



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

UMR5183

Centre National de la Recherche Scientifique

Université Joseph Fourier

54, rue Molière – Domaine Universitaire

BP 96 – 38402 – Saint Martin d'Hères Cedex (France)

**ETUDE DU RETRAIT DES GLACIERS DEPUIS CINQUANTE
ANS DANS LES BASSINS HYDROLOGIQUES ALIMENTANT
EN EAU LA VILLE DE LA PAZ – BOLIVIE (16°S)**

Alvaro SORUCO

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1)

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance : 5 décembre 2008

Composition du jury :

M.	Thierry LEBEL	Président
M.	Pierre RIBSTEIN	Rapporteur
M.	Thomas SCHULER	Rapporteur
M.	Etienne BERTHIER	Examineur
M.	Emmanuel THIBERT	Examineur
M.	Bernard FRANCOU	Directeur
M.	Christian VINCENT	Directeur



Table de matières

Résumé..... vii

PARTIE I : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE

1 CHAPITRE: Les glaciers sous les tropiques, et plus particulièrement sur les Andes Centrales 1

1.1 La Zone intertropicale et ses glaciers : tropiques « internes » et tropiques « externes » 1

1.1.1 Caractéristiques astronomiques : rayonnement incident, exposition 1

1.1.2 Régime des températures..... 2

1.1.3 Régime des précipitations..... 2

1.1.4 Où trouve-t-on les glaciers sous les tropiques ? 3

1.2 ASPECTS GENERAUX DES GLACIERS DES ANDES TROPICALES 4

1.2.1 Caractéristiques géographiques générales..... 4

1.2.2 Caractéristiques glaciologiques 5

1.2.3 Caractéristiques morfo-glaciologiques 6

1.3 LE REcul ACCELERE DES GLACIERS TROPICAUX PENDANT LE 20^{ème} SIECLE 8

1.4 CONTEXTE CLIMATIQUE DANS LES ANDES CENTRALES..... 10

1.4.1 Régime climatique : températures, précipitations et couverture nuageuse
10

1.4.2 Saisonnalité sous les tropiques..... 11

1.4.3 Les phénomènes ENSO et leur impact sur les bilans de masse des glaciers andins 13

1.5 L'EVOLUTION DU CLIMAT DURANT LES 50 DERNIERES ANNEES..... 16

1.5.1 Température, précipitation, humidité et circulation atmosphérique 16

1.5.2 Le changement de phase du Pacifique dans les années 1975-76..... 17

1.5.3 Sensibilité des glaciers tropicaux 18

1.6	<i>CONCLUSION DU CHAPITRE</i>	18
2	CHAPITRE: Les connaissances acquises sur les glaciers des Andes boliviennes : fluctuations passées et fonctionnements actuels	20
2.1	<i>LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DU PLEISTOCENE ET DE L'HOLOCENE</i>	21
2.2	<i>LES FLUCTUATIONS DES GLACIERS PENDANT ET DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE</i>	23
2.2.1	Les glaciers de la Cordillère Royale au cours du PAG et au début du 21eme siècle	23
2.2.2	Variations glaciaires au cours des 50 derniers années.....	26
2.3	<i>LE DEVELOPPEMENT DES ETUDES GLACIOLOGIQUES EN BOLIVIE A PARTIR DE 1991</i>	32
2.3.1	La mesure du bilan de masse de surface par les méthodes glaciologique et hydrologique	33
2.3.2	La variabilité saisonnière des bilans de masse	36
2.3.3	Le bilan d'énergie sur le glacier du Zongo	38
2.4	<i>LA MODÉLISATION DE L'ABLATION GLACIAIRE</i>	39
2.4.1	Modèles statistiques (style degré – jour).....	40
2.4.2	Modèles physiques de bilan d'énergie	41
2.5	<i>CONCLUSIONS DU CHAPITRE</i>	42
3	CHAPITRE : Aire d'étude et matériel utilisé	44
3.1	<i>LA CORDILLERE ORIENTALE</i>	45
3.2	<i>LA REGION DE L'ETUDE</i>	46
3.2.1	Pourquoi ce choix ? Les enjeux économiques des glaciers choisis	49
3.2.2	Au nord, la région Negruni – Condoriri.....	50
3.2.3	Au sud, la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya	52
3.2.4	Comparaison entre les régions étudiées.....	54
3.3	<i>LES 21 GLACIERS DE L'ETUDE</i>	55

3.3.1	Les critères de sélection des glaciers	55
3.3.2	Caractéristiques générales des glaciers choisis	57
3.4	<i>LA PHOTOGRAMMETRIE AERIENNE POUR L'ETUDE DES BILANS DE MASSE</i>	60
3.5	<i>LA BASE DE DONNEES PHOTOGRAPHIQUES DISPONIBLES A L'IGM EN BOLIVIE</i>	61
3.5.1	Le vol du 20 mai 1956 à 11h45.....	64
3.5.2	Le vol du 21 Juin 1963 à 10h15	64
3.5.3	Le vol du 23 Juillet 1975 à 11h00	65
3.5.4	Le vol du 20 Juin 1983 à 16h15	66
3.5.5	Le vol du 20 d'Avril 1997 à 09h30.....	67
3.5.6	Le vol des 12 et 13 Juillet 2006 à 13h15 et 12h00.....	67
3.5.7	Résumé des photographies disponibles	68
3.6	<i>CONCLUSION DU CHAPITRE</i>	70
4	CHAPITRE : La Photogrammétrie aérienne et la méthode volumétrique ...	71
4.1	<i>DEFINITION ET BREVE HISTORIQUE DU DEVELOPPEMENT DE LA PHOTOGRAMMETRIE</i>	72
4.1.1	Photographies argentiques, images argentiques numérisées et images digitales	73
4.2	<i>PLAN DU VOL 2006</i>	75
4.2.1	Etablissement de l'aire et de la direction de vol	76
4.2.2	Précision planimétrique.....	77
4.2.3	Echelle et hauteur du vol	78
4.2.4	Choix de la base et du recouvrement longitudinal	78
4.2.5	Recouvrement longitudinal, latéraux et nombre de photographies	80
4.3	<i>STEREOPREPARATION ET MESURE DES POINTS DE CONTROLE</i>	81
4.3.1	Système de coordonnées planimétriques et altimétriques	81

4.3.2	Stéréopréparation des clichés préexistants (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997).....	82
4.3.3	Stéréopréparation avant le vol photogrammétrique	86
4.4	<i>AEROTRIANGULATION</i>	87
4.4.1	Orientation Interne	89
4.4.2	Orientation externe	91
4.4.3	Aérotiangulation et validation de nos photographies	96
4.5	<i>RESTITUTION PHOTOGRAMMETRIQUE</i>	102
4.5.1	Validation des restitutions glaciaires à partir de profils transversaux ..	104
4.6	<i>CONSTRUCTION DES MNTs</i>	105
4.7	<i>LA METHODE CARTOGRAPHIQUE OU VOLUMETRIQUE</i>	107
4.8	<i>L'ESTIMATION DE L'ERREUR SUR NOS VARIATIONS DE VOLUME PAR LA METHODE DE THIBERT et al. (2008)</i>	108
4.8.1	Les hypothèses sur la densité de la neige	111
4.9	<i>CONCLUSIONS DU CHAPITRE</i>	112

PARTIE II : LES RESULTATS DE LA PHOTOGRAMMETRIE : VALIDATION DU BILAN DE MASSE DU GLACIER DU ZONGO ET FLUCTUATIONS DES GLACIERS ETUDIES

5	Validation des bilans de masse du glacier Zongo par la méthode photogrammétrique.....	113
5.1	<i>OBJECTIF DE L'ETUDE : DETERMINATION DU BILAN DE MASSE DU ZONGO</i>	114
5.1.1	La méthode glaciologique	114
5.1.2	La méthode hydrologique	116
5.2	<i>MASS BALANCE OF ZONGO GLACIER, BOLIVIA, BETWEEN 1956 AND 2006, USING GLACIOLOGICAL, HYDROLOGICAL AND GEODETIC METHODS .</i>	117
5.2.1	Abstract.....	117
5.2.2	Introduction	118

5.2.3	Location	119
5.2.4	Data and methods.....	121
5.2.5	Results.....	124
5.2.6	Discussions.....	127
5.2.7	Conclusions	131
6	CHAPITRE: Evolution des bilans de masse glaciaires de la Cordillère Royale.....	133
6.1	<i>LES VARIATIONS VOLUMETRIQUES.....</i>	<i>134</i>
6.1.1	Bilan de masse volumétriques cumulés.....	135
6.1.2	Bilans de masse centrés.....	137
6.2	<i>ANALYSE DES FLUCTUATIONS TEMPORELLES DES BILANS DE MASSE GLACIAIRE EN FONCTION DES PARAMETRES CLIMATIQUES.....</i>	<i>140</i>
6.2.1	Les précipitations.....	141
6.2.2	Les températures.....	143
6.3	<i>ANALYSE DES BILANS DE MASSE CUMULES ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE.....</i>	<i>146</i>
6.3.1	Surfaces moyennes des glaciers	146
6.3.2	Altitude des fronts des glaciers	148
6.3.3	Altitude moyenne des glaciers	149
6.3.4	Orientation des glaciers	151
6.3.5	Corrélation multiple entre les bilans de masse, l'exposition et l'altitude moyenne.....	152
6.4	<i>VARIATIONS DE SURFACE, VARIATIONS DES FRONTS GLACIAIRES ET VARIATIONS VOLUMETRIQUES</i>	<i>156</i>
6.5	<i>FLUCTUATIONS GLACIAIRES AU COURS DE LA SECONDE MOITIE DU 20EME SIECLE, ET PARTICULIEREMENT APRES 1963.....</i>	<i>158</i>
6.5.1	La perte des surfaces glaciaires	158
6.5.2	Estimation des bilans de masse glaciaires sur l'ensemble de la région....	161

6.5.3	Comparaison avec les glaciers du Charquini et du Chacaltaya	163
6.6	<i>GLACIER DECLINE BETWEEN 1963 AND 2006 IN THE CORDILLERA REAL, BOLIVIA</i>	166
7	CONTRIBUTION DES GLACIERS SUR LES RESSOURCES EN EAU POUR LA VILLE DE LA PAZ	176
7.1	<i>INTRODUCTION : LE SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA VILLE DE LA PAZ</i>	177
7.2	<i>METHODE D'ESTIMATION DES APPORTS EN EAU DES GLACIERS A PARTIR DU BILAN DE MASSE</i>	179
7.2.1	Détermination du débit de la partie englacée.....	180
7.2.2	Détermination du débit de la partie non englacée.....	182
7.2.3	Les principales sources d'incertitude dans les calculs	183
7.3	<i>QUANTIFICATION DE LA RESSOURCE EN EAU DE CHACUN DES BASSINS HYDROLOGIQUES</i>	184
7.3.1	Apport en eau des quatre bassins versants	184
7.3.2	Validation des résultats.....	187
7.3.3	Contribution des glaciers sur les ressources en eau.....	189
7.3.4	Apport d'eau attendu lorsque les glaciers auront disparu	190
7.4	<i>CONCLUSIONS DU CHAPITRE</i>	191
8	CHAPITRE : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	192
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	197
	Liste des figures	205
	Liste des tableaux	211
	Annexes	214

Résumé

L'étude des glaciers tropicaux présente un enjeu important tant au niveau climatique qu'au niveau des ressources en eau. Pourtant, l'évolution des glaciers dans cette région du monde est très mal connue au cours des dernières décennies.

Dans cette thèse, nous avons cherché à reconstituer les bilans de masse glaciaires dans le massif de la Cordillère Royale au cours des 50 dernières années.

La méthode est celle de la photogrammétrie basée sur les clichés aériens existants de l'Institut Géographique Militaire bolivien de 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997. Nous avons aussi fait réaliser un vol photogrammétrique en 2006 afin de compléter notre série de photographies aériennes. Sur la base de ces données photographiques, nous avons utilisé les techniques de la photogrammétrie numérique afin de réaliser les modèles numériques de terrain de 21 glaciers représentatifs de la Cordillère Royale pour ces 6 années avec une précision décimétrique ou métrique.

Les résultats obtenus sur le glacier du Zongo, qui fait par ailleurs l'objet de mesures glaciologiques, météorologiques et hydrologiques, nous ont permis de mener une étude détaillée de son bilan de masse depuis 1956. Cette analyse révèle une très forte variabilité du bilan de surface sur la langue glaciaire et montre qu'un tiers de la surface du glacier (zone basse) contribue pour 80 % du bilan de masse annuel. Ces nouvelles données ont aussi permis de corriger la série de bilan de masse glaciologique existante qui présente un biais important. Grâce à notre étude, la série du Zongo constitue la série de bilan de masse glaciaire la plus longue et la plus précise des Andes tropicales.

Nous avons analysé les bilans de masse des 21 glaciers restitués au cours des 50 dernières années. Après une période de quasi stabilité entre 1956 et 1975, les glaciers ont subi une forte diminution, en particulier entre 1975 et 1983, et entre 1997 et 2006. La période de 1997-2006 est similaire à celle de 1975-1983 et n'indique pas une accélération de cette diminution. Notre analyse révèle que, lorsqu'on s'affranchit des tendances propres à chacun de ces glaciers, les variations temporelles du bilan de masse sur ces différentes périodes montrent un signal commun d'origine climatique.

Les tendances des bilans de masse de ces 21 glaciers, à l'échelle des 50 dernières années, elles, sont très fortement influencées par leur exposition et leur altitude.

Nous avons montré ainsi que 88% de la variance des bilans cumulés sont expliqués par l'exposition et l'altitude. Cette bonne corrélation a permis de calculer les bilans de masse de l'ensemble de notre région d'étude (376 glaciers) au cours de la période 1963-2006. Nous avons ainsi estimé que ces glaciers ont perdu 0.9 km³, soit 43% de leur volume initial, entre 1963 et 2006 et que cette perte concerne essentiellement la période 1975-2006. Nos restitutions photogrammétriques des contours des 376 glaciers en 2006 comparées à celles de 1975 montre que ces glaciers ont perdu 48% de leur surface depuis 1975.

Enfin, notre étude évalue la contribution des glaciers au système d'alimentation en eau potable de la ville de La Paz. Dans les quatre bassins versants qui alimentent la ville, nous avons mesuré la diminution de la surface englacée entre 1975 et 2006 et nous avons estimé la perte de masse de ces glaciers. En moyenne sur la période 1975-2006, la fonte glaciaire a contribué à hauteur de 18% de l'eau provenant de ces bassins. Sur la période récente (1997-2006), cette contribution est de 15%. La contribution des glaciers passe de 12% en saison humide (octobre-mars) à 27% en saison sèche (avril à septembre). Nous avons enfin calculé les débits attendus en cas de disparition totale des glaciers. Ces estimations révèlent que, à précipitations annuelles constantes, les bassins versants produiront 12% des débits en moins à l'échelle annuelle (9% en moins en saison humide et 25% en moins en saison sèche). Ces chiffres permettent d'ores et déjà d'anticiper les futurs ouvrages à réaliser pour l'alimentation en eau potable de La Paz, dont les besoins sont croissants.

PARTIE I : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE

1 CHAPITRE: Les glaciers sous les tropiques, et plus particulièrement sur les Andes Centrales

1	CHAPITRE: Les glaciers sous les tropiques, et plus particulièrement sur les Andes Centrales	1
1.1	<i>La Zone intertropicale et ses glaciers : tropiques « internes » et tropiques « externes »</i>	1
1.1.1	Caractéristiques astronomiques : rayonnement incident, exposition	1
1.1.2	Régime des températures	2
1.1.3	Régime des précipitations	2
1.1.4	Où trouve-t-on les glaciers sous les tropiques ?	3
1.2	<i>ASPECTS GENERAUX DES GLACIERS DES ANDES TROPICALES</i>	4
1.2.1	Caractéristiques géographiques générales	4
1.2.2	Caractéristiques glaciologiques	5
1.2.3	Caractéristiques morpho-glaciologiques	6
1.3	<i>LE REcul ACCELERE DES GLACIERS TROPICAUX PENDANT LE 20^{ème} SIECLE</i>	8
1.4	<i>CONTEXTE CLIMATIQUE DANS LES ANDES CENTRALES</i>	10
1.4.1	Régime climatique : températures, précipitations et couverture nuageuse	10
1.4.2	Saisonnalité sous les tropiques	11
1.4.3	Les phénomènes ENSO et leur impact sur les bilans de masse des glaciers andins ..	13
1.5	<i>L'EVOLUTION DU CLIMAT DURANT LES 50 DERNIERES ANNEES</i>	16
1.5.1	Température, précipitation, humidité et circulation atmosphérique	16
1.5.2	Le changement de phase du Pacifique dans les années 1975-76	17
1.5.3	Sensibilité des glaciers tropicaux	18
1.6	<i>CONCLUSION DU CHAPITRE</i>	18

1.1 La Zone intertropicale et ses glaciers : tropiques « internes » et tropiques « externes »

1.1.1 Caractéristiques astronomiques : rayonnement incident, exposition

La zone tropicale est délimitée en latitude dans l'hémisphère Nord par le tropique du Cancer (23°27'N) et dans l'hémisphère Sud par le tropique du Capricorne (23°27'S).

Les solstices délimitent astronomiquement la zone intertropicale, où le soleil atteint son angle maximum d'incidence méridionale et septentrionale deux fois par an sauf sur le tropique (le soleil passe au zénith une fois dans chaque hémisphère) (**FIGURE 1.1**). Les facteurs d'exposition des versants exposés au rayonnement solaire incident sont opposés dans l'hémisphère sud et l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, les versants exposés au nord (nord-ouest, nord et nord-est) reçoivent plus d'énergie que les versants exposés au sud (sud-est, sud et sud-ouest). Dans l'hémisphère nord, l'apport énergétique s'inverse et les bassins versant recevant plus d'énergie solaire deviennent les versants orientés vers le sud. Ces facteurs d'exposition sont liés aux apports énergétiques reçus par la Planète. Pendant l'été austral, la région du tropique du Capricorne reçoit le rayonnement solaire incident à 90° à midi tandis que la région du tropique du Cancer le reçoit incliné à 43° , pendant l'été boréal (l'hiver austral) l'apport énergétique est à l'opposé à cause de l'inclinaison de l'écliptique sur le plan de l'équateur (actuellement à 23.44°) [**Strahler, 1974**].

1.1.2 Régime des températures

Une autre façon de délimiter la zone intertropicale est basée sur l'amplitude thermique annuelle en relation avec l'amplitude thermique diurne. En effet, l'amplitude thermique annuelle (ΔT_a) est inférieure à l'amplitude thermique diurne (ΔT_d) dans la zone intertropicale, car dans cette zone, la planète reçoit une radiation solaire importante tout au long de l'année (**FIGURE 1.1**). Dans l'hémisphère nord, comme dans l'hémisphère sud, la zone intertropicale est circonscrite par la ligne où ces deux amplitudes sont égales [**Kaser et al., 1996**].

1.1.3 Régime des précipitations

Le régime des précipitations de la zone tropicale est lié aux déplacements de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT, soit ITCZ en anglais), qui est une bande de basses pressions où convergent les alizés du sud-est et du nord-est. Cette zone de convergence varie en latitude en fonction des saisons, entre une position septentrionale pendant l'été boréal et une position méridionale pendant l'été austral (**FIGURE 1.1**).

A partir de la délimitation de la zone de convergence intertropicale, on observe deux zones climatiquement différentes. La zone intertropicale interne, d'une part, où il existe deux saisons humides (proches des équinoxes) et deux saisons moins

humides (proches des solstices). Cette zone est proche de l'équateur. La zone intertropicale externe, d'autre part, est caractérisée par la succession d'une saison humide en été, quand la zone de convergence intertropicale atteint sa position la plus australe, et d'une saison sèche en hiver quand elle atteint sa position la plus septentrionale [*Kaser et al., 1996*].

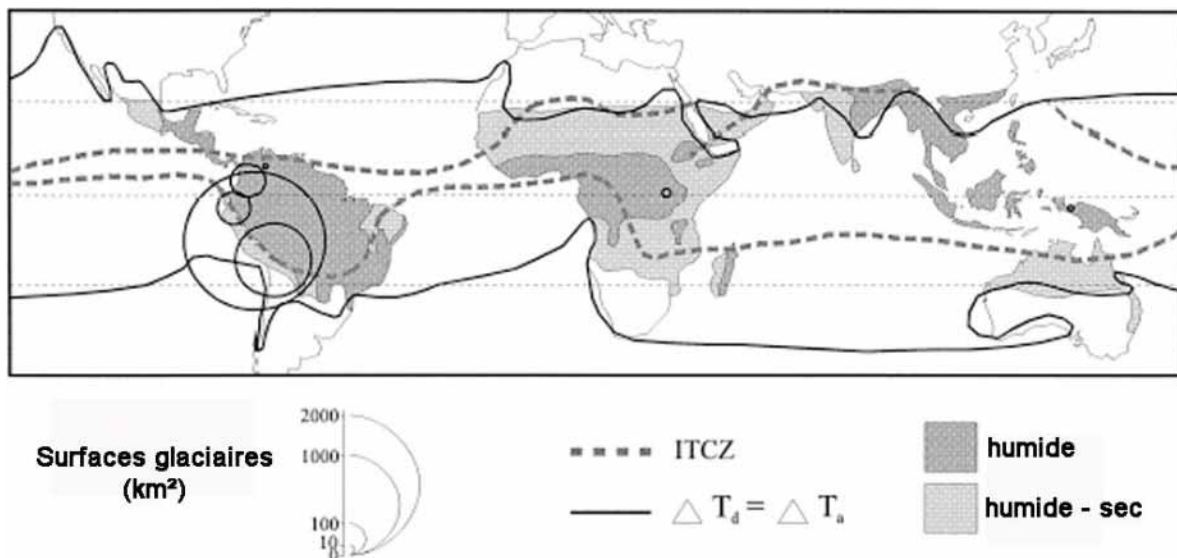


Figure 1.1 : Distribution des glaciers tropicaux dans le monde. D'après [*Kaser et al., 1996*].

1.1.4 Où trouve-t-on les glaciers sous les tropiques ?

La localisation des glaciers tropicaux est liée à la délimitation astronomique des tropiques (cf. 1.1.1), au régime des températures (cf. 1.1.2) et aux régimes hydrologiques (cf. 1.1.3), [*Kaser et al., 1996; Kaser, 1999*].

Il existe des glaciers tropicaux sur les trois continents, en Amérique du Sud, en Afrique de l'est et en Océanie. Les inventaires glaciologiques réalisés dans les décennies 1950-90 sont présentés dans le **TABLEAU 1.1**. La plus importante concentration des glaciers tropicaux se trouve dans la Cordillère des Andes avec plus de 99% des surfaces englacées (71% au Pérou, 20% en Bolivie, 4% en Equateur, 4% en Colombie et 0.1% au Vénézuéla) [*Jordan, 1991; Kaser et al., 1996*]. En Afrique de l'est ainsi qu'en Océanie il reste près de 0.3% des surfaces englacées tropicales (0.2% au Kenya, Tanzanie et Ouganda; 0.1% en Nouvelle Guinée) [*Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1995*].

La surface des glaciers tropicaux a été estimée pour 1990 inférieure à 2500 km² [*Kaser, 1999*]. Des travaux plus récents estiment qu'au début des années 2000, la

surface globale des glaciers tropicaux est égale à 1926 km² (avec une diminution de 30% au Pérou, Bolivie, Equateur, et Colombie, ainsi qu'une diminution de 67% au Venezuela) [Francou et Vincent, 2007].

Région	Surface km ²	Surface %	Année d'estimation	Références
Amérique du Sud				
Pérou	1972.0	71.28	1970	[Jordan, 1991]
Bolivie	562.0	20.32	1980	[Jordan, 1991]
Equateur	112.8	4.08	1970	[Jordan, 1991]
Colombie	108.5	3.92	1950	[Jordan, 1991]
Venezuela	2.7	0.10	1950	[Jordan, 1991]
Total	2758	99.696		
Afrique de l'Est				
Kilimanjaro	3.3	0.12	1989	[Hastenrath et Geischar, 1997]
Ruwenzori	1.7	0.06	1990	[Kaser, 1999]
Mt Kenya	0.4	0.01	1993	[Hastenrath, 1995]
Total	5.4	0.1952		
Océanie				
Irian Jaya	3.0	0.11	1988	[Peterson et Peterson, 1994]
Total	3.0	0.1084		
TOTAL	2766.4	100		

Tableau 1.1: La surface des glaciers tropicaux sur la planète. D'après [Kaser, 1999].

1.2 ASPECTS GENERAUX DES GLACIERS DES ANDES TROPICALES

1.2.1 Caractéristiques géographiques générales

Les glaciers situés sur la zone intertropicale se trouvent à haute altitude (>4600 m). Leur limite inférieure est proche de l'altitude où les précipitations changent de phase et deviennent solides, c'est-à-dire aux alentours de l'isotherme 0°C annuelle (en général entre 4800 m et 5000 m). Le changement saisonnier de cette isotherme est faible, et cette limite varie peu en altitude. La taille de ces glaciers, est plutôt petite (~2.5-0.5 km²) en comparaison de celle des glaciers des Alpes (5 à 10 km²) ou encore avec ceux de l'Himalaya (10 à 20 km²). En plus, la dénivelée de la majorité de ces glaciers entre leur front et l'altitude maximale de leur zone d'ablation est

réduite en comparaison avec les glaciers des autres latitudes, inférieure à 500 m. L'altitude moyenne de ces glaciers, se situe vers 5200-5400m d'altitude, mais les sommets peuvent dépasser les 6000 mètres. De plus, ces glaciers sont en grande partie « tempérés » (glace à température de fusion); cependant les glaciers à plus de 6000 m d'altitude, peuvent être considérés comme des glaciers mixtes, tempérés au-dessous de 5800-6000 m et froids au-dessus. Cette température interne des glaciers est liée aux moyennes des températures de l'atmosphère (cf. 1.1.2) sous les tropiques, qui descendent au-dessous de $-6^{\circ}/-8^{\circ}\text{C}$ vers 6000 m. La température du glacier peut aussi être influencée par la percolation de l'eau de fusion en surface, qui règle en profondeur.

1.2.2 Caractéristiques glaciologiques

La caractéristique la plus marquée des glaciers tropicaux, vient du gradient vertical de leur bilan de masse (le $\Delta b/\Delta z$), aussi connu comme le coefficient d'activité [Liboutry, 1965]. Ce gradient traduit la variation du bilan de masse par rapport à l'altitude. Les glaciers tropicaux présentent un coefficient d'activité prononcé à basse altitude et faible à haute altitude. L'altitude de la ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude ou ELA en anglais), est définie comme l'altitude où le bilan de masse est égal à zéro. Cette ligne sépare le glacier en deux zones ayant des caractéristiques opposées. La zone la plus élevée située au-dessus de la ELA correspond à la zone d'accumulation, où le bilan de masse est positif (le glacier reçoit plus de masse qu'il n'en perd) et la zone située à plus basse altitude correspond à la zone d'ablation, où la situation est opposée (bilan de masse négatif). Suivant les variations du bilan de masse, la ligne d'équilibre remonte ou descend en altitude. La forme de la courbe $\Delta b/\Delta z$ est intrinsèque à un glacier voire à un massif montagneux particulier ou à une zone climatique [Liboutry, 1965]. Actuellement l'altitude de la ligne d'équilibre est en général autour de 5100-5300 m sur les glaciers tropicaux andins dans les régions humides ; cependant certains glaciers avec un bilan de masse très négatif au cours des dernières décennies présentent une ELA supérieure à l'altitude des sommets [Ramirez et al., 2001]. La ligne d'équilibre est souvent confondue sur le glacier avec la ligne physique du névé à la fin de l'année hydrologique, sauf s'il survient, en cette période, des chutes de neige. Il a été observé ou supposé que la ligne d'équilibre sous les tropiques humides se trouve proche ou un peu au-dessous de l'isotherme 0°C annuelle, tandis que sous les tropiques secs, elle se trouve au-dessus (**FIGURE**

1.2) [Kuhn, 1981]. Néanmoins, il faut noter que la ELA est aussi très dépendante des précipitations et que les précipitations ont une variabilité spatiale très importante.

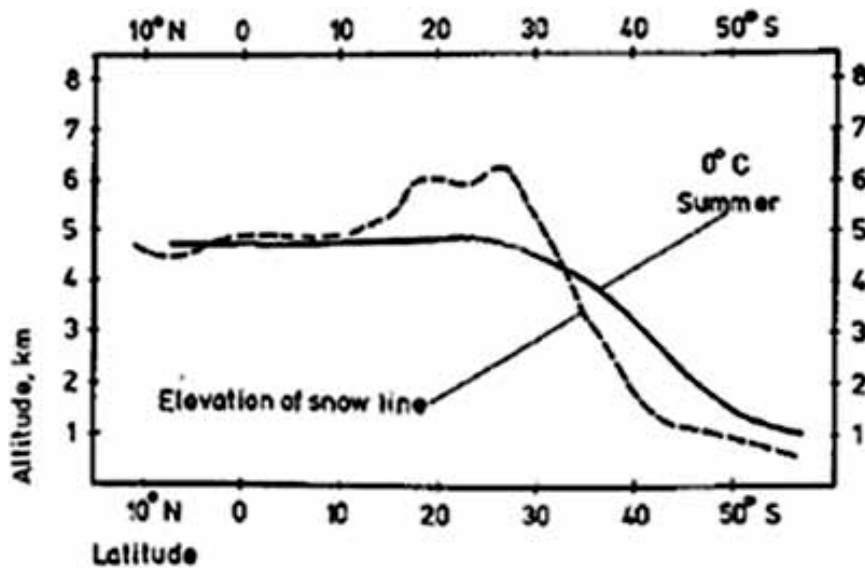


Figure 1.2 : Hauteur de la ligne de nêvé et hauteur de la ligne de l'isotherme 0°C en été sous les Andes d'après [Kuhn, 1981].

Enfin, la troisième particularité des glaciers sous les tropiques est le rapport de la surface de la zone d'accumulation à la surface totale du glacier (en anglais le Accumulation Area Ratio ou le AAR en abrégé) : c'est la surface située au-dessus de la ELA (c'est-à-dire la zone d'accumulation) divisée par la surface totale du glacier. Avec des conditions similaires de distribution des surfaces en fonction de l'altitude, la valeur de l'AAR est un peu supérieure sous les tropiques que dans les Alpes [Kaser et Osmaston, 2002]. Cela signifie que l'aire d'accumulation du glacier est proportionnellement plus importante sur les glaciers tropicaux que sur les glaciers alpins.

1.2.3 Caractéristiques morpho-glaciologiques

La gamme d'altitude des glaciers tropicaux (>4600m), la particularité de l'atmosphère et l'inclinaison du soleil favorisent le développement de certaines formes glaciaires. Les principales formes sont les pénitents et les ice-flutes. Certaines de ces formes ont été décrites par [Lliboutry, 1964] lors de ses expéditions au Pérou.

Les pénitents de neige/nêvé/glace ont une forme d'aiguille ou de lame et sont orientés selon l'angle de incidence du rayonnement solaire : au niveau de l'équateur, les pénitents sont perpendiculaires sur une surface horizontale, tandis

qu'en Bolivie un angle compris entre 90° et 60° est fréquent. La formation de ces aiguilles est due à la fois à la sublimation et à la fusion. Leur développement peut atteindre quelques centimètres à quelques décimètres, voire quelques mètres, grâce à une fusion à la base des proéminences et une sublimation dominante sur celles-ci. Pour qu'ils se développent, plusieurs conditions doivent être réunies : un rayonnement solaire intense, une période sans fortes précipitations de plusieurs semaines et une fonte limitée. Au départ, un champ de neige, à première vue, est homogène. A petite échelle, celui-ci présente toujours des hétérogénéités : répartition aléatoire de poussières, bosselettes, etc. Du fait de ces hétérogénéités, le rayonnement solaire est inégalement absorbé par la surface du champ de neige : concentration du rayonnement dans les creux par micro-réflexions sur leurs parois ce qui a tendance à les accentuer, absorption du rayonnement par les poussières sombres qui s'enfoncent dans la neige. Après quelques jours, le champ de neige présente une succession de creux et de bosses disposés au hasard. Les creux continuent à concentrer les rayons du soleil, rassemblent les poussières et ainsi s'amplifient. Les bosses restent propres, blanches et réfléchissent efficacement le rayonnement solaire. Après une à deux semaines sans chute de neige, les bosses atteignent une à plusieurs dizaines de centimètres. Certaines bosses finissent par se rejoindre pour n'en former plus qu'une, créant un début d'organisation parmi les pénitents. A ce stade, l'alternance fonte/sublimation devient le phénomène prépondérant. Les crêtes des pénitents sont soumises au vent qui favorise la transformation directe de la glace en vapeur d'eau, par sublimation, alors que les creux qui emprisonnent de l'air saturé en humidité (bloquant ainsi la sublimation), sont le siège de la fonte. Or comme il faut huit fois plus d'énergie pour sublimer la glace que pour la fondre, la perte de glace sur les crêtes est chaque jour huit fois moindre par rapport à la perte dans les creux. Les pénitents se développent donc très vite et peuvent croître de plusieurs centimètres chaque jour (c'est en fait la surface qui s'abaisse). Plus ils sont grands, plus l'organisation en surface est régulière car chaque pénitent possède en quelque sorte un rayon d'action autour de lui. Ce phénomène prend fin lorsqu'une forte chute de neige vient recouvrir toutes les aiguilles, ou lorsque l'eau de fonte qui ruisselle dans les creux devient trop abondante, rongant les pieds des pénitents qui se mettent à vaciller avant de s'écrouler [*Wagnon, communication personnelle*].

Les ice-flutes se développent sur des parois abruptes (>50-60° de pente), et ont la forme de conduits ou de longues gouttières étroites. Ces formes caractéristiques sont liées à trois processus. Sur les arêtes des gouttières agit la sublimation et dans les creux des ice-flutes la fusion, ainsi que l'action érosive du passage des avalanches venant des corniches au-dessus [Francou et al., 2004a]. La formation des ice-flutes peut être liée aussi aux précipitations de neige (souvent à une température proche de 0°C) qui colle directement aux parois et aux pentes abruptes [Wagnon, communication personnelle]. Les ice flutes sont très développées dans certaines cordillères, comme au Pérou, dans la Cordillère Blanche.

Enfin, sur les arêtes et les corniches, voire les pénitents, se dépose aussi du givre qui donne aux reliefs des aspects de « choux fleurs ». Ces excroissances liées à la persistance des nuages convectifs de l'après-midi sont constituées de gros cristaux à faces planes imbriqués qui peuvent se tenir en équilibre sur des parois très abruptes (pente >70°) [Francou et al., 2004a].

1.3 LE REcul ACCELERE DES GLACIERS TROPICAUX PENDANT LE 20^{ème} SIECLE

Les premières observations glaciologiques poursuivies sous les tropiques andins datent des années 1930 et ont été le fait des expéditions dirigées par Hans Kinzl en Cordillère Blanche (Pérou) [Francou et Vincent, 2007]. Cependant il faut attendre les années 1970, après les graves catastrophes glaciaires du Pérou (avec près de 50.000 morts au Pérou entre les années 1940 et 1970 selon Lliboutry et al., [1977] et Ames et Francou [1995]) pour voir se constituer des bases des données plus ou moins continues sur les glaciers tropicaux Andins [Hastenrath et Ames, 1995b; Hastenrath et Ames, 1995a]. Ces bases de données concernent en grande partie la cartographie des fronts glaciers et la mesure des bilans de masse. Depuis 1991 seulement, nous disposons d'observations continues de bilans de masse sur quelques glaciers andins. Ces données sont relativement récentes en comparaison avec celles existant sur les Alpes, où il existe des mesures du bilan de masse à partir de l'année 1914 sur le glacier de Clariden (Suisse), ce qui constitue la série du bilan de masse la plus ancienne du monde [Vincent et al., 2004]. Toutefois, les séries de mesure des bilans de masse ont commencé en général dans les années 1950 dans les Alpes.

Après un retrait important observé entre 1930 et 1940 au Pérou, vient une période de stagnation et/ou de petites avancées glaciaires entre les années 1950 et 1975/1980. Le retrait glaciaire se poursuit à partir de cette période jusqu'à nos jours [Francou et Vincent, 2007]. Ces conclusions ont été tirées de mesures des fronts glaciaires ainsi que des pertes de surface de la zone d'ablation de quelques glaciers.

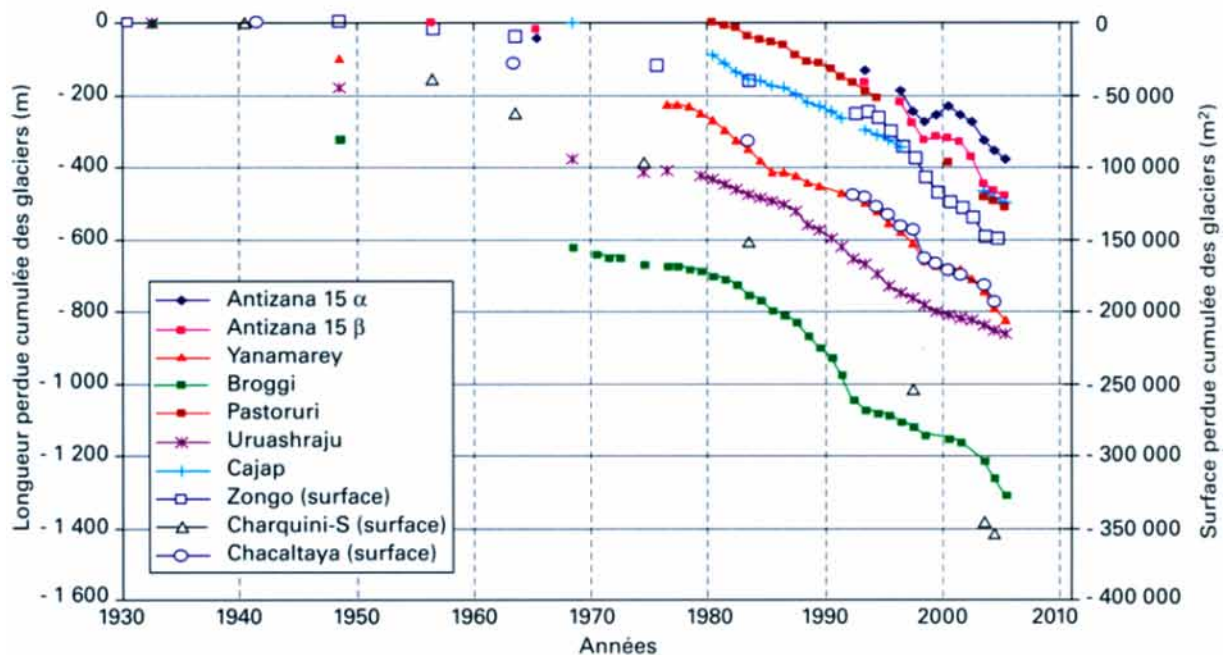


Figure 1.3 : Evolution des longueurs et des surfaces de 10 glaciers sur les Andes Tropicales (Antizana 15 → Equateur, Yanamarey-Broggi-Pastoruri-Uruashraju-Cajap → Pérou, Zongo-Chacaltaya-Charquini S → Bolivie) [Francou et Vincent, 2007].

D'après Francou et Vincent [2007] il existe un point de rupture net sur les variations des longueurs des glaciers observées avant et après les années 1975- 1980 (recul plus accéléré après); néanmoins les variations des longueurs des fronts glaciaires ne sont pas synchrones en raison des différences de temps de réponse. Il semble que, le recul s'accroît pour la plupart des glaciers durant les années 1990 (FIGURE 1.3). Enfin, au tournant du millénaire, le recul de plusieurs glaciers s'atténue et s'accroît pour d'autres (FIGURE 1.3).

Dans la région équatoriale, à partir de l'observation d'une vingtaine de glaciers d'un seul cône volcanique (Cotopaxi, Equateur), Jordan et al., [2005] ont conclu que les variations des longueurs des glaciers du Cotopaxi n'ont presque pas changé entre 1956 et 1976. Par contre, entre 1976 et 1997 les changements ont été importants, avec une décroissance des surfaces de l'ordre de 30%, soit de 21.2 km² à 14.6 km².

Ce drastique changement au cours des 20 dernières années a été semblable sur toutes les orientations du cône.

Ces similitudes entre le recul des fronts glaciaires (entre glaciers boliviens, péruviens et équatoriens) sous les tropiques semblent indiquer une réponse commune aux variations climatiques régionales de la zone tropicale pendant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle sur la Cordillère des Andes [Francou et Vincent, 2007].

1.4 CONTEXTE CLIMATIQUE DANS LES ANDES CENTRALES

1.4.1 Régime climatique : températures, précipitations et couverture nuageuse

Comme il a été décrit auparavant (cf. 1.1.2, 1.1.3), les variations saisonnières de la température et du rayonnement solaire sont faibles. La radiation solaire incidente mesurée sur le glacier du Zongo à 5200 m présente une variation de 20 W m^{-2} et la température une variation de 3 à 4°C entre l'été et l'hiver [Wagnon, 1999]. En revanche, les variations saisonnières des précipitations sont importantes, et plus marquées sur la zone tropicale externe.

La Cordillère des Andes s'étend entre les latitudes de 11°N et de 56°S, entre le Venezuela et le Chili, avec une altitude moyenne autour de 4000 m, et une extension approximative de 7.500 km. La partie centrale de la Cordillère (entre 15°S et 25°S de latitude) est très aride en raison de l'influence de l'anticyclone du SE du Pacifique et au courant froid de Humboldt. Au sud, la Cordillère des Andes joue le rôle de barrière orographique en bloquant les masses d'aires venues du Pacifique limitant ainsi les précipitations sur leur façade orientale. Le principal moteur/contrôle de précipitations sur les Andes centrales correspond à la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), (**FIGURE 1.1**) ainsi qu'au front polaire austral [Ronchail, 1988; Roche, 1991]. La ZCIT est induite par la forte radiation solaire propre aux tropiques et suit dans son déplacement la période où le soleil est à son zénith. C'est une zone de basses pressions atmosphériques générées par l'ascension et la condensation de masses d'air chaudes par convection verticale, dans laquelle les vents alizés du sud-est et du nord-est (dans l'hémisphère sud) convergent, grâce à l'effet Coriolis [Ronchail, 1988]. La Zone de Convergence Intertropicale se matérialise comme une bande nuageuse ou « couverture nuageuse », laquelle conduit à de fortes précipitations sur les régions où elle se déplace. La ZCIT n'est pas uniforme, elle peut être interrompue et son épaisseur peut varier d'un endroit à l'autre, de même que son comportement est

différent sur les zones maritimes et continentales, en raison de l'inertie thermique plus forte sur les océans [Ronchail, 1988; Vuille, 1999; Vuille et al., 2000].

Les Andes Centrales en Bolivie se subdivisent en deux chaînes montagneuses (Cordillère Orientale et Cordillère Occidentale) séparées par un Altiplano, qui est une plaine semi-aride située à 4000 m d'altitude. Le climat de la région est conditionné par cette masse montagneuse [Vuille et Ammann, 1997]. Les masses d'air chargées d'humidité en provenance de l'Atlantique commencent à s'introduire sur le continent et rencontrent la cordillère. Elles commencent alors à monter en altitude en se refroidissant et précipitent sur le versant est de la chaîne. Le versant oriental de la chaîne « au vent » est le plus humide, les versant « altiplano » « sous le vent » est plus sec par effet d'abri. Vers la ligne équatoriale, il est difficile d'observer une saisonnalité claire des précipitations, car l'océan et le continent restent chauds et humides toute l'année, tandis qu'en se rapprochant du tropique, alternent une saison sèche (influence de l'anticyclone du SE du Pacifique) et une saison humide (influence du passage de la ZCIT). D'une façon plus épisodique tout au long de l'année et surtout en saison sèche, des fronts froids originaires du front polaire sud remontent parfois sur le continent vers le nord provoquant des chutes de neige sur la Cordillère des Andes en territoire bolivien [Montes de Oca, 1992].

1.4.2 Saisonnalité sous les tropiques

Dans cette région tropicale, suivant la saisonnalité des précipitations, deux régions sont distinctes (zone tropicale interne et externe). A l'intérieur de ces régions, il existe un comportement glaciaire différent [Kaser et al., 1996]. Sur les glaciers andins, les bilans d'énergie de surface (SEB acronyme en anglais de Surface Energy Balance) ont été mesurés dans la zone tropicale externe en Bolivie [e.g. Wagnon et al., 1999a; Sicart et al., 2005], ainsi que dans la zone tropicale interne en Equateur [e.g. Favier et al., 2004a]. La comparaison de ces bilans d'énergie [Favier et al., 2004b], a permis d'éclaircir les facteurs qui contrôlent le bilan de masse tant dans la zone tropicale externe que dans la zone tropicale interne. D'une manière générale, le bilan d'énergie sous les tropiques est principalement contrôlé par : le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (donc l'albédo), par le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde, et par l'humidité de l'air. Cependant, les processus mis en jeu dans la fonte sont différents [Favier et al., 2004b].

Sous les tropiques externes (ex. le glacier du Zongo), les précipitations estivales jouent un rôle important en contrôlant l'albédo. Pendant la période d'octobre à décembre, la saison des précipitations démarre progressivement (précipitations faibles et sporadiques) et la surface du glacier se trouve fréquemment en glace (albédo proche de 0,2-0,4), absorbant le rayonnement de courtes longueurs d'onde et générant une fusion importante [Wagnon et al., 1999b; Favier et al., 2004b]. A l'arrivée de l'apogée de la saison des précipitations, entre décembre et février, l'albédo devient en principe élevé grâce aux précipitations solides, ce qui a pour effet de réfléchir la plus grande partie des radiations incidentes de courtes longueurs d'onde [Wagnon et al., 2001]; en revanche, en raison de l'importante couverture nuageuse durant DJF (décembre-janvier-février), la radiation incidente de grandes longueurs d'onde a un effet significatif sur l'ablation du glacier [Sicart et al., 2005]. Le reste de l'année hydrologique, alors que les précipitations ainsi que la couverture nuageuse sont faibles, la sublimation devient importante, grâce à la sécheresse de l'air et à l'intensité du vent. En conséquence, un facteur essentiel à prendre en compte est la variabilité des précipitations pendant les mois cruciaux DJF où l'apport d'énergie radiative vers le glacier est la plus importante [Francou et al., 2003] (**FIGURE 1.4**).

Dans la zone tropicale interne (ex. Antizana), la température apparaît davantage comme un paramètre clé contrôlant l'ablation glaciaire tout au long de l'année hydrologique. Si les précipitations restent plus au moins constantes au cours de l'année, la température intervient en gouvernant la phase solide/liquide des précipitations, laquelle influe directement sur l'albédo [Favier et al., 2004a; Favier et al., 2004b; Francou et al., 2004b]. En même temps, la couverture nuageuse reste importante tout au long de l'année hydrologique favorisant les radiations de grandes longueurs d'onde arrivant à la surface du glacier. L'ablation reste ainsi pratiquement constante tout au long d'un cycle hydrologique [Favier et al., 2004b]. Comme il n'existe pas de saisonnalité claire des précipitations et que l'humidité de l'air se maintient plus ou moins constante, il ne devrait pas exister de saisonnalité dans le bilan de masse. Néanmoins, celle-ci existe grâce à une diminution de l'ablation entre juin et août. Celle-ci est due à l'augmentation de l'intensité du vent de l'est (easterlies) qui dope la sublimation, laquelle intercepte assez d'énergie pour diminuer l'ablation [Favier et al., 2004b] (**FIGURE 1.4**).

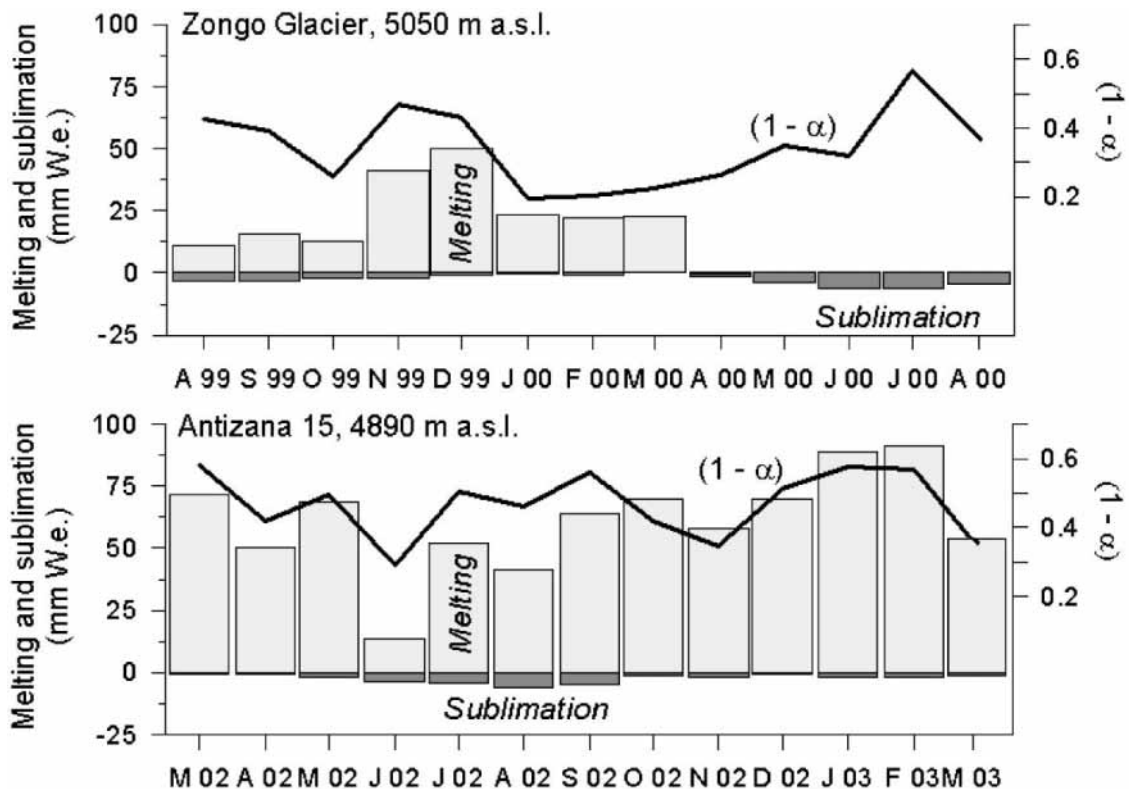


Figure 1.4 : Comparaison d'un glacier des tropiques externes (Zongo – Bolivie) et d'un glacier des tropiques internes (Antizana – Equateur) d'après [Favier et al., 2004b]. Cette figure présente les valeurs moyennes mensuelles de la fusion (gris clair) de la sublimation (gris foncé) et 1 moins l'albédo ($1 - \alpha$) (ligne noire). Pour plus de lisibilité, la sublimation est comptée négativement.

1.4.3 Les phénomènes ENSO et leur impact sur les bilans de masse des glaciers andins

Le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) est une oscillation océano-atmosphérique (variation de la pression atmosphérique) le long du Pacifique équatorial avec des conséquences climatiques au niveau mondial. Deux phases ont été identifiées, la phase chaude ou El Niño et la phase froide ou La Niña [Trenberth, 1997].

En situation « normale » (FIGURE 1.5.A), les vents alizés de l'est (provoqués par la rotation de la terre) propulsent les eaux superficielles vers l'ouest et les rassemblent dans une « warm pool » située entre la Polynésie et l'Indonésie. Sous cet effet, les eaux froides profondes remontent en surface le long de la côte péruvienne (upwelling) et forment le courant d'Humboldt. Cette « warm pool » développe une forte évaporation qui alimente la zone ascendante de la convection atmosphérique qui forme la circulation de Walker [Merle, 2006]. Ces zones de basses pressions sont compensées par la descente des masses d'air sur des zones de hautes pressions

atmosphériques côté sud- américain. Cette circulation zonale constitue une « cellule de Walker ».

En situation « El Niño » (**FIGURE 1.5.B**), les vents alizés déclinent en raison de la diminution du gradient de pression entre le Pacifique oriental et occidental. A cause du déclin des alizés, un déséquilibre se produit et la « warm pool » se déplace vers l'est sur la Polynésie. De là, les eaux chaudes affluent vers les côtes péruviennes et équatoriennes par un contre-courant et des ondes équatoriales (dites « de Kelvin ») [**Merle, 2006**]. La zone de forte convection (basses pressions) se déplace donc vers l'est, vers le centre du Pacifique. En conséquence, la diminution du gradient de pression entre Tahiti (Polynésie) et Darwin (nord de l'Australie) continue, affaiblissant encore plus les alizés et renforçant encore plus la rentrée des eaux chaudes vers le continent sud-américain. Le cycle type dure environ 18 mois [**Merle, 2006**].

En situation « La Niña » (**FIGURE 1.5.C**), il est observé un renforcement de la situation « normale » ; avec l'intensification de l'upwelling équatorial, les eaux deviennent plus froides, les précipitations à l'ouest s'intensifient et à l'inverse la sécheresse s'installe tout au long des côtes sud-américaines. En conjonction avec des vents alizés renforcés, les précipitations en provenance de l'Atlantique et du bassin amazonien se déversant au centre du continent sud-américain augmentent selon un mécanisme complexe [**Hastenrath et al., 2004**].

En Bolivie, pendant les événements El Niño, les bilans de masse glaciaires sont déficitaires et inversement, ils deviennent positifs ou proches de zéro lors des événements La Niña [**Francou et al., 1995b; Francou et al., 2000; Ramirez et al., 2001; Wagnon et al., 2001; Sicart, 2002**]. Pendant un événement El Niño les précipitations sont déficitaires, tandis que pendant un événement La Niña, les précipitations sont excédentaires [**Vuille et al., 2000; Vuille et al., 2008**]. La température atmosphérique augment pendant un événement El Niño , et diminue pendant un événement La Niña [**Vuille et al., 2000**]. Ces phénomènes Niño/Niña, augmentation/diminution de la température et diminution/augmentation des précipitations ont un résultat commun sur les bilans de masse négatifs/positifs sur les glaciers tropicaux internes/externes [**Favier et al., 2004a**]. Les glaciers tropicaux externes (ex. Bolivie) réagissent principalement à la diminution/augmentation des précipitations (via la rétroaction sur l'albédo). Les glaciers tropicaux internes (ex. Equateur) réagissent pour l'essentiel à l'augmentation/diminution des températures (qui conditionne la limite pluie/ neige et

en conséquence, l'albédo) par un bilan de masse négatif/positif correspondant à un événement El Niño/ La Niña.

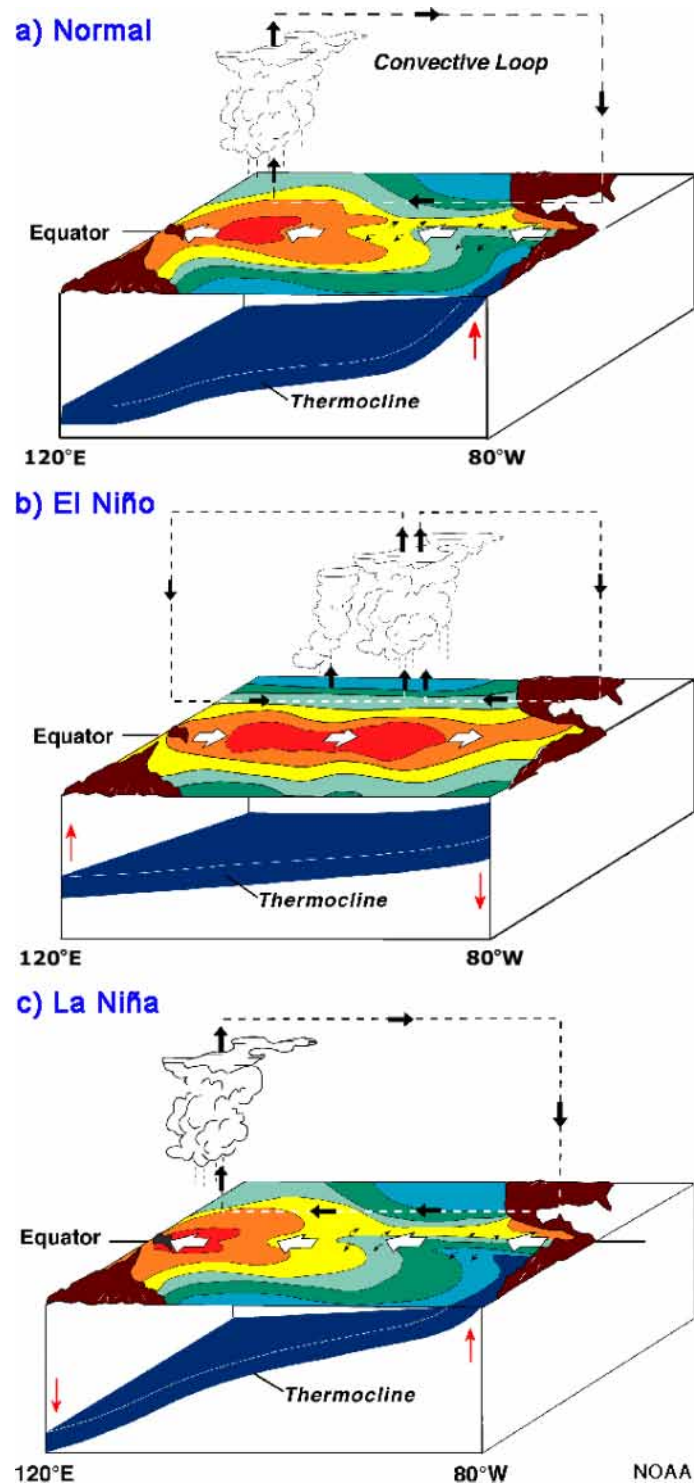


Figure 1.5 : Les phénomènes ENSO. Le Pacifique équatorial: a) en situation « Normale », b) en situation « El Niño » et c) en situation « La Niña ». Les flèches noires, blanches et rouges représentent les déplacements des masses d'air ascendantes et descendantes, ainsi que les déplacements des eaux superficielles et des eaux profondes de l'Océan pacifique respectivement (d'après de National Oceanic and Atmospheric Administration).

1.5 L'ÉVOLUTION DU CLIMAT DURANT LES 50 DERNIÈRES ANNEES

1.5.1 Température, précipitation, humidité et circulation atmosphérique

L'évolution du climat au long de ces derniers 50 ans sur les Andes Centrales a une importance primordiale pour notre étude. Cette évolution concerne des données de températures [Vuille et Bradley, 2000; Mark, 2002; Vuille et al., 2003; Mark et Seltzer, 2005; Vuille et al., 2008], de précipitations [Vuille et al., 2003; Haylock et al., 2006], et d'humidité [Vuille et al., 2003]. Vuille et al., [2008] on fait une synthèse de l'évolution climat/glacier durant les dernières décennies, ainsi qu'une analyse détaillée de la circulation atmosphérique entre 1950 et 1998 sur le continent sud-américain.

Au cours des 50 derniers années, une augmentation de la température a été détectée sur les Andes centrales, de 0.15°C/décennie entre 1950 et 1994 [Vuille et al., 2003], et de 0.10°C/décennie entre 1939 et 2006 [Vuille et al., 2008] entre 1°N et 23°S sur la base de 279 stations météorologiques. D'autres auteurs ont montré une augmentation de 0.35-0.39°C/décennie entre 1951-1999 [Mark, 2002; Mark et Seltzer, 2005], entre 9°S et 11°S sur la base de 29 stations météorologiques. De plus, une réduction de l'amplitude journalière de la température a été observée au cours du 20^{ème} siècle [Vuille et al., 2008].

Au niveau des précipitations, aucun changement significatif n'a été mis en évidence. Néanmoins, les séries de précipitations sont courtes et souvent de mauvaise qualité [Vuille et al., 2008]. Cependant, à partir de l'étude de 42 stations et le diagnostic d'un modèle atmosphérique de circulation générale entre l'Equateur et le nord du Chili sur la période 1950 à 1998, une tendance à l'augmentation a été observée entre l'Equateur et la partie centrale du Pérou ; par contre entre la partie centrale du Pérou et la Bolivie, une diminution de la précipitation est plutôt constatée [Vuille et al., 2003]. Les stations utilisées pour arriver à de telles conclusions se situent sur les versants orientaux de la Cordillère des Andes [Vuille et al., 2008]. Des conclusions similaires résultant d'une autre étude sur la période 1960 à 2000 [Haylock et al., 2006].

L'humidité atmosphérique a un impact essentiel, d'un point de vue glaciologique. En effet, elle est responsable de l'énergie disponible pour la fusion en contrôlant l'importance de la sublimation à la surface du glacier [Wagnon et al., 1999b; Sicart et al., 2005]. Cependant, les longues-séries de données sont pratiquement inexistantes sur les Andes Centrales [Vuille et al., 2008]. Toutefois, entre 1950 et 1995, une

augmentation de 2.5%/décennie (0.5-1.0%/décennie pour la Bolivie) a été soulignée par **Vuille et al., [2003]**.

D'après **Vuille et al., [2008]**, la partie tropicale interne est en train de devenir plus humide avec une couverture nuageuse plus importante (hausse de l'activité convective), tandis que la partie tropicale externe devient plutôt sèche avec une moindre couverture nuageuse convective. Ce comportement régional a été interprété (données 1950-1995) comme une intensification (avec une circulation ascendante plus importante à proximité de l'équateur et une circulation descendante plus forte en direction du tropique) de la circulation de Hadley [**Vuille et al., 2008**]. Il a été remarqué aussi que pendant un événement El Niño, les cellules méridiennes de Hadley s'intensifient tandis que les cellules zonales de Walker s'affaiblissent [**Merle, 2006**].

1.5.2 Le changement de phase du Pacifique dans les années 1975-76

Une des composantes essentielles dans la variabilité climatique au niveau mondial est le rôle joué par les océans [**IPCC, 2001; IPCC, 2007**], qui peuvent accumuler de la chaleur et la transporter sur des distances importantes [**Levitus et al., 2000**].

Entre les années 1955 et 1995, la température moyenne superficielle (de 0 à 300m de profondeur) des océans a augmenté de 0.31°C, tandis qu'en profondeur (de 300 à 1000m de profondeur) la température moyenne des océans a augmenté simplement de 0.06°C. Ces résultats proviennent de la base de données de température des Océans, « The World Ocean Database » [**Levitus et al., 2000**].

Le réchauffement des océans Pacifique et Atlantique est net à partir des années 50, cependant ce réchauffement n'a pas été constant dans le temps [**Levitus et al., 2000**]. Une analyse en composantes principales sur la variabilité de la température sur la couche superficielle de l'océan Pacifique (de 0 à 125m de profondeur) sur la période de 1948 à 1998 a montré que la température moyenne de l'océan Pacifique avait augmenté au milieu des années 1970 [**Stephens et al., 2001**]. Ce changement de la température moyenne de l'océan Pacifique coïncide avec le changement de la pression de niveau de la mer observé aussi au milieu des années 1970 [**Stephens et al., 2001**]. Cependant, la variabilité de la température moyenne dépend de la profondeur observée.

Une autre étude à partir des données de radiocarbone (^{14}C) extraites des coraux sur les Iles Galápagos (Equateur) a montré aussi que la structure verticale de l'Océan Pacifique avait changé vers 1976 [**Guilderson et Schrag, 1998**]. D'après **Guilderson et**

Schrag, [1998], ce changement de phase en 1976, semble être responsable de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements El Niño.

