fase de « avance o estancamiento del frente » y el segundo agrupa las morrenas en fase de retroceso del glaciar. Una diferencia morfoestratigráfica entre los dos tipos de fases glaciares (de avance de retroceso) es el tamaño de los frentes morrénicos y la composición granulométrica. En el primer tipo (morrenas de avance), las morrenas tienen una escala plurimétrica (en el frente), una granulometría compuesta tanto de bloques como de materiales finos y finalmente los cordones son bastante continuos. El segundo tipo (morrenas de retroceso), corresponde a las morrenas con una escala métrica y una granulometría fina. Estas morrenas son raramente continuas en el margen proglacial. Diez morrenas han sido distinguidas y clasificadas en función del tamaño del glaciar: la morrena (M1) corresponde al estado glaciar más antiguo y la morrena (M10) corresponde al estado glaciar más reciente. Las principales morrenas, como testigos de una fase de avance, corresponden a las morrenas M1-M3-M6 principalmente; las morrenas M8 y M9, las morrenas M2-M4-M5-M7-M10 corresponden a las fases de retroceso glaciar [Rabatel, 2005], Figura 6a.

Las dataciones de las morrenas han sido efectuadas gracias a la liquenometría, usando la especie *Rhizocarpon geographicum s.l.*, en un total de 13 glaciares repartidos entre el valle de Ichu Kota (Negruni-Condoriri) al norte de la Cordillera de Quimsa Cruz. (Figura 7). La morrena M1 (correspondiente al máximo de la PEH) ha sido datada entre 1642 y 1700 AD, M2 en fase de retroceso ha sido depositada entre 1688 y 1716, M3 de nuevo en fase de extensión glaciar ha sido datada entre 1642 y 1752 AD, después M4 entre 1745 y 1775 AD y M5 entre 1753 y 1793 AD en fase de retroceso; prosigue una fase de avance, M6 entre 1781 y 1821 AD, después un nuevo retroceso con M7 entre 1803 y 1835 AD, y un período de avance marcado por M8 entre 1834 y 1866 AD y M9 entre 1835

y 1885; finalmente un Nuevo retroceso glaciar marcado por M10 entre 1896 y 1921 AD [Rabatel, 2005]. Los resultados de las dataciones son presentados en la Figura 6.

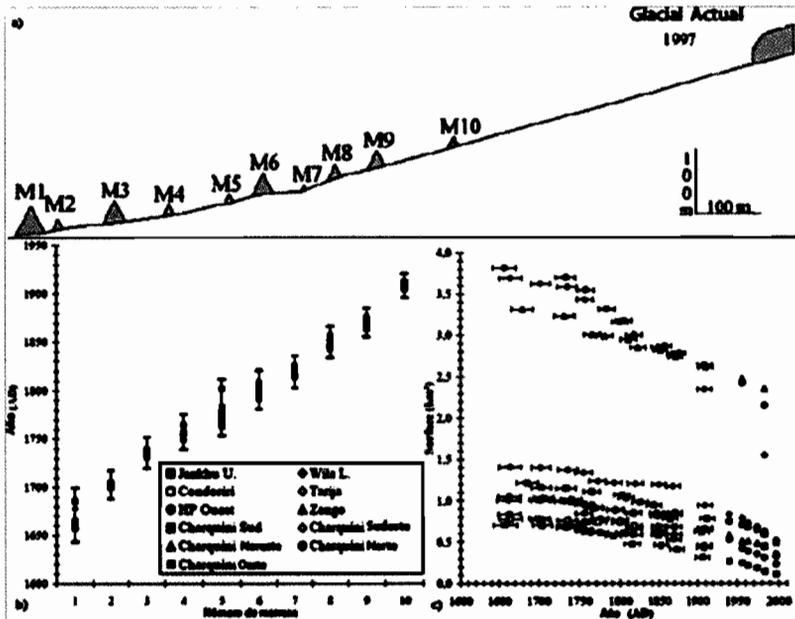


Figura 6: Evolución de los glaciares en la Cordillera Oriental en Bolivia. a) Representación morfoestratigráfica de los cordones morrénicos b) Dataciones lique-nométricas de los 13 glaciares y c) Evolución de las superficies glaciares desde la PEH. [Rabatel, 2005].

El retroceso glaciar desde el máximo de la PEH corresponde, en promedio, a una disminución de 58% de las superficies glaciares (44% para los grandes glaciares [superficie > 3 km² en la PEH] y 63% para los pequeños glaciares [superficie < 1.5 km² en la PEH]) [Rabatel, 2005], Figura 6c. Finalmente, se puede constatar que los glaciares que presentan superficies parecidas al máximo de la PEH (ejemplo glaciar de Zongo, Tarija y HP oeste) han evolucionado de una manera muy diferente y a veces contrastada (Figura 6c).

2.2.2 Variaciones glaciares durante los últimos 50 años

2.2.2.1 El inventario glaciológico de Jordán [1991]

Este inventario glaciológico de referencia para Bolivia ha sido efectuado a partir de los pares estéreo-fotogramétricos que datan del año 1975 (las imágenes más modernas cubriendo el conjunto de la Cordillera Real: c.f. capítulo 3) haciendo uso de un estéreo-restituidor analítico de primer orden (Stéréocord de Zeiss, precisión mecánica del orden de algunos micrones [*Lliboutry*, 1965]), en el sistema de coordenadas local (planimetría: PSAD56-Bolivia, altimetría: geoides). El trabajo efectuado por Ekkehard Jordán era remarkable en la época, dada la extensión de las cordilleras en Bolivia y los medios técnicos disponibles (véase Capítulo 4). Sin embargo, los puntos de control que fueron usados en la aerotriangulación de las fotografías de 1975 son conocidos como « puntos astronómicos » (en esa época no se tenía acceso a la red satelital norteamericana « GPS »). Estos puntos astronómicos pueden ofrecer una precisión no mayor a 3 m en planimetría [C. Vincent, comunicación personal]. No obstante, los puntos de control usados por Jordán tienen una precisión de entre 5 y 10 m tanto en planimetría como en altimetría [E. Jordán, comunicación personal]. En la época, esta precisión era excelente, dada la cantidad de trabajo en el terreno que implicaba la obtención de un sólo punto de control (entre 3 y 5 días) y el trabajo necesario para la orientación relativa: cada punto de enlace debía ser identificado en cada una de las fotografías y trasladado a las otras imágenes. La restitución efectuada en las fotografías de 1975 se limitó a los contornos de todos los glaciares, a la restitución de las morrenas principales (sin ninguna datación in situ), a la medida tridimensional de algunos puntos en los modelos estereoscópicos (algunos puntos por glaciar), a la restitución de los lagos principales y a la restitución de los contornos de las cuencas vertientes hidrológicas de carácter glaciar. Sin embargo, las fotografías de 1975 tienen un mal contraste desde un punto de vista glaciológico, dado que la nieve fresca está presente a gran altitud (coincidiendo con un año del fenómeno de La Niña 1975-76). Por otra parte, se han podido confundir acumulaciones de nieve fresca en antiguos

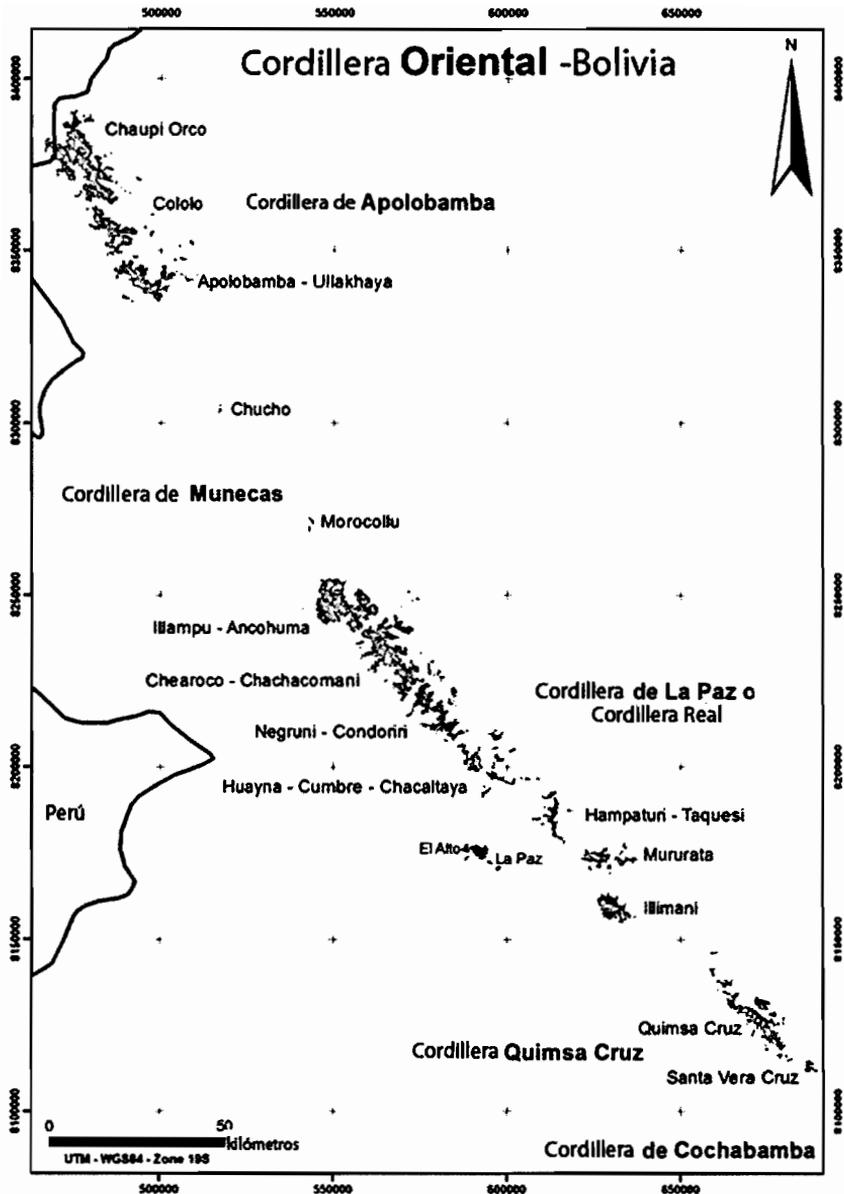


Figura 7: Inventario de Jordán basado en las fotografías aéreas de 1975. Digitalización en una plataforma DAO a partir de 16 mapas obtenidos por Jordán [1991].

circos glaciares, con glaciares de tamaño reducido ($< 0,05 \text{ km}^2$) (E. Jordán, comunicación personal). Estos errores fortuitos de interpretación glacial (a veces es muy difícil definir los contornos glaciares a baja y gran altitud, debido a los frentes rocosos y a la acumulación de nieve a gran altura) deben ser inferiores a 3-5% de las superficies medidas [E. Jordan, comunicación personal].

Este inventario ha permitido determinar las superficies de los glaciares en un momento determinado. Gracias a este inventario, tenemos una visión global de todos los glaciares de la Cordillera Oriental en Bolivia.

Sin embargo, para nuestro estudio sobre balances de masa, estos datos son inútiles, en primer lugar porque estos trabajos no han dado lugar a modelos numéricos de terreno (DEM's por sus siglas en inglés) de los glaciares, y en segundo lugar porque, el error planimétrico y altimétrico de esta restitución es grande, a veces más grande que la deglaciación en sí, observada en el curso de las últimas décadas. Por el contrario, usaremos el inventario de Jordán para evaluar la disminución de las superficies glaciares entre 1975 y 2006 (véase Capítulo 6).

Este inventario glaciológico ha sido digitalizado en una plataforma CAD (siglas en inglés para Computer Assisted Design: Diseño Asistido por Computadora) (Figura 7). La Cordillera Oriental aglomeraba un total de 1826 glaciares con una superficie igual a 591.6 km^2 en 1975 (80% de estos glaciares tenía un tamaño inferior a $0,5 \text{ km}^2$). La numeración de los glaciares de este inventario glaciológico es propia de cada una de las regiones, siguiendo la nomenclatura de los 16 mapas elaborados (ejemplo región Illampu – Ancohumá).

2.2.2.2 Los trabajos fotogramétricos de Javier Mendoza en el glaciar de Chacaltaya

Los primeros intentos de restitución fotogramétrica multi-temporales fueron llevados a cabo por Javier Mendoza (Ingeniero civil del Instituto de Hidráulica e Hidrología de la UMSA en La Paz - Bolivia) en 1997 en la Universidad de Düsseldorf (Departamento de Geografía Física), bajo la dirección de Ekkehard Jordán.

Los puntos de control utilizados para la aerotriangulación en los trabajos de Javier Mendoza fueron los mismos que los de Ekkehard Jordán en el inventario glaciológico. De esta manera, y debido a las mismas limitaciones de precisión, no ha sido posible utilizar dichos resultados.

Estos trabajos conciernen principalmente a la restitución fotogramétrica del glaciar de Chacaltaya (elaboración de DEM's), así como la digitalización del contorno del glaciar en distintas épocas. Estas restituciones han sido realizadas basándose en los vuelos fotogramétricos de 1963 y de 1983 [Ramírez et al., 2001].

Los resultados presentados por Ramírez et al. [2001] para el glaciar de Chacaltaya muestran una reducción de 0.467 km² de la superficie del glaciar y una pérdida de volumen de - 50.5 m eq. agua⁴ entre 1860 y 1998 (138 años). No obstante, los volúmenes de los años 1860 y 1940 se han estimado de manera muy indirecta con la relación volumen/superficie de Bahr [1997; Bahr et al., 1997] y muy aproximativa a partir de una fotografía aérea oblicua de 1940 y de un levantamiento topográfico en el suelo de la supuesta morrena « 1860 ». La morrena externa de la PEH no ha sido datado in situ, y ha sido atribuido al año 1860 a partir de trabajos en la Cordillera Blanca del Perú, basándose en información documental [Ames y Francou, 1995]; hoy en día sabemos, que la morrena externa de la PEH data de la segunda mitad del siglo XVII [Rabatel, 2005], es decir, entre 1642 y 1700 AD. Los valores fotogramétricos obtenidos para el glaciar de Chacaltaya, muestran una pérdida de 0.56 m eq. agua/año, entre 1963 y 1983 (Figura 8). Las variaciones de volumen han sido completadas entre 1983 y 1998 con la ayuda de datos topográficos (medidas de la posición de balizas por teodolito al final del año hidrológico). La variación de altura de las balizas obtenida por teodolito (o DGPS) no corresponde a las variaciones de altura del glaciar, dado que esta no tiene en cuenta el flujo del hielo del glaciar. Sin embargo, en el glaciar de Chacaltaya, la velocidad del glaciar es inferior a 1 m/año [Ramírez et al., 2001]. La

4 Los balances de masa y las variaciones volumétricas de un glaciar son generalmente expresadas en metros o milímetros equivalentes de agua. Un metro equivalente de agua = espesor de nieve o de hielo (m) x la densidad. La sigla usada en este trabajo sera: m eq. agua.

variación de volumen obtenida de esta manera entre 1983 y 1998 es de $-0.96 \text{ m eq. agua/año}$ (Figura 8). El glaciar de Chacaltaya ha perdido dos tercios de su volumen y 40% de su superficie entre 1992 y 1998; el retroceso ha sido continuo desde (al menos) 1940 y se ha acelerado al principio de los años 1980 [Ramirez et al., 2001]. Estos autores han supuesto que estas variaciones de altura eran similares. Los resultados obtenidos entre 1963-1983 y 1983-1998 serán comparados a los resultados de este trabajo. Sin embargo, cabe remarcar que el error en las medidas fotogramétricas de Ramirez et al., [2001], se estiman en alrededor de 10m y el error de las medidas topográficas se estiman alrededor de 1m. Las variaciones de volumen obtenidas entre 1963-1983 y 1983-1998, de $-11.24 \text{ m eq. agua}$ y $-14.45 \text{ m eq. agua}$ respectivamente, tienen por lo tanto una gran incertitud.

Finalmente, J. Mendoza hizo también una restitución fotogramétrica de la parte frontal/terminal del glaciar de Zongo entre 4900 m y 5200 m basándose en las fotografías aéreas de 1948 y 1997. Estos resultados han sido utilizados por Zangelmi [2002]. Desafortunadamente, estos trabajos cubren solamente un tercio de la superficie total de Zongo y no se pueden usar para calcular un balance de masa del glaciar.

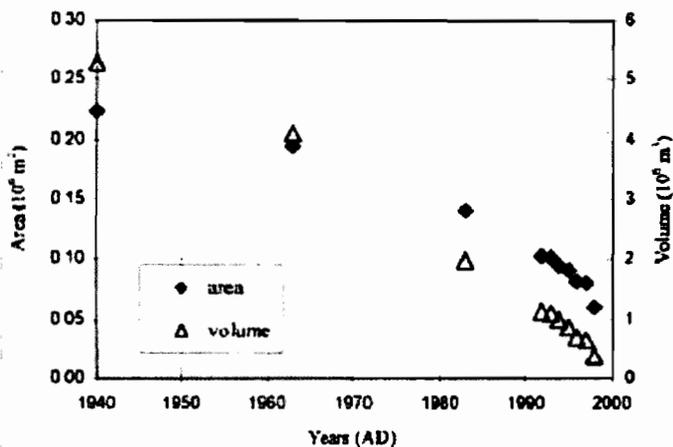


Figura 8: Variaciones en las superficies y volúmenes de Chacaltaya, [Ramirez et al., 2001].

2.2.2.3 Los trabajos fotogramétricos de Machaca

Los últimos y más recientes trabajos glacio-fotogramétricos, en Bolivia, han sido desarrollados por Abraham Machaca (Ingeniero del Instituto Geográfico Militar en La Paz - Bolivia) entre 2003 y 2004. Estos trabajos se refieren a la restitución fotogramétrica de 5 glaciares del macizo de Charquini (Charquini Sur [S], Charquini Sudeste [SE], Charquini Noreste [NE], Charquini Norte [N] y Charquini Oeste [NO]); dos glaciares del macizo de Huayna Potosí (Zongo [SE] y Huayna Potosí Oeste [O]); dos glaciares situados en el macizo del Condoriri (Condoriri [S] y Tarija [SO]); y dos glaciares situados en el valle de Ichu Khota (Jankhu Uyu [SE] y Wila Lluxita [SO]).

La restitución de los glaciares del macizo de Charquini ha permitido la elaboración de DEM's y la digitalización de los contornos de los glaciares. Estas restituciones han sido elaboradas gracias a los vuelos realizados sobre la Cordillera Oriental en Bolivia a cargo del Instituto Geográfico Militar (IGM - Bolivia) los años 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997. La restitución de los glaciares del macizo del Huayna Potosí ha permitido la elaboración de un DEM gracias al vuelo de 1983 y la digitalización de los contornos de los glaciares gracias a los vuelos de 1956 y 1983. La restitución de los glaciares del macizo del Condoriri ha permitido la elaboración de un DEM y la digitalización de los contornos de los glaciares gracias al vuelo de 1983. La restitución de los glaciares en el valle de Ichu Khota ha permitido la elaboración de un DEM y la digitalización de los contornos de los glaciares gracias al vuelo de 1997 [Rabatel, 2005]. Estas restituciones han sido elaboradas dentro del sistema de referencia UTM - WGS84 (Zona 19 Sur) y sobre la Geoide EGM96 [A. Machaca, *comunicación personal*], haciendo uso de nuevos puntos de control medidos con un GPS diferencial mono-frecuencia (L1 Promark 2 de Ashtech Solutions) con una precisión decimétrica tanto en planimetría como en altimetría [Rabatel et al., 2006]. Las restituciones llevadas a cabo en los glaciares del Charquini son los únicos trabajos realizados a una escala plurianual (1956-63, 1963-75, 1975-83, 1983-97) de variaciones volumétricas en los Andes tropicales. Los trabajos realizados en los glaciares del Cotopaxi en Ecuador (fotografías de 1956, 1976 y 1997) solamente conciernen

las superficies glaciares y muy parcialmente los volúmenes de ciertos de estos glaciares [Jordan et al., 2005].

Los datos de los glaciares del Charquini serán comparados con los resultados de este trabajo (véase el Capítulo 6). Nótese aquí que el balance de masa anual para los glaciares [N] y [O] para el período 1983-1997 es entre 4 y 6 veces menos negativo que el de los otros glaciares expuestos de otra manera ([S], [SE] y [NE]). Los resultados obtenidos para los glaciares de otros macizos disponen de sólo un DEM (sea el de 1983, o el de 1997), consecuentemente, no ha podido calcularse ninguna variación de volumen sobre estos [Rabatel, 2005].

El retroceso de los glaciares desde el estadio morrénico de M10 corresponde a una disminución de superficie de 37% (21% para los glaciares grandes [superficie > 1 km² en M10] y 42% para los glaciares pequeños [superficie < 1km² en M10]) [Rabatel, 2005].

2.2.2.4 Los trabajos de teledetección aplicados a glaciología en Bolivia

Los trabajos realizados en base a imágenes satelitales en Bolivia son pocos. Existe solamente una publicación [Arnaud et al., 2001], así como algunos informes de pasantías [Duploux, 1999; Florent, 2000; Muller, 1998; Pichegru, 2001; Zangelmi, 2002]. El trabajo de Florent [2000] se ha consagrado en la identificación de la línea de nieve del volcán Sajama en imágenes IRS-2 SAR. Se han utilizado siete imágenes adquiridas en una órbita ascendente tomadas entre agosto del 1998 y junio del 1999. Sin embargo, estos trabajos no han sido objeto de una validación. De todos modos, este trabajo sigue siendo la única referencia de un estudio glaciológico en Bolivia realizado en base a un captor activo. El interés principal en la utilización de captores microondas reside en que: 1° la cobertura nubosa no tiene ninguna influencia, 2° la posibilidad de determinar el volumen del manto de nieve de la estación y 3° la posibilidad de diferenciación entre la nieve húmeda y la nieve seca [Fily et al., 1995].

Los trabajos de [Arnaud et al., 2001] y de [Muller, 1998] se enfocaron en hacer un seguimiento de la fluctuación de la línea de nie-

ve de una zona localizada en el volcán Sajama (18°06'S, 68°50'O, 6542m, Cordillera Occidental) a partir de las imágenes aéreas de 1963 y de las imágenes Landsat tomadas entre 1972 y 1998. Estos estudios muestran un aumento de la altura de la línea de nieve entre 1963 y 1998 en el volcán Sajama. La altura máxima se ha observado en 1997-98. Dado que la adquisición de las imágenes satelitales a menudo no coincide con el fin del año hidrológico, se debe aplicar una corrección de la altura de la línea de nieve en función a la fecha considerada como el final del año hidrológico.

Otros trabajos de teledetección [Duploux, 1999; Pichegru, 2001; Zangelmi, 2002] han permitido medir sea la variación de la altura de la línea de nieve, sea la variación del volumen de la parte frontal/terminal del glaciar de Zongo. Los contornos del frente del glaciar se han medido en diferentes fechas con diferentes captorees Spot (1-2-4), Aster, y fotografías aéreas (1948). No obstante, estos trabajos no se pueden comparar a los resultados de este trabajo, porque la precisión es del orden de 15 a 30 m (tamaño del captor) y los DEM's están limitados a alturas comprendidas entre los 4900 a 5200 m solamente. A mayor altura, los resultados obtenidos por estereocorrelación automática (imágenes satelitales o fotografías aéreas) son muy malos, dado que la precisión podría alcanzar algunos cientos de metros.

2.3 EL DESARROLLO DE LOS ESTUDIOS GLACIOLÓGICOS EN BOLIVIA A PARTIR DE 1991

En Bolivia, el programa glaciológico NGT (por sus siglas en francés Neiges et Glaciers Tropicaux: Nieve y Glaciares Tropicales) y GREAT-ICE (por sus siglas en francés Glaciers et Ressources en Eau des Andes Tropicales - Indicateurs Climatiques et Environnementaux: Glaciares y Recursos de Agua de los Andes Tropicales - Indicadores Climáticos y Medio Ambientales), se ha iniciado a partir del año 1991, con el equipamiento de dos glaciares (Zongo y Chacaltaya). El glaciar de Zongo [Francoy et al., 1995b; Ribstein et al., 1995a] ha sido escogido como representativo de los grandes glaciares de la Cordillera Oriental y el glaciar de Chacaltaya [Ra-

mirez et al., 2001] como el glaciar representativo de los pequeños glaciares de la Cordillera Oriental. A partir del año 2002, el glaciar de Charquini Sur [*Rabatel et al.*, 2006] se ha incorporado al programa debido a la inminente desaparición del glaciar de Chacaltaya [*Ramirez et al.*, 2001]. Estos glaciares fueron escogidos en función a un carácter científico (indicadores climáticos, respuesta a los fenómenos de El Niño/La Niña) así como de acuerdo a su importancia como recursos hídricos (recursos de agua potable y recursos energéticos para la ciudad de La Paz/El Alto). Las aguas que provienen de la fusión del glaciar de Zongo se usan en la producción de hidroelectricidad a cargo de la compañía privada COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica), igualmente, las aguas provenientes de la fusión de los glaciares de Chacaltaya y Charquini Sur son captadas para alimentar de agua potable a la ciudad de El Alto. Este programa de investigación hoy en día es financiado por algunas instituciones bolivianas, el Instituto de Investigación Geológicas y del Medio Ambiente (IGEMA) y el Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH), pertenecientes a la Universidad Mayor de San Andrés, el Servicio Nacional de Meteorología y de Hidrología.

Estos glaciares son monitoreados mensualmente en la zona de ablación, gracias al hecho de que son accesibles desde la ciudad de La Paz (menos de 40 km y una hora de viaje) todo el año y en cualquier época (invierno o verano). En Bolivia, el año hidrológico ha sido establecido entre el inicio del mes de septiembre y el final del mes de agosto (debido al mínimo significativo observado en los caudales) [*Ribstein et al.*, 1995a] (en Ecuador, el año hidrológico está fijado entre enero y diciembre). Los balances de masa glaciológicos son medidos mediante el método glaciológico tradicional. Por otro lado, los caudales se miden en el frente del glaciar de Zongo, y últimamente, en el frente del glaciar de Charquini Sur. En el glaciar de Zongo se han desarrollado estudios detallados de los procesos meteorológicos de superficie, a partir de un balance de energía entre 1997 y 2001 [*Sicart*, 2002; *Wagnon*, 1999]. En este glaciar y en el de Chacaltaya, se realizaron también prospecciones geofísicas empleando un GPR (Ground Penetrating Radar), lo cual permitió determinar el espesor del glaciar [*Ramirez et al.*, 2001]. Los prin-

cipales resultados obtenidos en estos glaciares serán presentados en el siguiente sección.

2.3.1 La medición del balance de masa de superficie mediante los métodos glaciológico e hidrológico

La medición del balance de masa de superficie de un glaciar consiste en establecer « el estado de salud » del glaciar, comparando los aportes y las pérdidas de masa durante un periodo de tiempo determinado. De esta manera, la estimación del balance de masa se ha establecido en un año hidrológico. Los métodos tradicionales empleados para determinar el balance de masa de un glaciar son: el método glaciológico y el método hidrológico (escala anual), y el método cartográfico por fotogrametría (escala plurianual) [Pater-son, 1994].

Con la finalidad de determinar el balance de masa de un glaciar usando el método glaciológico, se identifican dos zonas en el glaciar: “la zona de acumulación” en la cual el balance de masa es positivo, y “la zona de ablación”, en la cual el balance de masa es negativo; el límite entre estas dos regiones corresponde a la línea de equilibrio altitudinal ELA (Equilibrium Line Altitud por sus siglas en inglés) en la cual el balance de masa es cero o equilibrado. La ablación del glaciar es obtenida por medio de medidas de emergencia de una red de balizas (regular en el tiempo) y por medio de mediciones de espesor de capas de nieve depositadas alrededor de las balizas (por medio de una sonda de nieve consagrada a este fin). La diferencia de emergencia de las balizas se la transforma en equivalente de agua empleando la densidad del hielo (establecida en 900 kg/m^3), y/o de la nieve (establecida en 400 kg/m^3) [Fran-cou *et al.*, 2004b]. La acumulación se obtiene por medio de pozos/perforaciones de nieve/hielo en la zona de acumulación del glaciar (llevados a cabo una o dos veces al año). El objetivo de estos pozos/perforaciones es el de obtener la acumulación anual o ganancia de masa (precipitaciones sólidas) del glaciar. Para determinar la acumulación del glaciar en equivalente de agua, se debe medir la densidad de las capas de nieve de los pozos/perforaciones. Los valores de los balances de masa en la zona de ablación y en la zona

de acumulación de los diferentes sitios de muestreo se promedian y se extrapolan (de manera lineal generalmente) por tramos de altitud. Finalmente, el balance de masa neto específico se obtiene mediante integración de los valores de ablación y de acumulación, ponderados por la superficie de cada tramo de altitud.

El método hidrológico consiste principalmente en estimar los balances de masa a partir de las precipitaciones sólidas/líquidas y de los caudales del torrente emisario del glaciar. Con el fin de estimar las precipitaciones, una red de pluviómetros (lo más densa posible) debe mantenerse a gran altitud para obtener valores representativos de precipitación de la parte alta del glaciar. El caudal del torrente emisario del glaciar se obtiene por medio de una estación automática (limnógrafo), o por medio de dos mediciones diarias del nivel de los caudales (máximo y mínimo). Estas mediciones de niveles se transforman en caudales gracias a una curva de calibración definida (recalculada regularmente). Aplicamos un coeficiente de escorrentía para tener en cuenta las pérdidas por infiltración (superficies sin hielo). La medida de la sublimación/evaporación es mucho más difícil de determinar, debido a que esta depende de parámetros meteorológicos sobre la superficie del glaciar y la superficie sin glaciar (humedad específica del aire y velocidad del viento).

Esta última se puede medir directamente empleando lisímetros o indirectamente aplicando el balance de energía en superficie. Generalmente, este parámetro del método hidrológico se desprecia, dado que la sublimación es muy reducida en comparación con la fusión glaciar [Sicart *et al.*, 2007]. Sin embargo, recientes estudios demostraron que este parámetro sigue siendo importante en los trópicos [Soruco *et al.*, 2009].

Una comparación entre los resultados del método glaciológico y del método hidrológico ha sido hecha por *Francou et al* [1995b] y más recientemente por *Sicart et al.* [2007]. Diferencias entre los resultados de los dos métodos fueron remarcadas por primera vez por *Francou et al.* [1995b], y confirmados por *Sicart et al* [2007]. Estos autores han mostrado que el balance de masa obtenido por el método hidrológico era más deficitario que el balance medido con el método glaciológico. En primera instancia, [*Francou et al.*,

1995b] habían supuesto que esta diferencia se debía a la sublimación del hielo durante la estación seca, lo cual no se tomaba en cuenta para el cálculo del balance hidrológico. Sin embargo, esta hipótesis fue descartada por *Sicart et al.* [2007], quienes demostraron que la sublimación era muy pequeña como para poder explicar esta diferencia. *Sicart et al.*, [2007] concluyeron que la diferencia del balance hidrológico es de alrededor de 0.6 m eq. agua/año inferior con respecto al balance glaciológico. Estos autores atribuyeron este hecho a la subestimación de las precipitaciones medidas con los pluviómetros totalizadores y a la falta de medidas de precipitación a gran altitud.

Sin embargo, ni el método glaciológico ni el método hidrológico permiten estimar con precisión el balance de masa del glaciar. Primeramente, el balance glaciológico en la zona de acumulación se calcula con simplemente 2 o 3 pozos/perforaciones en el glaciar de Zongo. En segundo lugar, las mediciones de precipitaciones utilizadas para el cálculo del balance de masa por el método hidrológico, se miden por debajo de los 5200 m de altitud, mientras que la cima se encuentra a más de 6000 m de altitud. Por otra parte, la zona de acumulación del glaciar de Zongo corresponde aproximativamente a 60% de la superficie total del glaciar. Consecuentemente, la imprecisión de los dos métodos es considerable. El único método que permite calcular de manera precisa los balances de masa de un glaciar durante un período de tiempo de 5 a 20 años y de controlar los balances de masa obtenidos tanto por el método glaciológico como hidrológico es el método cartográfico por fotogrametría [*Bauder et al.*, 2007; *Thibert et al.*, 2008; *Vincent*, 2002] con la condición de disponer de fotografías aéreas de buena calidad (buen contraste).

2.3.2 Variabilidad según las estaciones de los balances de masa

Los primeros trabajos en los cuales se describe el régimen hidrológico de los glaciares de los Andes tropicales en Bolivia son los de *Ribstein et al.*, [1995a]. Este trabajo presenta una de las principales particularidades de los glaciares tropicales, la de tener un período de acumulación y de fundición que coinciden temporalmente du-

rante la estación de lluvias. Por otra parte, *Ribstein et al.*, [1995a] han observado que las precipitaciones son muy marcadas con las estaciones, con un 80% de las lluvias precipitando entre octubre y marzo en el glaciar de Zongo, 90% de las precipitaciones caen entre octubre y abril, y 50% entre diciembre y febrero en el glaciar de Chacaltaya [*Franco et al.*, 2003]. En cuanto a la temperatura, esta no presenta una dependencia de las estaciones tan marcada a gran altitud [*Ribstein et al.*, 1995a]. Comparaciones entre las precipitaciones y los caudales muestran también el aspecto regulador del glaciar, a diferencia de las cuencas de carácter pluvial, en las cuales los caudales más importantes se asocian a las precipitaciones más importantes. Mensualmente, los datos de precipitaciones y de caudales muestran un pequeño coeficiente de correlación $r=0.3$ ($n=24$) [*Ribstein et al.*, 1995a]. La Figura 9 especifica la variabilidad según las estaciones, de las temperaturas y de las precipitaciones mensuales (años hidrológicos 1991-92 y 1992-93). En la cuenca de Zongo, no se observa un gradiente de precipitaciones marcado entre un pluviómetro situado a 4750 m (P_{4750} , a 1 km del frente del glaciar de Zongo) y uno situado a 3490 m ($P_{Botijilaca}$, a 2 km del frente del glaciar de Zongo), así como con los pozos/perforaciones de nieve/hielo de la zona de acumulación (entre 5500 y 5800m) [*Ribstein et al.*, 1995a; *Sicart et al.*, 2007]. Por el contrario, una precipitación de un 20% más importante se ha detectado en los alrededores del glaciar (entre 4900 y 5200 m) con respecto a 4750 m (P_{4750}) [*Franco et al.*, 1995b; *Ribstein et al.*, 1995a]. Estudios recientes muestran precipitaciones de un 29% más importante en el glaciar, con respecto a 4750 m (P_{4750}) [*Sicart et al.*, 2007]. Sin embargo, después de haber hecho una comparación entre un pluviómetro T-200B (GEONOR, inc.) y un pluviómetro clásico (P_{4750}), se ha observado una diferencia de 35% (subestimación de P_{4750} con respecto al P_{T200B} , dado que las precipitaciones sólidas (nieve/granizo) no se miden bien con el pluviómetro clásico (P_{4750}) [*Lejeune et al.*, 2007a]. Por otra parte, el gradiente de temperatura se ha estimado en $0.74^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ [*Ribstein et al.*, 1995a], entre la estación de El Alto y la estación a 4750 m (*Mevis*).

Durante la última década, los balances de masa son muy negativos: los glaciares grandes como el de Zongo han perdido entre 3 y

5 m eq. agua, y los glaciares pequeños como Chacaltaya han perdido aproximativamente 13 m eq. agua, esto quiere decir que estos glaciares han perdido entre 3 y 5 veces más masa comparados con décadas anteriores [Franco *et al.*, 2005]. Por otra parte, en el glaciar de Chacaltaya, se ha mostrado que 95% de la varianza en el balance de masa anual es explicada por el verano austral, y que 78% de la varianza total del balance de masa anual puede explicarse simplemente por tres meses del año hidrológico (diciembre-enero-febrero) [Franco *et al.*, 2003].

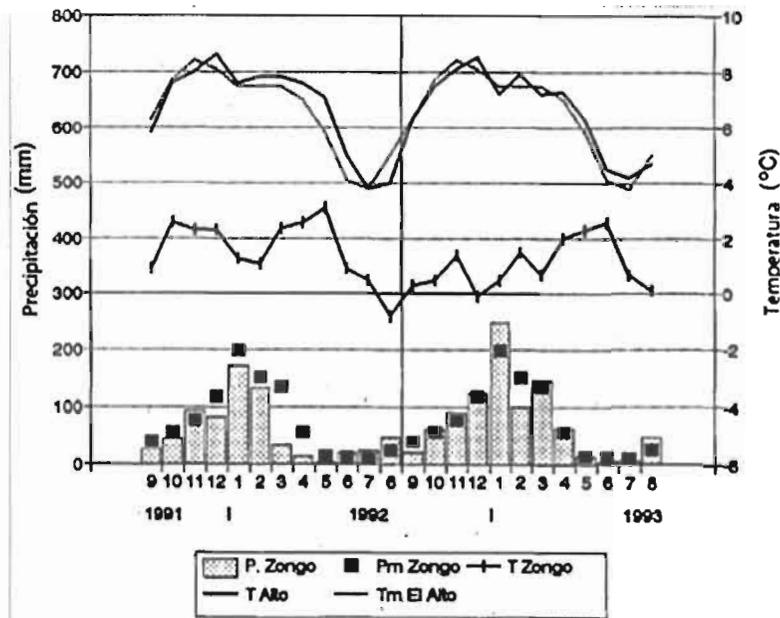


Figura 9: Temperatura (T Zongo) y precipitación (P Zongo) mensuales, de 1991 a 1993, según la estación del glaciar de Zongo, comparadas a los promedios de las estaciones de El Alto y del mismo Zongo durante el período de 1973 a 1993 (T Alto, Pm Zongo y Tm El Alto). Ribstein *et al.* [1995a].

Finalmente, se ha distinguido un comportamiento inverso entre el funcionamiento de una cuenca con un pequeño índice de glaciares (régimen pluvial) y el de una cuenca con un importante índice de glaciares (régimen glaciar) en particular durante el fenómeno ENSO

[*Ribstein et al.*, 1999]. Durante el fenómeno de El Niño (La Niña), una cuenca con un índice importante de glaciares produce importantes caudales (poco importantes), mientras que una cuenca con un pequeño índice de glaciares produce caudales poco importantes (importantes). Los glaciares bolivianos juegan entonces un rol regulador en respuesta a las escasas precipitaciones a lo largo de los fenómenos de El Niño.

2.3.3 El balance de energía en el glaciar de Zongo

Los trabajos de P. Wagnon [*Wagnon*, 1999; *Wagnon et al.*, 1999a; *Wagnon et al.*, 1999b; *Wagnon et al.*, 2001] y de J.E. Sicart [*Sicart*, 2002; *Sicart et al.*, 2005; *Sicart et al.*, 2003] conciernen con el análisis de los procesos físicos de la ablación (fusión y sublimación) por medio de estudios detallados del balance de energía de superficie en el glaciar de Zongo a 5150-5050 m de altitud. Los estudios del balance de energía sirven para identificar y cuantificar los flujos energéticos que controlan la ablación en la superficie de un glaciar [*Vuille et al.*, 2008]. Los resultados de *Wagnon et al.* [1999a] pueden resumirse de esta manera: 1°) la radiación neta de todas las longitudes de onda es la fuente principal de energía en la superficie de un glaciar (no varía mucho con las estaciones), 2°) el flujo turbulento de calor latente es negativo a lo largo de todo el año (sublimación), y es más importante durante la estación seca que durante la estación húmeda, 3°) el flujo turbulento de calor sensible es positivo durante todo el año, sin embargo, es reducido con respecto a los otros flujos, y 4°) el flujo de calor por conducción en la nieve/hielo es nulo a una escala anual para un glaciar templado. Los factores « clave » que controlan la ablación en la superficie del glaciar son: el albedo, que controla la radiación de longitudes de onda corta absorbida en la superficie, y la humedad, que es responsable de la división entre la sublimación y la fusión [*Wagnon et al.*, 1999b]. La humedad y sobre todo la nubosidad, influyen también en la radiación de longitudes de onda larga emitida hacia la atmósfera (más elevada durante la estación seca, lo cual enfría el glaciar). Finalmente, [*Wagnon et al.*, 1999b] han concluido que los flujos negativos de calor latente son, en gran parte, responsables

de la variabilidad según las estaciones, de los caudales de fusión en los glaciares tropicales externos; ellos consumen gran parte de la energía que, en condiciones inversas (poco viento, aire húmedo casi saturado), iría para la fusión. Los resultados de *Sicart et al.* [2005] aportaron importantes complementos : 1°) la radiación de longitudes de onda larga es también un factor clave en el balance de energía de los glaciares tropicales, 2°) esta radiación de longitudes de onda larga está relacionada con la cobertura de nubes y con la humedad del aire, 3°) la estacionalidad de la ablación es marcada: a) durante el inicio de la estación húmeda (septiembre a enero), la cantidad de energía disponible para la fusión es importante, debido a la escasa cobertura de nubes y a las precipitaciones esporádicas; b) durante el corazón de la estación húmeda (enero a abril), la radiación de longitudes de onda larga es considerable, debido a la emisión de nubes convectivas, lo cual permite mantener un importante caudal hidrológico, a pesar del elevado valor del albedo y del reducido valor del balance radiativo de cortas longitudes de onda; la fusión sobre el glaciar es reducida con respecto al inicio de la estación húmeda; c) finalmente, durante la estación seca (mayo a agosto), la cantidad de energía disponible para la fusión es reducida debido al déficit de radiación de longitudes de onda larga (este déficit alcanza su valor máximo durante los días sin nubes) y también debido a la pérdida de energía por sublimación (atmósfera seca y ventosa).

Durante el fenómeno de El Niño, la acumulación de nieve sobre el glaciar se reduce (déficit de precipitaciones y probablemente de eventos lluviosos en el glaciar a lo largo de los días más cálidos): el manto de nieve que cubre el glaciar es entonces más delgado, incluso esporádico, lo cual ocasiona un valor reducido del albedo en toda la parte baja del glaciar, lo que acentúa la fusión [*Wagnon et al.*, 2001]. La superficie sin nieve del glaciar (en hielo) está directamente expuesta, durante un largo período de tiempo y hasta los 5300 m, a la radiación solar, dando así lugar a una considerable absorción de la energía transmitida por la radiación de longitudes de onda corta. Además, la llegada tardía de la estación de lluvias durante el fenómeno de El Niño, induce un déficit en la acumulación de nieve en la zona alta del glaciar [*Sicart et al.*, 2003].

Como la variación del albedo es importante en distancias cortas alrededor de la línea de equilibrio, la generalización de las condiciones de fusión obtenidas por medio de un balance de energía medido en la parte baja del glaciar al conjunto de la zona de ablación, puede resultar errónea [Sicart *et al.*, 2005].

2.4 LA MODELIZACIÓN DE LA ABLACIÓN GLACIAR

Los modelos son necesarios para relacionar el clima al balance de masa. Con el fin de modelizar la fusión de la nieve y/o del hielo, se pueden utilizar dos tipos de modelos: 1° Los Modelos « grado-día » y 2° los modelos de balance de energía [Hock, 2003; Obled y Rose, 1975], que tienen el objetivo de simular los balances de masa de superficie [Greuell y Genthon, 2003]. En Bolivia, un modelo de tipo grado-día ha sido desarrollado por Ribstein *et al.*, [1995b]; Rigaudière *et al.* [1995] (véase 2.4.1.1). De hecho, se han realizado simulaciones a partir de los modelos físicos más completos de tipo « balance de energía » por Sicart, [2002]; Wagnon, 1999]; estos modelos sólo han sido aplicados al glaciar de Zongo. En las líneas que siguen, voy a presentar los resultados principales de estos trabajos. Un inventario detallado de los diferentes tipos de modelos existentes, así como sus respectivas parametrizaciones ha sido realizado por Greuell y Genthon [2003]. Tanto los modelos aplicados por Ribstein *et al.*, [1995b]; Rigaudière *et al.* [1995] como los modelos aplicados por Wagnon [1999] han sido ya analizados en detalle por Sicart [2002].

2.4.1 Modelos estadísticos (tipo grado - día)

2.4.1.1 El modelo de « Rigaudière » en [Ribstein *et al.*, 1995b; Rigaudière *et al.*, 1995]

El primer intento de modelización glaciar en Bolivia ha sido hecho por [Ribstein *et al.*, 1995b; Rigaudière *et al.* [1995]. El principal objetivo de este trabajo ha sido el de calcular los caudales hidrológicos del glaciar de Zongo (durante el día), a partir de las variables me-

teorológicas (temperatura, humedad, radiación neta, precipitaciones y velocidad del viento) medidas al lado de la línea de equilibrio, cerca de 5150 m de altitud. Este modelo se basa en la medida de algunos parámetros del balance de energía de manera puntual y su extrapolación a diferentes sectores (8 sectores en total) en la parte glaciara de la cuenca del Zongo; los aportes de la morrena son corregidos con un coeficiente de escorrentía.

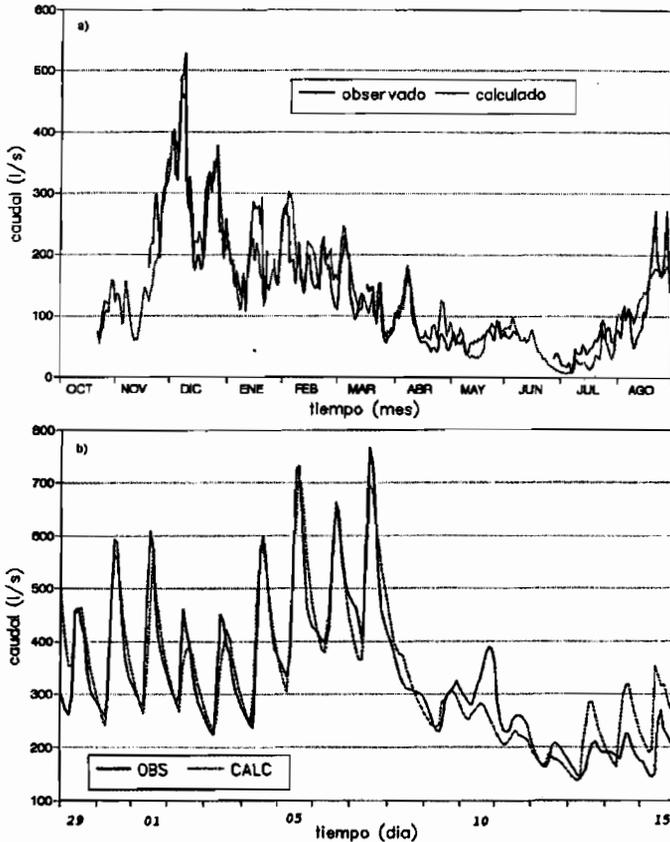


Figura 10: Caudales calculados (CALC) y medidos (OBS), a) en un intervalo de tiempo de 24 horas, entre octubre de 1993 y agosto de 1994, y b) en un intervalo de tiempo de una hora entre noviembre y diciembre de 1993. Según Ribstein et al. [1995b]

Luego de una calibración automática de los diferentes parámetros de todos los sectores (21 parámetros en total, de los cuales 6 son variables correctivas de los flujos de energía, y una variable de reducción de la velocidad de aumento del albedo durante la estación seca [Sicart, 2002]), el modelo llega a explicar 87% (Figura 10) de la varianza de los caudales diarios (en efecto, el cálculo se ha efectuado sobre sea 6 horas, sea 2 horas) durante el año hidrológico 1993-94 (excluyendo el mes de septiembre, que no ha sido tomado en cuenta) [Ribstein *et al.*, 1995b]. Si bien este tipo de modelo no integra los procesos físicos con precisión, reproduce remarcablemente bien los caudales hidrológicos. Sin embargo, el modelo en sí aporta poco en relación con las causas de la estacionalidad de los caudales, debido a que su parametrización no tiene una relación directa con los procesos físicos [Sicart, 2002].

2.4.2 Modelos físicos de balance de energía

2.4.2.1 El modelo CROCUS según Wagnon, [1999]

Crocus es un modelo físico de balance de energía unidimensional y de metamorfismo del manto de nieve a partir de un estado inicial conocido y de variables meteorológicas medidas en la superficie. Crocus ha sido concebido en un clima templado (Col de Porte, Alpes franceses) para prevención de los riesgos de avalanchas (utilizado operacionalmente desde 1992, conjuntamente con el modelo MEPRA) en el Centre de Estudios de la Neige en la ciudad de Grenoble (Météo-France) [Brun *et al.*, 1992; Brun *et al.*, 1989]. La parametrización de Crocus tanto para el balance de energía [Brun *et al.*, 1989], como para el metamorfismo del manto de nieve [Brun *et al.*, 1992], ha sido ampliamente descrita tanto en el glaciar de Zongo (Bolivia) como en el glaciar de Saint-Sorlin (Francia) [Gerbaux, 2005; Wagnon, 1999].

El objetivo inicial de la modelización del glaciar de Zongo empleando el modelo Crocus era el de extrapolar los resultados del balance de energía (medida puntual) obtenidos a 5150 m por Wagnon, [1999] a toda la superficie del glaciar. Gracias al acoplamiento de Crocus con un modelo hidrológico habría sido posible reconstituir

los caudales de la cuenca de Zongo (objetivo principal), y de esta manera poder estimar la evolución del glaciar como un potencial recurso hídrico para el futuro, en función de diferentes escenarios climáticos (ejemplo GIEC) [Wagnon, 1999].

Los resultados de la modelización de Zongo fueron frustrantes [Wagnon, 1999], tanto sobre el albedo, la radiación neta y sobre los flujos de calor latente y sensible. Sin embargo, para este estudio, el modelo Crocus (desarrollado inicialmente para la simulación de un manto de nieve en un medio alpino) no fue adaptado a las condiciones del glaciar de Zongo [Wagnon, 1999].

2.4.2.2 El modelo de R. Hock en Sicart, [2002]

El modelo de *Hock*, [1999] calcula la variación interanual del balance de masa y simula el caudal hidrológico. Este modelo ha sido desarrollado en el glaciar de Storglaciären en Suecia [Hock, 1998]. El modelo calcula, en una primera etapa, el balance de energía a partir de una estación meteorológica situada en la zona de ablación. Después, cada flujo de energía es extrapolado a toda la superficie del glaciar a partir de un DEM de la cuenca del glaciar. El flujo de fusión del hielo es simulado con un modelo lineal de tres reservorios representando la fusión del hielo, de la nieve y de la neviza. El caudal del torrente emisario se simula finalmente teniendo en cuenta las precipitaciones y la fusión del hielo. Sin embargo, en este modelo, el flujo de conducción de calor bajo la superficie, los procesos de percolación y de recongelamiento del agua de fusión en el manto de nieve, no son representados [Sicart, 2002].

Una parte de los trabajos de *Sicart* [2002] ha sido dedicada a la modelización del glaciar de Zongo haciendo uso del modelo de *Hock*, [1998]. Las variables meteorológicas tomadas en cuenta por el modelo (temperatura y humedad del aire, velocidad del viento, radiación incidente, solar e infrarroja) corresponden a las medidas de una estación automática a 5050 m. Después de una modificación de las parametrizaciones, el caudal se ha simulado en 2 períodos durante un año, el primero entre noviembre y febrero (estación de lluvias), y el segundo entre febrero y julio (estación seca). Estas

simulaciones se han comparado al caudal medido por un limnigrafo cerca al frente del glaciar (4830m).

Según *Sicart* [2002], el modelo de Hock es confiable durante la estación de lluvias debido a que la superficie del glaciar Zongo está, generalmente, cercana a las condiciones de fusión (parecidas a las condiciones de verano en los glaciares alpinos), pero no durante la estación seca, debido a que la temperatura presenta una periodicidad diaria marcada, debido al enfriamiento del glaciar durante la noche. A pesar de estos límites, la aplicación del modelo ha permitido a *Sicart*, [2002] hacer una mejor identificación de las causas de la variación del derretimiento del glaciar.