1.5.3 Sensibilité des glaciers tropicaux

Des travaux récents ont souligné la sensibilité particulière des glaciers tropicaux aux variations climatiques [*Francou et al., 2003; Vuille et al., 2008*]. La sensibilité de ces glaciers est due au fait que les processus d'ablation (d'amplitude variable au cours de l'année), se produisent tout l'année [*Hastenrath et Ames, 1995b; Kaser, 2001; Vuille et al., 2008*]. Il n'y a pas de formation d'un manteau neigeux permanent pendant plusieurs mois sur la zone d'ablation, comme sur les glaciers alpins, et par ailleurs les conditions favorables à l'ablation peuvent subsister toute l'année jusque vers le sommet des glaciers, (surtout pour les glaciers qui ne dépassent pas les 5400/5500 m). Les glaciers de la zone tropicale interne sont particulièrement sensibles, nous l'avons vu, aux variations de températures (qui conditionnent la limite pluie/neige), donc au réchauffement climatique, tandis que les glaciers de la zone tropicale externe laissent un rôle très important aux variations des précipitations [*Favier et al., 2004b*]. Dans les deux cas, la variabilité met en jeu l'albédo, donc le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde.

Une grande partie des glaciers tropicaux ont une taille réduite (80% des glaciers boliviens ont une taille inférieure à 0,5 km²) [*Jordan, 1991*], ce qui tend à augmenter les « effets de bords » : comme les bordures rocheuses peuvent avoir des températures de surface bien plus élevées que l'atmosphère (effet de l'albédo et de la forte conductivité de la roche), leur rôle sur la fusion est élevé, comme le montre l'étude de *Lejeune et al., [2007b]* sur les étendus de neige de haute altitude. En effet, ces auteurs ont montré que si la neige ne persiste pas plus de quelques heures sur la moraine des glaciers tropicaux, c'est parce que les échanges thermiques avec les zones rocheuses sans neige sont très intenses.

Toutefois, cet effet est encore trop peu documenté pour être correctement évalué.

1.6 CONCLUSION DU CHAPITRE

Les glaciers tropicaux ont reculé de manière généralisée aux cours des dernières décennies en réponse au réchauffement atmosphérique et du Pacifique. Ce recul est affecté d'une forte variabilité, laquelle est calquée sur les phénomènes océano/atmosphériques ENSO. Un changement de phase (le passage d'une phase

froide à chaude) sur l'océan pacifique en 1976 semble être à l'origine de l'accélération du recul de ces glaciers aux cours des 32 dernières années. Les causes précises du recul des glaciers sont différentes d'une région à l'autre. Dans la zone tropicale interne (Equateur), le recul des glaciers semble être contrôlé par l'évolution de la température, qui agit sur la phase des précipitations et donc sur l'albédo. Dans la zone tropicale externe, le recul semble davantage être associé à la variabilité des précipitations pendant l'été (DJF), ce qui influence directement l'albédo des glaciers. Toutefois, il convient de mentionner que une seule travaille très précis a été effectué à ce jour sur les changements de phases des précipitations en fonction de l'altitude sur les Andes [*ex. Lejeune et al., 2007b*].

Le réseau d'observation mis en place sur les glaciers tropicaux des Andes couvre l'Equateur, le Pérou et la Bolivie (entre 2 ou 3 glaciers pilotes par pays). Les glaciers surveillés sont supposés être représentatifs de l'ensemble des glaciers pour chaque pays. Cependant aucun travail n'a été effectué pour étudier cette représentativité à l'échelle d'un massif. En plus, les séries de bilans de masse des glaciers pilotes obtenus par des mesures terrain, n'ont pas été contrôlés par des méthodes indépendantes. L'utilisation de la photogrammétrie, dans le cadre de notre étude, permet d'une part de contrôler les observations directes de bilans de masse (celles du Zongo), d'autre part d'étendre, géographiquement (à une vingtaine de glaciers) et dans le passé (sur une cinquantaine d'années), la mesure des bilans de masse glaciaire.

2 CHAPITRE: Les connaissances acquises sur les glaciers des Andes boliviennes : fluctuations passées et fonctionnements actuels

2 CHAPITRE: Les connaissances acquises sur les glaciers des Andes boliviennes : fluctuations passées et fonctionnements actuels	20
<i>2.1 LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DU PLEISTOCENE ET DE L'HOLOCENE.....</i>	<i>21</i>
<i>2.2 LES FLUCTUATIONS DES GLACIERS PENDANT ET DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE.....</i>	<i>23</i>
2.2.1 Les glaciers de la Cordillère Royale au cours du PAG et au début du 21eme siècle	23
2.2.2 Variations glaciaires au cours des 50 dernières années.....	26
<i>2.3 LE DEVELOPPEMENT DES ETUDES GLACIOLOGIQUES EN BOLIVIE A PARTIR DE 1991.....</i>	<i>32</i>
2.3.1 La mesure du bilan de masse de surface par les méthodes glaciologique et hydrologique	33
2.3.2 La variabilité saisonnière des bilans de masse.....	36
2.3.3 Le bilan d'énergie sur le glacier du Zongo	38
<i>2.4 LA MODÉLISATION DE L'ABLATION GLACIAIRE.....</i>	<i>39</i>
2.4.1 Modèles statistiques (style degré – jour).....	40
2.4.2 Modèles physiques de bilan d'énergie.....	41
<i>2.5 CONCLUSIONS DU CHAPITRE.....</i>	<i>42</i>

Ce chapitre est consacré aux connaissances acquises sur les glaciers de la Cordillère orientale en Bolivie. Il est divisé en trois grandes parties. La première décrit de façon succincte les fluctuations glaciaires pendant le quaternaire, le tardiglaciaire et l'holocène. La deuxième partie est consacrée aux fluctuations glaciaires depuis le maximum du Petit Âge Glaciaire (acronyme en français : PAG). Enfin, les études réalisées sur la glaciologie « moderne » et la « modélisation hydrologique » seront abordées dans la troisième partie du chapitre. La conclusion

du chapitre montre l'état des lieux sur les connaissances des fluctuations glaciaires sur la Cordillère Orientale en Bolivie.

Les techniques pour mesurer les fluctuations glaciaires sont très variées, entre les datations au ^{14}C (précisions variables selon les périodes, mauvaises pour les derniers siècles, pas de résultats au-delà de 40 000 ans), la lichénométrie (précision décennale), la dendrochronologie (précision annuelle), et les documents historiques (précisions variables mais souvent très bonnes) ont été utilisées pour des reconstructions antérieures aux années 1930-1950, tandis que la cartographie classique/GPS/ (précision centimétrique), la photogrammétrie analytique/digitale (précision centimétrique), les capteurs satellites passifs (précision d'ordre métrique à centimétrique) et les méthodes glaciologiques traditionnelles (précision centimétrique) ont été utilisées pour des reconstructions postérieures aux années 1930-1950. En Cordillère Orientale, les datations au ^{14}C , la lichénométrie, la topographie classique et au (D)GPS, la photogrammétrie analytique aérienne et les méthodes glaciologiques traditionnelles ont permis de reconstruire les fluctuations glaciaires. Les figures présentées dans ce chapitre sont issues de *Ribstein et al., [1995a]* ; *Ribstein et al., [1995b]* ; *Wagnon, [1999]* ; *Ramirez et al., [2001]* ; *Sicart, [2002]* ; *Rabatel, [2005]* ; et *Sicart et al., [2007]* à l'exception de la **FIGURE 2.2** obtenue à partir des données de *Jordan, [1991]*.

2.1 LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DU PLEISTOCENE ET DE L'HOLOCENE

La synthèse des fluctuations glaciaires depuis environ 25 000 ans en Bolivie [*Argollo et Mourguiard, 1995*] a subi des réaménagements récents. Sont venus s'ajouter les résultats de quelques grands forages dans les sédiments lacustres du Lac Titicaca [*Baker et al., 2001b*] et du Salar d'Uyuni [*Baker et al., 2001a*], qui ont donné accès à des reconstitutions paléoclimatiques sur 25-50 ka¹ ; ainsi que les carottages glaciaires de haute altitude [*Thompson et al., 1998*; *Ramirez et al., 2003*]. Des carottages dans des lacs d'altitude [*Weng et al., 2006*] ont également permis d'affiner ces reconstitutions. Néanmoins, les fluctuations des glaciers à partir de leurs moraines ou d'autres sédiments, ne sont pas précisément connues. Ces fluctuations depuis environ 25 ka BP peuvent être résumées de la façon suivante.

¹ ka correspond à kilo-ans

Le dernier maximum glaciaire (LGM, pour Last Glacial Maximum) a pu précéder celui de l'Hémisphère Nord, avec, localement, une date proposée pour la moraine terminale la plus basse en Bolivie de ~34 ka cal BP² [Smith et al., 2005], soit peu antérieure au vieux lac Minchin (environ 32 ka-30 ka cal BP, mais celui-ci est peut-être plus ancien). Dans la région du Titicaca, le LGM se place dans la fourchette 26-22 ka cal. BP, période qui semble avoir été plus humide et environ plus froide de 5° à 8°C que l'actuelle [Abott et al., 2000].

La déglaciation commence ensuite entre 21 ka et 19 ka cal BP [Seltzer et al., 2002; Smith et al., 2005] et le climat devient plus chaud. L'humidité domine encore sur l'Altiplano, entretenant une série de lacs, le plus étendu étant le lac Tauca (avec une profondeur maximum de 140 m) entre 18 ka et 13 ka cal BP et le suivant et dernier, le lac Coipasa (13,4 ka-11,5 ka cal.BP), contemporain du Dryas Récent des latitudes nord. Le Dryas récent est visible également dans les carottes de glace du Sajama [Thompson et al., 1998] et de l'Illimani [Ramirez et al., 2003] par une baisse des rapports isotopiques (δD , $\delta^{18}O$). Il avait été daté antérieurement comme une phase d'avancée glaciaire (présomées moraines « M3 » du Pérou et de Bolivie) à partir de tourbes encadrant ces moraines au Pérou central [Francou et al., 1995a].

Selon Baker et al., [2001a], les périodes humides de longues durées (comme le LGM) coïncident avec les phases du cycle de précession où l'insolation estivale a été maximum, tandis que des fluctuations plus courtes peuvent être reliées à des événements s'étant produits dans l'Atlantique nord (événements d'Heinrich, Dryas récent). A toutes les échelles de temps, il est apparu que les événements humides en Amérique du Sud sont reliés à des eaux anormalement froides dans l'Atlantique nord.

L'Holocène est marqué par un net assèchement du climat, qui se déplace de l'équateur vers le sud. Le climat est chaud et sec, ce qui accroît l'évaporation et abaisse les lacs à leur plus bas niveau, et fait apparaître les salars au sud. Le maximum d'aridité semble avoir été atteint au Titicaca entre 6 ka et 5 ka cal BP (avec un lac près de 100 m plus bas que l'actuel niveau), avant une progressive humidification du climat à partir de 4,5 ka cal BP [Baker et al., 2001b]. Dans l'Holocène, il semble qu'il y ait eu des périodes secondaires de montée du niveau des eaux lacustres, correspondant à des périodes plus humides et un peu plus

² cal BP, une date exprimée en cal BP correspond à une date radiocarbone calibrée. L'origine du calendrier radiocarbone correspond à l'année 1950 du calendrier années réelles.

froides, pendant les intervalles 3,5-3,2 ka, 2,8-2,5 ka, 2,2 ka-2,0 ka et 0,5 ka-0 cal BP.

Les valeurs d'insolation calculées pour janvier (été, cœur de la saison humide), montrent que la période la plus sèche de l'Holocène correspond environ à une baisse de l'ordre de 20 W m^{-2} par rapport à la même période de l'année au maximum du LGM. Quant aux glaciers andins, peu de choses sont connus sur leurs fluctuations pendant la période de l'Holocène jusqu'au début du PAG (~0,7 ka cal BP). De nombreuses moraines bien conservées existent entre celles du LGM et celles du PAG, montrant que les glaciers durant cette période ont reculé en décrivant de nombreuses fluctuations, lesquelles restent actuellement inconnues [Francou, communication personnelle].

2.2 LES FLUCTUATIONS DES GLACIERS PENDANT ET DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE

Les variations glaciaires depuis le maximum du PAG, ont été marquées par un retrait généralisé des glaciers le long de la Cordillère Orientale. Mais ce retrait n'a pas été continu, il a été marqué par différentes phases glaciaires, phases d'avancées et/ou phases de stagnation. Le retrait glaciaire s'accélère nettement depuis la décennie 1970. Dans ce chapitre, je vais présenter cette évolution à partir des études de *Rabatel, [2005]*, *Rabatel et al., [2005]* pour la déglaciation depuis le maximum du PAG, de *Jordan, [1991]* et de son inventaire glaciologique, et des travaux de *Mendoza [communication personnelle]* et de *Ramirez et al., [2001]*. Je conclurais sur les travaux de *Machaca [non publié]* et de *Rabatel et al., [2006]*.

2.2.1 Les glaciers de la Cordillère Royale au cours du PAG et au début du 21ème siècle

Un premier essai de datations sur la glaciation de la Cordillère Orientale (Cordillère de Quimsa Cruz) en Bolivie à partir du PAG a été réalisé par Regula Müller pendant sa thèse soutenue en 1985 [*Müller, 1985*]. Cette première classification des cordons morainiques (distinction de 4 stades morainiques) a été établie en fonction des datations par ^{14}C , par lichénométrie (sans courbe de croissance calibrée), par reconstitution des ELAs (méthode géométrique de l'AAR), et grâce aux photographies aériennes de 1963 (pour les stades les plus récents) ; les études plus récentes ont validé le premier stade morainique décrit par Müller correspondant à la moraine du maximum du PAG [*Rabatel, 2005*]. En 1983, quelques cordons

morainiques (entre 3 ou 4 moraines) repérables sur les clichés aériens de l'année 1975 (échelle 1:65000) ont été mesurés par photogrammétrie analytique par Jordan au cours de ses travaux de thèse (thèse d'habilitation pour diriger des recherches) sur l'élaboration de l'inventaire glaciologique de Bolivie (c.f. 2.2.2.1) [Jordan, 1991] ; cependant aucune datation absolue de ces cordons morainiques n'a été réalisée. Par conséquent, la glaciation au cours du PAG en Cordillère Royale et sur la zone intertropicale en particulier était restée peu étudiée [Rabatel, 2005]. La nécessité d'établir une chronologie des fluctuations glaciaires sur la Cordillère Orientale avait été soulignée au début des années 2000 par l'équipe GREAT ICE. A partir de 2002, les travaux de Vincent Jomelli et la thèse d'Antoine Rabatel [Rabatel, 2005] ont eu pour but essentiel d'établir cette chronologie ainsi que l'interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires dans les Andes Boliviennes depuis le maximum du PAG. Sur la Cordillère Orientale, ont été repérés principalement 10 cordons morainiques (entre le PAG et le stade actuel des glaciers) ; toutefois il est possible d'observer des cordons morainiques « annuels », rarement continus et de hauteur réduite (quelques décimètres) [Rabatel, 2005]. Ces 10 cordons ont été classés en deux groupes, le premier regroupant les moraines en phase « d'avancée ou de stagnation du front » et le second regroupant les moraines en phase de retrait glaciaire. Une différence morphostratigraphique entre les deux types de phases (d'avancée ou de retrait) glaciaires est la taille des fronts morainiques et la composition granulométrique. Dans le premier type (moraines d'avancée), les moraines ont une échelle plurimétrique (au front), une granulométrie composée de blocs ainsi que des matériaux fins et finalement les cordons assez continus. Le deuxième type (moraines de retrait), correspond aux moraines avec une échelle métrique et une granulométrie fine. Ces moraines sont rarement continues sur la marge proglaciaire. Dix moraines ont été repérées et classifiées en fonction de leur éloignement du glacier actuel : la moraine (M1) correspond au stade glaciaire le plus ancien et la moraine (M10) correspond au stade glaciaire le plus récent. Les moraines principales témoins d'une phase d'avancée correspondent aux moraines M1-M3-M6 principalement ; les moraines M8 et M9, les moraines M2-M4-M5-M7-M10 correspondent aux phases de retrait glaciaire [Rabatel, 2005], **FIGURE 2.1.A.**

Les datations des moraines ont été menées à bien grâce à la lichénométrie en utilisant l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.*, sur un total de 13 glaciers répartis entre la vallée d'Ichu Kota (Negruni-Condoriri) au Nord et la Cordillère de Quimsa

Cruz au Sud (**FIGURE 2.2**). La moraine M1 (correspondant au maximum du PAG) a été datée entre 1642 et 1700 AD, M2 en phase de retrait a été déposée entre 1688 et 1716, M3 à nouveau en phase d'extension glaciaire datée entre 1642 et 1752 AD, puis M4 entre 1745 et 1775 AD et M5 entre 1753 et 1793 AD en phase de retrait ; s'ensuit une phase d'avancée, M6 entre 1781 et 1821 AD, puis un nouveau retrait avec M7 entre 1803 et 1835 AD, et une période d'avancée marquée par M8 entre 1834 et 1866 AD et M9 entre 1835 et 1885 ; et finalement un nouveau retrait glaciaire marqué par M10 entre 1896 et 1921 AD [*Rabatel, 2005*]. Les résultats des datations sont reportés sur la **FIGURE 2.1**.

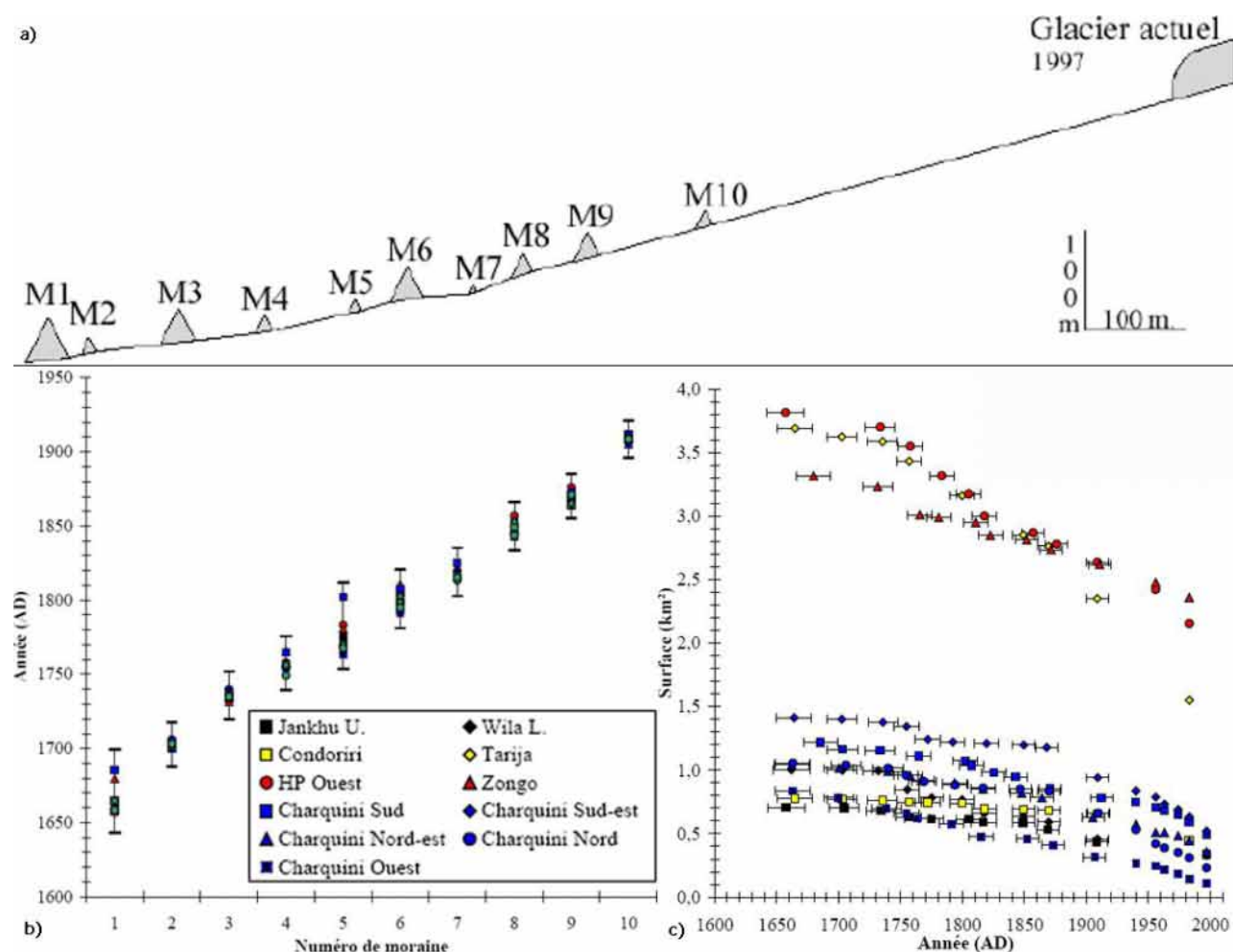


Figure 2.1 : Evolution des glaciers sur la Cordillère Orientale en Bolivie. a) Représentation morphostratigraphique des cordons morainiques, b) Datations lichénométriques des 13 glaciers et c) Evolution des surfaces glaciaires depuis le PAG. D'après [*Rabatel, 2005*].

Le retrait glaciaire depuis le maximum du PAG en moyenne correspond à une diminution de 58% en perte des surfaces glaciaires (44% pour les grands glaciers [surface > 3 km² au PAG] et 63% pour les petits glaciers [Surface < à 1.5 km² au PAG]) [*Rabatel, 2005*], **FIGURE 2.1.c**. Enfin, on peut constater que des glaciers

présentant des surfaces semblables au maximum du PAG (ex. glacier du Zongo, Tarija et HP ouest) ont évolué d'une manière très différente et parfois contrastée (Figure 2.1.c).

2.2.2 Variations glaciaires au cours des 50 dernières années

2.2.2.1 *L'inventaire glaciologique de Jordan [1991]*

Cet inventaire glaciologique de référence pour la Bolivie a été effectué à partir des couples stéréo-photogrammétriques datant de 1975 (clichés les plus modernes couvrant l'ensemble de la Cordillère Royale à l'époque : cf. chapitre 3) en employant un stéréo-restituteur analytique de premier ordre (Stéréocord de Zeiss, précision mécanique de quelques microns [*Liboutry, 1965*]), rattaché au système de coordonnées local (planimétrie : PSAD56-Bolivie, altimétrie : géoïde). Le travail effectué par Ekkehard Jordan était à l'époque remarquable, au vu de l'étendue des cordillères en Bolivie et des moyens techniques disponibles. (cf. chapitre 4). Cependant, les points de contrôle qui ont été utilisés dans l'aérotriangulation des photographies de 1975 sont des points dits « points astronomiques » (à l'époque il n'existait pas d'accès au réseau satellitaire nord-américain « GPS »). Ces points astronomiques peuvent avoir une précision de 3m en planimétrie [*C. Vincent, communication personnelle*]. Cependant les points de contrôle utilisés par Jordan ont une précision entre 5 et 10 m tant en planimétrie qu'en altimétrie [*E. Jordan, communication personnelle*]. A l'époque, cette précision était excellente au vu de la quantité de travail de terrain qu'impliquait l'obtention d'un seul point de contrôle (entre 3 et 5 jours) et le travail nécessaire à l'orientation relative : chaque point de liaison devait être repéré sur chacune des photographies et reporté sur les autres images. La restitution effectuée sur les photographies de 1975 a été limitée aux contours de tous les glaciers, à la restitution des principales moraines (sans aucune datation in situ), à la mesure tridimensionnelle de quelques points sur les modèles stéréoscopiques (quelques points par glaciers), à la restitution des principaux lacs et à la restitution des contours des bassins versants hydrologiques à caractère glaciaire. Cependant, les photographies de 1975 ont un mauvais contraste d'un point de vue glaciologique, car de la neige fraîche est présente à haute altitude (coïncidant avec une année La Niña 1975-76). Aussi, des accumulations de neige fraîche dans les anciens cirques glaciaires ont pu être confondues avec des glaciers de très petite taille (< 0,05 km²) (E. Jordan, communication personnelle). Néanmoins ces erreurs

fortuites d'interprétation glaciaire (parfois il est très difficile de définir les contours glaciaires à basse et à haute altitude, à cause des fronts rocheux et de l'accumulation de neige à très haute altitude) doivent être inférieures à 3-5 % des surfaces mesurées [E. Jordan, communication personnelle].

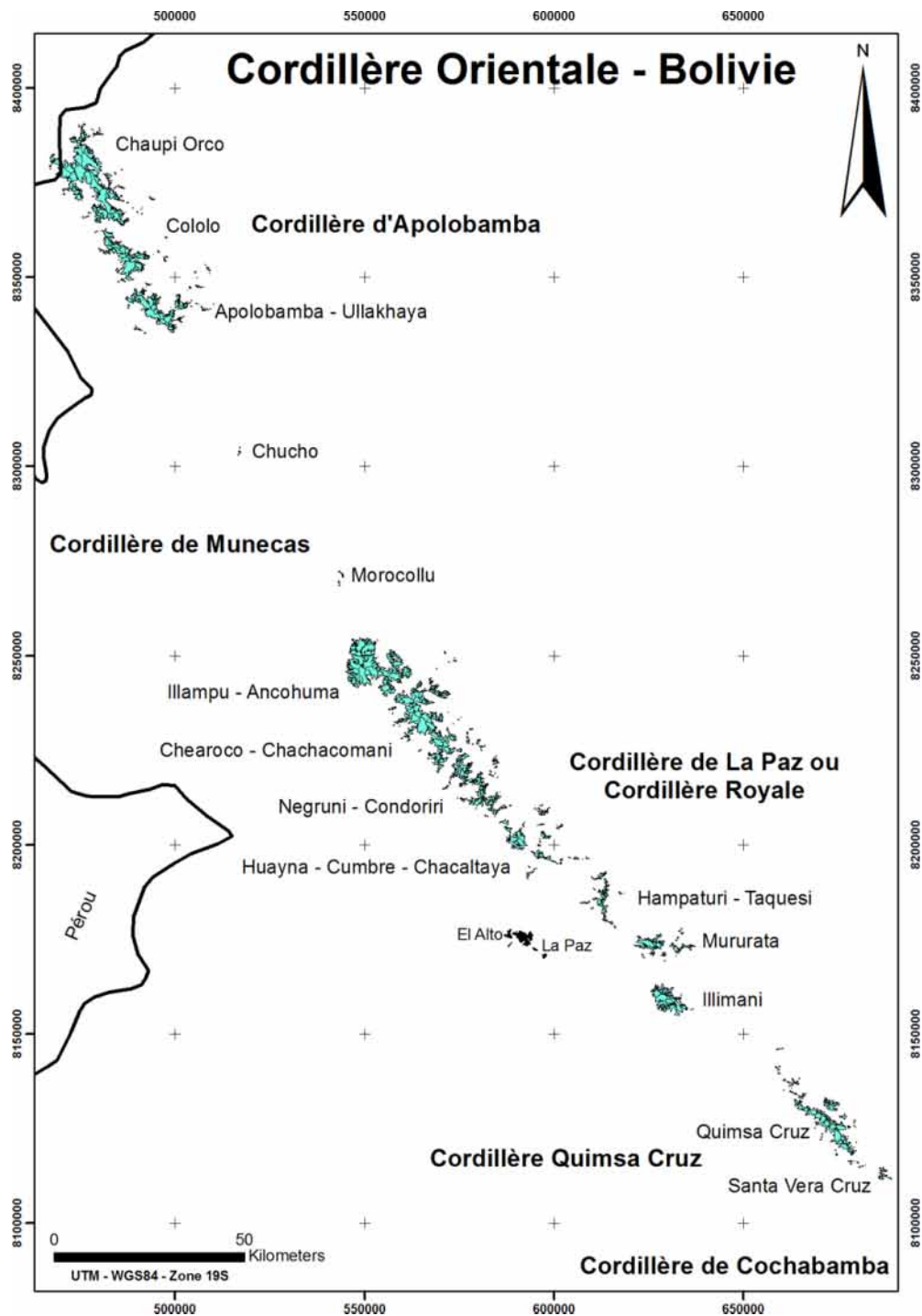


Figure 2.2 : Inventaire de Jordan sur la base des photographies aériennes de 1975. Digitalisation sur une plateforme DAO à partir des 16 cartes obtenus par Jordan [1991].

Cet inventaire a permis de déterminer les surfaces des glaciers à un moment donné. Grâce à lui, nous avons une vision globale de tous les glaciers de la Cordillère Orientale en Bolivie.

Néanmoins, pour notre étude des bilans de masse, ces données s'avèrent inutiles, premièrement parce que ces travaux n'ont pas généré de modèles numériques de terrain (MNT) sur les glaciers, et deuxièmement parce que l'erreur planimétrique et altimétrique de cette restitution est grande, parfois plus importante que la déglaciation elle-même observée au cours des dernières décennies. En revanche, nous utiliserons l'inventaire de Jordan pour évaluer la diminution des surfaces glaciaires entre 1975 et 2006 (cf. Chapitre 6).

Cet inventaire glaciologique sur a été digitalisé sur une plateforme DAO (Dessin Assister par Ordinateur) (**FIGURE 2.2**). La Cordillère Orientale rassemblait 1826 glaciers avec une surface égale à 591.6 km² en 1975. 80% de ces glaciers avaient une taille inférieure à 0,5 km²). La numérotation des glaciers de cet inventaire glaciologique est propre à chacune des régions suivant la nomenclature des 16 cartes élaborées (ex. région Illampu – Ancohuma).

2.2.2.2 Les travaux photogrammétriques de Javier Mendoza sur le glacier de Chacaltaya

Les premiers essais de restitution photogrammétrique multi-temporelle ont été menés à bien par Javier Mendoza (Ingénieur de l'IHH à la UMSA à La Paz – Bolivie) en 1997 à l'Université de Düsseldorf (Département de Géographie Physique) sous la direction de Ekkehard Jordan.

Les points de contrôle utilisés pour l'aérotriangulation dans les travaux de Javier Mendoza ont été les mêmes que ceux d'Ekkehard Jordan sur l'inventaire glaciologique. Ainsi, pour les mêmes contraintes de précision, il n'est pas possible d'envisager l'utilisation de ces résultats et de les comparer avec ceux issus des photographies aériennes de l'année 2006.

Ces travaux ont concerné principalement la restitution photogrammétrique du glacier de Chacaltaya, sur l'élaboration des MNT, ainsi que la digitalisation du contour du glacier. Ces restitutions ont été effectuées sur la base des vols photogrammétriques de 1963 et de 1983 [*Ramirez et al., 2001*].

Les résultats présentés par *Ramirez et al., [2001]* concernant le glacier de Chacaltaya montrent une réduction de la surface du glacier de 0.467 km² et une perte en volume

de -50.5 m éq.eau³ entre 1860 et 1998 (138 ans). Cependant, les volumes des années 1860 et 1940 ont été estimés de manière très indirecte par la relation volume/surface de [Bahr, 1997; Bahr et al., 1997] et très approximative à partir d'une photo aérienne oblique de 1940 et d'un relevé topographique au sol de la moraine présumée « 1860 ». La moraine externe du PAG n'a pas été datée in situ, et les auteurs l'ont attribué à l'année 1860 à partir des travaux en Cordillère Blanche du Pérou sur la base d'informations documentaires éparses [Ames et Francou, 1995] ; on sait à présent que la moraine externe du PAG date de la seconde moitié du 17^{ème} siècle [Rabatel, 2005], c'est-à-dire entre 1642 et 1700 AD. Les valeurs photogrammétriques obtenues sur le glacier de Chacaltaya, montrent une perte de 0.56 m éq.eau/an, entre 1963 et 1983 (FIGURE 2.3). Les variations de volume ont été complétées entre 1983 et 1998 à l'aide de données topographiques (mesure de la position des balises par théodolite à la fin de l'année hydrologique). La variation d'altitude des balises obtenue par théodolite (ou DGPS) ne correspond pas aux variations d'altitude du glacier, car elle ne tient pas compte de l'écoulement du glacier. Cependant, sur le glacier de Chacaltaya, la vitesse du glacier est inférieure à 1 m/an [Ramirez et al., 2001]. La variation de volume ainsi obtenue entre 1983 et 1998 est de -0.96 m éq.eau/an (FIGURE 2.3). Le glacier de Chacaltaya a perdu deux tiers de son volume et 40% de sa surface entre 1992 et 1998 ; le recul a été continu depuis au moins 1940 et il s'est accéléré au début des années 1980 [Ramirez et al., 2001] et ces auteurs ont supposé que ces variations d'altitude étaient similaires. Les résultats obtenus entre 1963-1983 et 1983-1998 seront comparés aux résultats de cette thèse. Cependant il faut noter que l'erreur sur les mesures photogrammétriques de Ramirez et al., [2001], est estimée à 10m et l'erreur des mesures topographiques est estimée à 1m. Les variations de volume obtenues entre 1963-1983 et 1983-1998, égales à -11.24 m éq.eau et -14.45 m éq.eau respectivement, sont donc entachées d'une grande imprécision.

Enfin, J. Mendoza avait procédé aussi à la restitution photogrammétrique de la partie frontale/terminale du glacier du Zongo entre 4900 m et 5200 m en se basant sur les photographies aériennes de 1948 et 1997. Ces résultats ont été exploités par Zangelmi [2002]. Malheureusement, ces travaux [Zangelmi, 2002] ne recouvrent qu'un

³ Les bilans de masse et les variations volumétriques d'un glacier sont généralement exprimés en mètres ou millimètres d'équivalent en eau. Un mètre équivalent en eau = épaisseur de neige ou de glace (m) x la densité. L'acronyme des unités utilisées dans ce travail seront : m éq.eau.

tiers de la surface totale du Zongo et ne peuvent pas être utilisés pour calculer des bilans de masse.

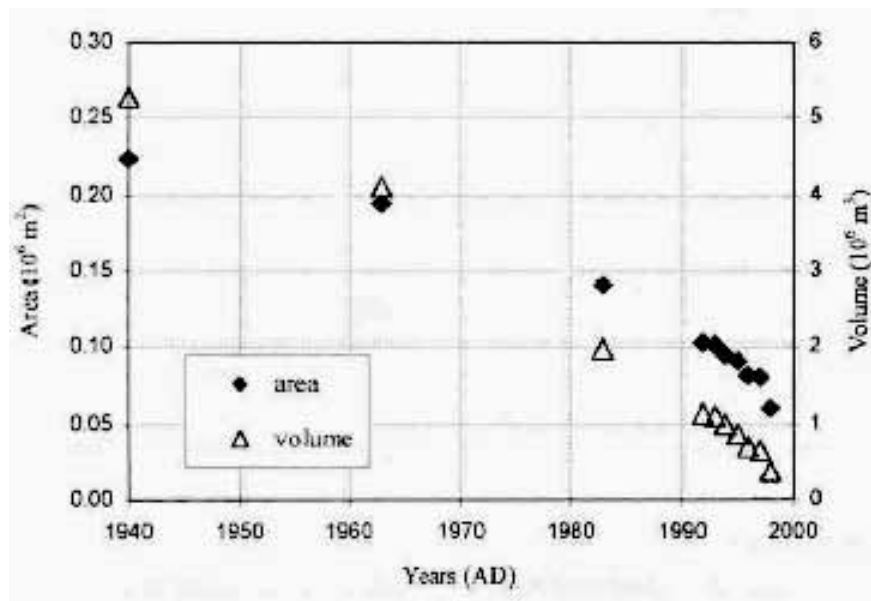


Figure 2.3: Variations des surfaces et des volumes de Chacaltaya, d'après Ramirez et al., [2001].

2.2.2.3 Les travaux photogrammétriques de Machaca [Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005; Rabatel et al., 2006]

Les derniers travaux glacio–photogrammétriques les plus récents en Bolivie ont été menés par Abraham Machaca (Ingénieur de l'Institut Géographique Militaire à La Paz - Bolivie) entre 2003 et 2004. Ces travaux concernent la restitution photogrammétrique de 5 glaciers du massif Charquini (Charquini Sud [S], Charquini Sud-est [SE], Charquini Nord-est [NE], Charquini Nord [N] et Charquini Ouest [NO]); de deux glaciers du massif du Huayna Potosi (Zongo [SE] et Huayna Potosi Ouest [O]); de deux glaciers situés dans le massif du Condoriri (Condoriri [S] et Tarija [SO] ; et de deux glaciers situés dans la vallée d'Ichu Khota (Jankhu Uyu [SE] et Wila Lluxita [SO]).

La restitution des glaciers du massif de Charquini a permis l'élaboration des MNT et la digitalisation des contours des glaciers. Ces restitutions ont été effectuées à partir des vols aériens réalisés sur la Cordillère Orientale en Bolivie par l'Institut Géographique Militaire (IGM-Bolivie) au cours des années 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997. La restitution des glaciers du massif du Huayna Potosi a permis l'élaboration d'un MNT sur le vol aérien de 1983 et la digitalisation des contours des glaciers à partir des vols de 1956 et 1983. La restitution des glaciers du massif du Condoriri a

permis l'élaboration d'un MNT et la digitalisation des contours des glaciers à partir du vol de 1983. La restitution des glaciers dans la vallée d'Ichu Khota a permis l'élaboration d'un MNT et la digitalisation des contours des glaciers à partir du vol de 1997 [**Rabatel, 2005**]. Ces restitutions ont été effectuées dans le système de référence UTM - WGS84 (Zone 19 Sud) et sur le Géoïde EGM96 [**A. Machaca, communication personnelle**], utilisant des nouveaux points de contrôle mesurés par un GPS Différentiel mono fréquence (L1 Promark 2 d'Ashtech Solutions) d'une précision décimétrique tant en planimétrie comme en altimétrie [**Rabatel et al., 2006**]. Les restitutions menées sur les glaciers du Charquini sont les seules à une échelle pluriannuelle (1956-63, 1963-75, 1975-83, 1983-97) qui concernent des variations volumétriques dans les Andes tropicales, avec le travail réalisé sur les glaciers du Cotopaxi en Equateur (photos de 1956, 1976 et 1997) qui ne concernent que les surfaces glaciaires et très partiellement les volumes sur certains de ces glaciers [**Jordan et al., 2005**].

Les données des glaciers du Charquini seront comparées aux résultats obtenus au cours de cette thèse (cf. Chapitre 6). A noter ici que le bilan de masse annuel reporté sur les glaciers [N] et [O] sur la période 1983-1997 est entre 4 et 6 fois moins négatif que celui des autres glaciers exposés différemment ([S], [SE] et [NE]). Les résultats obtenus sur les glaciers d'autres massifs disposent d'un seul MNT (soit 1983, soit 1997), en conséquence aucune variation de volume n'a pu être calculée [**Rabatel, 2005**].

Le retrait glaciaire depuis le M10 correspond à une diminution de surface de 37% (21% pour les grands glaciers [surface > 1 km² à M10] et 42% pour les petits glaciers [Surface < à 1 km² à M10]) [**Rabatel, 2005**].

2.2.2.4 Les travaux en télédétection appliqués à la glaciologie en Bolivie

Les travaux à partir de l'imagerie satellitaire en Bolivie sont peu nombreux. Il existe une seule publication [**Arnaud et al., 2001**], ainsi que quelques rapports de fin de stage [**Muller, 1998; Duploux, 1999; Florent, 2000; Pichegru, 2001; Zangelmi, 2002**].

Le travail de [**Florent, 2000**] a été consacré à l'identification de la ligne de neige du volcan Sajama sur des images IRS-2 SAR. Sept images sur une orbite ascendante acquises entre Aout 1998 et Juin 1999 ont été utilisées. Cependant ces travaux n'ont pas fait l'objet d'une validation approfondie. Toutefois ce travail reste la seule référence en Bolivie d'une étude glaciologique à partir d'un capteur actif. L'intérêt

principal des capteurs micro-ondes réside dans : 1° la non influence de la couverture nuageuse, 2° la possibilité de détermination du volume d'un manteau de neige saisonnier et 3° la possibilité de discrétisation entre la neige humide et la neige sèche [Fily et al., 1995].

Les travaux de [Arnaud et al., 2001] et de [Muller, 1998] sont focalisés sur le suivi de la fluctuation de la ligne de neige d'une zone localisée sur le volcan Sajama (18°06'S, 68°50'O, 6542m, Cordillère Occidentale) à partir des clichés aériens de 1963 et d'images Landsat prises entre 1972 et 1998. Ces études montrent une augmentation de l'altitude de la ligne de neige entre 1963 et 1998 sur le volcan Sajama. L'altitude maximale a été observée en 1997-98. En raison du fait que l'acquisition des images satellitaires ne coïncident pas souvent avec la fin de l'année hydrologique, une correction dans l'altitude de la ligne de névé doit être appliquée en fonction à la date considérée comme la fin de l'année hydrologique.

D'autres travaux de télédétection [Duploux, 1999; Pichegru, 2001; Zangelmi, 2002] ont permis de mesurer soit la variation de l'altitude de la ligne de névé, soit la variation du volume de la partie frontale/terminale du glacier Zongo. Les contours du front du glacier à différentes dates ont été mesurés avec différents capteurs Spot (1-2-4), Aster, et des photographies aériennes (1948). Cependant ces travaux ne peuvent pas être comparés aux résultats de cette thèse, car la précision est de l'ordre de 15 à 30 m (taille du capteur) et les MNT sont limités à des altitudes comprises entre 4900 à 5200 m d'altitude seulement. A plus haute altitude, les résultats obtenus par stéréocorrélation automatique (images satellitaires ou photographies aériennes) sont très mauvais puisque la précision est de l'ordre de quelque centaines de mètres [Pichegru, 2001].

2.3 LE DEVELOPPEMENT DES ETUDES GLACIOLOGIQUES EN BOLIVIE A PARTIR DE 1991

En Bolivie, le programme glaciologique NGT (Neiges et Glaciers Tropicaux) puis GREAT-ICE (Glaciers et Ressources en Eau des Andes Tropicales - Indicateurs Climatiques et Environnementaux), a commencé à partir de 1991, avec l'équipement de deux glaciers. Le glacier du Zongo [Francou et al., 1995b; Ribstein et al., 1995b] a été choisi comme représentatif des grands glaciers de la Cordillère Orientale et le glacier du Chacaltaya [Ramirez et al., 2001] comme représentatif des petits glaciers de la Cordillère Orientale. A partir de l'année 2002, le glacier du Charquini Sur

[Rabatel et al., 2006] a été incorporé dans le programme en raison de la disparition à venir du glacier de Chacaltaya **[Ramirez et al., 2001]**. Ces glaciers ont été choisis aussi en raison de leur intérêt tant au niveau scientifique (indicateurs climatiques, réponse aux phénomènes El Niño/ La Niña) qu'au niveau des ressources (ressources en eau potable et ressources énergétiques pour la ville de La Paz/El Alto). Les eaux de fonte du glacier du Zongo sont utilisées pour la production d'hydroélectricité par la compagnie privée COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique) qui soutient le projet, de même que les eaux de fonte des glaciers Chacaltaya et Charquini font partie des eaux captées l'alimentation en eau potable de la ville d'El Alto. Ce programme de recherche est aussi soutenu par quelques institutions boliviennes, l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie appartenant à l'Université Mayor de San Andrés, le Service National de Météorologie et d'Hydrologie.

Ces glaciers sont surveillés au pas de temps mensuel dans la zone d'ablation, grâce à leur relative accessibilité depuis La Paz (moins de 40km et une heure de route) et leur accessibilité tout au long de l'année quelle que soit la saison. En Bolivie, l'année hydrologique est fixée entre le début du mois de septembre et la fin du mois d'août (en raison du minimum significatif observé dans les débits) **[Ribstein et al., 1995b]** (en Equateur, l'année hydrologique est fixée entre janvier et décembre). Les bilans de masse sont mesurés par la méthode glaciologique sur les trois glaciers. En outre, les débits des torrents émissaires sont mesurés au front du glacier du Zongo, et plus récemment au front du glacier du Charquini Sur. Le glacier du Zongo a fait l'objet d'un suivi détaillé des processus météorologiques en surface à partir d'un bilan d'énergie entre 1997 et 2001 **[Wagon, 1999; Sicart, 2002]**. Sur ce glacier et sur celui de Chacaltaya, des prospections géophysiques à l'aide d'un GPR (Ground Penetrating Radar) ont permis de déterminer l'épaisseur du glacier **[Ramirez et al., 2001]**. Les principaux résultats obtenus sur ces glaciers sont présentés dans le paragraphe suivant.

2.3.1 La mesure du bilan de masse de surface par les méthodes glaciologique et hydrologique

La mesure du bilan de masse de surface d'un glacier consiste à établir « l'état de santé » du glacier en comparant les entrées et les sorties de masse au cours d'une période de temps donnée. Ainsi, l'estimation du bilan de masse a été établie sur

l'année hydrologique. Les méthodologies traditionnelles pour déterminer le bilan de masse d'un glacier sont la méthode glaciologique et la méthode hydrologique au pas de temps annuel, et la méthode cartographique par photogrammétrie (cf. Chapitre 4) au pas de temps pluriannuel [*Paterson, 1994*].

Afin de déterminer le bilan de masse d'un glacier par la méthode glaciologique, deux zones sont identifiées sur le glacier : la zone d'accumulation où le bilan de masse est positif et la zone d'ablation où le bilan de masse est négatif, la limite entre ces deux régions étant la ligne d'équilibre altitudinal (ELA en anglais) où le bilan de masse est nul. L'ablation du glacier est obtenue à l'aide des mesures d'émergence d'un réseau de balises (régulière dans le temps) et à la mesure des couches de neige déposées autour des balises (par une sonde de neige dédiée à cet effet). La différence d'émergence des balises est alors convertie en équivalent d'eau à partir de la densité de la glace (fixée à 900 kg m^{-3}), et de la neige (fixée à 400 kg m^{-3} [*Francou et al., 2004a*]). L'accumulation est obtenue à l'aide de puits/carottages de neige/glace dans la zone d'accumulation du glacier (effectués deux fois par an). L'objectif de ces puits/carottages est d'obtenir l'accumulation annuelle ou gain de masse (précipitations solides) du glacier. Pour déterminer l'accumulation du glacier en équivalent eau, la densité des couches de neige des puits/carottages doit être mesurée. Les valeurs de bilans de masse en zone d'ablation et en zone d'accumulation des différents sites sont moyennées et extrapolées (généralement de manière linéaire) par tranches d'altitude. Enfin, le bilan de masse net spécifique est obtenu par intégration de ces valeurs d'ablation et d'accumulation, pondérés par la surface de chaque tranche d'altitude.

La méthode hydrologique consiste principalement à estimer les bilans de masse à partir des précipitations solides/liquides et des débits du torrent émissaire du glacier. Afin d'estimer les précipitations, un réseau de pluviomètres (le plus dense possible) doit être maintenu à haute altitude pour être représentatif du haut du glacier. Le débit du torrent émissaire du glacier est obtenu avec une station automatique (limnigraphe), ou par deux relevés quotidiens du niveau du torrent. Ces mesures sont ensuite converties en débits grâce à une courbe de tarage définie (remesurer régulièrement). On applique un coefficient de ruissellement pour tenir compte des pertes des surfaces non englacées. La mesure de la sublimation/évaporation est beaucoup plus difficile à déterminer car elle dépend de paramètres météorologiques à la surface englacées et non englacées (humidité spécifique de l'air et vitesse du

vent). Elle peut être mesurée par des mesures directes à partir des lysimètres ou de façon indirecte par le bilan d'énergie de surface. Généralement, ce paramètre de la méthode hydrologique est négligé, car la sublimation est trop réduite en comparaison avec la fusion glaciaire [Sicart et al., 2007]. Cependant, nous verrons que ce paramètre reste important sous les tropiques (cf. Chapitre 5).

Une comparaison entre les résultats des méthodes glaciologique et hydrologique a été effectuée par [Francou et al., 1995b] et plus récemment par [Sicart et al., 2007]. Des différences entre les résultats des deux méthodes ont été soulignées d'abord par [Francou et al., 1995b], et confirmé par [Sicart et al., 2007]. Ces auteurs ont montré que le bilan de masse mesuré par la méthode hydrologique était plus déficitaire que le bilan de masse mesuré par la méthode glaciologique. Dans un premier temps, Francou et al., [1995b] avaient supposé que cette différence était due à la sublimation de la glace pendant la saison sèche, qui n'était pas pris en compte pour le calcul du bilan hydrologique. Cependant, cette hypothèse a été rejetée par [Sicart et al., 2007], qui a montré que la sublimation était trop petite pour pouvoir expliquer cet écart. Sicart et al., [2007] concluent que la différence entre le bilan hydrologique est d'environ de 0.6 m éq.eau/an inférieur au bilan glaciologique. Ces auteurs ont alors attribué cela à la sous-estimation des précipitations mesurées aux pluviomètres totalisateurs et au manque de mesures de précipitation à haute altitude. Cependant, la méthode glaciologique comme la méthode hydrologique ne peuvent pas estimer de façon précise le bilan de masse sur du glacier. En premier lieu, le bilan glaciologique en zone d'accumulation est calculé simplement avec 2 à 3 puits/carottages au Zongo. En deuxième lieu, les précipitations utilisées pour le calcul du bilan de masse par la méthode hydrologique sont mesurées au-dessous de 5200 m d'altitude, alors que le sommet se trouve à plus de 6000m d'altitude. De plus, la zone d'accumulation du glacier du Zongo correspond approximativement à 60% de la surface totale du glacier. Par conséquent, l'incertitude des deux méthodes est importante. Nous verrons, dans le chapitre 5, que nos mesures photogrammétriques permettent de calculer les bilans de masse d'une manière indépendante et de trancher la question. La seule méthode qui permet de calculer précisément les bilans de masse sur une période de temps de 5 à 20 ans et de contrôler les bilans glaciologiques est la méthode cartographique par photogrammétrie [Vincent, 2002; Bauder et al., 2007; Thibert et al., 2008] à condition de disposer de clichés aériens photogrammétriques de bonne qualité.

2.3.2 La variabilité saisonnière des bilans de masse

Les premiers travaux qui décrivent le régime hydrologique des glaciers des Andes tropicales en Bolivie sont ceux de **[Ribstein et al., 1995b]**. Ce travail présente l'une des principales particularités des glaciers tropicaux, celle d'avoir une période d'accumulation et de fonte coïncidant dans le temps pendant la saison des pluies. En plus, **[Ribstein et al., 1995b]** ont observé que la précipitation présente une saisonnalité très marquée avec 80% des pluies tombant entre octobre et mars sur le glacier du Zongo (90% des précipitations tombent entre octobre et avril, et 50% entre décembre et février sur le glacier de Chacaltaya **[Francou et al., 2003]**). La température quant à elle ne présente pas une saisonnalité aussi marquée à haute altitude **[Ribstein et al., 1995b]**. Des comparaisons entre les précipitations et les débits montrent aussi l'aspect régulateur du glacier, à la différence des bassins versants à caractère pluvial où les débits les plus importants sont associés aux fortes précipitations. Au niveau mensuel, les données de précipitations et de débit présentent un faible coefficient de corrélation $r=0,3$ ($n=24$) **[Ribstein et al., 1995b]**. La **FIGURE 2.4** détaille la variabilité saisonnière des températures et des précipitations au pas de temps mensuel (années hydrologiques 1991-92 et 1992-93) (**FIGURE 2.4**). Sur le bassin versant du Zongo, on n'observe pas un gradient marqué des précipitations entre un pluviomètre situé à 4750m (P_{4750} , à 1 km du front du glacier du Zongo) et un autre à 3490m ($P_{Botijlaca}$, à 2 km du front du glacier du Zongo), ainsi qu'avec les carottages de la zone d'accumulation à 5500 et 5800m **[Ribstein et al., 1995b; Sicart et al., 2007]**. Par contre, une précipitation plus importante de 20% a été déterminée aux alentours du glacier (entre 4900 et 5200m) par rapport à 4750m (P_{4750}) **[Francou et al., 1995b; Ribstein et al., 1995b]**. Des études récentes, montrent des précipitations plus importantes de 29% sur le glacier par rapport au pluviomètre (P_{4750}) **[Sicart et al., 2007]**. Cependant, suite à une comparaison entre un pluviomètre T-200B (GEONOR, inc.) et un pluviomètre classique (P_{4750}), une différence de 35% (sous-estimation de P_{4750} par rapport au P_{T200B} , car les précipitations solides sont mal captées par P_{4750}) a été observée **[Lejeune et al., 2007a]**. En plus, le gradient de température a été estimé à $0,74^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ **[Ribstein et al., 1995b]**, entre la station d'El Alto et la station à 4750m (Mevis).

Pendant la dernière décennie, les bilans de masse sont très négatifs : les grands glaciers comme le Zongo ont perdu entre 3 à 5 m éq.eau, et les petits glaciers

comme Chacaltaya ont perdu environ 13 m éq.eau, soit entre 3 à 5 fois plus élevés qu’au cours des décennies précédentes [Francou et al., 2005]. De plus, sur le glacier de Chacaltaya, il a été montré que 95% de la variance du bilan de masse annuelle est expliquée par l’été austral, et que 78% de la variance totale du bilan de masse annuelle peut être expliquée simplement par trois mois de l’année hydrologique (décembre-janvier-février) [Francou et al., 2003].

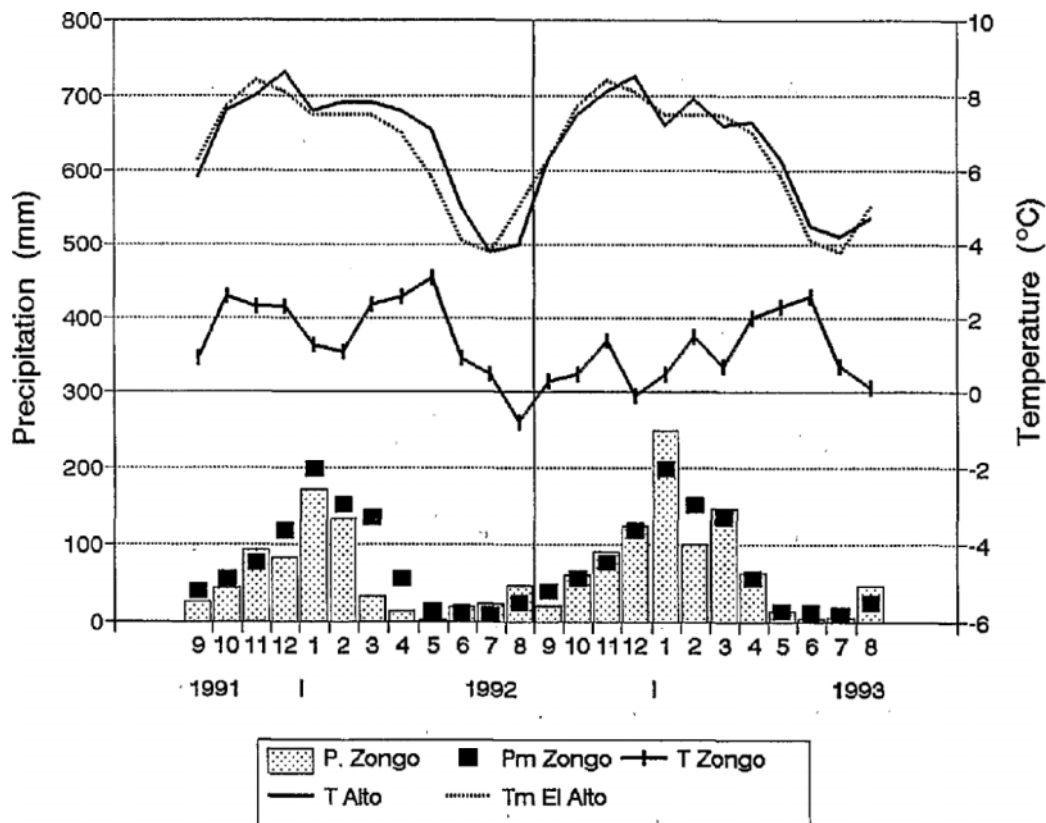


Figure 2.4 : Température (T Zongo) et précipitation (P Zongo) mensuelles de 1991 à 1993 de la station du glacier du Zongo, comparées aux moyennes des stations d'El Alto et du Zongo de la période de 1973 à 1993 (T Alto, Pm Zongo et Tm El Alto). D'après [Ribstein et al., 1995b].

Enfin, on a pu distinguer un comportement inverse entre le fonctionnement d'un bassin versant à faible taux d'englacement (régime nivo-pluvial) et celui d'un bassin versant à fort taux d'englacement (régime glaciaire) en particulier lors des événements ENSO [Ribstein et al., 1999]. Pendant un événement El Niño (La Niña), un bassin versant à fort taux d'englacement produit de forts débits (faibles débits), alors qu'un bassin versant à faible taux d'englacement produit de faibles débits (forts débits). Les glaciers boliviens jouent donc un rôle régulateur en réponse aux précipitations plus faibles au cours d'un événement El Niño.

2.3.3 Le bilan d'énergie sur le glacier du Zongo

Les travaux de P. Wagnon [*Wagnon, 1999; Wagnon et al., 1999a; Wagnon et al., 1999b; Wagnon et al., 2001*] et de J.E. Sicart [*Sicart, 2002; Sicart et al., 2003; Sicart et al., 2005*] concernent l'étude des processus physiques de l'ablation (fusion et sublimation) au moyen d'études détaillées du bilan d'énergie de surface sur le glacier du Zongo à 5150-5050m d'altitude. Les études du bilan d'énergie sont adaptées pour identifier et quantifier les flux contrôlant l'ablation à la surface d'un glacier [*Vuille et al., 2008*]. Les résultats de [*Wagnon et al., 1999a*] peuvent être résumés ainsi : 1°) le rayonnement nette toutes longueurs d'onde est la source principale d'énergie à la surface du glacier (peu de variations entre les saisons), 2°) le flux turbulent de chaleur latente est négatif tout au long de l'année (sublimation), plus important en saison sèche qu'en saison humide, 3°) le flux turbulent de chaleur sensible est positif tout au long de l'année, cependant il est réduit par rapport aux autres flux, et 4°) le flux de chaleur par conduction dans la neige/glace est nulle à l'échelle de l'année pour un glacier tempéré. Les facteurs « clés » contrôlant l'ablation à la surface du glacier sont : l'albédo, contrôlant le rayonnement de courtes longueurs d'onde absorbé à la surface, et l'humidité, laquelle est responsable du partage entre la sublimation et la fusion [*Wagnon et al., 1999a*]. L'humidité et surtout la nébulosité influent aussi sur le rayonnement de grands longueurs d'onde émis vers l'atmosphère (plus élevé en saison sèche, ce qui refroidit le glacier). Enfin, *Wagnon et al., [1999b]* concluent que les flux négatifs de chaleur latente sont fortement responsables de la saisonnalité des débits de fusion sur les glaciers tropicaux externes ; ils consomment une grande part de l'énergie qui, dans les conditions inverses (peu de vents, air humide proche de la saturation), iraient à la fusion. Les résultats de [*Sicart et al., 2005*] apportent des compléments importants : 1°) le rayonnement de grandes longueurs d'onde est aussi un facteur clé du bilan d'énergie des glaciers tropicaux, 2°) ce rayonnement de grandes longueurs d'onde est liée à la couverture nuageuse et à l'humidité de l'air , 3°) La saisonnalité de l'ablation est précisée : a) pendant le début de la saison humide (septembre à janvier), la quantité d'énergie disponible pour la fonte est élevée en raison de la faible couverture nuageuse et des précipitations sporadiques ; b) pendant le cœur de la saison humide (janvier à avril), le rayonnement de grandes longueurs d'onde est important en raison de l'émission des nuages convectifs et permet de maintenir un débit hydrologique

notable, malgré le fort albédo et le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde réduit ; la fusion est néanmoins réduite par rapport à l'entrée de la saison humide ; c) enfin pendant la saison sèche (mai à août), la quantité d'énergie disponible pour la fonte est réduite en raison du déficit de rayonnement de grandes longueurs d'onde (le déficit est maximum pendant des journées sans nuages) mais aussi de la perte d'énergie par sublimation (atmosphère sèche et ventée).

En conditions El Niño, l'accumulation de neige sur le glacier est réduite (déficit des précipitations et peut-être des événements pluvieux sur le glacier au cours des jours les plus chauds) : le manteau neigeux recouvrant le glacier est donc plus fin, voire sporadique, permettant un albédo de faible valeur dans toute la partie basse du glacier, ce qui accentue la fusion [Wagnon et al., 2001]. La surface nue du glacier (en glace) est directement exposée sur une longue période du temps et jusqu'à 5300 m au rayonnement solaire, permettant une importante absorption de l'énergie transmise par le rayonnement de courtes longueurs d'onde. Par ailleurs, l'arrivée tardive de la saison des pluies lors d'un événement El Niño induit un déficit dans l'accumulation de neige dans la zone haute de glacier. [Sicart et al., 2003].

Comme l'albédo varie énormément sur de petites distances autour de la ligne d'équilibre la généralisation des conditions de fusion obtenues par un bilan d'énergie mesuré dans la partie basse du glacier à l'ensemble de la zone d'ablation, peut être erronée [Sicart et al., 2005].

2.4 LA MODÉLISATION DE L'ABLATION GLACIAIRE

Les modèles sont nécessaires pour relier le climat au bilan de masse. Afin de modéliser la fusion de la neige et/ou de la glace, deux principaux types de modèles peuvent être utilisés : 1° Les modèles « degré-jour » et 2° les modèles de bilan d'énergie [Obled et Rosse, 1975; Hock, 2003], destinés à simuler les bilans de masse de surface [Greuell et Genthon, 2003]. En Bolivie un modèle du type degré-jour a été développé par [Ribstein et al., 1995a; Rigaudière et al., 1995] (cf 2.4.1.1). Par ailleurs, des simulations à partir de modèles physiques plus complets du type « bilan d'énergie » ont été réalisées par [Wagnon, 1999; Sicart, 2002] ; ces modèles n'ont été appliqués que sur le glacier du Zongo. Dans les lignes qui suivent, je présenterai les principaux résultats de ces travaux. Un inventaire détaillé des différents types de modèles existants ainsi que leurs paramétrisations, respectives a été réalisé par [Greuell et Genthon, 2003]. Les modèles appliqués tant par [Ribstein et al., 1995a;

Rigaudière et al., 1995] que par *[Wagnon, 1999]* ont été déjà analysés et critiqués dans le détail par *[Sicart, 2002]*.

2.4.1 Modèles statistiques (style degré – jour)

2.4.1.1 Le modèle de « Rigaudière » in *[Ribstein et al., 1995a; Rigaudière et al., 1995]*

Le premier essai d'une modélisation glaciaire en Bolivie a été effectué par *[Ribstein et al., 1995a; Rigaudière et al., 1995]*. L'objectif principal de ce travail a été d'obtenir les débits hydrologiques du glacier du Zongo (au pas de temps journalier), à partir des variables météorologiques (température, humidité, radiation nette, précipitation et vitesse du vent) mesurés à proximité de la ligne d'équilibre, vers 5150 m. Ce modèle est basé sur la mesure de quelques paramètres du bilan d'énergie de manière ponctuelle et extrapolés à différents secteurs (8 secteurs au total) sur la partie englacée du bassin versant du Zongo ; les apports de la moraine sont corrigés par un coefficient de ruissellement.

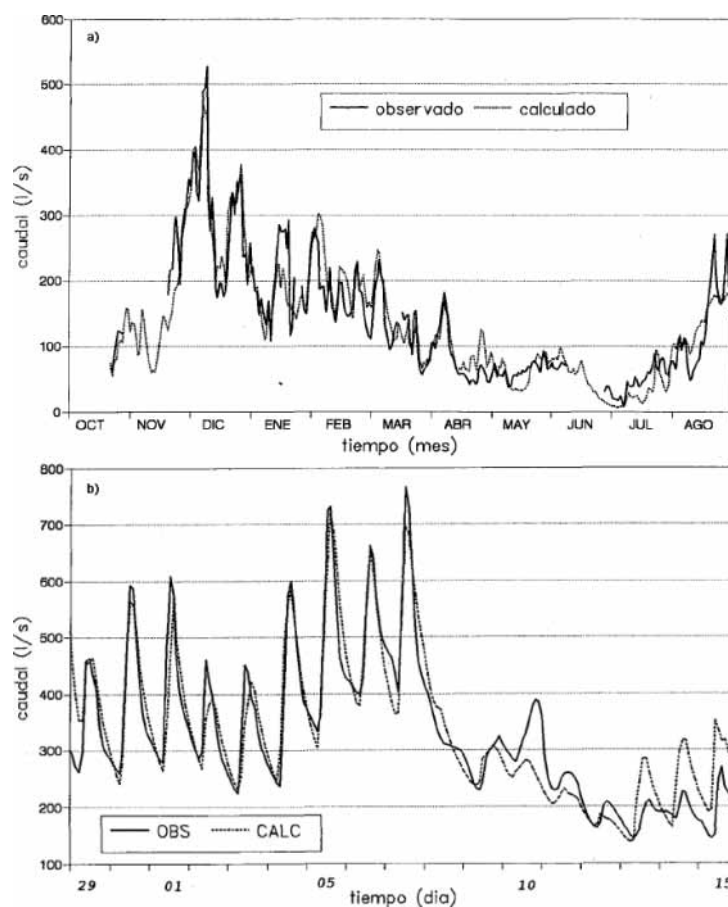


Figure 2.5: Débits calculés (CALC) et mesurés (OBS), a) avec un pas de temps journalière, entre octobre 1993 et aout 1994, et b) au pas du temps horaire entre novembre et décembre 1993. D'après *[Ribstein et al., 1995a]*

Après une calibration automatique des différents paramètres de tous les secteurs (21 paramètres au total, dont 6 termes correctifs des flux d'énergie, et un terme réduisant la vitesse de décroissance de l'albédo en saison sèche [*Sicart, 2002*]), le modèle parvient à expliquer 87% (**FIGURE 2.5**) de la variance des débits journaliers (en effet, le calcul est effectué soit sur 6 h soit sur 2 h) pendant l'année hydrologique 1993-94 (excluant le mois de septembre, qui n'est pas pris en compte) [*Ribstein et al., 1995a*]. Bien que ce type de modèle n'intègre pas les processus physiques précisément, il reproduit remarquablement bien les débits hydrologiques. Cependant, le modèle apporte peu de connaissance sur les causes de la saisonnalité du débit, car il est paramétré sans lien direct avec les processus physiques [*Sicart, 2002*].

2.4.2 Modèles physiques de bilan d'énergie

2.4.2.1 Le modèle CROCUS d'après [*Wagnon, 1999*]

Crocus est un modèle physique de bilan d'énergie unidimensionnel de l'évolution et du métamorphisme du manteau neigeux à partir d'un état initial connu et de variables météorologiques mesurés en surface. Crocus a été conçu sur un climat tempéré (site alpin du col de Porte) pour la prévision du risque d'avalanches (utilisé opérationnellement depuis 1992, couplé au modèle expert MEPRa) par le Centre d'Etude de la Neige de Grenoble (Météo-France) [*Brun et al., 1989; Brun et al., 1992*]. La paramétrisation du bilan d'énergie [*Brun et al., 1989*], ainsi que le métamorphisme du manteau neigeux [*Brun et al., 1992*], ont été amplement décrits tant sur le glacier du Zongo que sur le glacier du Saint-Sorlin respectivement par [*Wagnon, 1999; Gerbaux, 2005*]. Nous ne les décrivons pas ici.

L'objectif initial de la modélisation sur le glacier du Zongo employant le modèle Crocus était d'étendre les résultats du bilan d'énergie (mesure ponctuelle) obtenus à 5150m par *Wagnon, [1999]* à l'ensemble du glacier. Grâce au couplage de Crocus avec un modèle hydrologique, il aurait été possible de reconstituer les débits du bassin versant (objectif principal), et ainsi d'estimer l'évolution du glacier comme une ressource en eau potentielle dans le futur, en fonction des différents scénarios climatiques (ex. GIEC) [*Wagnon, 1999*].

Les résultats de la modélisation du Zongo, ont été décevants [*Wagnon, 1999*], tant sur l'albédo, la radiation nette que sur les flux de chaleur latente et sensible respectivement. Néanmoins, dans cette étude, le modèle Crocus (initialement développé pour la simulation d'un manteau neigeux en milieu alpin) n'a pas été

adapté aux conditions du Zongo [Wagnon, 1999]. Cette étude a été reprise récemment, dans un travail de thèse en cours, par Yves Lejeune (Météo-France, Grenoble).

2.4.2.2 *Le modèle de R. Hock in [Sicart, 2002]*

Le modèle de [Hock, 1998] calcule la variation interannuelle du bilan de masse et simule le débit hydrologique. Ce modèle a été développé sur le Storglaciären en Suède [Hock, 1999]. Le modèle calcule dans une première étape le bilan d'énergie à partir d'une station météorologique située en zone d'ablation. Ensuite chaque flux d'énergie est extrapolé à chaque maille du glacier à partir d'un MNT du bassin versant. L'écoulement de fonte est simulé avec un modèle linéaire de trois réservoirs représentant la fonte de la glace, de la neige et du névé. Le débit du torrent émissaire est finalement simulé en tenant compte des précipitations et de la fonte glaciaire. Néanmoins, dans ce modèle, le flux de conduction de chaleur sous la surface et les processus de percolation, et regel de l'eau de fonte dans le manteau neigeux ne sont pas représentés [Sicart, 2002].

Une partie des travaux de Sicart, [2002] a été dédiée à la modélisation du glacier du Zongo à partir du modèle de [Hock, 1998]. Les variables météorologiques d'entrée du modèle (température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnements incidents solaire et infrarouge) correspondent aux mesures d'une station automatique à 5050 m. Après modification des paramétrisations, le débit a été simulé sur deux périodes de l'année, la première entre novembre et février (saison des pluies), et la deuxième entre février et juillet (saison sèche). Ces simulations ont été comparées au débit mesuré par un limnigraphe à proximité du front du glacier à (4830 m).

D'après Sicart [2002], le modèle de Hock est fiable en saison des pluies car la surface du Zongo est généralement proche des conditions de fusion (semblable aux conditions d'été sur les glaciers alpins), mais pas en saison sèche, car la température présente une périodicité journalière marquée, en raison d'un fort refroidissement nocturne du glacier. Malgré ces limites, l'application du modèle a permis à Sicart [2002] de mieux identifier les causes de variations de la fonte.

2.5 CONCLUSIONS DU CHAPITRE

Pendant les quinze dernières années, les recherches climato/glaciologiques en Bolivie, ont été nombreuses. Ces recherches ont été effectuées sur différentes

périodes/échelles de temps (reconstruction des événements glaciaires au cours du PAG d'une dizaine des glaciers, et modélisation semi-horaire des processus physiques d'ablation sur le glacier du Zongo).

Les seuls travaux qui concernent les fluctuations de bilans de masse glaciaires au cours des 50 dernières années en Bolivie sont ceux de **Rabatel [2005]** et **Ramirez et al., [2001]**.

Ces travaux ont été effectués sur des glaciers de taille réduite (les glaciers du Charquini et le glacier du Chacaltaya), avec une grande incertitude.

Ainsi, la connaissance des fluctuations des glaciers en Bolivie au cours des dernières décennies ne s'appuie que sur la mesure des fronts ou variations de surface de 7 glaciers (le Zongo, Chacaltaya et les 5 glaciers du Charquini). En conséquence, les fluctuations des bilans de masse glaciaires au cours des 50 dernières années en Cordillère Royale sont quasiment inconnues.

3 CHAPITRE : Aire d'étude et matériel utilisé

3	CHAPITRE : Aire d'étude et matériel utilisé	44
3.1	<i>LA CORDILLERE ORIENTALE</i>	45
3.2	<i>LA REGION DE L'ETUDE</i>	46
3.2.1	Pourquoi ce choix ? Les enjeux économiques des glaciers choisis	49
3.2.2	Au nord, la région Negruni – Condoriri	50
3.2.3	Au sud, la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya	52
3.2.4	Comparaison entre les régions étudiées	54
3.3	<i>LES 21 GLACIERS DE L'ETUDE</i>	55
3.3.1	Les critères de sélection des glaciers	55
3.3.2	Caractéristiques générales des glaciers choisis	57
3.4	<i>LA PHOTOGRAMMETRIE AERIENNE POUR L'ETUDE DES BILANS DE MASSE</i>	60
3.5	<i>LA BASE DE DONNEES PHOTOGRAPHIQUES DISPONIBLES A L'IGM EN BOLIVIE</i>	61
3.5.1	Le vol du 20 mai 1956 à 11h45	64
3.5.2	Le vol du 21 Juin 1963 à 10h15	64
3.5.3	Le vol du 23 Juillet 1975 à 11h00	65
3.5.4	Le vol du 20 Juin 1983 à 16h15	66
3.5.5	Le vol du 20 d'Avril 1997 à 09h30	67
3.5.6	Le vol des 12 et 13 Juillet 2006 à 13h15 et 12h00	67
3.5.7	Résumé des photographies disponibles	68
3.6	<i>CONCLUSION DU CHAPITRE</i>	70

Ce chapitre est consacré à la présentation de l'aire d'étude et au matériel photographique disponible utilisé dans cette thèse. Dans un premier temps, nous abordons l'aspect géographique général de la Cordillère Orientale en Bolivie. Dans un second temps, nous présentons les régions d'intérêt de cette étude ainsi que les critères et les enjeux économiques des glaciers pour la ville de La Paz. Dans la troisième partie, nous décrivons les critères de sélection des 21 glaciers étudiés, et leurs principales caractéristiques géographiques et géomorphologiques. La quatrième partie fait la mise au point sur le choix de la photogrammétrie aérienne pour l'étude des bilans de masse. Dans la cinquième partie de ce chapitre nous abordons les données photographiques disponibles en Bolivie.

3.1 LA CORDILLERE ORIENTALE

La Cordillère des Andes pénètre le territoire bolivien dans le nœud de Vilcanota ou nœud d'Apolobamba, partie nord-est frontalière avec le Pérou, suivant deux chaînes montagneuses presque parallèles nommées, la Cordillère Occidentale pour laquelle les seuls travaux glaciologiques menés sur les glaciers de cette Cordillère, volcan du Sajama, sont ceux de [Muller, 1998; Florent, 2000; Arnaud et al., 2001], lesquels ont trait à la position de la ligne de névé (cf. Chapitre 2), et le travail de [Thompson et al., 1998] concernant l'histoire climatique d'il y a 25.000 ans à partir d'un carottage de glace profond au sommet du volcan. L'autre chaîne est la Cordillère Orientale.

La Cordillère Orientale est une construction hercynienne marine paléozoïque (Ordovicien – Permien) formée par un important métamorphisme de contact cénozoïque, traversé par un batholite composé principalement de roches de type granite, granodiorite et diorite.

Cette Cordillère a une longueur approximative de 1100 km et une largeur variable entre 150 et 400 km en territoire bolivien. Cette cordillère est divisée en deux grands secteurs : 1. La Cordillère Royale qui suit un azimuth nord-ouest /sud-est et 2. La Cordillère Centrale ou méridionale qui suit un azimuth nord/sud [Montes de Oca, 1992]. Sur la cordillère méridionale, il n'existe plus de glaciers, seule la Cordillère Royale comporte des glaciers.

La Cordillère Royale est subdivisée en cinq grands secteurs (**FIGURE 2.2**), qui sont du nord au sud :

- La Cordillère d'Apolobamba comprenant les régions de *Chaupi Orco, Cololo et Apolobamba – Ullakhaya*,
- La Cordillère des Muñecas comprenant les régions de *Chucho et Morocollu*,
- La Cordillère de La Paz ou Royale comprenant les régions de *l'Illampu - Ancohuma, Chearoco – Chachacomani, Negruni – Condoriri, Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya, Hampaturi – Taquesi, Mururata et Illimani*,
- La Cordillère de Quimsa Cruz ou Tres Cruces comprenant les régions de *Quimsa Cruz et Santa Vera Cruz*, et
- La Cordillère de Cochabamba

De nos jours, seules les Cordillères d'Apolobamba, de La Paz ou Royale et de Quimsa Cruz présentent encore des glaciers (**FIGURE 2.2**). La Cordillère d'Apolobamba comprend les glaciers les plus vastes du territoire bolivien, certains

glaciers peuvent atteindre quelques kilomètres-carrés de surface (~ 4 ou 5 km²), et l'altitude des sommets environ 6000 m. La Cordillère de La Paz comprend les sommets les plus importants de la Cordillère Orientale (6427 m à l'Ancohumá, 6485 m à l'Illampu, 6127 m au Chearoco, 6362 à l'Illimani et 6088m au Huayna PotosiPotosi, etc). Les glaciers les plus importants de cette Cordillère se trouvent au Nord (régions de l'Illampu – Ancohumá et Chearoco – Chachacomani). La Cordillère de Quimsa Cruz a une altitude plus basse et comprend les glaciers les plus réduits de la Cordillère Orientale de Bolivie. Ces trois Cordillères concentrent 1826 glaciers avec 591.6 km² de surface englacées d'après l'inventaire glaciologique de 1975 de **[Jordan, 1991]**. L'extension actuelle des glaciers sur ces cordillères est inconnue, cependant certaines études ont attribué une perte de 30% des surfaces englacées **[Francou et Vincent, 2007]**, au cours des 30 dernières années, en accord avec des travaux récents entrepris sur divers massifs des Andes Centrales dont le volcan Cotopaxi en Equateur **[Jordan et al., 2005]**. En plus, 80% des glaciers sur cette cordillère ont une surface inférieure à 0,5 km² **[Jordan, 1991]**.

La Cordillère de La Paz, aussi connue comme Cordillère Royale au sens strict (nous allons utiliser ce nom pour désigner cette cordillère) présente une extension approximative de 180 km avec un azimuth nord-ouest/sud-est qui marque la limite entre l'Altiplano à l'ouest avec une altitude moyenne de 4000m et le bassin amazonien situé vers l'est avec une altitude inférieure à 2000 m. En raison des flux humides venant d'Amazonie, un effet d'abri très marqué existe, avec un contraste pluviométrique entre le versant Amazonien (1000 mm à plus de 2000 mm d'eau précipitée) et le versant Altiplano (moins de 800 mm **[Montes de Oca, 1992]**). Nos travaux seront consacrés à la partie centrale de cette cordillère, régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya.

3.2 LA REGION DE L'ETUDE

La région d'étude se trouve au centre de la Cordillère Royale en Bolivie. Les massifs Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya concentrent au total 376 glaciers avec une surface d'englacement d'environ 64,9 km² (données obtenues à partir de la digitalisation des cartes venant des travaux effectués par **[Jordan, 1991]**).

Pour mieux comprendre les caractéristiques géographiques de ces glaciers, nous avons effectué une hiérarchisation par région en fonction :

De la taille :

- Glaciers grands – GG (surface > 1 km²) (ex. glacier du Zongo)
- Glaciers moyens – GM (surface entre 1 km² et 0.5 km²)
- Glaciers petits – GP (surface entre 0.5 km² et 0.1 km²) (ex. glacier Charquini Sud)
- Glaciers résiduels – GR (surface < 0.1 km²) (ex. glacier Chacaltaya)

Des orientations principales des glaciers par rapport à l'ensoleillement sont :

- Nord – N (entre 337.5° et 22.5°)
- Nord Est – NE (entre 22.5° et 67.5°)
- Est – E (entre 67.5° et 112.5°)
- Sud Est – SE (entre 112.5° et 157.5°)
- Sud – S (entre 157.5° et 202.5°)
- Sud Ouest – SW (entre 202.5° et 247.5°)
- Ouest – W (entre 247.5° et 292.5°)
- Nord Ouest – NW (entre 292.5° et 337.5°)

(L'origine de l'azimut est le Nord géographique)

De la répartition spatiale des précipitations contrôlées géographiquement par l'effet d'abri croissant vers le SO :

- Bassins versants amazoniens
- Bassins versants altiplaniques

Cette classification a été effectuée en utilisant les cartes digitalisées des travaux de Jordan à partir des photographies aériennes de 1975 [**Jordan, 1991**]. Tous les pourcentages sont rapportés à la surface totale de chaque région considérée.

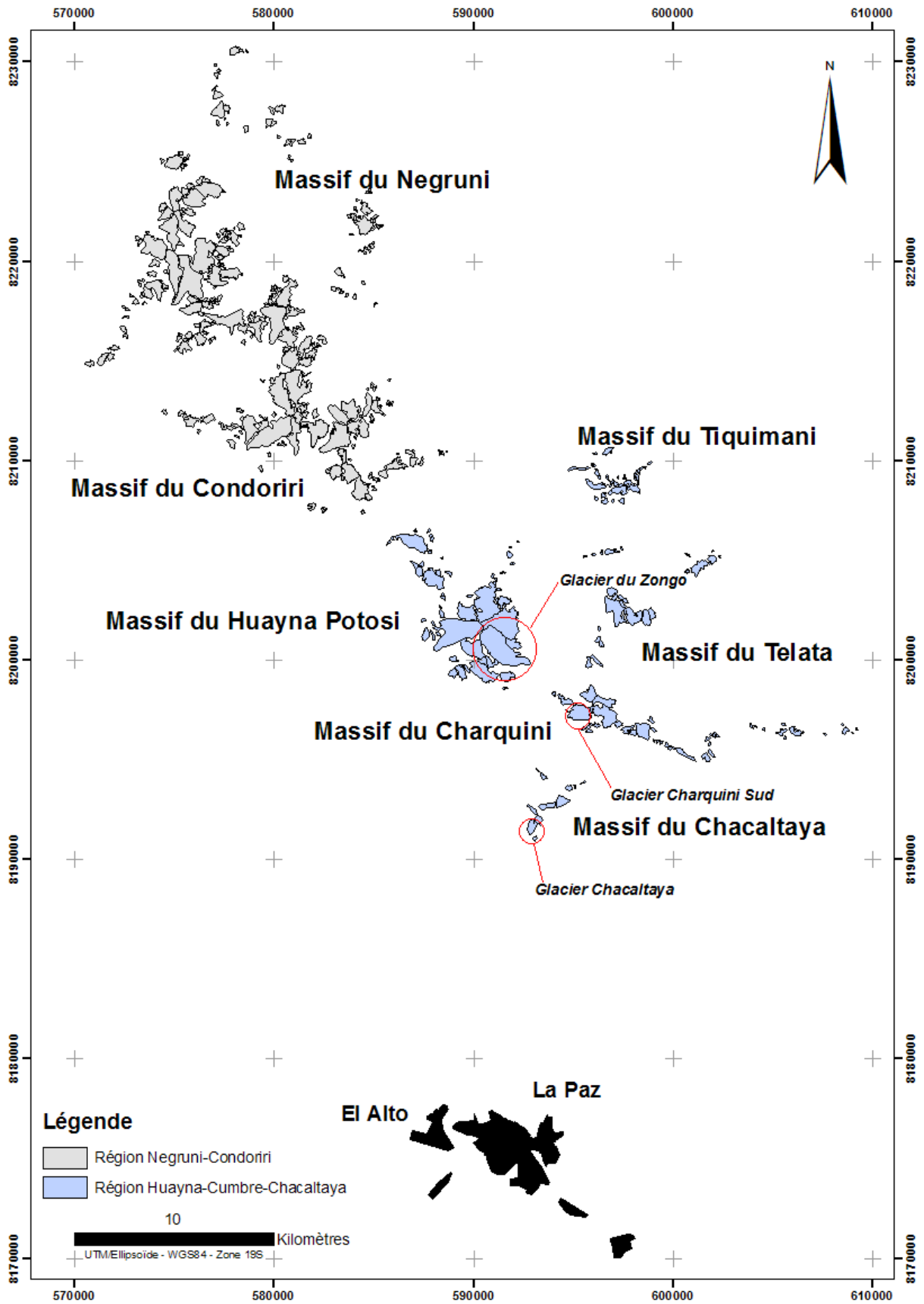


Figure 3.1: Les régions étudiées dans cette thèse. Carte digitalisée sur une plateforme DAO à partir des travaux effectués par [Jordan, 1991].

3.2.1 Pourquoi ce choix ? Les enjeux économiques des glaciers choisis

Nous avons choisi les régions Condoriri – Negruni et Huayna Potosi– Cumbre – Chalataya en fonction de différents critères. Le premier et principal critère est l'importance des glaciers de ces régions comme ressources en eau potable et comme ressources énergétiques pour les villes de La Paz et d'El Alto. En 2005 la population des villes de La Paz et El Alto a été estimée à 1 768 342 habitants, la projection pour 2020 est de 2 292 000 (croissance de 29% par rapport à 2005). 2 580 000 sont projetés pour 2030 (croissance de 46% par rapport à 2005), d'après l'Institut National de Statistique – (INE – Bolivie). La ville d'El Alto et la partie nord de la ville de La Paz sont alimentées en eau potable par les bassins altiplaniques de ces deux régions. En outre, ces villes sont alimentées en électricité en grande partie grâce au réseau hydroélectrique de la COBBE (Compagnie Bolivienne d'Énergie Électrique) le long de la vallée du Zongo (région Huayna PotosiPotosi – Cumbre – Chacaltaya) [*Caballero, 2001*]. La puissance totale en énergie de la COBBE sur la vallée du Zongo a atteint 174,6 MW en 1998, et il a été prévu de doubler cette puissance dans les années à venir (350 MW) [*Franont, 2002*].

Le deuxième critère de choix est la disponibilité de longues séries de données hydrométéorologiques pour mettre en relation les débits avec les températures, les précipitations et les bilans de masse glaciaires. En effet, sur la Cordillère Royale en général il existe très peu d'information hydrométéorologique, les seules données disponibles sont celles collectées par la COBBE dans la vallée du glacier du Zongo depuis les années 1970 (débits et précipitations), ou depuis 1980 (précipitations et températures, données très dispersés dans le temps). Il existe aussi des données de précipitations et de températures, collectées par l'AASANA à l'aéroport de la ville d'El Alto (Administration des Aéroports et des Services Auxiliaires à la Navigation Aérienne) entre les années 1950 et aujourd'hui, et enfin les données de précipitations et de températures de l'Observatoire San Calixto à La Paz (Observatoire Sismique et Tectonique) depuis 1891 [*Gioda et al., 2004*].

Le troisième critère de choix concerne les glaciers étudiés par l'unité de recherche GREAT ICE de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) : étant donné que GREAT ICE a implanté un réseau assez important, en 1991, de mesures glaciologiques, hydrologiques et météorologiques, sur quelques bassins versants, cette région reste prioritaire pour ce programme. Enfin, les glaciers compris dans les

régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya sont représentatifs des glaciers existants sur la Cordillère Royale en Bolivie. En effet, ils couvrent à peu près toutes les tailles, orientations et situations géographiques par rapport aux répartitions des précipitations. De plus, ils n'ont pas de couches morainiques de surface.

3.2.2 Au nord, la région Negruni – Condoriri

La région Negruni – Condoriri se trouve au nord-ouest de la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya, à environ 30 km à vol d'oiseau des villes de La Paz et El Alto. Cette région concentre au total près de 236 glaciers avec un englacement égal à 40,5 km² [*Jordan, 1991*]. Cette région est la plus importante en terme de ressources en eau potable pour la ville d'El Alto et la partie nord de la ville de La Paz. Le reste de la ville de La Paz est alimentée principalement par les glaciers et les barrages hydrauliques de la région Hampaturi – Taquesi (**FIGURE 2.2**).

Malgré cet aspect, cette zone n'a jamais été étudiée en détail. A partir de 1997, la compagnie AISA (Aguas del Illimani Société Anonyme, consortium de Suez – Lyonnaise des Eaux) a commencé ses travaux de distribution d'eau potable pour les villes de La Paz et d'El Alto et quelques stations pluviométriques et hydrométriques ont été mis en place. Grâce à l'équipe GREAT ICE de l'IRD, d'autres stations pluviométriques ont été installées à partir de 1999 pour surveiller les débits ainsi que les bilans hydrologiques de certains bassins versants (Condoriri, Paya Huichincha et Jallayco). Cependant, ces données n'ont pas été utilisées pour cette thèse car, premièrement nous avons une période de temps assez courte (1999 – 2004) et deuxièmement elles présentent de nombreuses lacunes au niveau journalier, mensuel et annuel sur la période 1999 – 2004 en raison de nombreux dysfonctionnements des appareils. Certaines stations ont été qualifiées récemment comme « peu fiables » [*Franont, 2002; Poirier, 2004; Olmos, 2005*].

Les principaux massifs de cette zone sont les suivants du nord au sud : 1. Massif de Kenasani, 2. Massif de Wila Llojera, 3. Massif du Negruni, 4. Massif du Kurcumani, 5. Massif du Ventanani, 6. Massif de Kallhuani, 7. Massif de Condoriri, 8. Massif de Jisthana et 9. Massif du Zongo Jisthana.

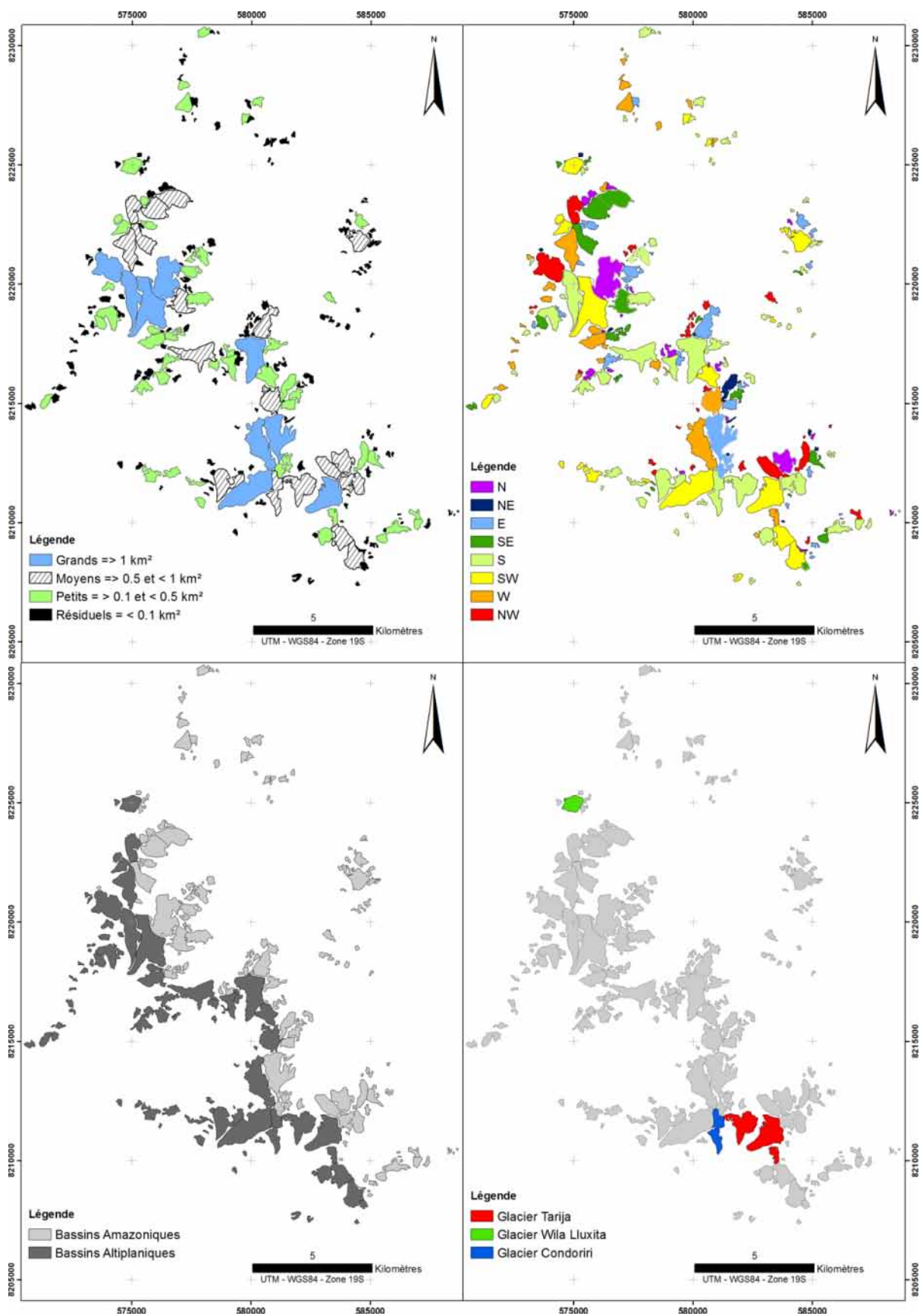


Figure 3.2: Différenciation des glaciers en fonction de la taille (Figure a), de l'orientation (Figure b), emplacement par rapport aux flux humides amazoniens (Figure c) et par rapport aux études antérieures (Figure d) sur la région Negruni – Condoriri.

Cette région concentre (en surface) environ 30.7 % des grands glaciers, 30.1% de glaciers moyens, 25.9% de glaciers petits et 13.6% des glaciers résiduels (**FIGURE 3.2.A**). En suivant les aiguilles d'une montre nous avons : 1.98% de glaciers N, 5.4% de glaciers NE, 7.4% de glaciers E, 7.7% de glaciers SE, 29.6% de glaciers S, 21.7% de glaciers SW, 11.1% de glaciers W et 15.1% de glaciers NW (**FIGURE 3.2.B**). En plus, 57.8% des glaciers concernent le versant amazonien et 42.2% le versant altiplanique (**FIGURE 3.2.C**). Certains glaciers sur cette région ont été étudiés dans le passé. Les glaciers Wila Luxita, Condoriri et Tarija ont été étudiés par *[Rabatel, 2005]* lors de ses travaux de thèse (**FIGURE 3.2.D**). L'évolution de ces glaciers a été reconstruite par lichénométrie depuis le PAG jusqu'à peu près 1940. Le glacier Wila Luxita a été analysé par photogrammétrie sur la base des clichés de 1997. Les glaciers du Condoriri et Tarija ont été cartographiés sur la base de clichés datant de 1983. Ainsi, les fluctuations de ces glaciers (Wila Luxita, Condoriri et Tarija) pendant la deuxième moitié du 20ème siècle ne sont pas connues.

3.2.3 Au sud, la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya

La région Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya se trouve à 20 km au Nord des villes de La Paz et El Alto à vol d'oiseau et contiguë au Sud de la région Condoriri – Negruni. Cette région concentre au total 140 glaciers avec un taux d'englacement de 24.4 km² (**FIGURE 3.1**). Cette région est la plus importante en termes de ressources hydroélectriques pour les villes de La Paz et El Alto. En effet, les centrales hydroélectriques d'altitude, sont alimentées en partie par l'eau de fusion glaciaire (ex. Centrales du Zongo, Tiquimani, Botijlaca).

Cependant, la contribution glaciaire aux débits utilisés pour la génération d'hydroélectricité n'est pas connue précisément. Cette région a été d'abord amplement surveillée par la COBEE à partir des années 1970, à l'aide d'un réseau de mesures pluviométriques et hydrométriques tout au long de la vallée du Zongo (entre la station Zongo à 4700 m et la station Huaji à 945 m). A partir de 1991, quelques bassins versants de cette région ont été équipés par l'Unité de Recherche GREAT ICE de l'IRD.

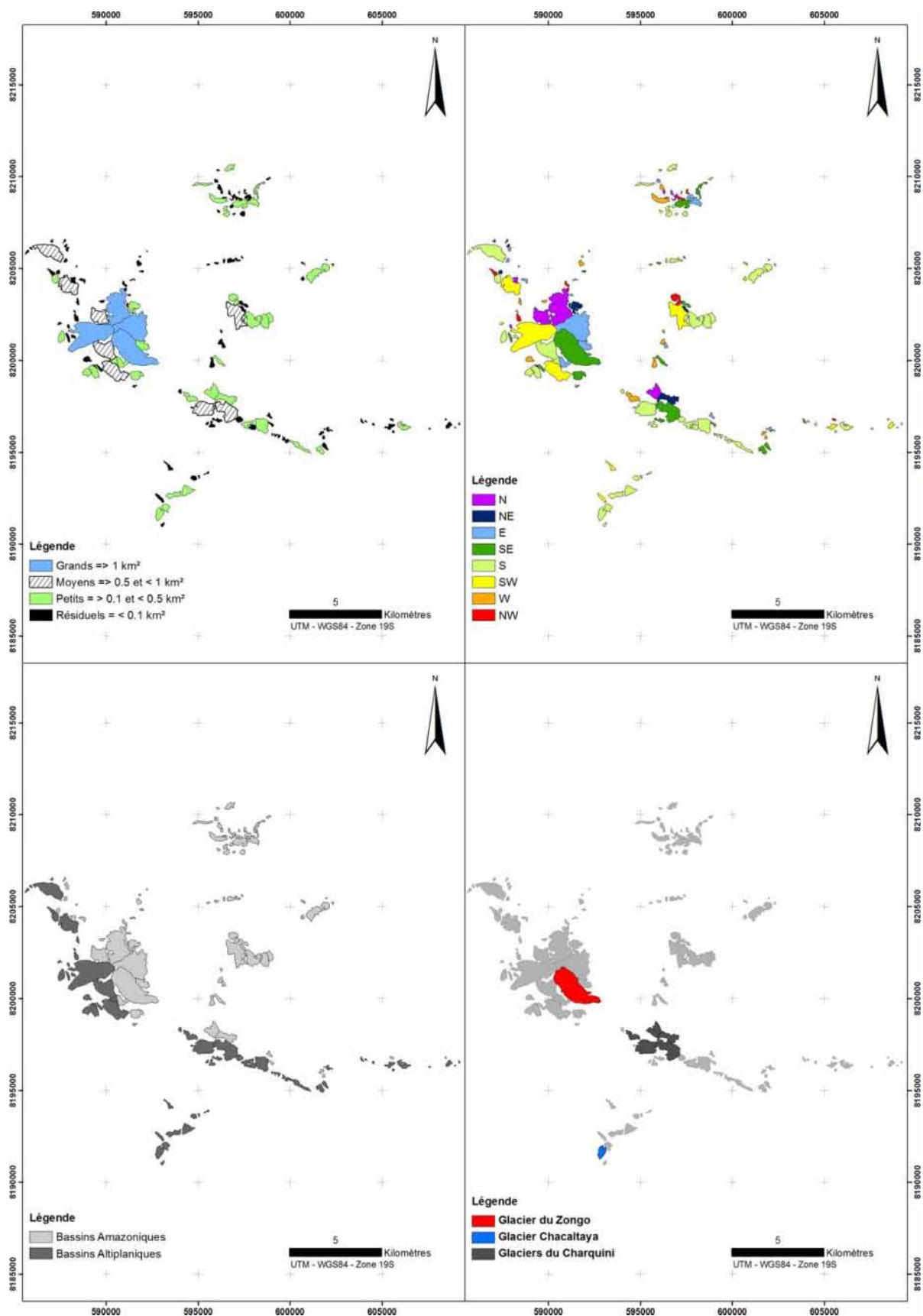


Figure 3.3: Différenciation des glaciers en fonction de: la taille (Figure a), l'orientation (Figure b), emplacement par rapport aux flux humides amazoniens (Figure c) et par rapport aux études menées sur certains glaciers (Figure d) sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.

Le bilan de masse glaciologique est mesuré sur les glaciers du Zongo à partir de 1991, de Chacaltaya, et sur le glacier du Charquini Sur (**FIGURE 3.3.D**). Le bilan de masse hydrologique est mesuré sur le bassin versant du glacier du Zongo (échelle limnimétrique entre 1970 et aujourd'hui, station automatique entre 1991 et aujourd'hui), du glacier du Charquini Norte (échelle limnimétrique entre 1970 et aujourd'hui, station automatique entre 1995 et aujourd'hui) et récemment sur le glacier du Charquini Sur (station automatique à partir de l'année 2005). Bien qu'il existe des données dans les bassins versant d'Alpaca et du Huayna Potosi Ouest, elles comportent beaucoup d'interruptions et sont de mauvaise qualité [*Franont, 2002; Poirier, 2004; Olmos, 2005*].

Les principaux massifs dans cette zone sont (de Nord au Sud) : le massif du Huayna Potosi, le massif du Telata, le massif du Charquini, et le massif de Chacaltaya.

Cette région concentre environ 33 % de grands glaciers, 25% de glaciers moyens, 29% de glaciers petits et 13.5% des glaciers résiduels (**FIGURE 3.3.A**). Puis, en suivant les aiguilles d'une montre, nous avons : 11.5% des glaciers N, 1.6% de glaciers NE, 12.7% de glaciers E, 18% de glaciers SE, 29.9% de glaciers S, 20.3% de glaciers SW, 3.9% de glaciers W et 2.1% de glaciers NW (**FIGURE 3.3.B**). En plus, 54.1% des glaciers concernent le versant amazonien et 45.9% le versant altiplanique (**FIGURE 3.3.C**).

3.2.4 Comparaison entre les régions étudiées

Les histogrammes ci-dessous ont été dressés en fonction des caractéristiques géographiques des deux régions (cf. 3.2.3 et 3.2.3).

La répartition de la taille des glaciers est très semblable entre les 2 régions de l'étude (**FIGURE 3.4.A**). En plus, cette répartition est similaire pour les glaciers orientés vers le S et le SO. En revanche, les répartitions des glaciers orientés vers les autres directions sont très différentes suivant les deux régions. Cela peut être lié à la différence d'altitude entre les différents massifs de chaque région (la différence entre les sommets les plus hauts des deux régions est de l'ordre de 300m environ). Ces différences pourraient provenir aussi de la morphologie des massifs qui jouent sur les ombres portées. Dans tous les cas, les surfaces englacées sont plus importantes sur les versants orientés au Sud (SE, S, SW), ce qui illustre l'effet de la latitude de notre zone d'étude (hémisphère sud) (**FIGURE 3.4.B**).

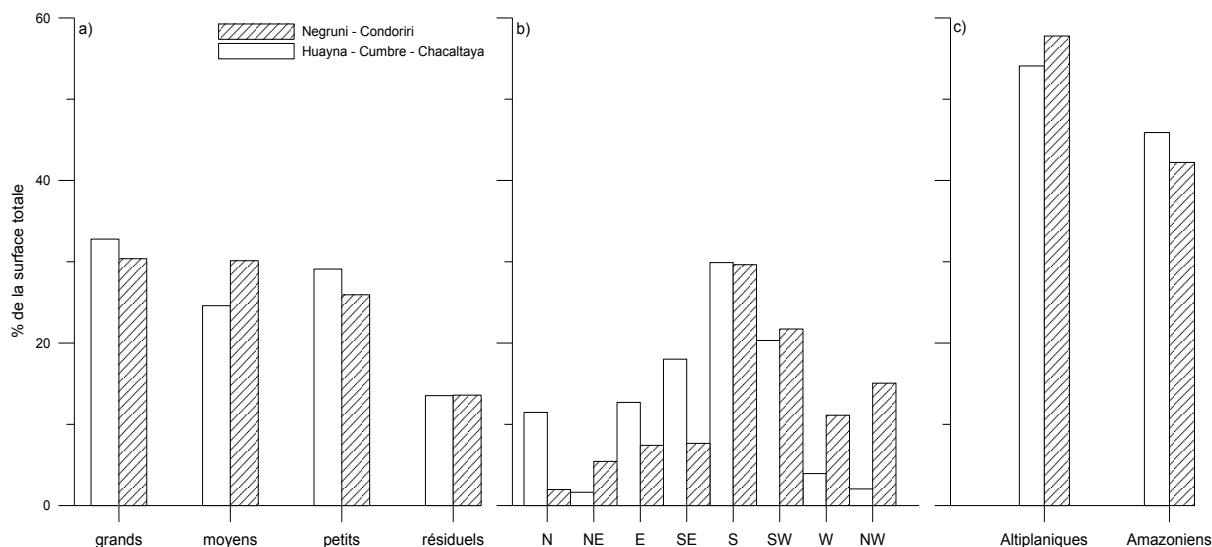


Figure 3.4: Comparaison entre la taille (a), l'exposition (b) et l'emplacement des glaciers par rapport aux flux humides (c) des régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre - Chacaltaya.

Enfin, la répartition des surfaces des glaciers est très comparable entre les deux régions étudiées par rapport à leur situation dans la Cordillère. Dans la **FIGURE 3.4.C**, nous pouvons observer qu'il existe plus de surfaces englacées orientées vers les bassins altiplaniques que vers les bassins amazoniens. Il est possible que les glaciers altiplaniques, « sous le vent », reçoivent plus de neige. Ces différences peuvent aussi s'expliquer par les différences de relief : en effet, les versants du bassin amazonien présentent des pentes généralement plus fortes qui limitent le développement des glaciers.

3.3 LES 21 GLACIERS DE L'ETUDE

3.3.1 Les critères de sélection des glaciers

L'inventaire glaciologique de Bolivie de **[Jordan, 1991]** a attribué une nomenclature spécifique aux glaciers de la Cordillère Orientale. Cette nomenclature consiste en : 1. quatre lettres décrivant l'orientation de chaque glacier (a=ESE-NE, b=W-ESE, c=W-NE et d= surface>50ha), 2. l'altitude du centre de gravité de chaque glacier (en outre, l'altitude approximative de la ligne d'équilibre est connue pour quelques glaciers), et 3. des numéros attribués aux glaciers par massif. **[Rabatel, 2005]** a proposé de nommer les glaciers en fonction « du sommet principal sur le flanc duquel ils s'étendent ». Cependant cette dernière nomenclature peut nous amener à

quelques confusions, car les glaciers peuvent se diviser ou leur front changer d'orientation : tel est le cas par exemple des glaciers du Pic Tarija où un seul glacier était présent au cours du PAG et où, actuellement il est désagrégé en trois glaciers avec des orientations très variées. Donc, à la différence de **[Rabatel, 2005]**, nous avons pris la décision de maintenir la nomenclature glaciaire initial proposée par **[Jordan, 1991]**.

Afin d'analyser les fluctuations glaciaires de la Cordillère Royale en Bolivie au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, nous avons sélectionné quelques glaciers en fonction de trois critères de sélection. Le premier et principal critère de sélection est la qualité du contraste (texture) des photographies aériennes (sur certains vols photogrammétriques, nous n'avons pas restitué la superficie totale des glaciers en raison de la présence d'ombres ou de neige fraîche). En effet, le contraste photographique est essentiel pour la précision du pointé stéréoscopique, lors d'une restitution photogrammétrique (cf. 3.5). Le deuxième critère de sélection est la représentativité des glaciers, préalablement décrite (taille, exposition, et emplacement par rapport aux flux humides) (cf. 3.2). Enfin le dernier critère de choix est lié à l'opportunité de compléter les travaux glaciologiques sur des glaciers qui ont fait l'objet d'un travail préalable.

Au total, nous avons sélectionné 21 glaciers pour analyser les fluctuations glaciaires sur la Cordillère Royale. 20 glaciers ont été choisis sur la région Negruni – Condoriri et 1 glacier sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Nous avons donné priorité à la région Negruni – Condoriri, à cause de l'importance des ressources en eau potable actuelle et ou future tant pour la ville d'El Alto que pour la partie Nord de la ville de La Paz. Sur cette région l'équipe GRANT (Jeune Equipe Associée à l'IRD, « Glaciaires y Recurso Agua en los Andes Tropicales ») à laquelle j'appartiens, a obtenu une subvention du Ministère de l'Environnement bolivien (Programme Nationale des Changements Climatiques) pour une étude sur le « Deshielo de la Cuenca del Tuni Condoriri y su impacto sobre los recursos hídricos de las ciudades de La Paz y El Alto (2007)», qui comprend 15 glaciers du Massif du Condoriri et ses alentours. Enfin, les travaux de thèse actuels de Carlos Olmos à l'Université de Louvain – Belgique) concernent la gestion et la modélisation des débits de fonte des mêmes glaciers. Le glacier du Zongo a été le seul glacier choisi sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya (car nous avons rencontré des problèmes logistiques lors des travaux de la région Condoriri – Negruni). Ce glacier du Zongo a été

sélectionné car il présente les données glaciologiques, hydrologiques et météorologiques les plus complètes et les plus longues de Bolivie. Malheureusement, nous n'avons pas pu compléter les études photogrammétriques effectués tant sur le glacier du Chacaltaya que sur les glaciers du massif du Charquini, car le rattachement au système géodésique PSAD56 (Ellipsoïde Internationale 1924 [Ellipsoïde de Hayford], projection UTM) et au système altimétrique (Géoïde) est très approximatif, probablement avec une incertitude de plusieurs mètres. En outre, la méconnaissance des points de contrôle (nombre et identification) utilisés dans les calculs d'aérotriangulation nous a empêché de faire les comparaisons avec nos résultats.

3.3.2 Caractéristiques générales des glaciers choisis

Du nord au Sud nous avons choisi les glaciers **1** et **9** sur le massif du Kenasani Apacheta, le glacier **2** sur le massif du Wila Llojera (glacier étudié par Rabatel, lors de ces travaux de thèse), le glacier **10M** (pour simplification nous avons ajouté la première lettre du massif où s'écoule le glacier, étant donné que nous avons deux glaciers 10) sur le massif du Mull Apacheta, les glaciers **12** et **13** sur le massif du Culin, les glaciers **20**, **29**, **27**, **32** et **44** sur le massif du Negruni, le glacier **10** sur le massif du Ventanani, les glaciers **31**, **35**, et **36** sur le massif du Kallhuani, les glaciers **42** et **61** (glacier étudié aussi par *Rabatel [2005]*) sur le massif du Jisthana, les glaciers **68**, **69** et **75** sur le massif de Zongo Jisthana et enfin le glacier du **Zongo** (glacier étudié régulièrement par GREAT ICE) sur le massif du Huayna Potosi (**FIGURE 3.5**). La surface totale de restitution est égale à 14.73 km² (au total 88.38 km², considérant les six vols aérophotogrammétriques).

Ces 21 glaciers sont considérés comme représentatifs des 376 glaciers sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya (**FIGURE 3.6**).

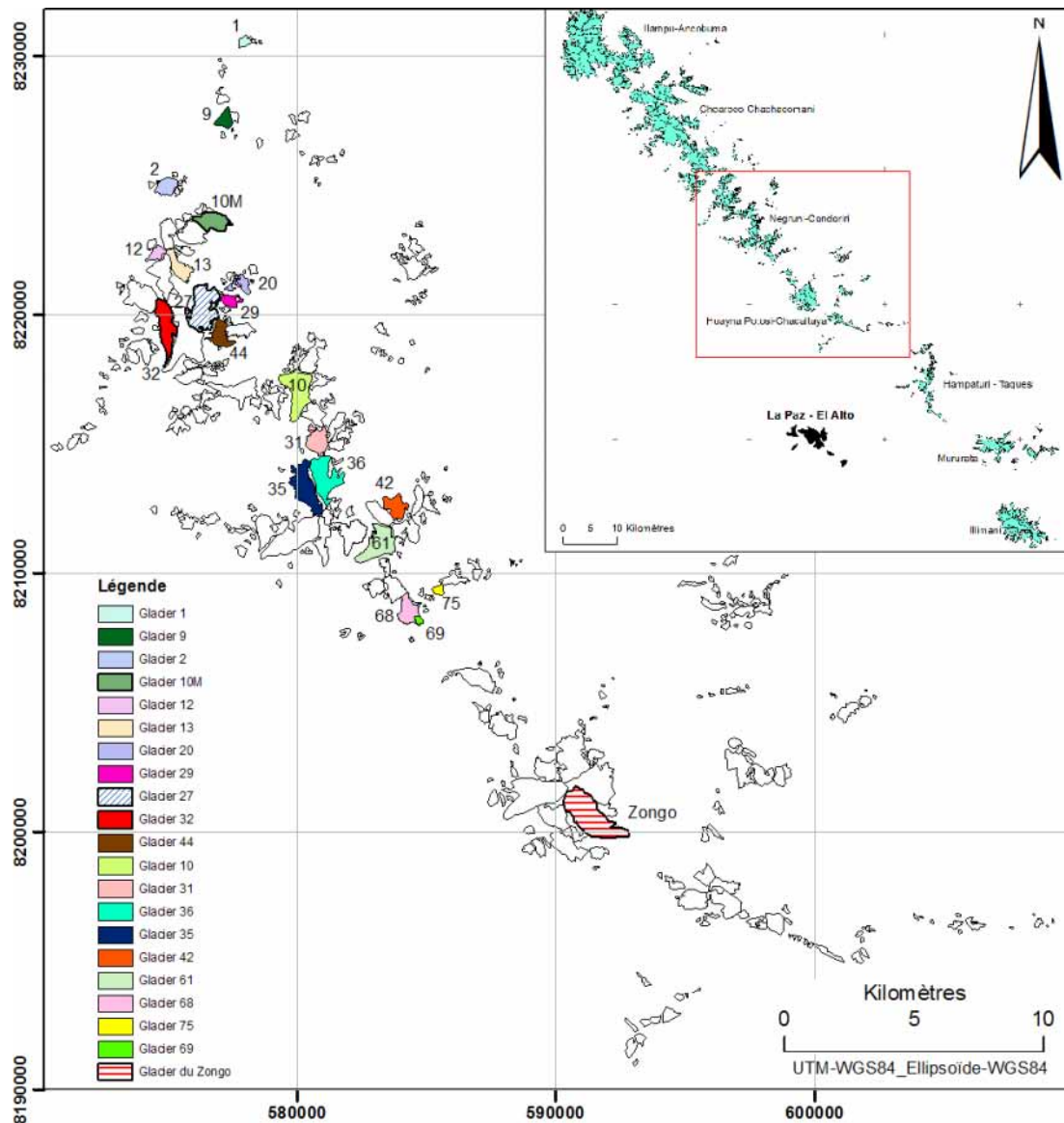


Figure 3.5: Les 21 glaciers de l'étude.

Cette restitution photogrammétrique représente près de 25% de la surface totale englacée des régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya en 1975. Parmi ces glaciers, nous avons 4 grands glaciers (les glaciers Zongo, 27, 10 et 61), 4 glaciers moyens (les glaciers 36, 32, 35 et 13), 6 petits glaciers (les glaciers 31, 44, 68, 42, 2, et 10M), et 7 glaciers résiduels (les glaciers 9, 12, 20, 29, 1, 75, et 69). Nous avons un glacier orienté vers le Nord (glacier 27), deux glaciers orientés vers l'Est (glaciers 29 et 36), cinq glaciers orientés vers le Sud Est (glaciers 1, 10M, 13, 44, et Zongo), quatre glaciers orientés vers le Sud (glaciers 20, 32, 10 et 69), cinq glaciers orientés vers le Sud Ouest (glaciers 2, 12, 61, 68, et 75), deux glaciers orientés vers l'Ouest (glacier 9 et 35), et deux glaciers orientés vers le Nord Ouest (glaciers 31 et 42). Enfin il faut remarquer qu'aucun glacier observé est

n'orienté vers le Nord Est. Enfin, douze glaciers (glaciers 1, 9, 10M, 13, 20, 29, 27, 44, 36, 42, 75, et Zongo) font partie du bassin amazonien (55% de la surface de restitution) et neuf glaciers (glaciers 2, 12, 32, 10, 31, 35, 61, 68, et 69) appartiennent au bassin Altiplanique (45% de la surface totale de restitution) (**FIGURE 3.6, TABLEAU 3.1**).

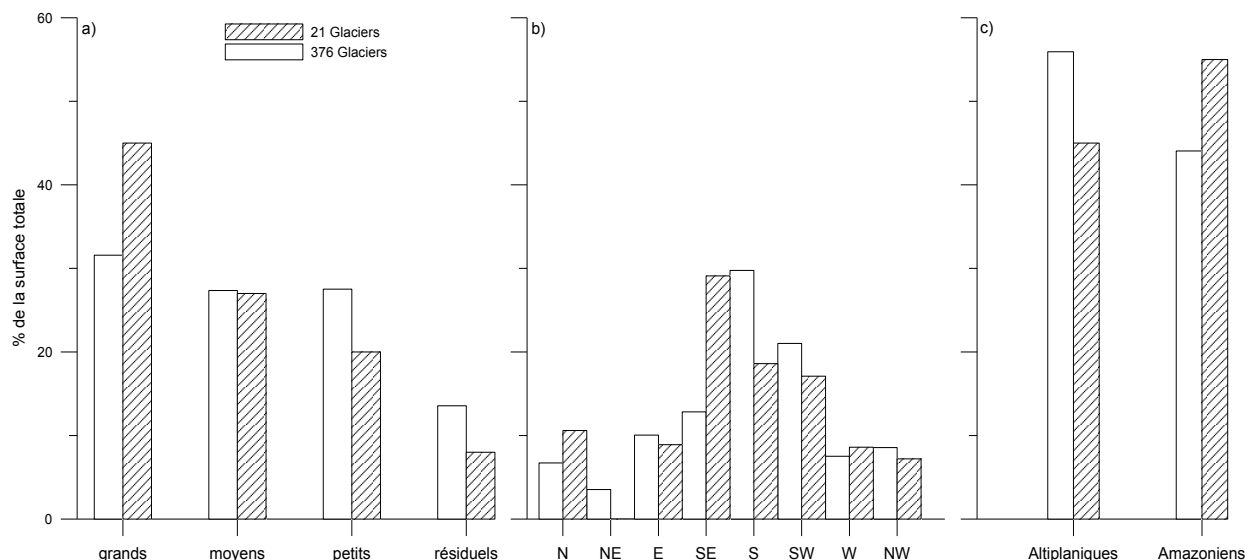


Figure 3.6: Comparaison entre la taille (a), l'exposition (b) et l'emplacement des glaciers par rapport aux flux humides (c) des 21 glaciers choisis et les 376 glaciers des régions d'étude.

Soruco				Jordan			Rabatel
N° de glacier	Surface glaciers (km ²)		Bassin	N° Carte	N° glacier	Orientation/Centre de gravité	Nom du glacier
	moyen 1956-2006	Orientation					
Glacier 1	0.09	S	Amazonien	10	1	b4980	/
Glacier 9	0.22	W	Amazonien	10	9	a5050	/
Glacier 2	0.38	SW	Altiplanique	10	2	b5100	Wila Lluxita
Glacier 10M	0.33	SE	Amazonien	10	10	d5130	/
Glacier 12	0.22	SW	Altiplanique	10	12	b5190	/
Glacier 13	0.54	SE	Amazonien	10	13	d5190	/
Glacier 20	0.15	S	Amazonien	10	20	b5020	/
Glacier 29	0.14	E	Amazonien	10	29	b5120	/
Glacier 27	1.28	N	Amazonien	10	27	d5200	/
Glacier 32	0.93	S	Altiplanique	10	32	d5200	/
Glacier 44	0.45	SE	Amazonien	10	44	d5060	/
Glacier 10	1.13	S	Altiplanique	10	10	d5100	/
Glacier 31	0.48	W	Altiplanique	10	31	d5200	/
Glacier 36	0.94*	E	Amazonien	10	36	d5100	/
Glacier 35	0.82*	W	Altiplanique	10	35	d5130	/
Glacier 42	0.39*	N	Amazonien	10	42	d5080	/
Glacier 61	0.99	SW	Altiplanique	10	61	d4960	Tarija
Glacier 68	0.42	SW	Altiplanique	10	68	d4950	/
Glacier 75	0.08	SE	Amazonien	10	75	b4860	/
Glacier 69	0.04	SE	Altiplanique	10	69	b4920	/
Glacier Zongo	2.13	SE	Amazonien	11	32	d5150	Zongo

Tableau 3.1: Les 21 glaciers de l'étude et leurs principales caractéristiques.

3.4 LA PHOTOGRAMMETRIE AERIENNE POUR L'ETUDE DES BILANS DE MASSE

La photogrammétrie est définie d'après *[Kasser et Egels, 2001]* comme « toute technique de mesure qui permet de modéliser un espace tridimensionnel en utilisant des images et/ou photographies bidimensionnelles ». La photogrammétrie a été déjà largement utilisée depuis les années 1960 en glaciologie ; elle est considérée comme l'une des techniques les plus précises (sinon la plus précise du marché civil entre les décennies 1960 et 1980) pour mesurer les bilans de masse volumétriques *[Finsterwalder, 1954; Liboutry, 1965]*, pourvu que le contraste des images ou des photographies soit optimal sur l'ensemble du glacier.

Pour couvrir une large région, seules les techniques aériennes ou spatiales peuvent être utilisées (ex. photographies aériennes, images aériennes ou satellitaires, images radar aéroportées ou satellitaires, ou encore des semis des points obtenues par des scanners laser aéroportés). Chacune de ces techniques a ses points forts et ses points faibles par rapport à la qualité des mesure globales et surtout à la précision tant en planimétrie qu'en altimétrie. Une synthèse des techniques aérospatiales aptes pour la détermination du bilan de masse est disponible dans *[Bamber et Rivera, 2007]*.

Le premier critère de choix de la technique photogrammétrique est l'ancienneté des photographies aériennes en Bolivie. En effet, le premier vol aérien photogrammétrique (Trimetrogon) a été effectué dans les années 1940, par l'IGM – Bolivie (Institut de Géographie Militaire). Après les années 40, l'IGM ou le SNA (Service Nationale d'Aérophotogrammétrie) a réalisé un vol photogrammétrique tous les dix ans environ. Les premières images satellitaires datent du début des années 1970 (des images à caractère civil).

Le deuxième critère de choix concerne la surface des glaciers boliviens. D'après les études de *[Jordan, 1991]*, la plupart des grands glaciers boliviens ont une taille inférieure à 3 km², et la plupart des petits glaciers boliviens ont une taille inférieure à 0.1 km². La plus mauvaise résolution de nos clichés photogrammétriques (échelle 1 : 63000) correspond à une taille de pixel de 0,84m (scan à 14µm) ; les premières images satellitaires stéréoscopiques (à caractère civile) ont une taille de pixel égal à 10 m (SPOT 1). Ainsi, en utilisant les photographies aériennes, on avait dans les

années 1980 presque 10 fois plus de précision, à cause de la différence de la taille du pixel.

Aujourd'hui, l'exploitation des images satellitaires permet d'attendre une précision métrique ou de quelques mètres [Berthier et al., 2004]. Mais, dans le passé, seuls les clichés aériens permettaient d'atteindre cette précision.

Nous avons choisi de réaliser des restitutions photogrammétriques manuelles, c'est-à-dire point par point. En effet, une stéréo-corrélation automatique de tous les clichés aériens (très répandue en photogrammétrie satellitaire) risquerait de conduire à de mauvais résultats à cause du manque de contraste. Néanmoins, pour gagner du temps sans perdre trop de précision, on aurait pu envisager des restitutions hybrides, c'est-à-dire une stéréo-corrélation automatique dans un premier temps, corrigée par une restitution manuelle.

En conclusion, la photogrammétrie est la technique la plus précise pour la détermination des bilans de masse volumétriques des glaciers au cours des 50 dernières années.

3.5 LA BASE DE DONNEES PHOTOGRAPHIQUES DISPONIBLES A L'IGM EN BOLIVIE

En Bolivie, la première couverture aérienne a été réalisée en 1942 (la première couverture aérienne dans le monde date de 1923 [Finsterwalder, 1954]) par l'Institut Géographique Militaire en collaboration avec le service nord-américain géologique (USGS), en utilisant une technique appelé « Trimetrogon ». Dans ce type de couvertures aériennes, sont prises 3 photographies, une photographie verticale et deux photographies obliques. Cette technique a été utilisée en Bolivie jusqu'au début des années 1950. La correction géométrique de ces photographies est très difficile à effectuer. Notre zone d'étude n'a pas été couverte intégralement par ces types de clichés aériens. En plus, ce type de technique n'est pas adapté aux couvertures régionales [Finsterwalder, 1954]. Par conséquent, ces anciens clichés ne sont pas utilisés dans notre étude.

Les premières couvertures aériennes verticales ont été faites en Bolivie en 1956. Les axes de prises de vue sont presque verticaux avec une tolérance de $\pm 3^\circ$ à la verticale. Suite à la couverture de 1956, des vols photogrammétriques ont été réalisés presque tous les 10 ans par le Service National d'Aérophotogrammétrie bolivien (SNA) et/ou par l'Institut Géographique Militaire (1956 – 1963 – 1975 – 1983

– 1997 – 2006). Ce sont des clichés argentiques classiques en noir et blanc avec un format standard 23x23cm.

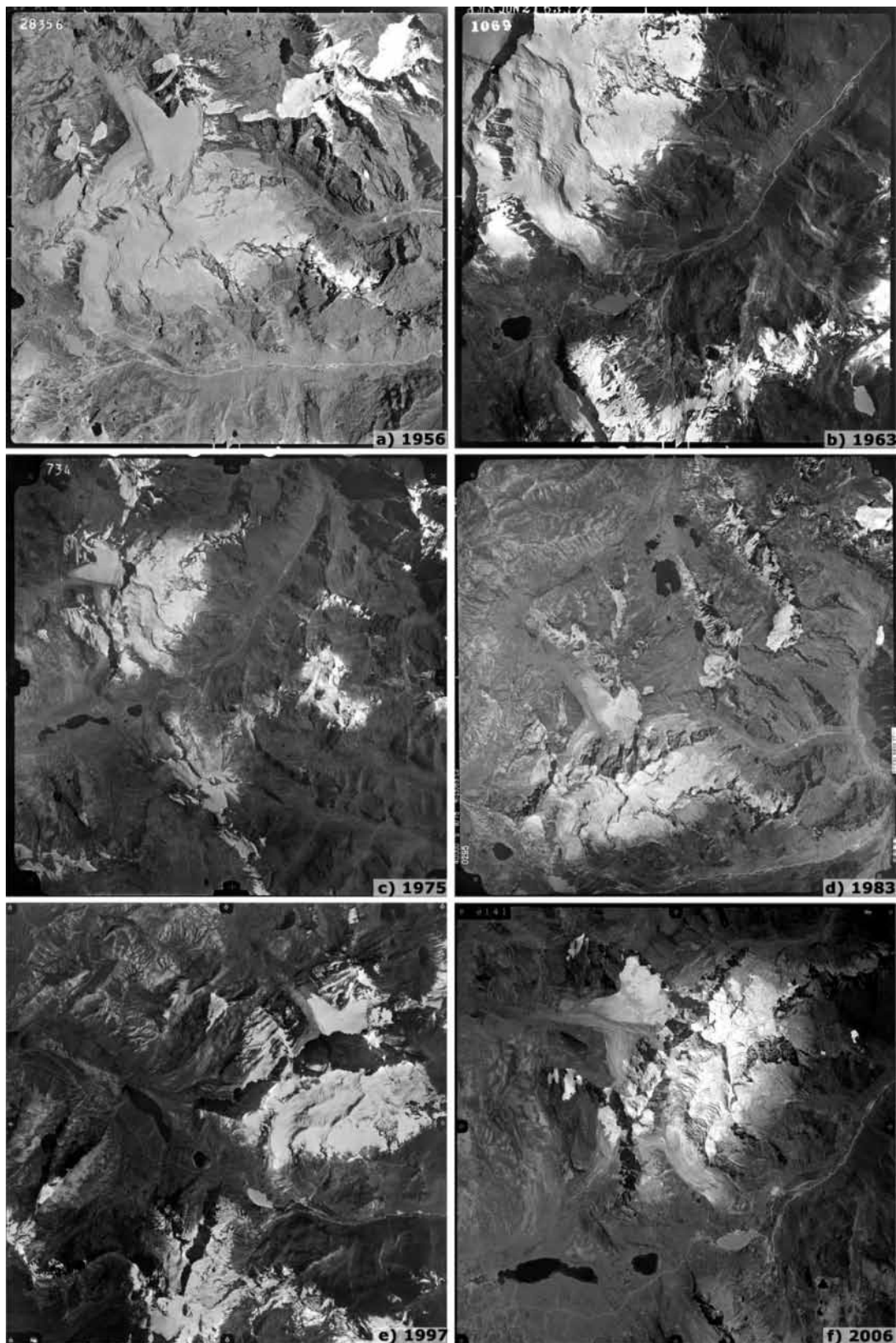


Figure 3.7: Exemple de photographies obtenues par les 6 différents vols aérophotogrammétriques sur les régions d'étude. Le glacier du Zongo est visible sur les 6 clichés (avec des orientations différents).