2.5. CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO

Durante los últimos 15 años, las investigaciones climato/glaciológicas en Bolivia han sido numerosas. Estas investigaciones se han efectuado en diferentes períodos/escalas de tiempo (reconstrucción de eventos glaciares durante la PEH de una decena de glaciares, y modelización semi-horaria de los procesos físicos de ablación en el glaciar de Zongo).

Los únicos trabajos concernientes a las fluctuaciones de los balances de masa glaciar a lo largo de los últimos 50 años en Bolivia son los de *Rabatel*, [2005] y *Ramirez et al.*, [2001].

Estos trabajos han sido realizados en glaciares pequeños (los glaciares de Charquini y el glaciar de Chacaltaya), con una gran incertitud.

De esta manera, el conocimiento de las fluctuaciones de los glaciares en Bolivia a lo largo de las últimas décadas se basa solamente en las medidas de los frentes o variaciones de superficie de 7 glaciares (el de Zongo, Chacaltaya y los 5 glaciares de Charquini). Consecuentemente, las fluctuaciones de los balances de masa glaciar a lo largo de los últimos 50 años en la Cordillera Real son prácticamente desconocidas.

ÁREA DE ESTUDIO Y MATERIAL UTILIZADO

| | | |
|-------|---|----|
| 3.1 | LA CORDILLERA ORIENTAL | 70 |
| 3.2 | LA REGIÓN DEL ESTUDIO | 72 |
| 3.2.1 | ¿Por qué esta elección? Las implicaciones económicas de los glaciares escogidos | 74 |
| 3.2.2 | Al norte, la región Negruni – Condoriri | 75 |
| 3.2.3 | Al sur, la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya | 76 |
| 3.2.4 | Comparación entre las regiones estudiadas | 80 |
| 3.3 | LOS GLACIARES DEL ESTUDIO | 81 |
| 3.3.1 | Los criterios de selección de los glaciares | 81 |
| 3.3.2 | Características generales de los glaciares escogidos | 83 |
| 3.4 | LA FOTOGRAMETRÍA AEREA PARA EL ESTUDIO DE LOS BALANCES DE MASA | 86 |
| 3.5 | LA BASE DE DATOS FOTOGRÁFICOS DISPONIBLES EN EL IGM EN BOLIVIA | 88 |
| 3.5.1 | El vuelo del 20 de mayo de 1956 a horas 11:45 | 91 |
| 3.5.2 | El vuelo del 21 de Junio de 1963 a horas 10:15 | 92 |
| 3.5.3 | El vuelo del 23 de Julio de 1975 a horas 11:00 | 92 |
| 3.5.4 | El vuelo del 20 de junio de 1983 a horas 16:15 | 93 |
| 3.5.5 | El vuelo del 20 de Abril de 1997 a horas 9:30 | 94 |
| 3.5.6 | El vuelo del 12 y 13 de Julio del 2006 a horas 13:15 y 12:00 | 95 |
| 3.5.7 | Resumen de las fotografías disponibles | 96 |
| 3.6 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 96 |

Este capítulo está consagrado a la presentación del área de estudio y del material fotográfico disponible empleado. En principio, vamos a abordar el aspecto geográfico general de la Cordillera Oriental en Bolivia. En segundo lugar, vamos a presentar las regiones de interés de este estudio, así como los criterios y las implicaciones económicas de los glaciares para la ciudad de La Paz. En la tercera

parte, se hace una descripción de los criterios de selección de los 21 glaciares estudiados, y de sus principales características geográficas y geomorfológicas. En la cuarta parte se dan los criterios para la elección de la fotogrametría aérea como metodología para el estudio de los balances de masa. En la quinta parte del capítulo abordamos los datos fotográficos disponibles en Bolivia.

3.1 LA CORDILLERA ORIENTAL

La Cordillera de los Andes entra en el territorio boliviano por el nudo de Vilcanota o nudo de Apolobamba, en la parte noreste, frontera con el Perú, siguiendo dos cadenas montañosas casi paralelas, llamadas, la Cordillera Occidental; para la cual los únicos trabajos glaciológicos llevados a cabo en los glaciares de esta cordillera (volcán del Sajama) son los de Arnaud et al., [2001]; Florent, [2000]; Muller, [1998], que estudian la posición de la línea de “névé o neviza”, y el trabajo de Thompson et al., [1998], el cual trata de con la historia climática de hace 25.000 años a partir de una perforación de hielo en la cima del volcán.

La otra cadena montañosa es la Cordillera Oriental. La Cordillera Oriental es una construcción herciniana marina paleozoica (Ordovícico – Pérmico) formada por un importante metamorfismo de contacto cenozoico, atravesada por un batolito compuesto principalmente de rocas de tipo granito, granodiorita y diorita.

Esta cordillera tiene una longitud aproximada de 1100 km y un ancho variable entre 150 y 400 km en territorio boliviano. Esta cordillera se divide en 2 grandes sectores: 1. La Cordillera Real, que sigue un acimut noroeste/sureste y 2. La Cordillera Central o meridional que sigue un acimut norte/sur *Montes de Oca*, [1992]. En la cordillera meridional, ya no hay glaciares, solamente la Cordillera Real los tiene. La Cordillera Real se subdivide en cinco grandes sectores (Figura 7), que son, de norte a sur:

- La Cordillera de Apolobamba, que comprende las regiones de Chaupi Orco, Cololo y Apolobamba – Ullakhaya,

- La Cordillera de Muñecas, que comprende las regiones de *Chucho* y *Morocollu*,
- La Cordillera de La Paz o Real, que comprende las regiones del *Illampu - Ancohumá, Chearoco – Chachacomani, Negruni – Condoriri, Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya, Hampaturi – Taquesi, Mururata e Illimani*,
- La *Cordillera de Quimsa Cruz o Tres Cruces*, que comprende las regiones de *Quimsa Cruz y Santa Vera Cruz*, y
- *La Cordillera de Cochabamba*

Hoy en día, solamente las cordilleras de Apolobamba, de La Paz o Real y de Quimsa Cruz presentan todavía glaciares (Figura 7). La Cordillera de Apolobamba comprende los glaciares más importantes del territorio boliviano, algunos de estos glaciares pueden llegar a tener algunos kilómetros cuadrados de superficie (~ 4 o 5 km²), y la altitud de las cimas es de alrededor de 6000 m. La Cordillera de La Paz comprende las cimas más importantes de la Cordillera Oriental (6427 m el Ancohumá, 6485 m el Illampu, 6127 m el Chearoco, 6362 m el Illimani y 6088 m el Huayna Potosí, etc). Los glaciares más importantes de esta cordillera se encuentran en el norte (regiones del Illampu – Ancohumá y Chearoco – Chachacomani). La Cordillera de Quimsa Cruz tiene una altura más baja y comprende los glaciares más pequeños de la Cordillera Oriental en Bolivia. Estas tres cordilleras concentran 1826 glaciares con 591.6 km² de superficie cubierta por hielo, según el inventario glaciológico de 1975 de *Jordan*, [1991]. La extensión actual de los glaciares en estas cordilleras es desconocida, sin embargo, ciertos estudios han reportado una pérdida de 30% de la superficie glaciar [Francou y Vincent, 2007], a lo largo de los últimos 30 años, según los trabajos recientes realizados en diferentes macizos de los Andes Centrales, entre los cuales está el volcán Cotopaxi en Ecuador [Jordan et al., 2005]. Además, 80% de los glaciares en esta cordillera tienen una superficie inferior a 0,5 km² [Jordan, 1991].

La Cordillera de La Paz, también conocida como Cordillera Real estrictamente hablando (vamos a usar este nombre para designar esta cordillera), tiene una extensión aproximada de 180 km con un acimut noroeste/sureste que marca el límite entre el Altiplano al

oeste, con una altura promedio de 4000 m, y la cuenca Amazónica situada hacia el este, con una altura inferior a 2000 m. Debido a los flujos húmedos que vienen de la Amazonía, existe un efecto de “abrigo-natural” muy marcado, con un contraste pluviométrico entre la cuenca Amazónica (1000mm a más de 2000mm de agua de precipitaciones) y la cuenca del Altiplano (menos de 800mm) [Montes de Oca, 1992]. Este trabajo se consagra a la parte central de esta cordillera, regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya.

3.2 LA REGIÓN DEL ESTUDIO

La región de estudio se encuentra en el centro de la Cordillera Real en Bolivia. Los macizos Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya concentran un total de 376 glaciares con una superficie de glaciares de aproximadamente 64,9km² (datos obtenidos a partir de la digitalización de los mapas de los trabajos realizados por Jordan, [1991]).

Para una mejor comprensión de las características geográficas de estos glaciares, hemos establecido una jerarquización por regiones, en función:

Del tamaño:

- Glaciares Grandes – GG (superficie > 1km²) (ej. glaciar de Zongo)
- Glaciares Medianos – GM (superficie entre 1km² y 0.5 km²)
- Glaciares Pequeños – GP (superficie entre 0.5km² y 0.1km²) (ej. glaciar Charquini Sur)
- Glaciares Residuales – GR (superficie < 0.1km²) (ej. glaciar Chacaltaya)

De las orientaciones de los glaciares con respecto al sol:

- Norte – N (entre 337.5° y 22.5°)
- Noreste – NE (entre 22.5° y 67.5°)
- Este – E (entre 67.5° y 112.5°)
- Sudeste – SE (entre 112.5° y 157.5°)

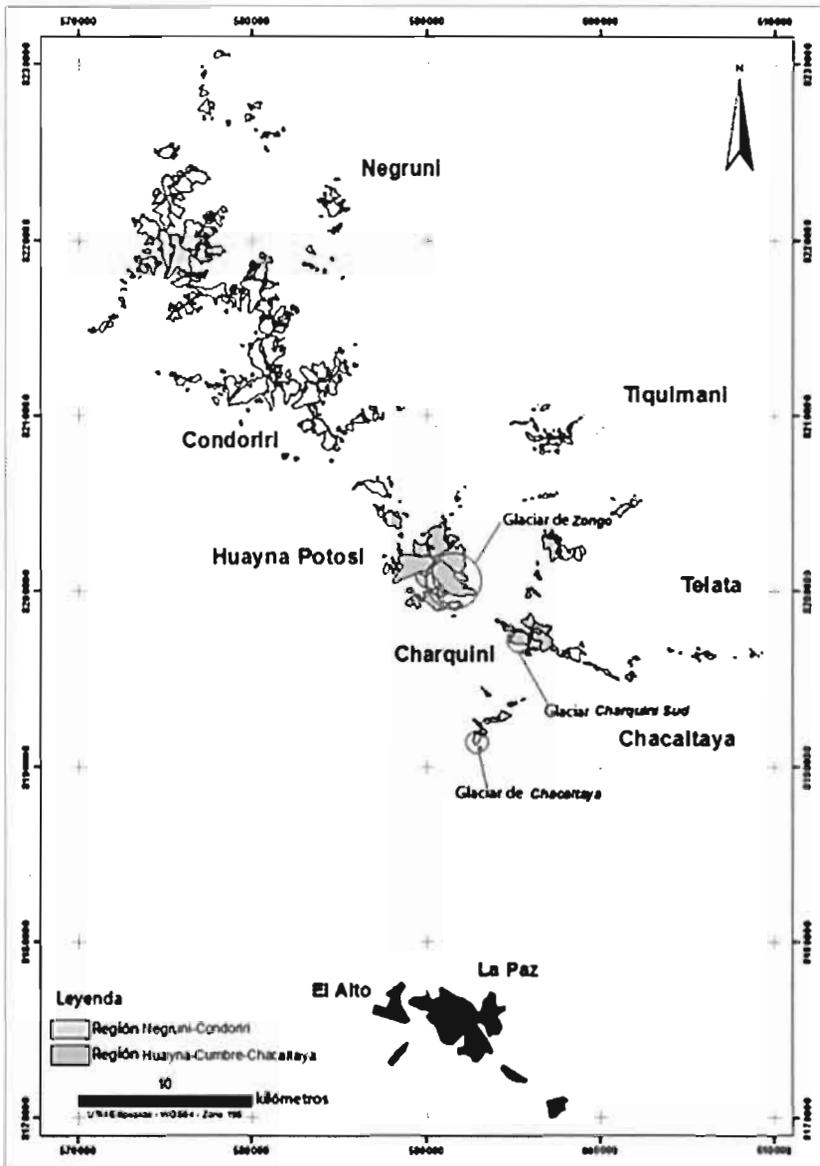


Figura 11: Las regiones estudiadas en este trabajo. Mapa digitalizado en una plataforma CAD a partir de los trabajos realizados por [Jordan, 1991].

- Sur – S (entre 157.5° y 202.5°)
- Suroeste – SW (entre 202.5° y 247.5°)
- Oeste – W (entre 247.5° y 292.5°)
- Noroeste – NW (entre 292.5° y 337.5°)

(El origen del acimut es el norte geográfico)

De la repartición espacial de las precipitaciones controladas geográficamente por el efecto de “abrigo-natural” (hacia el SO, cuenca Amazónica):

- Cuencas vertientes amazónicas
- Cuencas vertientes altiplánicas

Esta clasificación ha sido realizada utilizando los mapas digitalizados de los trabajos de Jordán a partir de las fotografías aéreas de 1975 [Jordan, 1991]. Todos los porcentajes se consideran con respecto a la superficie total de cada región considerada.

3.2.1 ¿Por qué esta elección? Las implicaciones económicas de los glaciares escogidos

Hemos escogido las regiones Condoriri – Negruni y Huayna Potosí– Cumbre – Chalataya en función a diferentes criterios. El primer y principal criterio es la importancia de los glaciares de estas regiones como fuentes de agua potable y como recursos energéticos para las ciudades de La Paz y El Alto. Durante el 2005, la población de las ciudades de La Paz y El Alto se ha estimado en 1.768.342 habitantes, la proyección para el 2020 es de 2.292.000 (crecimiento del 29% con respecto al 2005). Se proyectan 2.580.000 para el 2030 (crecimiento del 46% con respecto al 2005), según el Instituto Nacional de Estadística – (INE – Bolivia). La ciudad de El Alto y la parte norte de la ciudad de La Paz son alimentadas en agua potable por las cuencas altiplánicas de estas dos regiones. Por otra parte, estas ciudades son abastecidas de electricidad, en gran parte, gracias a la red hidroeléctrica de la compañía COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica) a lo largo del valle de Zongo (región Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya) [Caballero, 2001]. La potencia total de la COBEE ha alcanzado los 174.6MW en el valle de Zongo en

1998, y se ha pensado doblar esta potencia en los años venideros (350 MW) [Franont, 2002].

El segundo criterio de elección es la disposición de largas series de datos hidro-meteorológicos para hacer la relación entre los caudales, las temperaturas, las precipitaciones y los balances de masa glaciares. Efectivamente, en la Cordillera Real en general, existe muy poca información hidro-meteorológica, los únicos datos disponibles son aquellos tomados por la COBEE en el valle del glaciar de Zongo desde los años 1970 (caudales y precipitaciones), o desde 1980 (precipitaciones y temperaturas, datos muy dispersos en el tiempo). Existen también datos de precipitaciones y de temperaturas, tomados por AASANA (Administración de Aeropuertos y de Servicios Auxiliares para la Navegación Aérea) en el aeropuerto de la ciudad de El Alto entre los años 1950 y hoy en día, finalmente, los datos de precipitaciones y de temperaturas del Observatorio de San Calixto en La Paz (Observatorio Sísmico y Tectónico) desde 1891 [Gioda et al., 2004].

El tercer criterio de elección tiene relación con los glaciares estudiados por la unidad de investigación GREAT ICE del IRD (Institut de Recherche pour le Développement: Instituto de Investigación para el Desarrollo): dado que GREAT ICE ha implantado una red importante de mediciones glaciológicas, hidrológicas y meteorológicas, en 1991. Finalmente, los glaciares situados en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya son representativos de los glaciares existentes en la Cordillera Real en Bolivia. Efectivamente, ellos cubren casi todos los tamaños, orientaciones y situaciones geográficas con respecto a las reparticiones de las precipitaciones. Además, los glaciares de estas regiones no son glaciares negros (glaciares cubiertos por detritos de rocas).

3.2.2 Al norte, la región Negruni – Condoriri

La región Negruni – Condoriri se encuentra al noroeste de la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya, a 30 km de las ciudades de La Paz y El Alto. Esta región concentra un total de cerca de 236 glaciares con una superficie glaciar de 40,5km² [Jordan, 1991]. Esta es la región más importante en recursos hídricos para la ciudad de

El Alto y la parte norte de la ciudad de La Paz. El resto de la ciudad de La Paz es abastecida principalmente por los glaciares y las represas hidráulicas de la región Hampaturi – Taquesi (Figura 7).

A pesar de este aspecto, esta zona no ha sido nunca estudiada en detalle. A partir de 1997, la compañía AISA (Aguas del Illimani Sociedad Anónima, consorcio de la compañía Suez – Lyonnaise des Eaux) empezó sus trabajos de distribución de agua potable para las ciudades de La Paz y El Alto y algunas estaciones pluviométricas e hidrométricas fueron implementadas. Gracias al equipo GREAT ICE del IRD, otras estaciones pluvio-hidrométricas han sido instaladas a partir de 1999 para controlar los caudales así como los balances hidrológicos de ciertas cuencas (Condoriri, Paya Huichincha y Jallayco). Sin embargo, estos datos no han sido utilizados para este trabajo, porque, en primer lugar, tenemos un período de tiempo bastante corto (1999 - 2004) y en segundo lugar, estos datos presentan numerosas lagunas a nivel diario, mensual y anual durante el período 1999-2004, debido a varias fallas en los equipos. Ciertas estaciones han sido calificadas recientemente como « poco confiables » [Franont, 2002; Olmos, 2005; Poirier, 2004].

Los principales masivos de esta zona son los siguientes, de norte a sur: 1. Masizo de Kenasani, 2. Masizo de Wila Llojera, 3. Masizo del Negruni, 4. Masizo del Kurcumani, 5. Masizo del Ventanani, 6. Masizo de Kallhuani, 7. Masizo de Condoriri, 8. Masizo de Jisthana y 9. Masizo del Zongo Jisthana.

Esta región concentra (en superficie) alrededor de 30.7% de glaciares grandes, 30.1% de glaciares medianos, 25.9% de glaciares pequeños y 13.6% de glaciares residuales (Figura 12a). En el sentido de las agujas del reloj tenemos: 1.98% de glaciares orientados al N, 5.4% de glaciares orientados al NE, 7.4% de glaciares orientados al E, 7.7% de glaciares orientados SE, 29.6% de glaciares orientados al S, 21.7% de glaciares orientados al SW, 11.1% de glaciares orientados al W y 15.1% de glaciares orientados al NW (Figura 12B). Además, 57.8% de los glaciares desembocan en la cuenca amazónica y 42.2% en la cuenca altiplánica (Figura 12C). Ciertos glaciares de esta región han sido antes estudiados. Los glaciares Wila Luxita, Condoriri y Tarija han sido estudiados por Raba-

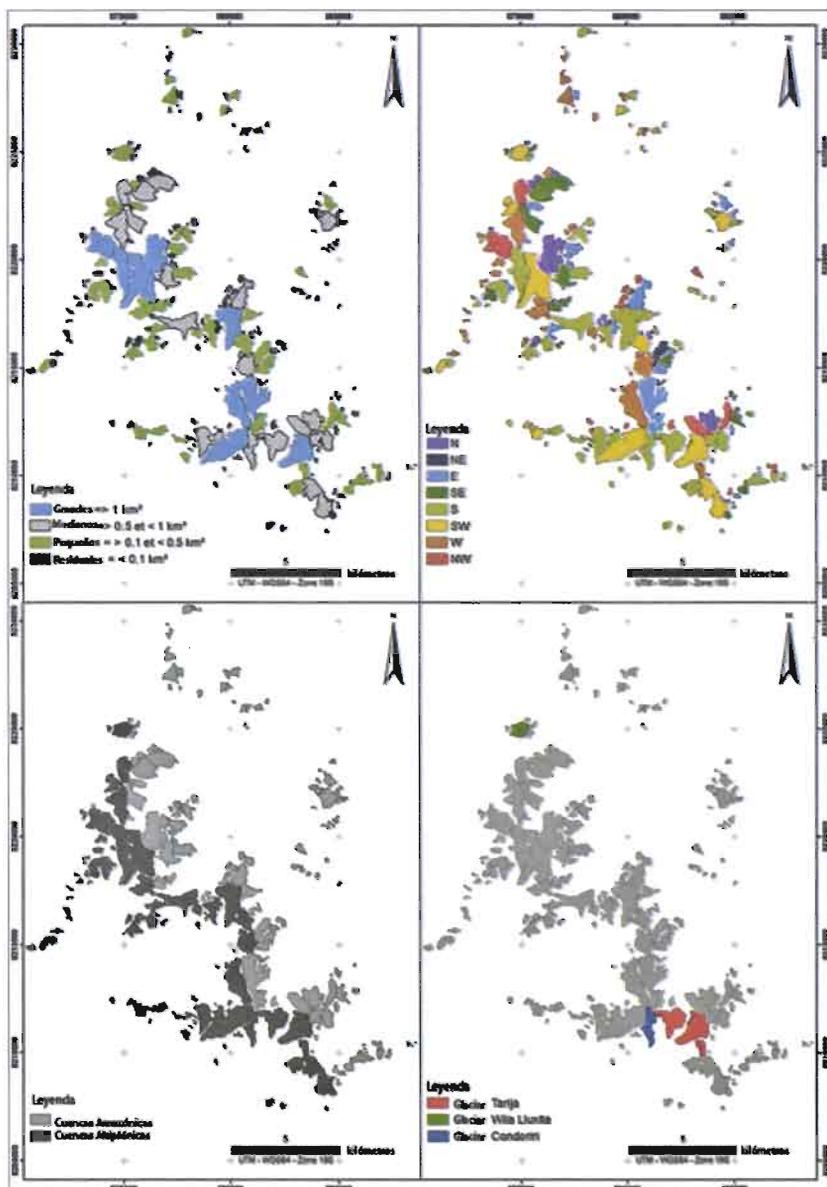


Figura 12: Diferenciación de los glaciares en función al tamaño (Figura a), de la orientación (Figura b), de la ubicación con respecto a los flujos húmedos amazónicos (Figura c) y con respecto a los estudios anteriores (Figura d) en la región Negruni – Condoriri.

tel, [2005] en sus trabajos de tesis de doctorado (Figura 12D). La evolución de estos glaciares se ha reconstruido por liquenometría desde la PEH hasta casi 1940. El glaciar Wila Luxita ha sido analizado por fotogrametría basándose en las imágenes de 1997. Los glaciares del Condoriri y Tarija han sido cartografiados basándose en las imágenes de 1983. De esta manera, las fluctuaciones de estos glaciares (Wila Luxita, Condoriri y Tarija) durante la segunda mitad del siglo XX son aún desconocidas.

3.2.3 Al sur, la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya

La región Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya se encuentra a 20 km al norte de las ciudades de La Paz y El Alto a vuelo de pájaro y es contigua al sud de la región Condoriri - Negruni. Esta región concentra en total 140 glaciares, con una superficie glaciar de 24.4km² (Figura 11). Esta región es la más importante en términos de recursos hidroeléctricos para las ciudades de La Paz y El Alto. Efectivamente, las centrales hidroeléctricas de altura, son alimentadas en parte por el agua de la fusión glaciar (ej. Centrales de Zongo, Tiquimani, Botijlaca).

Sin embargo, la contribución glaciar en los caudales utilizados para la generación de hidroelectricidad no se conoce de manera precisa.

Esta región ha sido, en un principio, adecuadamente monitoreada por COBEE a partir de los años 1970, por intermedio de una red de mediciones pluviométricas e hidrométricas a lo largo del valle de Zongo (entre la estación de Zongo a 4700 m y la estación Huaji a 945 m). A partir de 1991, algunas cuencas de esta región han sido equipadas por la unidad de investigación GREAT ICE del IRD.

El balance de masa glaciológico se mide en los glaciares de Zongo desde 1991, de Chacaltaya, y en el glaciar del Charquini Sur (Figura 13d). El balance de masa hidrológico es medido en la cuenca del glaciar de Zongo (escala limnimétrica entre 1970 y hoy en día, estación automática entre 1991 y hoy en día), del glaciar de Charquini Norte (escala limnimétrica entre 1970 y hoy en día, estación automática entre 1995 y hoy en día) y recientemente en el glaciar

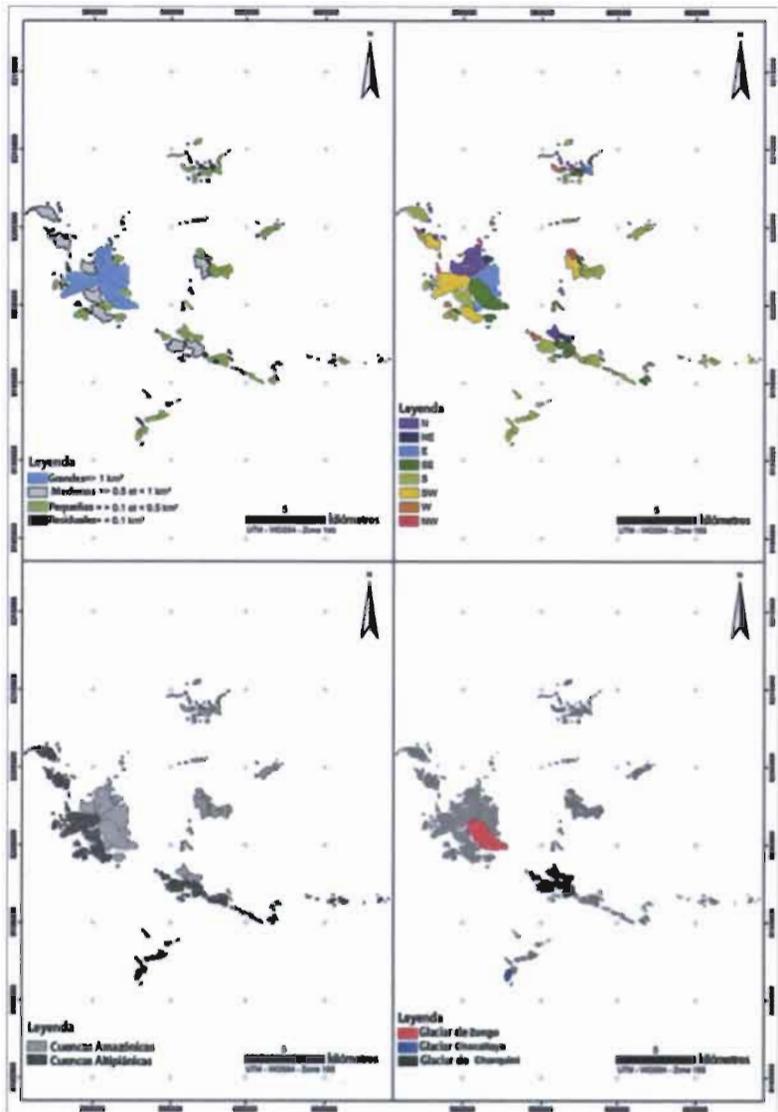


Figura 13: Diferenciación de los glaciares en función de: el tamaño (Figura a), la orientación (Figura b), ubicación con respecto a los flujos húmedos amazónicos (Figura c) y con respecto a los estudios realizados en algunos glaciares (Figura d) en la región Huayna Potosí- Cumbre - Chacaltaya.

de Charquini Sur (estación automática a partir del año 2005). Si bien existen datos de las cuencas de Alpaca y del Huayna Potosí Oeste, estos presentan muchas interrupciones y son a menudo de mala calidad [Franont, 2002; Olmos, 2005; Poirier, 2004].

Los macizos principales de esta zona son (de norte a sur): el macizo de Huayna Potosí, el macizo de Telata, el macizo de Charquini y el macizo de Chacaltaya. Esta región concentra alrededor de 33% de glaciares grandes, 25% de glaciares medianos, 29% de glaciares pequeños y 13.5% de glaciares residuales (Figura 13a). A continuación, en el sentido de las agujas del reloj, tenemos: 11.5% de glaciares orientados al N, 1.6% de glaciares orientados al NE, 12.7% de glaciares orientados al E, 18% de glaciares orientados al SE, 29.9% de glaciares orientados S, 20.3% de glaciares orientados SW, 3.9% de glaciares orientados al W y 2.1% de glaciares orientados al NW (Figura 13b). Además, 54.1% de los glaciares desembocan en la cuenca amazónica y 45.9% en la cuenca altiplánica (Figura 13c).

3.2.4 Comparación entre las regiones estudiadas

Los histogramas mostrados a continuación han sido elaborados en función a las características geográficas de las dos regiones (véase 3.2.3 y 3.2.3).

La repartición del tamaño de los glaciares es muy similar entre las dos regiones de estudio (Figura 14a). Además, esta repartición es similar para los glaciares orientados hacia el S y el SO. Por el contrario, las reparticiones de los glaciares orientados hacia las otras direcciones son muy diferentes según las dos regiones. Esto puede estar relacionado a la diferencia de altura entre los diferentes macizos de cada región (la diferencia entre las cimas más altas de las dos regiones es del orden de aproximadamente 300 m). Estas diferencias podrían también deberse a la morfología de los macizos, que juega un rol sobre las sombras proyectadas y procesos erosivos de carácter glaciológico. En cualquier caso, las superficies con glaciares son más importantes en las cuencas orientadas hacia el sur (SE, S, SW), lo que ilustra el efecto de la latitud de nuestra zona de estudio (hemisferio sur) (Figura 14b).

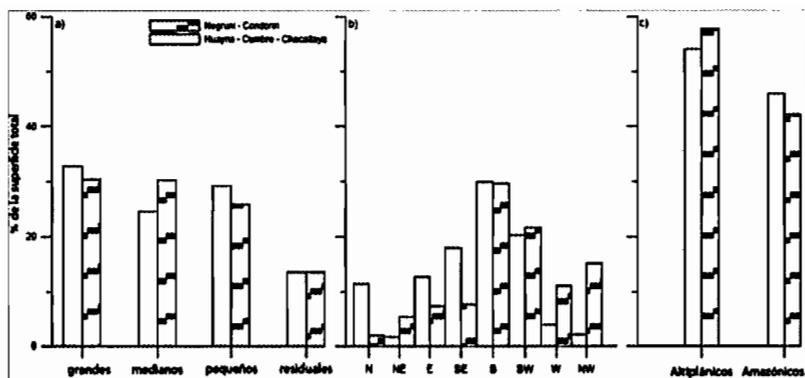


Figura 14: Comparación entre el tamaño (a), la exposición (b) y la ubicación de los glaciares con respecto a los flujos húmedos (c) de las regiones Negruni - Condoriri y Huayna Potosí- Cumbre - Chacaltaya.

Finalmente, la repartición de las superficies de los glaciares es muy similar entre las dos regiones estudiadas con respecto a su situación en la cordillera. En la Figura 14c, se puede observar que existen más superficies con glaciares orientadas hacia las cuencas altiplánicas que hacia las cuencas amazónicas. Es posible que los glaciares altiplánicos, « bajo el viento », reciban más nieve. Estas diferencias pueden explicarse también con las diferencias de relieve: efectivamente las cuencas de la cuenca amazónica presentan pendientes generalmente más abruptas que limitan el desarrollo de los glaciares.

3.3 LOS GLACIARES DEL ESTUDIO

3.3.1 Los criterios de selección de los glaciares

El inventario glaciológico de Bolivia de Jordan, [1991] ha atribuido una nomenclatura específica a los glaciares de la Cordillera Oriental. Esta nomenclatura consiste en: 1. Cuatro letras que describen la orientación de cada glaciar (a=ESE-NE, b=W-ESE, c=W-NE y d= superficie>50ha), 2. La altura del centro de gravedad de cada

glaciar (por otra parte, la altitud aproximada de la línea de equilibrio es conocida para algunos glaciares), y 3. Números atribuidos a los glaciares por macizo. Rabatel [2005] ha propuesto nombrar a los glaciares en función «de la cima principal en el flanco del cual se extienden». Sin embargo, esta última nomenclatura puede conducirnos a algunas confusiones, porque los glaciares pueden dividirse o su frente puede cambiar de orientación: tale es el caso, por ejemplo, de los glaciares del Pico Tarija, donde solamente un glaciar estaba presente a lo largo de la PEH y donde, actualmente está desintegrado en tres glaciares con orientaciones muy diferentes. Por tanto, a diferencia de Rabatel [2005], hemos tomado la decisión de mantener la nomenclatura glaciar inicial propuesta por Jordan [1991].

Con el fin de analizar las fluctuaciones glaciares de la Cordillera Real en Bolivia, en el transcurso de la segunda mitad del siglo XX, hemos seleccionado algunos glaciares en función a tres criterios de selección. El primer y principal criterio de selección es la calidad del contraste (textura) de las fotografías aéreas (para algunos vuelos fotogramétricos, no hemos restituido la superficie total de los glaciares debido a la presencia de sombras o de nieve fresca). Efectivamente, el contraste fotográfico es esencial en la precisión de la medición estereoscópica, para una restitución fotogramétrica (véase 3.5). El segundo criterio de selección es la representatividad de los glaciares, descrita anteriormente (tamaño, exposición y ubicación con respecto a los flujos húmedos) (véase 3.2). Finalmente, el último criterio de selección está relacionado a la oportunidad de completar los trabajos glaciológicos en los glaciares que han sido objeto de trabajos precedentes.

En total, hemos seleccionado 21 glaciares para analizar las fluctuaciones glaciares en la Cordillera Real. 20 glaciares han sido escogidos en la región Negruni – Condoriri y 1 glaciar en la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Hemos dado la prioridad a la región Negruni – Condoriri, debido a la importancia de los recursos de agua potable actual y/o futura, tanto para la ciudad de El Alto como para la parte norte de la ciudad de La Paz. El glaciar de Zongo ha sido el único glaciar escogido en la región Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya (debido a que hemos tenido algunos problemas

logísticos durante los trabajos en la región Condoriri – Negruni). El glaciar de Zongo ha sido seleccionado porque se tienen los datos glaciológicos, hidrológicos y meteorológicos más completos y más largos de Bolivia. Desafortunadamente, no hemos podido completar los estudios fotogramétricos efectuados tanto en el glaciar de Chalcaltaya como en los glaciares del macizo de Charquini, dado que los trabajos realizados en estos glaciares fueron efectuados en el sistema planimétrico PSAD56 (Elipsoide Internacional 1924 [Elipsoide de Hayford], proyección UTM) y en el sistema altimétrico (Geoide EGM96). Mientras que nuestros trabajos fueron realizados en el sistema tanto planimétrico como altimétrico WGS84, proyección UTM, Elipsoide WGS84. Y la transformación de sistemas de coordenadas sería muy aproximativa, probablemente con una incertidumbre de algunos metros. Por otra parte, la falta de conocimiento de los puntos de control (número e identificación) utilizados en los cálculos de aerotriangulación de estos trabajos nos ha impedido hacer las comparaciones respectivas con nuestros cálculos de aerotriangulación.

3.3.2 Características generales de los glaciares escogidos

De norte a sur hemos escogido los glaciares 1 y 9 en el macizo de Kenasani Apacheta, el glaciar 2 en el macizo de Wila Llojera (glaciar estudiado por Rabatel, durante sus trabajos de doctorado), el glaciar 10M (por simplificación hemos aumentado la primera letra del macizo por el cual fluye el glaciar, dado que tenemos dos glaciares 10) en el macizo de Mull Apacheta, los glaciares 12 y 13 en el macizo de Culin, los glaciares 20, 29, 27, 32 y 44 en el macizo de Negruni, el glaciar 10 en el macizo de Ventanani, los glaciares 31, 35, y 36 en el macizo de Kallhuani, los glaciares 42 y 61 (glaciar también estudiado por Rabatel [2005]) en el macizo de Jisthana, los glaciares 68, 69 y 75 en el macizo de Zongo Jisthana y finalmente el glaciar de Zongo (glaciar estudiado regularmente por GREAT ICE) en el macizo de Huayna Potosí (Figura 15). La superficie total de los glaciares es de 14.73 km² (en total 88.38 km², considerando los seis vuelos aerofotogramétricos tomados en cuenta para el estudio).

Estos 21 glaciares son considerados como representativos de los 376 glaciares en las regiones Negruni – Condoriri e Huayna – Cumbre – Chacaltaya (Figura 16).

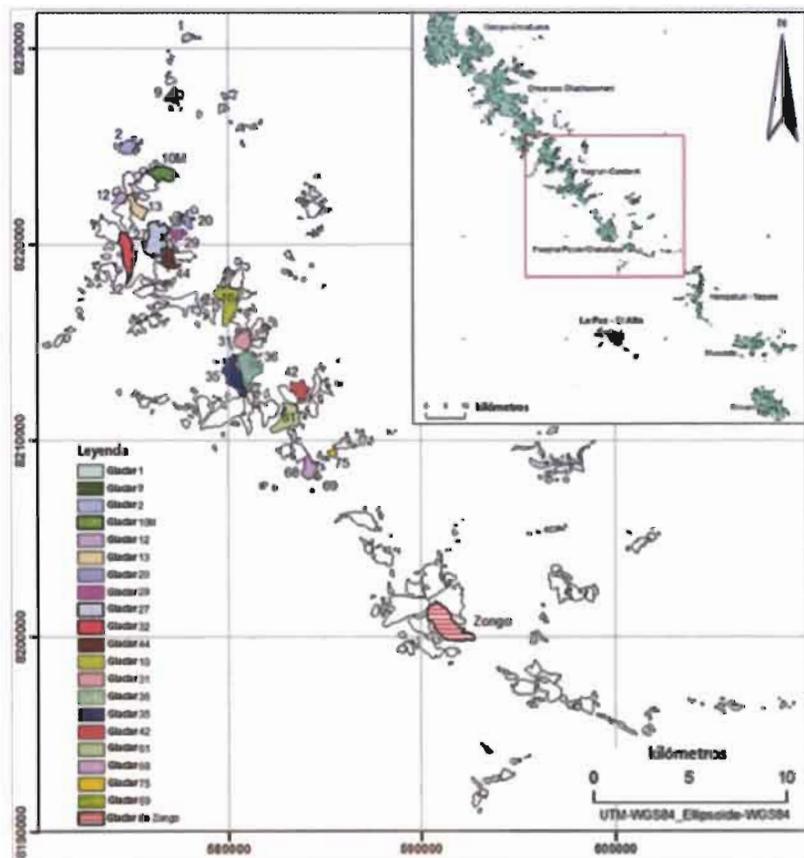


Figura 15: Los 21 glaciares del estudio.

La restitución fotogramétrica que se llevó a cabo en este estudio representa cerca de 25% de la superficie total de glaciares de las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya en 1975. Entre estos glaciares, tenemos 4 grandes glaciares (los

glaciares Zongo, 27, 10 y 61), 4 glaciares medianos (los glaciares 36, 32, 35 y 13), 6 glaciares pequeños (los glaciares 31, 44, 68, 42, 2, y 10M), y 7 glaciares residuales (los glaciares 9, 12, 20, 29, 1, 75, y 69). Tenemos un glaciar orientado hacia el norte (glaciar 27), dos glaciares orientados hacia el este (glaciares 29 y 36), cinco glaciares orientados hacia el sureste (glaciares 1, 10M, 13, 44, y Zongo), cuatro glaciares orientados hacia el sur (glaciares 20, 32, 10 y 69), cinco glaciares orientados hacia el suroeste (glaciares 2, 12, 61, 68, y 75), dos glaciares orientados hacia el oeste (glaciar 9 y 35), y dos glaciares orientados hacia el noroeste (glaciares 31 y 42). Finalmente, cabe notar que ningún glaciar observado está orientado hacia el noreste. Finalmente, doce glaciares (glaciares 1, 9, 10M, 13, 20, 29, 27, 44, 36, 42, 75, y Zongo) forman parte de la cuenca amazónica (55% de la superficie de restitución) y nueve glaciares (glaciares 2, 12, 32, 10, 31, 35, 61, 68, y 69) pertenecen a la cuenca altiplánica (45% de la superficie total de restitución) (Figura 16, Tabla 2).

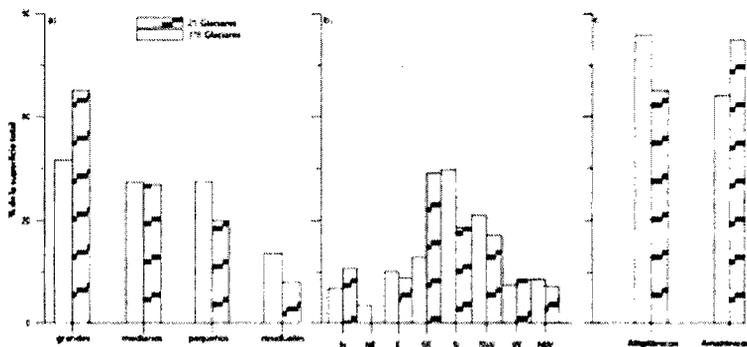


Figura 16: Comparación entre el tamaño (a), la exposición (b) y la ubicación de los glaciares con respecto a los flujos húmedos (c) de los 21 glaciares escogidos y los 376 glaciares de las regiones de estudio.

| Soruco | | | | Jordan | | | Rabatel |
|---------------|---|-------------|-------------|---------|------------|---------------------------------|--------------------|
| N° de glaciar | Superficies glaciares (km ²) media 1956-2006 (*media 1963-2006) | Orientación | Cuenca | N° Mapa | N° glaciar | Orientación/ Centro de gravedad | Nombre del glaciar |
| Glaciar 1 | 0.09 | S | Amazónica | 10 | 1 | b4980 | / |
| Glaciar 9 | 0.22 | W | Amazónica | 10 | 9 | a5050 | / |
| Glaciar 2 | 0.38 | SW | Altiplánica | 10 | 2 | b5100 | Wifa Lluxita |
| Glaciar 10M | 0.33 | SE | Amazónica | 10 | 10 | d5130 | / |
| Glaciar 12 | 0.22 | SW | Altiplánica | 10 | 12 | b5190 | / |
| Glaciar 13 | 0.54 | SE | Amazónica | 10 | 13 | d5190 | / |
| Glaciar 20 | 0.15 | S | Amazónica | 10 | 20 | b5020 | / |
| Glaciar 29 | 0.14 | E | Amazónica | 10 | 29 | b5120 | / |
| Glaciar 27 | 1.28 | N | Amazónica | 10 | 27 | d5200 | / |
| Glaciar 32 | 0.93 | S | Altiplánica | 10 | 32 | d5200 | / |
| Glaciar 44 | 0.45 | SE | Amazónica | 10 | 44 | d5060 | / |
| Glaciar 10 | 1.13 | S | Altiplánica | 10 | 10 | d5100 | / |
| Glaciar 31 | 0.48 | W | Altiplánica | 10 | 31 | d5200 | / |
| Glaciar 36 | 0.94* | E | Amazónica | 10 | 36 | d5100 | / |
| Glaciar 35 | 0.82* | W | Altiplánica | 10 | 35 | d5130 | / |
| Glaciar 42 | 0.39* | N | Amazónica | 10 | 42 | d5080 | / |
| Glaciar 61 | 0.99 | SW | Altiplánica | 10 | 61 | d4960 | Tarja |
| Glaciar 68 | 0.42 | SW | Altiplánica | 10 | 68 | d4950 | / |
| Glaciar 75 | 0.08 | SE | Amazónica | 10 | 75 | b4860 | / |
| Glaciar 69 | 0.04 | SE | Altiplánica | 10 | 69 | b4920 | / |
| Glaciar Zongo | 2.13 | SE | Amazónica | 11 | 32 | d5150 | Zongo |

Tabla 2: Los 21 glaciares del estudio y sus características principales.

3.4 LA FOTOGRAMETRÍA AÉREA PARA EL ESTUDIO DE LOS BALANCES DE MASA

La fotogrametría está definida, según Kasser y Egels [2001], como « toda técnica de medida que permite generar un modelo espacio tridimensional haciendo uso de imágenes y/o fotografías bidimensionales ». La fotogrametría ha sido muy usada desde los años 1960 en glaciología; es considerada como una de las técnicas más precisas (si no la más precisa del mercado civil entre las décadas 1960 y 1980) para medir los balances de masa volumétricos [Finstertwalder, 1954; Lliboutry, 1965], siempre y cuando el contraste de las imágenes o de las fotografías sea óptimo en todo el glaciar. Para

cubrir una región grande, sólo se pueden utilizar las técnicas aéreas o espaciales (ej. fotografías aéreas, imágenes aéreas o satelitales, imágenes por radar aerotransportadas o satelitales, o incluso mediciones de puntos 3D obtenidos por escáner laser aerotransportados). Cada una de estas técnicas tiene sus ventajas y sus inconvenientes con respecto a la calidad de las mediciones globales y sobre todo a la precisión tanto en planimetría como en altimetría. Una síntesis de estas técnicas aeroespaciales adaptadas para la determinación de balances de masa está disponible en Bamber y Rivera [2007].

El primer criterio de selección de la técnica fotogramétrica es la antigüedad de las fotografías aéreas en Bolivia. Efectivamente, el primer vuelo fotogramétrico (Trimetrogon) fue efectuado en los años 1940, por el IGM – Bolivia (Instituto de Geografía Militar). Después de los años 40, el IGM o el SNA (Servicio Nacional de Aerofotogrametría) han realizado un vuelo fotogramétrico cada 10 años aproximadamente. Las primeras imágenes satelitales datan de comienzos de los años 1970 (imágenes de carácter civil).

El segundo criterio de selección tiene que ver con la superficie de los glaciares bolivianos. Según los estudios de Jordan [1991], la mayor parte de los grandes glaciares bolivianos tienen una superficie inferior a 3 km², y la mayor parte de los pequeños glaciares bolivianos tiene una superficie inferior a 0.1 km². La peor resolución de nuestras imágenes fotogramétricas (escala 1:63000) corresponde a un tamaño de píxel de 0,84m (escaneada con 14µm); las primeras imágenes satelitales estereoscópicas (de carácter civil) tienen un tamaño de píxel de 10 m (SPOT 1). De esta manera, haciendo uso de las fotografías aéreas, teníamos en los años 1980 una precisión casi 10 veces más grande, debido a la diferencia del tamaño de los píxeles.

Hoy en día, el empleo de imágenes satelitales permite alcanzar una precisión métrica o de algunos metros [Berthier et al., 2004]. Empero, en el pasado, solamente las imágenes aéreas permitían alcanzar esta precisión.

Hemos decidido hacer restitutiones fotogramétricas manuales, es decir, punto por punto. En efecto, una estéreocorrelación auto-

mática de todas las imágenes aéreas (muy usada en fotogrametría satelital) podría conducirnos a resultados erróneos debido a la falta de contraste en las partes altas de los glaciares. Sin embargo, para ganar tiempo sin perder mucha precisión, habríamos podido tomar en cuenta restituciones híbridas, es decir, una estéereocorrelación automática en primer lugar, corregida por una restitución manual en segundo lugar.

En conclusión, la fotogrametría es la técnica más precisa en la determinación de los balances de masa volumétricos de los glaciares y la única que puede ser empleada para estudios a lo largo de los últimos 50 años.

3.5 LA BASE DE DATOS FOTOGRÁFICOS DISPONIBLES EN EL IGM EN BOLIVIA

En Bolivia, la primera cobertura aérea se ha realizado en 1942 (la primera cobertura aérea en el mundo data de 1923 [Finsterwalder, 1954]) a cargo del Instituto Geográfico Militar, en colaboración con el servicio norteamericano geológico (USGS), haciendo uso de una técnica llamada «Trimetrogon». En este tipo de coberturas aéreas, se toman 3 fotografías, una fotografía vertical y dos oblicuas. Esta técnica ha sido usada en Bolivia hasta comienzos de los años 1950. La corrección geométrica de estas fotografías es muy difícil de hacer. Nuestra zona de estudio no ha sido cubierta integralmente por este tipo de imágenes aéreas. Además, este tipo de técnica no está adaptada a las coberturas regionales [Finsterwalder, 1954]. Consecuentemente, estas imágenes antiguas no han sido utilizadas en nuestro estudio.

Las primeras coberturas aéreas verticales han sido realizadas en Bolivia en 1956. Los ejes de las tomas son casi verticales, con una tolerancia de $\pm 3^\circ$ a la vertical. Después de la cobertura de 1956, se han realizado vuelos fotogramétricos cada 10 años aproximadamente, a cargo del Servicio Nacional de Aerofotogrametría boliviano (SNA) y/o a cargo del Instituto Geográfico Militar (1956 – 1963 – 1975 – 1983– 1997 – 2006). Estas imágenes fueron tomadas en

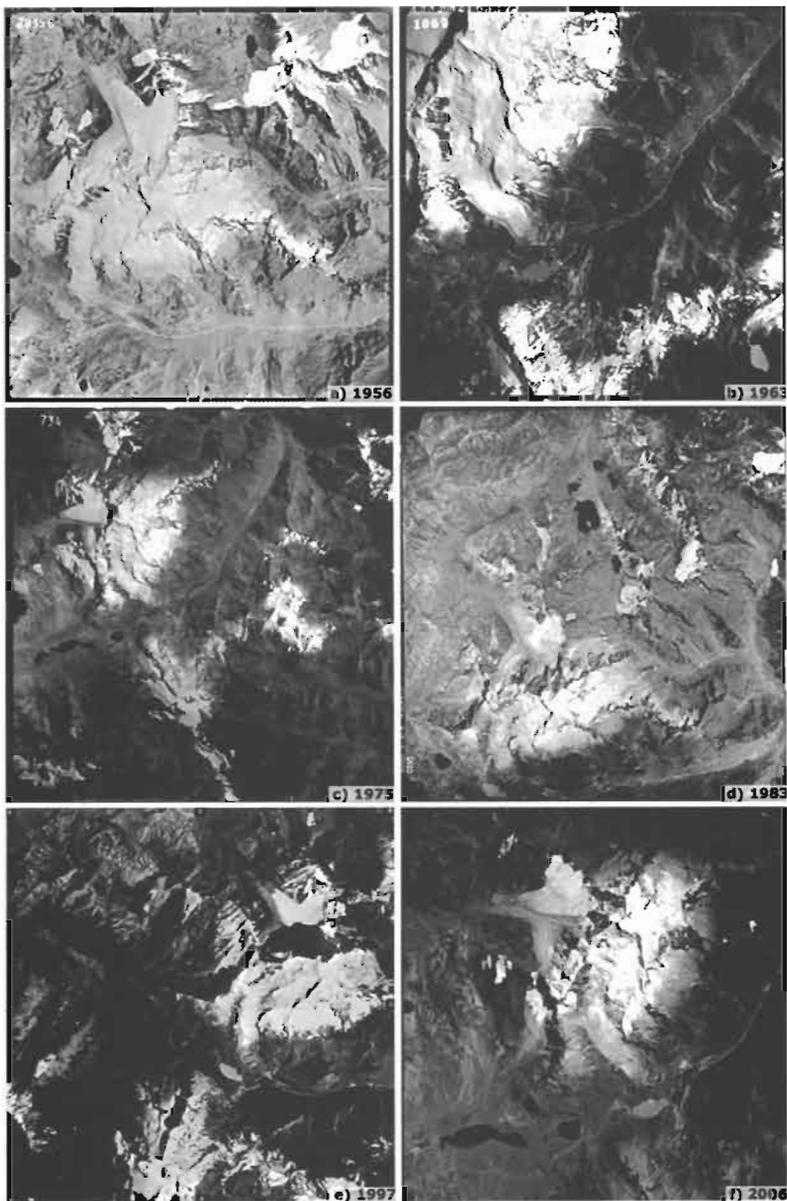


Figura 17: Ejemplo de fotografías obtenidas durante los 6 diferentes vuelos aerofotogramétricos en las regiones de estudio. El glaciar de Zongo es visible en las 6 imágenes (con diferentes orientaciones).

films fotográficos clásicos en blanco y negro con un formato estándar de 23x23cm.