Les vols entre 1956 et 1997 ont été effectués avec un but essentiellement cartographique du pays. Le vol 2006 a été effectué avec un objectif glaciologique : il a été commandé et financé par l'IRD pour actualiser l'information photographique de ma zone de thèse. Ces vols photogrammétriques ont été exécutés entre mai et juillet, lors de la saison sèche. Au cours de cette saison, les conditions atmosphériques sont généralement optimales (ciel complètement dégagé). D'un point de vue glaciologique, les meilleures époques pour les vols photogrammétriques en Bolivie sont les mois d'août à novembre *[Jordan, communication personnelle]*. Cependant, entre août et novembre, les conditions atmosphériques sont très instables, et des chutes de neige sont possibles au courant du mois de septembre. C'est pourquoi nous avons décidé d'effectuer le vol de 2006 au cours du mois de juillet soit au milieu de la saison sèche. L'un des principaux problèmes de la restitution photogrammétrique sur les zones englacées de très haute altitude est lié au pointé stéréoscopique sur la neige fraîche, car sur ce type de surface, il n'y a aucune texture identifiable dans le couple stéréoscopique : l'identification de points homologues sur les clichés est donc très difficile, et une bonne expérience est indispensable.

Couverture aérienne	Echelle des clichés (taille du pixel en mètres)	Marques fiduciaires	Bulletin de calibration	Direction des vols	Recouvrement de la zone	Recouvrement photographique
1956	1:37500 (0.56)	Sans marque	Non	E - W	Complet	60% transversal 10% longitudinal
1963	1:29200 (0.42)	4 marques	Non	NW, SE	Complet	60% transversal 20% longitudinal
1975	1:63200 (0.84)	8 marques	Non	NW, SE	Complet	60% transversal 20% longitudinal
1983	1:47000 (0.70)	8 marques	Non	N-S	Incomplet	60% transversal 20% longitudinal
1997	1:47000 (0.70)	8 marques	Oui	E - W	Complet	60% transversal 20% longitudinal
2006	1: 39000 (0.60)	8 marques	Oui	NW-SE	Complet	80% transversal 30% longitudinal

Tableau 3.2: Caractéristiques des vols photogrammétriques effectués en Bolivie par le Service National d'Aérophotogrammétrie (SNA) et par l'Institut Géographique Militaire (IGM).

Dans les Alpes, des tests ont conduit à répandre de la cendre ou de la sciure de bois avant un vol photogrammétrique, pour donner une texture à la neige fraîche *[Liboutry, 1965]*. Ces tests ont été réalisés sur des surfaces restreintes. Etant

donnée l'étendue de ma zone de thèse, cet artifice n'était pas envisageable, sans parler de l'impact environnemental d'une telle opération.

La **FIGURE 3.7** présente l'hétérogénéité des photographies (échelle, direction du vol, et qualité) des vols aérophotogrammétriques effectués en Bolivie.

Le **TABLEAU 3.2** indique les principales caractéristiques des vols photogrammétriques de la zone étudiée.

3.5.1 Le vol du 20 mai 1956 à 11h45

Le vol photogrammétrique de 1956 a été réalisé afin d'effectuer la première carte nationale de Bolivie (avec celui de 1955). Toutes les lignes de vols ont une direction E–W, et couvrent une grande partie du pays (ce vol ne recouvre pas la totalité de la Cordillère Orientale). Le principal problème de ce vol photogrammétrique est l'intervalle de temps entre les lignes de vol (en fonction de la météorologie, cet intervalle peut atteindre plusieurs jours). Il existe même un écart de quelques semaines entre certaines lignes de vol de notre zone d'étude. L'évolution de la neige est visible et le repérage de points de liaisons entre les lignes de vol des zones enneigées est difficile à effectuer. La qualité géométrique de ces photographies est moyenne du fait que, sur ces photographies, les marques fiduciaires sont incomplètes (marques indispensables pour effectuer l'orientation interne ; cf. Chapitre 4). Les photographies originales ont disparu et sur les copies (contre type) de ces clichés, une marque sur quatre a disparu lors de l'élaboration des diapositives photographiques. Les photographies de la zone d'étude ont peu de texture. En outre, 80% des surfaces glaciaires sont recouvertes de neige. Certaines copies de ces clichés ne sont plus exploitables, car l'encre du développement photographique est devenue flou. Les ombres portées sur ces clichés sont faibles, elles sont présentes principalement sur les parois rocheux orientées vers le S (hauteur du soleil égal à 50° pour le 23 mai à une latitude de 20°S à 12h00). Au total, nous possédons 30 contre types du vol du 20 mai de 1956 dans les régions du Condoriri – Negruni et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.2 Le vol du 21 Juin 1963 à 10h15

Le vol photogrammétrique du 21 Juin 1963 était destiné à compléter la première carte nationale commencée avec la restitution de 1956. Ce vol présente l'échelle la plus grande (1 : 29 200) de tous les clichés considérés. La direction du vol suit celle

de la Cordillère Royale (NW – SE) en Bolivie. On peut observer des ombres portées sur certains sommets montagneux orientés vers le NW (hauteur du soleil de 41°, pour le 21 juin à une latitude égale à 20°S à 10h30).

Grâce aux clichés de ce vol photogrammétrique, les premières cartes de la Cordillère Royale en Bolivie ont pu être achevées. Les données des cartes (échelle 1 : 50000) élaborées par l'Institut Géographique Militaire de Bolivie sur notre région d'étude n'ont pas pu être réutilisées car la précision est de l'ordre de 10 à 15 m (précision semblable aux cartes du Chili datant de la même époque [*Keller et al., 2007*]) tant en planimétrie qu'en altimétrie, étant donné que les points de contrôle étaient des points astronomiques (même cas que pour les données d'Ekkehard Jordan) [*My. Montano, directeur technique du SNA, communication personnelle*].

Le recouvrement transversal de ces clichés est de 50 à 60% et le recouvrement longitudinal de 20%. Le recouvrement de notre région d'étude est complet. Au total, nous avons 59 photographies du vol 1963 dans les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.3 Le vol du 23 Juillet 1975 à 11h00

Le vol photogrammétrique de 1975 avait pour but de couvrir intégralement la Cordillère Orientale en Bolivie. Jusqu'à présent, aucun vol photogrammétrique n'avait couvert la Cordillère Orientale entièrement. Vu l'objectif de cette mission, le vol de 1975 a été effectué à haute altitude : l'échelle de ce vol est de 1 : 63 200 (ce qui est l'échelle la plus petite de nos photographies), à peu près le double de l'échelle des clichés du vol photogrammétrique de 1963. De plus, sur ce vol, 8 marques fiduciaires sont présentes sur les clichés argentiques, ce qui améliore substantiellement la qualité du redressement géométrique des clichés photogrammétriques lors de l'orientation interne des clichés. Les photographies sont moins nombreuses ainsi que les points de contrôle. Tous les travaux d'inventaire de Jordan ont été effectués en utilisant les photographies de ce vol. Actuellement, ces photographies sont les seules disponibles à couvrir toutes les zones englacées du pays pour une même année (sans prendre en compte les images satellitaires). Le défaut de ces photographies d'un point de vue glaciologique est leur contraste. En effet, on peut voir sur ces clichés de la neige jusqu'au front de certains glaciers, même si l'on se trouve au cœur de la saison sèche. D'après les données météorologiques à proximité, les précipitations (pluviomètre à 4750 m) pendant le

mois de juin sont au-dessus de la moyenne de 1971-2006, et la température à El Alto au-dessous de la moyenne 1968 – 2006 pendant le mois de juillet, ce qui expliquerait l'état très enneigé des glaciers à cette époque. Au total, nous disposons de 22 photographies du vol de 1975 sur les zones Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.4 Le vol du 20 Juin 1983 à 16h15

Le vol de 1983 était un vol d'essai (essai d'une caméra photogrammétrique), effectué par le Service National d'Aérophotogrammétrie (SNA). Ce vol présente les meilleures conditions de contraste pour effectuer une restitution photogrammétrique sur des zones englacées de haute montagne, car il y avait peu de neige en altitude. L'échelle de ces photographies se situe entre les photographies de 1963 (le vol effectué à plus basse altitude) et les photographies de 1975 (le vol effectué à plus haute altitude). Les excellentes conditions de contraste de ce vol photogrammétrique sont liées à l'événement « El Niño » de 1983 (l'un des plus forts événements du 20^{ème} siècle). Grâce à cet événement climatique, la ligne de névé observée sur ces photographies est très haute puisqu'elle est située vers 5500m. De plus, dans la zone d'accumulation des glaciers, la neige a subi une sublimation/fusion importante (formation de pénitents), ce qui donne à la surface une rugosité extraordinaire et donc une texture extraordinaire aux images, ce qui permet de réaliser une restitution photogrammétrique très précise. Ainsi par comparaison avec les autres photographies, ce vol photogrammétrique reste une référence grâce aux conditions météorologiques idéales. Malheureusement, ces photographies ne couvrent pas la totalité de la Cordillère Royale en Bolivie, (car le vol n'a été qu'un vol d'essai) ; sur ma zone de thèse, ces photographies couvrent la totalité de la zone Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya et la partie Sud de la zone Negruni – Condoriri. D'autre part, ce vol a été effectué avec une direction Nord – Sud, et une grande partie des glaciers n'est pas restituable, en raison du fait que les zones d'accumulation ne sont pas toutes visibles à cause de l'angle de prise de vue et les sommets qui masquent les zones hautes du glacier (dans certains cas, environ 40% de la surface totale des glaciers est couverte). De plus, les bassins versants SW présente l'ombre portée des massifs environnants (la hauteur du soleil est de 17° pour le 20 juin à 16h00 pour une latitude de 20°S). Ces clichés ont 8 marques fiduciaires (4 sur les coins et 4 au milieu des bords latéraux des clichés). Cependant, nous n'avons utilisé que 4

marques, car nous avons seulement les coordonnées des 4 marques sur les coins des photographies. Au total, nous avons 24 photographies du vol 1983 dans les zones de Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya.

3.5.5 Le vol du 20 d’Avril 1997 à 09h30

La réalisation du vol photogrammétrique de 1997 avait pour objectif l’actualisation de la cartographie du pays réalisée à partir du vol photogrammétrique de 1963, en particulière les chemins, les villages et les infrastructures urbaines. Ce vol couvre un tiers de la Cordillère Royale. La zone de thèse est couverte complètement.

Les caractéristiques de ce vol sont médiocres en comparaison des autres vols photogrammétriques. D’une part, de la neige est présente sur 90% des surfaces glaciaires (le vol a été effectué trop tôt en saison sèche). Cependant les bords des fronts glaciaires sont assez nets et facilement repérables sur les clichés. D’autre part, l’ombre portée des massifs est assez importante sur les bassins versants N – NW (la hauteur du soleil est à 42° au 22 Avril à 09h30 sur une latitude de 20°S). Enfin, l’échelle de ce vol est identique à celle du vol de 1983, un peu trop petite pour effectuer une restitution dans de bonnes conditions (si ce vol avait été effectué une année plus tard, pendant les conditions d’El Niño 1997–1998, il aurait eu d’extraordinaires conditions de contraste, semblables au vol photogrammétrique de 1983). Pour ce vol photogrammétrique, nous avons eu accès au bulletin de calibration de la caméra (dans le prochain chapitre nous expliquerons en détail l’utilité de ce bulletin). La caméra utilisée est la même que celle utilisée en 2006. Au total, nous avons 31 photographies du vol 1997 dans les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.

3.5.6 Le vol des 12 et 13 Juillet 2006 à 13h15 et 12h00

Le vol photogrammétrique de l’année 2006 a été commandé par l’IRD (en particulier B. Francou) avec pour l’objectif la réalisation d’une restitution photogrammétrique sur les glaciers de la zone de ma thèse. Cette mission est la seule en Bolivie qui a été commandée avec un objectif glaciologique, c’est-à-dire sans trop de neige fraîche et avec une échelle adaptée aux glaciers boliviens. Le contraste sur les photographies n’est pas aussi bon que celui des photographies de 1983. La ligne de névé observée sur ces photographies se trouve à environ 5250 m d’altitude. L’échelle prévue pour ce vol était de 1 : 30 000. Cependant, à cause de la turbulence des vents

ascendants de l'Amazonie vers 13h00, le pilote a été obligé de voler à plus haute altitude et de réduire ainsi l'échelle des photographies (1 :32000). L'heure du vol a été choisie vers midi (pour minimiser les ombres portées des sommets des massifs). Cependant l'heure du vol était dépendante de la météorologie de la zone. A cause de cette contrainte, le vol du 12 Juillet a été interrompu après une acquisition de deux lignes de vol, car des cumulo-nimbus étaient présents sur 40% des photographies de la ligne de vol la plus occidentale. Les photographies obtenues, lors du vol du 13 Juillet, ont entre 3 et 5 % de nuage sur 75 % des photographies (3 lignes de vol sur 4). Pour cette raison, les photographies de la ligne la plus orientale (ligne avec trop de nuages) du vol du 13 Juillet ont été remplacées par les photographies obtenues lors du vol du 12 Juillet (20 % de nuages, du côté oriental). De plus, ce vol a été précédé d'une campagne de stéréo-préparation : au total, j'ai placé 10 croix pré-signalisées sur le terrain (5 croix sont observables sur le clichés). Enfin, nous avons au total, 97 photographies du vol 2006 dans les zones Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya.

3.5.7 Résumé des photographies disponibles

Les tableaux (**TABLEAU 3.3** et **TABLEAU 3.4**) ci-dessous contiennent toutes les photographies utilisées pour la restitution des glaciers des régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya, ainsi que les lignes de vol de chaque année.

Les photographies aériennes des vols de 1956 (sauf sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya), 1963, 1997 (sauf sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya), et 2006 couvrent la région d'intérêt en 4 lignes de vol (F1, F2, F3, F4). Par contre, les photographies aériennes des vols photogrammétriques de 1975 et 1983 (sauf sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya), couvrent la zone d'étude simplement en 2 lignes de vol (F1, F2) en raison, principalement, de l'échelle des photographies).

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	<u>102</u>	<u>19</u>	<u>134</u>	<u>170</u>
28340	28293	28282	28230	718	1079	1180	1859	732	1525	293	291	318	309	274	257	<u>103</u>	<u>20</u>	<u>133</u>	<u>171</u>
28339	28292	28281	28229	719	1078	1181	1860	731	1524	294	290	317	308	273	256	<u>104</u>	<u>21</u>	<u>132</u>	<u>172</u>
28338	28291	28280		720	1077	1182	1861	730	1523	295	289		307	272	255	<u>105</u>	<u>22</u>	<u>131</u>	<u>173</u>
28337	28290			721	1076	1183		729	1522		288			271	254	<u>106</u>	<u>23</u>	<u>130</u>	<u>174</u>
				722	1075	1184		728	1521							<u>107</u>	<u>24</u>	<u>129</u>	<u>175</u>
				723	1074	1185										<u>108</u>	<u>25</u>	<u>128</u>	<u>176</u>
				724	1073	1186										<u>109</u>	<u>26</u>	<u>127</u>	<u>177</u>
				725	1072	1187										<u>110</u>	<u>27</u>	<u>126</u>	<u>178</u>
																<u>111</u>	<u>28</u>	<u>125</u>	<u>179</u>
																<u>29</u>	<u>124</u>	<u>180</u>	
																<u>30</u>	<u>123</u>	<u>181</u>	
																<u>31</u>	<u>122</u>	<u>182</u>	
																<u>32</u>	<u>121</u>		
17 photos 1:37500				31 photos 1:29200				12 photos 1:63200		9 photos 1:47000		17 photos 1:47000				51 photos 1:34000			
Totale de photographies Negruni - Condoriri entre 1956 et 2006 = 137 photos																			

102 Photographies papiers, négatifs, 1069 Photo papiers, films diapositives

Tableau 3.3: Caractéristiques des photographies disponibles sur la région 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		<u>83</u>	<u>5</u>	<u>147</u>	<u>159</u>
28343	28357	28686	727	1066	1189	1868	733	778	295	340	369	47	236	251		<u>84</u>	<u>6</u>	<u>146</u>	<u>160</u>
28344	28356	28687	728	1067	1190	1869	734	779	296	341	370		237	252		<u>85</u>	<u>7</u>	<u>145</u>	<u>161</u>
	28355	28688	729	1068	1191	1870	735	780		342	371		238	253		<u>86</u>	<u>8</u>	<u>144</u>	<u>162</u>
	28354		730	1069	1192	1871	736	781		343	377		239	254		<u>87</u>	<u>9</u>	<u>143</u>	<u>163</u>
	28353		731	1070	1193	1872				344	378		240	255		<u>88</u>	<u>10</u>	<u>142</u>	<u>164</u>
				1071	1194											<u>89</u>	<u>11</u>	<u>141</u>	<u>165</u>
				1072	1195											<u>90</u>	<u>12</u>	<u>140</u>	<u>166</u>
																<u>91</u>	<u>13</u>	<u>139</u>	<u>167</u>
																<u>92</u>	<u>14</u>	<u>138</u>	
																<u>15</u>	<u>137</u>		
																<u>16</u>			
13 photos 1:37500			28 photos 1:29200				10 photos 1:63200		15 photos 1:47000			14 photos 1:47000				46 photos 1:34000			
Totale de photographies Huayna Potosi - Negruni - Chacalataya entre 1956 et 2006 = 126 Photos																			

102 Photographies papiers, négatifs, 1069 Photographies papiers, films diapositives

Tableau 3.4 : Caractéristiques des photographies disponibles sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya

3.6 CONCLUSION DU CHAPITRE

Deux régions de la Cordillère Royale (la région Negruni – Condoriri, et Huayna – Cumbre – Chacaltaya) ont été choisies. Ces régions sont de vitale importance au niveau des ressources hydrologiques pour la ville de La Paz et El Alto, pour la production d'hydroélectricité comme pour l'alimentation en eau potable.

La photogrammétrie a été choisie pour calculer les bilans de masse glaciaires au cours des 50 dernières années et pour vérifier les méthodologies classiques (méthode hydrologique et glaciologique) de mesures du bilan de masse effectuées sur le glacier du Zongo, depuis 1972 (méthode hydrologique), ou 1991 (méthode glaciologique). Cette technique de mesure du bilan de masse glaciaire est précise (décimétrique ou métrique), à condition que le contraste photographique soit optimal. En Bolivie, 6 vols photogrammétriques verticaux (1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006) ont été effectués au cours des derniers 50 ans par l'Institut Géographique Militaire (IGM) et/ou par le Service d'Aérophotogrammétrie Nationale (SNA). Les diapositives et/ou négatives scannées (14 μ m) issues des 6 vols photogrammétriques présentent une taille de pixel très adaptée aux petits glaciers boliviens.

Sur les deux régions choisies dans l'étude, 21 glaciers ont été sélectionnés. Ces 21 glaciers sont considérés comme représentatifs des diverses caractéristiques géométriques des glaciers de la Cordillère Royale en Bolivie.

4 CHAPITRE : La Photogrammétrie aérienne et la méthode volumétrique

4	CHAPITRE : La Photogrammétrie aérienne et la méthode volumétrique	71
4.1	DEFINITION ET BREVE HISTORIQUE DU DEVELOPPEMENT DE LA PHOTOGRAMMETRIE	72
4.1.1	Photographies argentiques, images argentiques numérisées et images digitales	73
4.2	PLAN DU VOL 2006.....	75
4.2.1	Etablissement de l'aire et de la direction de vol	76
4.2.2	Précision planimétrique	77
4.2.3	Echelle et hauteur du vol	78
4.2.4	Choix de la base et du recouvrement longitudinal	78
4.2.5	Recouvrement longitudinal, latéraux et nombre de photographies	80
4.3	STEREOPREPARATION ET MESURE DES POINTS DE CONTROLE.....	81
4.3.1	Système de coordonnées planimétriques et altimétriques.....	81
4.3.2	Stéréopréparation des clichés préexistants (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997).....	82
4.3.3	Stéréopréparation avant le vol photogrammétrique	86
4.4	AEROTRIANGULATION	87
4.4.1	Orientation Interne	89
4.4.2	Orientation externe	91
4.4.3	Aérotriangulation et validation de nos photographies	96
4.5	RESTITUTION PHOTOGRAMMETRIQUE.....	102
4.5.1	Validation des restitutions glaciaires à partir de profils transversaux.....	104
4.6	CONSTRUCTION DES MNTs.....	105
4.7	LA METHODE CARTOGRAPHIQUE OU VOLUMETRIQUE	107
4.8	L'ESTIMATION DE L'ERREUR SUR NOS VARIATIONS DE VOLUME PAR LA METHODE DE THIBERT et al. (2008).....	108
4.8.1	Les hypothèses sur la densité de la neige	111
4.9	CONCLUSIONS DU CHAPITRE.....	112

Ce chapitre présente la photogrammétrie aérienne, les étapes générales que nous avons suivies jusqu'à la détermination du bilan de masse glaciaire. Ce chapitre a été divisé en huit sous-parties après une brève revue historique sur le développement de

la photogrammétrie aérienne. Dans un premier temps, nous décrivons les diverses étapes de la préparation d'un vol photogrammétrique, et plus particulièrement les caractéristiques de la préparation du vol photogrammétrique de 2006 relative à la région étudiée (partie 2). L'étape suivante concerne la mesure des points de contrôle, dit stéréopréparation photogrammétrique. La quatrième partie est relative aux redressements géométriques, c'est-à-dire l'aérotriangulation. Dans une cinquième partie, nous décrivons la restitution photogrammétrique proprement dite, c'est-à-dire la mesure des coordonnées du terrain dans les trois dimensions (3D). Nous discuterons du choix des algorithmes d'interpolation. La méthode cartographique d'estimation du bilan de masse glaciaire sera décrite dans une sixième partie. L'avant dernière partie du chapitre est consacrée aux calculs d'erreur globaux obtenus sur les glaciers restitués à partir de la méthode de **[Thibert et al., 2008]**. Ce chapitre conclut sur l'avenir de la photogrammétrie aérienne numérique, et les possibilités du scanner laser aéroporté pour une application glaciologique.

4.1 DEFINITION ET BREVE HISTORIQUE DU DEVELOPPEMENT DE LA PHOTOGRAMMETRIE

La photogrammétrie permet la reconstitution des coordonnées tridimensionnelle des objets de manière indirecte (sans toucher les objets) ; aujourd'hui cette technique de mesure est aussi connue sous le nom de télédétection **[Kraus et Waldhausl, 1998]**. Les produits finis issus de la photogrammétrie sont :

- des fichiers de coordonnées (nuage de points en 3D)
- des représentations graphiques (cartes topographiques ou plans architecturaux)
- des images redressées (orthophotos, orthophotocartes)

L'un des fondateurs de la photogrammétrie est le colonel français Aimé Laussedat (1819 – 1904), en 1859, suite à une présentation face à l'Académie de Sciences à Paris **[Kraus et Waldhausl, 1998]**. Suite à cette découverte (photogrammétrie à table plane), d'autres techniques photogrammétriques ont vu le jour au cours de 100 dernières années : la photogrammétrie analogique, suivi par la photogrammétrie analytique et aujourd'hui par la photogrammétrie digitale ou numérique. La photogrammétrie analogique (instrumentation optique/mécanique, et début de la

vision stéréoscopique) a débuté vers 1901 grâce à C. Pulfrich et l'invention du premier stéréocomparateur, et à E. von Orel et l'invention du premier stéréoautographe en 1909. Les résultats de ces inventions sont les cartes topographiques issues de couples photographiques aériens. Ainsi, le premier vol aérophotogrammétrique a été effectué en 1923 [*Finsterwalder, 1954*]. Les années 1970 marquent la fin de la photogrammétrie analogique et le début de la photogrammétrie analytique, avec l'apparition des calculateurs électroniques. De nouvelles technologies permettent de remplacer des composants mécaniques-optique/mécaniques par des composants électroniques. Ces nouvelles machines sont hybrides entre les instruments analogiques et numériques. Apparaissent alors les cartes digitales et des MNTs (Modèle Numérique de Terrain). Le début de la photogrammétrie digitale date des années 1990 grâce au large développement de l'informatique. La photogrammétrie digitale utilise des images numériques qui sont traitées par un ordinateur. Aujourd'hui, une grande partie des tâches traditionnelles en photogrammétrie analytique ont été complètement automatisées, du pointage des marques fiduciaires lors de l'orientation interne jusqu'à l'extraction automatique des MNTs grâce aux algorithmes de stéréocorrélation. Tous les travaux photogrammétriques de cette thèse ont été réalisés avec un système photogrammétrique numérique.

4.1.1 Photographies argentiques, images argentiques numérisées et images digitales

Actuellement, des clichés numériques peuvent être obtenus soit par une acquisition à partir d'une caméra digitale (matricielle ou à barrettes), soit par la numérisation des photographies préexistantes. Cependant la deuxième opération dite de numérisation de films argentiques est une opération délicate en raison de possibles dégradations (poussières, défauts d'étalonnage) de l'image lors d'une telle opération [*Kasser et Egels, 2001*]. Le premier critère de choix qui concerne l'acquisition des images est l'aspect géométrique des prises de vue. Les images acquises avec le système à barrettes (perspective cylindro-conique) présentent une définition moins rigoureuse (erreurs résiduelles de quelques pixels) que les images acquises avec un système matriciel (perspective conique). Le système matriciel est même plus précis (erreurs résiduelles de 0.1 pixels) que les photographies argentiques (déformations anisotropes lors des traitements du développement et séchage du film) ou les images argentiques numérisées (les déformation habituelles d'un film argentique

plus la dégradation de l'image lors du processus de numérisation) **[Kasser et Egels, 2001]**. Le deuxième critère est la résolution radiométrique. En effet, les capteurs à barrettes (ex. ADS40 de LH Systems) sont très performants au niveau de la résolution spectrale, car le spectre électromagnétique peut être séparé par un certain nombre de barrettes parallèles (ou groupe de barrettes). Ainsi, pendant qu'une barrette est orientée vers le nadir, les autres barrettes peuvent s'orienter soit en avant soit en arrière sous différents angles fixes par rapport à la verticale à diverses longueurs d'onde, selon les types de filtres utilisés **[Kasser et Egels, 2001]**. Cependant la dynamique de l'image est limitée (faibles temps d'exposition) en comparaison des caméras matricielles **[Kasser et Egels, 2001]**. Les capteurs matriciels ont besoin, pour la restitution de la couleur, soit d'un ensemble de filtres devant les pixels, soit de différentes matrices filtrées individuellement (équivalente d'un couplage de plusieurs cameras), **[Kasser et Egels, 2001]**. Ce système est, de ce point de vue, moins efficace que les capteurs à barrettes pour lesquels différents bandes spectrales peuvent être mesurées avec une seule caméra. Cependant, la sensibilité de ces capteurs matriciels est large et peuvent supporter quelques millisecondes d'exposition (utiles pour des vols hivernaux ou crépusculaires) **[Kasser et Egels, 2001]**. La sensibilité des négatifs photographiques argentiques dépendent essentiellement de la constitution (taille variable des cristaux) de son émulsion (à base d'halogénures d'argent). En photogrammétrie aérienne, des films panchromatiques et orthochromatiques ont été couramment utilisés, bien que des films infrarouges monochromes ou couleurs existent. En résumé, la qualité géométrique obtenue aujourd'hui par des capteurs matricielles est supérieure à celle obtenue par des caméras photogrammétriques traditionnelles ; en outre, aujourd'hui, on peut dire que la qualité radiométrique d'une caméra digitale est comparable à celle d'une caméra argentique.

Les clichés aériens dont on dispose pour la restitution des régions de l'étude ont été prises avec des caméras traditionnelles et scannés à partir de films de diapositives (vols 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997) et films négatifs originaux (vol 2006). Cette numérisation a été effectuée avec un scanner photogrammétrique à barrettes ULTRASCAN 5000 ® de Vexcel, à 14µm (16429x16429 pixels, 8 Bits) de résolution, par deux différentes compagnies photogrammétriques privées (Soluciones Geoinformaticas – en Colombia et Geoinpro – en Bolivie). D'après **[Kasser et Egels, 2001]**, ces appareils ont une excellente précision géométrique (numérisation des

pixels à une taille égal ou inférieure à $30\mu\text{m}$) ainsi qu'une grande amplitude numérique entre 8 à 12 bits (seuls 6 bits sont nécessaires, à cause des perturbations lors du processus photographique). Après un étalonnage préalable des détecteurs, le principal problème de ces appareils est la possibilité de générer des artefacts périodiques due à la poussière dans le système mécanique de la machine, qui peut entraîner des bandes parallèles sur les photographies numériques [Kasser et Egels, 2001]. Nos images, après numérisation et une vérification de ma part, sont affranchies de tels artefacts. La précision géométrique fournie par le constructeur est de l'ordre de $\pm 2\mu\text{m}$. On peut donc considérer que ces photographies sont adaptées pour un processus photogrammétrique de très haute qualité.

4.2 PLAN DU VOL 2006

La préparation du vol photogrammétrique commandé par l'IRD en 2006, a été élaborée en étroite collaboration avec le Mj. F. Montaña et le personnel militaire du Service National d'Aérophotogrammétrie (SNA) en Bolivie.

Après le choix de la surface à survoler, la première étape consiste à choisir une précision planimétrique, adapté à notre étude. Cette précision détermine alors l'échelle des photographies. Suivante l'échelle et la distance principale de la caméra, nous pouvons calculer la hauteur du vol. La base et par conséquent le recouvrement longitudinal, sont à leur tour fixés par la précision altimétrique souhaitée et l'échelle des photographies. Enfin, la dernière étape consiste à calculer la quantité des photographies par bande ainsi que le nombre de bandes pour une première évaluation économique.

La hauteur et la vitesse de l'avion sont des paramètres essentiels lors du vol photogrammétrique, car elles doivent être aussi constantes que possible pour obtenir de bons résultats. Les conditions météorologiques sont bien sûr fondamentales (ciel complètement dégagé de nuages). Le compromis entre l'exécution du vol à la fin de la saison sèche ou au milieu de la saison sèche est très délicat, car il existe un risque de chutes prématurées des précipitations solides sur les glaciers au cours de cette période, ce qui risque de retarder d'un an l'exécution du vol aérien. Si le vol avait été effectué à la même période de l'année 2005, les photographies auraient eu une qualité exceptionnelle, similaire à celle des clichés 1983 (ligne de névé vers 5600m d'altitude) (cf. Chapitre 3). Néanmoins, ce vol de 2006 est de très bonne qualité. Il a été exécuté avec l'une des caméras les plus performantes du marché,

construit par Carl Zeiss, la RMK TOP 15 (grand-angle A3 Pleogon Lenses, ouverture maximale F/4, et technologie FMC⁴).

4.2.1 Etablissement de l'aire et de la direction de vol

Le premier choix d'un vol photogrammétrique, est celui de la surface à survoler. A partir du plan de vol, des coûts économiques peuvent être établis. La planification d'un vol photogrammétrique est généralement effectuée sur la base de surfaces rectangulaires avec une surestimation de quelques kilomètres sur les bords (assurant un recouvrement intégral de la cible à photographier).

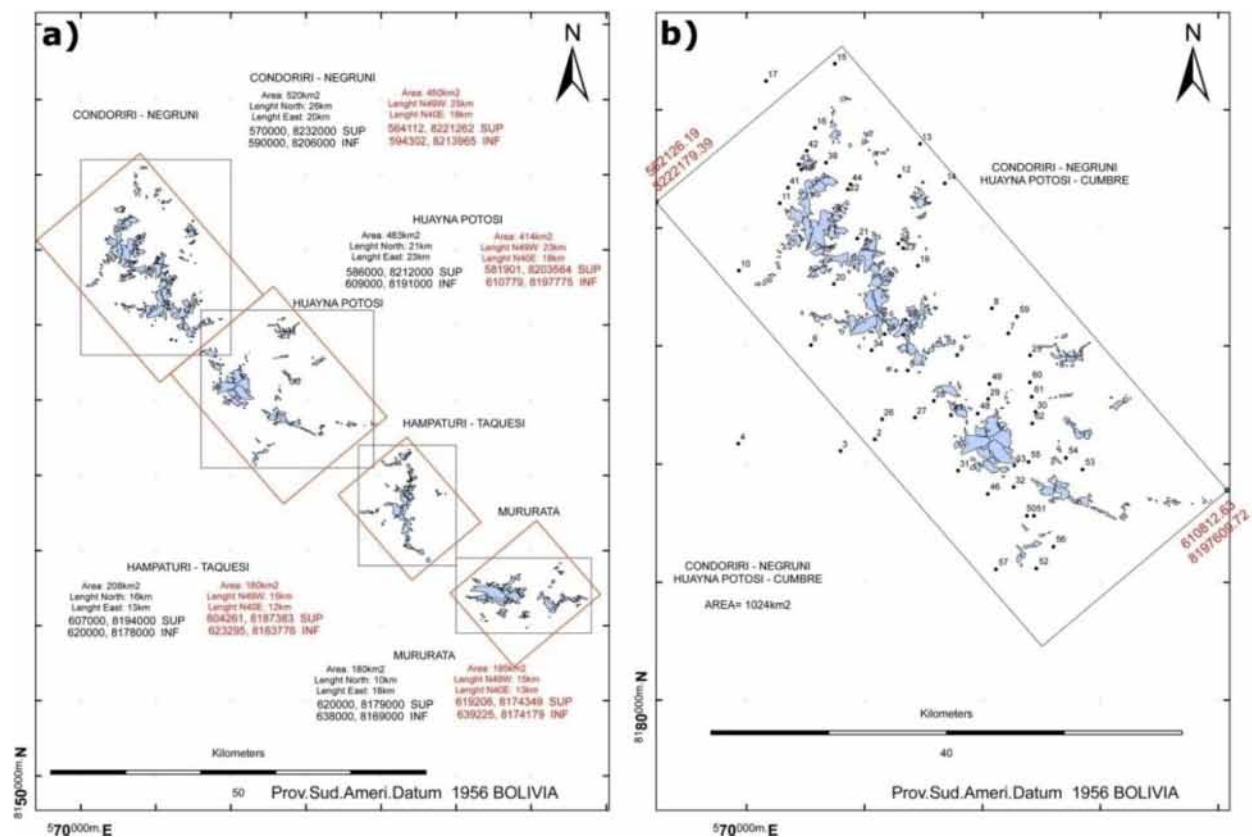


Figure 4.1 : Surface de la région à survoler. (a) Aires initialement prévues : orientation N-S (rectangles noirs), orientation NW-SE (rectangles rouges). (b) Aire survolée, les points noirs correspondent aux points de contrôle.

Initialement nous avons sélectionné une aire assez vaste sur quatre régions (1. Negruni – Condoriri, 2. Huayna – Cumbre – Chacaltaya, 3. Hampaturi – Taquesi et 4. Mururata) (cf. Chapitre 3), ayant un intérêt en terme des ressources en eau pour les villes de La Paz et El Alto. Pour minimiser la surface effective à photographier, les

⁴ FMC= Chambre à compensation de file (Forward Motion Compensation, en anglais)

quatre régions ont été considérées comme des blocs indépendants. En plus, deux directions de vol ont été aussi choisies (N-S : rectangles noires, et NW-SE : rectangles rouges) (**FIGURE 4.1.A**). A cause de l'orientation NW-SE de la Cordillère Royale et la position latérale des glaciers, la direction NW-SE offrait la surface la plus réduite par rapport aux glaciers à photographier (incidence économique : quantité de photographies, de numérisations et de points de contrôle). En plus, l'effet des ombres portées des massifs a été réduit en réalisant les vols photogrammétriques aux alentours de midi. A cause de difficultés budgétaires, le vol photogrammétrique a été réduit à la moitié de l'aire initialement prévue (régions Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya) avec une direction NW-SE (**FIGURE 4.1.B**). Enfin, le vol photogrammétrique a coûté 14000 \$US.

4.2.2 Précision planimétrique

La première étape dans la préparation d'un vol photogrammétrique consiste à choisir la précision que l'on souhaite. En fonction à la précision planimétrique et altimétrique (cf. 4.2.5) choisis, on détermine les paramètres d'un vol photogrammétrique. L'erreur planimétrique est fonction de l'échelle du vol et de l'écart-type sur le pointé stéréoscopique (**ÉQUATION 4-1**). L'écart-type sur le pointé stéréoscopique dépend de multiples facteurs dont la qualité des images, l'acuité visuelle de l'opérateur, la qualité visuelle des points visés et le système de restitution [**Blanc, 2003**]. D'après **Blanc [2003]**, l'écart-type sur le pointé stéréoscopique est d'environ 25µm. **Thibert et al., [2008]** ont pris en compte un écart-type de 10µm sur les points de contrôle et de 30 µm sur les autres.

Équation 4-1

$$\sigma_{\text{Planimétrique}} = m_b \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_P$$

σ_P = écart-type sur le pointé stéréoscopique

m_b = dénominateur de l'échelle photographique

Pour les clichés de 2006 et considérant une erreur planimétrique de 0.5 mètre (la précision recherchée est métrique) et un écart-type sur le pointé stéréoscopique de 25µm nous avons calculé une échelle proche de 1 : 15.000. Si l'on considère un écart-type stéréo de 30µm l'échelle obtenue est proche de 1 : 12.000, et si l'on considère un écart-type stéréo de 10µm l'échelle obtenue est proche de 1 : 35.000. Nous avons décidé d'effectuer le vol photogrammétrique à la même échelle que les

clichés de 1963, car le compromis entre la quantité des photographies nécessaire, le nombre de points de contrôle et la précision recherchée était optimale. L'échelle des vols 2006 est donc de 1 : 30.000 environ.

4.2.3 Echelle et hauteur du vol

La deuxième étape concerne le calcul de la hauteur du vol. La connaissance de l'échelle et de la distance principale de la caméra nous permettent de calculer la hauteur de vol grâce aux relations suivantes [Albertz et Kreiling, 1989]:

Équation 4-2

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

M_b = échelle photographique ;
m_b = dénominateur de l'échelle photographique ;
c = Distance principale de la caméra ;
h_g = hauteur de vol au-dessus du sol ;
s = distance sur le terrain et
s' = distance sur la photographie.

La hauteur du vol théorique ainsi calculée est de 4580m au-dessus du sol, avec une tolérance de ±10%. Lors du vol aérien en Bolivie, il a été difficile de respecter cette altitude, à cause des turbulences pendant les deux jours du vol. La hauteur moyenne obtenue après les redressements des images est de 4970m soit une échelle de 1 : 32.000, avec une hauteur minimale de 4780m (échelle 1 : 31.000) et une hauteur maximale de 5150m (1 : 34.000). Par conséquent, le vol a été effectué 400m au dessus de l'altitude théorique commandé. Enfin, la taille du pixel au sol scannée à 14µm, en considérant l'échelle maximale du vol, est égale à 0.46m. Chaque photographie recouvre une aire de 7.5x7.5km.

4.2.4 Choix de la base et du recouvrement longitudinal

L'erreur moyenne altimétrique des modèles stéréoscopiques dépend du facteur d'échelle des photographies (*m_b*), de l'erreur de pointé stéréoscopique (*σ_p*), de la hauteur du vol (*h_g*) et de la base (*b*) de prise de vue [Blanc, 2003]. Cette erreur est calculée à partir de la relation suivante:

Équation 4-3

$$\sigma_{\text{Altimétrique}} = \sigma_P \cdot \frac{h_g}{b} \cdot m_b$$

Cette relation permet donc de calculer la base (b) (et donc le recouvrement longitudinale) en fonction de la précision altimétrique souhaitée. Avec un recouvrement de 80%, la précision moyenne ainsi calculée est égale à 0.42m en planimétrie et 1m en altimétrie sur la mesure des points de contrôle (10 μ m), et de 2.5m en altimétrie et 1m en planimétrie sur des points quelconques (25 μ m). Avec un recouvrement de 60% la précision moyenne altimétrique aurait été égale à 0.50m sur des points de contrôle (10 μ m) et 1.25m sur des points quelconques (25 μ m).

Nous avons préféré un recouvrement à 80%, au détriment d'une précision altimétrique moins bonne, afin d'obtenir un modèle plus robuste statistiquement lors des calculs dans l'aérotriangulation, et au profit d'une nette amélioration visuelle des modèles stéréoscopiques. En outre, un recouvrement longitudinal de 80% permet de minimiser la distorsion de la perspective stéréoscopique des photographies due aux importantes dénivelées de la région d'étude. En effet, il existe entre 1500 à 2000m de variation altimétrique (certains les sommets sont à plus de 6000m d'altitude). En région de plaine, des recouvrements de 60% sont plus adaptés, car un rapport base-altitude proche de 1 est considéré comme optimal lors des travaux stéréoscopiques (le rapport base-altitude avec un recouvrement à 60% est égale à 1 : 1.7, tandis que 1 : 3.3 avec un recouvrement de 80%). La stéréoscopie (qualité visuelle des points visés) de nos clichés est largement supérieure à celle des clichés de 1963 à 60% de recouvrement et une échelle semblable. Cependant, il existe toujours un compromis entre la hauteur du vol, la base de prise de vue et la précision (cf. 4.2.5). Dans le cas des clichés de 2006, un point de liaison ou de contrôle est repérable au maximum sur 12 clichés, tandis que sur les clichés 1963, un point de liaison ou de contrôle est repérable au maximum sur 6 clichés. Cet aspect est crucial lors de l'étape d'aérotriangulation (cf. 4.4) avec un réseau des points de contrôle prédéfini. Une aérotriangulation à 80% de recouvrement est beaucoup plus robuste qu'une aérotriangulation à 60% de recouvrement (un point est repérable sur un plus grande nombre de photographies). Nous avons décidé de réduire la précision des restitutions individuelles en altimétrie, mais d'augmenter la qualité de l'aérotriangulation globale des blocs considérés.

Il faut noter que ces calculs d'incertitudes sont approximatifs, car l'échelle de nos clichés est variable à cause du fort relief (2000m de dénivelé) ; l'écart-type sur le pointé stéréoscopique est lui aussi variable car il dépend de la qualité des images (type de capteur, conditions météorologiques au moment du vol photogrammétrique), de l'acuité visuelle de l'opérateur et de la qualité visuelle des points visés (laquelle est largement supérieure avec un recouvrement à 80% en régions montagneuses). Le temps d'exposition (vitesse de vol) ainsi que les données aéronautiques sont calculés par les responsables du vol photogrammétrique.

4.2.5 Recouvrement longitudinal, latéraux et nombre de photographies

Enfin, comme il y a plusieurs axes de vol, il nous faut déterminer le recouvrement latéral et la distance entre bandes. Les relations suivantes **[Albertz et Kreiling, 1989]** nous permettent de calculer ces éléments :

Équation 4-4

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

b = base photographique ;

d = largeur d'un côté du négatif représentée à l'échelle du terrain ;

p = recouvrement longitudinal désiré ;

q = recouvrement latéral désiré et

a = distance entre bandes

D'après **[Pérez, 2001]** un recouvrement entre 10 et 20% est suffisant entre les bandes, tandis que **[Albertz et Kreiling, 1989; Kraus et Waldhausl, 1998]** conseillent des recouvrements à 30%. Nous avons considéré la deuxième option, car un recouvrement à 30% est plus robuste (un point de liaison ou de contrôle est repérable sur un plus grand nombre de clichés) lors de la phase de l'aérotriangulation. Le nombre des photographie (38 photographies par bande) ainsi que le nombre des bandes (4 bandes en totale) ont été calculés à partir des relations suivantes **[Albertz et Kreiling, 1989]**:

Équation 4-5

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

n_p = nombre des photographies ; n_q = nombre des bandes ; l_p = longueur de la bande de clichés et l_q = largeur du terrain à photographié

Aucun problème de dérive n'a été constaté après le vol photogrammétrique de 2006. La **FIGURE 4.2** présent un diagramme standard d'un recouvrement photogrammétrique.

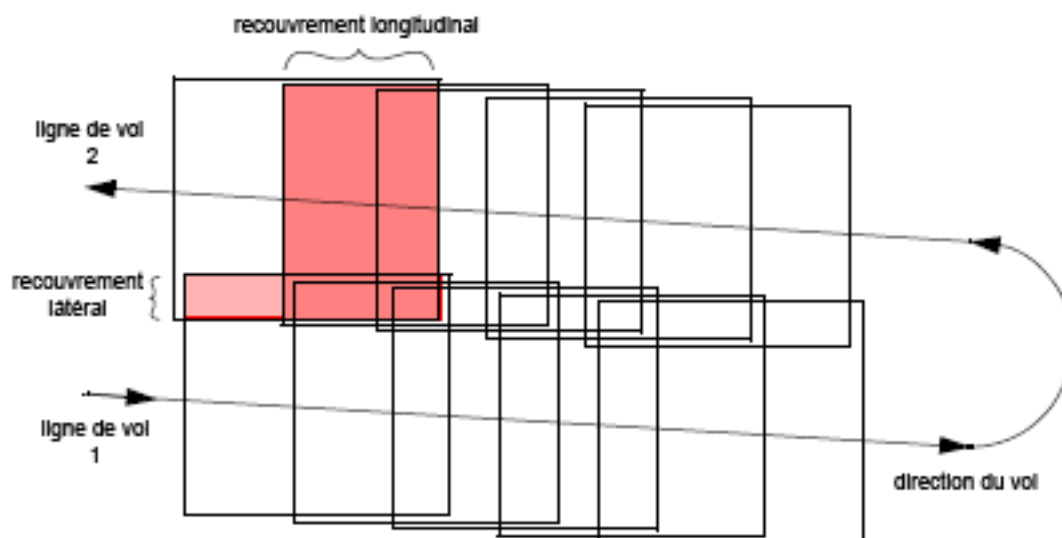


Figure 4.2 : Diagramme d'un recouvrement photogrammétrique, d'après [Leica Geosystems GIS & Mapping, 2003]

4.3 STERÉOPRÉPARATION ET MESURE DES POINTS DE CONTROLE

La campagne de stéréopréparation photogrammétrique consiste à déterminer sur le terrain les coordonnées planimétriques et altimétriques (rattachées à un système géodésique) de points parfaitement identifiables sur les clichés. Ce réseau de points de contrôle sera utilisé lors de l'étape de redressement des clichés (aérotriangulation).

4.3.1 Système de coordonnées planimétriques et altimétriques

Pour notre étude, nous avons dû choisir un système de référence planimétrique et altimétrique pour l'ensemble de notre région d'étude. C'est un choix important car tous les MNT produits par les restitutions photogrammétriques sont référencés dans ce système. En particulier, le système altimétrique peut être déterminant dans les applications futures. En effet, il ne conditionne pas seulement les altitudes mais aussi les dénivelés, ce qui peut avoir de fortes incidences en hydrologie.

En Bolivie, le système géodésique traditionnellement utilisé est le système local PSAD56 (acronyme en anglais de : Provisional South American Datum, 1956)

construit à partir de l'Ellipsoïde International 1924 (Ellipsoïde de Hayford) et la projection UTM. Le système géocentrique WGS84 (acronyme en anglais de: World Geodetic System, 1984) construit à partir de l'Ellipsoïde WGS84 (associé parfois à des hauteurs correspondant au Géoïde-EGM96) est aussi largement utilisé puisque les observations GPS (acronyme en anglais de Global Positioning System) sont dans ce système de référence international.

Les travaux de **Jordan [1991]** ont été effectués dans le système géodésique traditionnel PSAD56-Bolivie, et l'altimétrie est rattachée au géoïde. Les travaux effectués par **Rabatel [2005]** ont été réalisés dans le système WGS84 associé au Géoïde EGM96. Il aurait été logique dans le cadre de notre étude d'utiliser un système altimétrique lié au géoïde, d'une part pour assurer une cohérence avec les travaux précédents [**Jordan, 1991; Rabatel, 2005**], d'autre part pour l'utilisation future des MNT à des fins hydrologiques. Néanmoins, notre région d'étude n'est quasiment pas couverte par le réseau de points géodésiques national. Il en résulte que la surface du géoïde est très mal connue dans cette région et qu'elle ne peut pas constituer une référence pour notre étude. Nous avons donc choisi de travailler dans le système WGS84, avec des hauteurs relatives à l'ellipsoïde. Dans le futur, ces hauteurs pourront être corrigées à l'aide d'un modèle de géoïde (similaire au modèle RAF98 en France) afin d'obtenir des altitudes par rapport au géoïde. Dans notre région d'étude, la différence entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde est d'environ 46m. Il faut souligner que, pour nos applications glaciologiques et notre travail de thèse, le choix du système altimétrique n'a aucun impact sur le calcul des variations de volume des glaciers (calcul en relatif).

4.3.2 Stéréopréparation des clichés préexistants (1956 – 1963 – 1975 – 1983 – 1997)

En Bolivie le réseau géodésique national, élaboré par l'Institut Géographique Militaire Bolivien (IGM), a été réalisé/complété au cours des dernières décennies. Les points géodésiques de ce réseau ont été mesurés pendant plusieurs jours (15 jours d'observation au minimum) à l'aide de moyens topographiques traditionnels [**A. Machaca, communication personnelle**] : ce sont des points géodésiques de premier ordre (avec une précision centimétrique). Nos points de contrôle photogrammétriques ont été obtenus à partir de quatre points (Milluni, Cumbre, Union et Fabulosa) de premier ordre du réseau géodésique IGM – Bolivie.

Du fait que la réalisation du vol photogrammétrique 2006 était incertaine (conditions météorologiques et conditions de neige sur les glaciers) nous avons établi un réseau important de points de contrôle, à partir des points naturels (facilement identifiables sur les clichés).

Pour ces points de contrôle, nous avons utilisé, un instrument GPS différentiel Promark2 (Thales – Corporation) monofréquence L1 (~1575.42 Mhz, $\lambda = 0.1905\text{m}$), 12 canaux (précision, d'après le constructeur, de 5mm en planimétrie et 10mm en altimétrie, pour des bases inférieures à 25 km et des temps d'observation importantes). Pour vérifier la précision du réseau géodésique national et tester les mesures GPS, nous avons mesuré deux points géodésiques IGM de premier ordre éloignés approximativement de 12 km, avec 3 heures d'observation (point Union au point Milluni). Le calcul de post-traitement a révélé des écarts en X (0.010m) en Y (0.013m) et en Z (0.148m) compatibles avec la précision du réseau géodésique. Considérant simplement 1 heure d'observation, les écarts en X, Y et Z sont 0.014m, 0.018m, 0.164m respectivement et considérant 30 minutes d'observation les écarts sont 0.016m, 0.017m, 0.177m respectivement. Tous nos points de contrôle ont été observés pendant au moins 1 heure. Nous pouvons ainsi considérer que nos points de contrôle ont une erreur de quelques centimètres tant en planimétrie qu'en altimétrie. Cette erreur est négligeable pour l'aérotriangulation et le niveau de précision recherché. Enfin, l'identification des points de contrôle sur les clichés aériens conditionne aussi la précision de l'aérotriangulation.

La stéréopréparation des photographies anciennes n'a pas été une tâche facile car les vols photogrammétriques effectués entre 1956 et 1997 ont des échelles et des directions très différentes (cf. Chapitre 3). Pour effectuer la stéréopréparation pour chaque vol disponible, nous avons utilisé le plan de vol des photographies de 1963 et de 1997 qui permettent de représenter les échelles et les directions de tous les autres vols. En effet, d'une part les photographies de 1963 correspondent au vol le plus bas et à une direction de vol semblable à celle de 1975. D'autre part, les photographies de 1997 contiennent les informations cartographiques les plus récentes (routes, habitations), et correspondent au vol le plus haut, la direction de ce vol étant semblable à la direction du vol de l'année 1956. En choisissant des points de contrôle en commun sur les photographies de ces deux années, les points de contrôle sont reconnaissables pour une échelle 1 : 30.000 à 1 : 50.000 et pour les différentes orientations de vols.

Pour définir ces points, nous avons au préalable identifié des emplacements susceptibles de convenir aux différentes photographies, puis nous avons mesuré 85 points pour les deux régions de travail (**FIGURE 4.3**). 43 points sur la région Negruni – Condiriri, et 42 points sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya. 62% de nos points ont été mesurés sur des constructions artificielles (barrages, ponts, croisements de chemins, toitures d'anciens campements miniers et d'anciennes cours); 38% des nos points ont été mesurés sur des objets naturels (coins de rochers, croisements de rivières, canaux naturels et coins de lacs).

La distance maximale entre un point géodésique et un point de contrôle photogrammétrique est de 22.1 km; la distance moyenne entre les points géodésiques et les points de contrôle est de 9.6 km. L'écart-type maximal de nos points de contrôle photogrammétriques est de 0.060 m en planimétrie et 0.064 m en altimétrie, la moyenne est de 0.019 m en planimétrie et 0.028 m en altimétrie (erreurs fournies par le calcul du post-traitement). Tous ces points ont été mesurés entre août 2003 (15 points mesurés par A. Rabatel et A. Machaca [**Rabatel, 2005**]) et juin 2006 (70 points mesurés par moi-même et A. Machaca) en plusieurs campagnes de terrain. Le point le plus éloigné d'un chemin se trouve à 6 jours de marche (aller et retour). En résumé, 75% de ces points de contrôle photogrammétriques sont identifiables sur la totalité des clichés des six vols photogrammétriques de 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006 (pas tous les points de contrôle sont identifiables sur tous les clichés).

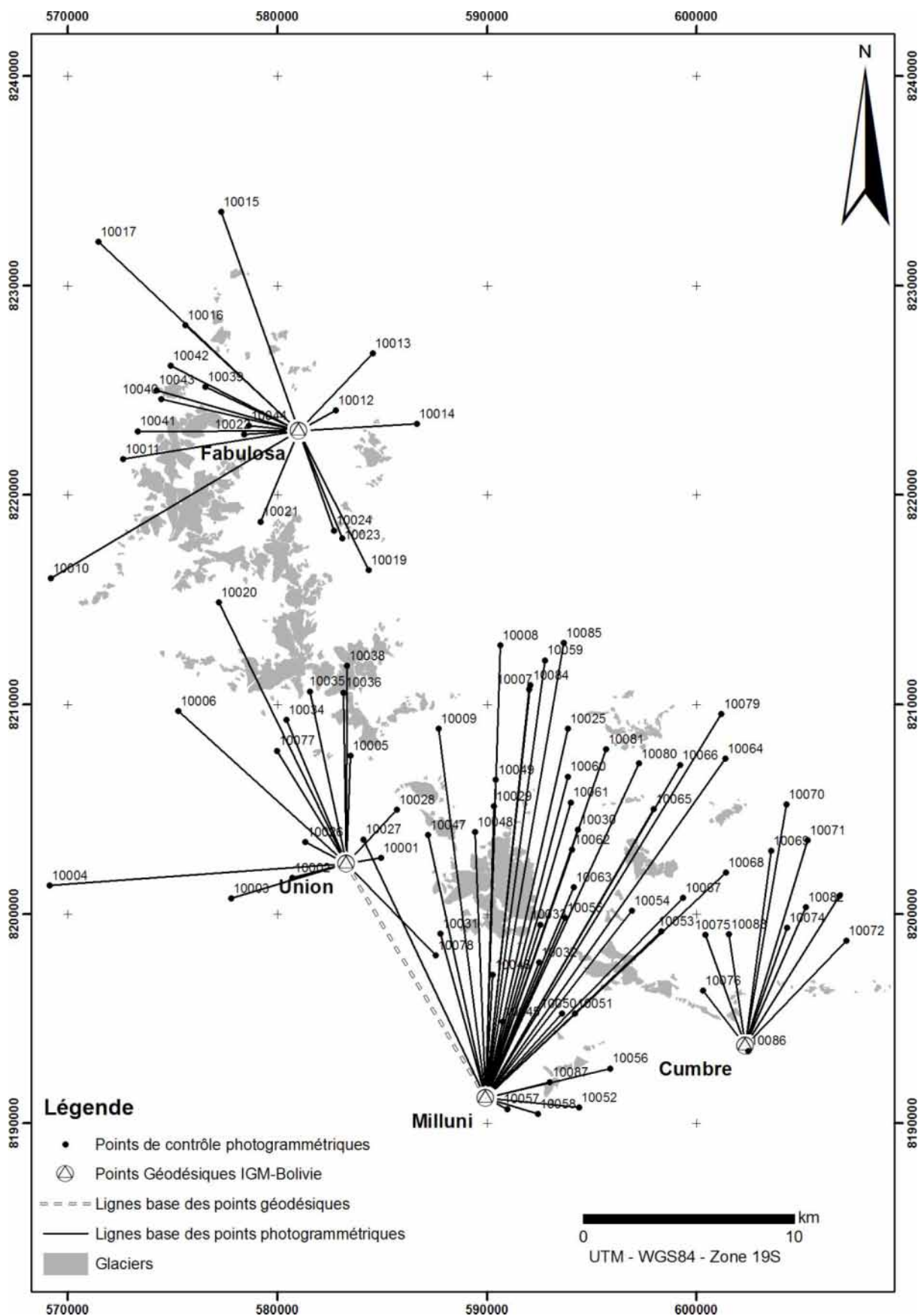


Figure 4.3 : Points de contrôle mesurés à partir des points géodésiques IGM – Bolivie

4.3.3 Stéréopréparation avant le vol photogrammétrique

La pré-signalisation ou stéréopréparation avant un vol photogrammétrique consiste à mettre en place des repères au sol qui seront visibles sur les photographies. Il s'agit d'installer sur le terrain des formes particulièrement remarquables (ou d'utiliser des points naturellement visibles), soit des croix, des cercles ou des hélices, pour qu'elles soient photographiées pendant un vol photogrammétrique. Dans notre cas, cette étape a consisté simplement à compléter les régions avec un faible recouvrement des points de contrôle ou lorsque les points de contrôle déjà mesurés n'étaient pas facilement identifiables sur les clichés 2006.

Pour réaliser une stéréopréparation avant un vol photogrammétrique il faut considérer deux aspects. Le premier est relatif à l'échelle et à la forme des marques de pré-signalisation. Ces marques doivent avoir une taille adaptée à l'échelle des photographies, pas trop petites (car elles ne seraient pas visibles sur les clichés) ni trop grandes (car le pointage stéréoscopique ne serait pas très précis), (**FIGURE 4.4.A**). En plus, la forme des marques doit être clairement identifiable sur les clichés. **Albertz et Kreiling [1989]** conseillent de réaliser des croix ou des hélices (**FIGURE 4.4.B**). Le deuxième aspect correspond à la couleur des cibles ainsi que son positionnement sur le terrain. La reconnaissance des cibles sur les clichés dépend aussi en grande partie des contrastes, de l'éclairage, des conditions atmosphériques, etc. [**Albertz et Kreiling, 1989**]. Pour la stéréopréparation avant le vol photogrammétrique 2006, nous avons choisi des hélices pour équiper le terrain. Chaque branche de chaque hélice avait trois mètres de long (0.01 cm sur un cliché à échelle 1 : 30.000) par 0.63 m de large et avait été peinte alternativement en noir et blanc (photographies panchromatiques), en bandes longitudinales de 30 cm. Ces hélices avaient été mises au sol suivant un angle de 120° entre elles, et fixées au sol avec des rochers et des clous.

Au total, nous avons installé une vingtaine d'hélices, sur des points ayant fait l'objet d'une observation préalable par GPS (points géodésiques de l'IGM inclus). Malheureusement la plupart des hélices ont été perdues avant même la réalisation du vol photogrammétrique de 2006, bien que nous ayons installé les hélices une semaine avant la réalisation du vol (en prévision des enlèvements par des forts vents ou des éventuels vols). Seules 5 hélices ont été photographiées et sont visibles sur les clichés de 2006. Malgré ça, les clichés 2006 ont été redressés de manière très

satisfaisante en utilisant le réseau de points de contrôle préalablement établie sur les régions de l'étude.

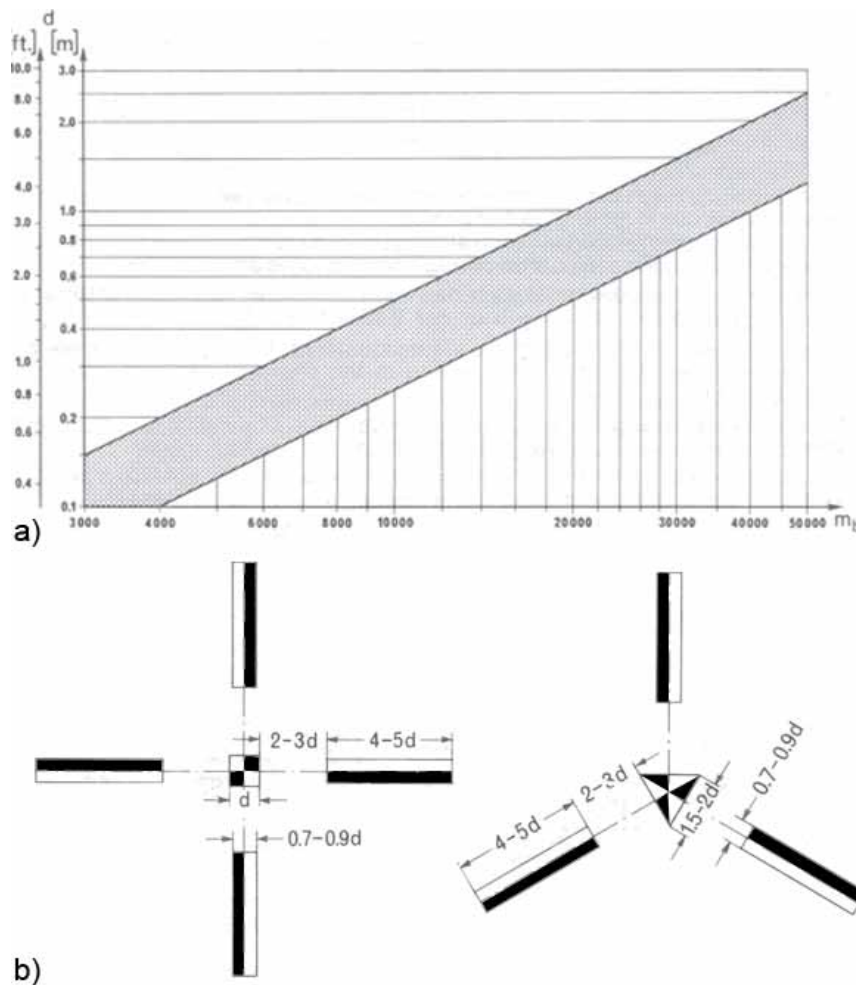


Figure 4.4 : Echelle (a), dimension et formes (b) conseillés pour des signaux. Modifié d'après [Albertz et Kreiling, 1989]. La dimension (d) des formes se calcule par l'abaque (a) en fonction du dénominateur de l'échelle photographique (m_b)

4.4 AEROTRIANGULATION

L'aérotriangulation consiste à reconstituer la géométrie des prises de vues des clichés lors du vol aérotophogrammétrique (orientation des prises de vues dans l'espace). Il est indispensable de connaître cette géométrie pour effectuer une restitution photogrammétrique à posteriori. Grâce à l'aérotriangulation, il est possible de déterminer la précision de nos modèles stéréoscopiques.