Los vuelos realizados entre 1956 y 1997 han tenido esencialmente un objetivo cartográfico en el país. El vuelo del 2006 ha sido realizado con un objetivo glaciológico. El cual fue financiado por el IRD para actualizar la información fotográfica de la zona de estudio. Estos vuelos fotogramétricos fueron llevados a cabo en mayo y julio, durante la estación seca. Durante esta estación, las condiciones atmosféricas son generalmente óptimas (cielo completamente despejado). Desde un punto de vista glaciológico, las mejores épocas para los vuelos fotogramétricos en Bolivia son durante los meses de agosto a noviembre [Jordan, comunicación personal]. Sin embargo, entre agosto y noviembre, las condiciones atmosféricas son muy inestables, y es posible tener nevadas durante el mes de septiembre. Es por esto que hemos decidido realizar el vuelo del 2006 durante el mes de julio, en plena estación seca. Uno de los principales problemas para la restitución fotogramétrica en las zonas cubiertas de hielo a gran altura está relacionada con la medición estereoscópico 3D en la nieve fresca, dado que sobre este tipo de superficie, no hay ninguna textura identificable en el par estereoscópico: la identificación de puntos homólogos en las imágenes es entonces muy difícil, y una buena experiencia es indispensable.

| Cobertura aérea | Escala de las imágenes (tamaño del pixel en metros) | Marcas fiduciales | Manual de calibración | Dirección de los vuelos | Recubrimiento de la zona | Recubrimiento fotográfico |
|-----------------|---|-------------------|-----------------------|-------------------------|--------------------------|---------------------------|
| 1956 | 1:37500 (0.56) | Sin marca | No | E - W | Completo | 60% transversal |
| | | | | | | 10% longitudinal |
| 1963 | 1:29200 (0.42) | 4 marcas | No | NW, SE | Completo | 60% transversal |
| | | | | | | 20% longitudinal |
| 1975 | 1:63200 (0.84) | 8 marcas | No | NW, SE | Completo | 60% transversal |
| | | | | | | 20% longitudinal |
| 1983 | 1:47000 (0.70) | 8 marcas | No | N-S | Incompleto | 60% transversal |
| | | | | | | 20% longitudinal |
| 1997 | 1:47000 (0.70) | 8 marcas | Sí | E - W | Completo | 60% transversal |
| | | | | | | 20% longitudinal |
| 2006 | 1: 39000 (0.60) | 8 marcas | Sí | NW-SE | Completo | 80% transversal |
| | | | | | | 30% longitudinal |

Tabla 3: Características de los vuelos fotogramétricos efectuados en Bolivia a cargo del Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA) y del Instituto Geográfico Militar (IGM).

En los Alpes, algunas experiencias han llevado a esparcir cenizas o aserrín de madera antes de realizar un vuelo fotogramétrico, esto para dar una textura a la nieve fresca [Lliboutry, 1965]. Estas experiencias han sido realizadas en superficies restringidas. Dada la extensión de mi zona de tesis, este artilugio no podía ser tomado en cuenta, dejando de lado el impacto medioambiental de tal operación. La Figura 17 muestra la heterogeneidad de las fotografías (escala, dirección de vuelo y calidad) de los vuelos aerofotogramétricos efectuados en Bolivia. La Tabla 3 muestra las principales características de los vuelos fotogramétricos sobre la zona estudiada.

3.5.1 El vuelo del 20 de mayo de 1956 a horas 11:45

El vuelo fotogramétrico de 1956 fue realizado con el fin de crear el primer mapa nacional de Bolivia (conjuntamente con el vuelo de 1955). Todas las líneas de vuelo tienen una dirección E-W, y cubren una gran parte del país (este vuelo no cubre la totalidad de la cordillera Oriental). El problema principal de este vuelo fotogramétrico es el intervalo de tiempo entre las líneas de vuelo (en función a la meteorología, este intervalo puede llegar a ser de algunos días). Existe inclusive una separación de algunas semanas entre ciertas líneas de vuelo de nuestra zona de estudio. La evolución de la nieve es visible, y la identificación de los puntos de enlace entre las líneas de vuelo de las zonas nevadas es difícil de efectuar. La calidad geométrica de estas fotografías es media, debido al hecho que, en estas fotografías, las marcas fiduciales están incompletas (marcas indispensables para calcular la orientación interna; véase Capítulo 4). Las fotografías originales han desaparecido y en las copias de estas imágenes, una de cuatro marcas fue destruida durante la elaboración de las diapositivas fotográficas. Las fotografías de la zona de estudio tienen poca textura. Por otra parte, 80% de las superficies glaciares están cubiertas de nieve. Ciertas copias de estas imágenes ya no son utilizables, dado que la tinta del revelado fotográfico se ha tornado borrosa. Las sombras proyectadas en estas imágenes son poco notorias, están presentes principalmente sobre las paredes rocosas orientadas hacia el S (altura del sol de 50° para el 23 de mayo a una latitud de 20°S a las 12h00). En total, se tienen

30 fotografías del vuelo del 20 de mayo de 1956 sobre las regiones del Condoriri – Negruni et Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.2 El vuelo del 21 de junio de 1963 a horas 10:15

El vuelo fotogramétrico del 21 de junio de 1963 tenía el objetivo de completar el primer mapa nacional, que había sido empezado con la restitución de 1956. Este vuelo presenta la escala más grande (1:29200) de todas las imágenes consideradas. La dirección del vuelo sigue aquella de la Cordillera Real (NW – SE) en Bolivia. Podemos observar sombras proyectadas sobre algunas cimas montañosas orientadas hacia el NW (altura del sol de 41°, para el 21 de junio, a una latitud de 20°S a las 10h30).

Gracias a las imágenes de este vuelo fotogramétrico, han podido completarse los primeros mapas de la Cordillera Real en Bolivia. Los datos de los mapas (escala 1:50000) elaborados por el Instituto Geográfico Militar de Bolivia sobre nuestra región de estudio no han podido reutilizarse debido a que la precisión es del orden de 10 a 15 m (precisión parecida a la de los mapas de Chile que datan de la misma época [Keller et al., 2007]) tanto en planimetría como en altimetría, dado que los puntos de control eran puntos astronómicos (al igual que en los datos de Ekkehard Jordan) [My. Montaña, director técnico del SNA, comunicación personal].

El recubrimiento transversal de la fotografías es de 50 a 60% y el recubrimiento longitudinal de 20%. Nuestra zona de estudio fue completamente cubierta por las fotografías. En total, tenemos 59 fotografías en el vuelo de 1963 en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya.

3.5.3 El vuelo del 23 de julio de 1975 a horas 11:00

El vuelo fotogramétrico de 1975 tenía el objetivo de cubrir integralmente la Cordillera Oriental en Bolivia. Hasta entonces, ningún vuelo fotogramétrico había cubierto integralmente la Cordillera Oriental. Dado el objetivo de esta misión, el vuelo de 1975 se efectuó a gran altura: la escala de este vuelo es de 1:63200 (que es la escala más pequeña de nuestras fotografías), casi el doble de

la escala de las imágenes del vuelo fotogramétrico de 1963. Por otra parte, durante este vuelo, se presentan 8 marcas fiduciaras en los films fotográficos, lo cual mejora substancialmente la calidad del ajuste geométrico de las fotografías aéreas durante la orientación interna. Las fotografías son menos numerosas, así como los puntos de control. Todos los resultados obtenidos en el inventario glaciológico de Jordan han sido efectuados utilizando las fotografías de este vuelo. Actualmente, estas son las únicas fotografías disponibles que cubren todas las regiones cubiertas por glaciares del país durante un mismo año (sin tomar en cuenta imágenes satelitales). Desde un punto de vista glaciológico, el defecto de estas fotografías es su contraste. Efectivamente, en estas imágenes se puede ver nieve hasta el frente de algunos glaciares, inclusive en plena estación seca. Según los datos meteorológicos a proximidad, las precipitaciones (pluviómetro a 4750 m) durante el mes de junio están por encima del promedio de 1971-2006, y la temperatura en la ciudad de El Alto por debajo del promedio de 1968 – 2006 durante el mes de Julio, lo cual explicaría el estado tan nevado de los glaciares en esta época. En total, disponemos de 22 fotografías del vuelo de 1975 sobre las regiones de Negruni – Condoriri y Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.4 El vuelo del 20 de junio de 1983 a horas 16:15

El vuelo de 1983 fue un vuelo de prueba (de una cámara fotogramétrica), efectuado a cargo del Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA). Este vuelo presenta las mejores condiciones de contraste para realizar una restitución fotogramétrica sobre zonas cubiertas por glaciares, debido a que había poca nieve en altitud. La escala de estas fotografías está entre aquella de las fotografías de 1963 (vuelo efectuado a menor altura) y las fotografías de 1975 (vuelo efectuado a mayor altura). Las excelentes condiciones de contraste de este vuelo fotogramétrico están relacionadas al fenómeno « El Niño » de 1983 (uno de los fenómenos más fuertes del siglo XX). Gracias a este evento climático, la línea de “névé” observada en estas fotografías es muy alta, dado que está situada cerca a los 5500 m. Por otra parte, en la zona de acumulación de

los glaciares, la nieve ha sufrido una sublimación/fusión importante (formación de penitentes), lo cual da a la superficie una rugosidad extraordinaria y por tanto una textura extraordinaria a las imágenes, lo cual permite realizar una restitución fotogramétrica muy precisa. De este modo, en comparación con las otras fotografías, este vuelo fotogramétrico sigue siendo una referencia, gracias a las condiciones meteorológicas ideales. Desafortunadamente, estas fotografías no cubren la totalidad de la Cordillera Real en Bolivia, (dado que se trataba simplemente de un vuelo de prueba); estas fotografías cubren la totalidad de la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya y la parte sur de la región Negruni – Condoriri. Por otra parte, este vuelo ha sido efectuado en una dirección Norte – Sur, y gran parte de los glaciares no es restituible, debido al hecho de que las zonas de acumulación no son todas visibles a causa del ángulo de visión y a las cimas que ocultan las zonas altas del glaciar (en ciertos casos, aproximativamente 40% de la superficie total de los glaciares está cubierta). Además, las cuencas orientadas al SW presentan la sombra proyectada de los macizos circundantes (la altura del sol es de 17° para el 20 de junio a horas 16:00 y a una latitud de 20°S). Estas imágenes tienen marcas fiduciales (4 en las esquinas y 4 al medio de los bordes laterales de las imágenes). Sin embargo, hemos utilizado solamente 4 marcas, porque simplemente contábamos con las coordenadas de las 4 marcas en las esquinas de las fotografías. En total, tenemos 24 fotografías del vuelo de 1983 en las regiones de Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya.

3.5.5 El vuelo del 20 de abril de 1997 a horas 9:30

El vuelo fotogramétrico de 1997 tenía por objetivo la actualización de la cartografía del país, realizada a partir del vuelo fotogramétrico de 1963, en particular los caminos, las poblaciones y las infraestructuras urbanas. Este vuelo cubre un tercio de la Cordillera Real. La zona de tesis está completamente cubierta. Las características de este vuelo son mediocres en comparación con aquellas de los otros vuelos fotogramétricos. Por una parte, la nieve está presente sobre 90% de las superficies glaciares (el vuelo fue efectuado muy temprano durante la estación seca). Sin embargo, los bordes de los

frentes glaciares son bastante nítidos y de fácil ubicación sobre las imágenes. Por otra parte, la sombra de los macizos proyectada es considerable sobre las cuencas vertientes N – NW (la altura del sol es de 42° para el 22 de abril a horas 9:30 a una latitud de 20°S). Finalmente, la escala de este vuelo es idéntica a la del vuelo de 1983, muy pequeña para efectuar una restitución en buenas condiciones (si el vuelo hubiera sido hecho un año más tarde, durante el fenómeno de El Niño 1997–1998, habría tenido condiciones extraordinarias de contraste, parecidas a las del vuelo fotogramétrico de 1983). Para este vuelo fotogramétrico, hemos tenido acceso al certificado de calibración de la cámara (útil para el proceso de la orientación interna). La cámara usada fue la misma que aquella que se usó en el 2006. En total, tenemos 31 fotografías del vuelo de 1997 en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.6 El vuelo del 12 y 13 de julio del 2006 a horas 13:15 y 12:00

El vuelo fotogramétrico del año 2006 fue requerido por el IRD (en particular B. Francou) con el objetivo de realizar una restitución fotogramétrica en los glaciares de interés. Esta es la única misión en Bolivia que fue requerida con un objetivo glaciológico, es decir, sin mucha nieve fresca y con una escala adaptada a los glaciares bolivianos. El contraste en las fotografías no es tan bueno como el contraste de las fotografías de 1983. La línea de “névé” observada en estas fotografías se encuentra a 5250 m de altitud aproximadamente. La escala prevista para este vuelo era de 1:30 000. Sin embargo, debido a la turbulencia de los vientos ascendentes de la Amazonía alrededor de las 13:00, el piloto se vio obligado a volar a mayor altitud, y de esta manera, de reducir la escala de las fotografías (1:32000). La hora del vuelo fue escogida cerca al mediodía (para minimizar las sombras proyectadas de las cimas de los macizos). Sin embargo, la hora de vuelo dependía de la meteorología de la zona. Debido a esta limitación, el vuelo del 12 de julio fue interrumpido después de la adquisición de dos líneas de vuelo, dado que nubes de tipo cúmulo-nimbos estaban presentes en 40% de

las fotografías de la línea de vuelo más occidental. Las fotografías obtenidas durante el vuelo del 13 de julio, muestran entre 3 y 5% de nubes en un 75% de las fotografías (3 de 4 líneas de vuelo). Por esta razón, las fotografías de la línea más oriental (línea con muchas nubes) del vuelo del 13 de julio han sido reemplazadas por las fotografías obtenidas durante el vuelo del 12 de julio (20% de nubes, del lado oriental). Además, este vuelo fue precedido por una campaña de estereopreparación: en total, se colocaron 10 cruces pre-señalizadas sobre el terreno (5 cruces son observables en las imágenes). Finalmente, en total, tenemos 97 fotografías del vuelo del 2006 en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya.

3.5.7 Resumen de las fotografías disponibles

Las tablas (Tabla 4 y Tabla 5) mostradas a continuación contienen todas las fotografías utilizadas para la restitución de los glaciares de las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya, así como las líneas de vuelo de cada año.

Las fotografías aéreas de los vuelos de 1956 (excepto en la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya), 1963, 1997 (salvo en la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya), y 2006 cubren la región de interés en 4 líneas de vuelo (F1, F2, F3, F4). Por el contrario, las fotografías aéreas de los vuelos fotogramétricos de 1975 y 1983 (excepto en la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya), cubren la zona de estudio en simplemente 2 líneas de vuelo (F1, F2), principalmente a causa de la escala de las fotografías.

3.6 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO

Dos regiones de la Cordillera Real (la región Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya) han sido escogidas. Estas regiones son de vital importancia a nivel de recursos hidrológicos para las ciudades de La Paz y El Alto, para la producción de hidroelectricidad así como para el consumo en agua potable.

La fotogrametría ha sido seleccionada para calcular los balances de masa glaciares en el curso de los últimos 50 años y para veri-

| Negruni – Condoriri | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--|-------|-------|---------------------|------|------|------|---------------------|------|--------------------|------|---------------------|-----|-----|-----|---------------------|----|-----|-----|
| 1956 | | | | 1963 | | | | 1975 | | 1983 | | 1997 | | | | 2006 | | | |
| F1 | F2 | F3 | F4 | F1 | F2 | F3 | F4 | F1 | F2 | F1 | F2 | F1 | F2 | F3 | F4 | F4 | F3 | F2 | F1 |
| 28341 | 28294 | 28283 | 28231 | 717 | 1080 | 1179 | 1858 | 733 | 1526 | 292 | 291b | 319 | 310 | 275 | 258 | 102 | 19 | 134 | 170 |
| 28340 | 28293 | 28282 | 28230 | 718 | 1079 | 1180 | 1859 | 732 | 1525 | 293 | 291 | 318 | 309 | 274 | 257 | 103 | 20 | 133 | 171 |
| 28339 | 28292 | 28281 | 28229 | 719 | 1078 | 1181 | 1860 | 731 | 1524 | 294 | 290 | 317 | 308 | 273 | 256 | 104 | 21 | 132 | 172 |
| 28338 | 28291 | 28280 | | 720 | 1077 | 1182 | 1861 | 730 | 1523 | 295 | 289 | | 307 | 272 | 255 | 105 | 22 | 131 | 173 |
| 28337 | 28290 | | | 721 | 1076 | 1183 | | 729 | 1522 | | 288 | | | 271 | 254 | 106 | 23 | 130 | 174 |
| | | | | 722 | 1075 | 1184 | | 728 | 1521 | | | | | | | 107 | 24 | 129 | 175 |
| | | | | 723 | 1074 | 1185 | | | | | | | | | | 108 | 25 | 128 | 176 |
| | | | | 724 | 1073 | 1186 | | | | | | | | | | 109 | 26 | 127 | 177 |
| | | | | 725 | 1072 | 1187 | | | | | | | | | | 110 | 27 | 126 | 178 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 111 | 28 | 125 | 179 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 29 | 124 | 180 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 30 | 123 | 181 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 31 | 122 | 182 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 32 | 121 | |
| 17 fotos 1:37500 | | | | 31 fotos 1:29200 | | | | 12 fotos 1:63200 | | 9 fotos 1:47000 | | 17 fotos 1:47000 | | | | 51 fotos 1:34000 | | | |
| Total de fotografías de la región Negruni - Condoriri entre 1956 y 2006 = 137 Fotos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 102 | Fotografías en papel, negativos, 1069 Fotos en papeles, películas diapositivas | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Tabla 4: Características de las fotografías disponibles en la región Negruni – Condoriri

| Huayna Potosi- La Cumbre – Chacalataya | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|-------|---------------------|------|------|------|---------------------|-----|---------------------|-----|-----|---------------------|-----|-----|----|---------------------|----|-----|-----|
| 1956 | | | 1963 | | | | 1975 | | 1983 | | | 1997 | | | | 2006 | | | |
| F1 | F2 | F3 | F1 | F2 | F3 | F4 | F1 | F2 | F1 | F2 | F3 | F1 | F2 | F3 | F4 | F4 | F3 | F2 | F1 |
| 28342 | 28358 | 28685 | 726 | 1065 | 1188 | 1867 | 732 | 777 | 294 | 339 | 368 | 46 | 235 | 250 | | 83 | 5 | 147 | 159 |
| 28343 | 28357 | 28686 | 727 | 1066 | 1189 | 1868 | 733 | 778 | 295 | 340 | 369 | 47 | 236 | 251 | | 84 | 6 | 146 | 160 |
| 28344 | 28356 | 28687 | 728 | 1067 | 1190 | 1869 | 734 | 779 | 296 | 341 | 370 | | 237 | 252 | | 85 | 7 | 145 | 161 |
| | 28355 | 28688 | 729 | 1068 | 1191 | 1870 | 735 | 780 | | 342 | 371 | | 238 | 253 | | 86 | 8 | 144 | 162 |
| | 28354 | | 730 | 1069 | 1192 | 1871 | 736 | 781 | | 343 | 377 | | 239 | 254 | | 87 | 9 | 143 | 163 |
| | 28353 | | 731 | 1070 | 1193 | 1872 | | | | 344 | 378 | | 240 | 255 | | 88 | 10 | 142 | 164 |
| | | | | 1071 | 1194 | | | | | | | | | | | 89 | 11 | 141 | 165 |
| | | | | 1072 | 1195 | | | | | | | | | | | 90 | 12 | 140 | 166 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 91 | 13 | 139 | 167 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 92 | 14 | 138 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 15 | 137 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 16 | | |
| 13 fotos 1:37500 | | | 28 fotos 1:29200 | | | | 10 fotos 1:63200 | | 15 fotos 1:47000 | | | 14 fotos 1:47000 | | | | 46 fotos 1:34000 | | | |
| Total de fotografías de la región Huayna Potosi - Cumbre - Chacaltaya entre 1956 et 2006 = 126 Fotos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 102 | Fotografías en papel, negativos, 1069 Fotos en papeles, películas diapositivas | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Tabla 5: Características de las fotografías disponibles en la región Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya

ficar las metodologías clásicas (método hidrológico y glaciológico) de medición del balance de masa efectuadas en el glaciar de Zongo, desde 1972 (método hidrológico), y 1991 (método glaciológico). Esta técnica de medida del balance de masa glaciar es precisa (decimétrica o métrica), con la condición de que el contraste fotográfico sea óptimo. En Bolivia, se han efectuado 6 vuelos fotogramétricos verticales (1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006) a lo largo de los últimos 50 años, a cargo del Instituto Geográfico Militar (IGM) y/o a cargo del Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA). Las diapositivas y/o negativos escaneados ($14\mu\text{m}$) resultantes de los 6 vuelos fotogramétricos, tienen un tamaño de pixel adaptado a los pequeños glaciares bolivianos.

En las dos regiones escogidas para el estudio, se han seleccionado 21 glaciares. Estos 21 glaciares son considerados como representativos de las distintas características geométricas de los glaciares de la Cordillera Real en Bolivia.

LA FOTOGRAMETRÍA AÉREA Y EL MÉTODO VOLUMÉTRICO

| | | |
|-------|--|-----|
| 4.1 | DEFINICIÓN Y BREVE HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA FOTOGRAMETRÍA..... | 102 |
| 4.1.1 | Fotografías en FILM, imágenes FILM digitalizadas e imágenes digitales..... | 103 |
| 4.2 | PLAN DEL VUELO DEL 2006 | 105 |
| 4.2.1 | Determinación del área y de la dirección del vuelo | 106 |
| 4.2.2 | Precisión planimétrica | 109 |
| 4.2.3 | Escala y altura del vuelo | 109 |
| 4.2.4 | Selección de la base y del recubrimiento longitudinal | 110 |
| 4.2.5 | Recubrimiento longitudinal, lateral y número de fotografías | 112 |
| 4.3 | ESTEREOPREPARACIÓN Y MEDIDA DE LOS PUNTOS DE CONTROL | 113 |
| 4.3.1 | Sistema de coordenadas planimétricas y altimétricas | 114 |
| 4.3.2 | Estereopreparación de las imágenes preexistentes (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997 | 115 |
| 4.3.3 | Estereopreparación antes del vuelo fotogramétrico | 118 |
| 4.4 | AEROTRIANGULACIÓN | 119 |
| 4.4.1 | Orientación interna | 122 |
| 4.4.2 | Orientación externa | 123 |
| 4.4.3 | Aerotriangulación y validación de nuestras fotografías | 130 |
| 4.5 | RESTITUCIÓN FOTOGRAMÉTRICA | 136 |
| 4.5.1 | Validación de las restituciones glaciares a partir de perfiles transversals | 138 |
| 4.6 | CONSTRUCCIÓN DE LOS DEMs | 140 |
| 4.7 | EL MÉTODO CARTOGRÁFICO O VOLUMETRICO | 142 |
| 4.8 | ESTIMACIÓN DEL ERROR EN NUESTRAS VARIACIONES DE VOLUMEN CON EL MÉTODO DE THIBERT et al. (2008) | 143 |
| 4.8.1 | Las hipótesis acerca de la densidad de la nieve | 144 |
| 4.9 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 146 |

Este capítulo presenta la fotogrametría aérea, las etapas generales que hemos desarrollado para determinar los balances de masa. Este capítulo se ha dividido en ocho subpartes después de una

breve revisión histórica acerca del desarrollo de la fotogrametría aérea. En primer lugar, describiremos las distintas etapas de la preparación de un vuelo fotogramétrico, en particular, las características de la preparación de vuelo fotogramétrico del 2006, relativas a la región estudiada (parte 2). La etapa siguiente describe la medición de los puntos de control, llamada estereopreparación fotogramétrica. La cuarta parte se refiere a los ajustes geométricos, es decir, la aerotriangulación. En la quinta parte, describiremos la restitución fotogramétrica propiamente dicha, es decir, la medición de las coordenadas del terreno en tres dimensiones (3D). Luego discutiremos acerca de la selección de los algoritmos de interpolación. El método cartográfico de estimación del balance de masa glaciar será descrito en la sexta parte. La penúltima parte del capítulo está consagrada a los caculos de errores globales obtenidos en los glaciares restituidos a partir del método de Thibert et al. [2008]. Este capítulo concluye con el futuro de la fotogrametría aérea numérica, y las posibilidades que ofrece el escáner laser aerotransportado para aplicaciones glaciológicas.

4.1 DEFINICIÓN Y BREVE HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA FOTOGAMETRÍA

La fotogrametría permite reconstruir las coordenadas tridimensionales de objetos de manera indirecta (sin tocar los objetos); hoy en día, esta técnica es también conocida con el nombre de tele-detección [Kraus y Waldhausl, 1998]. Los productos finales de la fotogrametría son:

- ficheros de coordenadas 3D (nube de puntos en 3D)
- representaciones gráficas (mapas topográficos o planos arquitectónicos)
- imágenes ajustadas (ortofotos, ortofotomapas)

Uno de los fundadores de la fotogrametría fue el coronel francés Aimé Laussedat (1819 – 1904), en de una presentación ante la Academia de Ciencias en Paris [Kraus y Waldhausl, 1998]. Después de este descubrimiento (fotogrametría de “tabla plana”),

otras técnicas fotogramétricas surgieron a lo largo de los últimos 100 años: la fotogrametría analógica, seguida por la fotogrametría analítica y hoy en día, por la fotogrametría digital o numérica. La fotogrametría analógica (instrumentación óptico/mecánica, y principios de la visión estereoscópica) comenzó alrededor de 1901 gracias a C. Pulfrich y el invento del primer estereocomparador, y a E. von Orel y el invento del primer estereógrafo en 1909. Los resultados de estos inventos son los mapas topográficos producto de pares fotográficos aéreos. De esta manera, el primer vuelo aerofotogramétrico fue efectuado en 1923 [Finsterwalder, 1954]. Los años 1970 marcan el final de la fotogrametría analógica y el comienzo de la fotogrametría analítica, con la aparición de las calculadoras electrónicas. Nuevas tecnologías permitieron reemplazar los componentes mecánico-óptico/mecánicos por componentes electrónicos. Estas nuevas máquinas son híbridos entre los instrumentos analógicos y numéricos. Es entonces que hacen su aparición las tarjetas digitales y los DEMs (Digital Elevation Models por sus siglas en inglés). El comienzo de la fotogrametría digital data de los años 1990, gracias al gran desarrollo de la informática. La fotogrametría digital hace uso de las imágenes numéricas, las cuales son procesadas por computadora. Hoy en día, gran parte de las tareas tradicionales en fotogrametría analítica han sido completamente automatizadas, desde el medición de las marcas fiduciales durante la orientación interna hasta la extracción automática de los DEMs, gracias a los algoritmos de estéereocorrelación. Todos los trabajos fotogramétricos de este estudio han sido realizados por medio de un sistema fotogramétrico numérico (Leica – LPS).

4.1.1 Fotografías en FILM, imágenes FILM digitalizadas e imágenes digitales

Actualmente, las imágenes numéricas pueden obtenerse sea con una adquisición a partir de una cámara digital (matricial o a barrido conocido también como exploración de trama), sea mediante la digitalización de fotografías preexistentes. Sin embargo, la segunda operación llamada digitalización de películas film es una operación delicada debido a las posibles degradaciones (polvo, defectos

de calibración) de las imágenes durante esta operación [Kasser y Egels, 2001]. El primer criterio concerniente a la adquisición de imágenes es el aspecto geométrico de las tomas. Las imágenes adquiridas con el sistema de barrido (perspectiva cilindro-cónica) presentan una definición menos rigurosa (errores residuales de algunos píxeles) que las imágenes adquiridas con un sistema matricial (perspectiva cónica). El sistema matricial es inclusive más preciso (errores residuales de 0.1 píxeles) que las fotografías en film (deformaciones anisótropas durante los tratamientos de revelado y secado de la película) o que las imágenes film digitalizadas (las deformaciones usuales de una película film más la degradación de la imagen durante el proceso de digitalización) [Kasser y Egels, 2001]. El segundo criterio es la resolución radiométrica. Efectivamente, los captores de barrido (ej. ADS40 de LH Systems) tienen un muy buen rendimiento a nivel de la resolución espectral, porque el espectro electromagnético puede separarse con un cierto número de barretas paralelas (o grupos de barretas). De esta manera, mientras que una barreta está orientada hacia el nadir, las otras barretas pueden orientarse hacia adelante o hacia atrás en diferentes ángulos fijos con respecto a la vertical a diferentes longitudes de onda, según los tipos de filtros utilizados [Kasser y Egels, 2001]. Sin embargo, la dinámica de la imagen es limitada (tiempos cortos de exposición) en comparación con cámaras matriciales [Kasser y Egels, 2001]. Los captores matriciales necesitan, para la restitución del color, sea de un conjunto de filtros delante de los píxeles, sea de diferentes matrices filtradas individualmente (equivalente a un acoplamiento de varias cámaras), [Kasser y Egels, 2001]. Desde este punto de vista, este sistema es menos eficaz que los captores a barretas para los cuales se pueden medir diferentes bandas espectrales con una sola cámara. No obstante, la sensibilidad de estos captores matriciales es grande, y pueden soportar algunos milisegundos de exposición (útiles para vuelos invernales o crepusculares) [Kasser y Egels, 2001]. La sensibilidad de los negativos fotográficos film depende esencialmente de la constitución (tamaño variable de los cristales) de su emulsión (a base de halogenuros de plata). En fotogrametría aérea, películas pancromáticas y ortocromáticas han sido utilizadas corrientemente, a pesar de que las películas infrarrojas monocromas existen. En resumen, la calidad geométrica obtenida hoy en

día con los captore matriciales es superior a la calidad obtenida con cámaras fotogramétricas tradicionales; además, actualmente, se puede decir que la calidad radiométrica de una cámara digital es comparable a la de una cámara filmica tradicional.

Las imágenes aéreas que disponemos para realizar la restitución de las regiones del estudio han sido tomadas con cámaras tradicionales y escaneadas a partir de películas de diapositivas (vuelos de 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997) y películas negativas originales (vuelo del 2006). Esta digitalización ha sido efectuada con un escáner fotogramétrico de barrido, ULTRASCAN 5000 ® de Vexcel, a 14µm (16429x16429 píxeles, 8 Bits) de resolución, a cargo de dos compañías fotogramétricas privadas diferentes (Soluciones Geoinformáticas – en Colombia y Geoinpro – en Bolivia). Según *Kasser y Egels* [2001], estos aparatos tienen una precisión geométrica excelente (digitalización de los píxeles a un tamaño igual o inferior a 30µm) así como una amplitud numérica grande entre 8 y 12 bits (solamente 6 bits son necesarios, debido a las perturbaciones durante el proceso fotográfico). Después de una calibración previa de los detectores, el problema principal de estos aparatos es la posibilidad de generar artefactos de manera periódica, debido al polvo en el sistema mecánico de la máquina, lo cual puede causar la aparición de bandas paralelas en las fotografías digitales [Kasser y Egels, 2001]. La precisión geométrica dada por el constructor es del orden de $\pm 2\mu\text{m}$. Podemos entonces considerar que estas fotografías aptas para un proceso fotogramétrico de alta calidad.

4.2 PLAN DEL VUELO DEL 2006

La preparación del vuelo fotogramétrico ordenado por el IRD el año 2006, fue elaborado/diseñado en estrecha colaboración con el personal militar del Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA) en Bolivia.

Después de elegir la superficie que se iba a sobrevolar, la primera etapa consistió en escoger una precisión planimétrico adaptada a nuestro estudio. Esta precisión determina por lo tanto la escala de las fotografías. Según la escala y la distancia principal de la cámara,

se puede calcular la altura del vuelo. La base y, consecuentemente, el recubrimiento longitudinal, son fijadas por la precisión altimétrica deseada y la escala de las fotografías. Finalmente, la última etapa es la de calcular la cantidad de fotografías por banda, así como el número de bandas, para una primera evaluación económica.

La altura y la velocidad del avión son parámetros esenciales durante el vuelo fotogramétrico, porque deben ser lo más constantes posibles para obtener buenos resultados. Las condiciones meteorológicas son, por supuesto, fundamentales (cielo completamente despejado de nubes). El compromiso entre la ejecución del vuelo al final de la estación seca o al medio de la misma es muy delicado, dado que existe el riesgo de precipitaciones sólidas sobre los glaciares durante este período, lo cual hubiera podido retardar un año la ejecución del mismo. El vuelo 2006 ha sido ejecutado con una de las cámaras de mejor rendimiento del mercado, construida por Carl Zeiss, la RMK TOP 15 (gran angular A3 Pleogon Lenses, apertura máxima F/4, y tecnología FMC¹).

4.2.1 Determinación del área y de la dirección del vuelo

La primera elección que se debe hacer durante un vuelo fotogramétrico es la del área que se va a sobrevolar. A partir del plano de vuelo, se pueden establecer los costos económicos. La planificación de un vuelo fotogramétrico se efectúa generalmente sobre una base de superficies rectangulares, con una sobreestimación de algunos kilómetros en los bordes (asegurando de esta manera un recubrimiento integral del objetivo que se quiere fotografiar).

Inicialmente, seleccionamos un área bastante grande en cuatro regiones (1. Negruni – Condoriri, 2. Huayna – Cumbre – Chacaltaya, 3. Hampaturi – Taquesi y 4. Mururata) (véase Capítulo 3), que tienen un interés en términos de recursos de agua potable para las ciudades de La Paz y El Alto. Para minimizar la superficie efectiva que se va a fotografiar, las cuatro regiones han sido consideradas como bloques independientes. Por otra parte, se han escogido dos

1 FMC = Forward Motion Compensation, (compensación de movimiento hacia adelante, en inglés)

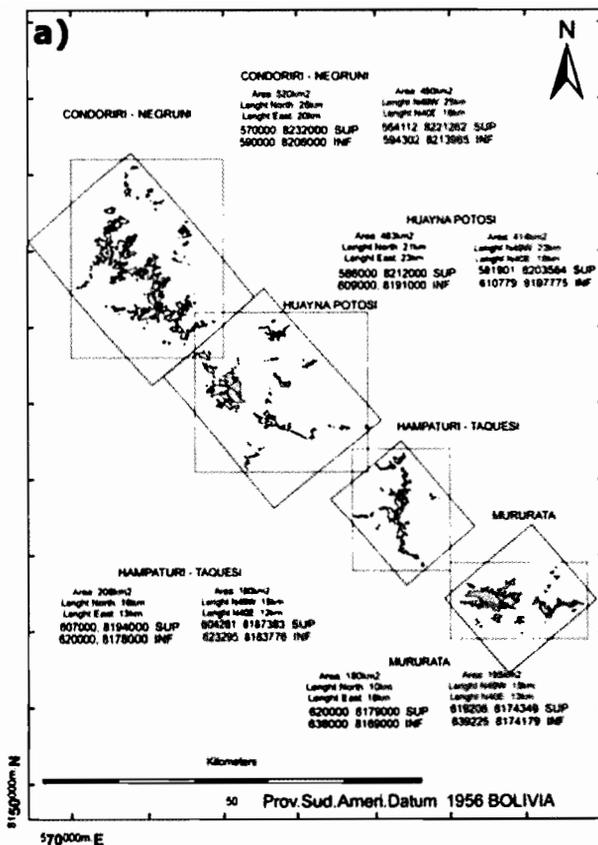


Figura 18a: Superficie de la región a sobrevolar. (a) Áreas previstas inicialmente: orientación N-S (rectángulos negros), orientación NW-SE (rectángulos rojos). (b) Área sobrevolada, los puntos negros corresponden a los puntos de control.

direcciones de vuelo (N-S: rectángulos negros, y NW-SE: rectángulos rojos) (Figura 18a). Debido a la orientación NW-SE de la Cordillera Real y a la posición lateral de los glaciares, la dirección NW-SE ofrecía la superficie más reducida con respecto a los glaciares que se iban a fotografiar (incidencia económica: cantidad de fotografías, N° de digitalizaciones y cantidad de puntos de control). Además, las sombras proyectadas por los macizos han sido reducidas realizando los vuelos fotogramétricos alrededor del mediodía. A causa

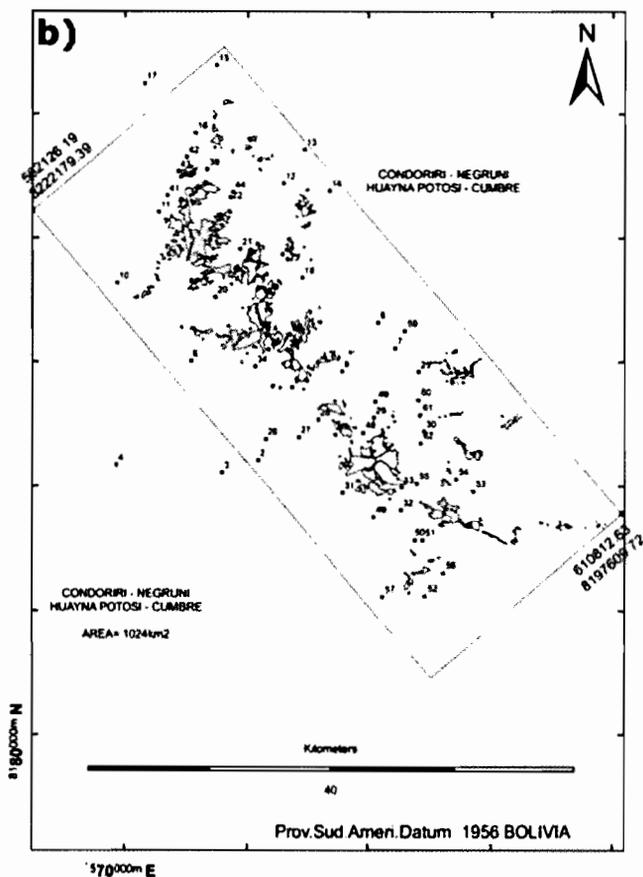


Figura 18b: Superficie de la región a sobrevolar. (a) Áreas previstas inicialmente: orientación N-S (rectángulos negros), orientación NW-SE (rectángulos rojos). (b) Área sobrevolada, los puntos negros corresponden a los puntos de control.

de las dificultades presupuestarias, el vuelo fotogramétrico fue reducido a la mitad del área prevista inicialmente (regiones Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya) con una dirección NW-SE (Figura 18b). Finalmente, el vuelo fotogramétrico tuvo un costo de 14000 \$US.

4.2.2 Precisión planimétrica

La primera etapa en la preparación de un vuelo fotogramétrico es la de determinar la precisión deseada. En función de las precisiones planimétrica y altimétrica (véase 4.2.5) seleccionadas, se determinan los parámetros del vuelo fotogramétrico. El error planimétrico está en función de la escala del vuelo y de la desviación estándar en la medición estereoscópica (Ecuación 1). La desviación estándar en la medición estereoscópica depende de múltiples factores, entre los cuales están, la calidad de las imágenes, la agudeza visual del operador, la calidad visual de los puntos a medir y el sistema de restitución [Blanc, 2003]. Según Blanc [2003], la desviación estándar en el medición estereoscópica es de alrededor 25µm. Thibert et al. [2008] han tomado en cuenta una desviación estándar de 10µm para los puntos de control y de 30µm para los otros.

Fórmula 1

$$\sigma_{\text{Planimétrica}} = m_b \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_p$$

σ_p = desviación estándar en la medición estereoscópica
 m_b = denominador de la escala fotográfica

Para las imágenes del 2006, considerando un error planimétrico de 0.5 metros (la precisión buscada es métrica) y una desviación estándar de la medición estereoscópica de 25µm, hemos calculado una escala cercana a 1:15.000, si consideramos una desviación estándar estereoscópica de 30 µm, la escala obtenida estaría cerca de 1:12.000, y si consideramos una desviación estándar estereoscópica de 10 µm, la escala obtenida estaría cerca de 1:35.000. Decidimos realizar el vuelo fotogramétrico a la misma escala que las imágenes de 1963, porque la relación entre la cantidad de fotografías necesarias, el número de puntos de control y la precisión buscada era óptimo. La escala de los vuelos del 2006 es entonces tienen una escala aproximada de 1:30.000.

4.2.3 Escala y altura del vuelo

La segunda etapa consiste en calcular la altura del vuelo. El conocimiento de la escala y de la distancia principal de la cámara nos

permite calcular la altura del vuelo gracias a las siguientes relaciones [Albertz y Kreiling, 1989]:

Ecuación 2

$$M_b = 1 : m_b = \frac{c}{h_g} = \frac{s'}{s}; \quad h_g = c \cdot m_b = \frac{s}{s'} \cdot c$$

M_b = escala fotográfica;

m_b = denominador de la escala fotográfica;

c = Distancia principal de la cámara;

h_g = altura del vuelo por encima del suelo;

s = distancia en el terreno y

s' = distancia en la fotografía.

La altura teórica del vuelo calculada fue de 4580 m por encima del suelo, con una tolerancia de $\pm 10\%$. Durante el vuelo en Bolivia, ha sido difícil respetar esta altura, debido a las turbulencias durante los dos días de vuelo. La altura promedio obtenida después del ajuste de las imágenes fue de 4970 m lo cual corresponde a una escala de 1:32.000, con una altura mínima de 4780 m (escala 1:31.000) y una altura máxima de 5150 m (escala 1:34.000). Consecuentemente, el vuelo fue efectuado a una altura 400 m mayor a la altura teórica determinada. Finalmente, el tamaño de un píxel a nivel del suelo escaneado a $14\mu\text{m}$, considerando la escala máxima del vuelo, es igual a 0.46 m. Cada fotografía cubre un área de $7.5 \times 7.5 \text{ km}$.

4.2.4 Selección de la base y del recubrimiento longitudinal

El error altimétrico promedio de los modelos estereoscópicos depende del factor de escala de las fotografías (m_b), del error de la medición estereoscópica (σ_p), de la altura del vuelo (h_g) y de la base (b) de la toma [Blanc, 2003]. Este error se calcula mediante la siguiente relación:

Ecuación 3

$$\sigma_{\text{Altimétrica}} = \sigma_p \cdot \frac{h_g}{b} \cdot m_b$$

Esta relación permite calcular la base (b) (y entonces el recubrimiento longitudinal) en función de la precisión altimétrica deseada. Con un recubrimiento de 80%, la precisión promedio calculada de esta manera es de 0.42 m en planimetría y 1 m en altimetría en la medición de los puntos de control ($10\mu\text{m}$), y de 2.5 m en altimetría y 1 m en planimetría en la medición de cualquiera de los otros puntos ($25\mu\text{m}$). Con un recubrimiento de 60%, la precisión altimétrica promedio habría sido igual a 0.50 m en los puntos de control ($10\mu\text{m}$) y 1.25 m en cualquiera de los otros puntos ($25\mu\text{m}$).

Hemos preferido un recubrimiento de 80%, en detrimento de una menor precisión altimétrica, con el fin de obtener un modelo estadísticamente más robusto par los cálculos de aerotriangulación, y para tener una mejora visual neta de los modelos estereoscópicos (ortofotografías). Por otra parte, un recubrimiento longitudinal de 80% permite minimizar la distorsión de la perspectiva estereoscópica de las fotografías debida a los grandes desniveles de la región de estudio. Efectivamente, existen entre 1500 a 2000 m de desviación altimétrica (algunas de las cimas se encuentran a más de 6000 m de altura). En las planicies, se adaptan mejor los recubrimientos de 60%, dado que un cociente base-altura cercano a 1 se considera como óptimo en los trabajos estereoscópicos (el cociente base-altura con un recubrimiento de 60% es igual a 1:1.7, mientras que con un recubrimiento de 80% es igual a 1:3.3). La estereoscopia (calidad visual de los puntos a medir) de nuestras imágenes es muy superior a la de las de 1963 con 60% de recubrimiento y a una escala parecida. Sin embargo, siempre existe un compromiso entre la altura del vuelo, la base de la toma y la precisión (véase 4.2.5). En las imágenes del 2006, se puede identificar como máximo un punto de unión o de control en 12 imágenes, mientras que en las imágenes de 1963, se puede identificar como máximo un punto de unión o de control en 6 imágenes. Este es un aspecto crucial durante la etapa de aerotriangulación (véase 4.4) con una red de puntos de control predefinida. Una aerotriangulación con un recubrimiento de 80% es mucho más robusta que una aerotriangulación con un recubrimiento de 60% (se puede identificar un punto en un mayor número de fotografías). Decidimos reducir la precisión de las resti-

tuciones individuales en altimetría, pero aumentar la calidad de la aerotriangulación global de los bloques considerados.

Cabe hacer notar que los cálculos de incertidumbre son aproximados, dado que la escala de nuestras imágenes es variable a causa del gran relieve (2000 m de desnivel); la desviación estándar medición estereoscópico es también variable, porque depende de la calidad de nuestras imágenes (tipo de captor, condiciones meteorológicas durante el vuelo fotogramétrico), de la agudeza visual del operador y de la calidad visual de los puntos a ser medidos (la cual es netamente superior con un recubrimiento de 80% en regiones montañosas). El tiempo de exposición (velocidad de vuelo) así como los datos aeronáuticos los calculan los responsables del vuelo fotogramétrico.

4.2.5 Recubrimiento longitudinal, lateral y número de fotografías

Finalmente, como hay varios ejes de vuelo, hay que determinar el recubrimiento lateral y la distancia entre bandas. Las siguientes relaciones [Albertz y Kreiling, 1989] nos permiten calcular estos elementos:

Ecuación 4

$$b = d \left(1 - \frac{p}{100} \right) ; \quad a = d \left(1 - \frac{q}{100} \right)$$

b = base fotográfica;

d = ancho de un lado del negativo representado a la escala del terreno;

p = recubrimiento longitudinal deseado;

q = recubrimiento lateral deseado y

a = distancia entre bandas.

Según Pérez [2001] un recubrimiento de entre 10 y 20% es suficiente entre las bandas, mientras que Albertz y Kreiling, [1989; Kraus y Waldhausl [1998] aconsejan recubrimientos de 30%. Hemos tenido en cuenta la segunda opción, dado que un recubrimiento de 30% es más robusto (se puede identificar un punto de enlace o de control sobre un mayor número de imágenes) durante la fase de la aerotriangulación. El número de fotografías (30 fotografías por banda) así como

el número de bandas (4 bandas en total) se han calculado a partir de las siguientes relaciones [Albertz y Kreiling, 1989]:

Ecuación 5

$$n_p = \frac{l_p}{b} + 1 ; \quad n_q = \frac{l_q - d}{a} + 1$$

n_p = número de fotografías; n_q = número de bandas; l_p = longitud de la banda de imágenes y l_q = ancho del terreno fotografiado.

No se ha constatado ningún problema de deriva en el vuelo fotogramétrico del 2006. La Figura 19 presenta un diagrama estándar de un recubrimiento fotogramétrico.

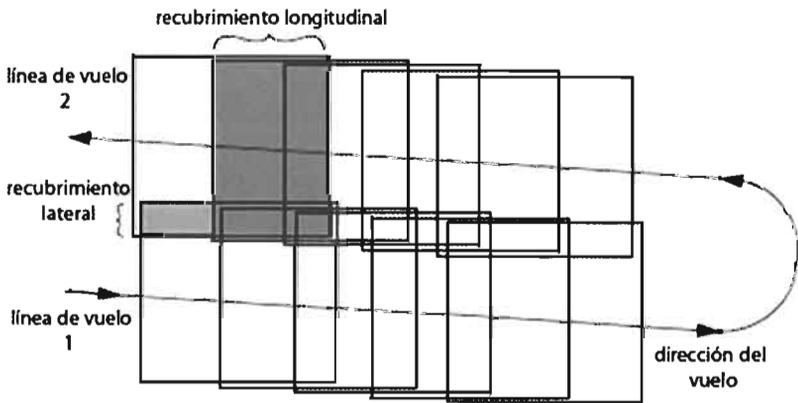


Figura 19: Diagrama de un recubrimiento fotogramétrico, según *Leica Geosystems GIS & Mapping* [2003]

4.3 ESTEREOPREPARACIÓN Y MEDIDA DE LOS PUNTOS DE CONTROL

Una campaña de estereopreparación fotogramétrica consiste en determinar las coordenadas planimétricas y altimétricas (referidas a un sistema geodésico) de puntos perfectamente identificables en el

terreno sobre las imágenes. Esta red de puntos de control será utilizada durante la etapa de ajuste de las imágenes (aerotriangulación).

4.3.1 Sistema de coordenadas planimétricas y altimétricas

En nuestro estudio, hemos tenido que escoger un sistema de referencia planimétrico y altimétrico para el conjunto de nuestra región de estudio. Es una elección importante, dado que todos los DEM's producto de las restituciones fotogramétricas tienen sus referencias en este sistema. En particular, el sistema altimétrico puede ser determinante en las aplicaciones futuras. Efectivamente, no sólo condiciona las altitudes sino también los desniveles, lo cual puede tener fuertes incidencias en hidrología por ejemplo (pendientes del terreno, etc).

En Bolivia, el sistema geodésico tradicionalmente utilizado es el sistema local PSAD56 (sigla en inglés para: Provisional South American Datum, 1956) construido a partir de la Elipsoide Internacional 1924 (Elipsoide de Hayford) y la proyección UTM. El sistema geocéntrico WGS84 (sigla en inglés para: World Geodetic System, 1984) construido a partir de la Elipsoide WGS84 (asociado a veces a alturas correspondientes al Geoide-EGM96) es también muy utilizado, dado que las observaciones GPS (sigla en inglés para: Global Positioning System) se hacen dentro de este sistema de referencia internacional.

Los trabajos de Jordan [1991] han sido efectuados con respecto al sistema geodésico tradicional PSAD56-Bolivia, y la altimetría está en relación al geoide. Los trabajos realizados por Rabatel [2005] han sido realizados en el sistema WGS84 asociado al geoide EGM96. En el contexto de nuestro trabajo, habría sido lógico hacer uso de un sistema altimétrico relacionado con el geoide, por una parte, para guardar una coherencia con los trabajos precedentes [Jordan, 1991; Rabatel, 2005], y por otra parte para la utilización futura de los DEM's para fines hidrológicos. No obstante, nuestra región de estudio se encuentra prácticamente desnuda en la red nacional de puntos geodésicos (trigonométricos). Además, se tiene el hecho que existe un mal conocimiento de la superficie geoidal en esta región y por tanto no puede ser una referencia para nuestro

estudio. Por tales motivos hemos preferido trabajar en el sistema WGS84, con altitudes relativas al elipsoide. En un futuro, podrán corregirse estas altitudes con la ayuda de un modelo de geode (similar al modelo RAF98 en Francia, por ejemplo) con la finalidad de obtener las altitudes con respecto al geode. En nuestra región de estudio, la diferencia entre la elipsoide WGS84 y el geode es de aproximativamente 46m. Cabe remarcar que, para nuestras aplicaciones glaciológicas y nuestro trabajo, le elección del sistema altimétrico no tiene ningún impacto en el cálculo de las variaciones de volumen de los glaciares (cálculo relativo).

4.3.2 Estereopreparación de las imágenes preexistentes (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997)

En Bolivia, la red geodésica nacional, elaborada por el Instituto Geográfico Militar boliviano (IGM), ha sido realizada/completada en el transcurso de las últimas décadas. Los puntos geodésicos de esta red han sido medidos durante varios días (15 días de observación en algunos casos) por medios topográficos tradicionales [A. Machaca, comunicación personal]: son puntos geodésicos de primer orden (con una precisión centimétrica). Nuestros puntos de control fotogramétricos han sido obtenidos a partir de cuatro puntos (Milluni, Cumbre, Unión y Fabulosa) de primer orden de la red geodésica IGM-Bolivia.

Debido al hecho que la realización del vuelo fotogramétrico del 2006 no era seguro (condiciones meteorológicas y condiciones de nieve en los glaciares), establecimos una red importante de puntos de control, a partir de puntos naturales (fácilmente identificables en las imágenes).