Initialement, nous avons prévu des aérotriangulations en bloc pour chaque vol photogrammétrique disponible (1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006). Dans un premier temps, les calculs des paramètres inconnus d'orientation des prises de vues ont été effectués en collaboration avec l'équipe du Prof. Dr. Ekkehard Jordan (Institut

de Géographie -Université Heinrich Heine) à Düsseldorf – Allemagne, sous le logiciel Bingo (programmeur Dr. Irving Kruck). Bingo fait partie des logiciels de la station stéréophotogrammétrique digitale Soccet Set ®. Suite à ces travaux d'aérotriangulation, nous avons mis en évidence d'énormes écarts altimétriques sur des points communs aux vols photogrammétriques et non utilisés pour le calcul (cf. 4.4.4). Ces écarts pouvaient atteindre 15m, totalement incompatibles avec la précision recherchée. Nous soupçonnions que l'origine des différences altimétriques entre les différents vols photogrammétriques était le pointage sur le logiciel d'aérotriangulation Bingo. En effet, nous ne disposions pas d'interface stéréoscopique dans ce logiciel. Aussi, tous nos points de liaison et de contrôle avaient été mesurés avec une interface bidimensionnelle, donc avec un pointage imprécis. Pour pallier ce défaut lié à Bingo, nous avons choisi de faire les mesures avec une station photogrammétrique digitale LPS (Leica Photogrammetry Suite ®), où l'on dispose d'une interface stéréoscopique (anaglyphes). La détermination des paramètres inconnus d'orientation des prises de vues a été effectuée en collaboration avec la Société privée Sintegra (Renaud Blanc, ingénieur topomètre chez Sintegra S.A.) à Meylan – France, sous le logiciel ORIMA (programme de Dr. Ludger Hinsken). Orima fait partie des logiciels de la station stéréophotogrammétrique LPS. Malheureusement, nous avons encore constaté de grands écarts altimétriques, à l'exception de l'aérotriangulation de 2006. Actuellement, ces différences altimétriques restent toujours inexplicables. Les erreurs d'aérotriangulation des vols photogrammétriques 1956, 1963, 1975, 1983, et 1997 pourraient être dues à : 1°) la carence du bulletin de calibration des caméras (nous disposons des étalonnages de calibration des caméras pour les vols photogrammétriques de 1997 et 2006 seulement), 2°) la déformation des films photographiques, due à un mauvais stockage, ou à l'âge des photographies (certains films ont plus de quarante ans), 3°) la carence des marques fiduciaires (les clichés de 1956 n'ont pas de marques fiduciaires), 4°) des problèmes sur la précision géométrique des vieilles caméras photogrammétriques (comme on ne dispose pas des bulletins de calibration sur certains clichés, il est impossible de connaître les distorsions des objectifs), 5°) des problèmes dans la navigation de quelques vols photogrammétriques (le recouvrement de 20% sur les clichés de 1956 n'a pas été respecté ; entre deux bandes il est inférieur à 10%), et 6°) des incertitudes sur le pointage entre bandes à cause de l'évolution du manteaux neigeux (les vols 1956 et 1963 ont parfois une

différence de quelques semaines entre les bandes, car ces vols recouvrent une grande partie du territoire national).

Finalement, pour pallier ces difficultés, nous avons décidé de changer de méthodologie et de travailler par couple stéréoscopique pour tous les clichés réalisés avant 2006. Dans un premier temps, nous avons effectué une aérotriangulation sur l'ensemble des photographies 2006 (sur deux blocs, l'une sur la région Negruni – Condoriri et l'autre sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya). Nous avons vérifié la qualité géométrique de ces blocs redressés géométriquement par comparaison des points obtenus par GPS différentiel (non utilisés pour le calcul de triangulation) et levés par stéréoscopie à partir des clichés 2006. Nous avons ensuite redressé les clichés des autres vols photogrammétriques par couples stéréoscopiques, en prenant en compte des points de contrôle issus des campagnes de stéréopréparation ainsi que des points de contrôle déterminés à partir de la restitution photogrammétrique de 2006, c'est-à-dire que nous avons effectué une stéréopréparation des anciens clichés à partir des stéréomodèles 2006. Cet artifice améliore le calage en « relatif » des anciens clichés pour les calculs des variations de volume.

4.4.1 Orientation Interne

L'orientation interne consiste à déterminer les coordonnées image des photographies. Pour cela, il est indispensable de connaître les coordonnées image du point principal et la distance focale de l'objectif. Les coordonnées image du point principal sont obtenues par pointage des marques fiduciaires sur les clichés. La distance principale et les coordonnées des marques fiduciaires sont fournies avec les clichés sur le bulletin de calibration de la caméra. Une photographie aérienne dispose généralement de 4 ou 8 marques fiduciaires, la forme et l'emplacement des marques dépendent du type de caméra employé lors du vol photogrammétrique (**FIGURE 4.5**).

Les clichés de 1956 et de 1963 présentent une forme et une configuration semblables aux diagrammes d-g sur la **FIGURE 4.5** (on suppose que la caméra employée était la même pour ces vols photogrammétriques). La forme et la configuration des marques fiduciaires des clichés 1975 sont semblables aux diagrammes f-i sur la **FIGURE 4.5**. Les clichés de 1983 présentent une forme et une configuration semblable aux diagrammes c-h sur la **FIGURE 4.5**. Enfin, les clichés

1997 et 2006 ont été obtenus avec une caméra similaire à celle du diagramme b sur les marques centrales et du diagramme c sur les marques aux coins des clichés avec une configuration i (**FIGURE 4.5**). Sur les clichés de 1956, simplement 2 marques fiduciaires étaient présentes. Nous avons utilisé les extrémités des demi-triangles internes comme pseudo marques fiduciaires (**FIGURE 4.5.D**). Les paramètres de calibration des caméras des vols photogrammétriques 1956-1963-1975 et 1983 n'étaient pas disponibles à l'IGM. Une pseudo calibration de caméra a été effectuée par A. Machaca en 2003 sur un restituteur analytique (Planicom, de Zeis) lors des restitutions sur des glaciers du massif du Charquini (sur les triangles internes pour les clichés de 1956). De cette façon, les coordonnées des marques fiduciaires pour tous ces vols sont connues à quelques microns près. En revanche, les distorsions de ces caméras restent inconnues et nous les avons négligées. Au cours de l'orientation externe, nous avons sélectionné un grand nombre de points de contrôle (une dizaine) afin de diminuer l'influence de ces distorsions. Nous avons utilisé les coordonnées des marques fiduciaires obtenues par Machaca, ainsi que la distance principale indiquée sur chaque cliché.

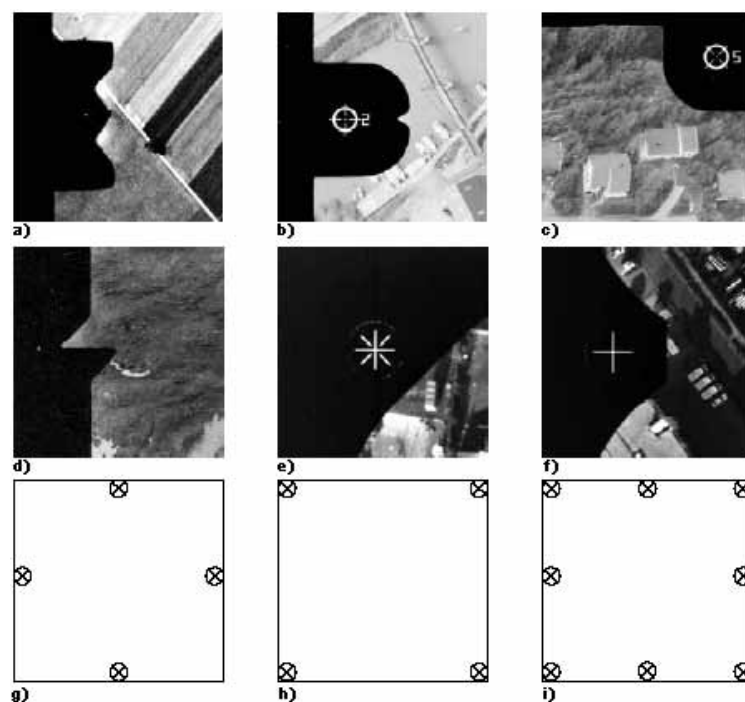


Figure 4.5 : Type (a, b, c, d, e et f) et configuration (g, h et i) des marques fiduciaires classiques en photogrammétrie aérienne. Modifié d'après [Linder, 2006]

La transformation des coordonnées du comparateur (x_k, y_k) en coordonnées image peut être obtenue soit par une transformation plane de similitude avec détermination

par excès, soit par une transformation plane affine. Les principes de calcul de l'orientation interne (formules des transformations des coordonnées du comparateur, correction de la distorsion, correction de la sphéricité et correction de la réfraction) sont largement développés dans la littérature spécialisée [*Albertz et Kreiling, 1989; Kraus et Waldhausl, 1998*].

4.4.2 Orientation externe

Deux méthodes d'orientation externe peuvent être distinguées : l'orientation externe effectuée en une seule étape et l'orientation externe en deux étapes (orientation relative et orientation absolue). Dans le premier cas, tous les éléments d'orientation du couple stéréoscopique sont déterminés de façon simultanée. Cette méthode est aussi connue sous le nom d'orientation par faisceaux. Dans le deuxième cas, il faut d'abord déterminer un stéréomodèle (élimination de la parallaxe verticale des clichés) dans un système de coordonnées propre aux photographies. Cette étape s'appelle orientation relative. La deuxième étape consiste à transformer les coordonnées image en coordonnées terrain (à partir d'une transformation spatiale de similitude) : c'est l'orientation absolue.

Le logiciel (Orima sous une plateforme LPS) que nous avons employé utilise la méthode par faisceaux. Tout d'abord nous avons redressé les clichés de 2006 par blocs, un bloc sur la région Negruni – Condoriri (51 photographies) et un deuxième bloc sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya (46 photographies). Ensuite, nous avons triangulé les clichés 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997 par couples stéréoscopiques recouvrant simplement les glaciers préalablement choisis (cf. Chapitre 3).

4.4.2.1 Croquis des points de liaison sur un bloc photographique

Pour chaque couple, il est nécessaire d'établir un réseau de points de liaison (ou Tie point). Une distribution de type O. von Gruber (deux colonnes de 3 points) peut être établie, c'est-à-dire 6 points sur la région de recouvrement stéréoscopique, 2 points tant sur la partie supérieure, sur la partie intermédiaire et sur la partie inférieure des clichés, les points supérieurs et inférieurs serviront de connecteurs pour la bande supérieure et pour la bande inférieure respectivement. Les 3 points latéraux sur la première et la deuxième colonne serviront de connecteurs pour la photographie en avant ou en arrière respectivement.

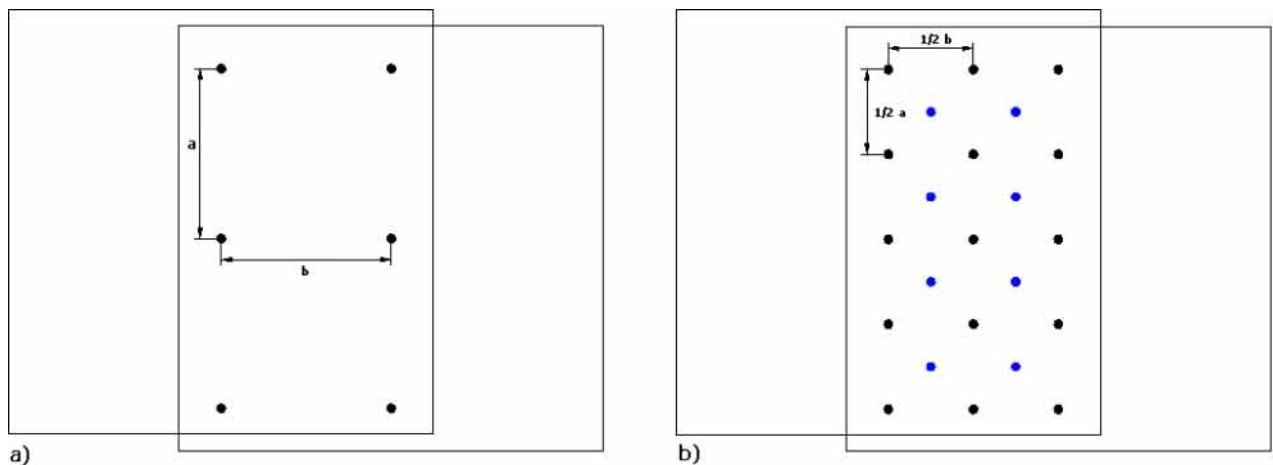


Figure 4.6 : Configuration des points de liaison, a) Configuration O. von Gruber, b) Configuration adoptée.

Cependant, d'après [Kruck, 2002] des réseaux beaucoup plus denses (entre 20 et 30 points par couple stéréoscopique) permettent d'obtenir des résultats plus précis lors des calculs itératifs (par la méthode de faisceaux) dans l'aérotriangulation. Ainsi, chaque modèle stéréoscopique a été réalisé avec une configuration beaucoup plus dense (au minimum 20 points de liaison) que celle d'O. von Gruber (**FIGURE 4.6**). Le seul inconvénient d'une grande quantité des points de liaison mesurés est le temps de calcul entre chaque itération. Enfin, considérant un recouvrement longitudinal et transversal de 60 et 30% respectivement, un point de liaison est visible sur 6 photographies (au maximum), tandis qu'avec un recouvrement entre 80 et 30%, un point de liaison est visible sur 12 photographies (au maximum).

4.4.2.2 Triangulation par la méthode des faisceaux

Pour effectuer une triangulation en bloc, les seules données utiles sont les coordonnées image des points de liaison ainsi que les coordonnées image et coordonnées terrain des points de contrôle. Dans la méthode des faisceaux, les faisceaux des positions des points de liaison et les faisceaux des points de contrôle sont ajustés de façon simultanée. Cette méthodologie est basée sur la condition de colinéarité.

- Détermination des équations de colinéarité

Soit un système de coordonnées image $(\bar{x}', \bar{y}', \bar{z}')$ fictif parallèle au système de coordonnées terrain (X, Y, Z) (dans la réalité, ils ne sont pas parallèles). Le centre de projection $O(X_o, Y_o, Z_o)$, le point image $p(x, y, z)$ et le point projeté du terrain $P(X, Y, Z)$ se trouvent sur la même droite (condition de colinéarité) [Pérez, 2001] (**FIGURE 4.7**).

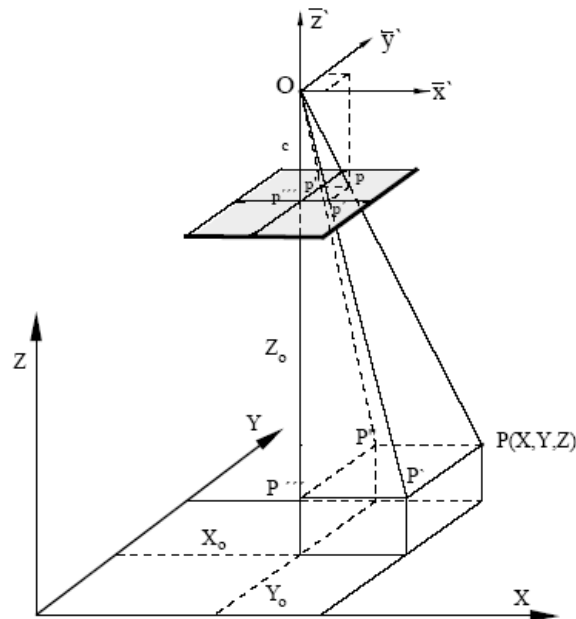


Figure 4.7 : Condition de colinéarité [Pérez, 2001]

On peut donc déduire à partir de la Figure 4.7:

$$\lambda = \frac{\overline{P'P'''} }{\overline{p'p'''} } = \frac{\overline{PP'}}{\overline{pp'}} = \frac{\overline{OP'''} }{\overline{Op'''} }$$

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

En forme matricielle :

Équation 4-6

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

Contrairement au système fictif qui est parallèle, le système de coordonnées image réel n'est pas parallèle au système de coordonnées terrain. Il doit donc subir une rotation. Si on effectue les trois rotations dans l'espace $(\omega, \varphi, \kappa)$ du système de coordonnées image $(\bar{x}', \bar{y}', \bar{z}')$ alors on obtient le système suivant (x', y', z') (**FIGURE 4.8**).

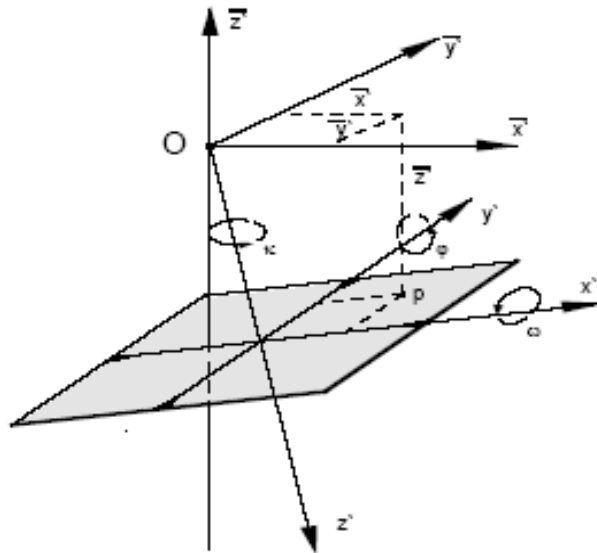


Figure 4.8 : Rotations dans l'espace du système des coordonnées image [Pérez, 2001]

La transformation par rotation dans le plan de l'image sera :

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

c est la distance principale.

En forme matricielle :

Équation 4-7

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

R est la matrice de rotation $(\omega, \varphi, \kappa)$, dont les coefficients ont pour valeurs :

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

Si on substitue l'équation 4-5 par l'équation 4-6 on obtient :

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

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

Puisque dans une matrice orthogonale [R], [R⁻¹] (matrice inverse) = [R^T] (matrice transposée), et en appelant [R⁻¹] = [M] on obtient :

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \\ c' \end{bmatrix} = \frac{1}{\lambda} M \begin{bmatrix} X - X_o \\ Y - Y_o \\ Z - Z_o \end{bmatrix} = \frac{1}{\lambda} \begin{bmatrix} m_{11} & m_{12} & m_{13} \\ m_{21} & m_{22} & m_{23} \\ m_{31} & m_{32} & m_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X - X_o \\ Y - Y_o \\ Z - Z_o \end{bmatrix}$$

On obtient alors :

$$\begin{aligned} x' &= \frac{1}{\lambda} [m_{11}(X - X_o) + m_{12}(Y - Y_o) + m_{13}(Z - Z_o)] \\ y' &= \frac{1}{\lambda} [m_{21}(X - X_o) + m_{22}(Y - Y_o) + m_{23}(Z - Z_o)] \\ c' &= \frac{1}{\lambda} [m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)] \end{aligned}$$

Enfin en divisant les deux premières équations par la troisième équation et en changeant de membre la distance focale, on obtient les équations de colinéarité :

Équation 4-8

$$\begin{aligned} x' &= -c \frac{m_{11}(X - X_o) + m_{12}(Y - Y_o) + m_{13}(Z - Z_o)}{m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)} \\ y' &= -c \frac{m_{21}(X - X_o) + m_{22}(Y - Y_o) + m_{23}(Z - Z_o)}{m_{31}(X - X_o) + m_{32}(Y - Y_o) + m_{33}(Z - Z_o)} \end{aligned}$$

Ces équations ont 12 éléments indépendants, (coordonnées image $[x', y', c]$ connues, les coordonnées des points de contrôle $[X, Y, Z]$ connues, les trois translations $[X_o, Y_o, Z_o]$ inconnues, et les trois rotations $[\omega, \varphi, \kappa]$ inconnues) d'une seule image. La méthode pour la détermination des équations de l'autre image est la même. Donc pour un couple de photographies nous avons six translations inconnues et six rotations inconnues ; $[\omega_1, \varphi_1, \kappa_1]$ $[X_{o1}, Y_{o1}, Z_{o1}]$ pour l'image gauche et $[\omega_2, \varphi_2, \kappa_2]$ $[X_{o2}, Y_{o2}, Z_{o2}]$ pour l'image droite. Si on dispose des coordonnées image de chaque cliché, et au moins 3 de points (bien répartis) en coordonnées terrain et en coordonnées image, nous pouvons résoudre le problème de l'intersection inverse dans l'espace. Le principal problème de cette méthode est la quantité des équations à résoudre après la linéarisation des équations de colinéarité (série de Taylor) pour chaque cliché [*Kraus et Waldhausl, 1998; Pérez, 2001*]. Une fois linéarisées, les équations de colinéarité sont résolues par la méthode des moindres carrés (calcul itératif), de façon à obtenir l'orientation externe des photographies.

4.4.3 Aérotriangulation et validation de nos photographies

4.4.3.1 Blocs photographiques 2006

Les clichés de 2006 ont été aérotriangulés par blocs, un premier bloc sur la région Negruni – Condiriri et un deuxième bloc sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Les résultats des aérotriangulations en blocs sont présentés dans le **TABLEAU 4.1**. Nous avons décidé d'effectuer l'aérotriangulation sur deux régions indépendantes car nos points de contrôle entre la région Negruni – Condiriri et la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya ne sont pas visibles à cause des nuages. Néanmoins, les glaciers étudiés sont non couverts de nuage (**FIGURE 4.9**).

Pour valider l'aérotriangulation, nous avons tout d'abord comparé les coordonnées des points connus par la topographie (GPS) non inclus dans le calcul de l'aérotriangulation, avec les coordonnées de ces points déterminés par photogrammétrie. C'est la façon la plus habituelle de valider une aérotriangulation [*Kasser et Egels, 2001*]. Le principal problème de cette validation est que, en général, on dispose de très peu de points de validation (généralement on obtient une aérotriangulation plus stable en utilisant plus de points de contrôle) ; si le nombre de points est faible, cette validation est sans signification [*Kasser et Egels, 2001*]. Cependant, grâce à la technologie digitale, il est possible d'effectuer un contrôle

minutieux des blocs aérotriangulés. Tout d'abord, il faut noter que la précision d'un bloc photogrammétrique est valable seulement à l'intérieur de l'aire couverte par les faisceaux des points de contrôle. A l'extérieur de cette aire, les erreurs peuvent être très importantes. Sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya, ces problèmes ont été exclus, grâce à l'important réseau des points de contrôle qui a été établi sur ces régions (**FIGURE 4.3**).

Pour contrôler les calculs, on peut observer la stabilité du bloc lorsque l'on exclut ou inclut des points de contrôle. Le nombre d'itérations doit être réduit (sur nos blocs, inférieur à 10) et la résolution des systèmes d'équations obtenue de manière rapide. Les résidus ou RMS⁵ moyens de X, Y, Z et Sigma0⁶ ne doivent pas changer énormément lors de l'inclusion ou exclusion des points de contrôle. Sur les blocs 2006, nous avons procédé à la vérification des blocs en excluant 15% des points de contrôle sur chaque bloc. Nous avons ainsi pu comparer les coordonnées des points de contrôle qui avaient été exclus du calcul. Au total nous avons effectué cette expérience sur une douzaine des points des deux blocs aérotriangulés avec beaucoup de succès, où une différence maximale de 3m (en altimétrie) a été obtenue sur le sommet Sud de la voie normale du massif du Huayna Potosi (point DGPS mesuré 30 minutes, l'année 2004). La moyenne des douze points n'excède pas 1 m en planimétrie et 2 m en altimétrie.

⁵ RMS= Acronyme en anglais de Root Mean Square

⁶ Sigma0=total error of unit weight

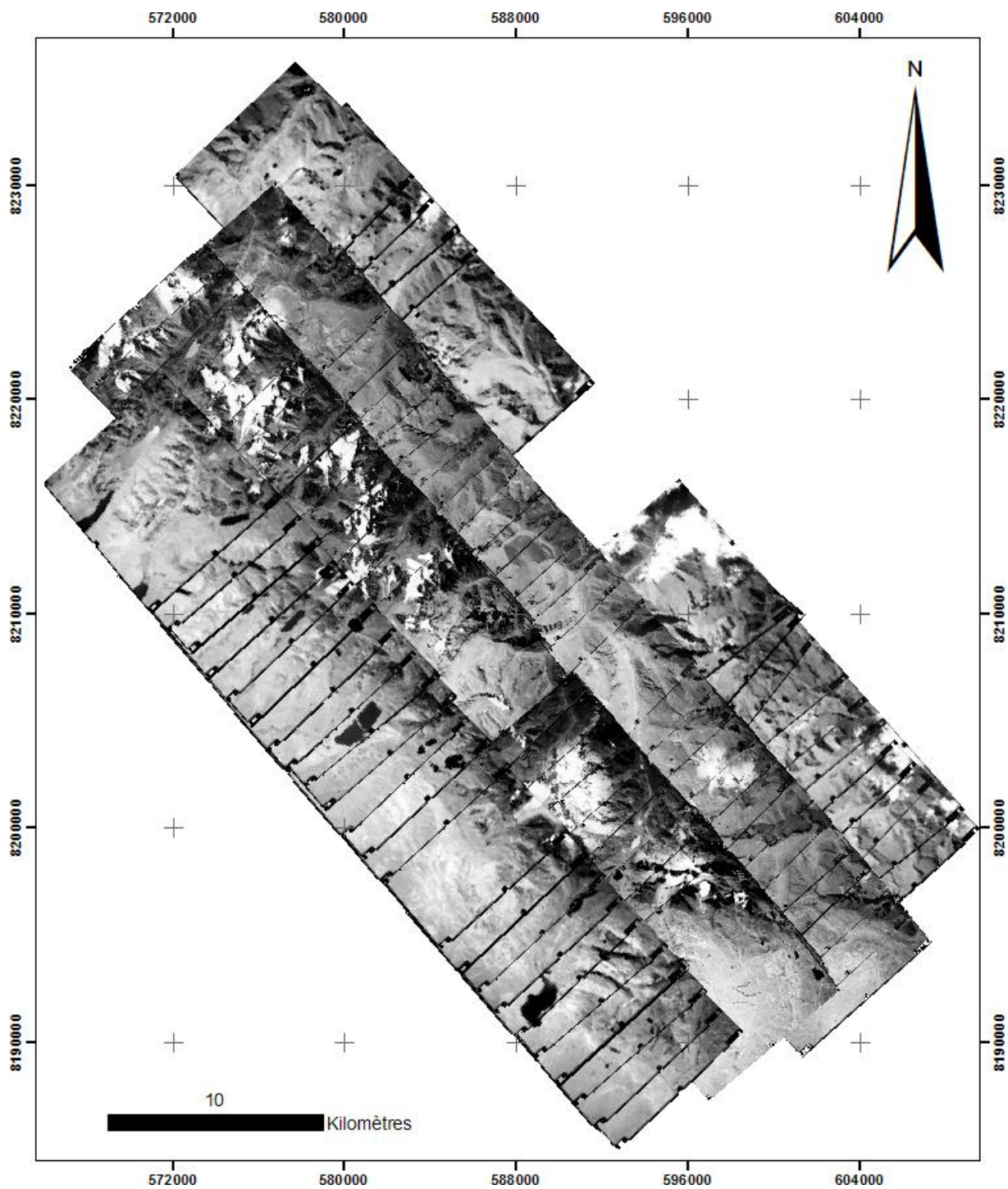


Figure 4.9 : Aérotriangulation 2006 des régions comprises dans l'étude

4.4.3.2 Couples photographiques de 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997

A la différence des clichés de 2006, les clichés de 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997 ont été aérotriangulés par couples. Chaque couple a été triangulé avec un minimum de 20 points de liaison et 8 points de contrôle. Dans chaque couple stéréoscopique, nous avons utilisé des points de contrôle levés par photogrammétrie à partir de

l'aérotriangulation des clichés 2006 et levés par DGPS (points de contrôle identiques à ceux de l'aérotriangulation de 2006). L'avantage des points de contrôle levés par photogrammétrie réside dans le fait qu'on pouvait choisir des points de contrôle bien identifiables et bien répartis autour de la zone d'intérêt (dans notre cas les glaciers). A partir de 6 points de contrôle mesurés sur les clichés, les modèles stéréoscopiques se comportent d'une manière assez stable. Cependant nous avons fixé le nombre de points de contrôle entre 8 et 14 pour améliorer la qualité géométrique des aérotriangulations. Nous avons donc utilisé des points de contrôle soit levés par DGPS, soit restitués par la photogrammétrie de 2006. Une manière efficace de valider les paramètres des aérotriangulations (outre la comparaison avec des points de contrôle exclus des calculs) est de comparer les modèles entre eux (photographies multi-temporelles) sur des points fixes. Pour vérifier si les modèles obtenus après l'aérotriangulation sont concordants entre eux, nous avons restitué des objets qui n'ont pas changé dans le temps (ex. rochers) pour chaque date de restitution. Pour cela nous avons effectué une comparaison par profils (20 à 25 points distants de 25m, prédéfinis sur tous les clichés et extrapolés sur une ligne droite de coordonnées connues) entre les photographies aérotriangulé par couples (clichés de 1956, 1963, 1975, 1983, et 1997) et les photographies aérotriangulées par blocs (clichés 2006) sur des zones rocheuses proches des glaciers. Le **TABLEAU 4.1** présente les caractéristiques des aérotriangulations (Sigma0, RMS-X, RMS-Y et RMS-Z), le nombre de points de contrôle utilisés [mesurés soit par stéréoscopie (GCP 2006) soit par DGPS (DGPS Points)] ainsi que le nombre de points de liaison (Tie Points). Les valeurs des 2 dernières colonnes (profils ABS et H moyenne) correspondent à la moyenne des écarts d'altitude (valeurs absolues des écarts ou écarts brutes) des 25 points restitués sur chaque profil à partir de chaque couple stéréoscopique (1956, 1963, 1975, 1983, et 1997) et comparés aux restitutions des clichés de 2006.

Ces tests prouvent (**FIGURE 4.10**) que nos résultats photogrammétriques sont tout à fait compatibles avec la précision recherchée (les différences altimétriques dépassent rarement 1.50m). Ces tests ont été réalisés systématiquement sur tous les couples de photographies.

NEGRUNI - CONDORIRI

Années	Bandes	Images	Sigma 0 (μ m)	RMS-X (m)	RMS-Y (m)	RMS-Z (m)	GCP Points	GCP 2006	GCP DGPS	Tie Points	N° Profil	Profil ABS (m)	Profil H moyenne (m)	
2006	4 Bandes	51 images	8.100	0.347	0.394	0.345	30	0	30	226	0	0	0	
1997	1° Bande	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° Bande	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	
		308-309	10.000	0.644	0.840	0.862	8	6	2	12	7	0.670	0.177	
	4° Bande	318-319	11.800	1.075	0.602	0.713	10	8	2	14	8	1.790	-1.705	
	1983	1° Bande	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	0.532	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° Bande		5293-5294	13.500	0.748	0.861	0.619	9	7	2	12	5	1.840	1.943	
1975	1° Bande	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	6.500	0.768	1.304	0.736	10	5	5	12	3	1.700	1.706	
	2° Bande	728-729	6.200	1.106	1.145	1.251	13	10	3	14	4	1.980	2.059	
		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° Bande	1858-1859	9.200	0.862	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	0.730	
		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	
		1182-1183	9.200	0.569	0.539	0.672	10	8	2	14	6	0.502	0.790	
	2° Bande	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	0.338	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	1.017	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° Bande	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° Bande	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		
28231-28230		7.600	1.032	0.643	0.870	10	8	2	14	11	1.016	1.050		
1956	1° Bande	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	1.060	1.240	
	2° Bande	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	
		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° Bande	28337-28338	6.800	0.470	1.136	1.495	14	13	2	14	1	2.669	2.631	
		28338-28339	6.200	0.366	0.387	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		

HUAYNA - CUMBRE - CHACALTAYA

Années	Bandes	Images	Sigma 0 (μ m)	RMS-X (m)	RMS-Y (m)	RMS-Z (m)	GCP Points	GCP 2006	GCP DGPS	Tie Points	N° Profil	Profil ABS (m)	Profil H moyenne (m)
2006	4 Bandes	46 images	9.500	0.453	0.483	0.429	43	0	43	223	0	0	0
1997	1° Bande	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° Bande	288-289	9.700	0.754	0.966	0.649	9	3	6	12	1	0.880	0.546
1975	2° Bande	733-734	8.800	0.920	0.557	0.688	13	1	12	19	1	1.982	1.252
1963	3° Bande	1070-1069	6.500	0.749	0.668	0.392	11	12	1	20	1	1.145	0.906
1956	4° Bande	28356-28355	8.900	0.548	0.401	0.777	12	10	2	21	1	1.547	1.331

Tableau 4.1: Résultats des aérotriangulations sur les régions de l'étude

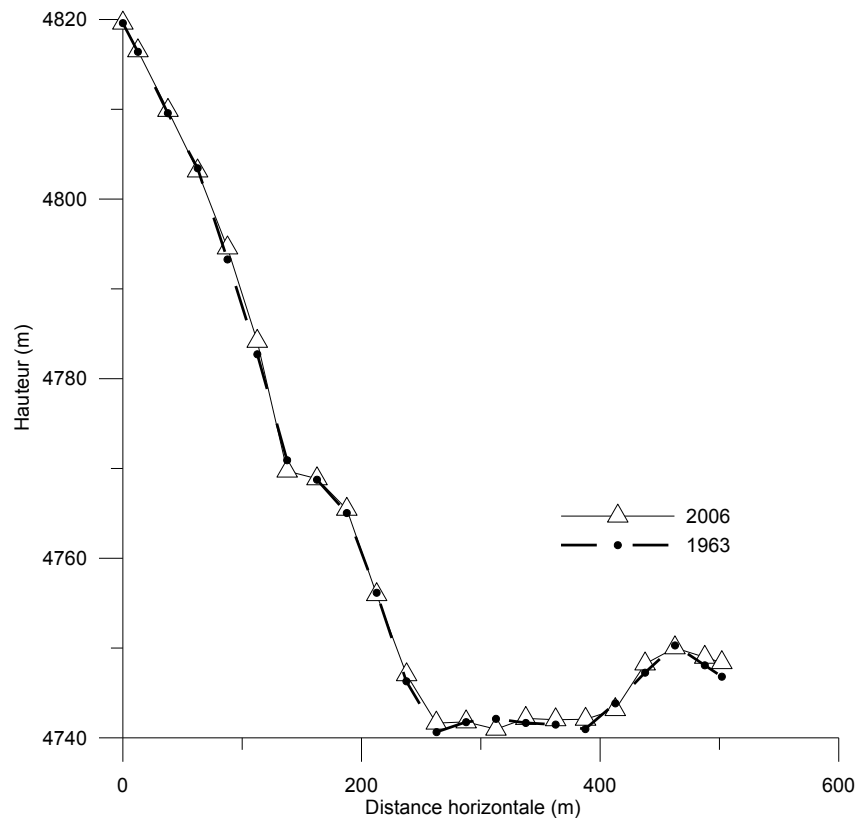


Figure 4.10 : Exemple de la comparaison par profils. Les triangles ont été restitués sur les clichés aérotriangulés de 2006, les points ont été restitués sur le couple aérotriangule 1074-1075 du vol 1963.

4.4.3.3 Comparaison entre calculs obtenus par les logiciels Orima et Bingo

Afin de tester les logiciels de calcul d'aérotriangulation, nous avons fait une comparaison des profils obtenus par le calcul d'aérotriangulations de Orima et de Bingo sur les clichés du vol photogrammétrique 2006 (région Huayna – Cumbre – Chacaltaya). Nous avons digitalisé deux profils (avec un dénivelé d'une centaine de mètres et semblable aux profils effectués sur les autres clichés). Chaque profil compte 25 points distants de 25 m, prédéfinis sur les couples stéréoscopiques 85-86 et 142-143 de 2006.

Les points de liaison ainsi que les points de contrôle utilisés au début des itérations ont été les mêmes. Les coordonnées images des points restitués ne sont pas les mêmes car les profils ont été mesurés et calculés successivement avec les paramètres de Bingo et ceux de Orima. Les différences d'altitude des 25 points restitués dans les 2 profils (**FIGURE 4.11**) obtenus par les clichés aérotriangulés par Orima et aérotriangulés par Bingo sont proches de 1m (en valeur absolue). Ces différences ne dépassent pas l'incertitude du pointé stéréoscopique lors des

restitutions photogrammétriques. On peut en conclure que les algorithmes des 2 logiciels ne donnent pas des résultats significativement différents.

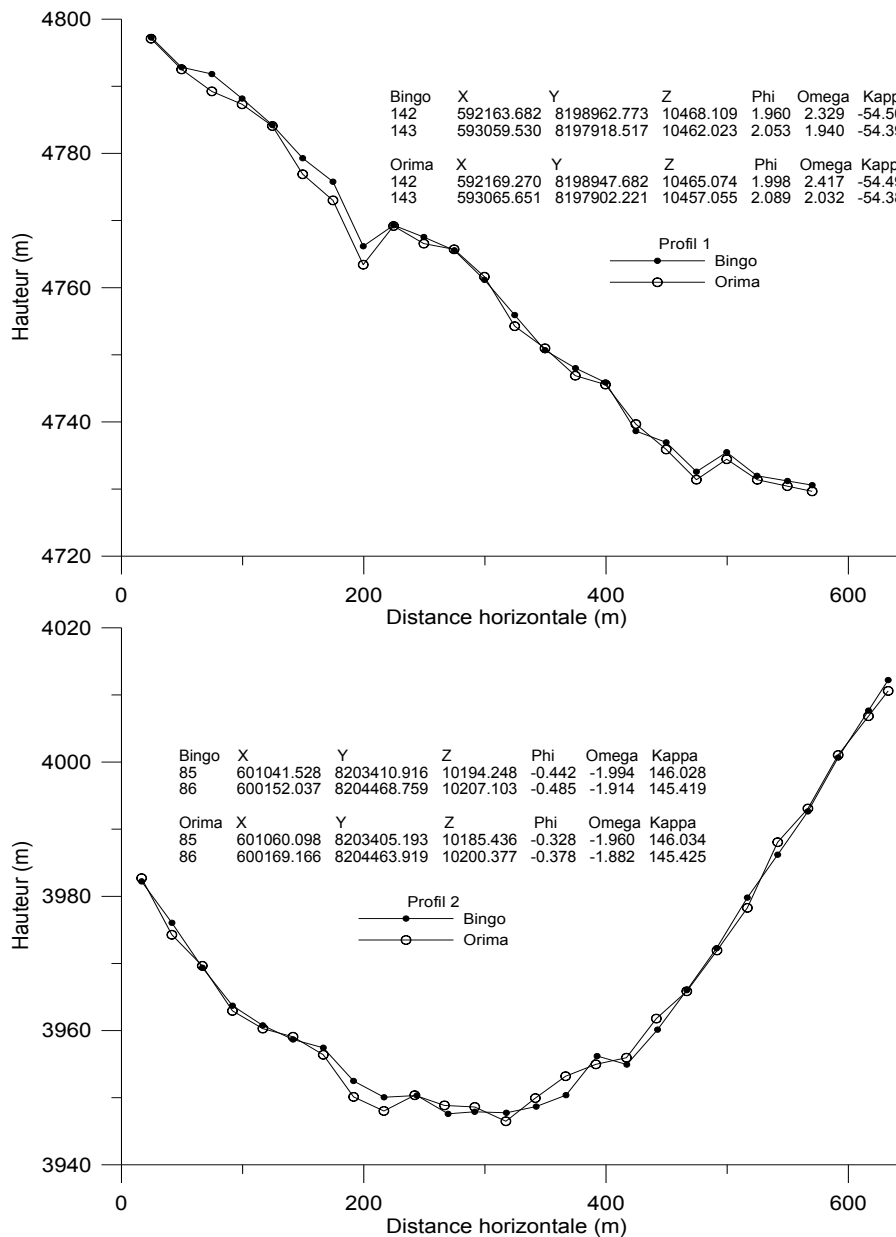


Figure 4.11 : Comparaison par profils (traits rouges sur les couples stéréoscopiques) entre les calculs des aérotriangulations obtenus par Orima et Bingo. Les paramètres de chaque prise de vue sont reportés sur chacun des graphiques (ϕ , ω , et κ en grades).

4.5 RESTITUTION PHOTOGRAMMETRIQUE

La restitution photogrammétrique d'un couple de photographies aériennes définissant un modèle spatial ou stéréomodèle est effectuée en observant les points homologues des deux prises de vues [Kraus et Waldhausl, 1998]. Pour la restitution des modèles numériques de terrain sur les glaciers, nous avons utilisé une méthode

discrète de mesure de points isolés, c'est-à-dire que nous nous avons réglé point par point la parallaxe horizontale manuellement (z) en faisant converger les ballonnets (pointeur) de chaque photographie. Pour les restitutions des clichés de la région Negruni – Condoriri comme de la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya, nous nous sommes imposé un maillage planimétrique régulier/irrégulier (qui dépend du contraste sur la surface des glaciers) d'environ 25x25m sur les zones plates et d'environ 10x10m sur les zones en pente sur chacune des 21 glaciers concernés dans l'étude. Ces grilles de restitution sont raisonnables vue l'étendue des glaciers boliviens et les différentes échelles des photographies aériennes utilisées. Elles correspondent à un bon compromis entre la précision requise (autour de 1 ou 2 mètres) et le temps de travail consacré. En outre, un des grands avantages de la photogrammétrie digitale par rapport à la photogrammétrie analytique est la capacité d'améliorer les images numérisées, par des techniques de manipulation de l'histogramme des images (étalement, égalisations), par filtrage et suppression des bruits (filtrés linéaires, non linéaires, convolution, médian, adaptatif, etc) et par des techniques de réhaussement des contours (méthodes du gradient, ou de passage par zéro de la seconde dérivée) [*Kasser et Egels, 2001*]. Ainsi, pour améliorer la qualité visuelle des clichés lors des restitutions photogrammétriques, nous avons modifié les histogrammes des images. Aucun filtrage et aucune technique de réhaussement des contours n'ont été appliqués sur les photographies. Nous avons aussi essayé de reconstruire nos MNTs par stéréocorrélation automatique (algorithmes inconnus sous la plateforme de photogrammétrie digitale LPS). Cependant une génération d'artefacts et de points faux (d'une vingtaine de mètres) a été constatée. Vu le temps consacré au nettoyage des points faux, nous avons préféré une restitution manuelle. Il est évident qu'une restitution manuelle sur l'ensemble de la Cordillère Orientale reste une tâche presque irréalisable, et seule une technique de stéréocorrélation automatique est envisageable pour un tel travail. En conséquence, tous nos modèles numériques de terrain ont été restitués de manière manuelle. En effet, le manque de contraste sur les parties hautes ou un peu enneigées des glaciers est une cause majeure des mauvais résultats obtenus lors de l'application d'algorithmes de stéréocorrélation. Sur quelques glaciers, il a été impossible d'effectuer des restitutions globales sur toute la surface, à cause du manque de contraste lié à la présence de neige. Dans ce cas, nous n'avons pas restitué ces zones. Nous avons préféré conserver une bonne précision sur

l'ensemble de nos mesures. En outre, certains glaciers n'ont pas été restitués sur toutes les photographies car, sur certaines photographies (1956) la texture est floue sur la surface des glaciers et la vision stéréoscopique est limitée aux aires rocheuses. Nous avons restitué les contours des glaciers avec des lignes (polylignes 3D), et la surface des glaciers à partir des semis de points (points en 3D). Ces restitutions ont été intégrées dans un système d'information géographique (ArcGis v9.4).

4.5.1 Validation des restitutions glaciaires à partir de profils transversaux

Une fois que les restitutions photogrammétriques ont été réalisées pour chaque glacier et chaque campagne photogrammétrique, nous avons cherché à valider nos résultats. Cette étape de validation est indispensable pour assurer la qualité de nos restitutions et construire les MNT à partir des semis de points qui serviront à calculer les variations de volume par soustraction.

Nous avons d'abord procédé au nettoyage des semis des points grâce au module Terrain Editor de LPS ®. Ce module nous permet un affichage 3D en temps réel des semis de points, des triangles de Delaunay ou TIN (Triangles Irregular Network, en anglais), des courbes des niveaux interpolées à partir des TINs et des couples stéréoscopiques. Le risque d'artefacts est très réduit car nos semis des points ont été générés en sa totalité par un procédé manuel.

Dans un deuxième temps, nous avons vérifié visuellement la forme de profils transversaux mesurés sur chacun des MNT (**FIGURE 4.12**). Dans cette comparaison nous avons vérifié si la perte de masse de nos 21 glaciers avait été cohérente, (avec une perte de masse plus importante en zone d'ablation que en zone d'accumulation) bien que ce ne soit pas une règle générale ; il a été observé des phénomènes inverses avec une perte de masse en zone d'accumulation et une augmentation de masse en zone d'ablation simultanément (phénomène de surge par exemple). La **FIGURE 4.12** présente un exemple de validations de nos restitutions sur le glacier du Zongo. Sur cette figure, l'échelle verticale des profils est la même, tandis que l'échelle horizontale n'est pas la même, car la longueur du glacier est variable.

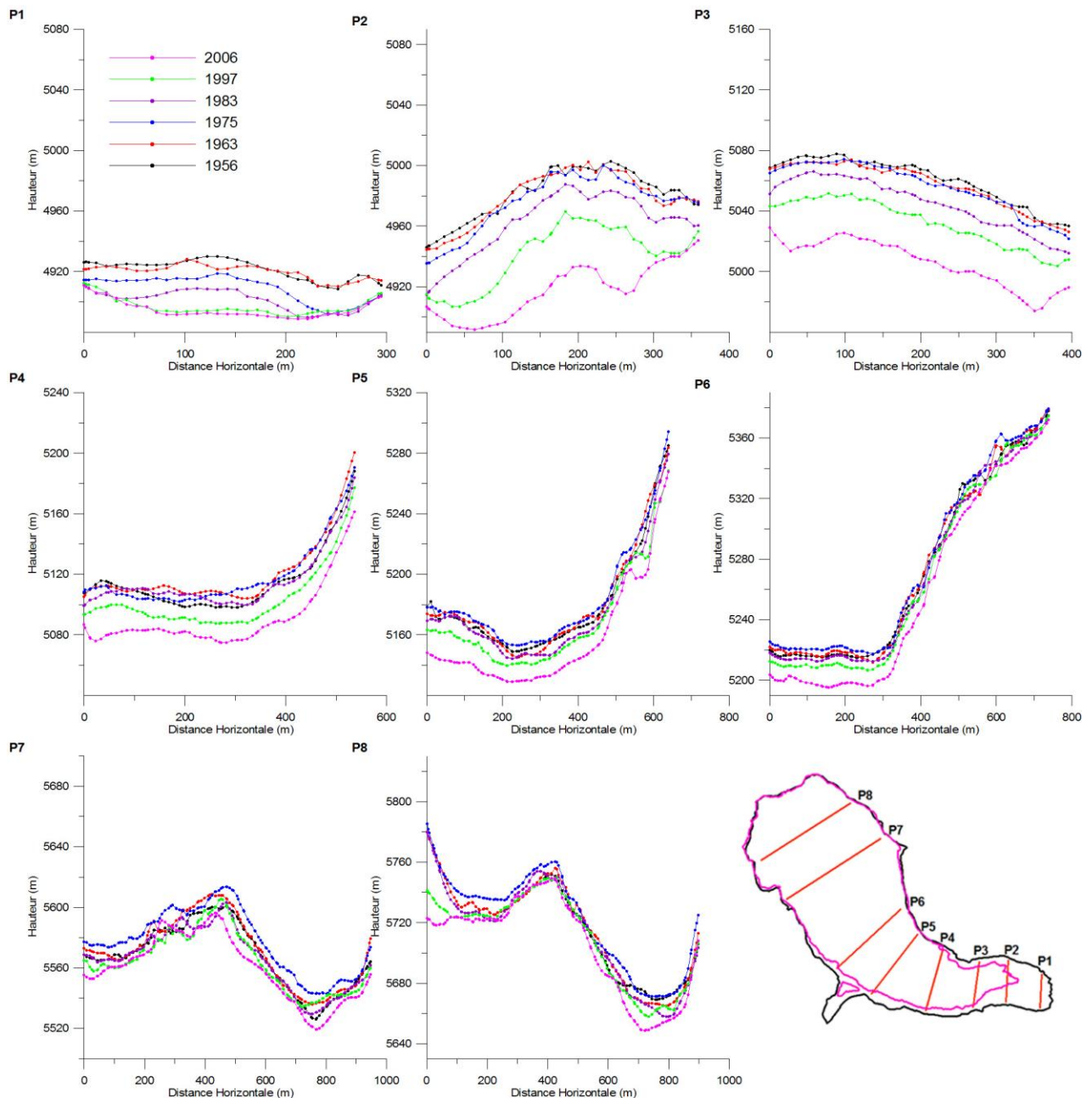


Figure 4.12 : Validation visuelle des MNTs du glacier du Zongo par profils transversaux entre 1956 et 2006.

4.6 CONSTRUCTION DES MNTs

La dernière étape de la chaîne photogrammétrique concerne la construction des MNTs, obtenus par interpolation à partir d'un semis de points. Différentes méthodes d'interpolation peuvent être utilisées. Des algorithmes donnent différents poids aux nœuds pendant l'interpolation. Il n'existe pas une règle générale sur l'emploi de tel ou tel algorithme pour telle application. On peut obtenir des résultats différents sur la représentation de nos données par l'application des différents types d'algorithmes

[Golden Software, 2002]. Néanmoins, une étude sur la variation des volumes du glacier de Sarennes entre 1952 et 2003 obtenue à partir de trois méthodes d'interpolation (1° interpolation linéaire, 2° kriging et 3° TIN) a montré des différences non significatives sur les résultats (grille de re-échantillonnage égale à 10m) [Thibert et al., 2008]. Dans une autre étude, [Vallon et Leiva, 1981] ont montré que les erreurs relatives à la méthode d'intégration et au re-échantillonnage (étude du glacier de Saint Sorlin, Alpes françaises) ne sont pas significatives (± 0.07 m éq. eau).

Pour notre étude, nous avons effectué un test sur deux MNTs (1956 et 2006) du glacier du Zongo avec pour objectif de choisir un algorithme d'interpolation pour nos semis de points pour calculer nos variations de volume postérieurement, avec une grille de re-échantillonnage de 10m égale à notre grille minimale de restitution.

Les variations volumétriques obtenues à partir des différents algorithmes d'interpolation entre les MNTs de 1956 et 2006 ont montré des résultats semblables à exception de la méthode par moving average (**FIGURE 4.13**). Les variations volumétriques sont les suivantes : -16.78, -16.85, -16.81, -16.76, -16.81, -16.86, -16.57, -16.62 et -0.16 m éq.eau. utilisant respectivement les méthodes 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 et (i) Moving Average. Nous avons utilisé, pour l'élaboration de nos MNTs, la méthode de « Minimum Curvature » sous le logiciel Surfer ®. Suivant cette méthode, la surface générée est analogue à une surface régulière passant au plus proche possible des valeurs avec un minimum d'augmentation de flexion entre les données brutes (semis de points) et les données interpolées [Golden Software, 2002]. La méthode de Minimum Curvature considère un rectangle comme cellule de la grille. Le voisinage du nœud de grille est défini par ce rectangle centré au nœud de grille. Si il n'y a aucune valeur brute au voisinage du nœud de grille, la valeur du nœud est fixée égale à la moyenne arithmétique des données.

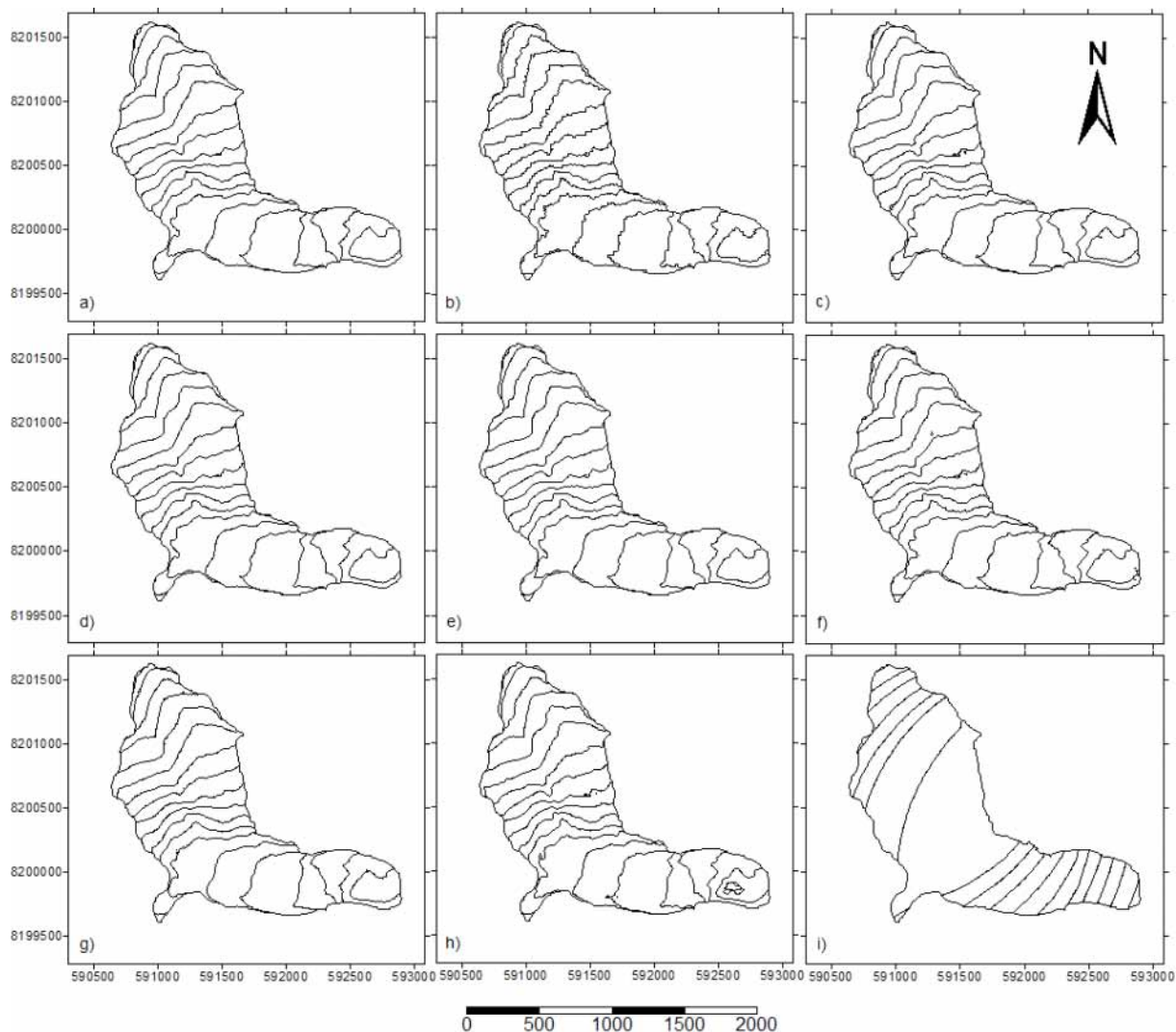


Figure 4.13 : *Interpolation du glacier du Zongo à partir du MNT 2006, avec différents méthodes : (a) Delaunay Interpolation, (b) Nearest Neighbor, (c) Radial Basis Function, (d) Natural Neighbor, (e) Kriging, (f) Minimum Curvature, (g) Inverse Distance, (h) Modified Shepard's et (i) Moving Average.*

4.7 LA METHODE CARTOGRAPHIQUE OU VOLUMETRIQUE

La méthode cartographique, aussi appelée méthode volumétrique ou méthode géodésique, consiste à estimer le bilan de masse volumétrique (neige, névé ou glace) d'un glacier. Le bilan de masse volumétrique d'un glacier est calculé en faisant la différence de surface du glacier à des dates différentes. Cette méthode utilise les modèles numériques de terrain (MNT) obtenus au moyen de cartes topographiques numérisées, de restitutions photogrammétriques aériennes (c'est notre cas), d'une stéréocorrelation automatique satellitaire, de données topographiques (théodolite ou GPS) ou des données d'un scanner laser aéroporté ou satellite. Pour le calcul du bilan de masse volumétrique entre deux MNT's, nous

avons besoin de connaître l'altitude de l'état initial (Z_1) ainsi que de l'état final (Z_2), et la fonction de la densité. Cependant, comme la fonction de la densité reste inconnue pour la plupart des cas, il faut appliquer la loi de Sorge's [Bader, 1954], laquelle fait l'hypothèse que la densité reste constante entre les deux périodes [Thibert et al., 2008]. L'équation sur la variation de masse peut alors s'écrire suivante [Thibert et al., 2008]:

Équation 4-9

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

Δm_{vol} = variation de masse ; ρ = densité, S_1 = état initial et S_2 = état final

Cette méthode a été déjà utilisée en Bolivie, à partir des restitutions photogrammétriques analytiques, sur le glacier de Chacaltaya [Ramirez et al., 2001], et sur les glaciers du massif de Charquini [Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005; Rabatel et al., 2006]. Finalement, le bilan de masse net volumétrique s'obtient en divisant la variation de masse Δm_{vol} par la surface moyenne S_m du glacier entre les 2 dates [Thibert et al., 2008] :

Équation 4-10

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

Où Q est le nombre de mailles de la grille, Δh_j est la variation de hauteur à chaque nœud j et S_{grid} est la surface de chaque maille de la grille de restitution (grille de ré-échantillonnage d'interpolation).

4.8 L'ESTIMATION DE L'ERREUR SUR NOS VARIATIONS DE VOLUME PAR LA METHODE DE THIBERT et al. (2008)

L'estimation de l'erreur sur les variations de masse obtenues par la méthode cartographique a été traitée dans de nombreuses publications [Krimmel, 1989; Andreassen, 1999; Krimmel, 1999; Blanc, 2003; Cox et March, 2004; Thibert et al., 2008]. D'après ces publications, l'erreur des variations volumétriques obtenues par photogrammétrie est d'environ 1 à 2 m éq.eau. mais, en réalité, cette erreur dépend d'un grand nombre de paramètres. L'une des seules études ayant développé une

méthodologie de calcul avec une analyse d'erreurs (systématiques et aléatoires) exhaustive sur la méthode cartographique est celle de **[Thibert et al., 2008]**. Pour l'analyse des erreurs de nos variations de volume, nous nous sommes appuyés sur cette étude.

Pour l'analyse des erreurs de la méthode cartographique, il faut estimer la rugosité du terrain. Dans notre cas, nous avons considéré un écart type sur la rugosité (défini comme l'amplitude entre les sommets d'une onde et la largeur des ondes) égale à 0.35m, constante sur toutes nos MNTs. Cette valeur est en accord avec la valeur proposée par **[Thibert et al., 2008]** sur le glacier de Sarennes (grille de restitution égale à 20mx20m). Il est aussi nécessaire de déterminer l'erreur stéréoscopique interne des mesures. Cette erreur, dépend de l'échelle moyenne des photographies, de l'erreur de pointé stéréoscopique, de la distance principale de la caméra, et de la base stéréoscopique des photographies. Comme **[Thibert et al., 2008]**, nous avons considéré une incertitude d'observation dans nos mesures égale à 30 μm (généralement une incertitude de 10 μm est retenu pour les points de contrôle et/ou les points de liaison) **[Thibert et al., 2008]**. L'erreur stéréoscopique interne en planimétrie dépend aussi de la pente moyenne des surfaces à restituer. Ainsi, l'erreur stéréoscopique interne sur un point quelconque dépend des erreurs liées à la rugosité et aux erreurs stéréoscopiques internes planimétrique et altimétrique **[Thibert et al., 2008]**.

Les erreurs de l'orientation d'un stéréotype sont calculées à partir des résidus sur X, Y et Z des points de contrôle obtenus lors de l'aérotriangulation ainsi que de la pente du MNT. Ainsi, nous avons calculé l'erreur globale du bilan de masse volumétrique. Dans l'équation de calcul de l'erreur globale de la méthode de **[Thibert et al., 2008]**, nous avons négligé le premier terme (erreur sur l'interprétation des contours des glaciers), car l'identification des contours des 21 glaciers est nette sur les clichés (sans neige fraîche, ni couverture rocheuse). Le **TABLEAU 4.2**, récapitule les résultats de notre analyse d'erreurs.