Para estos puntos de control, hemos empleado un instrumento GPS diferencial Promark2 (Thales-Corporation) monofrecuencia L1 (~1575.42 Mhz, $\lambda = 0.1905\text{m}$), 12 canales (precisión, según el constructor, de 5 mm en planimetría y 10 mm en altimetría, para bases inferiores a 25 km y tiempos de observación importantes). Para verificar la precisión de la red geodésica nacional y probar las medidas GPS, hemos medido dos puntos geodésicos IGM de primer orden alejados aproximativamente 12 km, con 3 horas de observa-

ción (punto Unión al punto Milluni). El cálculo de post-tratamiento ha revelado desviaciones en X (0.010 m) en Y (0.013 m) y en Z (0.148 m), compatibles con la precisión de la red geodésica. Considerando solamente 1 hora de observación, las desviaciones en X, Y y Z son 0.014 m, 0,018 m, 0.164 m respectivamente, y considerando 30 minutos de observación, las desviaciones son 0.016m, 0.017m, 0.177m respectivamente. Todos nuestros puntos de control han sido observados al menos 1 hora. De esta manera, podemos considerar que nuestros puntos de control tienen un error de algunos centímetros tanto en planimetría como en altimetría. Este error es despreciable para la aerotriangulación y concuerda con el nivel de precisión buscado. Finalmente, la identificación de los puntos de control sobre las imágenes aéreas condiciona también la precisión de la aerotriangulación. La estéreo-preparación de las fotografías antiguas no ha sido una tarea fácil, dado que los vuelos fotogramétricos efectuados entre 1956 y 1997 tienen escalas y direcciones muy diferentes (véase Capítulo 4). Para realizar la estereopreparación para cada vuelo disponible, hemos utilizado el plan de vuelo de las fotografías de 1963 y de 1997 que permite representar las escalas y las direcciones de los demás vuelos. Efectivamente, por una parte, las fotografías de 1963 corresponden al vuelo más bajo y a una dirección de vuelo parecida a la de 1975. Por otra parte, las fotografías de 1997 contienen las informaciones cartográficas más recientes (rutas, habitaciones), y corresponden al vuelo más alto, la dirección de este vuelo es parecida a la dirección del vuelo del año 1956. Escogiendo puntos de control en común en las fotografías de estos dos años, los puntos de control se pueden identificar a una escala de 1:30.000 a 1:50.000 y para las distintas orientaciones de los vuelos. Para definir estos puntos, hemos identificado previamente lugares posiblemente convenientes para las distintas fotografías, después hemos medido 85 puntos de control en las dos regiones de trabajo (Figura 20). 43 puntos en la región Negruni – Condoriri, y 42 puntos en la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya. 62% de nuestros puntos han sido medidos en construcciones artificiales (represas, puentes, cruces de caminos, techados de antiguos campamentos mineros y de antiguos cursos de agua); 38% de nuestros puntos han sido medidos en objetos naturales (esquinas de rocas, cruces de ríos, canales naturales y esquinas de lagos).

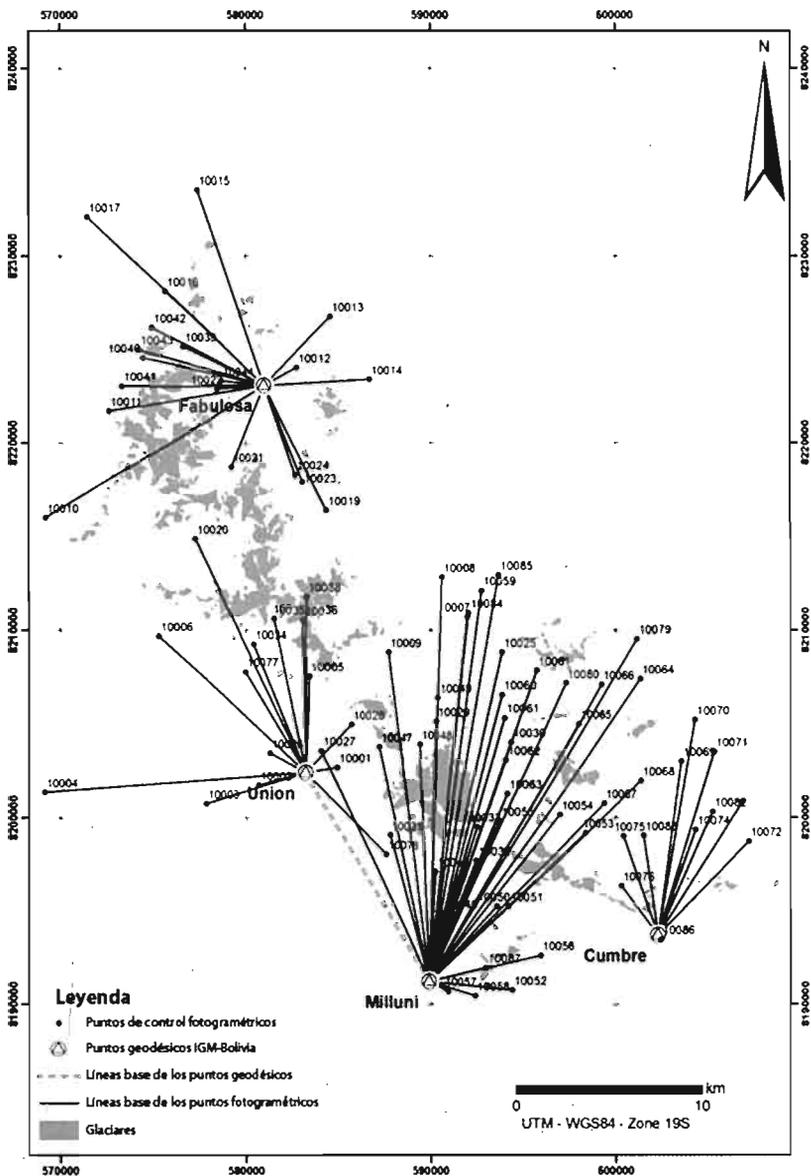


Figura 20: Puntos de control medidos a partir de los puntos geodésicos IGM – Bolivia.

La distancia máxima entre un punto geodésico y un punto de control fotogramétrico es de 22.1km; la distancia promedio entre los puntos geodésicos y los puntos de control es de 9.6 km. La desviación estándar máxima de nuestros puntos de control fotogramétricos es de 0.060 m en planimetría y 0.064 m en altimetría, la media es de 0.019 m en planimetría y 0.028 m en altimetría (errores provenientes del cálculo de post-tratamiento). Todos estos puntos han sido medidos entre agosto del 2003 (15 puntos medidos por A. Rabatel y A. Machaca [Rabatel, 2005]) y junio del 2006 (70 puntos medidos por mí persona y A. Machaca) durante varias campañas de terreno. El punto más alejado de un camino se encuentra a 6 días de caminata (ida y vuelta). En resumen, 75% de estos puntos fotogramétricos de control son identificables en la totalidad de las imágenes de los seis vuelos fotogramétricos de 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006 (no todos los puntos de control son identificables en todas las imágenes).

4.3.3 Estereopreparación antes del vuelo fotogramétrico

La preseñalización o estereopreparación que se hace antes de un vuelo fotogramétrico consiste en posicionar referencias en el suelo, las cuales serían visibles en las fotografías. Se trata de poner en el suelo formas particularmente identificables (o de utilizar puntos naturalmente visibles), sean cruces, círculos o hélices, para ser fotografiadas durante el vuelo fotogramétrico. En nuestro caso, esta etapa consistió simplemente en completar las regiones con un escaso recubrimiento de puntos de control o identificar los puntos de control, no fácilmente identificables, ya medidos en las imágenes del 2006.

Para realizar una estereopreparación antes de un vuelo fotogramétrico, hay que considerar dos aspectos. El primero es relativo a la escala y a la forma de las marcas de pre-señalización. Estas marcas deben tener un tamaño adaptado a la escala de las fotografías, ni muy pequeñas (porque no serían visibles en las imágenes) ni muy grandes (porque la medición estereoscópico no sería muy precisa), (Figura 21a). Por otra parte, la forma de las marcas debe ser claramente identificable en las imágenes. Albertz y Kreiling [1989] aconsejan utilizar cruces o hélices (Figura 21b). El segundo aspec-

to es relativo al color de las marcas así como su posicionamiento en el terreno. El reconocimiento de las marcas en las imágenes depende en gran parte de los contrastes, de la iluminación, de las condiciones atmosféricas, etc., [Albertz y Kreiling, 1989]. Para la estereopreparación antes del vuelo fotogramétrico del 2006, hemos escogido hélices para equipar el terreno. Cada rama de cada hélice tenía tres metros de largo (0.01 cm en una imagen a escala 1:30.000) por 0.63 m de ancho y fue pintada alternativamente en blanco y negro (fotografías pancromáticas), en bandas longitudinales de 30 cm. Estas hélices fueron puestas en el suelo con un ángulo de 120° entre ellas, y fijadas con rocas y clavos. En total, hemos instalado una veintena de hélices, en puntos que fueron objeto de una previa observación por GPS (puntos geodésicos del IGM incluidos). Desafortunadamente, la mayor parte de las hélices se perdieron incluso antes de realizar el vuelo fotogramétrico del 2006, si bien instalamos las hélices una semana antes del vuelo (anticipando que sean removidas por fuertes vientos o eventuales robos). Se han fotografiado y observado solamente 5 hélices en las imágenes del 2006. A pesar de esto, las imágenes del 2006 han sido ajustadas de una manera muy satisfactoria, haciendo uso de la red de puntos de control previamente establecida en las regiones del estudio.

4.4 AEROTRIANGULACIÓN

La aerotriangulación consiste en reconstruir la geometría de las tomas fotográficas durante el vuelo aerofotogramétrico (orientación de las fotos en el espacio). Es indispensable conocer esta geometría para efectuar una restitución fotogramétrica posterior. Gracias a la aerotriangulación es posible determinar la precisión de nuestros modelos estereoscópicos.

Inicialmente, habíamos previsto aerotriangulaciones en bloque para cada vuelo fotogramétrico disponible (1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006). En un principio, los cálculos de los parámetros desconocidos de orientación de las tomas de vuelo han sido efectuados en colaboración con el equipo del Prof. Dr. Ekkehard Jordan

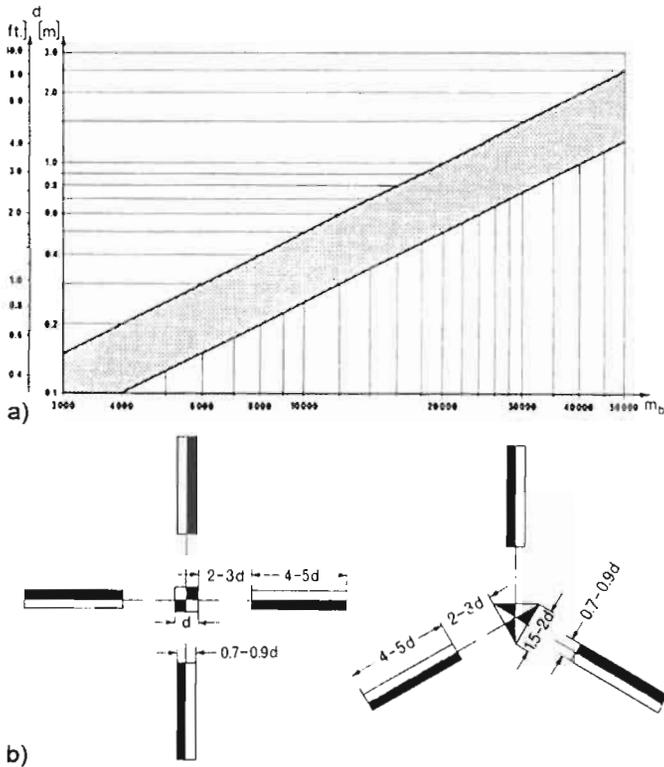


Figura 21: Escala (a), dimensión y formas (b) aconsejadas para las señales. Modificado según Albertz y Kreiling [1989]. La dimensión (d) de las formas se calcula con el ábaco (a) en función del denominador de la escala fotográfica (mb).

(Instituto de Geografía – Universidad Heinrich Heine) en Düsseldorf – Alemania, con el programa Bingo (programador Dr. Irving Kruck). Bingo forma parte de los programas de la estación estéreo-fotogramétrica digital Soccet Set ®. Después de estos trabajos de aerotriangulación, hemos observado enormes desviaciones altimétricas en puntos comunes con los otros vuelos fotogramétricos y con puntos de control no utilizados para el cálculo (véase 4.4.4). Estas desviaciones alcanzan los 15m, totalmente incompatibles con la precisión buscada. Sospechamos que el origen de estas diferencias altimétricas entre los diferentes vuelos fotogramétricos era la

medición estereoscópica en el programa de aerotriangulación Bingo. Efectivamente, no disponíamos de una interfaz estereoscópica en el programa. Lo que es más, todos nuestros puntos de unión y de control habían sido medidos con una interfaz bidimensional, por lo tanto, con una medición estereoscópica imprecisa. Para paliar este defecto relacionado con Bingo, decidimos hacer las mediciones con otra estación fotogramétrica digital (LPS-Leica Photogrammetry Suite ®), en la cual disponíamos de una interfaz estereoscópica (anaglifos). La determinación de los parámetros desconocidos de orientación de las fotografías ha sido efectuada en colaboración con la Sociedad privada Sintegra (Renaud Blanc, ingeniero geómetra en Sintegra S.A.) en Meylan – Francia, con el programa ORIMA (ORientation MANager) (programa del Dr. Ludger Hinsken). ORIMA forma parte de los programas de la estación estereofotogramétrica LPS. Desafortunadamente, hemos constatado una vez más, grandes desviaciones altimétricas, con la excepción de la aerotriangulación del 2006. Actualmente, estas diferencias altimétricas siguen sin tener explicación. Los errores de aerotriangulación de los vuelos fotogramétricos del 1956, 1963, 1975, 1983, y del 1997 podrían ser debidos a: 1°) la carencia del boletín de calibración de las cámaras (disponemos de los datos de calibración de las cámaras para los vuelos fotogramétricos del 1997 y del 2006 solamente), 2°) la deformación de las películas fotográficas, debida a un mal almacenamiento, o a la edad de las fotografías (ciertas películas tienen más de 40 años), 3°) la carencia de marcas fiduciales (las imágenes de 1956 no tienen marcas fiduciales), 4°) problemas en la precisión geométrica de las viejas cámaras fotogramétricas (como no disponemos de los manuales de calibración en ciertas imágenes, es imposible conocer la distorsión de los objetivos de dichas cámaras), 5°) problemas en la navegación durante algunos vuelos fotogramétricos (el recubrimiento de 20% en algunas imágenes de 1956 no ha sido respetado; el cual a veces es inferior al 10% entre dos bandas), y 6°) incertidumbre en la medición estereoscópica entre bandas, debido a la transformación/desaparición de la nieve sobre las fotografías (los vuelos de 1956 y 1963 tienen a veces una diferencia de algunas semanas de vuelo entre bandas, debido a que estos vuelos recubren una gran parte del territorio nacional).

Finalmente, para paliar estas dificultades, decidimos cambiar de metodología y trabajar mediante pares estereoscópicos en todas las imágenes anteriores al 2006. Primeramente, hemos realizado una aerotriangulación con el conjunto de fotografías del 2006 (en dos bloques, uno sobre la región Negruni – Condoriri y el otro sobre la región Huayna – Cumbre - Chacaltaya). Hemos verificado la calidad geométrica de estos bloques ajustados geoméricamente mediante comparaciones entre los puntos obtenidos por GPS diferencial (no utilizados para el cálculo de triangulación) y mediciones estereoscópicas en las imágenes del 2006. Luego, se han ajustado las imágenes de los otros vuelos fotogramétricos mediante pares estereoscópicos, tomando en cuenta los puntos de control producto de las campañas de estereopreparación así como los puntos de control determinados a partir mediciones estereoscópicas en las fotos del vuelo 2006, es decir, hemos efectuado una estéreo-preparación de las imágenes antiguas a partir de los estereomodelos del 2006. Esta astucia mejora la geometría « relativa » de las imágenes antiguas para los cálculos de variaciones de volumen.

4.4.1 Orientación interna

La orientación interna consiste en determinar las coordenadas imagen de las fotografías. Para esto, es indispensable conocer las coordenadas imagen del punto principal y la distancia focal del objetivo. Las coordenadas imagen del punto principal se obtienen midiendo las marcas fiduciales sobre las imágenes. La distancia principal y las coordenadas de las marcas fiduciales son siempre proporcionadas con las imágenes con el boletín de calibración de la cámara. Una fotografía aérea dispone de 4 u 8 marcas fiduciales generalmente, la forma y el lugar de las marcas depende del tipo de cámara empleada durante el vuelo fotogramétrico (Figura 22).

Las imágenes de 1956 y de 1963 presentan una forma y una configuración parecidas a los diagramas d-g en la Figura 22 (hemos supuesto que la cámara empleada fue la misma para estos vuelos fotogramétricos). La forma y configuración de las marcas fiduciales de las imágenes de 1975 son parecidas a los diagramas f-i en la Figura 22. Las imágenes de 1983 presentan una forma y una

configuración parecidas a los diagramas c-h en la Figura 22. Finalmente, las imágenes de 1997 y 2006 fueron obtenidas con una cámara similar a la del diagrama b en las marcas centrales y del diagrama c en las marcas de las esquinas de las imágenes con una configuración i (Figura 22). En las imágenes de 1956, solamente 2 marcas fiduciales estaban presentes. Hemos utilizado las extremidades de los triángulos internos como pseudo-marcas fiduciales (Figura 22d). Los parámetros de calibración de las cámaras de los vuelos fotogramétricos del 1956-1963- 1975 y del 1983 no estaban disponibles en el IGM. Una pseudo-calibración de la cámara se ha efectuado a cargo de A. Machaca en el 2003 en un restituidor analítico (Planicom, de Zeis) durante las restituciones en los glaciares del macizo de Charquini (en los triángulos internos para las imágenes del 1956). De esta manera, las coordenadas de las marcas fiduciales para todos estos vuelos son conocidas con un error de algunos micrones. Por el contrario, ignoramos las distorsiones de estas cámaras, por tanto las hemos despreciado. En el transcurso de la orientación externa, hemos seleccionado un gran número de puntos de control (una decena) con el fin de disminuir la influencia de las distorsiones de los objetivos. Hemos utilizado las coordenadas de las marcas fiduciales obtenidas por Machaca, así como la distancia principal indicada en cada imagen/fotografía.

La transformación de las coordenadas del comparador (x_k, y_k) en coordenadas imagen puede obtenerse ya sea por medio de una transformación plana de similitud con determinación por exceso, o ya sea por medio de una transformación plana afín. Los principios de cálculo de la orientación interna (fórmulas de transformaciones de coordenadas del comparador, corrección de la distorsión, corrección de la esfericidad y corrección de la refracción) están bien explicadas en la literatura especializada [Albertz y Kreiling, 1989; Kraus y Waldhausl, 1998].

4.4.2 Orientación externa

Se pueden distinguir dos métodos de orientación externa: la orientación externa en una sola etapa y la orientación externa en dos etapas (orientación relativa y orientación absoluta). En el primer

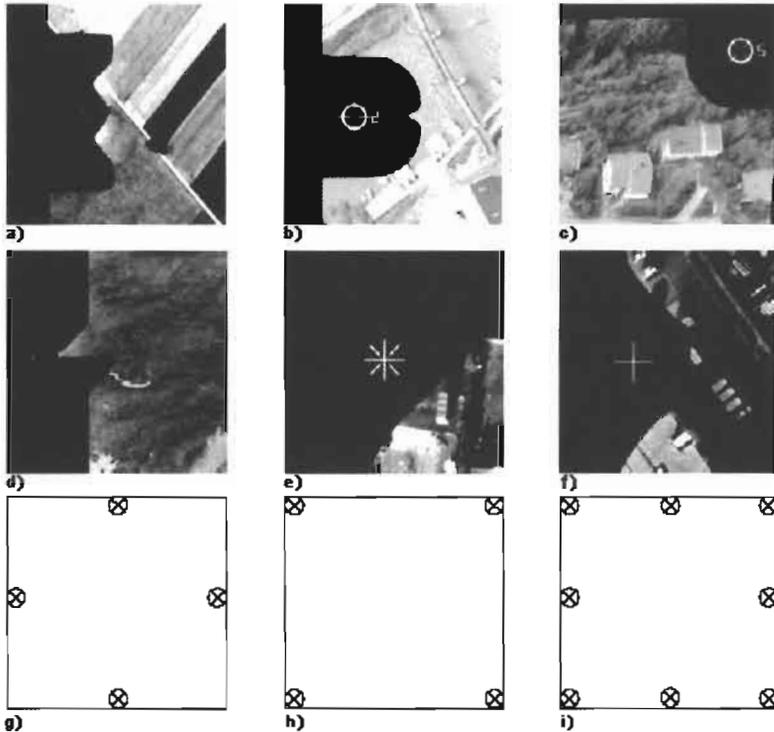


Figura 22: Tipo (a, b, c, d, e y f) y configuración (g, h e i) de las marcas fiduciales clásicas en fotogrametría aérea. Modificado según [Linder, 2006].

caso, todos los elementos de orientación del par estereoscópico son determinados de manera simultánea. Este método es también conocido con el nombre de orientación de haces (bundle block adjustment en inglés). En el segundo caso, se debe determinar primero un estéreo-modelo (eliminación de la paralaje vertical de las imágenes) en un sistema de coordenadas propio de las fotografías. Esta etapa se llama orientación relativa. La segunda etapa consiste en transformar las coordenadas imagen en coordenadas terreno (a partir de una transformación espacial de similitud): esta es la orientación absoluta.

El programa (ORIMA en la plataforma LPS) que hemos empleado, hace uso del método por haces. Primeramente, hemos ajusta-

do las imágenes del 2006 por bloques, un bloque sobre la región Negruni – Condoriri (51 fotografías) y otro bloque sobre la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya (46 fotografías). Después, hemos triangulado las imágenes del 1956, 1963, 1975, 1983 y del 1997 por medio de pares estereoscópicos, recubriendo simplemente los glaciares previamente escogidos (véase Capítulo 3).

4.4.2.1 Croquis de los puntos de unión en un bloque fotográfico

Para cada par, es necesario establecer una red de puntos de enlace (o Tie points). Una distribución de tipo O. von Gruber (dos columnas de 3 puntos) puede establecerse, es decir, 6 puntos en la región de recubrimiento estereoscópico, 2 puntos tanto en la parte superior, como en la parte intermedia y en la parte inferior de las imágenes, los puntos superiores e inferiores servirán de conectores para la banda superior y para la banda inferior respectivamente. Los 3 puntos laterales en la primera y la segunda columna servirán de conectores para la fotografía hacia adelante o hacia atrás respectivamente.

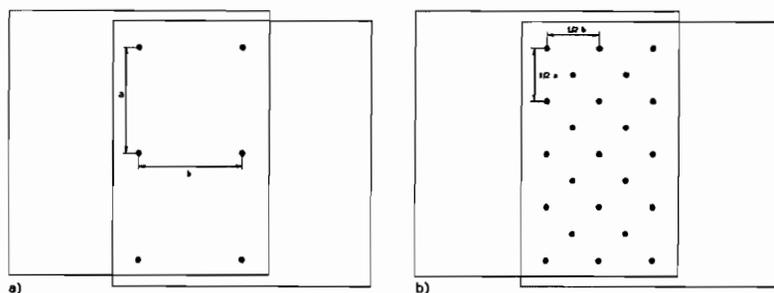


Figura 23: Configuración de los puntos de unión, a) Configuración O. von Gruber, b) Configuración adoptada.

Sin embargo, según Kruck [2002] redes mucho más densas (entre 20 y 30 puntos por par estereoscópico) permiten obtener resultados más precisos durante los cálculos iterativos (por el método de haces) en la aerotriangulación. De esta manera, cada modelo estereoscópico ha sido obtenido con una configuración mucho más

densa (mínimamente 20 puntos de unión) que aquella de O. von Gruber (Figura 23). El único inconveniente de una gran cantidad de puntos de unión medidos es el tiempo de cálculo entre cada iteración. Finalmente, considerando un recubrimiento longitudinal y transversal de 60% y 30% respectivamente, un punto de enlace es visible en 6 fotografías (como máximo), mientras que con un recubrimiento de entre 80 y 30%, un punto de enlace es visible en 12 fotografías (como máximo).

4.4.2.2 Triangulación por el método de haces

Para realizar una triangulación en bloques, los únicos datos útiles son las coordenadas imagen de los puntos de enlace así como las coordenadas imagen y coordenadas terreno de los puntos de control. En el método de haces, los haces de las posiciones de los puntos de enlace y los haces de los puntos de control se ajustan de manera simultánea. Esta metodología está basada en la condición de colinealidad.

- Determinación de las ecuaciones de colinealidad

Sea un sistema de coordenadas imagen ($\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$) ficticio, paralelo al sistema de coordenadas terreno (X, Y, Z) (en realidad, no son paralelos). El centro de proyección $O (X_o, Y_o, Z_o)$, el punto imagen $p(x, y, z)$ y el punto proyectado del terreno $P(X, Y, Z)$ se encuentran en la misma línea (condición de colinealidad) (Figura 24).

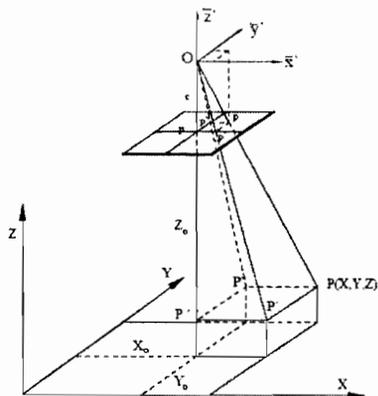


Figura 24: Condición de colinealidad

Se puede entonces deducir a partir de la Figura 24:

$$\lambda = \frac{\overline{P'P''}}{\overline{P'P}} = \frac{\overline{OP''}}{\overline{OP}}$$

$$\lambda = \frac{X - X_o}{x} = \frac{Y - Y_o}{y} = \frac{Z - Z_o}{z}$$

En forma matricial:

Ecuación 6

$$\begin{bmatrix} X - X_o \\ Y - Y_o \\ Z - Z_o \end{bmatrix} = \lambda \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}$$

Contrariamente al sistema ficticio que es paralelo, el sistema de coordenadas imagen real no es paralelo al sistema de coordenadas terreno. Entonces se tiene que efectuar una rotación sobre este último. Si aplicamos las tres rotaciones en el espacio (ω, ϕ, k) del sistema de coordenadas imagen ($\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$) entonces obtenemos el siguiente sistema de coordenadas (x', y', z') (Figura 25).

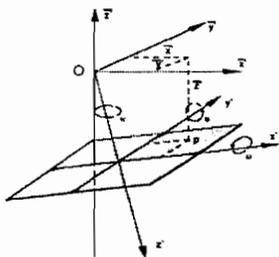


Figura 25: Rotaciones en el espacio del sistema de coordenadas, imagen Pérez [2001]

La transformación por rotación en el plano de la imagen será:

$$x = a_{11}x' + a_{12}y' + a_{13}c$$

$$y = a_{21}x' + a_{22}y' + a_{23}c$$

$$z = a_{31}x' + a_{32}y' + a_{33}c$$

c es la distancia principal.

En forma matricial tenemos:

Ecuación 7

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = R \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix}$$

R es la matriz de rotación (ω, ϕ, κ) , en la cual los coeficientes tienen los valores siguientes:

$$\begin{bmatrix} a_{11} = \cos \varphi \cos \kappa & a_{12} = -\cos \varphi \sin \kappa & a_{13} = \sin \varphi \\ a_{21} = \cos \omega \sin \kappa + \sin \omega \sin \varphi \cos \kappa & a_{22} = \cos \omega \cos \kappa - \sin \omega \sin \varphi \sin \kappa & a_{23} = -\sin \omega \cos \varphi \\ a_{31} = \sin \omega \sin \kappa - \cos \omega \sin \varphi \cos \kappa & a_{32} = \sin \omega \cos \kappa + \cos \omega \sin \varphi \sin \kappa & a_{33} = \cos \omega \cos \varphi \end{bmatrix}$$

Si sustituimos la ecuación 5 por la ecuación 6 obtenemos:

$$\begin{bmatrix} X - X_o \\ Y - Y_o \\ Z - Z_o \end{bmatrix} = \lambda \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = \lambda R \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = \frac{1}{\lambda} R^{-1} \begin{bmatrix} X - X_o \\ Y - Y_o \\ Z - Z_o \end{bmatrix}$$

Dado que en una matriz ortogonal [R], $[R^{-1}]$ (matriz inversa) = $[R^T]$ (matriz transpuesta), y designando $[R^{-1}] = [M]$ obtenemos:

$$x' = \frac{1}{\lambda} [m_{11}(X - X_o) + m_{12}(Y - Y_o) + m_{13}(Z - Z_o)]$$

$$y' = \frac{1}{\lambda} [m_{21}(X - X_o) + m_{22}(Y - Y_o) + m_{23}(Z - Z_o)]$$

$$z' = \frac{1}{\lambda} [m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)]$$

Obtenemos por lo tanto:

$$x' = \frac{1}{\lambda} [m_{11}(X - X_o) + m_{12}(Y - Y_o) + m_{13}(Z - Z_o)]$$

$$y' = \frac{1}{\lambda} [m_{21}(X - X_o) + m_{22}(Y - Y_o) + m_{23}(Z - Z_o)]$$

$$c' = \frac{1}{\lambda} [m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)]$$

Finalmente, dividiendo las dos primeras ecuaciones por la tercera ecuación y cambiando de miembro la distancia focal, obtenemos las ecuaciones de colinealidad:

Ecuación 8

$$x' = -c \frac{m_{11}(X - X_o) + m_{12}(Y - Y_o) + m_{13}(Z - Z_o)}{m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)}$$

$$y' = -c \frac{m_{21}(X - X_o) + m_{22}(Y - Y_o) + m_{23}(Z - Z_o)}{m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)}$$

Estas ecuaciones tienen 12 elementos independientes, (coordenadas imagen $[x', y', c]$ conocidas, las coordenadas de los puntos de control $[X, Y, Z]$ conocidas, las tres translaciones $[X_o, Y_o, Z_o]$ desconocidas, y las tres rotaciones $[\omega, \phi, k]$ desconocidas, para una sola imagen). El método para la determinación de las ecuaciones de la otra imagen es el mismo. Entonces, para un par de fotografías tenemos seis translaciones desconocidas y seis rotaciones desconocidas; $[\omega_1, \phi_1, k_1]$ $[\omega_{o1}, \phi_{o1}, k_{o1}]$ para la imagen izquierda y $[\omega_2, \phi_2, k_2]$ $[\omega_{o2}, \phi_{o2}, k_{o2}]$ para la imagen derecha. Si tenemos las coordenadas imagen de cada fotografía, y al menos 3 puntos (bien repartidos) en coordenadas terreno y en coordenadas imagen, podemos resolver el problema de la intersección inversa en el espacio. El principal problema de este método es la cantidad de ecuaciones que se tienen que resolver después de la linealización de las ecuaciones de colinealidad (serie de Taylor) para cada fotografía [Kraus y Waldhausl, 1998; Pérez, 2001]. Una vez linealizadas, las ecuaciones de colinealidad

se resuelven por el método de mínimos cuadrados (cálculo iterativo), para obtener la orientación externa de las fotografías.

4.4.3 Aerotriangulación y validación de nuestras fotografías

4.4.3.1 Bloques fotográficos del 2006

Las fotografías del 2006 han sido aerotrianguladas en bloque, un primer bloque sobre la región Negruni – Condoriri y un segundo bloque sobre la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Los resultados de las aerotriangulaciones en bloques se presentan en la Tabla 6. Hemos decidido efectuar la aerotriangulación en dos regiones independientes porque nuestros puntos de control entre la región Negruni – Condoriri y la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya no son visibles debido a nubes durante el vuelo fotogramétrico en la parte Oriental de la Cordillera Real. Sin embargo, los glaciares estudiados no están cubiertos por nubes (Figura 26).

Para validar la aerotriangulación, hemos comparado las coordenadas de los puntos conocidos mediante las mediciones DGPS no incluidos en el cálculo de aerotriangulación, con las coordenadas de estos puntos determinados por fotogrametría (posteriormente a la aerotriangulación). Esta es la manera más común de validar una aerotriangulación [Kasser y Egels, 2001]. El principal problema de esta validación es que, en general, tenemos muy pocos puntos de validación (generalmente, se obtiene una aerotriangulación más estable haciendo uso de más puntos de control); si se tienen pocos puntos, esta validación no es significativa [Kasser y Egels, 2001]. Sin embargo, gracias a la tecnología digital, es posible realizar un control minucioso de los bloques aerotriangulados. En primer lugar, cabe remarcar que la precisión de un bloque fotogramétrico es válida solamente al interior del área cubierta por los haces de triangulación de los puntos de control. Al exterior de esta área, los errores pueden ser importantes. En las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya, estos problemas han sido excluidos, gracias a la importante red de puntos de control que ha sido establecida en estas regiones (Figura 20).

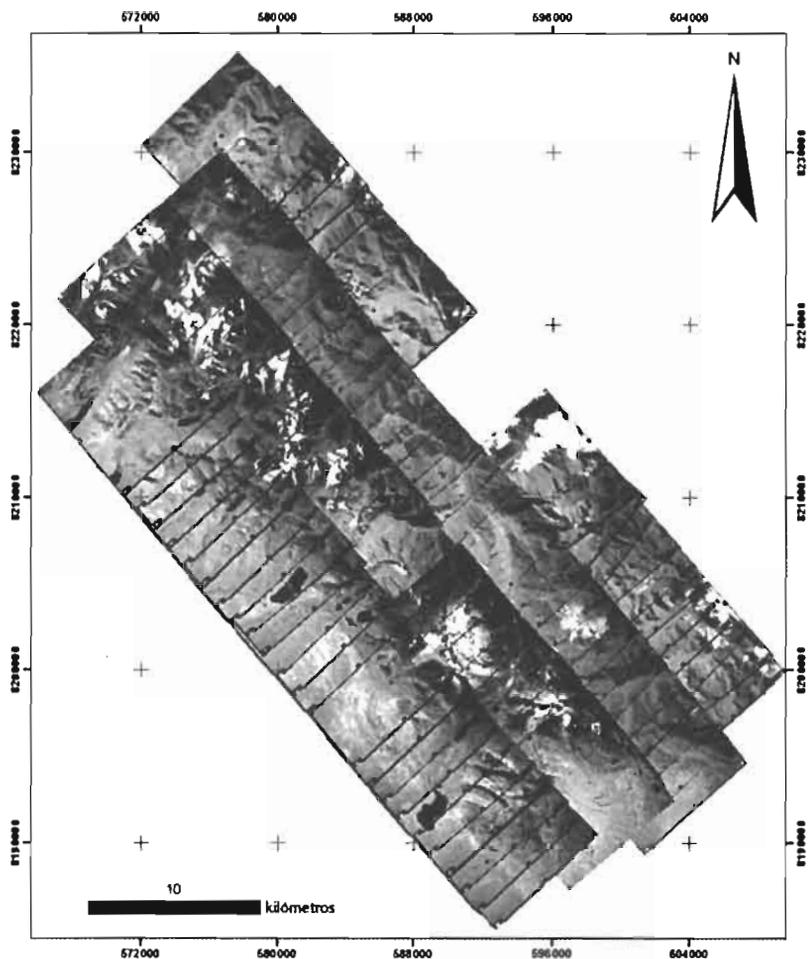


Figura 26: Aerotriangulación del 2006 de las regiones comprendidas en el estudio.

Para controlar los cálculos, se puede observar la estabilidad del bloque cuando excluimos o incluimos puntos de control. El número de iteraciones debe ser pequeño (en nuestros bloques, inferior a 10) y la resolución de los sistemas de ecuaciones debe ser obtenida

rápidamente (algunos segundos). Los residuos o RMS^2 medios de X, Y, Z y Σ^3 no deben cambiar mucho durante la inclusión o exclusión de puntos de control. En los bloques del 2006, hemos procedido a la verificación de los bloques excluyendo un 15% de los puntos de control en cada bloque. De esta manera, pudimos comparar las coordenadas de los puntos de control que habían sido excluidos del cálculo. En total, hemos realizado este procedimiento en una docena de puntos de los dos bloques aerotriangulados con mucho éxito, donde se ha obtenido una diferencia máxima de 3 m (en altimetría) en la cima Sur de la vía normal del macizo de Huayna Potosí (punto DGPS medido durante 30 minutos, en el año 2004). La media de los doce puntos no excede 1 m en planimetría y 2 m en altimetría.

4.4.3.2 Pares fotográficos de 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997

A diferencia de las imágenes del 2006, las imágenes de 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997 han sido aerotrianguladas por pares estereoscópicos. Cada par ha sido triangulado con un mínimo de 20 puntos de enlace y 8 puntos de control. En cada par estereoscópico, se ha utilizado puntos de control medidos por fotogrametría a partir de la aerotriangulación de las imágenes del 2006 y medidos por DGPS (puntos de control idénticos a los de la aerotriangulación del 2006). La ventaja de los puntos de control medidos por fotogrametría está en el hecho que podíamos escoger puntos de control bien identificables y bien repartidos alrededor de la zona de interés (en nuestro caso alrededor de los glaciares). A partir de 6 puntos de control medidos en las imágenes, los modelos estereoscópicos se comportan de una manera bastante estable. Sin embargo, hemos fijado entre 8 y 14 el número de puntos de control por par estereoscópico, para mejorar la calidad geométrica de las aerotriangulaciones. Entonces, hemos utilizado puntos de control ya sean medidos por DGPS u obtenidos en las fotografías del 2006 aerotrianguladas. Una manera eficaz de validar los parámetros de

2 RMS = sigla en inglés para Root Mean Square

3 Σ = total error of unit weight

NEGRUNI - CONDORRI

| Años | Banda | Imágenes | Sigma 0 (μm) | RMS-X (m) | RMS-Y (m) | RMS-Z (m) | GCP Puntos | GCP 2006 | GCP DGPS | Tie Puntos | N' Perfil | Perfil ABS (m) | Perfil Hmadas (m) | | |
|-------------|-----------|------------------------------|------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|-------------|---------------|--------------|----------------------|-------------------------|--------|-------|
| 2006 | 4 Bandas | 5 Imágenes | | 8.100 | 0.447 | 0.354 | 0.345 | 10 | 0 | 30 | 224 | 0 | 0 | | |
| | | 1 Banda | 254-255 | 11.400 | 0.952 | 0.989 | 0.564 | 8 | 3 | 5 | 12 | 1 | 1.250 | -0.272 | |
| | | | 255-256 | 9.200 | 0.549 | 0.561 | 0.746 | 8 | 3 | 5 | 12 | 2 | 1.720 | 1.454 | |
| | | | 256-257 | 10.200 | 0.978 | 0.545 | 0.451 | 8 | 6 | 2 | 12 | 3 | 2.010 | -2.027 | |
| | 1997 | 2 Bandas | 272-273 | 8.100 | 0.757 | 0.776 | 0.439 | 8 | 6 | 2 | 12 | 4 | 1.520 | -0.281 | |
| | | | 273-274 | 8.300 | 0.580 | 0.679 | 0.626 | 8 | 7 | 1 | 12 | 5 | 0.770 | 0.111 | |
| | | 274-275 | 11.700 | 0.896 | 0.584 | 0.629 | 8 | 7 | 1 | 12 | 6 | 2.870 | 1.553 | | |
| | | 30E-309 | 10.000 | 0.644 | 0.840 | 0.862 | 8 | 6 | 2 | 12 | 7 | 0.670 | 0.177 | | |
| | 4 Bandas | 318-319 | 11.800 | 1.075 | 0.602 | 0.713 | 10 | 8 | 2 | 14 | 8 | 1.790 | 1.205 | | |
| | 1983 | 1 Banda | 288-289 | 9.700 | 0.754 | 0.966 | 0.649 | 9 | 3 | 6 | 12 | 1 | 0.890 | 0.546 | |
| | | | 289-290 | 8.000 | 0.745 | 0.942 | 0.545 | 11 | 9 | 2 | 14 | 2 | 2.420 | 2.494 | |
| | | | 290-291 | 7.000 | 0.757 | 0.993 | 0.532 | 9 | 7 | 2 | 12 | 3 | 2.130 | 2.153 | |
| 291-292 | | 5.500 | 0.810 | 0.431 | 0.572 | 8 | 5 | 3 | 12 | 4 | 2.460 | 1.955 | | | |
| 2 Bandas | | 5293-5294 | 13.500 | 0.748 | 0.881 | 0.619 | 9 | 7 | 2 | 12 | 5 | 1.840 | 1.943 | | |
| 1975 | | 1 Banda | 1522-1523 | 7.200 | 1.125 | 0.797 | 1.242 | 9 | 4 | 5 | 12 | 1 | 2.783 | 0.074 | |
| | 1523-1524 | | 6.500 | 0.463 | 1.248 | 1.026 | 10 | 5 | 5 | 12 | 2 | 1.627 | 0.695 | | |
| | 1524-1525 | | 8.500 | 0.768 | 1.304 | 0.736 | 10 | 5 | 5 | 12 | 3 | 1.700 | 1.706 | | |
| | 728-729 | 6.200 | 1.106 | 1.145 | 1.251 | 13 | 10 | 3 | 14 | 4 | 1.980 | 2.059 | | | |
| | 2 Bandas | 729-730 | 8.700 | 1.035 | 1.146 | 0.791 | 13 | 8 | 5 | 15 | 5 | 1.205 | 1.207 | | |
| | 730-731 | 11.000 | 1.343 | 0.995 | 1.379 | 10 | 5 | 5 | 12 | 6 | 1.820 | 1.725 | | | |
| 1963 | 1 Banda | 1858-1859 | 9.200 | 0.862 | 0.405 | 1.000 | 14 | 13 | 1 | 14 | 1 | 1.580 | 1.764 | | |
| | | 1859-1860 | 5.800 | 0.383 | 0.452 | 0.799 | 14 | 14 | 0 | 14 | 2 | 1.279 | 1.051 | | |
| | | 1860-1861 | 8.400 | 0.723 | 0.274 | 0.678 | 10 | 9 | 1 | 14 | 3 | 0.007 | 0.730 | | |
| | | 1180-1181 | 6.800 | 0.345 | 0.588 | 0.624 | 10 | 9 | 1 | 14 | 4 | 1.030 | 1.040 | | |
| | | 1181-1182 | 9.800 | 0.552 | 0.837 | 0.261 | 10 | 9 | 1 | 14 | 5 | 0.368 | 1.030 | | |
| | | 2 Bandas | 1182-1183 | 9.200 | 0.569 | 0.539 | 0.672 | 10 | 8 | 2 | 14 | 6 | 0.502 | 0.790 | |
| | 1183-1184 | 8.900 | 0.453 | 0.650 | 0.536 | 10 | 7 | 3 | 14 | 7 | 1.067 | 1.150 | | | |
| | 1184-1185 | 8.200 | 0.931 | 0.627 | 0.514 | 10 | 8 | 2 | 14 | 8 | 0.338 | 1.050 | | | |
| | 1185-1186 | 9.800 | 0.614 | 0.542 | 0.642 | 10 | 10 | 0 | 14 | 9 | 0.130 | 0.830 | | | |
| | 1186-1187 | 5.600 | 0.368 | 0.759 | 0.642 | 10 | 9 | 1 | 14 | 10 | 1.746 | 1.580 | | | |
| | 1073-1074 | 10.900 | 1.617 | 0.935 | 0.522 | 10 | 10 | 0 | 14 | 11 | 1.701 | 1.650 | | | |
| | 1074-1075 | 13.300 | 0.702 | 0.990 | 0.717 | 10 | 10 | 0 | 15 | 12 | 0.293 | 0.675 | | | |
| | 3 Bandas | 1075-1076 | 9.800 | 0.564 | 0.944 | 0.375 | 10 | 10 | 0 | 14 | 13 | 1.589 | 1.718 | | |
| | 1076-1077 | 9.400 | 0.670 | 0.616 | 0.479 | 10 | 8 | 2 | 14 | 14 | 0.166 | 0.930 | | | |
| | 1077-1078 | 9.800 | 0.609 | 0.315 | 0.423 | 10 | 9 | 1 | 14 | 15 | 1.803 | 1.588 | | | |
| | 1078-1079 | 5.900 | 0.349 | 0.346 | 0.712 | 8 | 8 | 0 | 14 | 16 | 1.466 | 1.525 | | | |
| | 718-719 | 8.900 | 0.495 | 0.546 | 0.499 | 10 | 9 | 1 | 14 | 17 | 0.723 | 0.864 | | | |
| | 719-720 | 7.400 | 0.381 | 0.668 | 0.373 | 10 | 10 | 0 | 14 | 18 | 1.051 | 1.217 | | | |
| | 4 Bandas | 720-721 | 8.000 | 0.488 | 0.473 | 0.655 | 10 | 8 | 2 | 14 | 19 | 1.175 | 1.275 | | |
| | 721-722 | 8.300 | 0.426 | 0.619 | 0.604 | 10 | 9 | 1 | 14 | 20 | 0.385 | 0.903 | | | |
| | 722-723 | 7.400 | 0.358 | 0.633 | 0.654 | 10 | 9 | 1 | 14 | 21 | 0.994 | 1.062 | | | |
| | 723-724 | 8.000 | 0.993 | 0.544 | 0.612 | 10 | 8 | 2 | 14 | 22 | 0.543 | 0.761 | | | |
| | 1956 | 1 Banda | 28231-28230 | 7.600 | 1.032 | 0.643 | 0.870 | 10 | 8 | 2 | 14 | 11 | 1.016 | 1.050 | |
| | | | 28230-28229 | 5.600 | 0.605 | 0.538 | 1.023 | 14 | 13 | 1 | 14 | 12 | 2.588 | 2.690 | |
| 28280-28281 | | | 5.500 | 0.928 | 0.929 | 0.918 | 14 | 13 | 1 | 15 | 8 | 3.060 | 1.240 | | |
| 2 Bandas | | 28281-28282 | 8.000 | 0.581 | 0.359 | 0.626 | 11 | 10 | 1 | 14 | 9 | 2.040 | 2.040 | | |
| | | 28282-28283 | 7.000 | 0.784 | 1.033 | 0.819 | 14 | 12 | 2 | 16 | 10 | 2.504 | 2.170 | | |
| | | 28294-28293 | 9.400 | 0.752 | 0.896 | 0.512 | 10 | 9 | 1 | 14 | 4 | 1.034 | 1.510 | | |
| 3 Bandas | | 28293-28292 | 5.500 | 1.219 | 0.680 | 1.492 | 10 | 9 | 1 | 14 | 5 | 0.272 | 0.650 | | |
| | | 28292-28291 | 7.100 | 1.104 | 0.996 | 1.197 | 14 | 13 | 1 | 14 | 6 | 0.721 | 1.020 | | |
| | | 28291-28290 | 10.700 | 0.472 | 0.300 | 0.595 | 10 | 9 | 1 | 14 | 7 | 0.634 | 0.960 | | |
| 4 Bandas | | 28337-28338 | 6.800 | 0.470 | 1.136 | 1.495 | 14 | 13 | 2 | 14 | 1 | 2.659 | 2.631 | | |
| | | 28338-28339 | 6.200 | 0.366 | 0.367 | 0.531 | 9 | 7 | 2 | 14 | 2 | 1.464 | 1.387 | | |
| | | 28339-28340 | 9.600 | 0.284 | 1.158 | 0.815 | 10 | 10 | 0 | 14 | 3 | 0.014 | 1.220 | | |
| | | HUAYNA - CUMBRE - CHACALTAYA | | | | | | | | | | | | | |
| | | 2006 | 4 Bandas | 46 imágenes | | 9.500 | 0.453 | 0.483 | 0.429 | 43 | 0 | 43 | 223 | 0 | 0 |
| | | | | 219-238 | 6.200 | 0.731 | 0.832 | 0.790 | 12 | 4 | 12 | 21 | 1 | 1.575 | 0.124 |
| 1997 | | 1 Banda | 240-239 | 4.200 | 0.699 | 0.596 | 0.540 | 12 | 6 | 6 | 21 | 2 | 1.375 | 1.050 | |
| 1983 | | 1 Banda | 288-289 | 9.700 | 0.754 | 0.966 | 0.649 | 9 | 3 | 6 | 12 | 1 | 0.890 | 0.546 | |
| 1975 | | 2 Bandas | 733-734 | 8.800 | 0.920 | 0.557 | 0.688 | 13 | 1 | 12 | 19 | 1 | 1.982 | 1.252 | |
| 1963 | 3 Bandas | 1070-1069 | 6.500 | 0.749 | 0.668 | 0.392 | 11 | 12 | 1 | 20 | 1 | 1.145 | 0.906 | | |
| 1956 | 4 Bandas | 28356-28355 | 8.900 | 0.548 | 0.401 | 0.777 | 12 | 10 | 2 | 21 | 1 | 1.547 | 1.831 | | |

Tabla 6: Resultados de las aerotriangulaciones en las regiones del estudio.

las aerotriangulaciones (además de la comparación con puntos de control excluidos de los cálculos) es comparar los modelos entre ellos (fotografías multi-temporales) en puntos fijos. Para verificar si los modelos obtenidos después de la aerotriangulación concuerdan entre ellos, hemos restituido objetos que no han cambiado en el tiempo (ej. zonas de rocas) para cada vuelo fotogramétrico. Para esto, hemos efectuado una comparación mediante perfiles (20 a 25 puntos distantes de 25 m, predefinidos en todas las imágenes extrapoladas en una línea recta de coordenadas conocidas) entre las fotografías aerotrianguladas por pares (imágenes de 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997) y las fotografías aerotrianguladas en bloque (imágenes del 2006) en las zonas rocosas cercanas a los glaciares. La Tabla 6 muestra las características de las aerotriangulaciones (σ_0 , RMS-X, RMS-Y, y RMS-Z), el número de puntos de control usados [medidos ya sea por estereoscopia (GCP 2006) o por DGPS (DGPS Puntos)] así como el número de puntos de enlace (Tie Points). Los valores de las 2 últimas columnas (perfiles ABS y H promedio) corresponden a la media de las desviaciones de altura (valores absolutos de las desviaciones o desviaciones brutas) de los 25 puntos restituidos en cada perfil, a partir de cada par estereoscópico (1956, 1963, 1975, 1983, y 1997) y comparados a las restituciones de las imágenes del 2006.

Estas pruebas muestran (Figura 27) que nuestros resultados fotogramétricos son completamente compatibles con la precisión buscada (las diferencias altimétricas sobrepasan en raras ocasiones 1.50 m). Estas pruebas han sido realizadas sistemáticamente para todos los pares estereoscópicos.

4.4.3.3 Comparación entre los cálculos obtenidos con los programas Orima y Bingo

Con la finalidad de probar los resultados del cálculo de aerotriangulación, hemos hecho una comparación entre los perfiles obtenidos por el cálculo de aerotriangulación de Orima y de Bingo con las imágenes del vuelo fotogramétrico del 2006 (región Huayna – Cumbre – Chacaltaya). Hemos digitalizado dos perfiles (con un desnivel de una centena de metros y parecido a los perfiles realizados con

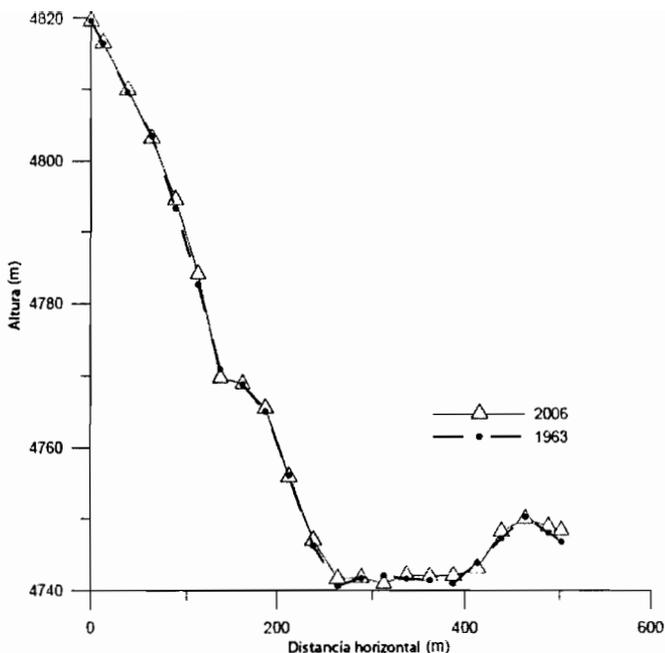


Figura 27: Ejemplo de la comparación por perfiles. Los triángulos han sido restituidos en las imágenes aerotrianguladas del 2006, los puntos han sido restituidos en el par aerotriangulado 1074- 1075 del vuelo de 1963.

las otras imágenes). Cada perfil tiene 25 puntos distantes de 25 m, predefinidos en los pares estereoscópicos 85-86 y 142-143 del 2006.

Los puntos de enlace así como los puntos de control utilizados al principio de las iteraciones fueron los mismos. Las coordenadas imagen de los puntos restituidos no son las mismos, porque los perfiles han sido medidos y calculados sucesivamente con los parámetros de Bingo y con los de Orima. Las diferencias de altura de los 25 puntos restituidos en los dos perfiles (Figura 28) obtenidos con las imágenes aerotrianguladas por Orima y por Bingo están a 1 m de diferencia (en valor absoluto). Estas diferencias no sobrepasan el error de la medición estereoscópica durante las restituciones

fotogramétricas. De esto, podemos concluir que los algoritmos de los dos programas no generan resultados significativamente diferentes.

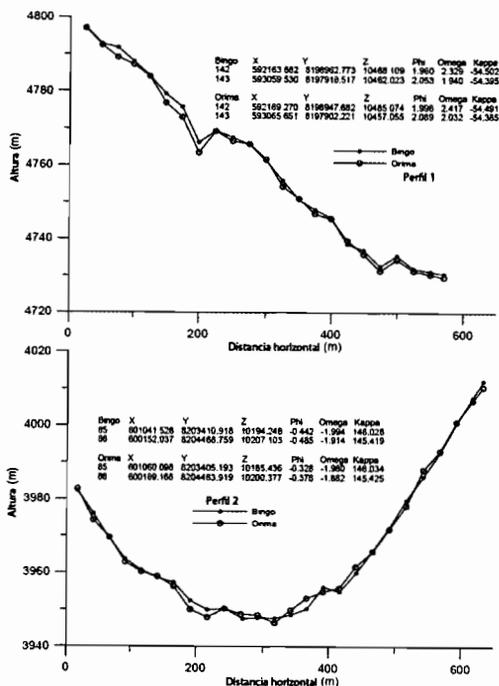


Figura 28: Comparación de perfiles entre los cálculos de las aerotriangulaciones obtenidas por Orima y Bingo. Los parámetros de cada toma se indican en cada uno de los gráficos (ω , ϕ , y k en grados).

4.5 RESTITUCIÓN FOTOGRAMÉTRICA

La restitución fotogramétrica de un par de fotografías aéreas que definen un modelo espacial o “estéreo-modelo”, se realiza observando los puntos homólogos de las dos tomas [Kraus y Waldhausl, 1998]. Para la restitución de modelos numéricos de terreno (DEM's) en los glaciares, hemos empleado un método discreto de medición de puntos aislados, es decir, que hemos ajustado manualmente

punto por punto el paralaje horizontal (z) haciendo converger las marcas flotantes de cada fotografía. Para las restituciones de las imágenes de la región Negruni – Condoriri como de la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya, nos hemos impuesto una malla planimétrica regular/irregular (que depende del contraste en la superficie de los glaciares) de alrededor de 25x25 m en las zonas planas y de alrededor 10x10 m en las zonas con mayor pendiente, en cada uno de los 21 glaciares implicados en el estudio. Estas mallas de restitución son razonables, dada la extensión de los glaciares bolivianos y las distintas escalas de fotografías aéreas utilizadas. Estas corresponden a un buen compromiso entre la precisión requerida (alrededor de 1 o 2 metros) y el tiempo de trabajo consagrado. Por otra parte, una de las ventajas grandes de la fotogrametría digital con respecto a la fotogrametría analítica, es la capacidad de mejorar las imágenes digitalizadas, con técnicas de manipulación del histograma de las imágenes (expansión, igualaciones), por filtrado y supresión del ruido (filtros lineales, no lineales, convolución, mediana, adaptativa, etc.), y mediante técnicas de realce de los contornos (métodos de gradiente, o de anulación de la segunda derivada) [Kasser y Egels, 2001]. De esta manera, para mejorar la calidad visual de las imágenes durante las restituciones fotogramétricas, hemos modificado los histogramas de las imágenes. Ningún filtrado ni ninguna técnica de realce de contornos han sido aplicadas a las fotografías. También hemos intentado reconstruir nuestros DEM's por estéreocorrelación automática (algoritmos desconocidos en la plataforma de fotogrametría digital LPS). Sin embargo, la aparición de artefactos y de puntos erróneos (de una veintena de metros) se ha constatado. En vista del tiempo consagrado a la limpieza de los artefactos/puntos erróneos, hemos preferido hacer una restitución manual. Evidentemente, una restitución manual para toda la Cordillera Oriental es una tarea casi irrealizable, solamente técnicas de estéreocorrelación automática haría posible tal trabajo. Como consecuencia, todos nuestros modelos numéricos de terreno (DEM's) han sido restituidos manualmente. Efectivamente, la falta de contraste (partes altas o con algo de nieve sobre los glaciares) es una consecuencia de los malos resultados obtenidos durante la aplicación de algoritmos de estéreocorrelación automática. En algunos

glaciares, ha sido imposible efectuar restituciones globales en toda la superficie, a causa de la falta de contraste relacionada a la presencia de nieve. En esos casos, las zonas no han sido restituidas (para no introducir errores en los DEM's). Preferimos conservar una buena precisión para todas nuestras mediciones. Por otra parte, ciertos glaciares no han sido restituidos en todas las fotografías, debido a que en ciertas fotografías (1956) la textura es borrosa sobre la superficie de los glaciares y la visión estereoscópica se limita a las áreas rocosas. Hemos restituido los contornos de los glaciares con líneas (líneas 3D), y la superficie de los glaciares a partir de nubes de puntos (puntos en 3D). Estas restituciones han sido integradas en un sistema de información geográfica (ArcGis v.9x).

4.5.1 Validación de las restituciones glaciares a partir de perfiles transversales

Una vez realizadas las restituciones fotogramétricas para cada glaciar y cada campaña fotogramétrica, hemos buscado la validación de nuestros resultados. Esta etapa de validación es indispensable para asegurar la calidad de nuestras restituciones y construir los DEM's a partir de los puntos 3D que servirán para calcular las variaciones de volumen por sustracción de DEM's.

Hemos procedido en una primera instancia al limpiado de los puntos 3D gracias al módulo Terrain Editor de LPS ®. Este módulo nos permite mostrar en la pantalla de una computadora una proyección en 3D y en tiempo real los puntos 3D, los triángulos de Delaunay o TIN (Triangles Irregular Network, en inglés), las curvas de nivel interpolados a partir de los TIN y de los pares estereoscópicos. El riesgo de aparición de artefactos es muy pequeño, porque nuestros puntos 3D han sido generados en su totalidad por un procedimiento manual.

A continuación, hemos verificado visualmente la forma de los perfiles transversales medidos en cada uno de los DEM (Figura 29). Durante esta comparación hemos verificado si la pérdida de masa de nuestros 21 glaciares ha sido coherente, (con una mayor pérdida de masa en la zona de ablación con respecto a la zona de acumulación) si bien no es una regla general; se han observado fenómenos

inversos con una pérdida de masa en la zona de acumulación y un aumento de masa en la zona de ablación simultáneamente (ej. periodos de aumento de masa). La Figura 29 muestra un ejemplo de validaciones de nuestras restitutiones en el glaciar de Zongo. En esta figura, la escala vertical de los perfiles es la misma, mientras que la escala horizontal no es la misma, debido a que la longitud del glaciar no es la misma.

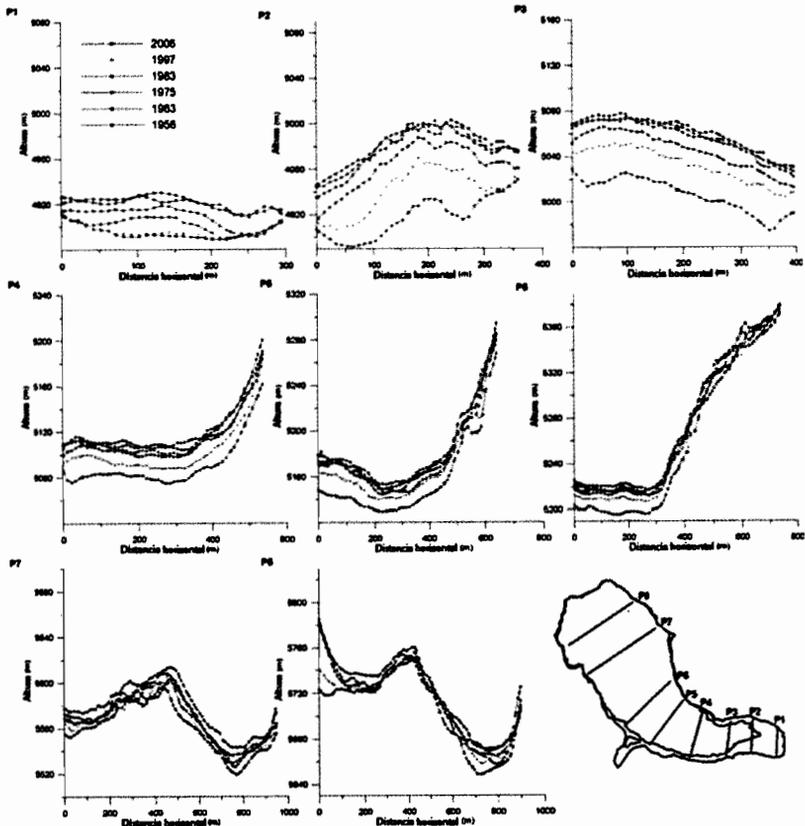


Figura 29: Validación visual de los DEM's del glaciar de Zongo por perfiles transversales entre 1956 y 2006.

4.6 CONSTRUCCIÓN DE LOS DEMs

La última etapa de la cadena fotogramétrica está relacionada con la construcción de los DEM's, obtenidos por interpolación a partir de puntos 3D. Se pueden usar distintos métodos de interpolación. Los algoritmos asignan diferentes pesos a los nudos durante la interpolación. No existe una regla general para el empleo de uno u otro algoritmo para una aplicación dada. Se pueden obtener diferentes resultados para la representación de nuestros datos mediante la aplicación de diferentes tipos de algoritmos [Golden Software, 2002]. Sin embargo, un estudio acerca de la variación de los volúmenes del glaciar de Sarennes entre 1952 y 2003, obtenido mediante tres métodos diferentes de interpolación (1o interpolación lineal, 2o kriging y 3o TIN), ha mostrado diferencias no significativas en los resultados (malla de re-muestreado de 10m) [Thibert et al., 2008]. Durante otro estudio, [Vallon y Leiva, 1981] han mostrado que los errores relativos al método de integración y al re-muestreo (estudio del glaciar de Saint Sorlin, Alpes franceses) no son significativos (± 0.07 m eq. agua).

Para nuestro estudio, hemos evaluado dos DEM's (1956 y 2006) de Zongo, con el objetivo de escoger un algoritmo de interpolación para nuestros puntos 3D, para calcular las variaciones de volumen posteriormente, con una malla de re-muestreado de 10 m igual a nuestra mínima malla de restitución fotogramétrica.

Las variaciones volumétricas obtenidas con diferentes algoritmos de interpolación entre los DEM's de 1956 y del 2006 han mostrado resultados parecidos con la excepción del método por "moving average" (Figura 30). Las variaciones volumétricas son las siguientes: -16.78, -16.85, -16.81, -16.76, -16.81, -16.86, -16.57, -16.62 y -0.16 m eq. de agua, utilizando los métodos de (a) Delaunay Interpolation, (b) Nearest Neighbor, (c) Radial Basis Function, (d) Natural Neighbor, (e) Kriging, (f) Minimum Curvature, (g) Inverse Distance, (h) Modified Shepard's y (i) Moving Average respectivamente. Para la elaboración de nuestros DEM's, hemos utilizado el método de « Minimum Curvature » en el programa Surfer ®. Siguiendo este método, la superficie generada es análoga a una superficie regular

pasando lo más cerca posible de los valores, con un aumento mínimo de flexión entre los datos brutos (puntos 3D) y los datos interpolados [Golden Software, 2002]. El método de Minimum curvature toma un rectángulo como célula de la malla. El vecindario del nudo de la malla está definido por este rectángulo centrado en el nudo de la malla. Si no hay ningún valor bruto en el vecindario del nudo de la malla, el valor del nudo se iguala a la media aritmética de los datos.

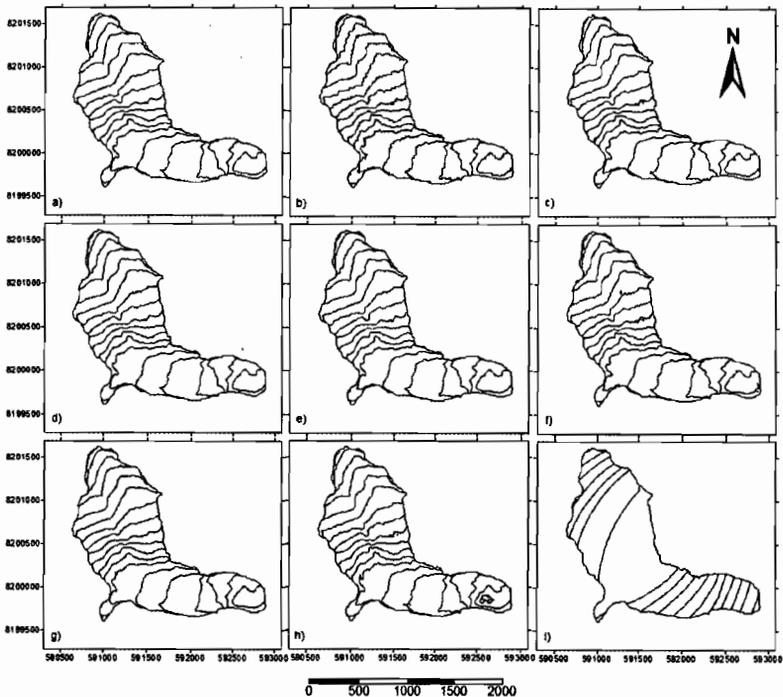


Figura 30: Interpolación del glaciar de Zongo a partir del DEM del 2006, con distintos métodos: (a) Delaunay Interpolation, (b) Nearest Neighbor, (c) Radial Basis Function, (d) Natural Neighbor, (e) Kriging, (f) Minimum Curvature, (g) Inverse Distance, (h) Modified Shepard's e (i) Moving Average.

4.7 EL METODO CARTOGRAFICO O VOLUMETRICO

El método cartográfico, también llamado método volumétrico o método geodésico, consiste en estimar el balance de masa volumétrico (nieve, neviza o hielo) de un glaciar. El balance de masa volumétrico de un glaciar se calcula haciendo la diferencia de superficie del glaciar en fechas diferentes. Este método hace uso de modelos numéricos de terreno (DEM en inglés) obtenidos por medio de mapas topográficos digitalizados, de restituciones fotogramétricas aéreas (es nuestro caso), de una estereocorrelación automática satelital, de datos topográficos (Teodolito o GPS) o de los datos de un escáner láser aerotransportado o satelital. Para el cálculo del balance de masa volumétrico entre dos DEM's, se debe conocer la altura del estado inicial (Z_1) así como la altura del estado final (Z_2), y la densidad (nieve, hielo neviza). Sin embargo, como la densidad es una incógnita en la mayor parte de los casos, se debe aplicar la ley de Sorge's [Bader, 1954], la cual parte de la hipótesis que la densidad es constante entre los dos períodos [Thibert et al., 2008]. Entonces, la ecuación para la variación de masa puede ser escrita de la siguiente manera según Thibert et al. [2008]:

Ecuación 9

$$\Delta m_{vol} = m_2 - m_1 = \iint_{S_1 \cup S_2} \left[\int_{Z_1(x,y)}^{Z_2(x,y)} \rho(x,y,z) dz \right] dx dy$$

Δm_{vol} = variación de masa; ρ = densidad, S_1 = estado inicial y S_2 = estado final

Este método ya ha sido utilizado en Bolivia, a partir de las restituciones fotogramétricas analíticas, en el glaciar de Chacaltaya [Ramírez et al., 2001], y en los glaciares del macizo de Charquini [Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2006; Rabatel et al., 2005]. Finalmente, el balance de masa volumétrico neto es obtenido dividiendo la variación de masa por la superficie media S_m del glaciar entre las dos fechas [Thibert et al., 2008]:

$$b_{vol} = \frac{\Delta m_{vol}}{S_m} = \frac{\rho}{S_m} \sum_{j=1}^Q \Delta h_j S_{grid}$$

Donde Q es el número de mallas de la red, Δh_j es la variación de altura para cada nudo j, y S_{grid} es la superficie de cada malla de la red de restitución (red de re-muestreado de interpolación).

4.8 ESTIMACIÓN DEL ERROR EN NUESTRAS VARIACIONES DE VOLUMEN CON EL MÉTODO DE THIBERT et al. (2008)

La estimación del error en las variaciones de masa obtenidas por el método cartográfico se ha tratado en numerosas publicaciones [Andreasen, 1999; Blanc, 2003; Cox y March, 2004; Krimmel, 1989; Krimmel, 1999; Thibert et al., 2008]. Según estas publicaciones, el error de las variaciones volumétricas obtenidas por fotogrametría es de alrededor de 1 a 2 m eq. de agua pero, en realidad, este error depende de un gran número de parámetros. Uno de los pocos estudios que ha desarrollado una metodología de cálculo con un análisis de errores (sistemáticos y aleatorios) exhaustivo para el método cartográfico es aquel de Thibert et al. [2008]. Nos hemos apoyado en este estudio para el análisis de los errores de nuestras variaciones de volumen.

Para el análisis de los errores del método cartográfico, hay que estimar la rugosidad del terreno. En nuestro caso, hemos considerado una desviación estándar para la rugosidad (definida como la amplitud entre los máximos de una onda y el largo de ondas) de 0.35 m, constante para todos nuestros DEM's. Este valor concuerda con el valor propuesto por Thibert et al. [2008] para el glaciar de Sarennes (malla de restitución de 20x20 m). También es necesario determinar el error estereoscópico interno de las medidas. Este error depende de la escala media de las fotografías, del error de medición estereoscópico, de la distancia principal de la cámara y

de la base estereoscópica de las fotografías. Al igual que Thibert et al. [2008], hemos considerado una imprecisión de observación de $30\mu\text{m}$ en nuestras medidas (generalmente, se guarda una imprecisión de $10\mu\text{m}$ para los puntos de control y/o los puntos de unión) [Thibert et al., 2008]. El error estereoscópico interno en planimetría depende también de la pendiente media de las superficies restituídas. De esta manera, el error estereoscópico interno para un punto cualquiera depende de los errores relacionados a la rugosidad y a los errores estereoscópicos internos, planimétricos como altimétricos Thibert et al. [2008]. Los errores de orientación de un estereotipo se calculan a partir de los residuos de X, Y y Z, de los puntos de control obtenidos durante la aerotriangulación así como de la pendiente del DEM. De esta manera, hemos calculado el error global del balance de masa volumétrico. En la ecuación del cálculo del error global del método de [Thibert et al., 2008], hemos depreciado el primer término (error de interpretación de los contornos de los glaciares), dado que la identificación de los contornos de los 21 glaciares es neto en las imágenes (sin nieve fresca, ni cobertura de rocas [glaciares negros]). La Tabla 7 hace una recapitulación de los resultados de nuestro análisis de errores.

El error relacionado a la hipótesis de una superficie media (media aritmética) entre dos fechas, se ha depreciado, dado que los períodos entre restituciones son cortos (una década). De esta manera, hemos supuesto un decrecimiento lineal de las superficies entre dos fechas. Por otra parte, el error relacionado con la restitución incompleta de algunos glaciares, debido a la presencia de sombras o de nieve en la parte alta de la zona de acumulación, se ha depreciado. Efectivamente, estas superficies no restituídas, son reducidas, y son la causa de una pequeña variación del espesor. En el glaciar de Zongo, hemos determinado este error con precisión en cada uno de los períodos, y es inferior a 10cm eq. de agua por año.

4.8.1 Las hipótesis acerca de la densidad de la nieve

En los cálculos de variaciones volumétricas, hemos hecho la hipótesis de que las variaciones de espesor corresponden a variaciones de espesor de hielo, y hemos aplicado una densidad de 0.9

NEGRUNI - CONDORIRI

| Años | Bandas | Imágenes | Sigma 0 (µm) | RMS-X (m) | RMS-Y (m) | RMS-Z (m) | GCP Puntos | GCP 2006 | GCP DGPS | Tie Puntos | N° PerfM | PerfM ABS | PerfM H.medio (m) | | |
|----------|-----------|-------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|-------------|---------------|-------------|--------------|-------------------------|-------|-------|
| 2006 | 4 Bandas | 51 Imágenes | 8.100 | 0.347 | 0.994 | 0.345 | 30 | 0 | 30 | 226 | 0 | 0 | 0 | | |
| 1997 | 1° Banda | 254-255 | 11.400 | 0.952 | 0.989 | 0.564 | 8 | 3 | 5 | 12 | 1 | 1.250 | 0.272 | | |
| | | 255-256 | 9.200 | 0.549 | 0.861 | 0.746 | 8 | 3 | 5 | 12 | 2 | 1.720 | 1.454 | | |
| | | 256-257 | 10.200 | 0.978 | 0.545 | 0.451 | 8 | 6 | 2 | 12 | 3 | 2.010 | -2.027 | | |
| | 2° Banda | 272-273 | 8.100 | 0.757 | 0.776 | 0.439 | 8 | 6 | 2 | 12 | 4 | 1.520 | -0.281 | | |
| | | 273-274 | 8.900 | 0.580 | 0.679 | 0.626 | 8 | 7 | 1 | 12 | 5 | 0.770 | 0.111 | | |
| | | 274-275 | 11.700 | 0.896 | 0.564 | 0.629 | 8 | 7 | 1 | 12 | 6 | 2.870 | 1.554 | | |
| | 3° Banda | 308-309 | 10.000 | 0.644 | 0.840 | 0.862 | 8 | 6 | 2 | 12 | 7 | 0.670 | 0.177 | | |
| | 4° Banda | 318-319 | 11.800 | 1.075 | 0.602 | 0.713 | 10 | 8 | 2 | 14 | 8 | 1.790 | -1.705 | | |
| | 1983 | 1° Banda | 288-289 | 9.700 | 0.754 | 0.966 | 0.649 | 9 | 3 | 6 | 12 | 1 | 0.880 | 0.546 | |
| | | | 289-290 | 8.000 | 0.745 | 0.942 | 0.545 | 11 | 9 | 2 | 14 | 2 | 2.420 | 2.494 | |
| 290-291 | | | 7.000 | 0.757 | 0.903 | 0.332 | 9 | 7 | 2 | 12 | 3 | 2.130 | 2.153 | | |
| 291-292 | | | 5.500 | 0.810 | 0.431 | 0.572 | 8 | 3 | 3 | 12 | 4 | 1.955 | 1.995 | | |
| 2° Banda | 5293-5294 | 13.500 | 0.748 | 0.861 | 0.619 | 9 | 7 | 2 | 12 | 5 | 1.840 | 1.543 | | | |
| 1975 | 1° Banda | 1522-1523 | 7.200 | 1.125 | 0.797 | 1.242 | 9 | 4 | 5 | 12 | 1 | 2.783 | 0.074 | | |
| | | 1523-1524 | 8.500 | 0.463 | 1.248 | 1.026 | 10 | 5 | 5 | 12 | 2 | 1.627 | 0.695 | | |
| | | 1524-1525 | 6.500 | 0.768 | 1.904 | 0.736 | 10 | 5 | 5 | 12 | 3 | 1.700 | 1.706 | | |
| | | 718-719 | 8.200 | 1.106 | 1.145 | 1.251 | 13 | 10 | 3 | 14 | 4 | 1.980 | 2.059 | | |
| 2° Banda | 729-730 | 8.700 | 1.035 | 1.146 | 0.791 | 13 | 8 | 5 | 15 | 5 | 1.205 | 1.207 | | | |
| | | 730-731 | 11.000 | 1.341 | 0.995 | 1.379 | 10 | 5 | 5 | 12 | 6 | 1.820 | 1.725 | | |
| 1983 | 1° Banda | 1858-1859 | 9.200 | 0.462 | 0.405 | 1.000 | 14 | 13 | 1 | 14 | 1 | 1.580 | 1.764 | | |
| | | 1859-1860 | 5.800 | 0.381 | 0.452 | 0.799 | 14 | 14 | 0 | 14 | 2 | 1.279 | 1.051 | | |
| | | 1860-1861 | 8.400 | 0.723 | 0.274 | 0.678 | 10 | 9 | 1 | 14 | 3 | 0.007 | 0.790 | | |
| | 2° Banda | 1180-1181 | 6.800 | 0.345 | 0.888 | 0.424 | 10 | 9 | 1 | 14 | 4 | 1.030 | 1.040 | | |
| | | 1181-1182 | 9.800 | 0.552 | 0.837 | 0.261 | 10 | 9 | 1 | 14 | 5 | 0.368 | 1.030 | | |
| | | 1182-1183 | 9.100 | 0.569 | 0.539 | 0.672 | 10 | 8 | 2 | 14 | 6 | 0.802 | 0.790 | | |
| | | | 1183-1184 | 8.900 | 0.453 | 0.650 | 0.536 | 10 | 7 | 3 | 14 | 7 | 1.067 | 1.150 | |
| | | | 1184-1185 | 8.200 | 0.933 | 0.627 | 0.514 | 10 | 8 | 2 | 14 | 8 | 0.938 | 1.090 | |
| | | | 1185-1186 | 9.800 | 0.614 | 0.542 | 0.642 | 10 | 10 | 0 | 14 | 9 | 0.130 | 0.830 | |
| | | | 1186-1187 | 5.600 | 0.368 | 0.759 | 0.642 | 10 | 9 | 1 | 14 | 10 | 1.746 | 1.580 | |
| | 3° Banda | 1073-1074 | 10.900 | 1.017 | 0.935 | 0.522 | 10 | 10 | 0 | 14 | 11 | 1.701 | 1.650 | | |
| | | 1074-1075 | 13.800 | 0.702 | 0.990 | 0.717 | 10 | 10 | 0 | 15 | 12 | 0.298 | 0.675 | | |
| | | 1075-1076 | 9.800 | 0.564 | 0.944 | 0.875 | 10 | 10 | 0 | 14 | 13 | 1.589 | 1.718 | | |
| | | 1076-1077 | 9.400 | 0.670 | 0.616 | 0.479 | 10 | 8 | 2 | 14 | 14 | 0.166 | 0.930 | | |
| | | 1077-1078 | 9.800 | 0.609 | 0.315 | 0.423 | 10 | 9 | 1 | 14 | 15 | 1.803 | 1.588 | | |
| | | 1078-1079 | 5.900 | 0.349 | 0.345 | 0.712 | 8 | 8 | 0 | 14 | 16 | 1.466 | 1.525 | | |
| | | | | 718-719 | 8.900 | 0.495 | 0.546 | 0.499 | 10 | 9 | 1 | 14 | 17 | 0.723 | 0.864 |
| | | | | 719-720 | 7.400 | 0.381 | 0.868 | 0.373 | 10 | 10 | 0 | 14 | 18 | 1.051 | 1.217 |
| | | | 720-721 | 8.000 | 0.488 | 0.473 | 0.655 | 10 | 8 | 2 | 14 | 19 | 1.175 | 1.275 | |
| 4° Banda | 721-722 | 8.300 | 0.426 | 0.619 | 0.804 | 10 | 9 | 1 | 14 | 20 | 0.385 | 0.903 | | | |
| | | 722-723 | 7.400 | 0.358 | 0.833 | 0.854 | 10 | 9 | 1 | 14 | 21 | 0.994 | 1.062 | | |
| | | 723-724 | 8.000 | 0.593 | 0.544 | 0.612 | 10 | 8 | 2 | 14 | 22 | 0.543 | 0.761 | | |
| 1986 | 1° Banda | 28231-28230 | 7.600 | 1.032 | 0.643 | 0.870 | 10 | 8 | 2 | 14 | 11 | 1.016 | 1.050 | | |
| | | 28230-28229 | 5.600 | 0.605 | 0.538 | 1.023 | 14 | 13 | 1 | 14 | 12 | 2.588 | 2.690 | | |
| | | 28230-28281 | 5.500 | 0.928 | 0.929 | 0.918 | 14 | 13 | 1 | 15 | 8 | 1.060 | 1.240 | | |
| | 2° Banda | 28281-28282 | 8.800 | 0.581 | 0.359 | 0.626 | 11 | 10 | 1 | 14 | 9 | 2.040 | 2.040 | | |
| | | 28282-28283 | 7.000 | 0.784 | 1.033 | 0.819 | 14 | 12 | 2 | 16 | 10 | 2.504 | 2.170 | | |
| | | 28294-28293 | 9.400 | 0.752 | 0.896 | 0.512 | 10 | 9 | 1 | 14 | 4 | 1.034 | 1.510 | | |
| | 3° Banda | 28293-28292 | 5.500 | 1.219 | 0.680 | 1.492 | 10 | 9 | 1 | 14 | 5 | 0.222 | 0.650 | | |
| | | 28292-28291 | 7.100 | 1.104 | 0.996 | 1.197 | 14 | 13 | 1 | 14 | 6 | 0.721 | 1.020 | | |
| | | 28291-28290 | 10.700 | 0.472 | 0.300 | 0.595 | 10 | 9 | 1 | 14 | 7 | 0.634 | 0.960 | | |
| | 4° Banda | 28337-28338 | 6.800 | 0.470 | 1.146 | 1.495 | 14 | 13 | 2 | 14 | 1 | 2.669 | 2.631 | | |
| | | 28338-28339 | 6.200 | 0.364 | 0.887 | 0.531 | 9 | 7 | 2 | 14 | 2 | 1.464 | 1.387 | | |
| | | 28339-28340 | 9.600 | 0.284 | 1.168 | 0.815 | 10 | 10 | 0 | 14 | 3 | 0.014 | 1.220 | | |

MUAYWA - CUMBRE - CHACALTAYA

| Años | Bandas | Imágenes | Sigma 0 (µm) | RMS-X (m) | RMS-Y (m) | RMS-Z (m) | GCP Puntos | GCP 2006 | GCP DGPS | Tie Puntos | N° PerfM | PerfM ABS | PerfM H.medio (m) |
|------|----------|-------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|-------------|---------------|-------------|--------------|-------------------------|
| 2006 | 4 Bandas | 46 Imágenes | 9.500 | 0.453 | 0.483 | 0.429 | 43 | 0 | 43 | 228 | 0 | 0 | 0 |
| 1997 | 1° Banda | 239-238 | 6.200 | 0.731 | 0.832 | 0.790 | 12 | 4 | 12 | 21 | 1 | 1.575 | 0.124 |
| | | 240-239 | 4.200 | 0.699 | 0.596 | 0.540 | 12 | 6 | 6 | 21 | 2 | 1.375 | 1.050 |
| 1983 | 1° Banda | 288-289 | 9.700 | 0.754 | 0.966 | 0.649 | 9 | 3 | 6 | 12 | 1 | 0.880 | 0.546 |
| 1975 | 2° Banda | 733-734 | 8.800 | 0.920 | 0.557 | 0.688 | 13 | 1 | 12 | 19 | 1 | 1.982 | 1.252 |
| | | 1070-1069 | 6.500 | 0.749 | 0.668 | 0.392 | 11 | 12 | 1 | 20 | 1 | 1.145 | 0.906 |
| 1956 | 4° Banda | 28356-28355 | 8.900 | 0.548 | 0.401 | 0.777 | 12 | 10 | 2 | 21 | 1 | 1.547 | 1.331 |

Tabla 7: Resumen de los resultados obtenidos durante los análisis de errores.

a estas variaciones de espesor durante el cálculo del balance de masa. En la zona de ablación, esta hipótesis se verifica, dado que estamos en presencia de hielo. Nuestra hipótesis supone que el espesor y la densidad de la neviza (en la zona de acumulación) no cambian mucho en el tiempo. Hemos buscado evaluar el error que podía provocar nuestra hipótesis.

Para esta estimación, hemos supuesto que, más allá de los 20 metros de profundidad, nos encontramos en presencia de hielo. Esta hipótesis se apoya en los resultados de la perforación del Copuna en el Perú a 6070m de altura. El análisis de la perforación muestra que la densidad es de 0.80 a 20m de profundidad (0.65 en promedio en los primeros 20m de profundidad) [P. Ginot, comunicación personal]. Las zonas de acumulación de nuestros glaciares están a alturas inferiores a 6000m y es probable que el espesor de la neviza sea inferior a 20m. Suponiendo una disminución del espesor de 10m (de 60 a 50m), una variación de la densidad en la superficie de 0.1 (de 0.5 a 0.6) y suponiendo un aumento lineal de la densidad en profundidad, el balance de masa de la zona de acumulación sería igual a 6m eq. de agua (la superficie de la zona de acumulación no cambia). Nuestra hipótesis, (espesor y densidad de la neviza constantes en el tiempo) nos conduce a un error de 3m eq. de agua en la zona de acumulación. Es probable que este error esté muy sobreestimado. Por otra parte, cabe remarcar que la superficie de la zona de acumulación cubre aproximadamente 2/3 de la superficie total de los glaciares grandes y 1/2 de la superficie de los glaciares pequeños. El error en el balance de masa de glaciar se reduce entonces a 1.5 – 2m eq. de agua. Si por otra parte consideramos que las pérdidas de masa del glaciar son, de una manera global, de 5 a 10 veces superiores en la zona de ablación, el posible error que emerge de nuestra hipótesis acerca de la densidad es muy inferior a nuestros errores de medición.

4.9 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO

Para las mediciones del balance de masa del conjunto de nuestros glaciares, se ha escogido la fotogrametría aérea por las siguientes

razones: 1o) el tamaño reducido de los glaciares bolivianos, 2o) la disponibilidad de los datos desde 1956 y 3o) la precisión de la técnica.

En Bolivia, 80% de los glaciares tiene una superficie inferior a 0.5km^2 [Jordan, 1991]. En las imágenes satelitales, esta superficie se representa con 23.5 píxeles (a 30m →Landsat), 47 píxeles (a 15m →Aster), 71 píxeles (a 10m →Spot), 283 píxeles (a 2.5m →Spot 5), 707 píxeles (a 1m →Ikonos), mientras que ella se representa con 1414 píxeles (a 0.5m) en imágenes fotogramétricas. Imágenes aéreas de las regiones de trabajo estaban disponibles para los años: 1956, 1963, 1975, 1983 y 1997. Se ha efectuado un vuelo fotogramétrico el año 2006 para completar la base de información fotográfica disponible en Bolivia. En paralelo, campañas de estereopreparación han sido llevadas a cabo para medir, por GPS diferencial, puntos de control identificables en las imágenes. Estos puntos de control han sido usados a continuación para ajustar geoméricamente las imágenes por bloques (fotografías del 2006) y por pares estereoscópicos (fotografías del 1956, 1963, 1975, 1983 y del 1997). Después de una validación de estos ajustes geométricos, los 21 glaciares se han restituido para fechas distintas. Los modelos numéricos de terreno (DEM en inglés) de cada restitución fotogramétrica han sido construidos con el algoritmo de "Minimum Curvature". Las variaciones volumétricas se han obtenido a partir del método cartográfico. Una estimación del error de las variaciones volumétricas se ha obtenido para cada uno de los 21 glaciares por el método de Thibert et al. [2008]. Finalmente, hemos estimado el error que podían ocasionar nuestras hipótesis acerca de las variaciones de densidad de la nieve/neviza en el tiempo.

EVOLUCIÓN DE LOS BALANCES DE MASA GLACIARES DE LA CORDILLERA REAL

| | |
|--|-----|
| 5.1 LAS VARIACIONES VOLUMÉTRICAS | 150 |
| 5.1.1 Balances de masas volumétricas acumulativos | 151 |
| 5.1.2 Balances de masa centrados | 153 |
| 5.2 ANÁLISIS DE LAS FLUCTUACIONES TEMPORALES DE LOS BALANCES DE MASA GLACIAR EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS CLIMATICOS | 155 |
| 5.2.1 Las precipitaciones | 158 |
| 5.2.2 Las temperaturas | 160 |
| 5.3 ANÁLISIS DE LOS BALANCES DE MASA ACUMULATIVOS Y DE SU VARIABILIDAD ESPACIAL | 163 |
| 5.3.1 Superficies promedio de los glaciares | 163 |
| 5.3.2 Altitud de los frentes de los glaciares | 165 |
| 5.3.3 Altitud promedio de los glaciares | 165 |
| 5.3.4 Orientación de los glaciares | 168 |
| 5.3.5 Correlación múltiple entre los balances de masa, la exposición y la altitud promedio | 170 |
| 5.4 VARIACIONES DE SUPERFICIE, VARIACIONES DE LOS FRENTE GLACIARES Y VARIACIONES VOLUMÉTRICAS | 174 |
| 5.5 FLUCTUACIONES GLACIARES EN EL CURSO DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX, PARTICULARMENTE DESPUES DE 1963 | 176 |
| 5.5.1 La pérdida de superficies glaciares | 176 |
| 5.5.2 Estimación de los balances de masa glaciar en el conjunto de la región | 179 |
| 5.5.3 Comparación con los glaciares de Charquini y de Chacaltaya | 182 |

Este capítulo presenta, en primer lugar, las variaciones volumétricas de los 21 glaciares. Estudiaremos las relaciones entre los balances de masa glaciares, sus características geométricas (tamaño, altura del frente, altura media del glaciar, orientación y localización

con respecto a los flujos húmedos) y los parámetros climáticos propios de las regiones del estudio. También hemos actualizado el inventario glaciológico realizado por E. Jordan en 1975 (en las regiones del estudio).

5.1 LAS VARIACIONES VOLUMÉTRICAS

Las fluctuaciones de los balances de masa se han obtenido mediante el método cartográfico por fotogrametría aérea (véase Capítulo 4). En total, disponemos de: 17 glaciares restituidos con las imágenes de 1956, 21 glaciares restituidos con las imágenes de 1963, 20 glaciares restituidos con las imágenes de 1975, 14 glaciares restituidos con las imágenes de 1983, 21 glaciares con las imágenes de 1997 y del 2006. La Tabla 8 muestra detalladamente los períodos en los cuales se han restituido los 21 glaciares del estudio.

| | 1956 | 1963 | 1975 | 1983 | 1997 | 2006 | | 1956 | 1963 | 1975 | 1983 | 1997 | 2006 |
|-------------|------|------|------|------|------|------|---------------|------|------|------|------|------|------|
| Glaciar 1 | | | | | | | Glaciar 10 | | | | | | |
| Glaciar 9 | | | | | | | Glaciar 31 | | | | | | |
| Glaciar 2 | | | | | | | Glaciar 36 | | | | | | |
| Glaciar 10M | | | | | | | Glaciar 35 | | | | | | |
| Glaciar 12 | | | | | | | Glaciar 42 | | | | | | |
| Glaciar 13 | | | | | | | Glaciar 61 | | | | | | |
| Glaciar 20 | | | | | | | Glaciar 75 | | | | | | |
| Glaciar 27 | | | | | | | Glaciar 68 | | | | | | |
| Glaciar 29 | | | | | | | Glaciar 69 | | | | | | |
| Glaciar 32 | | | | | | | Glaciar Zongo | | | | | | |
| Glaciar 44 | | | | | | | | | | | | | |

Tabla 8: Fechas de las restituciones fotogramétricas de cada glaciar.

La restitución fotogramétrica de 1956 no se ha realizado para todos los glaciares porque los negativos de los pares estereoscópicos de los glaciares 61, 35, 36 y 42 han sido dañados (la tinta es borrosa en estos estereotipos). En las copias de diapositivas escaneadas, no es posible efectuar una medición estereoscópica

en los glaciares. En las imágenes de 1975, el único glaciar que no ha sido restituído es el glaciar 68, debido a un problema de falta de contraste en la superficie del glaciar (reflejo debido a la radiación solar y a la posición del glaciar durante la toma aérea). Debido al recubrimiento parcial del vuelo fotogramétrico de 1983 sobre la región Negruni – Condoriri, algunos glaciares (glaciares 1, 2, 9, 10M, 12, 13 y 22) no han podido ser restituídos con estas imágenes. Los otros glaciares han sido restituídos en 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006, correspondiendo a la totalidad de los vuelos fotogramétricos verticales efectuados en la Cordillera Real en Bolivia. Por consiguiente, hemos analizado las fluctuaciones glaciares en dos períodos: el período (1956-2006) para el cual 18 glaciares han sido analizados, y el período (1963-2006) para el cual 21 glaciares han sido analizados.

5.1.1 Balances de masas volumétricas acumulativos

La Figura 31 presenta los balances de masa de los 21 glaciares estudiados en la Cordillera Real en Bolivia entre 1956 et 2006 (18 glaciares, Figura 31a) y entre 1963 y 2006 (21 glaciares, Figura 31b). Los glaciares que no han sido restituídos, sea con las imágenes de 1975 (glaciar 68), sea con las imágenes de 1983 (glaciares 1, 2, 9, 10M, 12, 13 y 32), no han sido incluidos en los períodos 1963-1975/1975-1983 y 1975- 1983/1983-1997 respectivamente.

Esta figura muestra, en primer lugar, que los 21 glaciares han perdido masa durante estos últimos 50 años. En segundo lugar, se constata que el balance de masa acumulado es muy diferente de un glaciar a otro, comprendido entre -0.33m eq. de agua por año (glaciar de Zongo) y -1.61m eq. de agua por año (glaciar 75) en el período 1956-2006, o entre -0.26m eq. de agua por año (glaciar 36) y -1.38m eq. de agua por año (glaciar 75) en el período 1963-2006.

Estas diferencias pueden explicarse por las diferentes características geométricas de cada uno de los glaciares (tamaño, altura y exposición principalmente) como veremos más adelante. En tercer lugar, esta tendencia negativa no es regular en el tiempo. En cuarto lugar, la tendencia es negativa para todos los glaciares a partir de 1975. Finalmente, una gran parte de estos glaciares muestra un

balance de masa cercano al equilibrio o incluso positivo durante el período 1963-1975. Esta tendencia positiva no se traduce en un avance de los frentes, como lo han mostrado los estudios precedentes.

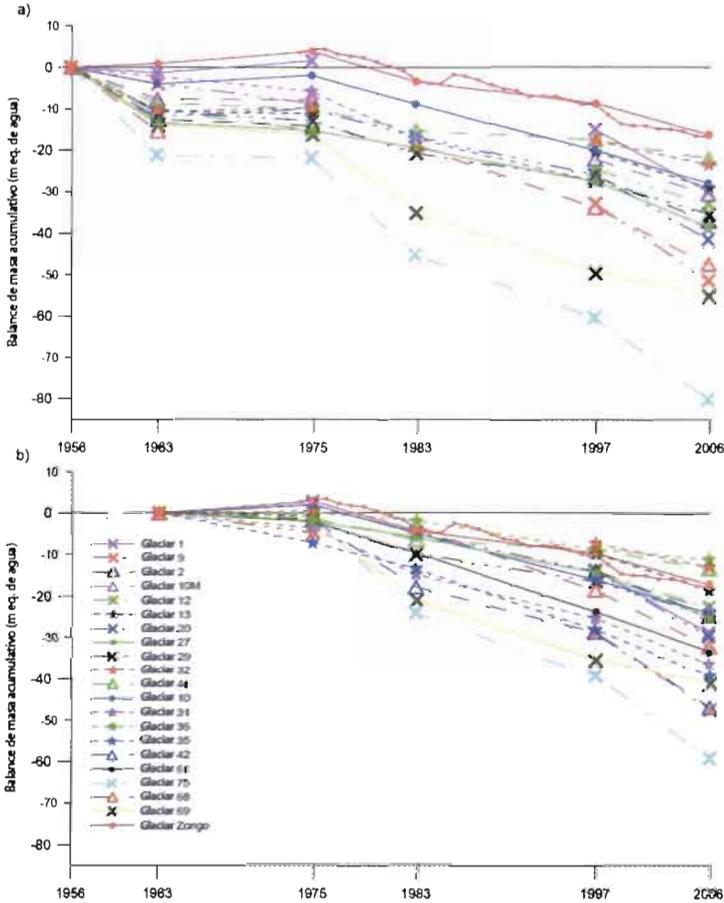


Figura 31: a) Balances de masa acumulativos de los glaciares 1, 2, 9, 10, 10M, 12, 13, 20, 27, 29, 31, 32, 44, 68, 69, 75 y Zongo entre 1956 y 2006; b) Balances de masa acumulativos de los 21 glaciares estudiados en la Cordillera Real en Bolivia, entre 1963 y 2006.

Esto nos confirma que los frentes de los glaciares no pueden ser directamente relacionados a los cambios climáticos, porque la dinámica de los glaciares introduce un tiempo de respuesta.

Nuestros resultados muestran que en el período de balances positivos entre 1963 y 1975 no hubo un avance de los frentes glaciares (ej. glaciar de Zongo). Las observaciones de los frentes glaciares muestran que los glaciares observados han seguido su retroceso a lo largo de los últimos 50 años [Vuille *et al.*, 2008] (si bien no disponemos de datos anuales para todo este período). Se puede concluir que las variaciones de longitud o de superficie no son representativas de los balances de masa glaciar, por lo tanto climática.

5.1.2 Balances de masa centrados

En la Figura 31, observamos los balances de masa para dos períodos de los 21 glaciares seleccionados en la Cordillera Real. Con el fin de identificar una respuesta común de los 21 glaciares, hemos calculado los balances de masa centrados para cada uno de los 21 glaciares (Figura 32), 17 glaciares durante el período 1956-2006 (Figura 32a) y 21 glaciares durante el período 1963-2006 (Figura 32b). Para esto, hemos sustraído el balance de masa promedio anual (durante el período 1956-2006 o durante el período 1963-2006) de cada una de las series (Tabla 9).

En la Figura 32a y la Figura 32b, observamos en gris los balances de masa centrados de los glaciares con una superficie superior a 0.45km² (promedio 1956-2006). Se observan resultados muy similares dado que las diferencias entre los balances centrados no sobrepasan el error de las mediciones.

El error en los balances de masa se ha calculado con el método de Thibert *et al.* [2008] (véase Capítulo 4). Los errores máximos de los balances de masa acumulados obtenidos por fotogrametría son de 2.85, 1.48, 2.38, 3.54, y 3.72m eq. de agua (sin tomar en cuenta el error de los glaciares 75 y 69) durante los períodos 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997 y 1997-2006 respectivamente. Anualmente los valores son 0.37, 0.11, 0.27, 0.23 y 0.37m eq. de agua por año respectivamente, para cada período. Podemos concluir que la dispersión de nuestros datos, contenida en las partes

grises (entre 1956 y 2006) es muy parecida al error obtenido en las mediciones. Por consiguiente, las variaciones de los balances de masa de estos glaciares muestran una señal idéntica, de origen climático. Durante el período 1956-1963, la incertidumbre en las mediciones es mucho más importante que la dispersión de nuestras mediciones y la información obtenida no es muy pertinente dado que el balance centrado está comprendido entre +0.5 y -1.2m eq. de agua por año.

| | 1956-2006 | 1963-2006 | | 1956-2006 | 1963-2006 |
|-------------|-----------|-----------|---------------|-----------|-----------|
| Glaciar 1 | -0.60 | -0.67 | Glaciar 10 | -0.56 | -0.56 |
| Glaciar 9 | -1.03 | -1.11 | Glaciar 31 | -0.78 | -0.85 |
| Glaciar 2 | -0.75 | -0.57 | Glaciar 36 | | -0.26 |
| Glaciar 10M | -0.62 | -0.54 | Glaciar 35 | | -0.92 |
| Glaciar 12 | -0.67 | -0.53 | Glaciar 42 | | -1.09 |
| Glaciar 13 | -0.58 | -0.43 | Glaciar 61 | | -0.78 |
| Glaciar 20 | -0.83 | -0.69 | Glaciar 75 | -1.61 | -1.38 |
| Glaciar 27 | -0.77 | -0.58 | Glaciar 68 | -0.95 | -0.75 |
| Glaciar 29 | -0.71 | -0.57 | Glaciar 69 | -1.11 | -0.96 |
| Glaciar 32 | -0.47 | -0.30 | Glaciar Zongo | -0.33 | -0.40 |
| Glaciar 44 | -0.44 | -0.31 | | | |

Tabla 9: Balances de masa en media anual de los 21 glaciares en la Cordillera Real en Bolivia, 17 glaciares durante el período 1956-2006 y 21 glaciares durante el período 1963-2006.

Algunos de los 21 glaciares se encuentran fuera de las regiones grises y sus fluctuaciones difieren del resto de los glaciares; son los glaciares que presentan una superficie inferior a 0.45km² (media entre 1956 y 2006). Efectivamente, la fluctuación de los balances de masa de la mayoría de los glaciares pequeños («low laying glaciers», en inglés) puede estar influenciada por condiciones locales. Las variaciones de volumen de los glaciares más pequeños pueden estar influenciadas por efectos de borde (« edge effects » en inglés), los cuales tienden a acelerar el retroceso glaciar a lo largo de los períodos negativos de balance de masa [Vuille *et al.*, 2008]. Sin em-

bargo, y de una manera opuesta, el aumento del espesor de una cobertura rocosa sobre la lengua glaciara o sobre el conjunto de estos glaciares tiende a reducir los procesos de ablación, porque el hielo estaría protegido de la radiación solar. En Bolivia, estos procesos se han observado en el glaciar de Chacaltaya estos últimos años.

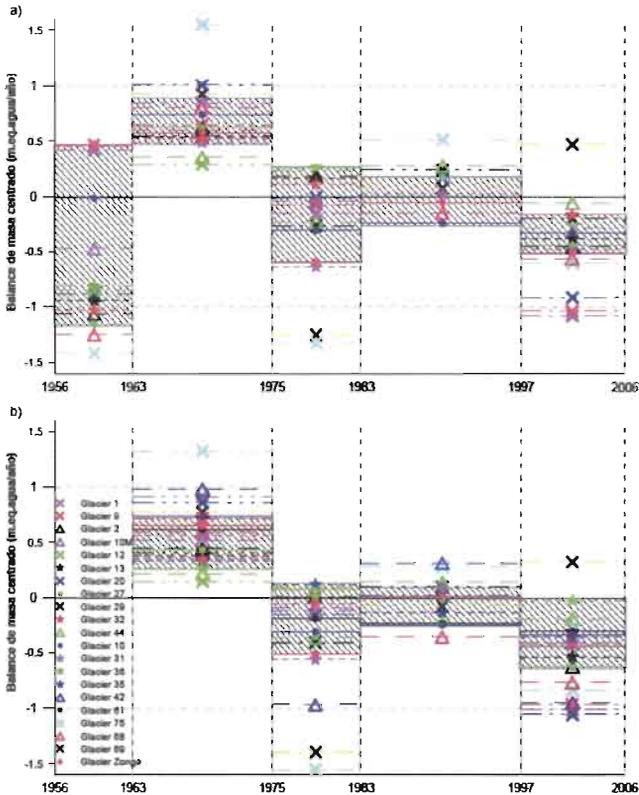


Figura 32 : Balances de masa centrados de los glaciares disponibles en la Cordillera Real en Bolivia, 17 glaciares durante el periodo 1956-2006 (a) y 21 glaciares durante el periodo 1963-2006 (b).