GLACIERS	Rugosité (m)	Erreur interne en Planimétrie (m)					Erreur interne en Altimétrie (m)					Slope	Erreur interne pour un point (m)					Erreur dans la restitution d'un stéréotype (m)					D (10m*10m)	Erreur Globale de la méthode cartographique													
		1956	1963	1975	1983	1997	2006	1956	1963	1975	1983		1997	2006	1956	1963	1975	1983	1997	2006	1956	1963		1975	1983	1997	2006	1956	1963	1975	1983	1997	2006				
1	0.35	1.60	1.18	2.69	2.02	1.38	1.61	1.06	3.20	2.26	3.50	2.26	3.50	0.25	0.09	0.06	0.15	0.09	0.13	0.09	0.13	1.03	1.01	1.28	0.74	0.36	1350	0.75	1.24	2.63	3.27	1956	1963	1975	1983	1997	2006
2	0.35	1.59	1.25	2.69	2.02	1.38	1.74	1.35	3.20	2.25	3.50	2.25	3.50	0.25	0.08	0.05	0.13	0.08	0.12	0.08	0.12	0.92	0.63	1.28	0.88	0.36	5040	1.73	1.24	2.23	2.53	1956	1963	1975	1983	1997	2006
9	0.35	1.59	1.21	2.69	2.02	1.38	1.79	1.32	3.20	2.26	3.50	2.26	3.50	0.25	0.09	0.05	0.10	0.07	0.09	0.07	0.09	0.89	0.72	1.28	0.81	0.36	3246	0.92	1.42	3.54	3.72	1956	1963	1975	1983	1997	2006
10	0.35	1.59	1.23	2.75	2.02	1.38	1.60	1.28	3.31	2.91	2.24	3.50	0.40	0.06	0.04	0.10	0.07	0.06	0.07	1.27	0.56	1.27	0.62	0.67	0.38	12922	0.89	1.20	1.43	1.89	1.88	1956	1963	1975	1983	1997	2006
10M	0.35	1.59	1.24	2.69	2.02	1.38	1.69	1.28	3.08	2.25	3.50	2.25	3.50	0.25	0.07	0.06	0.12	0.09	0.12	0.09	0.12	0.95	0.31	0.84	0.88	0.36	3895	1.17	1.05	2.23	2.01	1956	1963	1975	1983	1997	2006
12	0.35	1.59	1.21	2.69	2.02	1.38	1.69	1.36	3.08	2.25	3.50	2.25	3.50	0.25	0.07	0.05	0.11	0.07	0.11	0.07	0.11	0.95	0.72	0.84	0.88	0.36	2580	1.50	1.23	1.84	2.08	1956	1963	1975	1983	1997	2006
13	0.35	1.59	1.23	2.69	2.02	1.38	1.69	1.32	3.08	2.25	3.50	2.25	3.50	0.25	0.06	0.04	0.11	0.07	0.09	0.07	0.09	0.95	0.50	0.84	0.88	0.36	6237	1.50	1.08	1.75	1.92	1956	1963	1975	1983	1997	2006
20	0.35	1.59	1.23	2.69	2.02	1.38	1.58	1.31	3.08	2.91	2.25	3.50	0.25	0.12	0.07	0.16	0.12	0.11	0.13	0.64	0.47	0.84	0.59	0.88	0.36	1999	1.62	1.10	1.32	1.83	2.88	1956	1963	1975	1983	1997	2006
27	0.35	1.59	1.21	2.69	2.02	1.38	1.66	1.36	3.08	2.91	2.25	3.50	0.30	0.05	0.03	0.08	0.08	0.05	0.06	1.24	0.44	0.86	0.60	0.89	0.36	1431748	1.83	1.12	1.16	1.66	2.07	1956	1963	1975	1983	1997	2006
29	0.35	1.59	1.23	2.69	2.02	1.38	1.69	1.31	3.08	2.91	2.25	3.50	0.25	0.14	0.09	0.23	0.16	0.15	0.21	0.95	0.47	0.84	0.59	0.88	0.36	1975	1.53	1.19	1.55	1.95	2.92	1956	1963	1975	1983	1997	2006
31	0.35	1.59	1.21	2.75	2.02	1.38	1.60	1.34	3.31	2.91	2.24	3.50	0.40	0.09	0.05	0.12	0.08	0.06	0.08	1.27	0.48	1.27	0.62	0.67	0.38	6464	0.82	1.33	1.93	2.08	2.63	1956	1963	1975	1983	1997	2006
32	0.35	1.59	1.21	2.69	2.02	1.38	1.66	1.36	3.08	2.25	3.50	2.25	3.50	0.25	0.07	0.04	0.09	0.06	0.08	1.23	0.72	0.84	0.68	0.36	10183	1.50	1.08	1.59	1.62	1956	1963	1975	1983	1997	2006		
35	0.35	1.21	2.75	2.02	2.01	1.38	1.34	3.31	2.83	2.24	3.50	0.40	0.05	0.12	0.08	0.06	0.08	0.08	0.48	1.27	0.63	0.67	0.38	12159	1.48	1.52	2.41	2.99	1956	1963	1975	1983	1997	2006			
36	0.35	1.21	2.75	2.02	2.01	1.38	1.34	3.31	2.83	2.24	3.50	0.40	0.05	0.10	0.06	0.06	0.08	0.08	0.48	1.27	0.63	0.67	0.38	1070934	1.17	1.23	1.59	1.70	1956	1963	1975	1983	1997	2006			
42	0.35	1.24	2.82	2.02	2.01	1.38	1.29	3.55	2.83	2.24	3.50	0.40	0.05	0.16	0.08	0.09	0.10	0.10	0.68	0.84	0.63	0.69	0.38	516139	1.22	2.38	1.92	3.05	1956	1963	1975	1983	1997	2006			
44	0.35	1.58	1.23	2.69	2.02	1.38	1.63	1.32	3.08	2.91	2.25	3.50	0.40	0.08	0.05	0.12	0.11	0.06	0.08	1.54	0.58	0.90	0.62	0.91	0.38	5235	1.35	1.09	1.26	1.37	1.76	1956	1963	1975	1983	1997	2006
61	0.35	1.59	1.21	2.82	2.02	1.38	1.83	1.52	3.55	2.83	2.25	3.50	0.40	0.09	0.05	0.15	0.09	0.07	0.09	0.70	0.79	0.84	0.63	0.68	0.38	12216	2.85	1.31	1.60	2.26	2.26	1956	1963	1975	1983	1997	2006
68	0.35	1.59	1.21	2.02	2.03	1.38	1.87	1.26	2.78	2.28	3.50	0.40	0.12	0.07	0.15	0.12	0.14	0.14	0.85	0.65	0.69	0.68	0.38	6002	2.05	0.65	2.40	2.88	1956	1963	1975	1983	1997	2006			
69	0.35	1.59	1.21	2.82	2.02	1.38	1.87	1.26	3.55	2.78	2.28	3.50	0.30	0.22	0.16	0.42	0.26	0.22	0.28	0.83	0.60	0.79	0.65	0.63	0.36	816	1.90	1.35	2.75	2.82	5.58	1956	1963	1975	1983	1997	2006
75	0.35	1.59	1.21	2.82	2.02	1.38	1.87	1.26	3.55	2.78	2.28	3.50	0.30	0.15	0.09	0.33	0.18	0.17	0.18	0.83	0.60	0.79	0.65	0.63	0.36	1299	2.72	1.34	3.23	2.70	4.45	1956	1963	1975	1983	1997	2006
7	0.35	1.58	1.21	2.68	2.04	2.01	1.65	1.26	3.01	2.89	2.24	3.50	0.40	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.80	0.48	0.75	0.73	0.72	0.47	2301296	0.69	1.06	1.53	1.35	1.66	1956	1963	1975	1983	1997	2006

1.59 : Erreur globale entre 1975 et 1997

0.65 : Erreur globale entre 1963 et 1983

Tableau 4.2 : Résumé des résultats obtenus lors des analyses d'erreurs

L'erreur liée à l'hypothèse d'une surface moyenne (moyenne arithmétique) entre deux dates, est négligée, car les périodes entre les restitutions sont courtes (une dizaine d'années). Ainsi, nous avons supposé une décroissance linéaire des surfaces entre deux dates. En plus, l'erreur liée à la restitution incomplète de quelques glaciers, à cause de la présence d'ombre ou de neige sur la partie haute de la zone d'accumulation, est négligée. En effet, ces surfaces non restituées sont réduites et elles font l'objet d'une faible variation d'épaisseur. Sur le glacier du Zongo, nous avons déterminé cette erreur précisément sur chacune des périodes et elle est inférieure à 10 cm éq.eau par an.

4.8.1 Les hypothèses sur la densité de la neige

Dans les calculs de variation volumétriques, nous avons fait l'hypothèse que les variations d'épaisseur correspondaient à des variations d'épaisseur de glace, et nous avons appliqué une densité de 0.9 à ces variations d'épaisseur au cours du calcul du bilan de masse. Dans la zone d'ablation, cette hypothèse est vérifiée puisque nous sommes en présence de glace. Notre hypothèse suppose que l'épaisseur et la densité du névé (en zone d'accumulation) changent peu au cours du temps. Nous avons cherché à évaluer l'erreur que pouvait entraîner notre hypothèse.

Pour cette estimation, nous avons supposé que, au delà de 20 mètres de profondeur, nous sommes en présence de glace. Cette hypothèse est appuyée sur les résultats du forage du Coropuna au Pérou à 6070m d'altitude. L'analyse des carottes indique que la densité est de 0.80 à 20m de profondeur (0.65 en moyenne sur les premiers 20m de profondeur) [*P. Ginot, communication personnelle*]. Les zones d'accumulation de nos glaciers ont des altitudes inférieures à 6000m et il est probable que l'épaisseur du névé soit inférieure à 20mètres. En supposant une diminution d'épaisseur de 10m (de 60 à 50m) et une variation de la densité en surface de 0.1 (de 0.5 à 0.6) et en supposant une augmentation linéaire de la densité en profondeur, le bilan de masse de la zone d'accumulation serait égal à 6 m éq.eau. (la surface de la zone d'accumulation ne change pas). Notre hypothèse (épaisseur et densité du névé constantes dans le temps) nous conduit à une erreur de 3 m éq.eau., dans la zone d'accumulation. Cette erreur est probablement très surestimée. En outre, il faut noter que la surface de la zone d'accumulation couvre à peu près 2/3 de la surface totale des grands glaciers et 1/2 de la surface des petits glaciers. L'erreur, sur le bilan de masse du glacier est donc réduit à 1.5 – 2 m

éq.eau. Si on considère, en plus que les pertes de masse du glacier sont, d'une manière globale, 5 à 10 fois supérieures dans la zone d'ablation, l'erreur possible qui découle de notre hypothèse sur la densité est largement inférieure à nos erreurs de mesure.

4.9 CONCLUSIONS DU CHAPITRE

Pour les mesures du bilan de masse de l'ensemble de nos glaciers, la photogrammétrie aérienne a été choisie pour les raisons suivantes: 1°) la taille réduite des glaciers boliviens, 2°) la disponibilité des données depuis 1956 et 3°) la précision de la technique.

80% des glaciers en Bolivie ont une taille inférieure à 0.5 km² [*Jordan, 1991*]. Sur les images satellitaires, cette surface représente 23.5 pixels (à 30m→Landsat), 47 pixels (à 15m→Aster), 71 pixels (à 10m→Spot), 283 pixels (à 2.5m→Spot 5), 707 pixels (à 1m→Ikonos), alors qu'elle représente 1414 pixels (à 0.5m) sur des clichés photogrammétriques. Des clichés aériens sur les régions de travail étaient disponibles en : 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997. Un vol photogrammétrique a été effectué en 2006 pour compléter la base d'information photographique disponible en Bolivie. En parallèle des campagnes de stéréopréparation ont été effectuées pour mesurer, par GPS différentiel, des points de contrôle identifiables sur les clichés. Ces points de contrôle ont été utilisés ensuite pour redresser géométriquement les clichés par bloc (photographies 2006) et par couples stéréoscopiques (photographies 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997). Après une validation des redressements géométriques, les 21 glaciers de l'étude ont été restitués à différentes dates. Les modèles numériques de terrain de chaque restitution photogrammétrique ont été construits suivant l'algorithme de minimum courbature. Les variations volumétriques ont été obtenues à partir de la méthode cartographique. Une estimation de l'erreur des variations volumétriques sur chacun des 21 glaciers a été obtenue par la méthode de *Thibert et al., [2008]*. Enfin, nous avons cherché à estimer l'erreur qui peut résulter de nos hypothèses sur les variations de densité du névé au cours du temps.

PARTIE II : LES RESULTATS DE LA PHOTOGRAMMETRIE : VALIDATION DU BILAN DE MASSE DU GLACIER DU ZONGO ET FLUCTUATIONS DES GLACIERS ETUDIES

5 Validation des bilans de masse du glacier Zongo par la méthode photogrammétrique

5	Validation des bilans de masse du glacier Zongo par la méthode photogrammétrique ..	113
5.1	<i>OBJECTIF DE L'ETUDE : DETERMINATION DU BILAN DE MASSE DU ZONGO</i>	<i>114</i>
5.1.1	La méthode glaciologique.....	114
5.1.2	La méthode hydrologique	116
5.2	<i>MASS BALANCE OF ZONGO GLACIER, BOLIVIA, BETWEEN 1956 AND 2006, USING GLACIOLOGICAL, HYDROLOGICAL AND GEODETIC METHODS.....</i>	<i>117</i>
5.2.1	Abstract.....	117
5.2.2	Introduction	118
5.2.3	Location	119
5.2.4	Data and methods	121
5.2.5	Results.....	124
5.2.6	Discussions.....	127
5.2.7	Conclusions	131

Cette deuxième partie de l'étude a été consacrée aux résultats obtenus par la photogrammétrie aérienne.

Le chapitre 5 vise à déterminer le bilan de masse du glacier du Zongo par photogrammétrie aérienne. L'analyse de la relation climat – glacier (bilan de masse) fait partie des objectifs de l'UR GREAT ICE de l'IRD en Bolivie. Nos résultats obtenus par les restitutions photogrammétriques de 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006 (cf. Chapitre 4) sur le glacier du Zongo ont fait l'objet d'une publication :

- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J.E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier et Y. Lejeune (2009). Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, **50**.

Cette publication est intégrée dans ce chapitre, suite à une présentation de la problématique de l'étude (cf. 5.1).

5.1 OBJECTIF DE L'ETUDE : DETERMINATION DU BILAN DE MASSE DU ZONGO

Le bilan de masse du glacier du Zongo est mesuré au pas de temps mensuel à partir de la méthode glaciologique et de la méthode hydrologique. Cependant, des différences importantes entre les deux méthodes ont été mises en évidence par *[Francou et al., 1995b]* et par *[Sicart et al., 2007]*. D'après *Francou et al., [1995b]* ces différences provenait de la sublimation, laquelle n'était pas prise en compte dans le calcul du bilan de masse par la méthode hydrologique. *Sicart et al., [2007]* au contraire estime que le terme de sublimation est trop petit pour expliquer les différences et conclut que ces différences proviennent des mesures de précipitation (défiance des pluviomètres dans le captage de la précipitation solide) ainsi que de l'absence de mesures de précipitation en altitude (>5300 m).

Dans tous les cas, les deux méthodes ne permettent pas d'obtenir le bilan de masse précisément dans la zone d'accumulation. Dans la méthode glaciologique, l'accumulation sur le glacier est obtenue simplement à partir de 2 à 3 puits/carottages de neige/glace. Dans la méthode hydrologique, nous ne disposons pas de mesures de précipitation au-dessus de 5300m. Nous avons utilisé la photogrammétrie aérienne pour déterminer le bilan de masse global du glacier avec une méthode indépendante et pour étendre la série de bilans de masse sur une longue période (1956-2006). Cette série constitue ainsi la plus longue série de bilans de masse glaciologiques dans les Andes.

5.1.1 La méthode glaciologique

Le bilan de masse (β_n) sur le glacier du Zongo est obtenu à partir de douze tranches altitudinales (de 100m de dénivelée), utilisant une dizaine de balises en zone d'ablation (S_a) et deux à trois puits/carottages de neige/glace en zone d'accumulation (S_c) suivant l'équation *[Paterson, 1994; Francou et al., 1995b]*:

Équation 5-1

$$\beta_n = \int_{S_c} b_n dS + \int_{S_a} b_n dS$$

Sur le glacier du Zongo, les incertitudes sur l'estimation du bilan de masse par la méthode glaciologique ont été estimées à ± 0.4 m éq.eau. par an [Sicart et al., 2007]. Cependant, nous avons constaté deux erreurs systématiques dans les calculs du bilan de masse.

La première erreur concerne la surface d'intégration du bilan de masse. En effet dans les calculs précédents, une surface constante (état du glacier en 1983) a été utilisée dans la détermination du bilan de masse du glacier (cette erreur a été aussi effectuée dans la méthode hydrologique). Les calculs du bilan de masse du glacier du Zongo ont été effectués sur un glacier à surface constante, ce qui est contraire aux observations (**FIGURE 5.1**). Cette erreur conduit à une surestimation du bilan de masse de 0.11 m éq. eau/an environ au cours de la période 1991-2006 (bilan moyen -0.34 m éq.eau/an).

La deuxième erreur dans le calcul concerne les mesures d'ablation à partir des balises. En effet, jusqu'en 2000, l'épaisseur des couches de neige présente au pied des balises d'ablation n'a pas été mesurée. Seule l'émergence de la balise était mesurée ; il s'ensuit une erreur systématique sur le bilan de masse car la couche de neige éventuellement présente à la fin de la saison (septembre) a été convertie en mètre d'eau en utilisant la densité de la glace. Cette méconnaissance peut conduire à une erreur de 0.23 m éq.eau/an sur le bilan de masse annuel.

A cause de ces deux problèmes, nous avons recalculé les bilans de masse par la méthode glaciologique au cours des 15 derniers cycles (entre 1991 et 2006). La première erreur de calcul a été corrigée en prenant en compte la diminution de surface (obtenue par photogrammétrie) et en considérant une diminution linéaire des tranches d'altitude entre deux périodes de mesures photogrammétriques. La deuxième erreur de calcul a été corrigée en considérant que si le bilan de masse est positif d'une mesure à l'autre (lectures mensuels), une chute de neige est survenue sur le glacier ; cette épaisseur a été convertie en équivalent d'eau en utilisant une densité de la neige égale à 0.4.

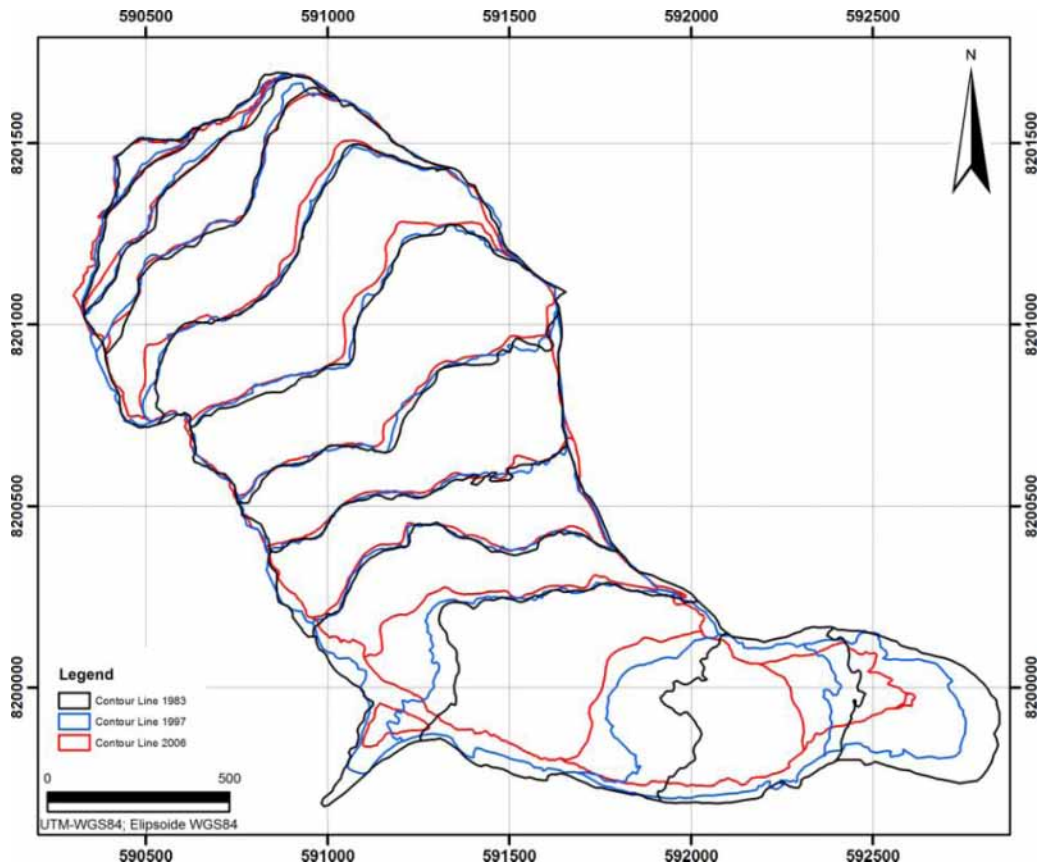


Figure 5.1 : Courbes de niveaux du glacier du Zongo en 1983 (lignes noires), 1997 (lignes bleues) et 2006 (lignes rouges), obtenues à partir des restitutions photogrammétriques de 1983, 1997 et 2006 respectivement.

5.1.2 La méthode hydrologique

La méthode hydrologique sur le glacier du Zongo est calculée à partir de la mesure de la précipitation (P en m par an) et de la mesure du débit de fonte (D en m^3 par an) utilisant l'équation de continuité :

Équation 5-2

$$\beta_{n,h} = P - 1/S_g [D - (S - S_g)c_e P]$$

Où :

S_g = surface du glacier en m^2

S = surface du bassin versant en m^2 , et

C_e = coefficient d'écoulement de la surface sans glacier

Les incertitudes de la méthode hydrologique sur le glacier du Zongo ont été estimées par **Sicart et al., [2007]**. Dans ce calcul, la sublimation avait été négligée. Aucune mesure régulière de la sublimation n'était disponible sur le glacier. Les seules mesures de la sublimation sur le glacier du Zongo ont été effectuées sur des

périodes très courtes [Wagnon, 1999; Sicart, 2002]. L'ablation par sublimation peut être importante sur les glaciers tropicaux externes en saison sèche [Favier et al., 2004b]. Nous avons alors recalculé le bilan de masse par la méthode hydrologique sur le glacier du Zongo en estimant la sublimation à partir des données de ré-analyse [Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001], et en considérant une réduction linéaire de la surface du glacier (même problème que pour la méthode glaciologique). Ces erreurs de calcul sur la méthode glaciologique et sur la méthode hydrologique sont abordées dans la publication (cf. 5.2).

5.2 MASS BALANCE OF ZONGO GLACIER, BOLIVIA, BETWEEN 1956 AND 2006, USING GLACIOLOGICAL, HYDROLOGICAL AND GEODETIC METHODS

5.2.1 Abstract

The longest continuous glaciological mass balance time-series in the intertropical zone of South America goes back to 1991 on the Zongo glacier in Bolivia. Photogrammetric and hydrological data have been used to (i) check the specific net balance over long periods and (ii) extend the mass balance time-series over the last fifty years. These data reveal a bias in the glaciological mass balance which can be explained by the field measurement sampling network. Our study shows a large temporal variability of the surface mass balances in the ablation area and reveals strong relationships between independent surface mass balance data coming from selected ablation areas with numerous data. It points out the very large contribution (80%) of low elevation ranges (1/3 of the surface) to the specific mass balance and, consequently, the importance of the reduction of the area of the tongue. With these new results, the Zongo glacier offers the longest and most accurate mass balance series in the Andean countries. This data set shows that Zongo glacier experienced a relatively steady state over the period 1956-1975 with even a slight mass gain over 1963-1975 and a rapid and continuous decrease since then.

5.2.2 Introduction

As shown in numerous studies, glacier mass balances are good indicators of climate change in tropical areas where historical climate data are rare [*Dyurgerov, 2002; Coudrain et al., 2005; IPCC, 2007*]. According to the astronomical, thermal, and hygric delimitations proposed by *Kaser [1999]*, approximately 99% of tropical glaciers are located in the highlands of the intertropical belt of South America. The remaining glaciers are located in East Africa and New Guinea [*Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1995; Kaser et al., 1996; Kaser, 1999*].

Moreover, mass balance studies of glaciers in South America are essential to estimate the quantity of water available for future human consumption and hydropower generation. The assessment of water resources can help minimize the economic impact of the retreat of these glaciers [*Vergara et al., 2007*]. Consequently, knowledge of the climatic parameters controlling glacier mass balances is of prime importance to understand the response of tropical glaciers to the specific climate forcing over the intertropical zone. For this purpose, long-term mass balance data are needed.

In Bolivia, a long term glaciological program has been carried out since 1991 by the French IRD institute (Institut de Recherche pour le Développement [*Francou et al., 1995b; Ribstein et al., 1995b*]) and in the framework of the French glacier monitoring program called “Glacioclim” (<http://www-igge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index>). The objective of this program was to survey two glaciers: Zongo Glacier and Chacaltaya glacier. Given the imminent disappearance of Chacaltaya glacier [*Ramirez et al., 2001*], another glacier monitoring program was started on Charquini Sur glacier [*Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2006*] in 2002. These glaciers were selected mainly because of the influence of ice melting on water resources for human consumption and hydropower generation for the city of La Paz.

Two independent methods have been used to assess these glacier mass balances using glaciological data [*Francou et al., 1995b*] and hydrological data [*Ribstein et al., 1995b*]. In addition, numerous studies have been carried out to assess the relative importance of melting and sublimation in the energy balance [*Wagnon et al., 1999a*] in order to understand the relationships between energy balance and glacier runoff [*Wagnon et al., 1999b*] and to provide insight into the atmospheric control of the energy balance [*Sicart et al., 2005*]. Moreover, hydrological investigations have been

performed to compare mass balance results from the glaciological and hydrological methods [Sicart et al., 2007].

Differences between the glaciological and hydrological methods were first pointed out by Francou et al., [1995b] and attributed to ice sublimation in the dry season. Later, this assumption was rejected by Sicart et al., [2007], who assumed that sublimation was too small to explain the discrepancies. Sicart et al., [2007] concluded that the hydrological method gives values that are approximately 0.6 m w.e. a-1 lower than the glaciological method. According to these authors, this large difference between these two methods was attributed to the catch deficiency of rain gauges and the lack of precipitation measurements at high altitudes around the Zongo Glacier.

However, neither method is able to estimate accurately the overall accumulation rate in the accumulation zone of the glacier. On one hand, the glaciological mass balance is calculated from only 2 or 3 snow pits. On the other, the highest rain gauge used to calculate the hydrological mass balance is only 5200 m.a.s.l. and the accumulation rate inferred from these data can be questioned. Moreover, the accumulation zone corresponds to about 60% of the total area. Consequently, the uncertainty for both methods is large [Sicart et al., 2007] and these data cannot be used to accurately determine the mass balance of the Zongo glacier.

The first purpose of our study is to assess the cumulative glacier mass balance from an independent method using photogrammetric data. This geodetic method has been widely used to check cumulative mass balances [Vincent, 2002; Bauder et al., 2007; Thibert et al., 2008]. These new data make it possible to compare glacier mass balances from the glaciological method (1991-2006), the hydrological method (1974-2006) and the geodetic method (1956-2006). The second purpose is to extend the mass balance time-series into the past using both hydrological and photogrammetric data.

5.2.3 Location

The Zongo glacier is located in the Huayna Potosi region (Cordillera Real – Bolivia, 16°S – 68°W), 30 km north of La Paz, between the dry Altiplano plateau in the west and the wet Amazonian basin in the east (FIGURE 5.2). Most of the precipitation comes from the Amazonian basin. This glacier is temperate [Francou et al., 1995b] and covers an area of 1.96 km² over a hydropower catchment area of 3.3 km². Its

length is 3000 m and its width is 750 m. The glacier flows from 6100 to 4900 m.a.s.l. The average ice flow velocity is 20 m. yr⁻¹ between 4900 and 5200 m.a.s.l.

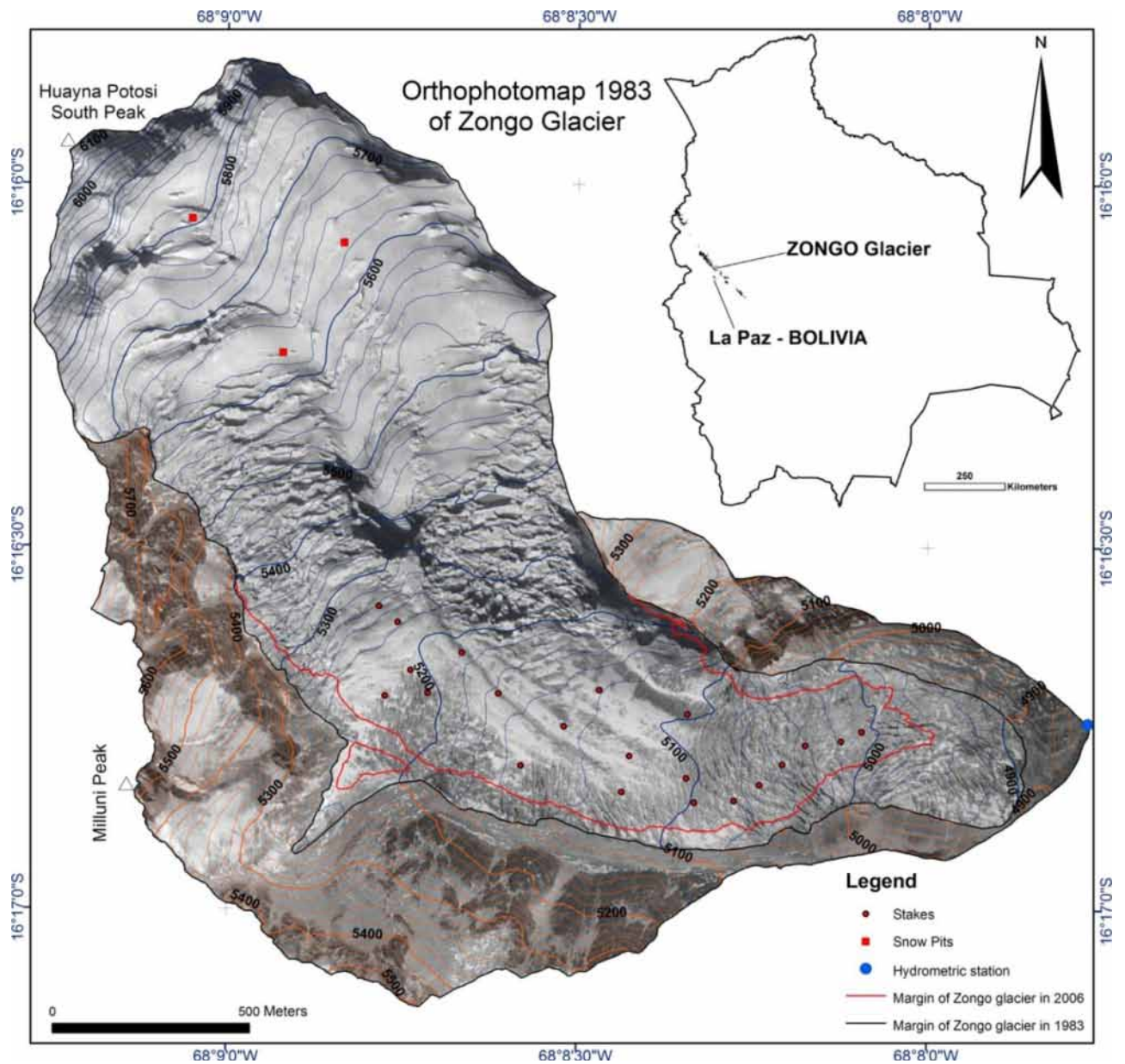


Figure 5.2 : Contour map of Zongo glacier showing the surface topography in 1983 with 20m contour intervals and the terminus of the glacier in 2006.

Meteorological conditions in the intertropical belt have been thoroughly analyzed by **Kaser et al., [1996]** and **Kaser [2001]**, and two distinct areas can be distinguished: (i) Inner tropics, with almost no seasonality in precipitation and (ii) outer tropics, with strong seasonality in precipitation. These meteorological differences have a strong impact on glacier surface mass balance. In the inner tropics, both accumulation and ablation occur throughout the year. In the outer tropics, accumulation and ice/snow

melt occur mainly during the wet/summer season. During the dry/winter season, ice/snow melt is reduced and ice/snow sublimation is significant [Kaser, 2001; Favier et al., 2004b]. Zongo glacier is located in the outer tropics area [Wagnon et al., 1999a; Favier et al., 2004b]. Average precipitations, temperature and runoff are shown in **FIGURE 5.3**.

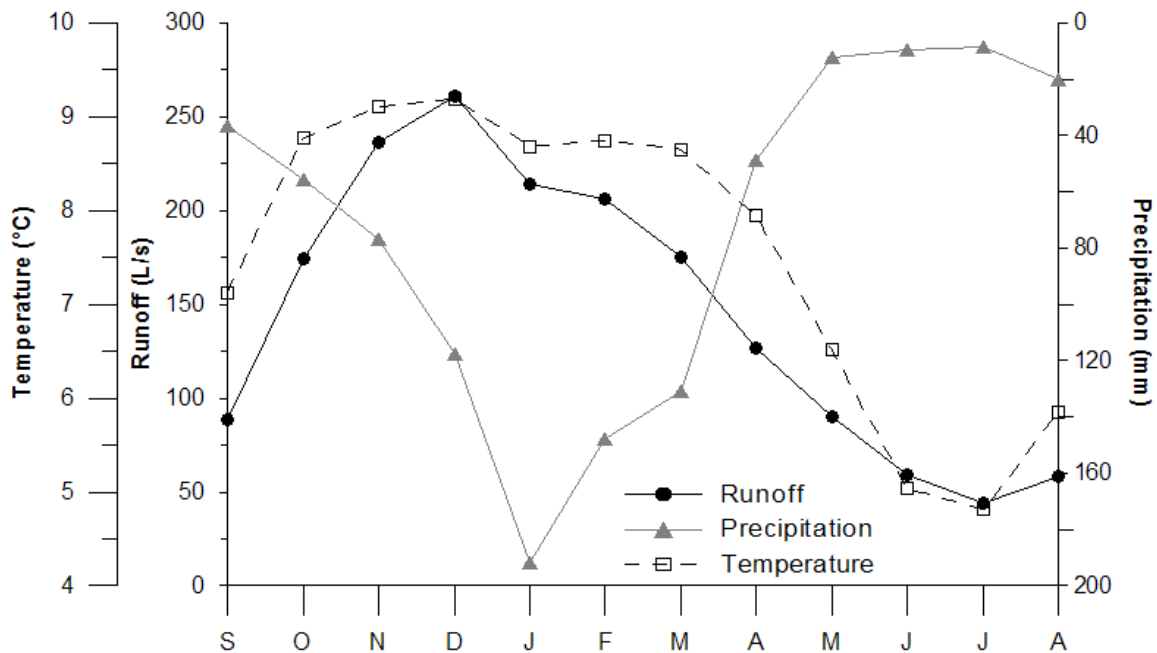


Figure 5.3 : The climatic conditions of the outer tropical Zongo glacier. The black line shows the mean monthly runoff (1973-2006), the grey line shows the mean monthly precipitation (P4750, 1971-2006) and the dashed black line shows the mean monthly temperature (El Alto station, 1968-2006).

5.2.4 Data and methods

The mass balances of Zongo glacier have been reconstructed since 1956 using glaciological, hydrological and geodetic data. According to the wet/dry seasons, the hydrological year has been fixed between 1 September and 31 August [Ribstein et al., 1995b]. Only a short description of each method is given in this paper given that the methods have been thoroughly described in previous papers [Ribstein et al., 1995b; Sicart et al., 2007].

The glaciological method estimates the loss or gain in mass over the whole glacier surface from field measurements coming from stakes in the ablation area and snow pits/drilled cores in the accumulation area (FIGURE 5.2). The specific mass balance of the glacier is obtained using the traditional glaciological method [Paterson, 1994]. Annual mass balances have been calculated with this method over Zongo glacier

since 1991, using 14 stakes monthly measurements and 3 snow pits/drilled cores yearly measurements in average over the ablation and accumulation zones respectively. (<http://glaciog.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>).

Providing that snow accumulation can occur at any time during the year in the ablation area, snow height measurements are required together with stake emergence measurements. Unfortunately, snow height, in the ablation area was not always measured between 1991 and 2001, which could lead to larger uncertainties in annual mass balance over this period. For these measurements in the ablation area, the snow and ice density were assumed to be 400 kg m^{-3} and 900 kg cm^{-3} respectively [Dyurgerov, 2002]. In the accumulation area, snow pit/drilled core measurements were carried out at least once a year at the end of the hydrologic year. The density of the snow was measured for each pit. Until now, the surface area used to calculate the specific mass balance of Zongo glacier came from a 1983 map (FIGURE 5.2) without taking into account the decrease in surface area [Francou et al., 1995b; Sicart et al., 2007]. Consequently, it was assumed that the influence of area reduction since 1983 was not significant. As can be seen below, this assumption cannot be supported by photogrammetric data.

For these reasons, the 15 annual mass balances of Zongo glacier (1991 to 2006) were recalculated for our study. The main changes involve the ablation area. First, the snow heights were roughly estimated in the ablation area for the 1991-2001 period when the snow layer persisted at the end of the hydrological year. These estimates were made using monthly mass balance measurements (stake emergence measurements). No change was made in the accumulation area. Second, the assumption of constant surface area was rejected and the specific mass balance was computed using the actual surface areas. For this purpose, areas for different altitude ranges were calculated each year using detailed maps from photogrammetric data (see below). These two errors have been corrected, leading to changes in mass balance of 0.11 and $0.23 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ respectively over the period 1991-2006.

The second method used to obtain the Zongo glacier mass balance is based on hydrological data. The hydrological mass balance is obtained from precipitation, glacier runoff and sublimation. The hydrological mass balance ($b_{n,H}$) is given by: $b_{n,H} = P - 1/S_g [D - (S - S_g) c_e P] - E$ [Sicart et al., 2007]; where S_g is the glacier surface area (m^2), S is the total surface area of the basin (m^2), c_e is the runoff coefficient, P is the precipitation (m yr^{-1}), D is the runoff at the outlet of the basin ($\text{m}^3 \text{ yr}^{-1}$) and E is the

sublimation of the glacier (m yr^{-1}). Precipitation and the runoff of Zongo glacier were measured over 2 periods. From 1973 to 1991, precipitation (rain gauge P4750, at 4750 m a.s.l., 1 km away from the glacier tongue with an opening area of 314 cm^2) and runoff were measured twice a day (at 7 am and 3 pm) by the Bolivian Hydropower Company (Cobee). When the glaciological program started in 1991, a network of 5 additional rain gauges (opening area of 2000 cm^2) was set up and was read monthly around the Zongo glacier together with an automated stream gauge at the outlet of the Zongo basin. Comparisons between P4750 and the rain gauge network around the glacier shows that rain gauge P4750 underestimates the precipitation around the glacier by 20% [Francou et al., 1995b] and by 29% over the glacier [Sicart et al., 2007]. Additional precipitation measurements, from a Geonor pluviometer which was set out in 2003, reveal that the rain gauge P4750 underestimates the precipitation by 37%. To estimate the hydrological mass balance of Zongo glacier, we used the daily rain gauge (P4750) to assess the accumulation rate between 1973-2006 and a positive correction of 37%. In addition, a runoff coefficient (ratio of runoff to precipitation) of 0.8 was used for the surface area not covered by the glacier [Ribstein et al., 1995b; Ribstein et al., 1999; Sicart et al., 2007]. The water flow is deduced from the stream gauge measurements between 1973-1991 and from the automated stream gauge measurements between 1991-2006. To estimate monthly sublimation (E), we have used monthly values of NCEP-NCAR reanalysis data [Kalnay et al., 1996] from the grid cell closest to Zongo glacier ($16^\circ\text{S}, 68^\circ\text{W}$) at 500 hPa (around 5500 m.a.s.l.) and an empirical relationship [Favier et al., 2008] given by: $E = \alpha (q - q_s) u$ ($\text{mm w.e. month}^{-1}$) with q , q_s and u being the reanalyzed (NCEP-NCAR) data for specific humidity (g kg^{-1}), saturated specific humidity (g kg^{-1}) and horizontal wind speed (m s^{-1}), and α is a coefficient for homogeneity of the empirical relationship [Favier et al., 2008]. This coefficient has been calibrated with monthly sublimation data measured in the field from automatic weather stations by Wagnon et al., [2001] (Sept 96 – Aug 98) and Sicart (2002) (Sept 99- Aug 2000 except a data gap in march 2000) [Wagnon et al., 2001; Sicart, 2002]. The correlation r^2 over the 35-month period is 0.71, and yields a value for α of 0.694. The catchment and glacier areas were properly determined from photogrammetric data.

The third and independent method used to assess glacier mass balance comes from geodetic data. It can be used to calculate the volume change and, consequently, the

cumulative mass balance of the glacier using digital photogrammetric data. Six photogrammetric flights have been carried out in 20 May 1956, 21 June 1963, 23 July 1975, 20 June 1983, 20 April 1997 and 13 July 2006 over Zongo glacier by the SNA (National Service of Aerophotogrammetry – Bolivia). The resulting photographs were scanned with a resolution of 14 μm using a photogrammetric scanner (Vexcel UltraScan 5000). In order to orient the images, a stereopreparation was performed in 2006 using geodetic differential GPS on ground control points. Because the photographs had been taken earlier, obvious features were used as control points. Moreover, as the relative orientation of the images between two dates is more important than the absolute ground orientation, at least 25 tie points were added per stereopair to improve consistency [Kruck, 2002]. The photogrammetric restitution was performed using a Leica digital system (Orima and LPS[®]) following an irregular grid: every 20 meters on flat surfaces of the glacier and as low as every 5 meters in bumpy areas. Approximately 10000 points were measured for each aerial campaign, over the whole area of the glacier (average area 2.2 km²). The average measurement accuracy is 7.5 μm for photograph coordinates and 0.64 m for ground control point coordinates. Some areas with low contrast or shadows were not measured (shown in white in **FIGURE 5.4**).

The Digital Elevation Models (DEM) were constructed using Surfer software with a grid of 10x10m and a minimum curvature algorithm. The algorithm employed for DEM construction has a weak impact on the whole glacier volume [Thibert et al., 2008]. The subtraction of the DEM's yields variations of surface elevation that must be converted to water equivalent using the ice density, i.e. 900 kg m⁻³ (see Discussion).

5.2.5 Results

The geodetic method gives the long-term cumulative mass balance. Based on photogrammetric measurements, digital maps have been plotted for 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 and 2006 and thickness variations have been calculated from these data over the corresponding periods (**FIGURE 5.4**).

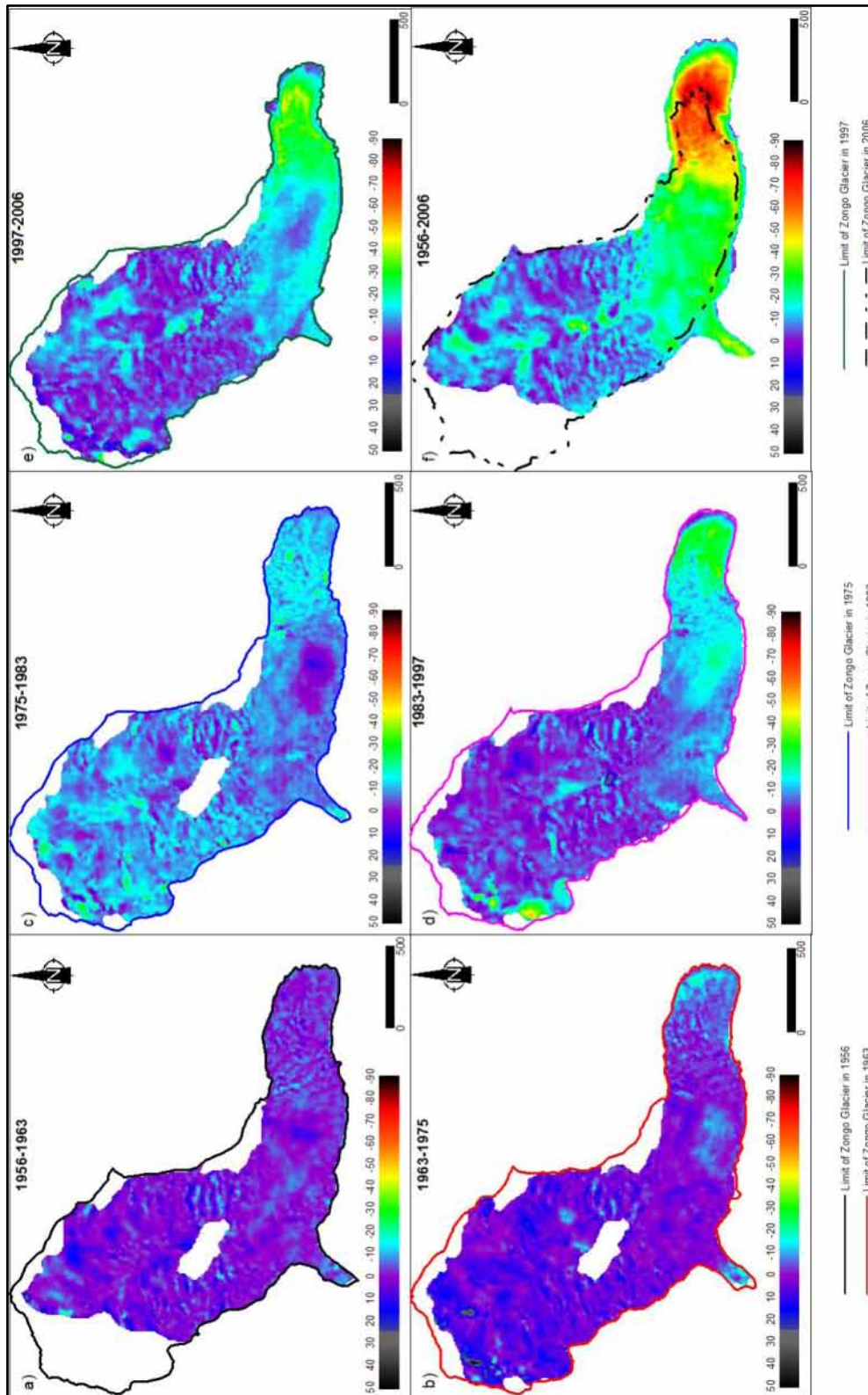


Figure 5.4 : Thickness variations (m) of Zongo glacier over the periods 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997, 1997-2006 and 1956-2006. The color scale is the same for every graph. The white areas corresponding to shadow or low contrast areas have not been measured. The surface areas of Zongo glacier are: 2.29, 2.31, 2.26, 2.23, 2.12, 1.96 km² corresponding to 1956, 1963, 1975, 1983, 1997, and 2006 photogrammetric flights respectively.

Some global features can be observed. Over the first period (1956-1963), changes in volume are small, while the second period (1963-1975) displays a positive volume variation in the highest part of the glacier. The period 1975-2006 shows a strong change of volume in the ablation zone. Over the whole period 1956-2006, a gradual loss of volume is observed in the ablation zone with no significant changes in the upper part of the glacier. Finally, the cumulative mass balance of Zongo glacier calculated over the last 50 years using photogrammetric and hydrological methods are displayed in **FIGURE 5.5 (TABLEAU 5.1)**. This figure reveals a striking agreement between independent data coming from the hydrological and the photogrammetric methods. The cumulative glaciological mass balances are also plotted in **FIGURE 5.5 (TABLEAU 5.1)**. However, as explained in the next section, these glaciological results have been adjusted according to the photogrammetric data.

Zongo glacier lost 16.32 m w.e. in mass between 1956 to 2006 and 15% of its surface area between 1956 and 2006. It seems that between 1956 and 1975, the glacier was near steady state conditions. Conversely, the periods 1975-1983 and 1997-2006 show a strong negative mass balance rate of -0.91 and -0.84 m w.e. yr^{-1} respectively.

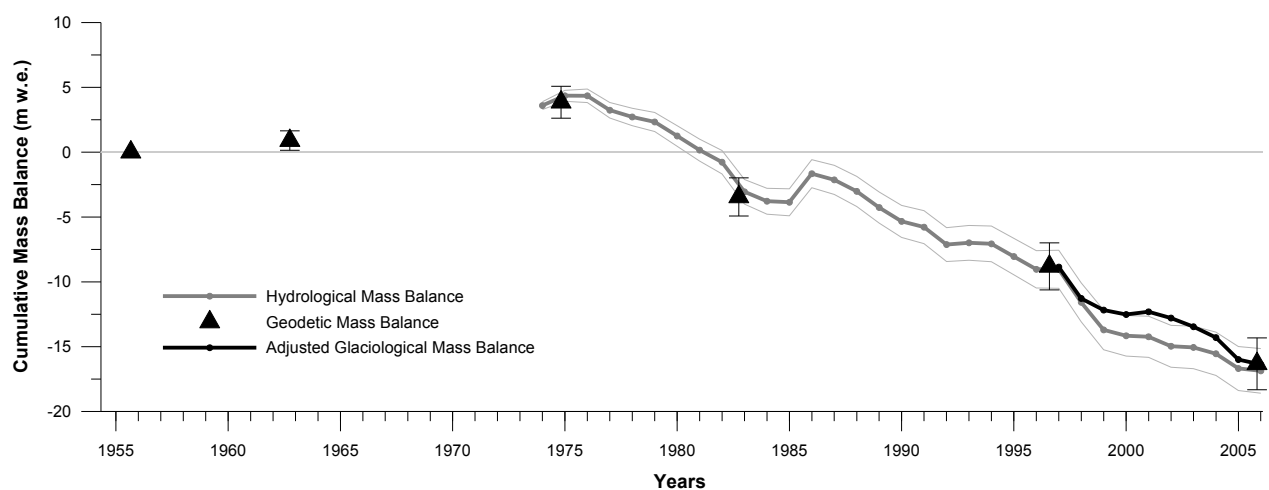


Figure 5.5 : Zongo cumulative mass balance (m w.e.) calculated from the geodetic method (black triangles), the hydrological method (grey line) and the glaciological method (black line). The hydrological mass balances were obtained from annual data between 1974 and 2006. The glaciological mass balances were calculated using yearly field measurements and adjusted according to photogrammetric data. The origin of the hydrological mass balance is the geodetic value in 1975. The hydrological mass balance envelop correspondents to one standard deviation (thin grey lines).

Period	Cumulative Hydrological Mass Balance	Adjusted Cumulative Glaciological Mass Balance	Period	Cumulative Geodetic Mass Balance
1973-74	3.60		1956-1963	0.90
1974-75	4.35			
1975-76	4.35			
1976-77	3.24			
1977-78	2.72			
1978-79	2.33		1963-1975	3.86
1979-80	1.25			
1980-81	0.16			
1981-82	-0.77			
1982-83	-3.06			
1983-84	-3.78			
1984-85	-3.86			
1985-86	-1.66			
1986-87	-2.14			
1987-88	-3.02			
1988-89	-4.27		1975-1983	-3.45
1989-90	-5.34			
1990-91	-5.78			
1991-92	-7.13			
1992-93	-6.99			
1993-94	-7.07		1983-1997	-8.81
1994-95	-8.05			
1995-96	-9.04			
1996-97	-9.03			
1997-98	-11.58	-11.28		
1998-99	-13.71	-12.18	1997-2006	-16.32
1999-00	-14.16	-12.52		
2000-01	-14.24	-12.31		
2001-02	-14.97	-12.80		
2002-03	-15.06	-13.47		
2003-04	-15.55	-14.30		
2004-05	-16.69	-16.00		
2005-06	-16.87	-16.38		

Tableau 5.1 : Zongo cumulative mass balance (m w.e.) calculated from the geodetic method, the hydrological method and the glaciological method.

5.2.6 Discussions

The mass balance of Zongo glacier has been assessed using 3 independent methods. Uncertainties related to each method are analyzed below.

The comparison between glaciological and hydrological mass balance reveals a large discrepancy over the period of the common data, i.e. 1991-2006. The

cumulative mass balance resulting from the two methods diverge by 7.4 m w.e. over the 15 years of observations.

To provide insight into this discrepancy, glaciological surface mass balance data have been analyzed from stake and pit measurements. For this purpose, three areas of 4 ha, at 5050, 5100 and 5150 m a.s.l., were selected in the ablation area and three others in the accumulation area at 5550, 5650 and 5750 m. These areas correspond to the surface mass balance field measurements covering the entire period. In each area, centered mass balances have been calculated by subtracting the average mass balance from the annual values (**FIGURE 5.6.A**). This figure shows a striking consistency for the data coming from the ablation area despite the high variability. The relationships between surface mass balance in the ablation area is strong with a correlation coefficients between $r^2=0.92$ and $r^2=0.86$. This confirms the validity of the surface mass balance data in this area. **FIGURE 5.6.A** also points out the large variability difference between the accumulation and ablation areas. The standard deviations are high for the elevation ranges of the ablation area ($\sigma = 1.6, 1.5, 1.4$ m w.e. a^{-1} for the elevation ranges of 5050, 5100 and 5150 m asl respectively, over the period 1991-2006) and are low for the elevation ranges of the accumulation area ($\sigma = 0.5, 0.4$ and 0.4 m w.e. a^{-1} for the elevation ranges of 5550, 5650 and 5750 m respectively, over the period 1991-2006). **FIGURE 5.6.A** indicates that specific mass balance change is mainly controlled by the ablation area. Over the whole glacier area, the standard deviation ranges roughly from 1.6 m w.e. a^{-1} in the ablation area to 0.4 m w.e. a^{-1} in the accumulation area. Assuming constant surface areas, the variance of the specific mass balance is given by $\bar{\sigma}^2 = \sum(\sigma_i^2 S_i^2 / S^2)$, where S_i and σ_i are the surface area and surface mass balance standard deviation of elevation range i , and S is the surface area of the glacier ($i=1, \dots$). Over the period 1991-2006, the surface mass balance standard deviation is estimated to be -0.75 m w.e. a^{-1} although it cannot be determined properly over several elevation ranges. The values $(\sigma_i^2 S_i^2) / (\sigma^2 S^2)$ can be used to assess the relative contribution of each elevation range i to the specific mass balance change for one year. It points out the very large contribution of low elevation ranges to the specific mass balance: over the period 1991-2006, more than 80 % of the variance comes from elevation ranges below 5300 m representing roughly 1/3 of the total surface area. The contribution of the tongue changes in time with the area changes. For instance, the mass balance changes between 4900 and

5200 m accounted for about 73 % of the specific mass balance change in 1991 although the surface area was 25% of the glacier. This contribution fell to 24 % in 2006 following the area reduction. The centered specific mass balances are plotted in **FIGURE 5.6.B**, using glaciological and hydrological data. Despite large unexplained discrepancies in 1999, fluctuations of the two sets of mass balance data are consistent with a correlation coefficient of $r^2=0.80$.

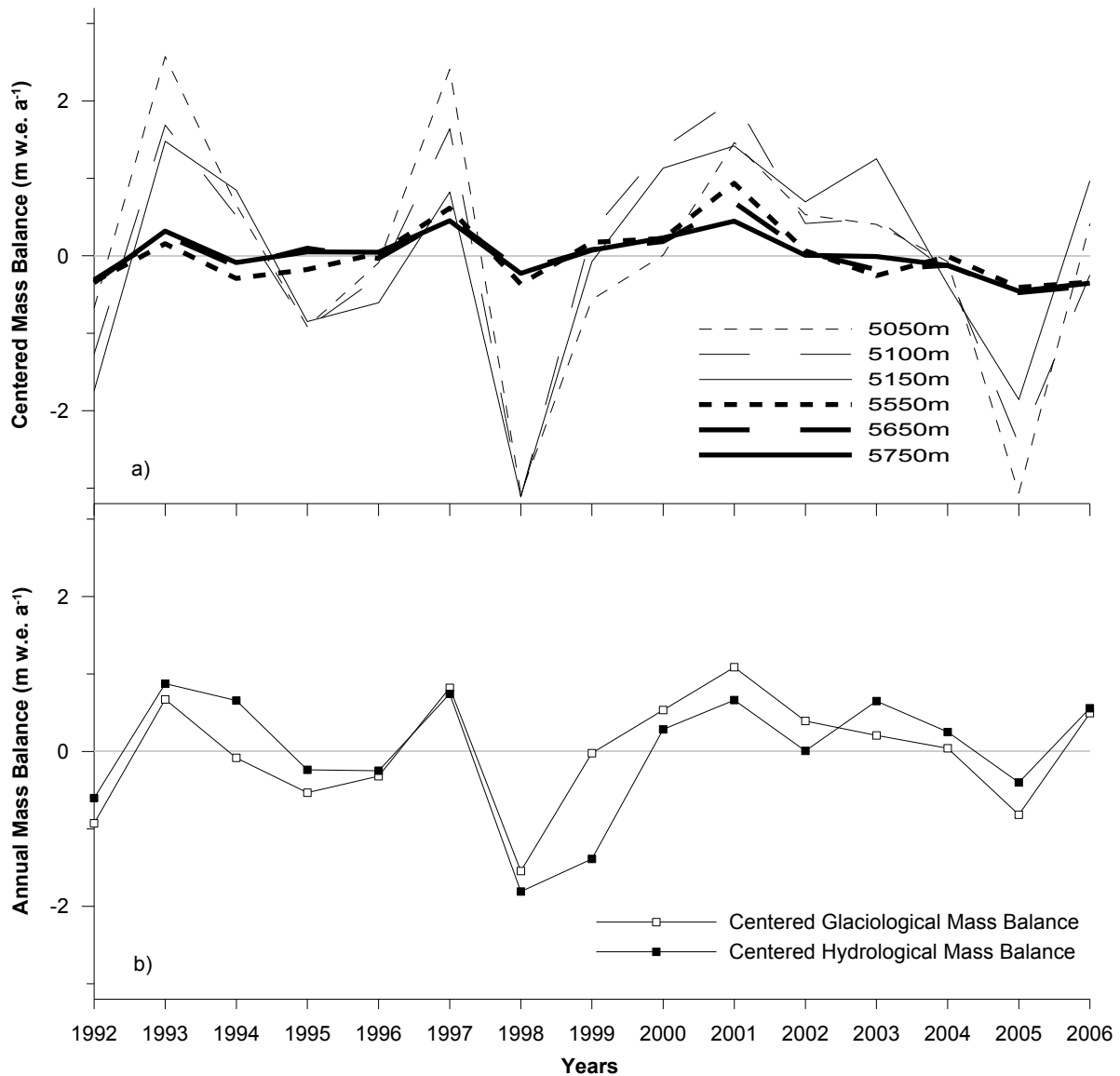


Figure 5.6 : a) Centered annual surface mass balance (m w.e. a⁻¹) for different elevation ranges, b) Centered specific mass balance (m w.e. a⁻¹) obtained from glaciological data and from hydrological data.

However, the difference between the average glaciological and hydrological mass balance remains. Providing that surface mass balance measurements are reliable and that surface area changes have been properly taken into account, the

discrepancy should come from the sampling network. It can be concluded that the field measurement sites are not representative of the entire area of the glacier and that the linear interpolation between surface mass balance measurements from different elevation ranges (between 5250 and 5550m) is not valid to calculate the specific mass balance. Consequently, to determine the specific mass balance, the glaciological data have been adjusted according to the photogrammetric data between 1997 and 2006. For this purpose, the average volumetric mass balance over this period has been added to the centered specific glaciological mass balance calculated over the same period (**FIGURE 5.5**).

Error analysis of photogrammetric results has been performed using the method of *Thibert et al., [2008]* and is shown in **TABLEAU 5.2**. Additional uncertainties results from snow/ice density uncertainties and unmeasured areas resulting from lack of stereoscopic measurements. The overall error on the cumulative mass balance obtained from photogrammetric data is estimated at 2.0 m w.e over the entire period 1956-2006. The uncertainty of the hydrological method is difficult to assess accurately. As shown by *Sicart et al., [2007]*, the runoff discharge error is small, i.e. 5% in the range 0-600 l s⁻¹ [*Ribstein et al., 1995b*]. Additionally, providing that the portion of basin area free of ice is reduced, the influence of the runoff coefficient is small. The maximum changes in mass balances due to changes in the runoff coefficient from 0.5 to 1 are – 0.20 and + 0.15 m w.e. [*Sicart et al., 2007*]. The average sublimation rate calculated over the last fifty years over Zongo glacier is 171 mm w.e a⁻¹. The uncertainty of this parameter is difficult to assess and it can be assumed that it is less than 0.1 m w.e a⁻¹. Therefore, the uncertainty of the hydrological mass balance depends mainly on the accumulation uncertainties. As mentioned by *Sicart et al., [2007]*, no clear relationship can be found between altitude and precipitation. The field glaciological measurements show that the accumulation rate is low both in the ablation zone and in the accumulation zone (about 1 m w.e. a⁻¹). It is assumed that the uncertainty in the accumulation rate calculated from precipitation should not exceed 0.2 m w.e. a⁻¹. As a result, the uncertainty of annual hydrological mass balance is 0.3 m w.e. a⁻¹ maximum and the overall error on the cumulative mass balance from hydrological data is estimated at 1.68 m w.e. over the period 1975-2006 (**FIGURE 5.5**).

The very good agreement with photogrammetric data confirms that glacier mass balance obtained from hydrological data is reliable.

Random errors in Digital Elevation Model (DEM)	Geodetic Method					
	1956	1963	1975	1983	1997	2006
σ_{rgh} (m) Surface roughness error for a single point	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35
$\sigma_{\text{stereo.xy}}$ (m) Planimetric stereoscopic error (single point)	1.58	1.21	2.69	2.04	2.01	1.38
$\sigma_{\text{stereo.z}}$ (m) Altimetric stereoscopic error (single point)	1.65	1.21	3.01	2.89	2.24	3.5
σ_z^i (m) Mean altimetric error for the Digital Elevation Model (DEM)	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ (m) Orientation errors (ground control points)	0.55 0.40	0.75 0.67	0.92 0.56	0.75 0.97	0.72 0.71	0.45 0.48
$\sigma_{\text{a.o}}$ (m) Altimetric orientation error	0.78 0.8	0.39 0.48	0.69 0.75	0.65 0.73	0.67 0.72	0.43 0.47

Tableau 5.2 : Error analysis in the volumetric mass balance measurements (see Thibert et al., in press for details).

5.2.7 Conclusions

These glacier cumulative mass balance results over the last fifty years are unique for this region. Hydrological data have made it possible to reconstruct annual glacier mass balance since 1974.

Only two glacier mass balance series have been investigated in the Cordillera Real over a similar period: the Charquini glaciers located 5 kilometers from the Zongo glacier and the Chacaltaya glacier 9 km away. The cumulative mass balance of the Charquini glaciers has been assessed between 1956 and 1997 by **Rabatel [2005]** using photogrammetric data. Charquini Sur glacier (0.36 km², the glacier flows approximately from 5280 to 4985 m.a.s.l.), with similar exposition, shows similar fluctuations over the whole period with a strong negative mass balance of $-0.79 \text{ m w.e. a}^{-1}$ between 1975 and 1983.

The cumulative mass balance of the Chacaltaya glacier (0.007 km², the glacier flows approximately from 5325 to 5225 m.a.s.l.) has been roughly reconstructed between 1963 and 1998 using photogrammetric and stake measurements data [**Ramirez et al., 2001**]. The mean mass balance is very negative with $-0.75 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the whole

period. This series shows a stronger negative mass balance of $-0.96 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the 1983-1998 period. However, this glacier is going to disappear in the near future and the specific mass balance of the glacier was mainly controlled by the high surface area change over recent decades.

As shown in other studies of tropical glaciers [Kaser, 1999], the vertical budget gradient is high (around $2 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$). Furthermore, our study reveals strong temporal variability of the surface mass balance in the ablation area, more than twice the mean variability.

Mass balance fluctuations coming from hydrological, glaciological and photogrammetric data agree well. However, the glaciological method reveals a strong bias in specific mass balance as many areas cannot be sampled because of difficult access. The glaciological mass balance has therefore been corrected using photogrammetric results. The photogrammetric method is therefore needed to provide a reliable average specific mass balance over the whole period. Generally, the hydrological method depends strongly on the correction of the measured precipitation in the catchment area. However, for Zongo glacier it seems that accumulation changes are low and do not significantly influence hydrological mass balance changes. Comparison between annual surface mass balance observed from stake measurements reveals very similar temporal changes and proves that surface mass balances changes are strongly related to meteorological conditions. On the whole, the glacier was close to steady state conditions between 1956 and 1963. Between 1963 and 1975, the glacier gained mass. After 1975, the specific mass balance is negative. The strong temporal variability of the surface mass balance in the ablation area leads to a large influence of surface area reduction. The relative contribution of the tongue (between 5200 m and the terminus) to the specific mass balance has decreased from 73 % in 1991 to 24 % in 2006.