De hecho, en el glaciar de Zongo [Soruco *et al.*, 2009], la variabilidad del balance de masa glaciara es mucho más importante en la lengua del glaciar a baja altitud en comparación con la parte alta. Este fenómeno podría explicar el retroceso acelerado de los glaciares

res bolivianos pequeños durante estas últimas décadas, dado que los glaciares se encuentran generalmente a baja altitud (excluyendo algunos glaciares suspendidos, que han sido identificados en las regiones del estudio).

Los períodos de los balances negativos son principalmente los de 1956-1963 (considerando la gran dispersión de los datos), de 1975-1983, de 1997-2006, de 1983-1997; a lo largo del período 1963-1975, los glaciares se encontraban cerca de su estado de equilibrio (Tabla 10).

| | 1956-1963 | 1963-1975 | 1975-1983 | 1983-1997 | 1997-2006 |
|------|-------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | (m eq. de agua por año) | | | | |
| máx | 0.128 | 0.247 | -0.361 | -0.170 | -0.503 |
| min | -3.019 | -0.395 | -2.929 | -1.106 | -2.206 |
| prom | -1.433 | -0.075 | -0.939 | -0.689 | -1.178 |
| med | -1.517 | -0.109 | -0.800 | -0.662 | -1.020 |
| | (m eq. de agua por año) | | | | |
| máx | | 0.247 | -0.250 | -0.170 | -0.287 |
| min | | -0.583 | -2.929 | -1.106 | -2.206 |
| prom | | -0.097 | -0.992 | -0.744 | -1.181 |
| med | | -0.112 | -0.820 | -0.767 | -1.079 |

Tabla 10 : Estadísticas de los balances de masa anuales de los glaciares disponibles durante los distintos períodos del estudio.

5.2 ANÁLISIS DE LAS FLUCTUACIONES TEMPORALES DE LOS BALANCES DE MASA GLACIAR EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS CLIMÁTICOS

Los resultados precedentes han revelado fluctuaciones temporales muy similares entre los glaciares dentro de una escala de diez años, para el conjunto de la región estudiada. Con la finalidad de discernir el origen climático de estas fluctuaciones, las hemos comparado a las fluctuaciones de algunos parámetros meteorológicos. Para esto, hemos utilizado largas series de temperaturas y de precipitaciones de las estaciones en el vecindario de la región estudiada (Figura 33).

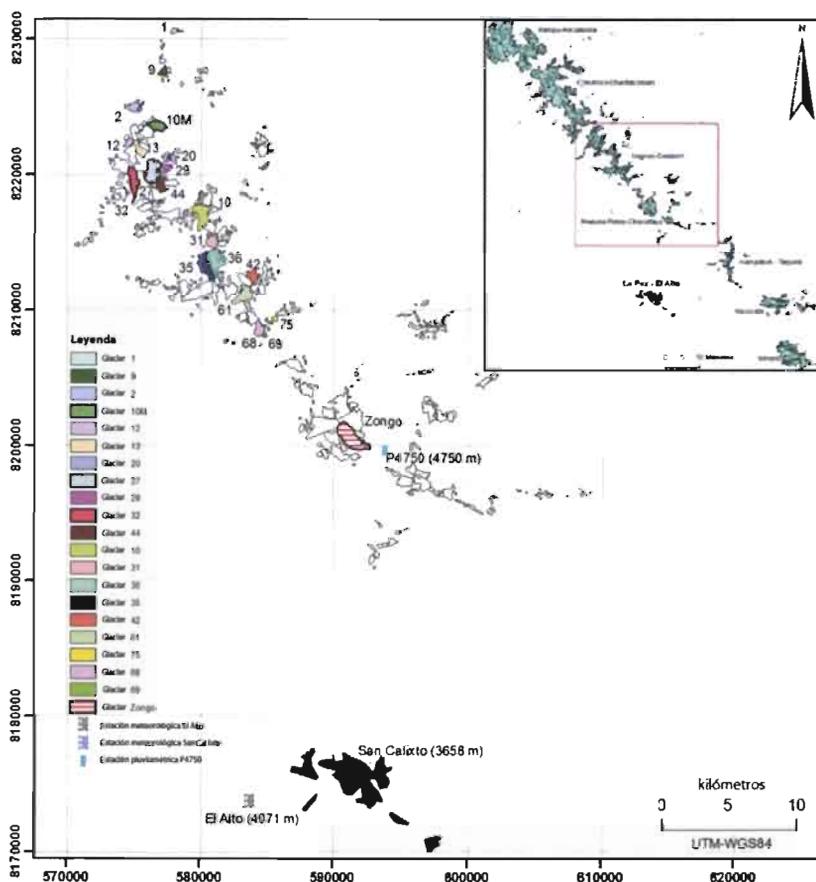


Figura 33: Localización de las estaciones meteorológicas con respecto a las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Las superficies son aquellas del 2006.

En Bolivia, las series meteorológicas (en particular precipitación, temperatura) de más de 50 años son muy raras. La serie más larga de precipitaciones es la del observatorio de San Calixto (La Paz), que remonta a finales del siglo XIX en 1891 [Gioda et al., 2004]. La serie de precipitación de El alto data de 1942 y la serie de la Plataforma Zongo a 4750m (P4750) data de 1971, cerca del glaciar de Zongo (Figura 33). Por el contrario, series largas de temperatura

son más raras; hemos recuperado los datos de la estación de El Alto, que datan de 1968, solamente. Consecuentemente, hemos utilizado datos de re-análisis NCEP-NCAR [Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001] durante el período correspondiente a los vuelos fotogramétricos de 1963 y 2006, ya que los datos de la estación de El Alto no recubrían el período de análisis.

5.2.1 Las precipitaciones

Hemos analizado las precipitaciones a partir de tres estaciones pluviométricas, durante el periodo 1963 y 2006. Las series son las de: 1.) Estación El Alto (serie completa entre 1963 y 2006), 2.) Estación San Calixto (serie completa entre 1963 y 2006), y 3.) Estación P4750 (serie incompleta, observaciones entre 1971 y 2006). La serie pluviométrica de San Calixto ha sido bastante criticada y después validada durante el periodo del estudio [Gioda et al., 2004], igualmente que la serie del pluviómetro P4750 [Ribstein et al., 1995a; Sicart et al., 2007].

| | El Alto r2 | P4750 r2 | San Calixto r2 | % P | | El Alto r2 | P4750 r2 | San Calixto r2 | % P |
|--------------------------------|---------------|-------------|----------------------|-----|-----------------------------|---------------|-------------|----------------------|-----|
| Septiembre a Agosto (12 meses) | | | | | Octubre a Marzo (6 meses) | | | | |
| El Alto | 1 | | | 100 | El Alto | 1 | | | 88 |
| P4750 | 0.72 | 1 | | 100 | P4750 | 0.69 | 1 | | 84 |
| San Calixto | 0.73 | 0.51 | 1 | 100 | San Calixto | 0.77 | 0.48 | 1 | 86 |
| Noviembre a Febrero (4 meses) | | | | | Diciembre a Marzo (4 meses) | | | | |
| El Alto | 1 | | | 61 | El Alto | 1 | | | 66 |
| P4750 | 0.65 | 1 | | 62 | P4750 | 0.57 | 1 | | 68 |
| San Calixto | 0.75 | 0.52 | 1 | 63 | San Calixto | 0.80 | 0.47 | 1 | 68 |
| Diciembre a Febrero (3 meses) | | | | | | | | | |
| El Alto | 1 | | | 53 | | | | | |
| P4750 | 0.58 | 1 | | 53 | | | | | |
| San Calixto | 0.82 | 0.49 | 1 | 55 | | | | | |

0.75 : coeficientes de correlación de las series de precipitaciones

53 : porcentajes de precipitaciones durante el periodo considerado

Tabla 11: Comparación de las series de los pluviómetros El Alto, San Calixto y P4750 disponibles a proximidad de los glaciares estudiados.

En la Tabla 11, se presentan los valores de los coeficientes de correlación de las series de los pluviómetros analizados durante el período común de observaciones (1971- 2006). Hemos escogido 5 períodos de comparación durante el año: 1°) de septiembre a agosto, 2°) de octubre a marzo, 3°) de noviembre a febrero, 4°) de diciembre a marzo y 5°) de diciembre a febrero. En los tres pluviómetros, se registran al menos 80% de las precipitaciones durante la estación húmeda (de octubre a marzo) [Ribstein et al., 1995a] (Tabla 11). Cerca de 70% de las precipitaciones caen entre diciembre y marzo, 60% entre noviembre y febrero y cerca de 50% entre diciembre y febrero. Por otra parte, existe una buena correlación entre los pluviómetros de El Alto y de San Calixto. Esto no es sorprendente, dado que los dos pluviómetros están situados en la aglomeración de La Paz a menos de 10km el uno del otro. Por el contrario, la correlación de estos pluviómetros con P4750 es regular (Tabla 11). Esto puede deberse al hecho de que el pluviómetro P4750 está situado al interior del macizo de la Cordillera Real (cuenca este), mientras que los pluviómetros de El Alto y de San Calixto están situados en la cuenca seca (cuenca oeste). Hemos escogido las series de los pluviómetros P4750 y San Calixto para interpretar nuestras variaciones volumétricas de los 21 glaciares del estudio durante el período de diciembre a marzo (4 meses en un año hidrológico). Por una parte, estas series ya han sido objeto de un análisis temporal y de una validación estadística [Gioda et al., 2004; Ribstein et al., 1995a; Sicart et al., 2007]. Por otra parte, P4750 es el pluviómetro más cercano a la zona del estudio y San Calixto es el pluviómetro con la serie de datos más larga del país. El período (de diciembre a marzo) ha sido escogido porque juega un rol importante en la desviación del balance de masa (según las observaciones del glaciar Zongo).

En la Figura 34a., observamos los valores centrados del balance de masa de los 21 glaciares, para facilitar la comparación en el período de 1963 al 2006. En la Figura 34b., observamos los valores centrados de las precipitaciones (divididas por la precipitación media, para obtener porcentajes comparables entre las estaciones) durante los períodos comunes a las restituciones fotogramétricas. Las precipitaciones del pluviómetro de San Calixto han sido centra-

das en el período 1963-2006. Por el contrario, aquellas del pluviómetro P4750 han sido centradas en el período de datos disponibles (1971-2006). Sin embargo, los valores promedio de San Calixto son idénticos para los dos períodos (1963-2006 y 1971-2006) (402mm), lo cual implica que los valores centrados son comparables.

Se puede notar que los valores centrados de precipitaciones son muy pequeños para los dos pluviómetros. La serie de datos del pluviómetro P4750 presenta una variabilidad temporal mucho más marcada que aquella de San Calixto. Las variaciones de precipitaciones para cada uno de estos períodos no exceden los 70mm, y no pueden explicar los cambios del balance de masa superiores a 500mm. Dado que el gradiente de precipitación según la altitud es pequeño o inexistente entre P4750 y el glaciar de Zongo [Sicart *et al.*, 2007], sería tentador concluir que la influencia de las precipitaciones en el balance de masa es pequeña. Sin embargo, como ha sido mostrado por otros estudios [Favier *et al.*, 2004a; Wagnon *et al.*, 2001], el cambio de albedo relacionado con las precipitaciones (fase sólida/líquida, frecuencia) sobre la ablación parece explicar de una manera más satisfactoria la gran variabilidad del balance de masa anual que la variabilidad de la acumulación en sí.

5.2.2 Las temperaturas

El análisis de temperaturas se ha realizado gracias a los datos de la estación de El Alto y los datos del re-análisis R1 NCEP-NCAR (la serie de datos R2 está disponible solamente a partir del 1979) a 500 y 600hPa [Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001]. Los datos de la estación de El Alto son las únicas observaciones existentes a proximidad de la región del estudio durante este período.

La Tabla 12 presenta las correlaciones existentes entre las temperaturas anuales de El Alto (período 1971-2006) y los datos de re-análisis. Comparando estas series, se observa una correlación mediocre en 12 meses, así como en 6 meses del año. Por el contrario, se observa una buena correlación comparando 3 o 4 meses de la estación húmeda. Para nuestro análisis relativo a la evolución de los balances, hemos utilizado solamente datos de El Alto en el período disponible, y los datos de re-análisis R1 a 500hPa, sobre

los valores promedio anuales entre diciembre y marzo. Hemos optado por usar los datos de re-análisis a 500hPa, porque la altura media de la mayor parte de los glaciares bolivianos está comprendida entre 5000m y 5500m. De igual manera que para las series de precipitaciones, hemos escogido, las series de temperaturas comprendidas entre diciembre y marzo (período a lo largo del cual la desviación del balance de masa es importante) [Soruco *et al.*, 2009]. En la Figura 34b., se observan las temperaturas centradas (El Alto y re-análisis 500hPa) entre diciembre y marzo a lo largo de los mismos períodos de las restituciones fotogramétricas. El eje de temperaturas es positivo hacia abajo para facilitar la comparación con los balances de masa de los 21 glaciares Figura 34a.). La serie de datos de la estación de El Alto ha sido centrada en el período 1975-2006 debido a la no disponibilidad de datos para el período 1963-2006 en esta estación. La diferencia entre los valores promedios de temperaturas de re-análisis R1 (1975-2006 y 1963-2006) es de 0.2oC.

| Septiembre a Agosto (12 meses) | | | | Octubre a Marzo (6 meses) | | | |
|--------------------------------|---------------|----------------|----------------|-----------------------------|---------------|----------------|----------------|
| | El Alto r2 | R1 - 500 r2 | R1 - 600 r2 | | El Alto r2 | R1 - 500 r2 | R1 - 600 r2 |
| El Alto | 1 | | | El Alto | 1 | | |
| R1 - 500 | 0.57 | 1 | | R1 - 500 | 0.59 | 1 | |
| R2 - 600 | 0.64 | 0.95 | 1 | R2 - 600 | 0.57 | 0.96 | 1 |
| Noviembre a Febrero (4 meses) | | | | Diciembre a Marzo (4 meses) | | | |
| El Alto | 1 | | | El Alto | 1 | | |
| R1 - 500 | 0.83 | 1 | | R1 - 500 | 0.84 | 1 | |
| R2 - 600 | 0.83 | 0.96 | 1 | R2 - 600 | 0.85 | 0.96 | 1 |
| Diciembre a Febrero (3 meses) | | | | | | | |
| El Alto | 1 | | | | | | |
| R1 - 500 | 0.84 | 1 | | | | | |
| R2 - 600 | 0.85 | 0.96 | 1 | | | | |

Tabla 12: Coeficientes de correlación de las series de temperaturas disponibles a proximidad de las regiones estudiadas.

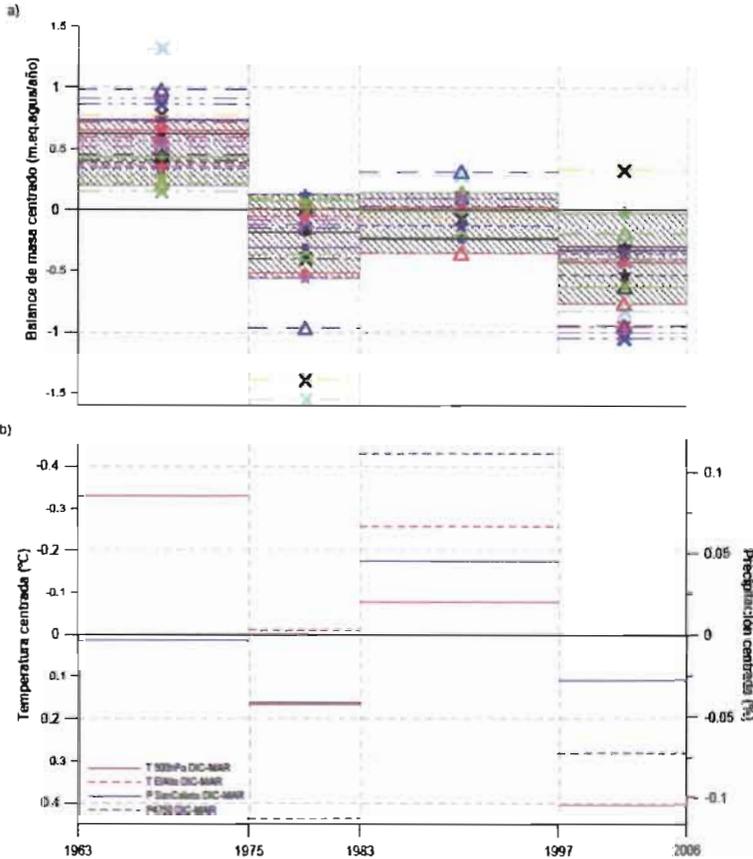


Figura 34: a) Balance de masa centrado de los glaciares disponibles en el estudio. b) Precipitaciones y temperaturas centradas entre diciembre y marzo durante los períodos comunes con las restituciones fotogramétricas entre 1963 y 2006.

Se puede constatar que los períodos calientes (fríos) corresponden a los períodos secos (húmedos), como ha sido observado en los estudios anteriores [Vuille y Bradley, 2000]. Según Favier et al.,

[2004a], la variabilidad interanual del balance del glaciar de Zongo depende principalmente de la variabilidad de las precipitaciones, especialmente durante los meses de diciembre a enero. Si bien el análisis detallado de la relación entre el balance de masa y parámetros meteorológicos va más allá de nuestro estudio, la Figura 34 muestra un consenso entre las variaciones del balance de masa y las variaciones de la temperatura/precipitación. Sin embargo, estos datos no nos permiten determinar el parámetro que controla la fluctuación del balance de masa. En todo caso, cabe remarcar que la variabilidad interanual del glaciar de Zongo [Soruco *et al.*, 2009] es muy elevada y excede ampliamente la variabilidad de un período de diez años. Finalmente, la pérdida de masa del glaciar de Zongo durante el año de El Niño 1997-1999 corresponde a un 60% del balance de masa negativo del período 1997-2006, lo cual revela una gran influencia de los fenómenos ENSO de gran intensidad en las pérdidas de masa de los glaciares bolivianos [Wagnon *et al.*, 2001].

5.3 ANÁLISIS DE LOS BALANCES DE MASA ACUMULATIVOS Y DE SU VARIABILIDAD ESPACIAL

Hemos analizado la diferencia de las tendencias observadas entre los glaciares (Figura 31). Para esto, hemos comparados los balances de masa con los parámetros geométricos de los 21 glaciares observados. Hemos hecho esta comparación utilizando cuatro parámetros: 1º) el tamaño de los glaciares, 2º) la altitud de los frentes, 3º) la altitud media de los glaciares y 4º) su orientación.

5.3.1 Superficies promedio de los glaciares

La Figura 35 presenta la comparación entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares para los diferentes períodos. La orientación general de los glaciares se indica en cada caso. Las correlaciones entre las variaciones de volumen y las superficies promedio son mediocres (Tabla 13, Figura 35). De esta manera, los balances de masa no son (o lo son poco) dependientes de la superficie de los glaciares.

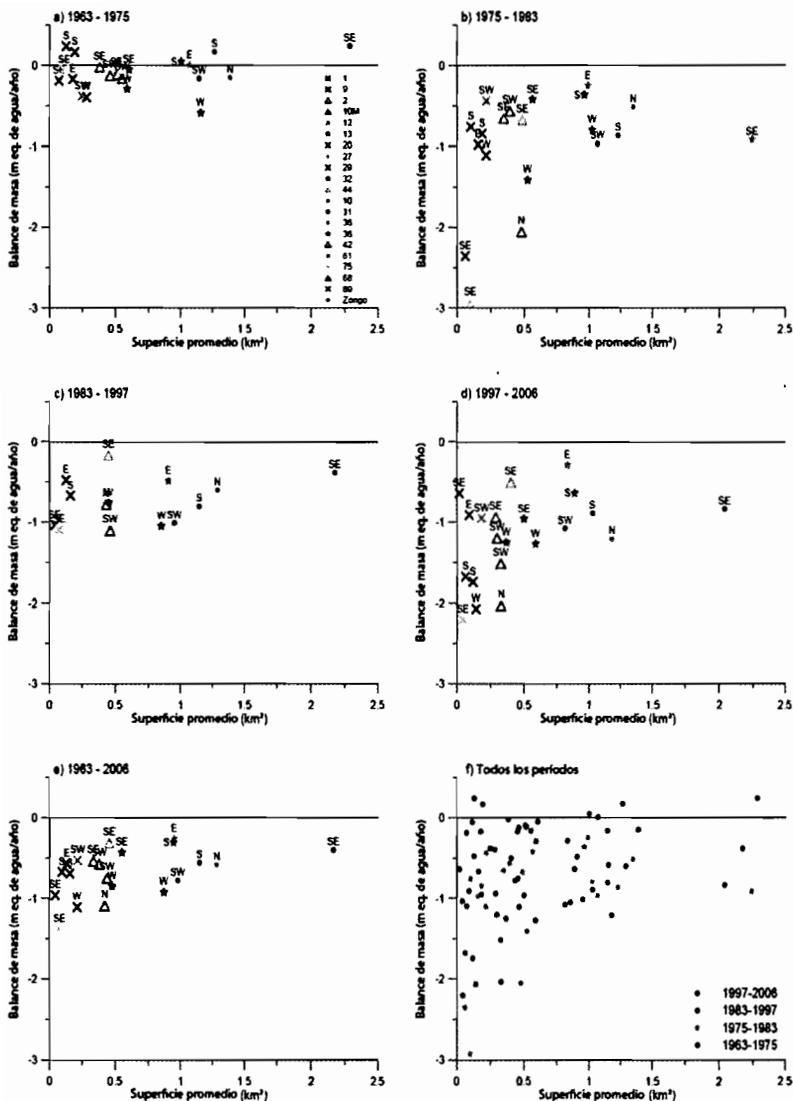


Figura 35 : Variaciones volumétricas y superficies promedio entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y en los cuatro periodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma.

| Períodos | n | r | r ² | F | Valor crítico de F a 95% |
|-------------|----|-------|----------------|-------|--------------------------|
| 1963 - 1975 | 20 | 0.210 | 0.045 | 0.904 | 0.354 |
| 1975 - 1983 | 14 | 0.333 | 0.111 | 2.245 | 0.151 |
| 1983 - 1997 | 14 | 0.310 | 0.096 | 1.279 | 0.280 |
| 1997 - 2006 | 21 | 0.400 | 0.160 | 3.613 | 0.073 |
| 1963 - 2006 | 21 | 0.428 | 0.183 | 4.265 | 0.052 |

Tabla 13: Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio.

5.3.2 Altitud de los frentes de los glaciares

El segundo parámetro que hemos analizado corresponde a la altitud de los frentes glaciares. La Figura 36 presenta la comparación entre los balances de masa y las alturas promedio (entre dos fechas) de los frentes glaciares. Este segundo parámetro sale directamente de las medidas fotogramétricas.

Los coeficientes de correlación entre la altura de los frentes glaciares y los balances de masa son muy mediocres (Tabla 14). Hemos concluido que el balance de masa no depende para nada de la altura del frente del glaciar.

| Períodos | n | r | r ² | F | Valor crítico de F a 95% |
|-------------|----|-------|----------------|-------|--------------------------|
| 1963 - 1975 | 20 | 0.503 | 0.253 | 6.440 | 0.020 |
| 1975 - 1983 | 14 | 0.223 | 0.050 | 0.940 | 0.345 |
| 1983 - 1997 | 14 | 0.184 | 0.034 | 0.422 | 0.528 |
| 1997 - 2006 | 21 | 0.199 | 0.040 | 0.782 | 0.387 |
| 1963 - 2006 | 21 | 0.065 | 0.004 | 0.080 | 0.780 |

Tabla 14: Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio.

5.3.3 Altitud promedio de los glaciares

El tercer parámetro analizado es la altura promedio de los glaciares (Figura 37). Este parámetro se obtiene a partir de la medición de la altitud de los puntos medidos por restituciones fotogramétricas

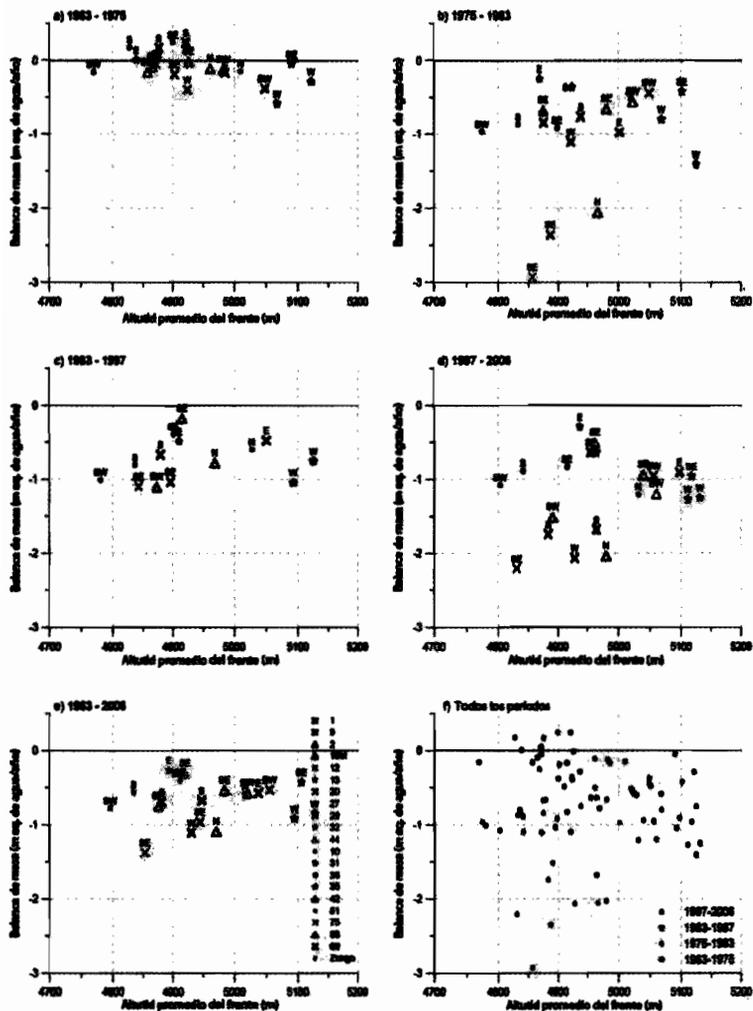


Figura 36 : Vanaciones volumétricas y alturas promedio de los frentes glaciares, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y en los cuatro periodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma.

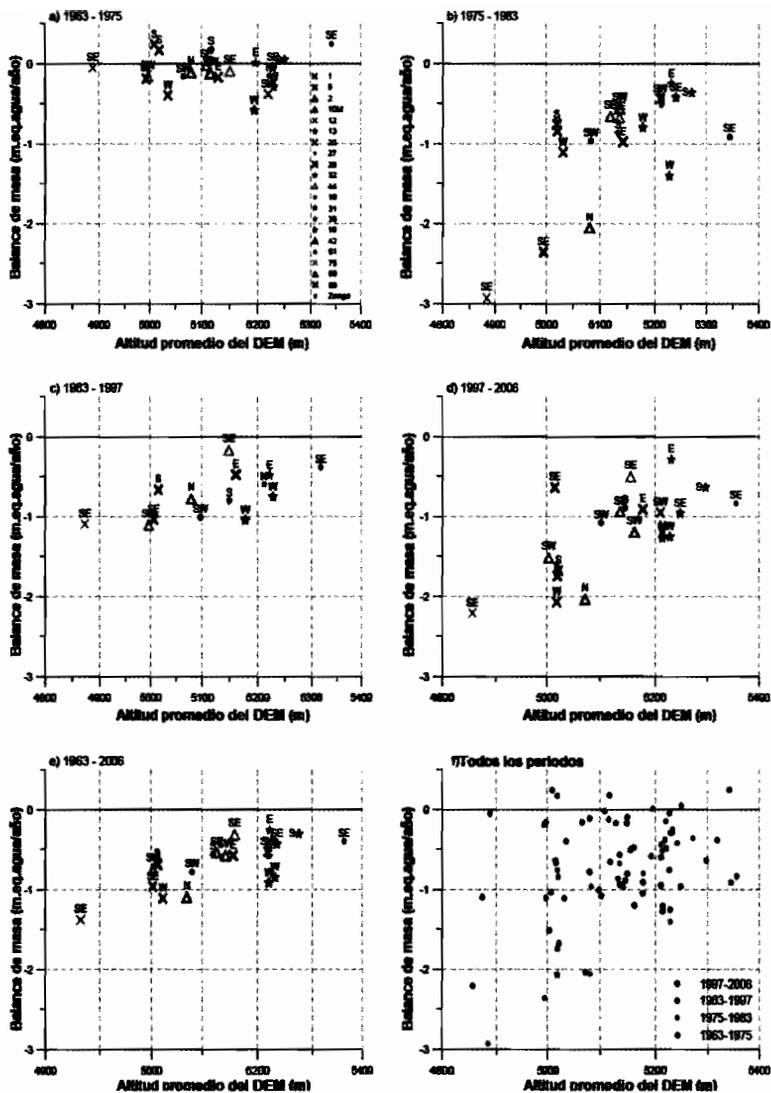


Figura 37 : Variaciones volumétricas y alturas promedio de los DEM's entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y para los cuatro periodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma.

en una malla regular sobre todo el glaciar. De la misma manera que para el análisis de los parámetros geométricos precedentes, hemos considerado los cuatro períodos correspondientes a las restituciones fotogramétricas. La correlación entre el balance de masa y la altura promedio es mucho mejor, excluyendo el período 1963-75 para el cual el balance de masa es cercano a cero (Tabla 15). De esto, se puede concluir que la altura promedio del glaciar es un parámetro determinante para su balance de masa.

| Períodos | n | r | r ² | F | Valor crítico de F a 95% |
|-------------|----|-------|----------------|--------|--------------------------|
| 1963 - 1975 | 20 | 0.021 | 0.0004 | 0.008 | 0.928 |
| 1975 - 1983 | 14 | 0.669 | 0.448 | 14.595 | 0.001 |
| 1983 - 1997 | 14 | 0.628 | 0.394 | 7.806 | 0.016 |
| 1997 - 2006 | 21 | 0.676 | 0.457 | 15.990 | 0.0008 |
| 1963 - 2006 | 21 | 0.705 | 0.497 | 18.799 | 0.0004 |

Tabla 15: Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio.

5.3.4 Orientación de los glaciares

Finalmente, hemos comparado los balances con la exposición de los glaciares. Este parámetro es constante a lo largo de los cuatro períodos considerados (1963-1975, 1975-1983, 1983- 1997 y 1997-2006) para los 21 glaciares que forman parte de nuestro estudio. A pesar de que lo hemos calculado para cada glaciar a partir de los DEM's del 2006, hemos preferido utilizar el eje general de flujo de los glaciares como criterio. Para esto, nos hemos basado directamente en los mapas multitemporales de las variaciones de las superficies de cada glaciar (entre 1963 y 2006), en los cuales hemos medido la orientación general entre el norte geográfico y el eje principal de flujo del hielo para cada glaciar.

La Figura 38 presenta la comparación entre el balance de masa y la exposición de cada glaciar para el período (1963-2006). Esta figura muestra que los glaciares orientados hacia el sur y hacia el este han tenido una menor variación de volumen a lo largo de los últimos 43 años, comparada con la exposición de los otros glaciares (con la excepción de los glaciares 75 y 69). Por el contrario, los glaciares

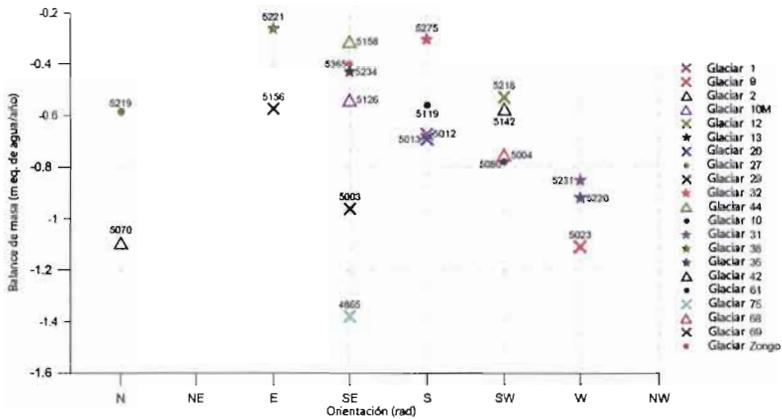


Figura 38 : Comparación entre la exposición de los glaciares y las variaciones de masa promedio entre 1963 y 2006. Las cifras corresponden a la altura promedio (1963-2006) de los glaciares.

orientados hacia el norte y hacia el oeste son los que más han sufrido. Estos dos glaciares pueden excluirse de nuestro análisis porque son muy pequeños (0.028km² y 0.006km² respectivamente en el 2006) y están desapareciendo. Consecuentemente, sus balances de masa se ven fuertemente afectados por condiciones muy locales (radiaciones de los bordes circundantes). Las diferencias de los balances según la exposición pueden relacionarse con la altura del sol. Efectivamente, en el hemisferio sur, la radiación solar incidente alcanza su valor máximo en las cuencas orientadas hacia el norte. Sin embargo, el origen de los balances de masa muy negativos observados en los glaciares orientados hacia el oeste sigue sin tener una explicación. Por otra parte, los glaciares situados a gran altitud han perdido menos de masa que los glaciares situados a baja altitud. La única excepción es el glaciar 44, el cual, tiene una orientación ambigua, porque su lengua está orientada hacia el este, mientras que por lo menos 80% de su superficie (zona de acumulación) está orientada hacia el sur. Contrariamente a los otros glaciares, su frente está muy encerrado en el valle por el cual fluye y además su frente termina a baja altitud. Consecuentemente, su altura media está « estirada hacia abajo ». De este análisis, podemos concluir

que los balances de masa de estos glaciares (75 y 69 excluidos) son principalmente dependientes de la exposición y de la altitud media de cada uno de estos glaciares.

5.3.5 Correlación múltiple entre los balances de masa, la exposición y la altitud promedio

Según los resultados obtenidos en la Figura 38, hemos probado distintas regresiones lineales múltiples con varias variables. El balance de masa glaciar es la variable que se busca explicar (variable dependiente), estas regresiones lineales múltiples han sido efectuadas con dos o tres variables explicativas y siguiendo la siguiente relación:

Ecuación 11

$$\beta n = a \cdot (Z) + b \cdot \sin\left(E + \frac{3}{4}\pi\right) + c \cdot S + d$$

Donde:

Z es la altitud promedio del glaciar ;

E es la orientación del glaciar (en radianes), contando de cero a partir del Norte geográfico y según el sentido de las agujas del reloj ;

S es la superficie promedio del glaciar ;

βn es el balance de masa del glaciar durante el periodo 1963-2006 (m eq de agua por año);

a, b, c y d son constantes.

En lo que concierne a la exposición, hemos elegido una función sinusoidal, según los resultados de la Figura 38, y hemos fijado el valor del balance máximo (puntos culminantes de la curva) a $\frac{3}{4}\pi$, es decir, a una orientación SE.

Las regresiones lineales múltiples se han calculado basándose en un procedimiento de eliminación. En este procedimiento, hemos guardado simplemente las variables que explicaban una cantidad significativa de la desviación total, bajo un umbral de 95% de confianza basado en el test de Fisher.

Para los cálculos, hemos considerado dos tipos de regresión. La primera con dos variables (altitud promedio y orientación), y la segunda con tres variables (altura media, orientación y superficie). Por otra parte, hemos empleado dos tipos de altitudes medias de los glaciares. La primera corresponde a la altitud media de los gla-

| β_n (1) | Ecuación (2) | n (3) | Año del DEM (4) | a (5) | b (6) | c (7) | d (8) | r (9) | Error tipo (10) | F (11) | F valor crítico (12) |
|------------------|-----------------|----------|-----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------------------|---------|-------------------------------|
| 1963-2006 | 1 | 21 | 1975 | 0.0019 | -0.1923 | | -10.3273 | 0.8161 | 0.1783 | 17.9431 | 0.000052 |
| | 2 | 19 | 1975 | 0.0011 | -0.2584 | | -6.1624 | 0.8769 | 0.1255 | 26.6359 | 0.000008 |
| | 3 | 16 | 1975 | 0.0010 | -0.2670 | | -5.7394 | 0.8881 | 0.1325 | 24.2701 | 0.000041 |
| | 4 | 21 | 1963-2006 | 0.0018 | -0.1907 | | -10.0819 | 0.8337 | 0.1703 | 20.5097 | 0.000023 |
| | 5 | 19 | 1963-2006 | 0.0011 | -0.2554 | | -6.1763 | 0.8853 | 0.1214 | 28.9994 | 0.000005 |
| | 6 | 16 | 1963-2006 | 0.0010 | -0.2670 | | -5.7394 | 0.8881 | 0.1325 | 24.2701 | 0.000041 |
| | 7 | 21 | 1963-2006 | | -0.1749 | 0.2463 | -0.8841 | 0.5911 | 0.2488 | 4.8340 | 0.020876 |
| | 8 | 19 | 1963-2006 | | -0.2614 | 0.1269 | -0.7787 | 0.8001 | 0.1566 | 14.2337 | 0.000281 |
| | 9 | 16 | 1963-2006 | | -0.2982 | 0.0704 | -0.7250 | 0.8339 | 0.1592 | 14.8331 | 0.000442 |
| 1963-2006 | 10 | 21 | 1963-2006 | 0.0020 | -0.1921 | -0.0591 | -11.0912 | 0.8423 | 0.1711 | 13.8358 | 0.000081 |
| | 11 | 19 | 1963-2006 | 0.0012 | -0.2474 | -0.0206 | -6.8482 | 0.8829 | 0.1266 | 17.6787 | 0.000035 |
| | 12 | 16 | 1963-2006 | 0.0011 | -0.2691 | -0.0431 | -6.3864 | 0.8906 | 0.1365 | 15.3373 | 0.000208 |
| | | | | | | | | | | | |

Tabla 16: Valores de las regresiones lineales múltiples. (1) balance de masa para el período 1963-2006 (2) número de prueba, (3) cantidad de glaciares considerados en la prueba, (4) años de los DEM's considerados en la prueba, (5) coeficiente de la variable DEM, (6) coeficiente de la variable orientación de los glaciares, (7) coeficiente de la variable superficie promedio, (8) coeficiente de la constante, (9) coeficiente de correlación, (10) error tipo de cada prueba, (11) coeficiente de Fisher, (12) coeficiente crítico de Fisher.

ciars en 1975, mientras que la segunda corresponde a la media entre 1963 y 2006. Hemos considerado las altitudes medias de los glaciares en 1975 con el objetivo de extrapolar los balances de masa que figuran en el inventario realizado en Bolivia por *Jordan* [1991] proporcionando el estado de los glaciares en 1975.

Para justificar el aumento de una variable explicativa en una regresión lineal múltiple, es necesario verificar la independencia de las variables explicativas. Por lo tanto hemos calculado la correlación entre las diferentes variables explicativas. La altitud promedio no está correlacionada con la orientación de los glaciares ($r=0.07$ entre la altitud en 1975 y la orientación; y $r=0.09$ entre la altitud promedio de los glaciares para el período 1963-2006 y la orientación). La correlación entre las superficies promedio y la orientación es también muy poca ($r=0.05$). Por el contrario, existe una correlación bastante grande ($r=0.68$) entre la altitud media de los glaciares durante el período 1963-2006 y la superficie media de los glaciares durante el mismo período (1963-2006). De esto, podemos concluir que las correlaciones a 3 variables no se justifican, porque existe una correlación entre la altitud media y la superficie media. Estos resultados se encuentran en la Tabla 16.

Además, la Tabla 16 presenta los valores que hemos obtenido durante los cálculos realizados, basándonos en diferentes series consideradas. Hemos considerado 3 series para las regresiones a 2 variables explicativas, y una sola serie para las regresiones a 3 variables explicativas (dado que los resultados no son significativos). Para cada serie, hemos llevado a cabo 3 regresiones lineales múltiples. En la primera, hemos considerado la totalidad de los 21 glaciares, en la segunda, 19 glaciares (hemos excluido los glaciares residuales 69 y 75), y en la tercera, hemos tomado en cuenta solamente 16 glaciares (excluyendo la totalidad de glaciares residuales, que son el 69, 75, 1, 29 y 20). Reduciendo el número total de glaciares a 16, constatamos una mejor correlación. Sin embargo, esta mejora no es significativa con 19 o 21 glaciares.

Podemos concluir que las características geométricas propias de cada glaciar juegan un rol importante en los balances de masa acumulados. Efectivamente, el porcentaje de explicación de la varianza

de las regresiones múltiples a 2 variables (orientación y altura) es superior a 83%.

La Figura 39 presenta la relación entre los balances de masa y las orientaciones de los 19 glaciares considerados (los glaciares 69 y 75 son excluidos). Finalmente, hemos efectuado una regresión lineal múltiple (Tabla 17) haciendo uso de los balances de masa promedios durante el período 1975-2006 para ser coherente con el período del DEM de 1975 disponible en el inventario glaciológico [Jordan, 1991]. Sin embargo, en esta correlación, el glaciar 68 debió ser excluido, porque no ha podido ser restituído con las imágenes de 1975, debido a un reflejo muy elevado entre la nieve y el ángulo de toma de la cámara en las fotografías.

Para el cálculo de las fluctuaciones glaciares de los 376 glaciares en las regiones del estudio hemos utilizado la ecuación 2 (Tabla 16) que relaciona el balance de masa con la exposición y la altura promedio (conocidas gracias al inventario de Jordan).

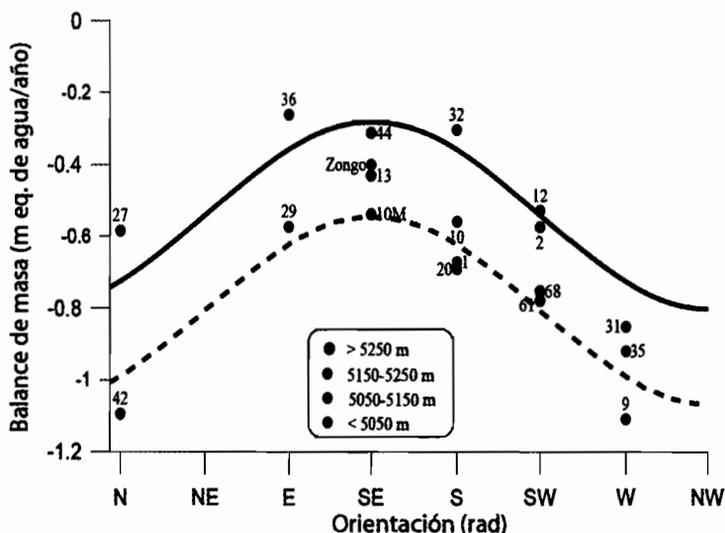


Figura 39 : Forma de la curva utilizando el modelo Run 2 ($0.011 \cdot \text{DEM} - 0.2584 \cdot (\sin E + \frac{3}{4}\pi) - 6.1624$) para una altura de 5300m (línea continua) y 5150m (línea punteada), en base a la figura precedente y despreciando los glaciares residuales 75 y 69.

| βn (1) | Ecuación (2) | n (3) | Año del DEM (4) | a (5) | b (6) | c (7) | d (8) | r (9) | Error tipo (10) | F (11) | F valor crítico (12) |
|------------------|-----------------|----------|-----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------------------|-----------|-------------------------|
| 1975-2006 | 13 | 18 | 1975 | 0.0008 | -0.1897 | | -4.9142 | 0.7115 | 0.1756 | 7.6897 | 0.005027 |

Tabla 17: Valores de las regresiones lineales múltiples. Balance de masa (1) durante el período 1975-2006, número de prueba (2), número de glaciares considerados en la prueba (3), años de los DEM's considerados en la prueba (4), coeficiente de la variable DEM (5), coeficiente de la variable orientación de los glaciares (6), coeficiente de la variable superficie promedio (7), coeficiente de la constante (8), coeficiente de correlación (9), error tipo de cada prueba (10), coeficiente de Fisher (11), coeficiente crítico de Fisher (12).

5.4 VARIACIONES DE SUPERFICIE, VARIACIONES DE LOS FRENTE GLACIARES Y VARIACIONES VOLUMÉTRICAS

Hemos efectuado una comparación entre las variaciones de superficies (en $\text{km}^2\text{año}^{-1}$) y los balances de masa (en m eq. de agua por año) de los glaciares de nuestro muestreo. Los períodos considerados son 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997 y 1997-2006, así como el período 1963-2006 (valores promedio) para los 21 glaciares.

La Figura 40 y la Tabla 18 presentan los resultados de estas comparaciones.

| Períodos | n | r | r^2 | F | Valor crítico de F a 95% |
|-------------|----|-------|-------|-------|--------------------------|
| 1963 - 1975 | 20 | 0.480 | 0.230 | 5.674 | 0.028 |
| 1975 - 1983 | 14 | 0.141 | 0.020 | 0.364 | 0.554 |
| 1983 - 1997 | 14 | 0.339 | 0.115 | 1.557 | 0.236 |
| 1997 - 2006 | 21 | 0.037 | 0.001 | 0.026 | 0.874 |
| 1963 - 2006 | 21 | 0.079 | 0.006 | 0.118 | 0.735 |

Tabla 18: Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio.

Podemos concluir que las variaciones de superficie no son representativas de los balances de masa. Cabe notar que, en particular, las superficies glaciares disminuyen para cada glaciar y cada período.

do, mientras que los balances de masa de algunos glaciares entre 1963 y 1975 son positivos.

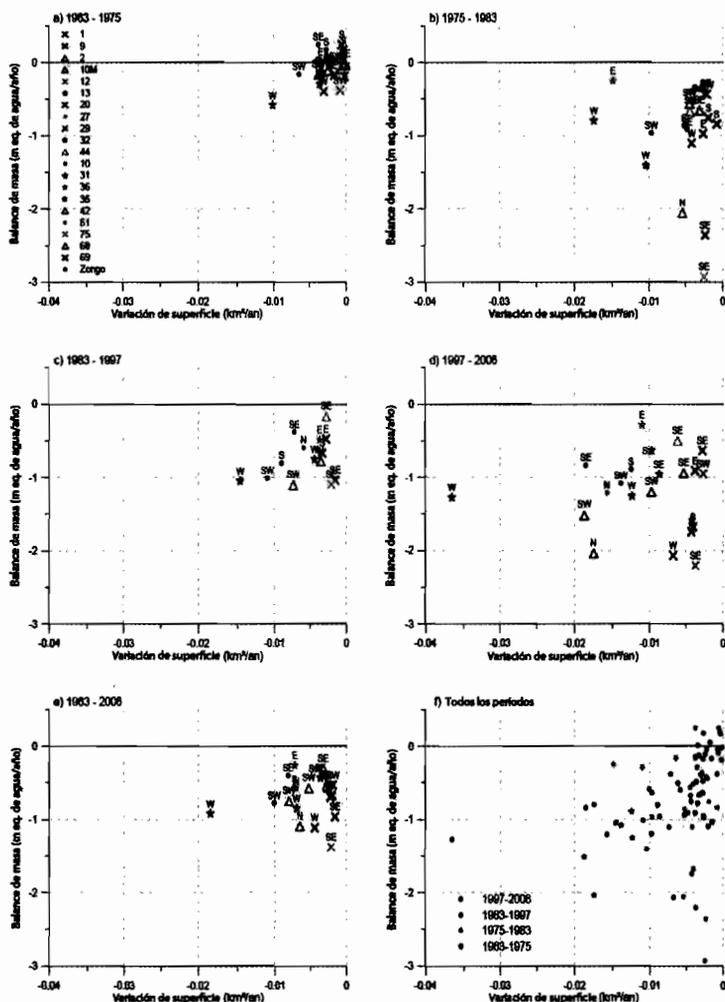


Figura 40 : Balances de masa en función de las variaciones de superficies, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y para los cuatro periodos (f). La escala es la misma para todos los gráficos.

Por otra parte, las medidas detalladas de las superficies o de las longitudes del glaciar de Zongo confirman esta conclusión. Efectivamente, el gran retroceso del frente observado entre 1992 y 2006 (comparado al del período 1963-2006) no refleja la evolución del balance de masa de este glaciar. Podemos concluir que, en una escala de una a algunas décadas, no existe relación lineal entre los balances de masa y las variaciones del frente o de la superficie en un glaciar.

5.5 FLUCTUACIONES GLACIARES EN EL CURSO DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX, PARTICULARMENTE DESPUÉS DE 1963

En esta parte, hemos calculado las variaciones de superficie y las variaciones de volumen de la totalidad de los glaciares de las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Primeramente, hemos medido la disminución de superficie de los 376 glaciares entre 1975 y 2006. En segundo lugar, hemos extrapolado, a partir de los resultados precedentes, la pérdida de volumen entre 1963 y 2006 de estos 376 glaciares. Finalmente, hemos estimado los volúmenes de hielo que quedan en estas regiones de la Cordillera Real de Bolivia.

5.5.1 La pérdida de superficies glaciares

Para estimar la pérdida de superficie de los glaciares en nuestras regiones de estudio entre 1975 y 2006, hemos utilizado el inventario glaciológico realizado por *Jordan* [1991], con las fotografías del vuelo fotogramétrico de 1975, así como las fotografías aerotrianguladas del vuelo fotogramétrico del 2006. Sin embargo, no ha sido posible tener acceso a la información en formato numérico de todos los trabajos efectuados por *Jordan* [1991] con respecto al inventario glaciológico boliviano. Las restituciones llevadas a cabo por *Jordan* [1991] han sido realizadas con un Stereocord G3 de Zeiss®. El G3 era generalmente usado en foto-interpretación y fotogrametría en los años 1980 (*Jordan* realizó sus foto-interpretaciones en 1983).

Gracias al desarrollo del programa G3-Graphic en 1982 (por Zeiss, en colaboración con E. Jordan), este aparato podía tomar medidas (dibujos) en tiempo real mediante una interfaz en computadora. Sin embargo, esta información gráfica no era grabada. De esta manera, el inventario glaciológico de Jordan [1991] es accesible únicamente a través de 12 mapas (papel).

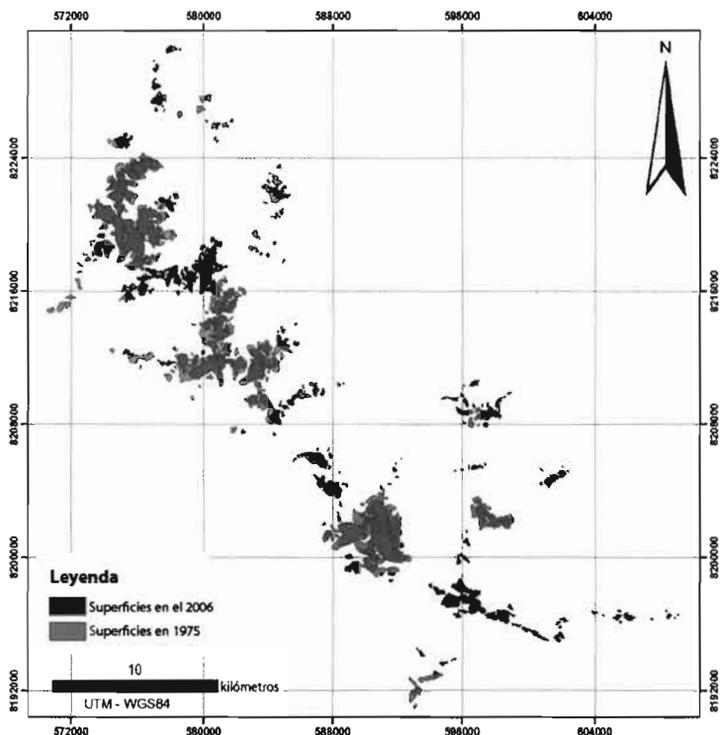


Figura 41 : Comparación del estado de los glaciares en 1975 y el estado de los glaciares en el 2006 en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya.