As a result, the surface area of this glacier converges to steady state faster than glaciers in other regions of the world.

6 CHAPITRE: Evolution des bilans de masse glaciaires de la Cordillère Royale

6	CHAPITRE: Evolution des bilans de masse glaciaires de la Cordillère Royale	133
6.1	LES VARIATIONS VOLUMETRIQUES.....	134
6.1.1	Bilan de masse volumétriques cumulés	135
6.1.2	Bilans de masse centrés	137
6.2	ANALYSE DES FLUCTUATIONS TEMPORELLES DES BILANS DE MASSE GLACIAIRE EN FONCTION DES PARAMETRES CLIMATIQUES.....	140
6.2.1	Les précipitations.....	141
6.2.2	Les températures.....	143
6.3	ANALYSE DES BILANS DE MASSE CUMULES ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE	146
6.3.1	Surfaces moyennes des glaciers.....	146
6.3.2	Altitude des fronts des glaciers.....	148
6.3.3	Altitude moyenne des glaciers.....	149
6.3.4	Orientation des glaciers	151
6.3.5	Corrélation multiple entre les bilans de masse, l'exposition et l'altitude moyenne	152
6.4	VARIATIONS DE SURFACE, VARIATIONS DES FRONTS GLACIAIRES ET VARIATIONS VOLUMETRIQUES.....	156
6.5	FLUCTUATIONS GLACIAIRES AU COURS DE LA SECONDE MOITIE DU 20EME SIECLE, ET PARTICULIEREMENT APRES 1963.....	158
6.5.1	La perte des surfaces glaciaires.....	158
6.5.2	Estimation des bilans de masse glaciaires sur l'ensemble de la région	161
6.5.3	Comparaison avec les glaciers du Charquini et du Chacaltaya.....	163
6.6	GLACIER DECLINE BETWEEN 1963 AND 2006 IN THE CORDILLERA REAL, BOLIVIA.....	166

Ce chapitre présente en premier lieu les variations volumétriques des 21 glaciers. Nous étudierons les relations entre les bilans de masse glaciaires, et les caractéristiques géométriques des glaciers (taille, altitude du front, altitude moyenne du glacier, orientation et localisation par rapport aux flux humides) et les paramètres climatiques propres aux régions de l'étude. Nous avons également réactualisé l'inventaire glaciologique effectué par E. Jordan en 1975 (sur les régions de l'étude). Ces résultats ont fait l'objet d'une publication (cf. 6.6):

- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, and J. F. Gonzalez (2009b). Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophysical Research Letters*.

6.1 LES VARIATIONS VOLUMETRIQUES

Les fluctuations des bilans de masse ont été obtenues à partir de la méthode cartographique par photogrammétrie aérienne (cf. Chapitre 4). Au total, nous disposons de : 17 glaciers restitués sur les clichés de 1956, 21 glaciers restitués sur les clichés de 1963, 20 glaciers restitués sur les clichés de 1975, 14 glaciers restitués sur les clichés de 1983, 21 glaciers sur les clichés de 1997 et de 2006. Le **TABLEAU 6.1** montre en détail les périodes sur lesquelles ont été restitués les 21 glaciers de l'étude.

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

Tableau 6.1 : Date des restitutions photogrammétriques de chaque glacier.

La restitution photogrammétrique de 1956 n'a pas été effectuée sur la totalité des glaciers car les négatifs des couples stéréoscopiques des glaciers 61, 35, 36 et 42 ont été endommagés (l'encre est flou sur ces stéréotypes). Sur les copies de diapositives scannées, il n'est pas possible d'effectuer de mesure stéréoscopique sur les glaciers. Sur les clichés de 1975, le seul glacier n'ayant pas été restitué est le glacier 68, en raison d'un problème d'un manque de contraste sur la surface du glacier (reflet dû au rayonnement solaire et la position du glacier lors de la prise de vue aérienne). A cause du recouvrement partiel du vol photogrammétrique de 1983

sur la région Negruni – Condoriri, certains glaciers (glaciers 1, 2, 9, 10M, 12, 13, et 32) n'ont pas pu être restitués sur ces clichés. Les autres glaciers ont été restitués en 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006, correspondant à la totalité des vols photogrammétriques verticaux effectués sur la Cordillère Royale en Bolivie. Par conséquent, nous avons analysé les fluctuations glaciaires des 21 glaciers sur deux périodes : la période (1956-2006) pour laquelle 18 glaciers ont été analysés, et la période (1963-2006) pour laquelle 21 glaciers ont été analysés.

6.1.1 Bilan de masse volumétriques cumulés

La **FIGURE 6.1** présente les bilans de masse des 21 glaciers étudiés sur la Cordillère Royale en Bolivie entre 1956 et 2006 (18 glaciers, **FIGURE 6.1.A**) et entre 1963 et 2006 (21 glaciers, **FIGURE 6.1.B**). Les glaciers qui n'ont pas été restitués, soit sur les clichés de 1975 (glacier 68), soit sur les clichés de 1983 (glaciers 1, 2, 9, 10M, 12, 13, et 32), n'ont pas été reportés sur les périodes 1963-1975/1975-1983 et 1975-1983/1983-1997 respectivement.

Cette figure montre en premier lieu que les 21 glaciers ont en moyenne perdu de la masse pendant ces 50 dernières années. En deuxième lieu, on constate que le bilan de masse cumulé est très différent d'un glacier à l'autre, compris entre -0.33 m éq. eau par an (glacier du Zongo) et -1.61 m éq. eau par an (glacier 75) sur la période 1956-2006, ou entre -0.26 m éq. eau par an (glacier 36) à -1.38 m éq. eau par an (glacier 75) sur la période 1963 – 2006.

Ces différences peuvent s'expliquer à partir des caractéristiques géométriques différentes de chacun des glaciers (taille, altitude et exposition, principalement) comme nous le verrons plus loin. En troisième lieu, cette tendance négative n'est pas régulière dans le temps. En quatrième lieu, la tendance est négative sur tous les glaciers à partir de 1975. Enfin, une grande partie de ces glaciers montre un bilan de masse proche de l'équilibre ou même positif sur la période 1963-1975. Cette tendance positive ne s'est pas traduite par une avancée des fronts, comme l'ont montré les études précédentes.

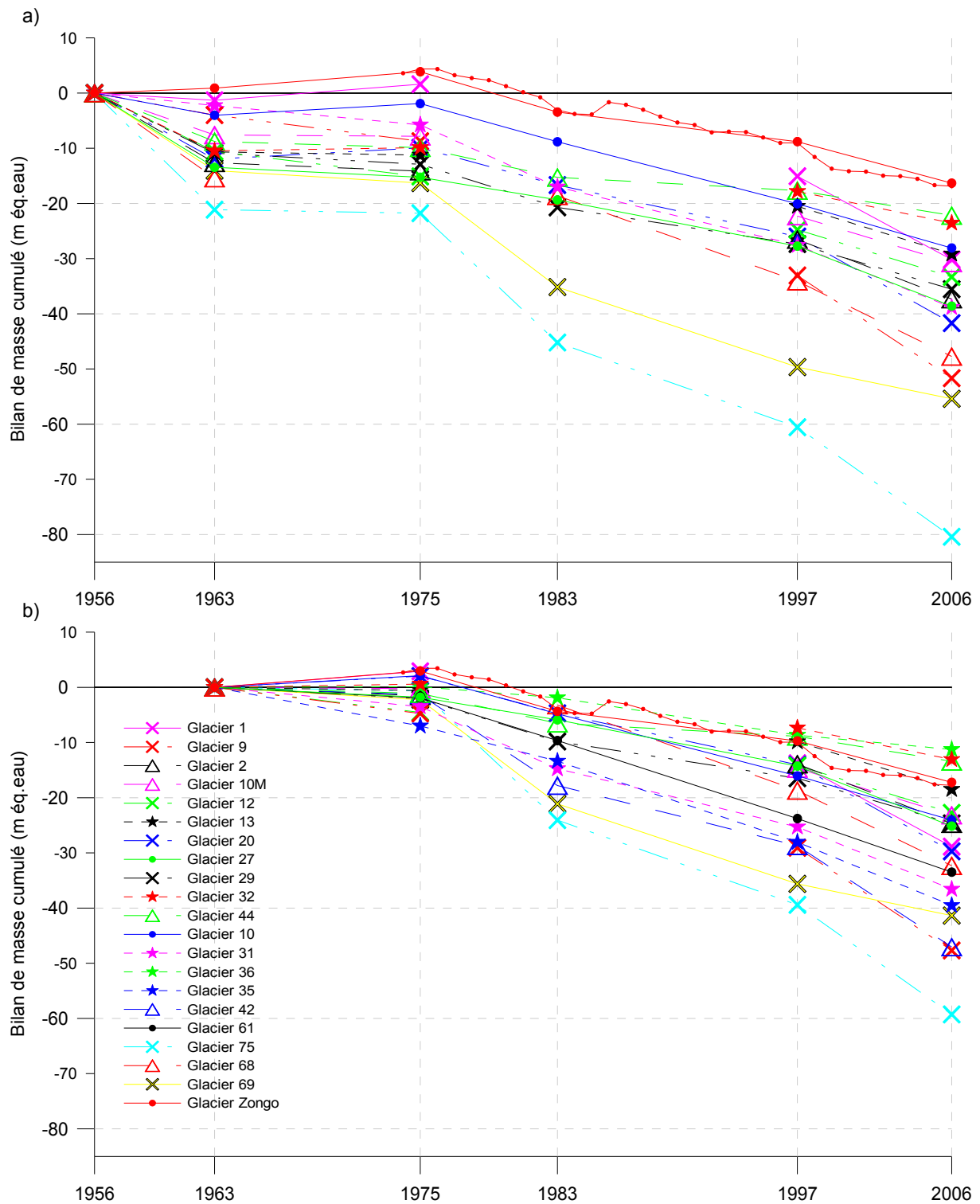


Figure 6.1: a) Bilans de masse cumulés des glaciers 1, 2, 9, 10, 10M, 12, 13, 20, 27, 29, 31, 32, 44, 68, 69, 75 et Zongo entre 1956 et 2006 ; b) Bilans de masse cumulés des 21 glaciers étudiés sur la Cordillère Royale en Bolivie, entre 1963 et 2006.

Cela nous confirme que les fronts des glaciers ne peuvent pas être directement corrélés aux variations climatiques, car la dynamique des glaciers introduit un temps de réponse.

Nos résultats montrent que la période de bilans positifs entre 1963 et 1975 n'a pas été suivie par une avancée des fronts des glaciers (ex. du glacier du Zongo). Les observations des fronts glaciaires indiquent que les glaciers observés ont poursuivi leur recul tout au long des 50 dernières années [Vuille et al., 2008] (bien qu'on ne dispose pas de données annuelles sur l'ensemble de cette période). On peut en conclure que les variations de longueur ou de surface ne sont pas représentatives des bilans de masse glaciaires.

6.1.2 Bilans de masse centrés

Sur la **FIGURE 6.1**, nous avons reporté les bilans de masse volumétrique sur deux périodes des 21 glaciers choisis en Cordillère Royale. Afin d'identifier une réponse commune des 21 glaciers, nous avons calculé les bilans de masse centrés de chacun des 21 glaciers (**FIGURE 6.2**), 17 glaciers sur la période 1956-2006 (**FIGURE 6.2.A**) et 21 glaciers sur la période 1963-2006 (**FIGURE 6.2.B**). Pour cela, nous avons soustrait le bilan de masse moyen annuel (sur la période 1956-2006 ou sur la période 1963-2006) de chacune des séries (**TABLEAU 6.2**).

Sur la **FIGURE 6.2.A** et la **FIGURE 6.2.B**, nous avons reporté en grisé les bilans de masse centrés des glaciers avec une surface supérieure à 0,45 km² (moyenne 1956-2006). On observe des résultats très similaires puisque les différences entre les bilans centrés ne dépassent pas l'incertitude des mesures.

L'erreur sur les bilans de masse a été calculée à partir de la méthode de [Thibert et al., 2008] (cf. Chapitre 4). Les erreurs maximales des bilans de masse cumulés obtenus par photogrammétrie sont de 2.85, 1.48, 2.38, 3.54, et 3.72 m éq. eau (sans prendre en compte l'erreur des glaciers 75 et 69) sur les périodes 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1999 et 1997-2006 respectivement. Ramenés à l'année, elles sont donc 0.37, 0.11, 0.27, 0.23 et 0.37 m éq. eau par an sur chaque période respectivement. On peut conclure que la dispersion de nos données contenue dans les parties grisées (entre 1963 et 2006) est très proche de l'incertitude obtenue sur les mesures. Par conséquent, les variations de bilans de masse de ces glaciers indiquent un signal identique, d'origine climatique, aux incertitudes près. Sur la période 1956-1963, l'incertitude sur les mesures est beaucoup plus importante que la dispersion de nos mesures et l'information obtenue n'est pas très pertinente car le bilan centré est compris entre +0.5 et -1.2 m éq. eau par an.

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

Tableau 6.2 : Bilans de masse en moyenne annuelle des 21 glaciers sur la Cordillère Royale en Bolivie, 17 glaciers sur la période 1956-2006 et 21 glaciers sur la période 1963-2006.

Quelques uns des 21 glaciers se trouvent en dehors des régions en grisé et leurs fluctuations diffèrent du reste des glaciers ; ce sont les glaciers qui présentent une surface inférieure à 0,45 km² (moyenne entre 1956 et 2006). En effet, la fluctuation des bilans de masse d'une majorité des petits glaciers (« low laying glaciers », en anglais) peut être influencée par des conditions locales. Les variations du volume des glaciers les plus petits peuvent être influencées par des effets de bord (« edge effects » en anglais), lesquels tendent à accélérer le retrait glaciaire au cours des périodes négatives du bilan de masse [Vuille et al., 2008]. Cependant, et d'une manière opposée, l'augmentation de l'épaisseur d'une couverture rocheuse sur la langue ou sur l'ensemble de ces glaciers tend à réduire les processus d'ablation, car la glace est alors protégée du rayonnement solaire. En Bolivie, ces processus ont été observés sur le glacier du Chacaltaya ces dernières années.

Par ailleurs, comme on l'a observé sur le glacier du Zongo (cf. Chapitre 5), la variabilité du bilan de masse glaciaire est beaucoup plus importante sur les langues des glaciers à basse altitude en comparaison de la partie haute. Ce phénomène pourrait expliquer le recul accéléré des petits glaciers boliviens pendant ces

dernières décennies, car ces glaciers sont généralement à basse altitude (excluant quelques glaciers suspendus, qui ont été repérés sur les régions d'étude).

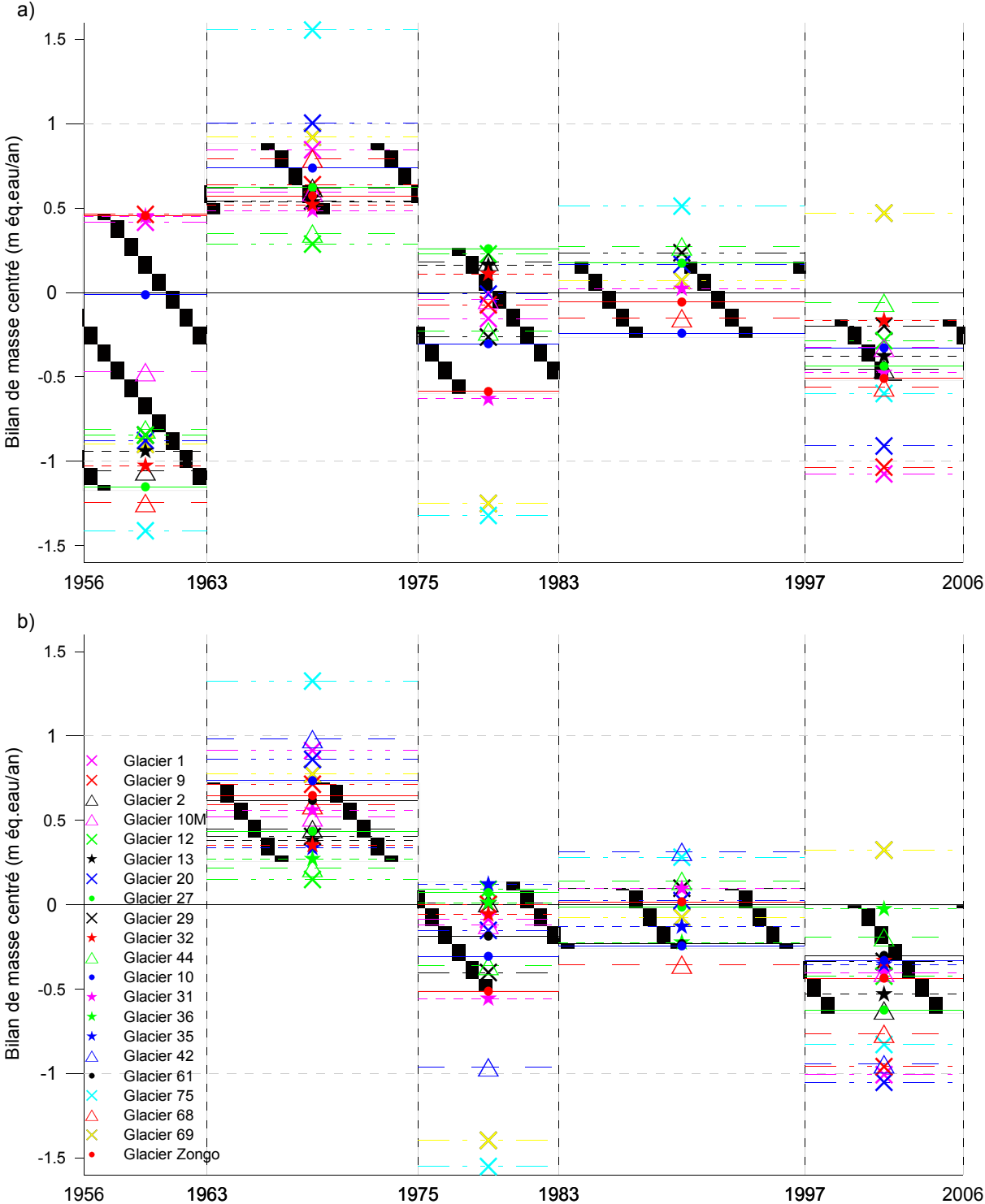


Figure 6.2 : Bilans de masse centrés des glaciers disponibles sur la Cordillère Royale en Bolivie, 17 glaciers sur la période 1956-2006 (a) et 21 glaciers sur la période 1963-2006 (b)

Les périodes de bilans de négatifs sont principalement celles de 1956-1963 (considérant la large dispersion des données), de 1975-1983, de 1997-2006, de 1983-1997 ; au cours de la période 1963-1975, les glaciers se trouvaient proches de leur état d'équilibre (**TABLEAU 6.3**).

	1956-1963	1963-1975	1975-1983	1983-1997	1997-2006
	(m éq. eau par an)				
max	0.128	0.247	-0.361	-0.170	-0.503
min	-3.019	-0.395	-2.929	-1.106	-2.206
moy	-1.433	-0.075	-0.939	-0.689	-1.178
med	-1.517	-0.109	-0.800	-0.662	-1.020
	(m éq. eau par an)				
max		0.247	-0.250	-0.170	-0.287
min		-0.583	-2.929	-1.106	-2.206
moy		-0.097	-0.992	-0.744	-1.181
med		-0.112	-0.820	-0.767	-1.079

Tableau 6.3 : Statistiques sur les bilans de masse annuels des glaciers disponibles sur les différentes périodes de l'étude.

6.2 ANALYSE DES FLUCTUATIONS TEMPORELLES DES BILANS DE MASSE GLACIAIRE EN FONCTION DES PARAMETRES CLIMATIQUES

Les résultats précédents ont révélé des fluctuations temporelles très similaires entre les glaciers à l'échelle décennale, sur l'ensemble de la région étudiée. Afin de cerner l'origine climatique de ces fluctuations, nous les avons comparés aux fluctuations de quelques paramètres météorologiques. Pour cela, nous avons utilisé les longues séries de températures et de précipitations des stations au voisinage de la région étudiée (**FIGURE 6.3**).

En Bolivie, les séries météorologiques (précipitation, température, notamment) de plus de 50 ans sont très rares. La plus longue série de précipitations est celle de la station météorologique de San Calixto (La Paz, centre), qui remonte à la fin du 19^{ème} siècle en 1891 [*Gioda et al., 2004*]. La série de précipitation d'El Alto date de 1942 et la série de la Plateforme à 4750 m (P4750) de 1971, non loin du glacier du Zongo (**FIGURE 6.3**). Par contre, les longues séries de températures sont plus rares ; nous avons récupéré les données de la station d'El Alto, qui datent de 1968, seulement. Nous avons par conséquent utilisé des données de ré-analyses NCEP-NCAR [*Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001*] sur la période correspondant aux vols

photogrammétriques de 1963 et 2006, car les données à la station d'El Alto ne recouvraient pas la période d'analyse.

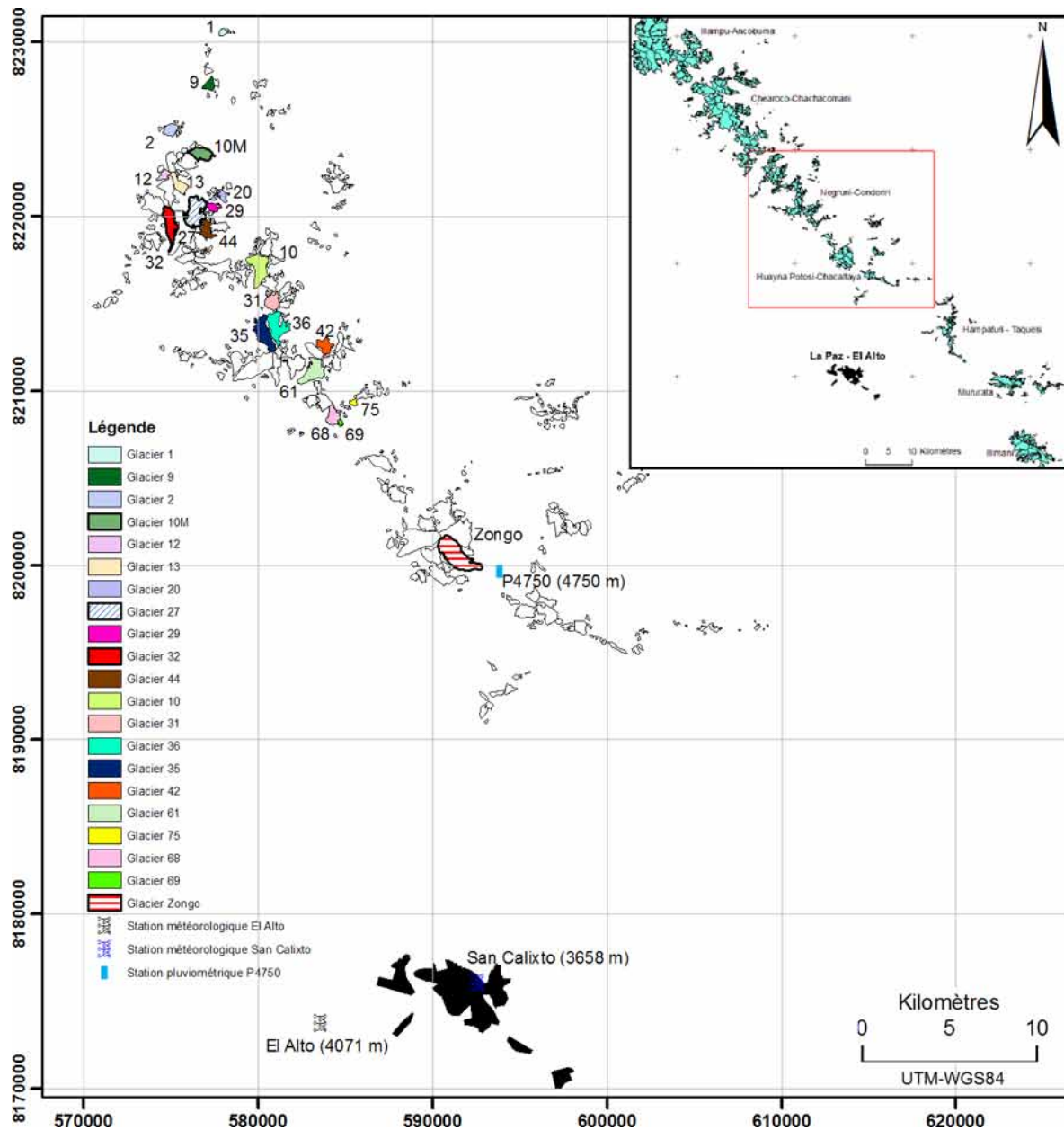


Figure 6.3 : Emplacement des stations météorologiques par rapport aux régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Les surfaces sont celles de 2006.

6.2.1 Les précipitations

Nous avons analysé les précipitations à partir de trois stations pluviométriques, au cours de la période 1963 et 2006. Les séries sont celles de : 1.) Station El Alto (série complète entre 1963 et 2006), 2.) Station San Calixto (série complète entre 1963 et 2006), et 3.) Station P4750 (série incomplète, observations entre 1971 et 2006). La série du pluviomètre de San Calixto a été amplement critiquée puis validée sur la

période concernant l'étude [Gioda et al., 2004], de même que la série du pluviomètre P4750 [Ribstein et al., 1995b; Sicart et al., 2007].

	El Alto	P4750	San Calixto	% P		El Alto	P4750	San Calixto	% P
Septembre à Août (12 mois)					Octobre à Mars (6 mois)				
El Alto	<u>1</u>	-	-	100	El Alto	<u>1</u>	-	-	88
P4750	<u>0.72</u>	<u>1</u>	-	100	P4750	<u>0.69</u>	<u>1</u>	-	84
San Calixto	<u>0.73</u>	<u>0.51</u>	<u>1</u>	100	San Calixto	<u>0.77</u>	<u>0.48</u>	<u>1</u>	86
Novembre à Février (4 mois)					Décembre à Mars (4 mois)				
El Alto	<u>1</u>	-	-	61	El Alto	<u>1</u>	-	-	66
P4750	<u>0.65</u>	<u>1</u>	-	62	P4750	<u>0.57</u>	<u>1</u>	-	68
San Calixto	<u>0.75</u>	<u>0.52</u>	<u>1</u>	63	San Calixto	<u>0.80</u>	<u>0.47</u>	<u>1</u>	68
Décembre à Février (3 mois)									
El Alto	<u>1</u>	-	-	53					
P4750	<u>0.58</u>	<u>1</u>	-	53					
San Calixto	<u>0.82</u>	<u>0.49</u>	<u>1</u>	55					

0.75 : coefficients de corrélation des séries des précipitations

53 : pourcentages des précipitations sur la période considérée

Tableau 6.4 : Comparaison des séries des pluviomètres El Alto, San Calixto et P4750 disponibles à proximité des glaciers étudiés.

Sur le **TABLEAU 6.4**, sont présentées les valeurs des coefficients de corrélation des séries des pluviomètres analysés sur la période commune d'observations (1971-2006). Nous avons choisi 5 périodes de comparaison sur l'année : 1°) de septembre à août, 2°) de octobre à mars, 3°) de novembre à février, 4°) de décembre à mars et 5°) de décembre à février. Sur les trois pluviomètres, au moins 80% des précipitations sont enregistrées au cours de la saison humide (d'octobre à mars) [Ribstein et al., 1995b] (**TABLEAU 6.4**). Près de 70% des précipitations tombent entre décembre et mars, 60% entre novembre et février et environ 50% entre décembre et février. De plus, il existe une bonne corrélation entre les pluviomètres d'El Alto et de San Calixto. Ceci n'est pas étonnant, car les deux pluviomètres se situent dans l'agglomération de La Paz à moins de 10 km l'un de l'autre. Par contre, la corrélation de ces pluviomètres avec P4750 est plutôt médiocre (**TABLEAU 6.4**). Cela peut venir du fait que le pluviomètre P4750 se situe à l'intérieur du massif de la Cordillère Royale (versant est), tandis que les pluviomètres d'El Alto et de San Calixto se situent sur le versant sec (versant ouest). Nous avons choisi les séries des pluviomètres P4750 et San Calixto pour interpréter nos variations volumétriques des 21 glaciers de l'étude sur la période de décembre à mars (4 mois sur une année hydrologique). D'une part ces séries ont fait déjà l'objet d'une analyse temporelle et

d'une validation statistique [Ribstein et al., 1995b; Gioda et al., 2004; Sicart et al., 2007]. D'autre part, P4750 est le pluviomètre le plus proche de la zone de l'étude et San Calixto est le pluviomètre avec la série des données la plus longue du pays. La période (décembre à mars) a été choisie car elle joue un rôle majeur dans la variance du bilan de masse (d'après les observations du Zongo).

Sur la **FIGURE 6.4.A.**, nous avons reporté les valeurs centrées du bilan de masse des 21 glaciers, pour faciliter la comparaison sur la période 1963 et 2006. Sur la **FIGURE 6.4.B.**, nous avons reporté les valeurs centrées des précipitations (divisées par la précipitation moyenne, pour obtenir des pourcentages comparables entre les stations) sur les périodes communes aux restitutions photogrammétriques. Les précipitations du pluviomètre San Calixto ont été centrées sur la période 1963-2006. Par contre, celles du pluviomètre P4750 ont été centrées sur la période disponible des données (1971-2006). Cependant, les valeurs moyennes de San Calixto sont identiques sur les 2 périodes (1963-2006 et 1971-2006) (402 mm), ce qui implique que les valeurs centrées sont comparables.

Nous pouvons noter que les valeurs centrées des précipitations sont très faibles sur les deux pluviomètres. La série de données du pluviomètre P4750 présente une variabilité temporelle beaucoup plus marquée que celle de San Calixto. Les variations de précipitations sur chacune de ces périodes n'excèdent pas 70 mm, et ne peuvent pas expliquer les changements du bilan de masse supérieurs à 500 mm. Etant donné que le gradient de précipitation avec l'altitude est faible ou inexistant entre P4750 et le glacier du Zongo [Sicart et al., 2007], il serait tentant de conclure que l'influence des précipitations sur le bilan de masse est réduite. Cependant, comme cela a été montré par d'autres études [Wagnon et al., 2001; Favier et al., 2004b], le changement de l'albédo lié aux précipitations (phase solide/liquide, fréquence) sur l'ablation semble plus efficace pour expliquer la grande variabilité du bilan de masse annuel que la variabilité de l'accumulation elle-même.

6.2.2 Les températures

L'analyse des températures a été effectuée grâce aux données de la station d'El Alto et des données de ré-analyse R1 NCEP-NCAR (la série de données R2 n'est disponible qu'à partir de 1979) à 500 et 600 hPa [Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001]. Les données de la station El Alto sont les seules observations existantes à proximité de la région de l'étude sur cette période.

	El Alto	R1 - 500	R1 - 600		El Alto	R1 - 500	R1 - 600
Septembre à Août (12 mois)				Octobre à Mars (6 mois)			
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
Novembre à Février (4 mois)				Décembre à Mars (4 mois)			
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
Décembre à Février (3 mois)							
El Alto	1						
R1 - 500	0.84	1					
R2 - 600	0.85	0.96	1				

Tableau 6.5 : Coefficients de corrélation des séries des températures disponibles à proximité des régions étudiées

Le **TABLEAU 6.5** présente les corrélations existantes entre les températures annuelles d'El Alto (période 1971-2006) et les données de ré-analyse. Comparant ces séries, on voit une corrélation médiocre sur 12 mois, ainsi que sur 6 mois de l'année. En revanche, une bonne corrélation est observable en comparant les 3 ou 4 mois de la saison humide. Pour notre analyse relative à l'évolution des bilans, nous avons utilisé seulement les données d'El Alto sur la période disponible et les données de ré-analyse R1 à 500 hPa, sur les valeurs moyennes annuelles entre décembre et mars. Nous avons choisi d'utiliser les données de ré-analyse à 500 hPa, car l'altitude moyenne de la plupart des glaciers boliviens est comprise entre 5000 m et 5500 m. De même que sur les séries des précipitations, nous avons choisi, les séries de températures comprises entre décembre et mars (période au cours de laquelle la variance du bilan de masse est forte). Sur la **FIGURE 6.4.B.**, sont reportées les températures centrées (El Alto et ré-analyse 500hPa) entre décembre et mars au cours des mêmes périodes que les restitutions photogrammétriques. L'axe des températures est positif vers le bas pour faciliter la comparaison avec les bilans de masse des 21 glaciers (**FIGURE 6.4.A.**). La série des données de la station d'El Alto a été centrée sur la période 1975-2006 en raison de l'indisponibilité des données sur la période 1963-2006 sur cette station. La différence entre les valeurs moyennes des températures de ré-analyse R1 (1975-2006 et 1963-2006) est de 0,2 °C.

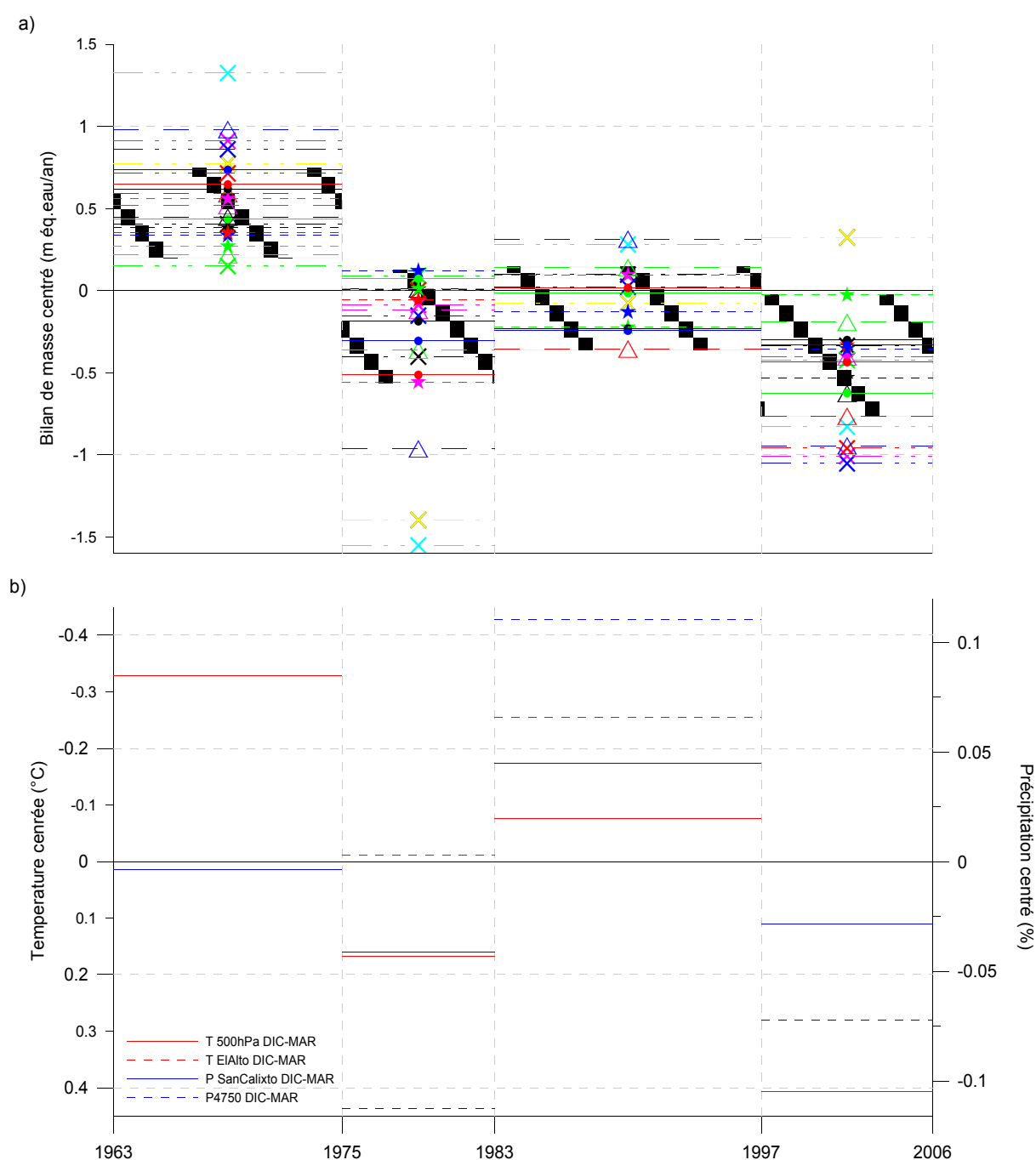


Figure 6.4: a) Bilan de masse centré des glaciers disponibles dans l'étude. b) Précipitations et températures centrées sur décembre-mars pendant les périodes communes aux restitutions photogrammétriques entre 1963 et 2006.

On peut constater que les périodes chaudes (froides) correspondent aux périodes sèches (humides), comme cela a été observé par les études antérieures [Vuille et al., 2000]. D'après Favier et al., [2004b], la variabilité interannuelle du bilan du glacier du Zongo dépend principalement de la variabilité des précipitations, spécialement pendant les mois de décembre à janvier. Bien que l'analyse détaillée de la relation

entre le bilan de masse et des paramètres météorologiques soit au-delà de la portée de notre étude, la **FIGURE 6.4** montrent un accord approximatif entre les variations du bilan de masse et les variations de la température/précipitation. Toutefois, ces données ne nous permettent pas de déterminer le paramètre qui contrôle le changement du bilan de masse. En tout cas, il faut noter que la variabilité interannuelle du glacier du Zongo (Chapitre 5) est très élevée et elle excède amplement la variabilité décennale. Enfin, la perte en masse du glacier du Zongo sur l'année El Niño 1997-1999 correspond à 60% du bilan de masse négatif de la période 1997-2006, ce qui révèle la forte influence des événements ENSO de forte intensité sur les pertes des glaciers boliviens [Wagnon et al., 2001].

6.3 ANALYSE DES BILANS DE MASSE CUMULES ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE

Nous avons cherché à analyser les différences de tendances (bilans cumulés) observées entre les glaciers (**FIGURE 6.1**). Pour cela, nous avons comparé les bilans de masse aux paramètres géométriques des 21 glaciers observés. Nous avons réalisé cette comparaison en utilisant quatre paramètres : 1.) la taille des glaciers, 2.) l'altitude des fronts, 3.) l'altitude moyenne des glaciers et 4.) leur orientation.

6.3.1 Surfaces moyennes des glaciers

La **FIGURE 6.5** présente la comparaison entre les bilans de masse et les surfaces moyennes, des 21 glaciers pour les différentes périodes. L'orientation générale des glaciers est indiquée pour chacun des glaciers. Les corrélations entre les variations des volumes et les surfaces moyennes sont médiocres (**TABLEAU 6.6**, **FIGURE 6.5**). Ainsi, les bilans de masse ne sont pas (ou peu) dépendants de la surface des glaciers.

Périodes	n	r	r ²	F	Valeur critique de F à 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

Tableau 6.6 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.

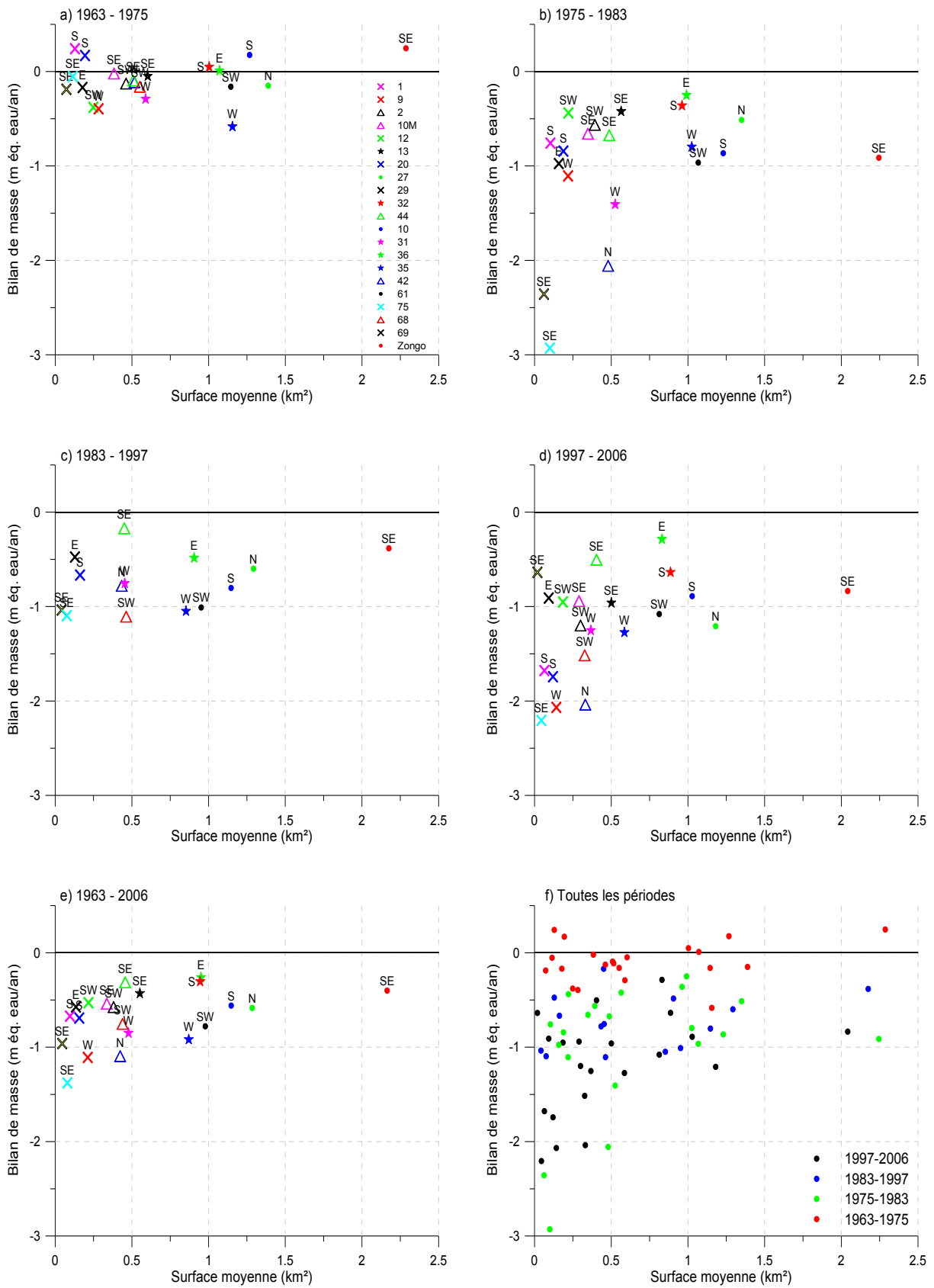


Figure 6.5 : Variations volumétriques et surfaces moyennes, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontal et vertical est la même.

6.3.2 Altitude des fronts des glaciers

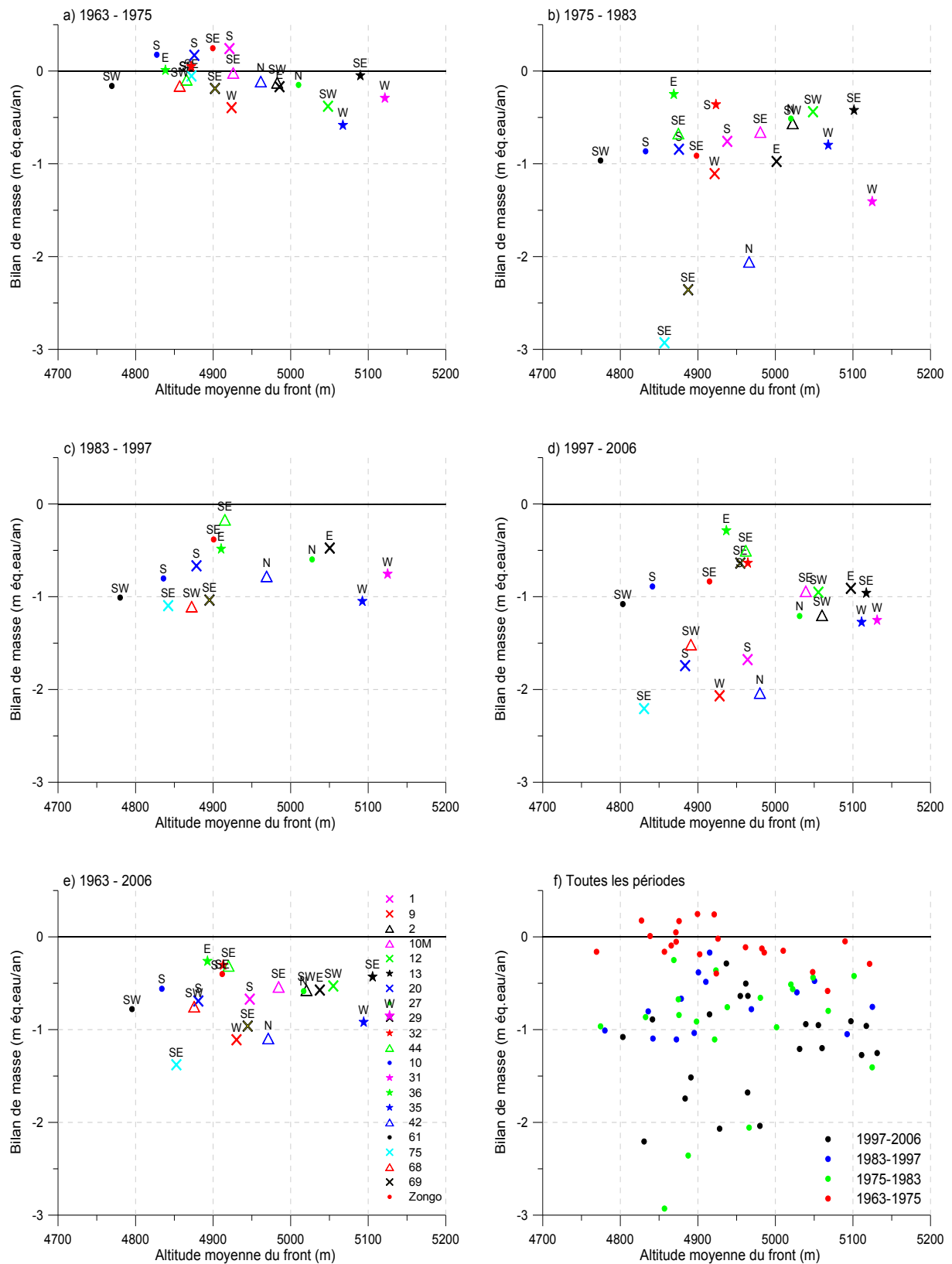


Figure 6.6 : Variations volumétriques et altitudes moyennes des fronts glaciaires, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontal et vertical est la même.

Le deuxième paramètre que nous avons analysé correspond à l'altitude des fronts glaciaires. La **FIGURE 6.6** présente la comparaison entre les bilans de masse et les altitudes moyennes (entre deux dates) des fronts des glaciers. Ce deuxième paramètre est directement issu des mesures photogrammétriques.

Les coefficients de corrélation entre l'altitude des fronts glaciaires et les bilans de masse sont très médiocres (**TABLEAU 6.7**). Nous avons conclu que le bilan de masse ne dépend pas du tout de l'altitude du front du glacier.

Périodes	n	r	r ²	F	Valeur critique de F à 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

Tableau 6.7 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.

6.3.3 Altitude moyenne des glaciers

Le troisième paramètre analysé est l'altitude moyenne des glaciers (**FIGURE 6.7**). Ce paramètre est obtenu à partir de la moyenne des altitudes des points mesurés par restitutions photogrammétriques sur un maillage régulier sur l'ensemble du glacier. De la même façon que sur l'analyse des paramètres géométriques précédents, nous avons considéré les quatre périodes correspondant aux restitutions photogrammétriques. La corrélation entre le bilan de masse et l'altitude moyenne est bien meilleure, mise à part la période 1963-1975 pour laquelle le bilan de masse est proche de zéro (**TABLEAU 6.8**). On peut en conclure que l'altitude moyenne du glacier est un paramètre déterminant pour son bilan de masse.

Périodes	n	r	r ²	F	Valeur critique de F à 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

Tableau 6.8 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.

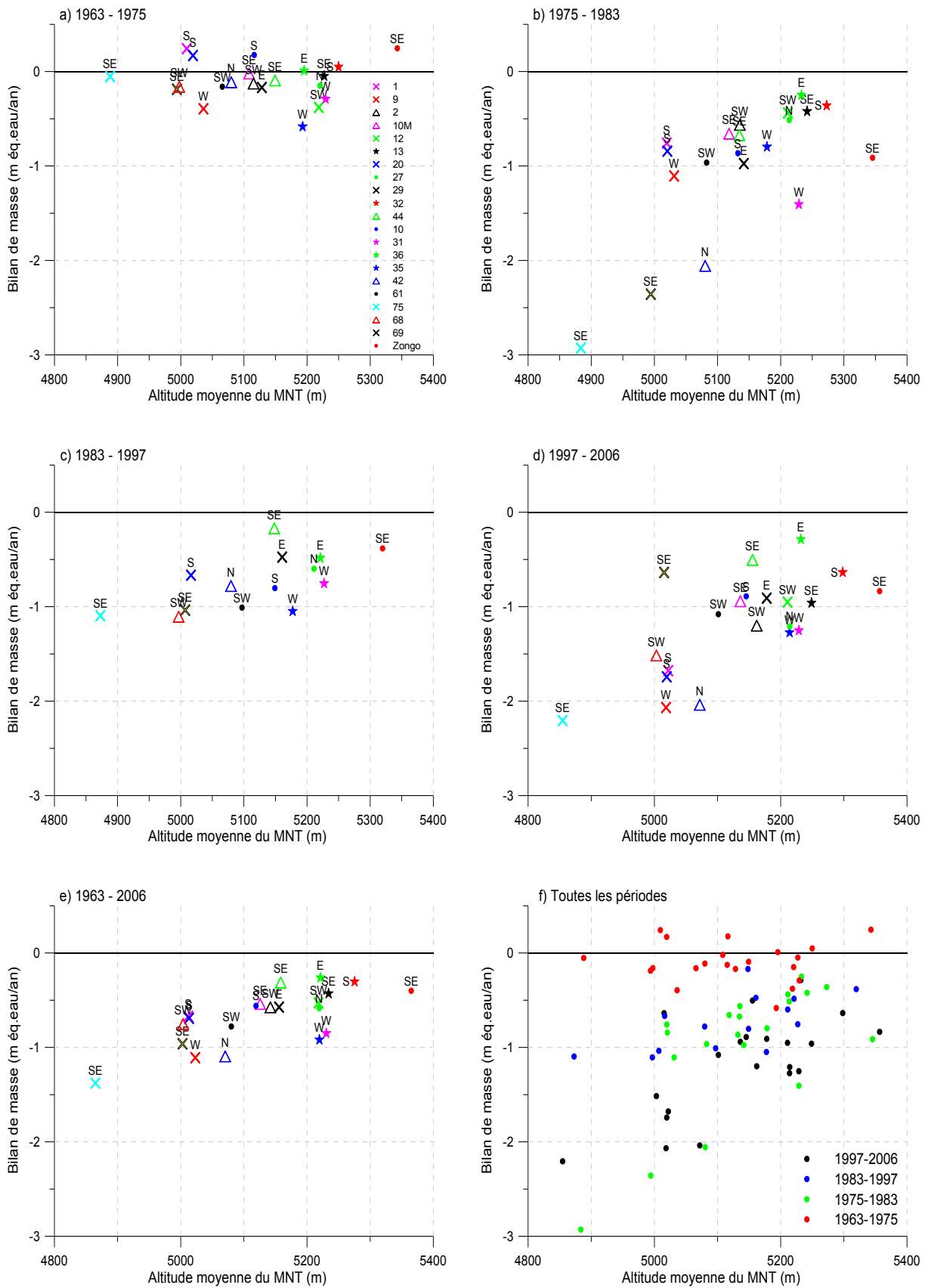


Figure 6.7 : Variations volumétriques et altitudes moyennes des MNTs, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontale et verticale est la même.

6.3.4 Orientation des glaciers

Enfin, nous avons comparé les bilans à l'exposition des glaciers. Ce paramètre est constant aux cours des quatre périodes considérées (1963-1975, 1975-1983, 1983-1997 et 1997-2006) sur les 21 glaciers qui font partie de notre étude. Même si nous l'avons calculé pour chaque glacier à partir des MNTs de 2006 (cf. Annexes), nous avons préféré utiliser l'axe général d'écoulement des glaciers comme critère. Pour cela, nous nous sommes basés directement sur les cartes multitemporelles des variations des surfaces de chaque glacier (entre 1963 et 2006), où nous avons mesuré l'orientation générale entre le nord géographique et l'axe principal d'écoulement de la glace sur chaque glacier.

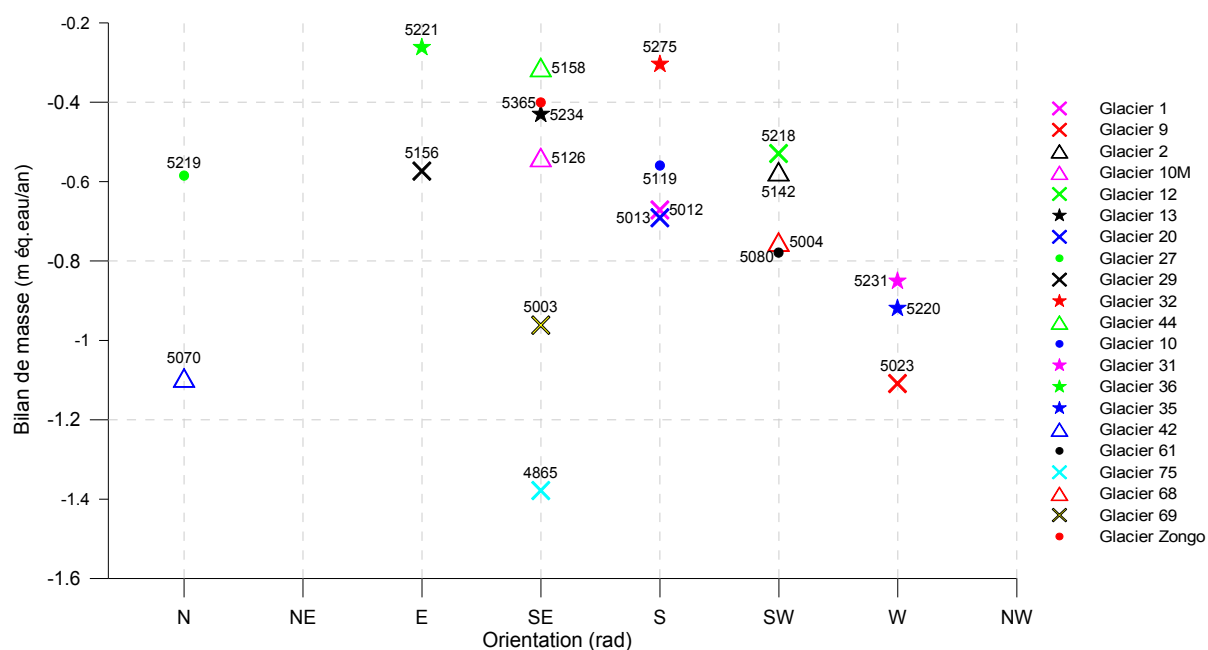


Figure 6.8 : Comparaison entre l'exposition des glaciers et les variations de masse moyennes entre 1963 et 2006. Les chiffres correspondent à l'altitude moyenne (1963-2006) des glaciers.

La **FIGURE 6.8** présente la comparaison entre le bilan de masse et l'exposition de chaque glacier sur l'ensemble de la période (1963-2006). Cette figure montre que les glaciers orientés vers le sud et vers l'est ont eu une variation de volume au cours des dernières 43 ans moins importante que les autres (à l'exception des glaciers 75 et 69). Au contraire, les glaciers orientés vers le nord et l'ouest sont ceux qui ont souffert le plus. Ces deux glaciers peuvent être exclus de notre analyse car ils sont tous petits (0.028 km² et 0.006 km² respectivement en 2006) et sont en train de disparaître. Par conséquent, leurs bilans de masse sont fortement affectés par des conditions très locales (rayonnement des parois à proximité et flux de chaleur des

surfaces désenglacées très proches du glacier). Les différences de bilans suivant l'exposition peuvent être mises en relation avec la hauteur du soleil. En effet, dans l'hémisphère sud, le rayonnement solaire incident est maximal sur les versants orientés vers le nord. Toutefois, l'origine des bilans de masse très négatifs observés sur les glaciers orientés vers l'ouest reste inexpiquée. En plus, les glaciers situés à haute altitude ont perdu moins de masse que les glaciers de basse altitude. Seul le glacier 44 fait exception. Il a une orientation ambiguë, car sa langue est orientée vers l'est tandis qu'au moins 80% de sa surface (zone d'accumulation) est orienté vers le sud. Contrairement aux autres glaciers, son front est très encaissé et se termine à basse altitude. Par conséquent, son altitude moyenne est « tirée vers le bas ». De cette analyse, nous pouvons conclure que les bilans de masse de ces glaciers (75 et 69 exclus) sont principalement dépendants de l'exposition et de l'altitude moyenne de chacun de ces glaciers.

6.3.5 Corrélation multiple entre les bilans de masse, l'exposition et l'altitude moyenne

Suivant les résultats obtenus sur la **FIGURE 6.8**, nous avons essayé différentes régressions linéaires multiples à plusieurs variables. Le bilan de masse glaciaire étant la variable à expliquer (variable dépendante), ces régressions linéaires multiples ont été effectuées sur la base de deux ou trois variables explicatives et suivante la forme :

Équation 6-1

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

Où

Z est l'altitude moyenne du glacier.

E est l'orientation du glacier (en radians), comptée de zéro à partir du Nord géographique en suivant le sens des aiguilles d'une montre.

S est la surface moyenne du glacier.

βn est le bilan de masse du glacier sur la période 1963-2006 (m éq.eau par an)

a , b , c et d sont des constantes

En ce qui concerne l'exposition, nous avons choisi une fonction sinusoïdale, suivant les résultats de la **FIGURE 6.8**, et nous avons fixé la valeur du bilan maximum (points culminant de la courbe 6.9) à $\frac{3}{4}\pi$, c'est-à-dire à une orientation SE.

Les régressions linéaires multiples ont été calculées sur la base d'une procédure d'élimination. Dans cette procédure, nous avons retenu simplement les variables qui expliquaient une quantité significative de la variance totale, sous un seuil à 95% de confiance basé sur le test de Fisher.

β_n (1)	Equation (2)	n (3)	Année du MNT (4)	a (5)	b (6)	c (7)	d (8)	r (9)	Erreur type (10)	F (11)	F valeur critique (12)
1963-2006	<u>1</u>	<u>21</u>	<u>1975</u>	<u>0.0019</u>	<u>-0.1923</u>	-	<u>-10.3273</u>	<u>0.8161</u>	<u>0.1783</u>	<u>17.9431</u>	<u>0.000052</u>
	<u>2</u>	<u>19</u>	<u>1975</u>	<u>0.0011</u>	<u>-0.2584</u>	-	<u>-6.1624</u>	<u>0.8769</u>	<u>0.1255</u>	<u>26.6359</u>	<u>0.000008</u>
	<u>3</u>	<u>16</u>	<u>1975</u>	<u>0.0010</u>	<u>-0.2670</u>	-	<u>-5.7394</u>	<u>0.8881</u>	<u>0.1325</u>	<u>24.2701</u>	<u>0.000041</u>
	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

Tableau 6.9 : Valeurs des régressions linéaires multiples. (1) bilan de masse sur la période 1963-2006 (2) numéro d'essai, (3) nombre de glaciers considérés dans l'essai, (4) années des MNT's considéré dans l'essai, (5) coefficient de la variable MNT, (6) coefficient de la variable orientation des glaciers, (7) coefficient de la variable surface moyenne, (8) coefficient de la constante, (9) coefficient de corrélation, (10) erreur type de chaque essai, (11) coefficient de Fisher, (12) coefficient critique de Fisher.

Pour les calculs, nous avons considéré deux types de régression. La première à deux variables (altitude moyenne et orientation), et la deuxième à trois variables (altitude moyenne, orientation et surface). De plus, nous avons utilisé deux types d'altitudes moyennes des glaciers. La première correspond à l'altitude moyenne des glaciers en 1975, tandis que la seconde correspond à la moyenne entre 1963 et en 2006. Nous avons considéré les altitudes moyennes des glaciers en 1975 avec pour objectif d'extrapoler les bilans de masse fondés sur l'inventaire effectué en Bolivie par [Jordan, 1991] donnant l'état des glaciers en 1975 (cf. 6.5).

Pour justifier l'ajout d'une variable explicative dans une régression linéaire multiple, il est nécessaire de vérifier l'indépendance des variables explicatives. Nous avons

donc calculé la corrélation entre les différentes variables explicatives. L'altitude moyenne n'est pas corrélée avec l'orientation des glaciers ($r=0.07$ entre l'altitude en 1975 et l'orientation ; et $r=0.09$ entre l'altitude moyenne des glaciers sur la période 1963-2006 et l'orientation). La corrélation entre les surfaces moyennes et l'orientation est également très faible ($r=0.05$). En revanche, il existe une corrélation assez forte ($r=0.68$) entre l'altitude moyenne des glaciers sur la période 1963-2006 et la surface moyenne des glaciers sur la même période (1963-2006). On peut en conclure que les corrélations à 3 variables ne sont pas justifiées, car il existe une corrélation altitude moyenne et surface moyenne. Néanmoins, tous les résultats sont reportés sur le **TABLEAU 6.9**.

Le **TABLEAU 6.9**, de plus, présente les valeurs que nous avons obtenues lors des calculs réalisés sur la base des différentes séries considérées. Nous avons considérés 3 séries pour les régressions à 2 variables explicatives, et une seule série pour les régressions à 3 variables explicatives (car les résultats ne sont pas significatifs). Pour chaque série, nous avons effectué 3 régressions linéaires multiples. Dans la première, nous avons considéré la totalité des 21 glaciers, dans la deuxième, 19 glaciers (nous avons exclu les glaciers résiduels 69 et 75), et dans la troisième, nous avons pris en compte seulement 16 glaciers (en excluant la totalité des glaciers résiduels que sont les 69, 75, 1, 29 et 20). En réduisant le nombre total des glaciers à 16, nous constatons une meilleure corrélation. Cependant, cette amélioration n'est pas significative à 19 ou 21 glaciers

On peut conclure que les caractéristiques géométriques propres à chaque glacier jouent un rôle important sur les bilans de masse cumulés. En effet, le pourcentage d'explication de la variance des régressions multiples à 2 variables (orientation et altitude) est supérieur à 83%.