Para poder hacer comparaciones de las superficies de los glaciares en 1975, hemos digitalizado la totalidad de los mapas de *Jordan* [1991] en una plataforma CAD. Para esto, hemos escaneado los 16 mapas en formato A2 (en ocasiones, un mapa ha sido escaneado en 8 partes). A continuación, hemos ajustado geoméricamente

cada uno de los 16 mapas con el programa Microstation v8® con 5 a 10 puntos de georeferenciación. Finalmente, hemos procedido a la digitalización de cada uno de los contornos de los glaciares restituidos por *Jordan* [1991]. En total, hemos digitalizado 1826 glaciares, con una superficie total de 591.6km². Estimamos que el error en las digitalizaciones de los glaciares es inferior al 5%. A partir de las digitalizaciones de los mapas de *Jordan*, [1991] y de las restituciones fotogramétricas del vuelo del 2006, hemos podido calcular el retroceso de los 376 glaciares de las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya entre 1975 y 2006 (Figura 41).

En la región Negruni – Condoriri, de los 236 glaciares (40,5 km² de superficie cubierta de hielo), quedan 87 (20,3 km² de superficie cubierta de hielo). En la región Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya, de los 140 glaciares (24,4 km² de superficie cubierta de hielo), quedan solamente 42 (10,7 km² de superficie cubierta de hielo).

La pérdida de superficie de la región Negruni – Condoriri es de 50% (20.2km²), mientras que en la región Huayna –Cumbre – Chacaltaya esta pérdida es de 56% (13.7km²). En el conjunto de las regiones, la pérdida de superficie es de 48%. En la región Negruni-Condoriri y según la exposición (entre paréntesis), hemos constatado una reducción de 66% (NE), 61% (NW), 59% (W), 55% (E), 55% (SE), 50% (S), 42% (N) y 38% (SW), respectivamente, con respecto a las superficies glaciares de 1975. De manera similar, en la región Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya, hemos constatado una reducción del 100% (NE), 90% (W), 80% (NW), 65% (S), 55% (N), 54% (SW), 45% (SE) y 38% (E) con respecto a las superficies glaciares de 1975. El retroceso glaciar observado en las dos regiones del estudio es parecido y coherente con otros estudios en Bolivia [*Rabatel*, 2005; *Rabatel et al.*, 2006]. En otras partes, en los Andes Centrales, por ejemplo, en los glaciares del volcán Cotopaxi (Ecuador) se ha estimado por fotogrametría una pérdida de 29.7% entre los años 1976 y 1997 [*Jordan et al.*, 2005]. Además, en este volcán del Ecuador (0°40S), la orientación de los glaciares no tiene un impacto significativo en el retroceso, dado que todos los glaciares del volcán han tenido un retroceso similar. Por el contrario, en la Cordillera Real en Bolivia, la orientación de los glaciares es pre-

ponderante en la evolución de las superficies glaciares (Figura 42). Podemos concluir que la reducción de las superficies glaciares en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya ha sido de 48%, lo que representa una superficie perdida de 34km². Esto puede parecer ínfimo sabiendo que la superficie de un sólo glaciar en Norteamérica (por ejemplo, el glaciar White en Canadá con una superficie de 39km²) o en el Himalaya (por ejemplo, en glaciar Langtang en Nepal con 75km²) puede sobrepasar ampliamente la pérdida de superficie sufrida por los 376 glaciares en la Cordillera Real en Bolivia en estos 30 años! Dado que nuestros resultados provienen de las restitutiones fotogramétricas con las imágenes de 1975 y aquellas del 2006, estimamos que el error de nuestros cálculos es menor al 5%, debido a la aproximación de la digitalización de los mapas topográficos.

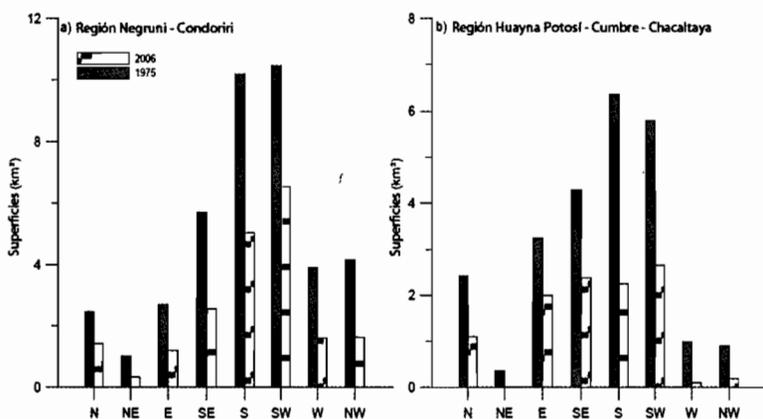


Figura 42 : Comparación según cada orientación del estado de los glaciares en 1975 y de su estado en el 2006. Regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya.

5.5.2 Estimación de los balances de masa glaciar en el conjunto de la región

La disminución de los volúmenes de hielo de los 376 glaciares de nuestra región de estudio se ha obtenido gracias a la ecuación 2 de la regresión lineal múltiple. Hemos calculado el balance de

masa anual (en m eq. de agua por año) para cada uno de los glaciares y para el período 1963-2006. Las alturas medias (en m) de los glaciares en 1975, así como el ángulo de orientación (radianes) preferencial de cada glaciar, han sido necesarios para determinar los balances de masa anuales. El inventario glaciológico de *Jordan* [1991] ha sido utilizado para determinar las alturas medias de los glaciares en 1975, así como los ángulos de orientaciones. Sin embargo, en este inventario glaciológico, *Jordan*, [1991] no obtuvo curvas de nivel digitales porque en la época no era posible guardar información digitalmente de las mediciones fotogramétricas para los 1826 glaciares presentes en la Cordillera Oriental en Bolivia. El autor midió simplemente algunos puntos altimétricos en cada uno de los 1826 glaciares. De esta manera, es posible observar, en los 16 mapas, de una veintena a una treintena de puntos en los glaciares grandes ($>0.5\text{km}^2$), mientras que existen solamente de 3 a 10 puntos en los glaciares pequeños ($<0.5\text{km}^2$). Rara vez, en algunos de estos glaciares pequeños, se ha hecho alguna medida. Además, para la totalidad de los 1826 glaciares, el autor ha calculado el centro de gravedad de los polígonos resultantes de la digitalización de los contornos glaciares. Para recuperar esta información, hemos utilizado en cada uno de los 376 glaciares, las coordenadas altimétricas de estos puntos, y calculado las alturas medias de estos 376 glaciares en 1975. En los glaciares pequeños que no presentan puntos altimétricos medidos por fotogrametría, hemos usado directamente las alturas de los centros de gravedad de los glaciares, obtenidos por *Jordan* [1991]. Finalmente, como las alturas de *Jordan* [1991] están relacionadas al geoide, hemos adicionado una constante de 46m a las alturas medias, para mantener la coherencia con las alturas elipsoidales utilizadas en nuestros cálculos. La orientación preferencial de los 376 glaciares de la región Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya se ha obtenido directamente en los mapas del inventario glaciológico boliviano y gracias a las restituciones fotogramétricas del vuelo del 2006. Consecuentemente, hemos tomado en cuenta el retroceso glaciar entre 1975 y 2006 para la elección de la orientación preferencial del glaciar. Este parámetro, el cual necesitamos para estimar las variaciones de los balances de masa entre 1963 y 2006, se

ha obtenido de una manera muy dudosa para algunos glaciares, dado que algunos de estos glaciares pueden presentar una lengua orientada hacia el este y una zona de acumulación orientada hacia el sur (ej. Zongo), o bien un cambio de exposición de su frente en el tiempo, como el glaciar 2. Sin embargo, estimamos que estos errores de interpretación son significativamente reducidos dado que este análisis comprende 376 glaciares.

Finalmente, el balance de masa anual promedio obtenido en los 376 glaciares es de -0.67m eq. de agua por año, el balance de masa más negativo es de -1.32m eq. de agua por año, el balance de masa menos negativo es de 0.11m eq. de agua por año, la desviación estándar del balance de masa calculado para el período 1963-2006 para los 376 glaciares es de 0.24m eq. de agua por año.

Hemos estimado el volumen total de los 376 glaciares en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Para esto, hemos usado la ecuación empírica del « volume-area scaling » (Ecuación 12) de *Bahr*, [1997; *Bahr et al.* [1997].

Ecuación 12

$$\text{Log [Volumen]} = 1.36 * \text{Log [Superficie]} + 3.70$$

Esta ecuación permite determinar el espesor promedio de un glaciar [Volumen] cualquiera si se conoce la superficie del glaciar [Superficie]. Esta ecuación se ha establecido empíricamente a partir del inventario de los glaciares de Europa y de Asia (World Data Center A for Glaciology y the National Snow and Ice Data Center). *Bahr* [1997] y *Bahr et al.*, [1997] habían determinado tres ecuaciones (la primera ecuación toma en cuenta todos los glaciares de Eurasia, la segunda toma en cuenta los glaciares pequeños de los Alpes y la tercera toma en cuenta los glaciares grandes de los Alpes). Hemos utilizado la ecuación que toma en cuenta la totalidad de los glaciares de Eurasia (Ecuación 12), porque el número de glaciares sobre el cual está basada esta ecuación es mucho más importante. Gracias a las superficies de los 376 glaciares en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya digitalizadas

en 1975, hemos estimado un volumen total de hielo de 2.2km³. La variación de volumen entre 1963 y 2006 se ha obtenido gracias a los balances de masa promedios de cada glaciar entre 1963 y 2006, calculados mediante nuestra regresión lineal múltiple (ecuación 2, Tabla 16) y el promedio de las superficies glaciares entre 1975 y 2006. En el caso de desaparición de un glaciar en el 2006, hemos considerado que la pérdida total de su volumen corresponde al volumen total calculado con la ecuación de Bahr [1997].

En total, hemos obtenido una variación de volumen de 0.9km³ de hielo, lo que representa una disminución total de 43% del volumen de los 376 glaciares con respecto a 1975. Sin embargo, el error en la determinación del volumen total de los glaciares podría ser importante. En efecto, la determinación del espesor de los glaciares se hace mediante la ecuación « volume-area scaling », calibrada en macizos eurasiáticos por *Bahr* [1997; *Bahr et al.* [1997], y en glaciares más grandes. Además, según [*Bahr*, 1997], la relación entre la superficie y el volumen de los glaciares de su muestreo es muy buena para ser verdad: el autor sospecha, en varios glaciares, que los volúmenes se han obtenido a partir de un cálculo y no a partir de medidas radar de terreno. Consecuentemente, calculamos que el error en la estimación de los volúmenes podría ser del orden de 20%.

5.5.3 Comparación con los glaciares de Charquini y de Chacaltaya

Los únicos glaciares para los cuales es posible realizar una comparación entre dos series de balances de masa medidos y calculados con la regresión múltiple en nuestra región de estudio (aparte de los 19 glaciares que han servido para calibrar el modelo) son los glaciares de Chacaltaya [*Ramirez et al.*, 2001] y del macizo de Charquini [*Rabatel*, 2005].

Hemos comparado nuestros resultados (cálculo del balance de masa utilizando la regresión lineal múltiple entre el balance, la exposición y la altura) con estas observaciones. Para esto, hemos calculado los balances de masa de los glaciares de Charquini y de Chacaltaya durante el período 1963-1997 mediante la ecuación 14 (Tabla 20).

| | | CHARQUINI | | | | | CHACALTAYA | | |
|-------------------|---------------------|-----------|---------|---------|--------|-------|---------------------|-----------------|---------|
| Balance acumulado | | Sur | Sureste | Noreste | Norte | Oeste | 1963-1983 | Sur | |
| | 1963-1975 | -1.44 | -5.04 | -7.2 | -5.88 | -6.6 | | m eq. agua | -11.24 |
| | 1975-1983 | -6.32 | -5.92 | -8.72 | -3.12 | -3.04 | | | -14.445 |
| | 1983-1997 | -7.84 | -4.34 | -9.24 | -31.78 | -42 | | | -0.76 |
| Balance anual | 1963-1997 | -0.46 | -0.45 | -0.74 | -1.20 | -1.52 | 1983-1998 | m eq. agua /año | -0.48 |
| | 1963-1997 calculado | -0.37 | -0.42 | -0.59 | -0.74 | -0.70 | 1963-1997 calculado | | -0.48 |
| | Diferencia | -0.09 | -0.03 | -0.15 | -0.46 | -0.82 | Diferencia | | -0.28 |

Tabla 19: Comparación entre los balances de masa medidos y calculados para los glaciares de Charquini y Chacaltaya.

| β_n (1) | Ecuación (2) | n (3) | Año del DEM (4) | a (5) | b (6) | c (7) | d (8) | r (9) | Error tipo (10) | F (11) | F valor crítico (12) |
|------------------|-----------------|----------|--------------------|----------|----------|----------|----------|----------|--------------------|-----------|-------------------------|
| 1963-1997 | 14 | 19 | 1975 | 0.0008 | -0.2360 | | -4.6541 | 0.8661 | 0.1148 | 24.018 | 0.00002 |

Tabla 20: Valores de las regresiones lineales múltiples. Balance de masa (1) durante el período 1975-2006, número de prueba (2), número de glaciares considerados en la prueba (3), años de los DEM's considerados en la prueba (4), coeficiente de la variable DEM (5), coeficiente de la variable orientación de los glaciares (6), coeficiente de la variable superficie promedio (7), coeficiente de la constante (8), coeficiente de correlación (9), error tipo de cada prueba (10), coeficiente de Fisher (11), coeficiente crítico de Fisher (12).

En la Tabla 19 y la Figura 43, observamos los valores obtenidos en los 5 glaciares del macizo de Charquini así como en el glaciar de Chacaltaya a partir de las medidas (línea de color gris claro) y a partir de la regresión múltiple (línea de color gris oscuro). Los valores medidos se han obtenido a partir de las restitutiones fotogramétricas efectuadas entre 1963 y 1997 en los glaciares del macizo de Charquini, y a partir de las medidas de teodolito/fotogrametría en el glaciar de Chacaltaya.

Los valores obtenidos a partir de la ecuación parecen bastante coherentes en los glaciares de Charquini Sur, Sureste y Noreste, mientras que los valores calculados son muy distintos de las observaciones hechas en los glaciares de Charquini Norte y Oeste y de Chacaltaya. Sin embargo, los valores de los balances de masa

acumulados de los glaciares de Charquini Norte y Oeste en el período 1983-1997 nos parecen muy sospechosos (-31.78 y -42m eq. de agua).

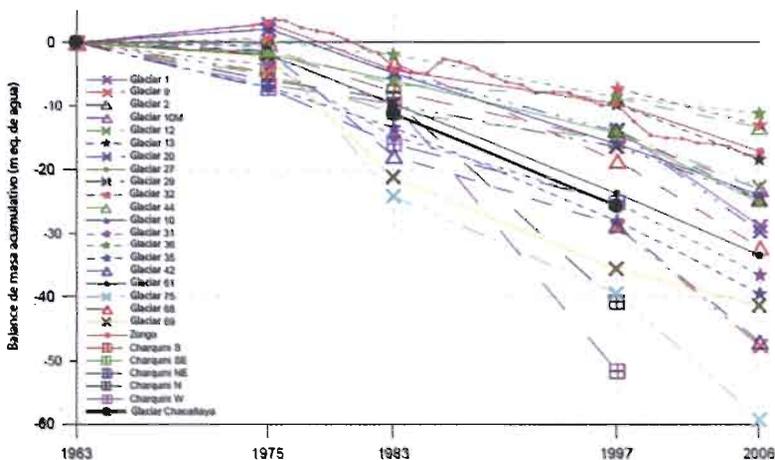


Figura 43: Balances de masa acumulativos de los 21 glaciares estudiados así como de los 5 glaciares de Charquini y el glaciar de Chacaltaya, 1963 y 2006.

En la Figura 43 (balances de masa acumulados), hemos aumentado los glaciares del macizo de Charquini (S, SE, NE, N, W) y el glaciar de Chacaltaya. Según esta figura, se puede constatar que la pérdida de los glaciares Norte y Oeste de Charquini, entre 1983 y 1997 es muy importante, y poco probable en comparación con los otros glaciares. La diferencia del glaciar de Chacaltaya puede ser debida a dos cosas: por una parte, en nuestro análisis, hemos excluido los glaciares muy pequeños como el de Chacaltaya. Por otra parte, los balances de masa volumétricos del glaciar de Chacaltaya son imprecisos. Se han obtenido a partir de las restituciones fotogramétricas de 1963 y 1983, con una imprecisión estimada de 10m, y por topografía en 1998 con un error estimado de 1m [Ramirez et al., 2001]. Consecuentemente, los balances de masa de este glaciar se conocen con una imprecisión de aproximadamente 0.3m eq. de agua por año, en el período 1963-1997, que es similar a la diferencia constatada.

**CONTRIBUCIÓN DE LOS GLACIARES A LOS
RECURSOS DE AGUA PARA LA CIUDAD DE LA PAZ**

| | | |
|-------|--|-----|
| 6.1 | EL SISTEMA DE APROVISIONAMIENTO DE AGUA DE LA CIUDAD DE LA PAZ | 186 |
| 6.2 | MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LOS APORTES DE AGUA DE LOS GLACIARES A PARTIR DEL BALANCE DE MASA..... | 189 |
| 6.2.1 | Determinación del débito de la parte cubierta de hielo | 189 |
| 6.2.2 | Determinación del débito de la parte no cubierta de hielo ... | 192 |
| 6.2.3 | Las principales fuentes de incertidumbre en los cálculos | 193 |
| 6.3 | CUANTIFICACIÓN DE LOS RECURSOS DE AGUA DE CADA UNA DE LAS CUENCAS HIDROLÓGICAS..... | 194 |
| 6.3.1 | Aporte de agua de las cuatro cuencas vertientes | 194 |
| 6.3.2 | Validación de los resultados | 198 |
| 6.3.3 | Contribución de los glaciares a los recursos de agua | 198 |
| 6.3.4 | Aporte de agua esperado cuando los glaciares desaparezcan | 201 |
| 6.4 | CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO | 202 |

Este último capítulo presenta la estimación de la cantidad de agua proporcionada por los glaciares al sistema de aprovisionamiento de agua potable para la ciudad de La Paz. Esta estimación se ha obtenido a través de los balances de masa y las superficies de los glaciares comprendidos en las cuencas vertientes del sistema de aprovisionamiento de agua. Estos cálculos nos han permitido cuantificar por primera vez la importancia de los glaciares en términos de recursos de agua potable para la ciudad de La Paz, a una escala anual y de acuerdo las estaciones (húmeda y seca) durante los períodos 1975-2006 y 1997-2006. En la primera parte se describe el sistema hidrológico de la ciudad de La Paz. En la segunda parte se presenta el desarrollo de los cálculos realizados. La cuantificación de los recursos de agua en cada una de las cuencas hidrológicas

se aborda en la tercera parte y algunas conclusiones se han enfatizado en la última parte del capítulo.

6.1 EL SISTEMA DE APROVISIONAMIENTO DE AGUA DE LA CIUDAD DE LA PAZ

El sistema de aprovisionamiento de agua potable para la ciudad de La Paz está constituido de cuatro cuencas hidrológicas. De norte a sur, las cuencas hidrológicas son: Tuni – Condoriri (1), Milluni (2), Hampaturi (3) e Incachaca (4) (Figura 44). El agua recogida de cada una de las cuencas vertientes es dirigida hacia tres plantas de tratamiento. La planta de tratamiento El Alto recibe el agua de Tuni – Condoriri, la planta de Achachicala recibe el agua de Milluni y la planta de Pampahasi recibe el agua de Hampaturi e Incachaca [Ramirez et al., 2007].

Las cuencas vertientes de Tuni – Condoriri y de Milluni forman parte de nuestras regiones de estudio (Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya respectivamente). Las cuencas hidrológicas de Hampaturi y de Incachaca forman parte de la región Hampaturi-Taquesi (según el inventario glaciológico boliviano) (Figura 44).

La gama de superficies de estas cuencas varía entre 78 y 18km² (Tabla 21), estas cifras se han obtenido a partir de la digitalización (en una plataforma CAD) y de la interpretación de las curvas de nivel (la superficie de las cuencas se ha considerado hasta las represas/bordes de los lagos respectivos) del mapa nacional SE-19-03 (escala 1:250.000) del Instituto Geográfico Militar – Bolivia.

Según Ramirez et al. [2001], la superficie de la cuenca de Tuni-Condoriri es igual a 76km², lo que representa una diferencia de 2% con respecto a nuestra estimación. En las otras cuencas, no hay ninguna información disponible. El conocimiento de las superficies de las cuencas hidrológicas es primordial para los cálculos de los aportes de agua de las superficies no cubiertas de hielo. Se estima que la imprecisión en la determinación de las superficies de estas cuencas es inferior a 5%.

Según el inventario glaciológico boliviano [Jordan, 1991], las cuencas hidrológicas de Tuni-Condoriri, Milluni, Hampaturi y Taquesi comprenden 30, 13, 18 y 9 glaciares, respectivamente. Los porcentajes de glaciares en cada una de las cuencas en 1975 variaban entre 5 y 12% (Tabla 21). Sin embargo, cabe notar que, la superficie cubierta de glaciares de la cuenca de Tuni-Condoriri (78km²) correspondía a la superficie cubierta de glaciares de las otras cuencas (149km²) en 1975. Si bien el porcentaje de glaciares es de 7% en las cuencas de Milluni, Hampaturi y Taquesi, su aporte de agua es poco, comparado al de la cuenca de Tuni-Condoriri. Estos resultados han sido obtenidos gracias a la digitalización (en una plataforma CAD) de los mapas del inventario glaciológico boliviano (mapas: 10, 11 y 13).

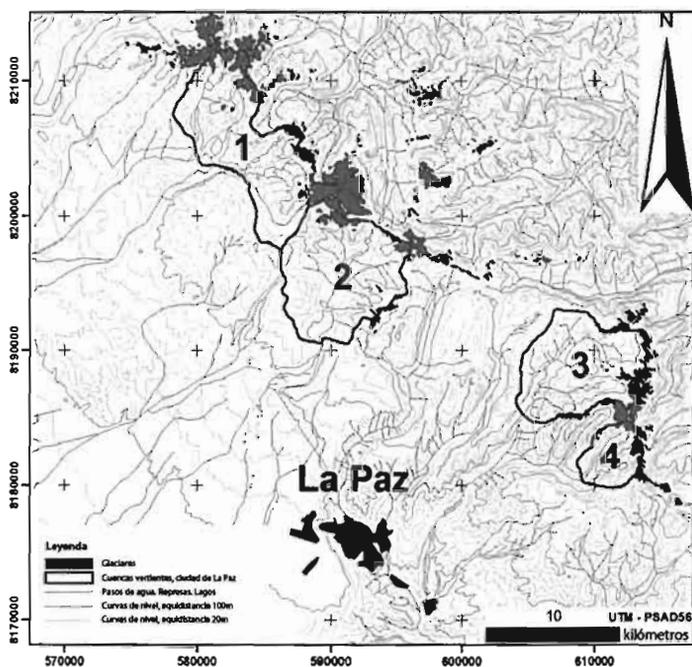


Figura 44 : Cuencas hidrográficas que alimentan de agua a la ciudad de La Paz. La superficie de los glaciares corresponde a su estado en 1975 según Jordán [1991]. La topografía corresponde al mapa IGM SE-19-03. La cuenca vertiente n°1 corresponde a Tuni – Condoriri, la n°2 a Milluni, la n°3 a Hampaturi y la n°4 a Incachaca.

Según la restitución fotogramétrica de las imágenes del 2006, hemos observado una disminución de las superficies glaciares de 48% en las regiones Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya (véase Capítulo 6). Hoy en día, en la cuenca de Tuní-Condoriri, quedan 16 glaciares, y en la cuenca de Milluni quedan apenas 7 glaciares. La disminución de las superficies glaciares ha sido más importante en la cuenca de Milluni que en la cuenca de Tuní-Condoriri (Tabla 21). Esta diferencia proviene principalmente del tamaño reducido y de la escasa altura de los glaciares de Milluni en 1975.

Dado que el vuelo fotogramétrico del 2006 no recubre la región de Hampaturi-Taquesi (véase Capítulo 4), no se conoce el estado actual de los glaciares de las cuencas hidrológicas ni de Hampaturi ni de Incachaca.

Para mejorar la precisión de nuestros cálculos, y dado que necesitamos conocer la superficie promedio de los glaciares en los períodos considerados, hemos supuesto que estos glaciares habían disminuido de una manera parecida (48% de reducción de las superficies) a las regiones Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya. Esta hipótesis puede considerarse adecuada, considerando la cercanía de la región Hampaturi-Taquesi y las regiones Negruni-condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya.

| Cuencas hidrológicas | Superficies no congeladas (km ²) | Superficies congeladas en 1975 (km ²) | Superficies congeladas en el 2006 (km ²) | % de congelamiento 1975 | % de congelamiento 2006 |
|----------------------|--|---|--|-------------------------|-------------------------|
| Tuní - Condoriri | 78 | 9 | 5 | 12% | 6% |
| Milluni | 71 | 4 | 1 | 5% | 2% |
| Hampaturi | 60 | 3 | --- | 5% | --- |
| Incachaca | 18 | 2 | --- | 10% | --- |

Tabla 21: Cuencas hidrológicas que alimentan de agua a las ciudades de La Paz y El Alto.

6.2 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LOS APORTES DE AGUA DE LOS GLACIARES A PARTIR DEL BALANCE DE MASA

Para estimar los aportes de agua de los glaciares al sistema de aprovisionamiento de agua potable para la ciudad de La Paz, hemos utilizado un cierto número de variables (balance de masa, precipitación, sublimación, coeficiente de escurrimiento, así como las superficies de cubiertas por glaciares y las superficies no cubiertas de hielo). Finalmente, hemos estimado los aportes de los glaciares según dos períodos de cálculo, el primero corresponde a los años 1975-2006 y el segundo a los años 1997-2006. Se han escogido estos períodos de cálculo, por una parte, para saber si la contribución de los glaciares había cambiado en el tiempo (los últimos 30 años con respecto a la última década), y por otra parte, porque contábamos con las superficies de los glaciares en 1975 y en el 2006.

Se puede obtener el Caudal D en l/s de una cuenca a partir de la siguiente ecuación:

Ecuación 13

$$D_{Cuenca} = D_{S\text{ glaciares}} + D_{S\text{ sin glaciares}}$$

El primer miembro de la parte de derecha de la Ecuación 13 corresponde al caudal (en l/s) de la superficie con glaciares (S glaciares), el segundo miembro corresponde al caudal (en l/s) de la superficie sin glaciares (S sin glaciares) de la cuenca. La suma de estos términos corresponde al caudal total de una cuenca hidrológica, en un período de tiempo (generalmente fijado a un año hidrológico).

6.2.1 Determinación del débito de la parte cubierta de hielo

El caudal de la parte con glaciares de una cuenca corresponde a la suma de los caudales de derretimiento de los glaciares comprendidos en la cuenca hidrológica. El caudal de derretimiento (en l/s) de un glaciar se puede obtener a partir de la siguiente ecuación:

$$D_{S \text{ con glaciares}} = \frac{F_{Glaciar} \cdot S_{Glaciar} \cdot 10^3}{t}$$

Donde:

$D_{S \text{ con glaciares}}$ = caudal de la parte con glaciares en l/s;

$F_{Glaciar}$ = fusión del glaciar en m por año;

$S_{Glaciar}$ = superficie del glaciar en m^2 , y

t = tiempo en segundos al año.

Para determinar el caudal de un glaciar (en l/s), necesitamos la superficie del glaciar y la fusión del glaciar (en mm/año).

Las superficies de los glaciares se han obtenido a partir de las restituciones fotogramétricas hechas con las fotografías de 1975 [Jordan, 1991] y del 2006 (véase Capítulo 5). Dado que el vuelo fotogramétrico del 2006 no recubre la región Hampaturi-Taquesi, hemos considerado que los glaciares de esta región han disminuido en superficie de una manera similar (48%) a los glaciares de la región Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre-Chacaltaya. Para el período 1975-2006, hemos considerado las superficies promedio de los glaciares en el mismo período. Para el período 1997-2006, hemos tomado en cuenta las superficies de los glaciares en el 2006, porque no tenemos las superficies de los glaciares en 1997. Esta hipótesis implica una subestimación en los cálculos, porque las superficies en el 2006 son inferiores a la media de las superficies glaciares en el período 1997-2006.

Si consideramos que el balance de masa de un glaciar (β_n) es igual a los aportes de masa (precipitaciones) menos las pérdidas de masa (fusión y sublimación), tenemos:

$$\beta_n = P - F_{Glaciar} - S_b$$

Donde:

β_n = balance de masa (en m/año);

P = precipitaciones (en m/año),

$F_{Glaciar}$ = fusión del glaciar (en m/año);

S_b = sublimación del glaciar (en m/año).

El derretimiento del glaciar (en m/año) se puede obtener a partir de la siguiente ecuación:

Ecuación 16

$$F_{Glaciar} = P - \beta_n - Sb$$

De esta manera, la fusión de un glaciar se puede calcular a partir de la precipitación, del balance de masa y de la sublimación.

Como ya lo hemos visto en el capítulo 5, las series largas de datos meteorológicos de buena calidad son muy raras en la Cordillera Real.

Los únicos datos de precipitación a proximidad de la Cordillera Real bastante largos en el tiempo (con más de 30 años de observación) son los de los pluviómetros P4750 (a proximidad del glaciar de Zongo), P El Alto (ciudad de El Alto) y P San Calixto (situado en el centro de la ciudad de La Paz). Hemos optado por usar un solo valor de precipitación para efectuar nuestros cálculos para las cuatro cuencas hidrológicas. De esta manera, hemos usado el valor promedio de P – El Alto y de P San Calixto para el período 1975-2006. Se han escogido estos dos pluviómetros porque son los únicos cercanos al Altiplano (las cuatro cuencas vertientes se encuentran del lado altiplánico), mientras que P4750 se encuentra del lado Amazónico. La diferencia de las precipitaciones entre los pluviómetros El Alto/San Calixto y P4750 es de 200mm para el período 1975-2006. El valor de precipitación utilizado para nuestros cálculos es de 600mm/año. Por otra parte, hemos considerado que todas las precipitaciones, a la altura de los glaciares, eran sólidas.

Dado que no existen mediciones de la fusión de los glaciares de las cuatro cuencas, hemos calculado este parámetro a partir del balance de masa glaciar. El balance de masa glaciar para el conjunto de los glaciares de las cuatro cuencas se ha obtenido a partir de nuestra ecuación de regresión lineal múltiple (véase Capítulo 5).

Estos balances calculados inicialmente para el período 1963-2006 se han corregido a partir de los balances promedio centrados. Para los períodos 1975-1983, 1983-1997 y 1997-2006, los balances pro-

medio centrados son de -0.29, -0.01, y -0.5m eq. de agua por año respectivamente (promedios de los glaciares: Zongo, 27, 10, 61, 36, 35, 44, 42, 20 y 29). Ponderando cada uno de estos valores por la duración de cada período, hemos calculado un balance centrado de -0.2m eq. de agua por año durante el período 1975-2006, y de -0.5m eq. de agua por año para el período 1997-2006 para poder situarse en los períodos de tiempo correspondientes. La sublimación glaciar se ha calculado a partir de los datos del re-análisis y de una relación empírica [Favier *et al.*, 2008]. Hemos utilizado un valor constante de sublimación para la totalidad de los glaciares de las cuencas, igual a -168mm/año (promedio para el período 1975-2006).

En resumen, se ha obtenido la fusión de los 70 glaciares (en 1975) de las cuatro cuencas a partir de un valor constante de precipitación y de sublimación, y a partir del cálculo del balance de masa de cada uno de los glaciares (sea durante el período 1975-2006, sea durante el período 1997-2006).

6.2.2 Determinación del débito de la parte no cubierta de hielo

El cálculo de los débitos (en l/s) de la parte no cubierta de hielo de las cuatro cuencas vertientes se ha obtenido a partir de la siguiente ecuación:

Ecuación 17

$$D_{S \text{ sin glaciares}} = \frac{C_e \cdot P \cdot S_{\text{sin glaciares}} \cdot 10^3}{t}$$

Donde:

$D_{S \text{ sin glaciares}}$ = caudal de la superficie sin glaciares en l/s;

C_e = coeficiente de escurrimiento;

P = precipitación en m/año;

$S_{\text{sin glaciares}}$ = superficie sin glaciares en m², y

t = tiempo en segundos al año.

La precipitación utilizada para el cálculo corresponde al valor utilizado para el cálculo del caudal glaciar. La superficie de la parte no cubierta de hielo de la cuenca se ha obtenido a partir de la digitalización del mapa nacional SE-19-03 del IGM.

El coeficiente de escurrimiento corresponde a la fracción de la pérdida de las precipitaciones por infiltración y evaporación en una cuenca hidrológica determinada. En la Cordillera Real, esta cifra no ha sido nunca calculada de manera precisa. En la cuenca del glaciar de Zongo, se utiliza el valor de 0.8 correspondiente a los sedimentos cuaternarios de origen glaciar [Ribstein *et al.*, 1995a]. En las cuencas hidrológicas que alimentan de agua a la ciudad de La Paz, hemos utilizado un coeficiente de escurrimiento de 0.56 [Ramirez *et al.*, 2007]. Este valor ha sido obtenido por ponderación entre la superficie de los diferentes tipos de sedimentos cuaternarios y valores teóricos de los coeficientes de escurrimiento asociados al tipo de sedimentología (cifras teóricas), en la cuenca de Tuni-Condoriri. En las otras cuencas, no tenemos ningún valor. Hemos emitido la hipótesis según la cual este coeficiente es el mismo para las cuatro cuencas del estudio.

6.2.3 Las principales fuentes de incertidumbre en los cálculos

Estos cálculos son aproximativos, porque muchas variables siguen siendo desconocidas en cada una de las cuencas hidrológicas.

La principal fuente de incertidumbre en estos cálculos corresponde al hecho de considerar valores de precipitación y del coeficiente de infiltración, constantes e idénticos para las cuatro cuencas. Efectivamente, estos dos parámetros controlan la mayor parte de la cantidad de agua producida por las cuencas hidrológicas (en 1975, entre 88% y 95% de la superficie correspondía a las partes no cubiertas de hielo). Se puede considerar que la influencia de la incertidumbre en la sublimación es pequeña, dado que las superficies de los glaciares de las cuencas vertientes siguen siendo reducidas en comparación con las superficies de las partes no cubiertas de hielo. La incertidumbre en las superficies y los balances de masa glaciares, es probablemente bastante pequeña, dado que las superficies se han obtenido mediante la digitalización de restituciones fotogramétricas, y el porcentaje de la desviación de la ecuación de regresión lineal utilizado para determinar los balances de masa glaciares es igual a $r^2=0.88$. A fin de validar nuestros cálculos, hemos comparado los caudales totales calculados con los caudales totales

medidos en cada una de las 4 cuencas hidrológicas. Los caudales medidos corresponden al período 2000-2007 [Ramirez et al., 2007].

6.3 CUANTIFICACIÓN DE LOS RECURSOS DE AGUA DE CADA UNA DE LAS CUENCAS HIDROLÓGICAS

Hemos cuantificado el agua que es producida por cada una de las cuencas hidrológicas que alimentan la ciudad de La Paz. Para empezar, estos resultados han sido obtenidos para los períodos 1975-2006 y 1997-2006. Dichos resultados se han comparado a los valores medidos en cada una de las cuencas. A continuación hemos determinado la contribución de los glaciares a los recursos hídricos de la ciudad de La Paz, a una escala anual y luego considerando la estación húmeda y la estación seca (período 1997-2006). Finalmente, hemos estimado los caudales, suponiendo que los glaciares de las cuatro cuencas habrían desaparecido completamente.

6.3.1 Aporte de agua de las cuatro cuencas vertientes

- 1975-2006

La Tabla 22 presenta los cálculos obtenidos para las cuatro cuencas que alimentan de agua a la ciudad de La Paz.

El balance de masa [1] se ha obtenido a partir de la ecuación de regresión lineal múltiple (véase Capítulo 5) para el período 1963-2006. Este balance de masa se ha corregido con el balance promedio centrado para el período 1975-2006 (-0.2m eq. de agua por año). La precipitación [2] corresponde al valor promedio entre el pluviómetro El Alto y el pluviómetro San Calixto durante el período 1975-2006. La sublimación [3] se ha obtenido a partir de los datos de re-análisis y de una relación empírica [Favier et al., 2008]. El caudal de los glaciares [4] (en mm/año) se ha obtenido mediante la Ecuación 16. La superficie de hielo [5] corresponde a la superficie promedio de los glaciares entre 1975 y 2006. La superficie no cubierta de hielo [6] se ha obtenido a partir del mapa nacional SE-19-03. El caudal de la superficie cubierta de hielo [7] (en l/s) corres-

| CUENCA N° por año | 1975-2006 | | | | Ghiar | | Cuenca | | | Cuenca | | |
|-------------------------|-----------|-------|------|------|-------|-----|--------|-----|------|------------|------|------|
| | βN | P | Sb | D | S | S | D | D | D | D | D | D |
| | [1] | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] | [7] | [8] | [9] | [10] | [11] | [12] |
| | (mm/año) | | | | (km²) | | (l/s) | | | (M m³/año) | | |
| TUNI-CONDORIRI | 64 | 489 | | 921 | 0.03 | | | | | | | |
| | 91 | -622 | | 1064 | 0.01 | | | | | | | |
| | 92 | -614 | | 1076 | 0.02 | | | | | | | |
| | 59 | -506 | | 991 | 0.53 | | | | | | | |
| | 80 | -794 | | 1096 | 0.73 | | | | | | | |
| | 81 | -911 | | 1343 | 1.01 | | | | | | | |
| | 95 | -993 | | 1415 | 0.11 | | | | | | | |
| | 66-67 | -709 | | 1341 | 0.28 | | | | | | | |
| | 87 | 991 | | 1413 | 0.41 | | | | | | | |
| | 66-73 no | 1052 | | 1484 | 0.45 | | | | | | | |
| | 95 | 4117 | | 1049 | 0.04 | | | | | | | |
| | 96 | -795 | | 1227 | 0.02 | | | | | | | |
| | 2 | 850 | 600 | 1262 | 0.01 | 73 | 268 | 777 | 1045 | 8.46 | 24.5 | 33.0 |
| | 3 | -722 | | 1155 | 0.01 | | | | | | | |
| | 4 | 968 | | 1461 | 0.03 | | | | | | | |
| | 10 | -1122 | | 1535 | 0.04 | | | | | | | |
| | 13 | -682 | | 1114 | 0.10 | | | | | | | |
| 14 | -961 | | 1363 | 0.45 | | | | | | | | |
| 48 | -1117 | | 1549 | 0.02 | | | | | | | | |
| 24 | -1084 | | 1510 | 0.01 | | | | | | | | |
| 25 | 910 | | 1402 | 0.03 | | | | | | | | |
| 46 | 924 | | 1391 | 0.01 | | | | | | | | |
| 50 | -893 | | 1325 | 0.01 | | | | | | | | |
| 27 | -496 | | 930 | 0.12 | | | | | | | | |
| 28 | -521 | | 963 | 0.03 | | | | | | | | |
| 29 | 590 | | 1012 | 0.02 | | | | | | | | |
| 30 | -705 | | 1137 | 1.80 | | | | | | | | |
| MILLUNI | 36 | 877 | | 1259 | 0.05 | | | | | | | |
| | 34 | -532 | | 994 | 0.55 | | | | | | | |
| | 40 | -550 | | 962 | 0.47 | | | | | | | |
| | 42 | -443 | | 875 | 0.13 | | | | | | | |
| | 43 | -543 | | 975 | 0.01 | | | | | | | |
| | 37 | -502 | | 936 | 0.08 | | | | | | | |
| | 38 | -794 | | 879 | 0.18 | | | | | | | |
| | 39 | 391 | 600 | 813 | 0.02 | 69 | 80 | 731 | 810 | 2.51 | 23.0 | 25.6 |
| | 44 | -590 | | 1122 | 0.01 | | | | | | | |
| | 45 | -1054 | | 1486 | 0.11 | | | | | | | |
| | 47 | -452 | | 1124 | 0.54 | | | | | | | |
| 106 | 806 | | 1222 | 0.04 | | | | | | | | |
| 103 | 995 | | 1287 | 0.04 | | | | | | | | |
| HAMPAURI | 61 | -825 | | 1257 | 0.04 | | | | | | | |
| | 83 | 801 | | 1233 | 0.08 | | | | | | | |
| | 62 | 740 | | 1172 | 0.17 | | | | | | | |
| | 10 | -946 | | 1361 | 0.25 | | | | | | | |
| | 11 | 890 | | 1292 | 0.21 | | | | | | | |
| | 14 | -940 | | 1422 | 0.04 | | | | | | | |
| | 15 | -952 | | 1384 | 0.08 | | | | | | | |
| | 16 | 936 | | 1368 | 0.02 | | | | | | | |
| | 21 | -919 | | 1316 | 0.01 | | | | | | | |
| | 20 | -1084 | | 1516 | 0.03 | | | | | | | |
| | 22 | -999 | | 1431 | 0.01 | | | | | | | |
| | 24 | -815 | | 1247 | 0.02 | | | | | | | |
| | 26 | 895 | | 1317 | 0.20 | | | | | | | |
| | 26 | -747 | | 1179 | 0.05 | | | | | | | |
| 29 | 940 | | 1372 | 1.14 | | | | | | | | |
| 25 | 829 | | 1261 | 0.02 | | | | | | | | |
| 55 | 878 | | 1310 | 0.03 | | | | | | | | |
| 54 | 878 | | 1308 | 0.01 | | | | | | | | |
| INCACHACA | 44 | -919 | | 1051 | 0.04 | | | | | | | |
| | 43 | -519 | | 951 | 0.02 | | | | | | | |
| | 38 | -676 | | 1178 | 0.04 | | | | | | | |
| | 39 | 630 | | 1095 | 0.02 | | | | | | | |
| | 40 | 911 | | 1343 | 0.43 | | | | | | | |
| | 46 | 867 | | 1299 | 0.02 | | | | | | | |
| | 47 | 926 | | 1360 | 0.56 | | | | | | | |
| | 50 | -1037 | | 1468 | 0.11 | | | | | | | |
| 53 | 1073 | | 1506 | 0.14 | | | | | | | | |

Tabla 22: Cuantificación del aporte anual de agua de cada una de las cuencas hidrológicas que alimentan las ciudades de La Paz y El Alto para el período 1975-2006.

ponde a la suma de los caudales glaciares obtenidos a partir de la Ecuación 14. El caudal correspondiente a la superficie no cubierta de hielo [8] (en l/s) se ha calculado a partir de la Ecuación 17. Los caudales totales [9] de las cuatro cuencas se han obtenido a partir de la Ecuación 13. Finalmente, hemos convertido los caudales de

la parte cubierta de hielo [10], de la parte no cubierta de hielo [11] y de los caudales totales [12] de las cuencas en millones de metros cúbicos por año.

- 1997-2006

La Tabla 23 presenta los cálculos obtenidos para el período 1997-2006 para las cuatro cuencas hidrológicas. En esta tabla, se han efectuado los cálculos de la misma manera que para la Tabla 22. Sin embargo, el balance de masa [1] ha sido corregido con el balance promedio centrado del período 1997-2006 (-0.5m eq. de agua por año). También cabe notar que las superficies de los glaciares [5] utilizadas corresponden a las superficies de los glaciares en el 2006, ya que no se cuenta con restituciones fotogramétricas de fotografías para 1997. Ciertos glaciares en las cuencas de Tuni-Condoriri y de Milluni habían desaparecido en el 2006, por esto, hemos tomado en cuenta esta reducción de superficies cubiertas de hielo en nuestras estimaciones. Dado que no conocíamos las superficies de los glaciares en las cuencas de Hampaturi e Incachaca, hemos supuesto que la disminución de sus superficies fue similar a las de los glaciares de las regiones de Negruni-Condoriri y Huayna-Cumbre- Chacaltaya (disminución de 48%).

Finalmente, si comparamos la Tabla 22 con la Tabla 23, podemos notar que la producción de agua en las cuatro cuencas es menor durante el período 1997-2006. Esta evolución está esencialmente relacionada a la reducción de la superficie glaciar y a la variación temporal de los balances de masa glaciares. Estos dos factores tienen una influencia opuesta, dado que la reducción de las superficies tiende a disminuir la contribución de los glaciares, mientras que el aumento del derretimiento tiende a incrementarla.

En estos cálculos, los valores de precipitación, de sublimación y del coeficiente de escurrimiento son los mismos para las cuatro cuencas a lo largo de los dos períodos analizados (Tabla 22 y Tabla 23).

1.3.2 Validación de los resultados

Para validar nuestros resultados hemos comparado los caudales totales [12] calculados con los caudales totales medidos para cada una de las cuencas. Sin embargo, los períodos no son los

| Cuenca | N.º plata | 1997-2006 | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|--------------|-----------|----------|------|--------------------|------|------------------------|-----|----------------------------|-----|--------|-------|----------------------------|--|--------|
| | | βN | P | Sb | D | S | S | D | D | D | D | D | D | | |
| | | | | | Caezar | | congelada no congelada | | S congelada S no congelada | | Cuenca | | S congelada S no congelada | | Cuenca |
| | | [1] | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] | [7] | [8] | [9] | [10] | [11] | [12] | | |
| | | | (mm/año) | | (km ²) | | (l/s) | | (M m ³ /año) | | | | | | |
| TUNI-CONDORIRI | 54 | -779 | | | 1211 | 0 | | | | | | | | | |
| | 91 | -912 | | | 1348 | 0 | | | | | | | | | |
| | 92 | -934 | | | 1398 | 0 | | | | | | | | | |
| | 59 | -948 | | | 1281 | 0.45 | | | | | | | | | |
| | 60 | -954 | | | 1388 | 0.50 | | | | | | | | | |
| | 61 | -1201 | | | 1633 | 0.82 | | | | | | | | | |
| | 65 | -1273 | | | 1706 | 0.04 | | | | | | | | | |
| | 66-67 | -986 | | | 1431 | 0.19 | | | | | | | | | |
| | 67 | -1271 | | | 1703 | 0.24 | | | | | | | | | |
| | 68-73-70 | -1342 | | | 1774 | 0.26 | | | | | | | | | |
| | 95 | -907 | | | 1330 | 0 | | | | | | | | | |
| | 96 | -1085 | | | 1517 | 0 | | | | | | | | | |
| | 2 | -1140 | | | 1672 | 0 | | | | | | | | | |
| | 3 | -1013 | 600 | -168 | 1445 | 0 | 73 | | | | | | | | |
| | 4 | -1250 | | | 1681 | 0.36 | | | | 220 | | | | | |
| | 10 | -1383 | | | 1825 | 0 | | | | 777 | | | | | |
| | 13 | -972 | | | 1404 | 0.06 | | | | | 997 | | | | |
| | 14 | -1251 | | | 1683 | 0.21 | | | | | | 6.93 | | | |
| | 48 | -1407 | | | 1639 | 0 | | | | | | | 24.50 | | |
| | 24 | -1374 | | | 1908 | 0 | | | | | | | 31.4 | | |
| | 75 | -1280 | | | 1682 | 0 | | | | | | | | | |
| | 48 | -1214 | | | 1646 | 0 | | | | | | | | | |
| | 50 | -1183 | | | 1615 | 0 | | | | | | | | | |
| | 27 | -789 | | | 1220 | 0.06 | | | | | | | | | |
| | 28 | -811 | | | 1243 | 0.01 | | | | | | | | | |
| | 29 | -879 | | | 1202 | 0 | | | | | | | | | |
| | 30 | -895 | | | 1427 | 1.35 | | | | | | | | | |
| | 35 | -1117 | | | 1549 | 0 | | | | | | | | | |
| 34 | -822 | | | 1254 | 0.31 | | | | | | | | | | |
| 40 | -940 | | | 1272 | 0.40 | | | | | | | | | | |
| 42 | -733 | | | 1165 | 0.02 | | | | | | | | | | |
| 43 | -833 | | | 1295 | 0 | | | | | | | | | | |
| 43 | -1280 | | | 1225 | 0.03 | | | | | | | | | | |
| 38 | -684 | 600 | -168 | 1118 | 0.12 | 70 | | | 54 | | | | | | |
| 39 | -671 | | | 1103 | 0 | | | | | 743 | | | | | |
| 44 | -980 | | | 1412 | 0 | | | | | | 797 | | | | |
| 45 | -1344 | | | 1776 | 0.04 | | | | | | | 1.72 | | | |
| 47 | -882 | | | 1414 | 0.39 | | | | | | | 23.40 | | | |
| 106 | -1090 | | | 1522 | 0 | | | | | | | 25.12 | | | |
| 103 | -1255 | | | 1687 | 0 | | | | | | | | | | |
| HAMPATURI | 61 | -1115 | | | 1547 | 0.02 | | | | | | | | | |
| | 63 | -1091 | | | 1525 | 0.05 | | | | | | | | | |
| | 62 | -1030 | | | 1462 | 0.11 | | | | | | | | | |
| | 10 | -1238 | | | 1671 | 0.16 | | | | | | | | | |
| | 11 | -1150 | | | 1682 | 0.14 | | | | | | | | | |
| | 14 | -1280 | | | 1712 | 0.03 | | | | | | | | | |
| | 15 | -1242 | | | 1974 | 0.05 | | | | | | | | | |
| | 18 | -1239 | | | 1658 | 0.01 | | | | | | | | | |
| | 21 | -1209 | 600 | -168 | 1641 | 0.01 | 58 | | | | | | | | |
| | 20 | -1374 | | | 1806 | 0.02 | | | | 80 | | | | | |
| | 22 | -1289 | | | 1721 | 0.01 | | | | | 617 | | | | |
| | 24 | -1105 | | | 1537 | 0.01 | | | | | | 698 | | | |
| | 26 | -1175 | | | 1607 | 0.13 | | | | | | | 2.54 | | |
| | 28 | -1027 | | | 1469 | 0.04 | | | | | | | 19.50 | | |
| | 29 | -1230 | | | 1682 | 0.74 | | | | | | | 22.0 | | |
| | 25 | -1119 | | | 1551 | 0.01 | | | | | | | | | |
| | 95 | -1598 | | | 1900 | 0.02 | | | | | | | | | |
| | 64 | -1155 | | | 1599 | 0.01 | | | | | | | | | |
| | INCACHACA | 44 | -908 | | | 1341 | 0.03 | | | | | | | | |
| | | 43 | -809 | | | 1241 | 0.01 | | | | | | | | |
| 39 | | -998 | | | 1398 | 0.02 | | | | | | | | | |
| 36 | | -823 | | | 1365 | 0.01 | | | | | | | | | |
| 46 | | -1201 | 600 | -168 | 1633 | 0.26 | 17 | | | 47 | | | | | |
| 46 | | -1157 | | | 1596 | 0.01 | | | | | 182 | | | | |
| 47 | | -1219 | | | 1650 | 0.37 | | | | | | 228 | | | |
| 50 | | -1327 | | | 1759 | 0.07 | | | | | | | 1.47 | | |
| 53 | | -1363 | | | 1795 | 0.08 | | | | | | | 5.73 | | |
| | | | | | | | | | | | | 7.2 | | | |

Tabla 23: Cuantificación del aporte anual de agua de cada una de las cuencas hidrológicas que alimentan a las ciudades de La Paz y El Alto para el período 1997-2006.

mismos, dado que tenemos solamente valores de los caudales medidos entre 2000 y 2007 [Ramirez et al., 2007]. Puesto que nuestros resultados corresponden a los valores promedio de los períodos

1975-2006 y 1997-2006, los hemos comparado al valor promedio del período 2000-2007.

Efectivamente, hemos asumido la hipótesis según la cual estos valores son comparables, dado que los caudales totales de 1975-2006 y 1997-2006 han cambiado poco, con una diferencia de 2 a 5% en cada una de las cuencas, y una diferencia de 3% considerando la suma de los caudales totales (Tabla 24).

La Tabla 24 presenta la comparación entre los caudales calculados (1975-2006 [1] y 1997-2006 [2]) y los caudales medidos durante el período 2000-2007 [3] en $M\ m^3/año$. Con respecto a los caudales totales del sistema de aprovisionamiento de agua potable para la ciudad de La Paz, tenemos una diferencia de 7% con respecto al período 1975-2006 y de 4% con respecto al período 1997-2006. Los resultados del período 1997-2006 son mejores, porque los períodos de comparación son más cercanos. Estos resultados muestran que a pesar de las grandes incertidumbres, los caudales totales calculados son similares a los caudales totales medidos (Tabla 24).

6.3.3 Contribución de los glaciares a los recursos de agua

Dado que las diferencias entre los caudales calculados para los períodos 1975-2006 y 1997-2006 son inferiores a las diferencias de los caudales calculados y medidos, hemos calculado la contribución de los glaciares a los recursos de agua para un sólo período (1997-2006, que es el período más cercano al actual).

Además, hemos calculado la contribución de los glaciares en la estación húmeda y en la estación seca, dado que la dependencia según las estaciones de las precipitaciones es muy importante y el rol de los glaciares en el aprovisionamiento de agua puede ser importante durante la estación seca.

Hemos considerado la estación húmeda entre octubre y marzo, y la estación seca entre abril y septiembre para el período 1997-2006. Para esta estimación, hemos usado los datos mensuales del glaciar del Zongo con el fin de determinar el porcentaje de derretimiento mensual. Según estas observaciones en el glaciar de Zongo, 66%

| CUENCA | D | D | D | Diferencia | Diferencia | Diferencia |
|-----------------------|-------------------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|
| | Cuenca | Cuenca | Cuenca | D Cuenca | D Cuenca | D Cuenca |
| | 1975-2006 | 1997-2006 | 2000-2007 | [1] et [2] | [1] et [3] | [2] et [3] |
| | (M m ³ /año) | | | (%) | | |
| | [1] | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] |
| Tuni-Condoriri | 33.0 | 31.4 | 30.5 | 5% | 8% | 3% |
| Milluni | 25.6 | 25.12 | 20.0 | 2% | 28% | 26% |
| Hampaturi | 22.4 | 22.0 | 23.9 | 2% | 6% | 8% |
| Incachaca | 7.4 | 7.2 | 8.4 | 3% | 11% | 14% |
| TOTAL | 88.4 | 85.8 | 82.8 | 3% | 7% | 4% |

Tabla 24: Comparación entre los débitos calculados (1975-2006 y 1997-2006) y los débitos medidos (2000-2007) en las cuatro cuencas vertientes que alimentan de agua a la ciudad de La Paz.

del derretimiento se produce durante la estación húmeda, y 34% durante la estación seca. Las precipitaciones (84% y 16%) y la sublimación (27% y 73%) se han determinado a partir de los valores mensuales, para la estación húmeda y para la estación seca respectivamente.

La Tabla 25 presenta los resultados de la contribución de los glaciares al caudal hidrológico de las cuencas vertientes que alimentan de agua a la ciudad de La Paz para el período 1997-2006. Esta tabla se ha organizado en tres partes. En la primera parte, hemos calculado la contribución de los glaciares al año [1, 2, 3], durante la estación húmeda [4, 5, 6] y durante la estación seca [7, 8, 9]. Cada una de las partes presenta los caudales calculados para las cuatro cuencas [1, 4, 7], los aportes de las superficies cubiertas de hielo [2,

5, 8] en M³/año, y la contribución de las superficies cubiertas de hielo a los débitos totales de las cuencas vertientes en porcentaje [3, 6, 9].

A una escala anual, la contribución de los glaciares es de 15%, de 12% durante la estación húmeda y de 27% durante la estación seca a los caudales totales de las cuatro cuencas vertientes. Si bien la contribución de los glaciares es de 27% durante la estación seca (4.3M³/año), este aporte corresponde solamente a la mitad del aporte de agua de los glaciares durante la estación húmeda (8.4M³/año). En resumen, la contribución de los glaciares no es despreciable (15% de contribución al año), y esta resulta del derretimiento considerable de los glaciares a lo largo de estos últimos años.

| CUENCA | Anual | | | Estación Húmeda | | | Estación Seca | | |
|----------------|-------------------------|-------------|--------------|-------------------------|-------------|--------------|-------------------------|-------------|--------------|
| | D | D | Contribución | D | D | Contribución | D | D | Contribución |
| | Cuenca | S congelada | S congelada | Cuenca | S congelada | S congelada | Cuenca | S congelada | S congelada |
| | (M m ³ /año) | | (%) | (M m ³ /año) | | (%) | (M m ³ /año) | | (%) |
| | [1] | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] | [7] | [8] | [9] |
| Tuni-Condoriri | 31.4 | 6.9 | 22% | 25.2 | 4.6 | 18% | 6.3 | 2.4 | 38% |
| Milituni | 25.12 | 1.7 | 7% | 20.80 | 1.1 | 5% | 4.30 | 0.58 | 13% |
| Hempaburi | 22.0 | 2.5 | 12% | 18.0 | 1.7 | 9% | 4.0 | 0.86 | 22% |
| Incachaca | 7.2 | 1.5 | 20% | 5.8 | 0.97 | 17% | 1.4 | 0.50 | 36% |
| TOTAL | 85.8 | 12.7 | 15% | 69.8 | 8.4 | 12% | 16.0 | 4.3 | 27% |

Tabla 25: Contribución glaciar al sistema de aprovisionamiento de agua potable de la ciudad de La Paz durante el período 1997-2006.

1.3.4 Aporte de agua esperado cuando los glaciares desaparezcan

El último cálculo que hemos hecho corresponde a la cuantificación de los débitos del sistema de aprovisionamiento de agua de la ciudad de La Paz considerando una desaparición total de los glaciares.

| CUENCA | Anual | | | Estación Húmeda | | | Estación Seca | | |
|---------------|-------------------------|---------------|-------------|-------------------------|---------------|------------|-------------------------|---------------|-------------|
| | D | D | Baja de | D | D | Baja de | D | D | Baja de |
| | Cuenca | sin glaciares | D | Cuenca | sin glaciares | D | Cuenca | sin glaciares | D |
| | (M m ³ /año) | (%) | | (M m ³ /año) | (%) | | (M m ³ /año) | (%) | |
| | [1] | [2] | [3] | [4] | [5] | [6] | [7] | [8] | [9] |
| Tuni-Condorht | 31.4 | 26.0 | -17% | 25.2 | 21.9 | -13% | 6.3 | 4.2 | -33% |
| Milluni | 25.12 | 23.9 | -5% | 20.80 | 20.0 | -4% | 4.30 | 3.80 | -12% |
| Hampaturi | 22.0 | 20.0 | -9% | 18.0 | 16.8 | -7% | 4.0 | 3.20 | -20% |
| Incachaca | 7.2 | 6.0 | -17% | 5.8 | 5.10 | -12% | 1.4 | 0.97 | -31% |
| TOTAL | 85.8 | 75.9 | -12% | 69.8 | 63.8 | -9% | 16.0 | 12.2 | -24% |

Tabla 26: Cuantificación esperada cuando los glaciares de las cuencas hidrológicas que alimentan a la ciudad de La Paz desaparezcan.

La Tabla 26 presenta la cuantificación del sistema de aprovisionamiento de agua de la ciudad de La Paz, considerando una desaparición completa de los glaciares, a una escala anual, durante la estación húmeda y durante la estación seca. Esta tabla ha sido organizada de manera similar a la tabla precedente.

En resumen, si los glaciares de las cuatro cuencas hidrológicas desaparecen, los caudales totales disminuirían en un 12% al año, en un 9% durante la estación húmeda y en un 24% durante la es-

tación seca. Para estos cálculos hemos supuesto que las precipitaciones no cambian en el transcurso del tiempo.

6.4 CONCLUSIÓN DEL CAPÍTULO

Del conjunto de estas estimaciones, podemos concluir que:

- La contribución de los glaciares a las cuencas hidrológicas que alimentan a la ciudad de La Paz de agua potable no es despreciable, en particular para la cuenca de Tuni – Condoriri (22% del agua colectada a una escala anual para el período 1997 – 2006).
- Esta contribución aumenta significativamente a lo largo de la estación seca, dado que alcanza al 38%, 13%, 22%, y 36% de los débitos totales de las cuencas: Tuni – Condoriri, Milluni, Hampaturi e Incachaca respectivamente (período 1997 – 2006).
- Estas contribuciones han cambiado poco a lo largo de los últimos 30 años, a pesar de la gran disminución de los glaciares, la disminución de la superficie de los glaciares se compensa además con el aumento del derretimiento.
- En el futuro, cuando los glaciares de estas cuencas hayan desaparecido completamente y suponiendo que las precipitaciones sean idénticas a hoy en día, los caudales disminuirían en un 17%, 5%, 9%, 17% de sus valores actuales en las cuencas de Tuni – Condoriri, Milluni, Hampaturi e Incachaca respectivamente.
- En total, sobre el conjunto de estas cuencas, los caudales disminuirían en un 12%.

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

El conocimiento de los balances de masa de los glaciares tropicales en Sudamérica es primordial por dos razones: por una parte, los balances son indicadores climáticos importantes para estudiar la evolución del clima y su variabilidad en las regiones poco cubiertas por redes meteorológicas (sobre todo a gran altitud); y por otra parte, muchos de estos glaciares juegan un rol en la alimentación de agua potable o hidroelectricidad, y es esencial estimar estas reservas naturales y su evolución, con el fin de anticipar su desaparición.

Este trabajo tenía como objetivo principal el de determinar los balances de masa glaciares en el macizo de la Cordillera Real a lo largo de los últimos 50 años. En esta región, un inventario completo de los glaciares de la Cordillera había sido establecido por Jordan [1991] a partir de restituciones fotogramétricas en base a las fotografías IGM de 1975. La precisión de estas restituciones no permite elaborar mapas topográficos, pero es suficiente para determinar las superficies de las zonas cubiertas de hielo en 1975. En cuanto a las fluctuaciones glaciares, estas se conocían hasta ahora esencialmente a partir de las variaciones de los frentes de algunos glaciares, y a partir de los balances de masa de tres glaciares, medidos con el método glaciológico a lo largo de las dos últimas décadas: el glaciar de Zongo (1991-2008), el glaciar de Chacaltaya (1991-2006) que ha desaparecido, y el glaciar de Charquini (2003-2008).

Para nuestro estudio, se ha escogido la fotogrametría porque es la mejor herramienta para reconstituir los balances de masa en un área suficientemente grande (400km²) y una escala de tiempo suficientemente larga (50 años) con una precisión decimétrica o métrica. Para esto, hemos usado las fotografías aéreas existentes en el Instituto Geográfico Militar boliviano para los años 1956, 1963,

1975, 1983 y 1997. Además, hemos pedido realizar un vuelo fotogramétrico el año 2006 con la finalidad de completar nuestra serie de fotografías aéreas. Todas estas fotografías aéreas han sido tomadas por cámaras fotogramétricas. Hemos llevado a cabo campañas en el terreno sobre un vasto extendido de la Cordillera Real con el fin de determinar las coordenadas precisas (centimétricas) por GPS diferencial, de los 86 puntos de control, indispensables para efectuar las restituciones fotogramétricas. A partir de estas observaciones, hemos restituido 21 glaciares de la Cordillera Real en 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 y 2006.

El análisis de los balances de masa de los 21 glaciares restituidos a lo largo de los últimos 50 años nos permite tener una visión de conjunto de la evolución de las masas glaciares en esta región. Después de un período de casi estabilidad entre 1956 y 1975, los glaciares han sufrido una fuerte disminución, en particular entre 1975 y 1983, y entre 1997 y el 2006. El período de 1997-2006 es similar al de 1975-1983 y no muestra una aceleración de esta disminución. Nuestro análisis revela que, cuando se pasan por alto las tendencias propias de cada uno de los glaciares, las variaciones temporales del balance de masa son muy similares para el conjunto de estos glaciares. Efectivamente, la dispersión de estas variaciones decenales está prácticamente comprendida en la incertidumbre de las medidas. Solamente algunos glaciares muy pequeños (glaciares 69 y 75), que están desapareciendo, se apartan de este esquema general. Como resultado, estos glaciares (19 glaciares), a la escala de esta región, muestran una respuesta común de origen climático.

Las tendencias de los balances de masa de estos 21 glaciares (balances promedios para el período total) son, por el contrario, muy diferentes de un glaciar a otro. Hemos buscado entender y explicar estas diferencias por medio de factores locales (geometría, exposición). De esta manera hemos mostrado que los balances acumulados de estos glaciares están fuertemente influenciados por su exposición y su altitud. Los glaciares orientados hacia el sur y hacia el este pierden menos masa que los otros glaciares. De igual manera, para los glaciares situados a gran altura. Un análisis estadístico muestra que 88% de la desviación de los balances acu-

mulados se explica por la exposición y la altura. De este análisis, hemos podido deducir una relación bastante significativa entre el balance de masa promedio (1963-2006), la función sinusoidal de la orientación y la altura promedio de cada uno de estos glaciares. Haciendo uso del inventario de los glaciares establecido por Jordan [1991], esta relación ha permitido calcular los balances de masa del conjunto de nuestra región de estudio (376 glaciares) a lo largo del período 1963-2006. De esta manera hemos estimado que estos glaciares han perdido 0.9km^3 , es decir, 43% de su volumen inicial entre 1963 y 2006, y que esta pérdida concierne esencialmente el período 1975-2006. Gracias a las imágenes fotogramétricas del 2006, también hemos restituido los contornos de los 376 glaciares. Una comparación con los glaciares del inventario de Jordan proporciona la disminución de la superficie de estos 376 glaciares entre 1975 y el 2006. El resultado muestra que estos glaciares han perdido 34km^2 (48%) de su superficie inicial durante este período.

El estudio de las relaciones entre la evolución de los balances de masa glaciares y las variaciones de superficie o de frente, muestra que las variaciones de superficie/frente son un indicador muy malo de los balances de masa a una escala de algunos años o de algunos decenios. Además, la aceleración del retroceso del frente evidenciado en algunos glaciares en esta región no es para nada una prueba de la aceleración de la pérdida de masa de estos glaciares. En particular, las observaciones detalladas del glaciar de Zongo muestran un gran retroceso a partir de 1991/1992 sin relación con las variaciones del balance de masa que no revelan una aceleración de la pérdida entre 1975 y 2006. Por el contrario, nuestros resultados muestran que los balances de masa de Zongo son poco negativos desde el año 2000.

Finalmente, nuestro estudio evalúa la contribución de los glaciares al sistema de alimentación de agua potable de la ciudad de La Paz. Hemos medido la disminución de la superficie cubierta de hielo en las cuatro cuencas hidrológicas que alimentan a la ciudad, entre 1975 y 2006, y hemos estimado la pérdida de masa de estos glaciares. En estas cuencas, los glaciares han perdido 47% de su superficie y 53% de su volumen desde 1975. Gracias a las observaciones relativas a los caudales hidrológicos y a las precipitaciones

disponibles, estimaciones de la sublimación en la superficie de los glaciares, la evaporación de las superficies no cubiertas de hielo y la infiltración en el suelo, hemos estimado la contribución del agua del derretimiento de los glaciares a la cantidad total de agua disponible a la salida de las cuencas que se utilizan para la alimentación de agua potable. En promedio, durante el período 1975-2006, el derretimiento glaciar ha contribuido en un 26%, 10%, 14% y 25% al agua proveniente de las cuencas de Tuní – Condoriri, Milluni, Hampaturi e Incachaca respectivamente. Durante el período reciente (1997-2006), esta contribución es bastante similar e igual a 22%, 7%, 12% y 20% a pesar de la fuerte disminución de las superficies cubiertas de hielo. Como resultado, el aumento del derretimiento reciente compensa la disminución de las superficies de los glaciares. Dado que en la región hay estaciones secas y húmedas muy marcadas, estas contribuciones son muy diferentes de una estación a la otra. La contribución de los glaciares pasa de 12% durante la estación húmeda (octubre-marzo) a 27% durante la estación seca (de abril a septiembre). Finalmente hemos calculado los caudales esperados en caso de una desaparición total de estos glaciares. Estas estimaciones revelan que, suponiendo que las precipitaciones anuales no cambien, las cuencas recibirán 12% menos de sus caudales anuales actuales (9% menos durante la estación húmeda y 25% menos durante la estación seca). Estas cifras permiten anticipar desde ahora los futuros trabajos a realizar para alimentar de agua potable a la ciudad de La Paz, cuyas necesidades van en crecimiento.

En el futuro, dadas las implicaciones de este estudio, probablemente habría que evaluar, de una manera aún más precisa, la disminución esperada de los glaciares y la contribución de estos mismos al agua de las cuencas hidrológicas que alimentan a la ciudad de La Paz de agua potable. Para estos estudios, probablemente sería necesario estimar las masas glaciares disponibles (espesor de estos glaciares) y simular su evolución en función a distintos escenarios climáticos. Estas simulaciones requerirán, dependiendo de la precisión buscada, modelos más o menos sofisticados para simular los balances de masa en la superficie y el flujo de estos glaciares.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abott, M. B., B. B. Wolfe, R. Aravena, A. P. Wolfe, y G. O. Seltzer (2000), Holocene hydrological reconstruction from stable isotopes and paleoclimatology. *Cordillera Real, Bolivia, Quaternary Science Reviews*, 19, 1801-1820.
- Albertz, J., y W. Kreiling (1989), *Photogrammetrisches Taschenbuch*, 292pp pp., Wichmann, Germany.
- Ames, A., y B. Francou (1995), Cordillera Blanca Glaciares en la Historia, *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(1), 37-64.
- Andreassen, L. M. (1999), Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps: a case study of Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway, for the period 1940-1997, *Geografiska Annaler*, 81A(4), 467-476.
- Argollo, J., y P. Mourguiard (Eds.) (1995), *Climas cuaternarios en América del Sur*, 344 pp., Proyecto PICG, La Paz - Bolivia.
- Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille, y P. Ribstein (2001), El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography, *Journal of Geophysical Research*, 106(D16), 773-784.
- Bader, H. (1954), Sorge's Law of densification of snow on high polar glaciers, *Journal of Glaciology*, 2(15), 319-323.
- Bahr, D. B. (1997), Width and length scaling of glaciers, *Journal of Glaciology*, 43(145), 557-562.
- Bahr, D. B., M. F. Meier, and S. D. Peckham (1997), The physical basis of glacier volume-area scaling, *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 355-362.
- Baker, P. A., C. A. Rigsby, G. O. Seltzer, S. C. Fritz, T. K. Lowenstein, N. P. Bacher, y C. Velz (2001a), Tropical climates changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698-700.

- Baker, P. A., G. O. Seltzer, S. C. Fritz, R. B. Dunbar, M. J. Grove, P. M. Tapia, S. L. Cross, H. D. Rowe, y J. P. Broda (2001b), The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years, *Science*, 291, 640-643.
- Bamber, J. L., y A. Rivera (2007), A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination, *Global and Planetary Change*, 59, 138-148.
- Bauder, A., M. Funk, y M. Huss (2007), Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century, *Annals of Glaciology*, 46, 145-149.
- Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent, y F. Remy (2004), Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, 31(L17401).
- Blanc, R. (2003), Etude de la barre de séracs du glacier de Tacoumaz. Confrontation des outils topométrique et photogrammétrique, Mémoire de travail de fin d'études. Diplôme d'ingénieur. thesis, 77pp pp, Ecole Supérieur des Géomètres et Topographes, Le Mans - France.
- Brun, E., P. David, M. Sudul, y G. Brunot (1992), A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38(128), 13-22.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, y C. Coleou (1989), An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 35(121), 333-342.
- Caballero, Y. (2001), Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale, PhD thesis, Université de Montpellier II, Montpellier - France.
- Cox, L. H., y R. S. March (2004), Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, USA, *Journal of Glaciology*, 50(170), 363-370.
- Duploux, A. (1999), Etude du recul du front du glacier Zongo (Cordillère Royale Bolivie, 16°15'S, 68°10'W) par télédétection de 1948 à 1998. Rapport de stage DESSRep., UFR Géographie - Université Louis Pasteur, Strasbourg - France.
- Favier, V., P. Wagnon, y P. Ribstein (2004a), Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing, *Geophysical Research Letters*, 31(L16403).

- Favier, V., P. Wagnon, J. P. Chazarin, L. Maisincho, y A. Coudrain (2004b), One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes, *Journal of Geophysical Research*, 109(D18105).
- Favier, V., A. Coudrain, E. Cadier, B. Francou, E. Ayabaca, L. Maisincho, E. Praderio, M. Villacis, y P. Wagnon (2008), Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador, *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 278-291.
- Fily, M., J. P. Dedieu, and S. Surdyk (1995), A SAR Image Study of a Snow-Covered Area in the French Alps, *Remote Sensing of Environment*, 51(2), 253-262.
- Finstervalder, R. (1954), Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the eastern Alps, *Journal of Glaciology*, 2(15), 306-315.
- Florent, B. C. (2000), Snowline evolution of Nevado Sajama (Bolivia) between 1998 and 1999 using ERS-2 SAR images, MSc Thesis thesis, 32pp pp.
- Francou, B., y C. Vincent (2007), *Les glaciers à l'épreuve du climat*, 273pp pp., Paris - France.
- Francou, B., P. Mourguiard, y M. Fournier (1995a), Phase d'avancée des glaciers au Dryas récent dans les Andes du Pérou, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320, série II, 593-599.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia, y E. Tiriau (1995b), Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *Journal of Glaciology*, 41(137), 61-67.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Caceres, y J. Mendoza (2000), Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador, *Ambio*, 29(7), 416-422.
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier, and B. Caceres (2004a), New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S, *Journal of Geophysical Research*, 109(D18106).
- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza, y J. E. Sicart (2003), Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4154.

- Francou, B., P. Ribstein, P. Wagnon, E. Ramirez, y B. Pouyaud (2005), Glaciers of the Tropical Andes: Indicators of Global Climate Variability, in In Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview., edited by U. Huber, K. M. Harald and M. A. Reasoner, Springer.
- Francou, B., B. Pouyaud, R. Bucher, B. Caceres, J. P. Chazarin, P. Chevallier, Y. L'Hote, A. Machaca, L. Maisincho, J. Mendoza, J. Ramírez, A. Soruco, J. D. Taupin, y P. Wagnon (2004b), Méthodes de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos, 238 pp., IRD, France.
- Franont, H. (2002), Les glaciers de Bolivie - Rôle et potentialité pour une métropole andine comme La Paz dans le contexte de variabilité climatique actuel, DESS thesis, 108 pp, Université de Savoie Technolac, Chambéry - France.
- Gerbaux, M. (2005), Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique, PhD thesis, 128 pp, Université Joseph Fourier - Grenoble I, Grenoble - France.
- Gioda, A., J. Ronchail, Y. L'Hote, y B. Pouyaud (2004), Analyse et variabilité temporelle d'une longue série de pluies des Andes en relation avec l'Oscillation Australe (La Paz, 3658 m, 1891-2000), paper presented at Second International Conference: "Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology".
- Golden Software, I. (Ed.) (2002), Surfer. Contouring and 3D, surface mapping for scientists and engineers. User's Guide, EEUU.
- Greuell, W., y C. Genthon (2003), Modelling land-ice surface mass balance, in Mass Balance of the Cryosphere, edited by J. L. Bamber and A. J. Payne, pp. 117-168, Cambridge University Press, Cambridge - UK.
- Guilderson, T. P., y D. P. Schrag (1998), Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El Nino, Science, 281, 240-243.
- Hastenrath, S. (1984), The glaciers of Equatorial East Africa, edited, p. 353pp, Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Hastenrath, S. (1995), Glacier recession on mount Kenya in the context of the global tropics, Bull. Inst. fr. études andines, 24(3), 633-638.
- Hastenrath, S., y A. Ames (1995a), Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, Journal of Geophysical Research, 100(D3), 5105-5112.

- Hastenrath, S., y A. Ames (1995b), Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century, *Journal of Glaciology*, 41(137), 191-196.
- Hastenrath, S., y L. Geischar (1997), Glacier recession on Kilimanjaro. East Africa, 1912-1989, *Journal of Glaciology*, 43(145), 455-459.
- Hastenrath, S., D. Polzin, y B. Francou (2004), Circulation variability reflected in ice core and lake records of the southern tropical Andes, *Climatic Change*, 64, 361-375.
- Haylock, M. R., T. C. Peterson, L. M. Alves, T. Ambrizzi, M. T. Anunciacao, J. Baez, V. R. Barros, M. A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, V. J. Garcia, A. M. Grimm, D. Karoly, J. A. Marengo, M. B. Marino, D. F. Moncunill, D. Nechet, J. Quintana, E. Rebello, M. Rusticucci, J. L. Santos, I. Trebejo, y L. A. Vincent (2006), Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature, *Journal of Climate*, 19, 1490-1512.
- Hock, R. (1998), Modelling of glacier melt and discharge, PhD thesis, 126pp, University of Zurich, Zurich.
- Hock, R. (1999), A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation, *Journal of Glaciology*, 45(149), 101-111.
- Hock, R. (2003), Temperature index melt modelling in mountain areas, *Journal of Hydrology*, 282, 104-115.
- IPCC (2001), The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 881pp pp., Cambridge University Press, United Kingdom - USA.
- IPCC (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, United Kingdom - USA.
- Jordan, E. (1991), Die Gletscher der Bolivianischen Anden., 401 pp., Franz Steiner Verlag, Stuttgart - Germany.
- Jordan, E., L. Ungerechts, B. Caceres, A. Peñafiel, y B. Francou (2005), Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997, *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 949-961.

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, y D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Kaser, G. (1999), A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change*, 22, 93-103.
- Kaser, G. (2001), Glacier-climate interaction at low latitudes, *Journal of Glaciology*, 47(157), 195-204.
- Kaser, G., y H. Osmaston (2002), *Tropical Glaciers*, 207pp pp., Cambridge University Press, Cambridge - United Kingdom.
- Kaser, G., S. Hastenrath, y A. Ames (1996), Mass balance profiles on tropical glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32, 75-81.
- Kasser, M., y Y. Egels (2001), *Photogrammétrie numérique*, 379 pp., Hermes Science - Lavoisier, Paris - France.
- Keller, K., G. Casassa, A. Rivera, R. Forsberg, y N. Gundestrup (2007), Airborne laser altimetry survey of Glaciar Tyndall, Patagonia, *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 101-109.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Dool, R. Jenne, y M. Fiorino (2001), The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 247-267.
- Kraus, K., y P. Waldhausl (1998), *Manuel de photogrammétrie, principes et procédés fondamentaux*, 407 pp., Hermes, Paris.
- Krimmel, R. M. (1989), Mass balance and volume of South Cascade Glacier, Washington, 1958-1985, in *Glacier fluctuations and climatic change*, edited by J. Oerlemans, pp. 193-206, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Krimmel, R. M. (1999), Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade Glacier, Washington, *Geografiska Annaler*, 81A(4), 653-658.
- Kruck, E. (2002), *Bingo - F Ajuste de Bloques por haces para aplicaciones de Ingeniería*, edited, p. 142pp, Alemania.
- Kuhn, M. (1981), *Climate and glaciers*, IAHS, 131, 3-20.

- Leica Geosystems GIS & Mapping. L., ed. 2003. Leica Photogrammetry Suite, Orthobase & Orthobase Pro. User's Guide, EEUU.
- Lejeune, Y., Y. L'Hote, P. Etchevers, P. Wagnon, J. P. Chazarin, and P. Chevallier (2007a), Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude: Le site du Charquini, 4795 m, Bolivie, IAHS, 318, 173-185.
- Lejeune, Y., P. Wagnon, L. Bouilloud, P. Chevallier, P. Etchevers, E. Martin, J. E. Sicart, and F. Habets (2007b), Melting of snow cover in a tropical mountain environment in Bolivia: processes and modeling, *Journal of Hydrometeorology*, 8, 922-937.
- Levitus, S., J. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens (2000), Warming of the World Ocean, *Science*, 287, 2225-2229.
- Linder, W 2006. *Digital Photogrammetry. A practical course*. Berlin, Germany, Spuiger.
- Lliboutry, L. (1964), *Traité de Glaciologie: Glace, Neige, Hydrologie Nivale*. Tome 1, 428 pp.
- Lliboutry, L. (1965), *Traité de glaciologie: Glaciers, Variations du climat, Sols gelés*. Tome 2, 1040 pp., Paris.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao, A. Pautre, and B. Schneider (1977), Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. Historical failures of Morainic dams, their causes and prevention, *Journal of Glaciology*, 18(79), 239-254.
- Mark, B. G. (2002), Hot ice: glaciers in the tropics are making the press, *Hydrological Processes*, 16, 3297-3302.
- Mark, B. G., and G. O. Seltzer (2005), Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing, *Quaternary Science Reviews*, 24, 2265-2280.
- Merle, J. (2006), *Océan et climat*, 222 pgs. pp., Paris - France.
- Montes de Oca, I. (1992), *Geografía y recursos naturales de Bolivia*, 611 pp., Montes de Oca ed., La Paz.
- Muller, F. (1998), Suivi de l'enneigement et de l'altitude de la ligne de neige du Sajama (18°07'S, 68°52'W, 6542m) à l'aide d'images Landsat TM et MSS et d'une photo aérienne de 1963 à 1996. Rapport de stage DEARep., 45pp pp, UFR Géographie - Université Louis Pasteur, Strasbourg - France.

- Müller, R. (1985), Zur gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (Dept. La Paz, Bolivien), PhD thesis, 188 pp, University of Zurich, Zurich - Switzerland.
- Obled, C., y B. Rosse (1975), Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point Rep., 235-252 pp, Cahiers de l'ORSTOM, série hydrologiques, Paris - France.
- Olmos, C. (2005), Réponse des glaciers Boliviens à la variabilité climatique récente et aux événements ENSO - Influence du taux d'englacement et de l'orientation, D.E.A. thesis, 61 pp, Université de Montpellier II, Montpellier.
- Paterson, W. S. B. (1994), The physics of glaciers, 3 ed., 480 pp., Pergamon, New York - USA.
- Pérez, J. A. (2001), Apuntes de Fotogrametría I, II y III, Universidad de Extremadura, Mérida, España.
- Peterson, J. A., y L. F. Peterson (1994), Ice retreat from the neoglacial maxima in the Puncak Jayakesuma area, Republic of Indonesia, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 30, 1-9.
- Pichegru, T. (2001), Etude du recul du front du glacier Zongo (Cordillère Royale de Bolivie, 16°15'S, 68°10'W) par télédétection de 1948 à 2000. Rapport de stage DESS Rep., 32pp pp, UFR Géographie - Université Louis Pasteur, Strasbourg - France.
- Poirier, J. C. (2004), Réaction hydrologique de bassins d'altitude de la Cordillère Royale dans le contexte de variabilité climatique actuel, D.E.A. thesis, Université de Toulouse, Toulouse - France.
- Rabatel, A. (2005), Chronologie et interprétation paleoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du petit âge glaciaire (17eme siècle), PhD Thesis thesis, 208 pp, Université Joseph Fourier - Grenoble I, Grenoble - France.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou, y V. Jomelli (2006), Glacier recession on Cerro Charquini (16S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th Century), Journal of Glaciology, 52(176), 110-118.
- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou, and D. Grancher (2005), Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16S, Comptes Rendus Geoscience, 337, 1311-1322.

- Ramirez, E. (2003), Interpretation de la variabilité climatique enregistrée dans les carottes de glace à partir des isotopes stables de l'eau: cas des Andes Tropicales, PhD Thesis thesis, 225 pp, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris - France.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guerin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud, y E. Jordan (2001), Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16S), *Journal of Glaciology*, 47(157), 187-194.
- Ramirez, E., B. Francou, C. Olmos, A. Roman, C. Ramallo, P. Garreta, T. Berger, F. Ledezma, A. Soruco, and R. Fuertes (2007), Deshielo de la cuenca del Tuni Condoriri y su impacto sobre los recursos hidricos de las ciudades de La Paz y El altoRep., 49pp pp, Financiamiento Paises Bajos - Plan Quinquenal PNCC, La Paz, Bolivia.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, y R. Saravia (1995a), Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia, *Journal of Hydrology*, 165, 221-234.
- Ribstein, P., B. Francou, P. Rigaudière, and R. Saravia (1995b), Variabilidad Climática y Modelización Hidrológica del Glaciar Zongo, Bolivia, *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3), 639-649.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, J. E. Sicart, P. Wagnon, E. Ramirez, and B. Francou (1999), Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical, edited, pp. 279-287, XXII Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham - UK.
- Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud, y R. Saravia (1995), Un modèle hydrologique du glacier du ZongoRep., 90pp pp, ORSTOM, La Paz - Bolivia.
- Roche, A. (1991), Estudio de la climatología e hidrología de Bolivia-Rep., 120pp, ORSTOM, La Paz - Bolivia.
- Ronchail, J. (1988), Variabilidad del tiempo en Bolivia y la anomalia climática de invierno.Rep., ORSTOM - SENAMHI, La Paz - Bolivia.
- Seltzer, G. O., D. T. Rodbell, P. A. Baker, S. C. Fritz, P. M. Tapia, H. D. Rowe, y R. B. Dunbar (2002), Early deglaciation in the Tropical Andes, *Science*, 298, 1685-1686.
- Sicart, J. E. (2002), Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo, Bolivia, PhD Thesis thesis, 347 pp, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris - France.

- Sicart, J. E., P. Wagnon, y P. Ribstein (2005), Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia), *Journal of Geophysical Research*, 110(D12106).
- Sicart, J. E., P. Ribstein, B. Francou, y R. Gallaire (2003), Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S, *Journal des Sciences Hydrologiques*, 48(5), 799-808.
- Sicart, J. E., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud, y T. Condom (2007), Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods, *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 27-36.
- Smith, J. A., G. O. Seltzer, D. L. Farber, D. T. Rodbell, y R. C. Finkel (2005), Early last glacial maximum in the tropical Andes, *Science*, 308, 678-681.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J. E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier, y Y. Lejeune (2009), Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Annals of Glaciology*, 50, 1-8.
- Stephens, C., S. Levitus, J. Antonov, y T. P. Boyer (2001), On the Pacific Ocean regime shift, *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3721-3724.
- Strahler, A. (1974), *Physical Geography*, 4th edition ed., New York - USA.
- Thibert, E., R. Blanc, C. Vincent, y N. Eckert (2008), Glaciological and volumetric mass balance measurements an error analysis over 51 years, Glacier de Sarennes, French Alps, *Journal of Glaciology*, 54(186), 522-532.
- Thompson, L. G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, T. A. Sowers, K. A. Henderson, V. S. Zagorodnov, P. N. Lin, V. N. Mikhalenko, R. K. Campen, J. F. Bolzan, J. Cole-Dai, y B. Francou (1998), A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores, *Science*, 282(5395), 1858-1864.
- Trenberth, K. E. (1997), The definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777.
- Vallon, M., y J. C. Leiva (1981), Bilans de masse et fluctuations récentes du Glacier de Saint-Sorlin (Alpes Françaises), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 17(2), 143-167.

- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *Journal of Geophysical Research*, 107(D19).
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, y E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109(D10).
- 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*, 19, 1579-1600.
- Vuille, M., y C. Ammann (1997), Regional snowfall patterns in the high, arid Andes, *Climatic Change*, 36, 413-423.
- Vuille, M., y R. S. Bradley (2000), Mean annual temperature trends and their vertical structure in the Tropical Andes, *Geophysical Research Letters*, 27, 3885-3888.
- Vuille, M., R. S. Bradley, y F. Keimig (2000), Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *Journal of Geophysical Research*, 105(D10), 447-460.
- Vuille, M., R. S. Bradley, M. Werner, y F. Keimig (2003), 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results, *Climatic Change*, 59(1-2), 75-99.
- Vuille, M., B. Francou, P. Wagnon, J. Irmgard, G. Kaser, B. G. Mark, y R. S. Bradley (2008), Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future, *Earth-Science Reviews*, 89, 79-96.
- Wagnon, P. (1999), Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat, PhD Thesis thesis, 199 pp, Université Joseph Fourier - Grenoble I, Grenoble.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, y B. Pouyaud (1999a), Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Journal of Geophysical Research*, 104(D4), 3907-3923.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser, y P. Berton (1999b), Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier, *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 49-58.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, y J. E. Sicart (2001), Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year, *Journal of Glaciology*, 47(156), 21-28.

- Weng, C., M. B. Bush, J. H. Curtis, A. L. Kolata, T. D. Dillehay, y M. W. Binford (2006), Deglaciation and Holocene climate change in the western Peruvian Andes, *Quaternary Research*, 66(1), 87-96.
- Zàngelmi, F. (2002), Potentiel des images Aster pour l'étude du glacier Zongo. Rapport de stage DEARep., 53 pp, D.U. Cartographie - Université Paul Valéry - Montpellier III, Montpellier - France.

Lista de figuras

| | | |
|-----------|--|----|
| Figura 1: | Distribución de los glaciares tropicales en el mundo. Según [Kaser <i>et al.</i> , 1996] | 21 |
| Figura 2: | Altura de la línea de neviza y de la línea de la isoterma a 0°C en verano en los Andes según Kuhn [1981] | 25 |
| Figura 3: | Evolución del largo y de la superficie de 10 glaciares en los andes tropicales (Antizana 15 → Ecuador, Yannamarey-Broggi-Pastoruri-Uruashraju-Cajap → Perú, Zongo-Chacaltaya-Charquini S → Bolivia) <i>Francou y Vincent</i> [2007] | 29 |
| Figura 4: | Comparación de un glaciar de los trópicos externos (Zongo - Bolivia) y de un glaciar de los trópicos internos (Antizana - Ecuador) según [Favier <i>et al.</i> , 2004a]. Esta figura presenta los valores promedio mensuales de la fusión (gris claro) de la sublimación (gris oscuro) y 1 menos el albedo ($1 - \gamma$) (línea negra). Para más legibilidad, la sublimación ha sido contada negativamente. | 33 |
| Figura 5: | Los fenómenos ENSO. El Pacífico ecuatorial: a) durante una situación « Normal », b) durante el fenómeno de « El Niño » y c) durante el fenómeno de « La Niña ». Las flechas negras, blancas y rojas representan los desplazamientos de masas de aire ascendientes y descendientes, tanto como los desplazamientos de aguas superficiales y de aguas profundas del océano Pacífico respectivamente (según la National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA). | 35 |
| Figura 6: | Evolución de los glaciares en la Cordillera Oriental en Bolivia. a) Representación morfoestratigráfica de los cordones morrénicos b) Dataciones liquenométricas de los 13 glaciares y c) Evolución de las superficies glaciares desde la PEH. Según <i>Rabatel</i> [2005]. | 47 |

| | | |
|------------|--|----|
| Figura 7: | Inventario de Jordán basado en las fotografías aéreas de 1975. Digitalización en una plataforma DAO a partir de 16 mapas obtenidos por Jordán [1991]. | 49 |
| Figura 8: | Variaciones en las superficies y volúmenes de Chacaltaya, [Ramirez et al., 2001]. | 52 |
| Figura 9: | Temperatura (T Zongo) y precipitación (P Zongo) mensuales, de 1991 a 1993, según la estación del glaciar de Zongo, comparadas a los promedios de las estaciones de El Alto y del mismo Zongo durante el período de 1973 a 1993 (T Alto, Pm Zongo y Tm El Alto). Según Ribstein et al. [1995a]. | 61 |
| Figura 10: | Caudales calculados (CALC) y medidos (OBS), a) en un intervalo de tiempo de 24 horas, entre octubre de 1993 y agosto de 1994, y b) en un intervalo de tiempo de una hora entre noviembre y diciembre de 1993. Según Ribstein et al. [1995b] | 65 |
| Figura 11: | Las regiones estudiadas en este trabajo. Mapa digitalizado en una plataforma CAD a partir de los trabajos realizados por Jordan [1991]. | 73 |
| Figura 12: | Diferenciación de los glaciares en función al tamaño (Figura a), de la orientación (Figura b), de la ubicación con respecto a los flujos húmedos amazónicos (Figura c) y con respecto a los estudios anteriores (Figura d) en la región Negruni – Condoriri. | 77 |
| Figura 13: | Diferenciación de los glaciares en función de: el tamaño (Figura a), la orientación (Figura b), ubicación con respecto a los flujos húmedos amazónicos (Figura c) y con respecto a los estudios realizados en algunos glaciares (Figura d) en la región Huayna Potosí– Cumbre – Chacaltaya. | 79 |
| Figura 14: | Comparación entre el tamaño (a), la exposición (b) y la ubicación de los glaciares con respecto a los flujos húmedos (c) de las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí– Cumbre - Chacaltaya. | 81 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figura 15: | Los 21 glaciares del estudio. | 84 |
| Figura 16: | Comparación entre el tamaño (a), la exposición (b) y la ubicación de los glaciares con respecto a los flujos húmedos (c) de los 21 glaciares escogidos y los 376 glaciares de las regiones de estudio. | 65 |
| Figura 17: | Ejemplo de fotografías obtenidas durante los 6 diferentes vuelos aerofotogramétricos en las regiones de estudio. El glaciar de Zongo es visible en las 6 imágenes (con diferentes orientaciones). | 89 |
| Figura 18a: | Superficie de la región a sobrevolar. (a) Áreas previstas inicialmente: orientación N-S (rectángulos negros), orientación NW-SE (rectángulos rojos). (b) Área sobrevolada, los puntos negros corresponden a los puntos de control. | 107 |
| Figura 18b: | Superficie de la región a sobrevolar. (a) Áreas previstas inicialmente: orientación N-S (rectángulos negros), orientación NW-SE (rectángulos rojos). (b) Área sobrevolada, los puntos negros corresponden a los puntos de control. | 107 |
| Figura 19: | Diagrama de un recubrimiento fotogramétrico, según <i>Leica Geosystems GIS & Mapping</i> [2003] | 113 |
| Figura 20: | Puntos de control medidos a partir de los puntos geodésicos IGM – Bolivia. | 117 |
| Figura 21: | Escala (a), dimensión y formas (b) aconsejadas para las señales. Modificado según <i>Albertz et Kreiling</i> [1989]. La dimensión (d) de las formas se calcula con el ábaco (a) en función del denominador de la escala fotográfica (mb). | 120 |
| Figura 22: | Tipo (a, b, c, d, e y f) y configuración (g, h e i) de las marcas fiduciales clásicas en fotogrametría aérea. Modificado según [Linder, 2006]. | 124 |
| Figura 23: | Configuración de los puntos de unión, a) Configuración O. von Gruber, b) Configuración adoptada. | 125 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figura 24: | Condición de colinealidad | 126 |
| Figura 25: | Rotaciones en el espacio del sistema de coordenadas, imagen Pérez [2001] | 127 |
| Figura 26: | Aerotriangulación del 2006 de las regiones comprendidas en el estudio. | 131 |
| Figura 27: | Ejemplo de la comparación por perfiles. Los triángulos han sido restituidos en las imágenes aerotrianguladas del 2006, los puntos han sido restituidos en el par aerotriangulado 1074- 1075 del vuelo de 1963. | 135 |
| Figura 28: | Comparación de perfiles entre los cálculos de las aerotriangulaciones obtenidas por Orima y Bingo. Los parámetros de cada toma se indican en cada uno de los gráficos (ϕ , ω , y γ en grados). | 136 |
| Figura 29: | Validación visual de los DEM's del glaciar de Zongo por perfiles transversales entre 1956 y 2006. | 139 |
| Figura 30: | Interpolación del glaciar de Zongo a partir del DEM del 2006, con distintos métodos: (a) Delaunay Interpolation, (b) Nearest Neighbor, (c) Radial Basis Function, (d) Natural Neighbor, (e) Kriging, (f) Minimum Curvature, (g) Inverse Distance, (h) Modified Shepard's e (i) Moving Average. | 141 |
| Figura 31: | a) Balances de masa acumulativos de los glaciares 1, 2, 9, 10, 10M, 12, 13, 20, 27, 29, 31, 32, 44, 68, 69, 75 y Zongo entre 1956 y 2006; b) Balances de masa acumulativos de los 21 glaciares estudiados en la Cordillera Real en Bolivia, entre 1963 y 2006. | 152 |
| Figura 32 : | Balances de masa centrados de los glaciares disponibles en la Cordillera Real en Bolivia, 17 glaciares durante el período 1956-2006 (a) y 21 glaciares durante el período 1963-2006 (b) | 155 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figura 33: | Localización de las estaciones meteorológicas con respecto a las regiones Negruni – Condoriri y Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Las superficies son aquellas del 2006. | 157 |
| Figura 34: | a) Balance de masa centrado de los glaciares disponibles en el estudio. b) Precipitaciones y temperaturas centradas entre diciembre y marzo durante los períodos comunes con las restituciones fotogramétricas entre 1963 y 2006. | 162 |
| Figura 35 : | Variaciones volumétricas y superficies promedio entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y en los cuatro períodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma. | 164 |
| Figura 36 : | Variaciones volumétricas y alturas promedio de los frentes glaciares, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y en los cuatro períodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma. | 166 |
| Figura 37 : | Variaciones volumétricas y alturas promedio de los DEM's entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997 (c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y para los cuatro períodos (f). La escala de los ejes horizontal y vertical es la misma. | 167 |
| Figura 38 : | Comparación entre la exposición de los glaciares y las variaciones de masa promedio entre 1963 y 2006. Las cifras corresponden a la altura promedio (1963-2006) de los glaciares. | 169 |
| Figura 39 : | Forma de la curva utilizando el modelo Run 2 $(0.011 \cdot DEM - 0.2584 \cdot (\sin E + 3/4\pi) - 6.1624)$ para una altura de 5300m (línea continua) y 5150m (línea punteada), en base a la figura precedente y despreciando los glaciares residuales 75 y 69. | 173 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figura 40 : | Balances de masa en función de las variaciones de superficies, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valores promedio entre 1963-2006 (e) y para los cuatro períodos (f). La escala es la misma para todos los gráficos. | 175 |
| Figura 41 : | Comparación del estado de los glaciares en 1975 y el estado de los glaciares en el 2006 en las regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya. | 177 |
| Figura 42 : | Comparación según cada orientación del estado de los glaciares en 1975 y de su estado en el 2006. Regiones Negruni – Condoriri y Huayna Potosí – Cumbre – Chacaltaya. | 179 |
| Figura 43: | Balances de masa acumulativos de los 21 glaciares estudiados así como de los 5 glaciares de Charquini y el glaciar de Chacaltaya, 1963 y 2006. | 184 |
| Figura 44 : | Cuencas hidrológicas que alimentan de agua a la ciudad de La Paz. La superficie de los glaciares corresponde a su estado en 1975 según Jordán, [1991]. La topografía corresponde al mapa IGM SE-19-03. La cuenca vertiente n°1 corresponde a Tuni – Condoriri, la n°2 a Milluni, la n°3 a Hampaturi y la n°4 a Incachaca. | 187 |

Lista de tablas

| | | |
|------------|--|-----|
| Tabla 1: | Superficie de los glaciares tropicales en la tierra, según Kaser [1999] | 22 |
| Tabla 2: | Los 21 glaciares del estudio y sus características principales. | 86 |
| Tabla 3: | Características de los vuelos fotogramétricos efectuados en Bolivia a cargo del Servicio Nacional de Aerofotogrametría (SNA) y del Instituto Geográfico Militar (IGM). | 90 |
| Tabla 4: | Características de las fotografías disponibles en la región Negruni – Condoriri. | 97 |
| Tabla 5: | Características de las fotografías disponibles en la región Huayna – Cumbre – Chacaltaya. | 98 |
| Tabla 6: | Resultados de las aerotriangulaciones en las regiones del estudio. | 133 |
| Tabla 7: | Resumen de los resultados obtenidos durante los análisis de errores. | 145 |
| Tabla 8: | Fechas de las restituciones fotogramétricas de cada glaciar. | 150 |
| Tabla 9: | Balances de masa en media anual de los 21 glaciares en la Cordillera Real en Bolivia, 17 glaciares durante el período 1956-2006 y 21 glaciares durante el período 1963-2006. | 154 |
| Tabla 10 : | Estadísticas de los balances de masa anuales de los glaciares disponibles durante los distintos períodos del estudio. | 156 |
| Tabla 11: | Comparación de las series de los pluviómetros El Alto, San Calixto y P4750 disponibles a proximidad de los glaciares estudiados. | 158 |
| Tabla 12: | Coefficientes de correlación de las series de temperaturas disponibles a proximidad de las regiones estudiadas. | 161 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| Tabla 13: | Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio. | 165 |
| Tabla 14: | Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio. | 165 |
| Tabla 15: | Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio. | 168 |
| Tabla 16: | Valores de las regresiones lineales múltiples. (1) balance de masa para el período 1963-2006 (2) número de prueba, (3) cantidad de glaciares considerados en la prueba, (4) años de los DEM's considerados en la prueba, (5) coeficiente de la variable DEM, (6) coeficiente de la variable orientación de los glaciares, (7) coeficiente de la variable superficie promedio, (8) coeficiente de la constante, (9) coeficiente de correlación, (10) error tipo de cada prueba, (11) coeficiente de Fisher, (12) coeficiente crítico de Fisher. | 171 |
| Tabla 17: | Valores de las regresiones lineales múltiples. Balance de masa (1) durante el período 1975-2006, número de prueba (2), número de glaciares considerados en la prueba (3), años de los DEM's considerados en la prueba (4), coeficiente de la variable DEM (5), coeficiente de la variable orientación de los glaciares (6), coeficiente de la variable superficie promedio (7), coeficiente de la constante (8), coeficiente de correlación (9), error tipo de cada prueba (10), coeficiente de Fisher (11), coeficiente crítico de Fisher (12). | 174 |
| Tabla 18: | Resultados de las correlaciones entre los balances de masa y las superficies promedio de los 21 glaciares en los diferentes períodos del estudio. | 174 |
| Tabla 19: | Comparación entre los balances de masa medidos y calculados para los glaciares de Charquini y Chacaltaya. | 183 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| Tabla 20: | Valores de las regresiones lineales múltiples. Balance de masa (1) durante el período 1975-2006, número de prueba (2), número de glaciares considerados en la prueba (3), años de los DEM's considerados en la prueba (4), coeficiente de la variable DEM (5), coeficiente de la variable orientación de los glaciares (6), coeficiente de la variable superficie promedio (7), coeficiente de la constante (8), coeficiente de correlación (9), error tipo de cada prueba (10), coeficiente de Fisher (11), coeficiente crítico de Fisher (12). | 183 |
| Tabla 21: | Cuencas hidrológicas que alimentan de agua a las ciudades de La Paz y El Alto. | 188 |
| Tabla 22: | Cuantificación del aporte anual de agua de cada una de las cuencas hidrológicas que alimentan las ciudades de La Paz y El Alto para el período 1975-2006. | 195 |
| Tabla 23: | Cuantificación del aporte anual de agua de cada una de las cuencas hidrológicas que alimentan a las ciudades de La Paz y El Alto para el período 1997-2006. | 197 |
| Tabla 24: | Comparación entre los débitos calculados (1975-2006 y 1997-2006) y los débitos medidos (2000-2007) en las cuatro cuencas vertientes que alimentan de agua a la ciudad de La Paz. | 199 |
| Tabla 25: | Contribución glaciar al sistema de aprovisionamiento de agua potable de la ciudad de La Paz durante el período 1997-2006. | 200 |
| Tabla 26: | Cuantificación esperada cuando los glaciares de las cuencas hidrológicas que alimentan a la ciudad de La Paz desaparezcan. | 201 |

Medio siglo de fluctuaciones glaciares en la Cordillera Real, es un trabajo que reúne lo esencial de la tesis de doctorado efectuada por *Alvaro Soruco* en la *Université Joseph Fourier de Grenoble* (Francia). Es una tesis que ha sido bien acogida por la comunidad universitaria francesa y que fue premiada por el IRD a través del "Premio Christiane Doré" otorgado a *Alvaro Soruco* en 2008. Esto, y el interés que representa este trabajo sobre los glaciares de la Cordillera Real para documentar su retroceso reciente y el cambio climático asociado, justifican ampliamente su publicación en español.

IRD
Institut de recherche
pour le développement

ISBN: 978-99954-55-62-0