La **FIGURE 6.9** présente la relation entre les bilans de masse et les orientations des 19 glaciers considérés (les glaciers n° 69 et 75 sont exclus). Enfin, nous avons effectué une régression linéaire multiple (**TABLEAU 6.10**) en utilisant les bilans de masse moyens sur la période 1975-2006 pour être cohérent avec la période du MNT 1975 disponible sur l'inventaire glaciologique [*Jordan, 1991*]. Cependant, dans cette corrélation, le glacier 68 a dû être exclu, car il n'a pas pu être restitué sur les clichés de 1975 en raison d'un reflet trop élevé entre la neige et l'angle de prise de vue de la caméra sur les photographies (cf. Chapitre 3).

Pour le calcul des fluctuations glaciaires des 376 glaciers sur les régions de l'étude (cf. 6.5.2) nous avons utilisé l'équation 2 (**TABLEAU 6.9**) qui relie le bilan de masse à l'exposition et à l'altitude moyenne (connues grâce à l'inventaire de Jordan).

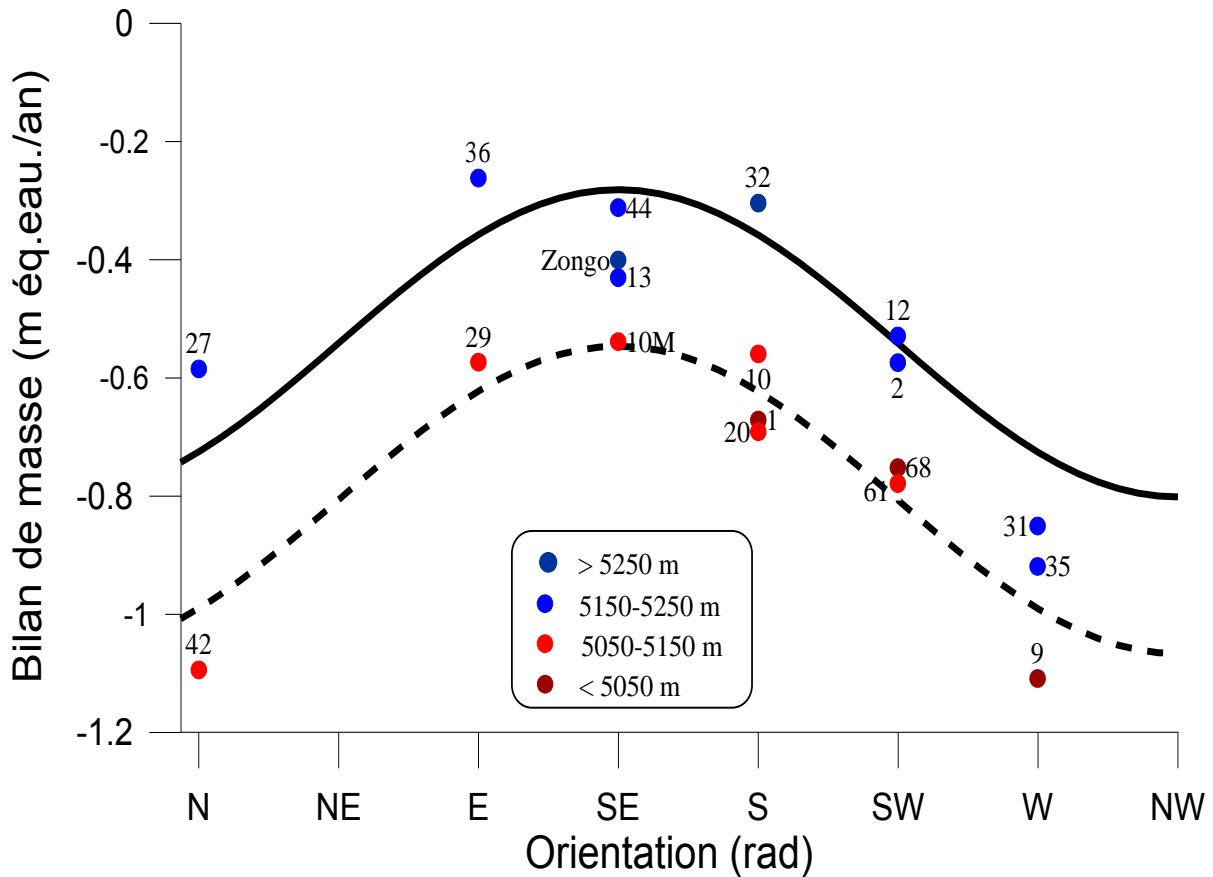


Figure 6.9 : Forme de la courbe utilisant le modèle Run 2 ($0.011 \cdot DEM - 0.2584 \cdot (\sin E + 3/4\pi) - 6.1624$) pour une altitude égale à 5300m (courbe pleine) et 5150m (courbe pointillée), sous la figure précédent et négligeant les glaciers 75 et 69 résiduels.

Bn (1)	Equation (2)	n (3)	Année du MNT (4)	a (5)	b (6)	c (7)	d (8)	r (9)	Erreur type (10)	F (11)	F valeur critique (12)
1975-2006	<u>13</u>	<u>18</u>	<u>1975</u>	<u>0.0008</u>	<u>-0.1897</u>	-	<u>-4.9142</u>	<u>0.7115</u>	<u>0.1756</u>	<u>7.6897</u>	<u>0.005027</u>

Tableau 6.10 : Valeurs des régressions linéaires multiples. bilan de masse (1) sur la période 1975-2006, numéro d'essai (2), nombre de glaciers considérés dans l'essai (3), années des MNT's considéré dans l'essai (4), coefficient de la variable MNT (5), coefficient de la variable orientation des glaciers (6), coefficient de la variable surface moyenne (7), coefficient de la constante (8), coefficient de corrélation (9), erreur type de chaque essai (10), coefficient de Fisher (11), coefficient critique de Fisher (12).

6.4 VARIATIONS DE SURFACE, VARIATIONS DES FRONTS GLACIAIRES ET VARIATIONS VOLUMETRIQUES

Nous avons effectué une comparaison entre les variations des surfaces (en km² an⁻¹) et les bilans de masse (en m éq. eau par an) des glaciers de notre échantillonnage. Les périodes considérées sont 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997 et 1997-2006, ainsi que la période 1963-2006 (valeurs moyennes) sur les 21 glaciers.

La **FIGURE 6.10** et le **TABLEAU 6.11** présentent les résultats de ces comparaisons.

Périodes	n	r	r ²	F	Valeur critique de F à 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

Tableau 6.11 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.

Nous pouvons en conclure que les variations de surface ne sont pas représentatives des bilans de masse. On peut noter, en particulier, que les surfaces glaciaires diminuent pour chaque glacier et chaque période alors que les bilans de masse de quelques glaciers entre 1963 et 1975 sont positifs.

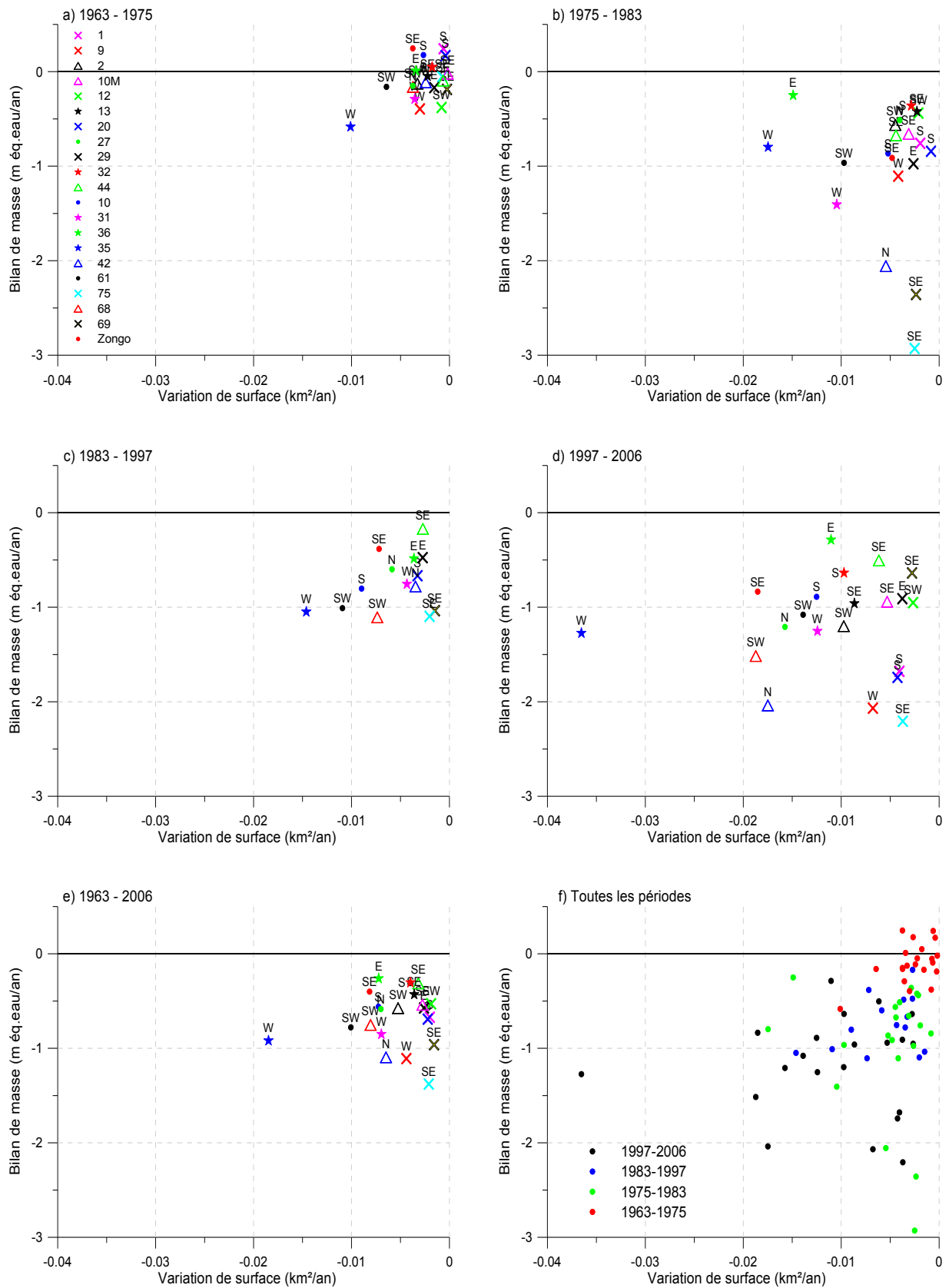


Figure 6.10 : Bilans de masse en fonction des variations de surfaces, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle est la même pour tous les graphes.

En outre, les mesures détaillées des surfaces ou longueurs du glacier du Zongo confirment cette conclusion. En effet, le fort retrait du front observé entre 1992 et 2006 (comparé à celui de la période 1963-2006) ne reflète pas l'évolution du bilan de masse de ce glacier. On peut conclure que, à l'échelle d'une à quelques décennies, il n'existe pas de relation linéaire entre les bilans de masse et les variations de front ou de surface.

6.5 FLUCTUATIONS GLACIAIRES AU COURS DE LA SECONDE MOITIE DU 20EME SIECLE, ET PARTICULIEREMENT APRES 1963

Dans cette partie, nous avons cherché à calculer les variations de surface et les variations de volume sur la totalité des glaciers des régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Dans un premier temps, nous avons mesuré la diminution de surface de 376 glaciers entre 1975 et 2006. Dans un deuxième temps, nous avons extrapolé, à partir des résultats précédents, la perte de volume entre 1963 et 2006 de ces 376 glaciers. Enfin, nous estimons les volumes de glace qui reste sur ces régions de la Cordillère Royale de Bolivie.

6.5.1 La perte des surfaces glaciaires

Pour estimer la perte en surface des glaciers sur nos régions d'étude entre 1975 et 2006, nous avons utilisé l'inventaire glaciologique effectué par **Jordan [1991]**, sur les clichés argentiques du vol photogrammétrique de 1975, ainsi que les photographies aérotriangulées du vol photogrammétrique de 2006. Cependant, il n'a pas été possible d'accéder à l'information en format numérique de tous les travaux effectués par **Jordan [1991]** concernant l'inventaire glaciologique bolivien. Les restitutions menées par **Jordan [1991]** ont été effectuées sur un Stereocord G3 de Zeiss®. Le G3 était généralement utilisé en photo-interprétation et photogrammétrie dans les années 1980 (Jordan a effectué ses photo-interprétations en 1983). Grâce au développement du programme G3-Graphic en 1982 (par Zeiss, en collaboration avec E. Jordan), cet appareil pouvait effectuer des mesures (dessins) en temps réel à partir d'une interface par ordinateur. Cependant, cette information graphique n'était pas sauvegardée. Ainsi, l'inventaire glaciologique de **Jordan [1991]** est accessible uniquement à partir de 16 cartes (papier).

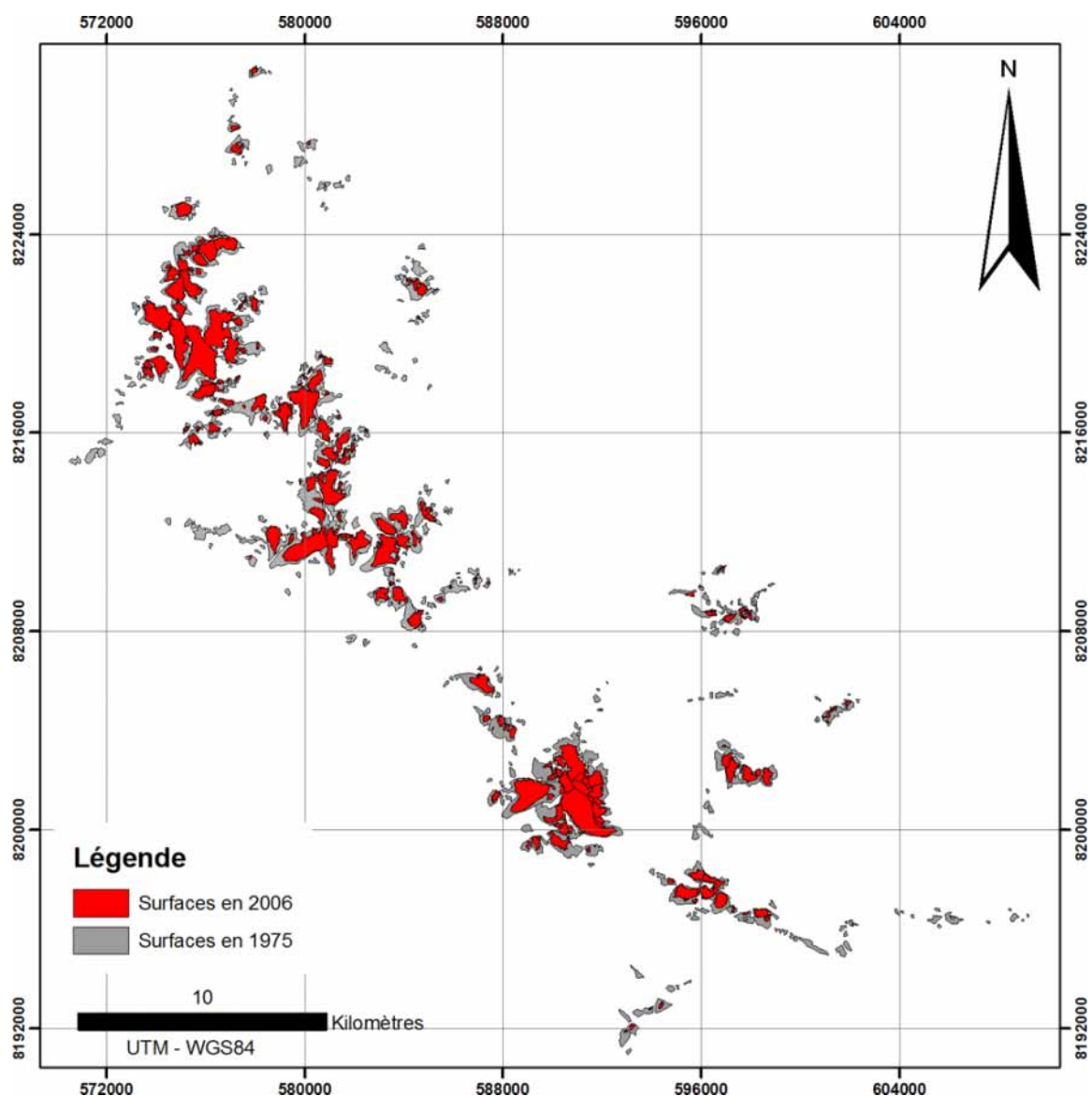


Figure 6.11 : Comparaison entre l'état des glaciers en 1975 et l'état des glaciers en 2006 sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya

Pour pouvoir effectuer des comparaisons de surfaces des glaciers en 1975, nous avons digitalisé la totalité des cartes de **Jordan [1991]** sur une plateforme DAO. Pour cela, nous avons scanné les 16 cartes format A2 (parfois une carte a été scannée en 8 parties). Ensuite, nous avons redressé géométriquement chacune des 16 cartes sur le logiciel Microstation v8[®] à partir de 5 à 10 points de calage. Enfin, nous avons procédé à la digitalisation de chacun des contours des glaciers restitués par **Jordan [1991]**. Au total, nous avons digitalisé 1826 glaciers représentant une surface de 591,6 km². On estime que l'erreur dans les digitalisations des glaciers est inférieure à 5%. A partir des digitalisations des cartes de **Jordan [1991]** et des restitutions photogrammétriques du vol de 2006, nous avons pu calculer le retrait des 376

glaciers des régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya entre 1975 et 2006 (**FIGURE 6.11**).

Sur la région Negruni – Condoriri, des 236 glaciers (40,5 km² de surfaces englacées), il en reste 87 (20,3 km² des surfaces englacées). Sur la région Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya, des 140 glaciers (24,4 km² de surfaces englacées), il en reste seulement 42 (10,7 km² de surfaces englacées).

La perte totale de surface de la région Negruni – Condoriri est de 50% (20,2 km²), tandis que sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya cette perte est de 56% (13,7 km²). Sur l'ensemble des régions, la perte de surface est égale à 48%. Sur la région Negruni – Condoriri et selon l'exposition (entre parenthèses), on a constaté une réduction de 66% (NE), 61% (NW), 59% (W), 55% (E), 55% (SE), 50% (S), 42% (N) et 38% (SW), respectivement, par rapport aux surfaces glaciaires de 1975. De la même manière, sur la région Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya, on a constaté une réduction de 100% (NE), 90% (W), 80% (NW), 65% (S), 55% (N), 54% (SW), 45% (SE) et 38% (E) par rapport aux surfaces glaciaires de 1975. Le recul glaciaire observé sur les deux régions d'étude est semblable et cohérent avec les autres études en Bolivie [*Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2006*]. Ailleurs, dans les Andes Centrales, par exemple, sur les glaciers du volcan Cotopaxi (Equateur) une perte égale à 29,7% a été estimée par photogrammétrie entre l'année 1976 et 1997 [*Jordan et al., 2005*]. De plus, sur ce volcan d'Equateur (0°40S), l'orientation des glaciers n'a pas un impact significatif sur leur recul, car tous les glaciers du volcan ont suivi un recul semblable. Au contraire, sur la Cordillère Royale en Bolivie, l'orientation des glaciers est prépondérante dans l'évolution des surfaces glaciaires (**FIGURE 6.12**). On peut conclure que la réduction des surfaces glaciaires sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya a été égale à 48%, ce qui représente une surface perdue de 34 km². Cela peut paraître dérisoire quand on sait que la surface d'un seul glacier en Amérique du Nord (par exemple, le glacier White au Canada avec une surface de 39 km²) ou dans l'Himalaya (par exemple, le glacier Langtang au Népal avec 75 km²) peut largement dépasser la perte en surface subie par les 376 glaciers sur la Cordillère Royale en Bolivie ces derniers 30 ans ! Etant donné que nos résultats proviennent des restitutions photogrammétriques des clichés de 1975 et des clichés de 2006, on estime que l'erreur de nos calculs est inférieure à 5%, ceci en raison de l'approximation de la digitalisation des cartes topographiques.

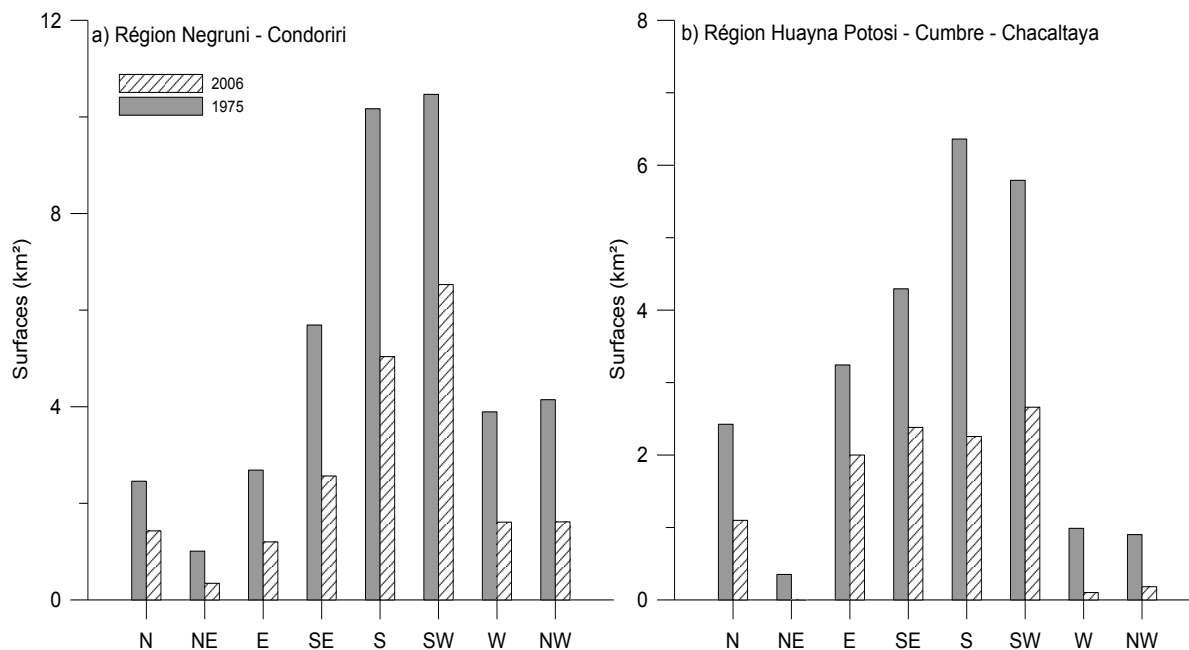


Figure 6.12 : Comparaison sur chaque orientation de l'état des glaciers en 1975 et de leur état en 2006. Régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya

6.5.2 Estimation des bilans de masse glaciaires sur l'ensemble de la région

La diminution des volumes de glace des 376 glaciers de notre région d'étude a été obtenue grâce à l'équation 2 de la régression linéaire multiple. Nous avons calculé le bilan de masse annuel (en m éq. eau par an) sur chacun des glaciers pour la période 1963 – 2006. Les altitudes moyennes (en m) des glaciers en 1975, ainsi que l'angle d'orientation (radians) préférentielle de chaque glacier, ont été nécessaires pour déterminer les bilans de masse annuels. L'inventaire glaciologique de **Jordan [1991]** a été utilisé pour déterminer les altitudes moyennes des glaciers en 1975, ainsi que les angles d'orientations. Cependant, sur cet inventaire glaciologique, **Jordan [1991]** n'a pas obtenu des courbes de niveau car à l'époque il n'était pas possible de procéder à un stockage digital du levé des points sur les 1826 glaciers présents sur la Cordillère Orientale de Bolivie. L'auteur avait simplement mesuré quelques points altimétriques sur chacun des 1826 glaciers. Ainsi, il est possible d'observer sur les 16 cartes, entre une vingtaine à une trentaine de points sur les grands glaciers (>0,5 km²), tandis qu'il existe seulement 3 à 10 points sur les petites glaciers de cette cordillère (<0.5 km²). Plus rarement, sur certains de ces petits glaciers, aucune mesure n'a été effectuée. De plus, sur la totalité des 1826 glaciers, l'auteur a calculé le centre de gravité des polygones résultants de la digitalisation des contours glaciaires. Pour récupérer cette information, nous avons utilisé sur chacun des 376

glaciers, les coordonnées altimétriques de ces points, et calculé les altitudes moyennes de ces 376 glaciers en 1975. Sur les petits glaciers ne présentant pas de points altimétriques mesurés par photogrammétrie, nous avons directement utilisé les altitudes des centres de gravité des glaciers obtenus par **Jordan [1991]**. Enfin, comme les altitudes de **Jordan [1991]** sont rattachées au géoïde, nous avons ajouté une constante égale à 46 m aux altitudes moyennes, pour être cohérent avec les altitudes ellipsoïdales utilisées dans nos calculs. L'orientation préférentielle des 376 glaciers de la région Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya a été obtenue directement sur les cartes de l'inventaire glaciologique bolivien et grâce aux restitutions photogrammétriques du vol 2006. Par conséquent, on a pris en compte le retrait glaciaire entre 1975 et 2006 dans le choix de l'orientation préférentielle du glacier. Ce paramètre dont nous avons besoin pour estimer la variation des bilans de masse entre 1963 et 2006, a été obtenu d'une manière très douteuse sur quelques glaciers, car certains de ces glaciers peuvent présenter une langue orientée vers l'est et une zone d'accumulation orientée vers le sud (ex. Zongo), ou bien un changement d'exposition de leur front au cours du temps, comme le glacier 2. Néanmoins, on estime que ces erreurs d'interprétation sont réduites et peu significatives vu que cette analyse comprend 376 glaciers.

Finalement, le bilan de masse moyen annuel obtenu sur les 376 glaciers est de -0.67 m éq. eau par an, le bilan de masse le plus négatif est égal à -1.32 m éq. eau par an, le bilan de masse le moins négatif égal à 0.11 m éq. eau par an, l'écart type du bilan de masse calculé sur la période 1963-2006 sur les 376 glaciers égal à 0.24 m éq. eau par an.

Nous avons estimé le volume total des 376 glaciers dans les régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Pour cela, nous avons utilisé l'équation empirique du « volume-area scaling » (équation 6-2) de **[Bahr, 1997; Bahr et al., 1997]**.

Équation 6-2

$$\text{Log [Volume]} = 1.36 * \text{Log [Surface]} + 3.70$$

Cette équation nous permet de déterminer l'épaisseur moyenne d'un glacier [Volume] quelconque à partir de la connaissance de la surface du glacier [Surface]. Cette équation a été établie empiriquement à partir de l'inventaire des glaciers

d'Europe et d'Asie (World Data Center A for Glaciology and the National Snow and Ice Data Center). **Bahr [1997]** et **Bahr et al., [1997]** avaient déterminées trois équations (la première équation comprenant tous les glaciers de l'Eurasie, la deuxième comprenant les petits glaciers des Alpes et la troisième comprenant les grands glaciers des Alpes). Nous avons utilisé l'équation qui comprenait la totalité des glaciers de l'Eurasie (équation 6-2), car le nombre des glaciers sur lequel est basée cette équation est beaucoup plus importante. Grâce aux surfaces des 376 glaciers sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya digitalisés en 1975, nous avons estimé un volume total de glace égal à 2,2 km³. La variation de volume entre 1963 et 2006 a été obtenue grâce aux bilans de masse moyens de chaque glacier entre 1963 et 2006 calculés à partir de notre régression linéaire multiple (équation 2, **TABLEAU 6.9**) et la moyenne des surfaces glaciaires entre 1975 et 2006. En cas de disparition d'un glacier en 2006, nous avons considéré que la perte totale de son volume correspond au volume total calculé par l'équation de **Bahr [1997]**.

Au total, nous avons obtenu une variation de volume égale à 0,9 km³ de glace, ce qui représente une diminution totale de 43% du volume des 376 glaciers par rapport à 1975. Cependant, l'erreur dans la détermination du volume total des glaciers pourrait être importante. En effet, la détermination d'épaisseur des glaciers se base sur l'équation « volume-area scaling » calibrée sur des massifs eurasiatiques par **[Bahr, 1997; Bahr et al., 1997]**, et sur des plus grands glaciers. En plus, d'après **[Bahr, 1997]**, la relation entre le volume et la surface des glaciers de son échantillonnage est trop bonne pour être réelle : l'auteur suspecte, pour plusieurs glaciers que les volumes ont été obtenus à partir d'un calcul et non à partir de mesures de terrain. En conséquence, on estime que l'erreur dans l'estimation des volumes faite pourrait être de l'ordre de 20%.

6.5.3 Comparaison avec les glaciers du Charquini et du Chacaltaya

Les seuls glaciers pour lesquels il est possible d'effectuer une comparaison entre deux séries de bilans de masse mesurés et calculés avec la régression multiple sur notre région d'étude (hormis les 19 glaciers qui ont servi à calibrer le modèle) sont les glaciers de Chacaltaya **[Ramirez et al., 2001]** et du massif du Charquini **[Rabatel, 2005]**.

		CHARQUINI					CHACALTAYA			
Bilan cumulé		m éq.eau.	Sud	Sud-Est	Nord-Est	Nord	Ouest		m éq.eau.	Sud
	1963-1975		-1.44	-5.04	-7.2	-5.88	-6.6	1963-1983		-11.24
	1975-1983		-6.32	-5.92	-8.72	-3.12	-3.04	1983-1998		-14.445
1983-1997	-7.84	-4.34	-9.24	-31.78	-42					
Bilan annuel	1963-1997	m éq.eau /an	-0.46	-0.45	-0.74	-1.20	-1.52	1963-1997	-0.76	
	1963-1997 calculé		-0.37	-0.42	-0.59	-0.74	-0.70	1963-1997 calculé	-0.48	
	Différence		-0.09	-0.03	-0.15	-0.46	-0.82	Différence	-0.28	

Tableau 6.12 : Comparaison des bilans de masse mesurés et calculés des glaciers de Charquini et de Chacaltaya

Nous avons comparé nos résultats (calcul du bilan de masse utilisant la régression linéaire multiple entre bilan, exposition et altitude) avec ces observations. Pour cela, nous avons calculé les bilans de masse des glaciers du Charquini et de Chacaltaya sur la période 1963-1997 à partir de l'équation 14 (**TABLEAU 6.13**).

Sur le **TABLEAU 6.12** nous avons reporté les valeurs obtenues sur les 5 glaciers du massif du Charquini ainsi que sur le glacier de Chacaltaya à partir des mesures (ligne gris claire) et à partir de la régression multiple (ligne gris obscure). Les valeurs mesurés ont été obtenues à partir de restitutions photogrammétriques effectuées entre 1963 et 1997 sur les glaciers du massif de Charquini, et à partir de mesures par théodolite/photogrammétrie sur le glacier de Chacaltaya.

β_n	Equation	n	Année du MNT	a	b	c	d	r	Erreur type	F	F valeur critique
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
1963-1997	<u>14</u>	<u>19</u>	<u>1975</u>	<u>0.0008</u>	<u>-0.2360</u>	-	<u>-4.6541</u>	<u>0.8661</u>	<u>0.1148</u>	<u>24.018</u>	<u>0.00002</u>

Tableau 6.13 : Valeurs des régressions linéaires multiples. bilan de masse (1) sur la période 1975-2006, numéro d'essai (2), nombre de glaciers considérés dans l'essai (3), années des MNT's considéré dans l'essai (4), coefficient de la variable MNT (5), coefficient de la variable orientation des glaciers (6), coefficient de la variable surface moyenne (7), coefficient de la constante (8), coefficient de corrélation (9), erreur type de chaque essai (10), coefficient de Fisher (11), coefficient critique de Fisher (12).

Les valeurs obtenues à partir de l'équation semblent assez cohérentes sur les glaciers du Charquini Sud, Sud-est et Nord-est, tandis que les valeurs calculées

divergent beaucoup des observations des glaciers du Charquini Nord et Ouest et de Chacaltaya. Néanmoins, les valeurs des bilans de masse cumulés des glaciers de Charquini Nord et Ouest de la période 1983-1997 nous paraissent très suspectes (-31.78 et -42 m éq.eau.).

Sur la **FIGURE 6.13** (bilans de masse cumulés), nous avons ajouté les glaciers du massif du Charquini (S, SE, NE, N, W) et le glacier du Chacaltaya. D'après cette figure, il est possible de constater que la perte les glaciers Nord et Ouest du Charquini entre 1983 et 1997 est très importante et peu vraisemblable en comparaison des autres glaciers. La différence qui concerne le glacier de Chacaltaya peut avoir 2 origines : d'une part dans notre analyse, nous avons exclu les glaciers de très petite taille comme celui de Chacaltaya. D'autre part, les bilans de masse volumétriques du glacier de Chacaltaya sont imprécis. Ils ont été obtenus à partir de restitutions photogrammétriques en 1963 et 1983, avec une incertitude estimée à 10m, et par topographie en 1998 avec une erreur estimée à 1m [Ramirez et al., 2001]. Par conséquent, les bilans de masse de ce glacier sont connus avec une incertitude d'environ 0.3m éq.eau. par an, sur la période 1963-1997, qui est similaire à la différence constatée.

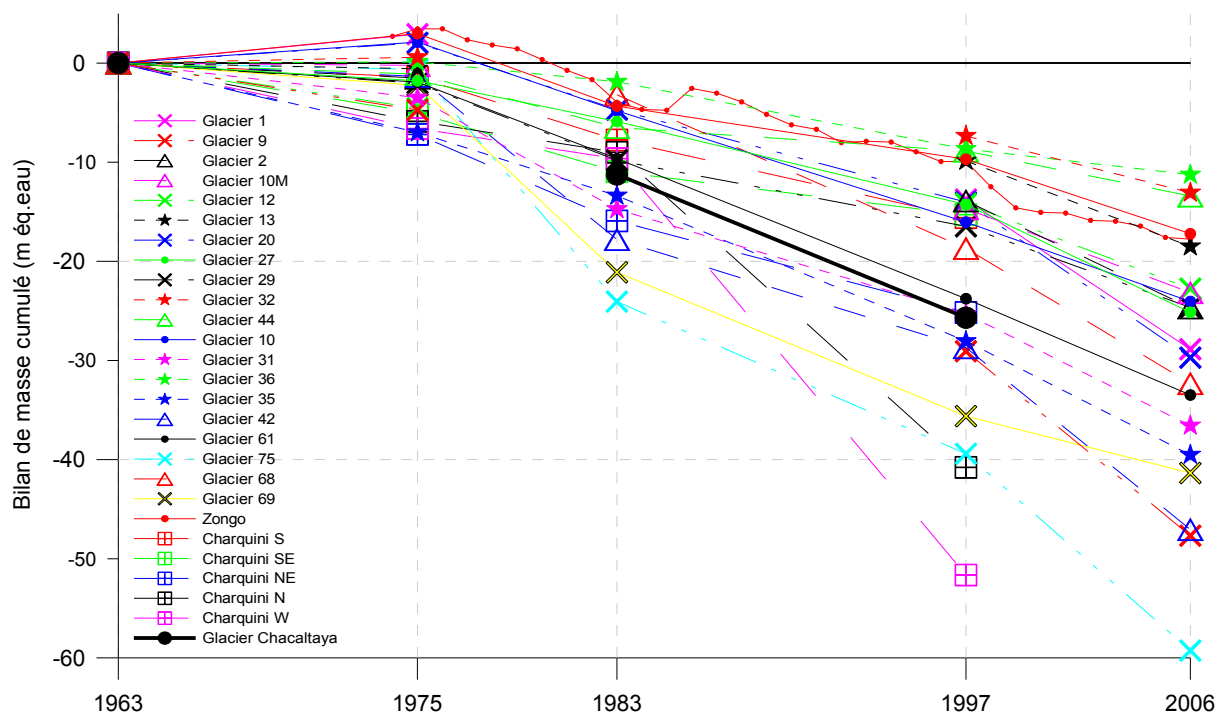


Figure 6.13: Bilans de masse cumulés des 21 glaciers étudiés ainsi que les 5 glaciers du Charquini et le glacier du Chacaltaya 1963 et 2006.

6.6 GLACIER DECLINE BETWEEN 1963 AND 2006 IN THE CORDILLERA REAL, BOLIVIA

Abstract

The volume changes of 21 glaciers in the Cordillera Real have been determined between 1963 and 2006 using photogrammetric measurements. These data form the longest time-series of mass balances obtained with such accuracy in the tropical Andes. Our analysis reveals that temporal mass balance fluctuations are similar, revealing a common response to climate over the entire studied region. The mass of these glaciers has clearly been decreasing since 1975 without any significant acceleration of this trend over recent years. We have found a clear relationship between the average mass balance of these glaciers and exposure and altitude. From this relationship, the ice volume loss of 376 glaciers has been assessed in this region. The results show that these glaciers lost 57% of their volume between 1963 and 2006, essentially over the 1975-2006 period. Surface area measurements of these 376 glaciers reveal an overall shrinkage of 52% between 1975 and 2006.

Introduction

Numerous studies have shown that glaciers are very good indicators of climate change [Oerlemans, 2001; IPCC, 2007]. Glacier mass variations can be very useful to assess climate change over the 20th Century and the beginning of the 21st Century for such remote regions as the tropical Andes where meteorological data are sparse [Vuille et al., 2008]. Moreover, the glaciers of the tropical Andes make an important contribution to the water resources of many high-elevation basins during the dry season [Ribstein et al., 1995b; Mark et Seltzer, 2003]. An understanding of the fluctuations of these glaciers is of great interest for diagnosing future availability of water in the Andean watersheds. Unfortunately, available data becomes sparser as we go back in time. Documentation in the tropical Andes over recent decades provides only glacier length or area change observations and for only a limited number of glaciers [Kaser, 2001; Kaser et Osmaston, 2002; Vuille et al., 2008]. As shown in previous studies [Johannesson et al., 1989; Paterson, 1994], these length

and area variations cannot be directly interpreted in terms of climate change on an annual or decadal time-scale. Conversely, mass balance fluctuations are direct climatic indicators as they record solid precipitation and surface energy fluxes via ablation [Oerlemans, 2001]. Unfortunately, very few continuous direct mass balance observations are available in this region. The longest series of direct mass balance measurements in the Andean countries is from the Zongo glacier in Bolivia [Soruco et al., in press] where observations have been carried out since 1991.

In this paper, mass balance fluctuations of 21 glaciers in the Cordillera Real of Bolivia were measured back to 1963 using photogrammetric data. These glacier mass variations were used to assess the climate change leading to the large recession of Bolivian glaciers since 1975.

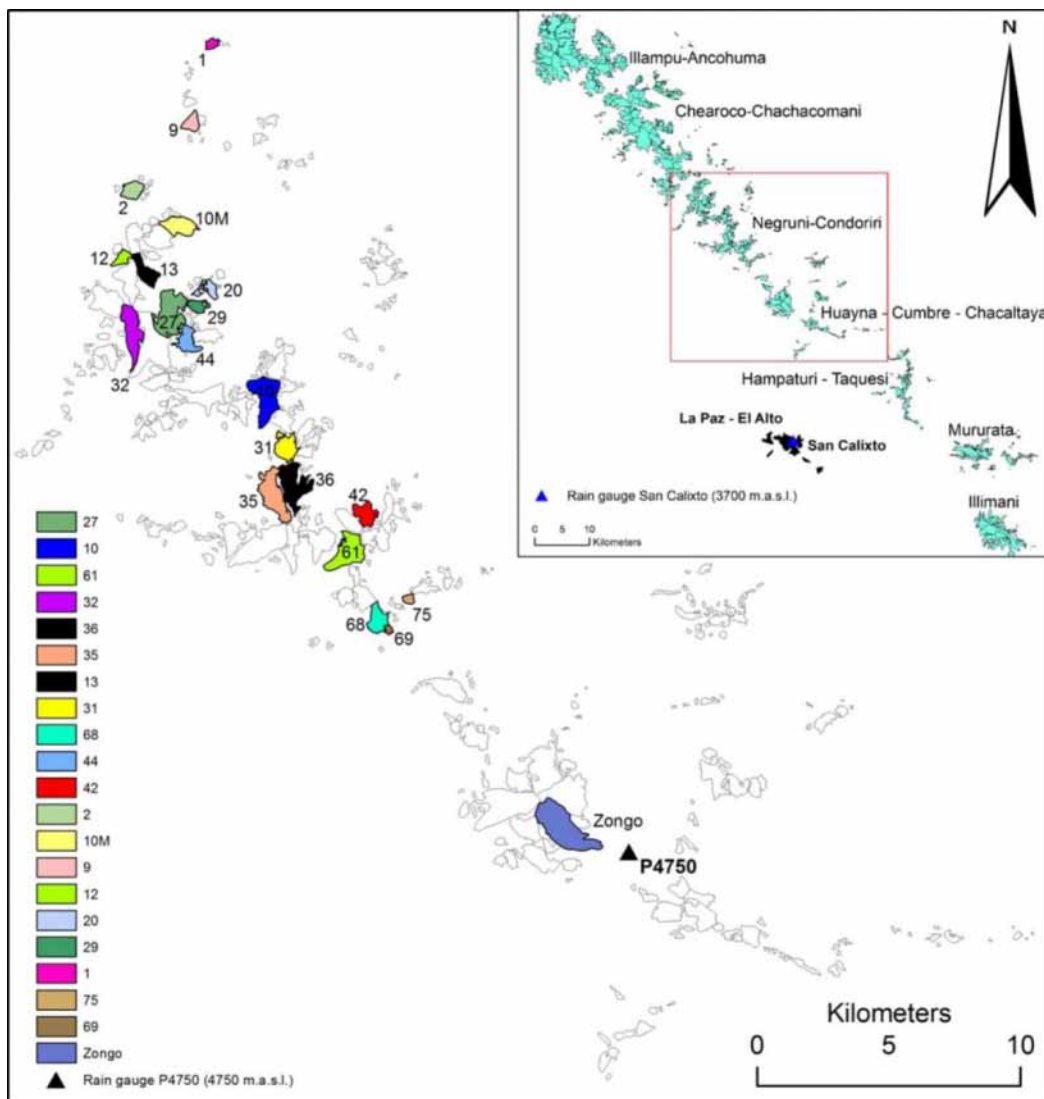


Figure 6.14: Map of glaciers in the Cordillera Real. The studied area is shown in red. Meteorological stations are shown on the map.

Data

FIGURE 6.14 shows the locations of the studied glaciers in the Cordillera Real, which includes 11% of all tropical glaciers and 55% of Bolivian glaciers, representing a surface area of 324 km² in 1975 [Jordan, 1991]. The Cordillera Real has an approximate length of 180 km extending in a NW-SE direction and delimiting the wet Amazonas basin in the east and the dry Altiplano basin in the west. Twenty-one glaciers were selected in the Cordillera Real to represent a comprehensive range of size, aspect and elevation. Aerial photographs were taken in 1963, 1975, 1983, 1997 and 2006 by the National Service of Aerophotogrammetry of Bolivia. Eighty-six ground control points were located using geodetic differential GPS (Global Positioning System) and their positions are known with an uncertainty of +/- 0.03 m. Photogrammetric measurements based on the 97 aerial photographs taken in 2006 were made using the bundle block adjustment method with 449 tie points and 73 ground control points. The aerial photographs taken prior 2006 were triangulated using 59 pairs with a minimum of 20 tie points and 8 ground control points for each pair. These ground control points come from the direct GPS measurements mentioned above and from the photogrammetric measurements of 2006 to improve consistency and accuracy for the calculation of volume variations. To check the photogrammetric results and assess the accuracy of measurements, a cross-section free of ice and snow was measured for each pair of photographs. The comparison reveals altitude differences of less than 2.9 m with a standard deviation of 0.7 m. The photogrammetric measurements of each glacier for each date have been performed using a digital photogrammetric station (Leica photogrammetry suite) according to irregular grids of 10 meters for rough terrain and 20 meters for flat areas. The Digital Elevation Model (DEM) was obtained from Kriging analysis with a resampling of 10 m. The subtraction of the DEM values yields altitudinal variations that must be converted to water equivalent using Sorge's law [Thibert et al., 2008] and accordingly assuming a density of $\rho = 900 \text{ kg m}^{-3}$. The volumetric mass balance is obtained by dividing the mass variation by the mean surface area.

In addition, meteorological data have been used to analyse the causes of mass balance changes over the last decades. Very few long precipitation series are available for the Cordillera Real range. The longest series comes from a rain gauge

(P4750) located at 4750 m a.s.l. close to Zongo glacier (**FIGURE 6.14**). Precipitation measurements have been carried out by the Bolivian Hydropower Company since 1971. These data have been carefully checked by *Ribstein et al., [1995b]*. Comparison with precipitation measured outside the Cordillera Real, at La Paz, shows a very large spatial gradient. For instance, the average P4750 annual precipitation is 857 mm w.e. (1972-2006) although the annual precipitation at San Calixto (3700 m a.s.l., La Paz city) is 595 mm w.e. (1972-2006), 30 km away. Note that most precipitation comes from the eastern interior of the continent [*Garreaud, 1999*]. Furthermore, 84% of precipitation measured at P4750 falls during austral summer between October and March, and 68% between December and March. Long direct temperatures series are not available within the Cordillera Real. Direct temperatures are available at Alto only back to 1968. Consequently, the reanalysed (NCEP-NCAR) data at 500 hPa [*Kalnay et al., 1996*] have been used. Note the good correlation between these data and direct temperatures measured at Alto between 1968 and 2006 ($R^2=0.84$) for the December-March period that controls to a major extent the interannual mass balance variability [*Francou et al., 2003*].

Data analysis

As depicted in **FIGURE 6.15.A**, cumulative mass balances of these 21 glaciers come from photogrammetric measurements extending back to 1963. Annual mass balance reconstruction from hydrological data and direct measurements provides additional volume variation estimates back to 1972 for the Zongo glacier [*Soruco et al., in press*]. **FIGURE 6.15.A** shows that these 21 glaciers have been receding over the last 43 years. This figure shows two main features. First, the averaged cumulative mass balances are very different from place to place and range from $-0.26 \text{ m w.e. a}^{-1}$ to $-1.38 \text{ m w.e. a}^{-1}$. Second, the negative trend is not regular with time. The negative mass balance occurs clearly after 1975 for all glaciers. Several of these glaciers experienced a slight mass gain over the 1963-1975 period. The differences between each glacier result mainly from their respective geometric characteristics, especially altitude and exposure as shown below. In order to investigate the mass balance fluctuations with time alone, the average rate of decrease has been removed. Subtracting the last 43-year average mass balance of each glacier from the annual values provides centred annual mass balances for each period (**FIGURE 6.15.B**). The

grey part shows the centred mass balance for glaciers larger than 0.4 km². It reveals good consistency for these data from glaciers spread over 600 km² of the Cordillera Real. The error of the photogrammetric results has been analysed using the method proposed by *Thibert et al., [2008]*. The maximum errors on the cumulative mass balance obtained from photogrammetric data are estimated at 1.5, 2.4, 3.5 and 3.7 m w.e. over the 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997 and 1997-2006 periods respectively [*Soruco et al., in press*]. This leads to errors of 0.11, 0.27, 0.23 and 0.37 m w.e. a⁻¹ on the centred annual mass balance for each period respectively. The dispersion of data contained in the grey parts therefore hardly exceeds the uncertainty of the measurements. Conversely, several of the smallest glaciers (areas < 0.4 km²) differ from the fluctuation pattern shown in grey. Note that the mass balance fluctuations of the smallest glaciers can be strongly affected by local conditions. For instance, the volume variations of very small glaciers are influenced by “edge effects” which tend to accelerate glacier retreat during negative mass balance periods [*Vuille et al., 2008*]. On the other hand, an increase in the thickness of surface debris tends to reduce melting and glacier retreat. Moreover, as shown in studies performed on the Zongo glacier [*Soruco et al., in press*], surface mass balance variability is larger at low altitudes in the ablation area. This should result in higher variability for low-lying glaciers that experienced negative mass balances most of the time over recent decades. **FIGURE 6.15.B** seems to confirm this result although local effects mentioned above could partly mask this influence. Note that the smallest glacier, no. 69, with an area of 0.006 km² in 2006, experienced, during the last period, a mass balance exceeding the 1963-2006 average. In fact, the thickness of the glacier in 1997 was less than the melting that occurred between 1997 and 2006 on most of its surface.

On the whole, **FIGURE 6.15.B** reveals a common climatic signal over the entire region. This result confirms the observations performed on two glaciers located 20 kms apart, Chacaltaya and Zongo, over a shorter period extending from 1991 to 2001 [*Francou et al., 2003*]. In order to determine the origin of this signal, the mass balance fluctuations have been compared with precipitation and temperature changes in this region. Previous studies carried out on Zongo and Chacaltaya glaciers [*Wagnon et al., 2001; Sicart, 2002; Francou et al., 2003*] have shown that the glacier mass balance is mainly controlled by variations during the summer months which correspond to the wet season. Measurements over the Zongo glacier show

that the four summer months (December-March) account for 70% of the total variance of the annual mass balance. Considering that this period holds the key to explaining the interannual mass balance variability, precipitation and temperature data of these months have been selected for our analysis. Averaged centred precipitation and reanalysed temperatures (December to March) are plotted in **FIGURE 6.15.C** for each period. Centred precipitation data have been divided by the 1963-2006 mean precipitation and are expressed in percent. Data from P4750 have been centred according to the 1972-2006 period, given that measurements started in 1971. Note that 1963-2006 and 1975-2006 mean precipitations are the same at San Calixto. The temperature scale is positive downward in order to be consistent with the mass balance sign. Some overall features can be observed in **FIGURE 6.15.C**. First, warm (cold) periods correspond to dry (wet) periods, as shown by *Vuille et al., [2000]*. Second, precipitation variability at this time scale is very low and precipitation differences do not exceed +/-11%. Thus, mass balance variability and precipitation variability differ by almost an order of magnitude. A change in precipitation of less than 70 mm cannot directly explain changes in mass balances larger than 500 mm. Considering that the precipitation lapse rate is low [*Sicart et al., 2007*], it would be tempting to conclude that the influence of precipitation on mass balance is low. However, as shown in previous studies [*Wagnon et al., 2001; Sicart, 2002*], the feedback on albedo induced by solid precipitation is more significant in explaining the large variability of annual glacier mass balance than the annual variability of accumulation itself. Based on a detailed meteorological and mass balance analysis of Zongo glacier, *Favier et al., [2004b]* conclude that the inter-annual variability of the mass balance of this glacier mostly depends on the inter-annual variability of the precipitation especially during the crucial December-January period. Although the detailed analysis of the relationships between mass balance and meteorological parameters is beyond the scope of our study, **FIGURE 6.15.B** and **FIGURE 6.15.C** show a rough agreement between mass balance variations and temperature/precipitation variations. However, these data do not allow us to determine which parameter controls the mass balance change. In any case, note that the interannual mass balance variability, shown for Zongo glacier (**FIGURE 6.15.A**), greatly exceeds the decadal variability. For instance, the mass loss of Zongo over the two years 1997-1999 corresponds to 60% of the 1997-2006 loss (**FIGURE 6.15.A**) and

reveals that annual mass balances are strongly affected by ENSO events [Wagnon et al., 2001].

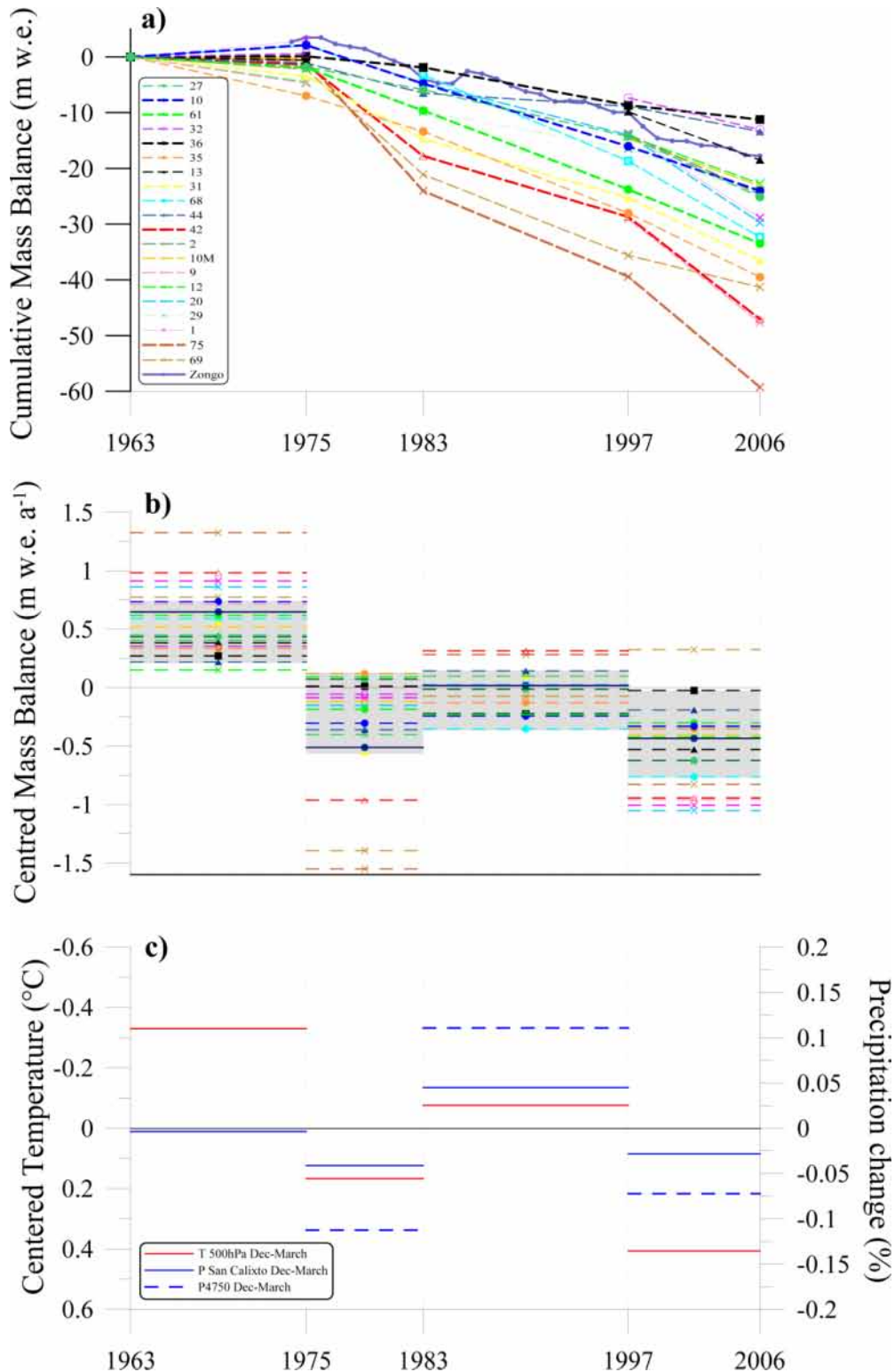


Figure 6.15. a) Cumulative mass balances of 21 glaciers in the Cordillera Real, over the period 1963-2006, b) Centred annual mass balance (m w.e. yr⁻¹), c) Centred temperatures and precipitation changes (%) over the December-March period. Temperatures come from reanalysed data at 500 hPa. Precipitation data come from the rain gauge located at 4750 m close to the Zongo glacier and from the meteorological station of San Calixto (La Paz).

Furthermore, the differences in cumulative mass balance of the 21 glaciers have been analysed. Contrary to the temporal fluctuations in mass balance which are strongly related to climate change, mean mass balance depends mainly on geometric parameters [Paterson, 1994, p.42]. We have found that the differences of cumulative mass balance trends, shown in **FIGURE 6.15.A**, can be largely explained by the mean altitude and exposure of each glacier. The mean mass balances of the 1963-2006 period are plotted in **FIGURE 6.16** against exposure, by separating the glaciers according to the mean altitude of each glacier. The smallest glaciers (no. 75 and 69) with surface areas $< 0.03 \text{ km}^2$ in 2006 were excluded as they are disappearing. The mean altitudes have been calculated using the digital elevation model of each glacier in 1963. **FIGURE 6.16** reveals that glaciers with exposure between east and south experienced less negative mass balances. Also, the mass balances of the highest glaciers are less negative. This pattern can be partly related to the tropical location of these glaciers, where the mean incident solar radiation is higher for northern exposure throughout most of the year. The origin of the very negative mass balances of glaciers with western exposure could be explained by the accumulation difference on eastern and western exposures considering that most of the precipitation comes from east. According to the results shown in **FIGURE 6.16**, we performed a linear multiple regression analysis with mass balance as the dependent variable and altitude and exposure as independent predictors. We checked that the altitude and exposure variables were not dependent ($R^2=0.07$). We performed a stepwise forward elimination procedure, where variables that explain a significant amount of variance in the presence of other factors at the 95%-confidence level, based on an F-test, are retained in the model. Our results indicate that both altitude and exposure explain a significant amount of variance ($R^2=0.88$). The results show that the mean annual mass balances of 1963-2006 for each glacier can be expressed by $0.00106 Z - 0.25840 \sin(E+135) - 6.16$, where Z is the mean altitude (m) in 1963 and E the exposure ($^\circ$). Given that the mean altitude and exposure of each glacier did not change significantly between 1963 and 1975, this relationship remains unchanged with 1975 data. Using the mean altitude and the exposure of glaciers determined in 1975 in the Cordillera Real [Jordan, 1991], it becomes possible to calculate the ice mass loss of 376 glaciers over the whole study area. The results show that this region lost 0.9 km^3 of ice between 1963 and 2006. Moreover, the volume of each glacier has been assessed from volume-area scaling [Bahr et al.,

1997] revealing that these glaciers have lost 43% \pm 20% of their volume. Finally, photogrammetric data have been used to obtain the surface area and length changes of each glacier. For this purpose, the surface areas of these 376 glaciers were determined from photogrammetric data for 2006 and compared with those of 1975. It reveals that these glaciers lost 48% \pm 5% of their surface area between 1975 and 2006.

In addition, our measurements relative to the sample of 21 glaciers over the 1963-2006 period show that the area changes are poorly related to mass balance over each period ($R^2 < 0.15$) and over the whole period ($R^2 = 0.08$). Detailed measurements of area/length changes on the Zongo glacier [Vuille et al., 2008] lead to the same conclusion. Indeed, the strong retreat observed over the 1992-2006 period compared to the 1963-2006 average does not reflect the mass balance evolution. This confirms that area or length changes are poor indicators for climate change analysis at a decadal time-scale.

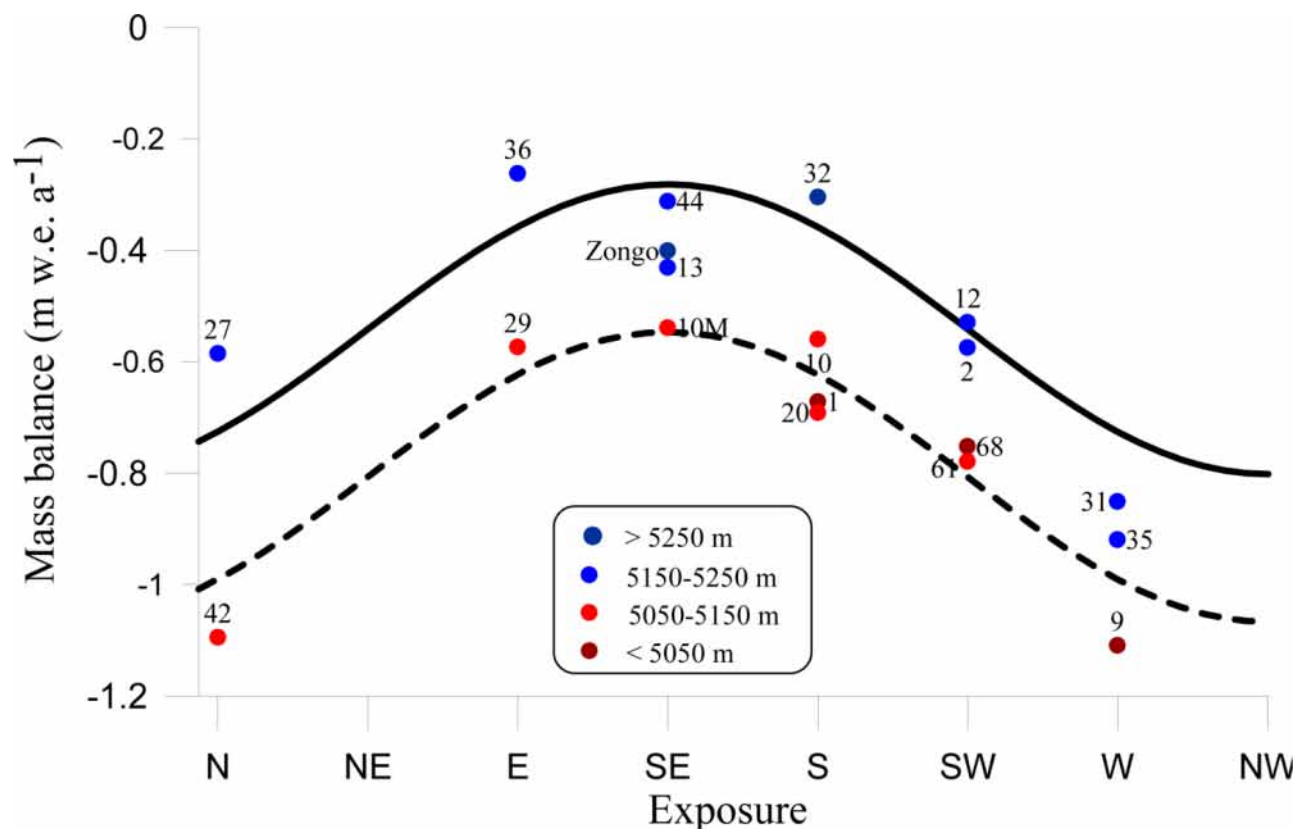


Figure 6.16. Mean observed mass balances (1963-2006) on 21 glaciers versus exposure. The large dots correspond to glaciers with mean altitudes above 5150 m and the small dots to glaciers below 5150 m. The mean altitude is given for each glacier. The continuous and dashed lines results from the equation given in the text for altitudes of 5300 and 5150 m respectively.

Conclusions

Our study has allowed us to obtain the longest series of glacier volume change in the tropical Andes with an accuracy of 0.1 to 0.4 m w.e yr⁻¹. These cumulative mass balances obtained from photogrammetric measurements of 21 glaciers over the 1963-2006 period indicate a marked downtrend since 1975 in the Cordillera Real. Centred mass balance analysis over four periods between 1963 and 2006 shows that temporal mass balance fluctuations are similar, revealing a common response to climate over the entire studied region, except for the smallest glaciers which can be strongly affected by local conditions.

The cumulative mass balances of these glaciers do not show any acceleration of the trend. The strong retreat of the Zongo snout observed over the 1992-2006 period does not reflect the mass balance changes of this glacier. Although our dataset does not allow us to clearly link the mass balance variations with precipitation and temperature variations, mass balance variations observed at a decadal scale are roughly in agreement with temperature and precipitation changes.

The differences of the cumulative mass balance trends observed over the 1963-2006 period can be explained to a large extent by the exposure and altitude of each glacier. The highest glaciers and glaciers with exposures between east and south experienced less negative mass balances. Using the strong relationship found between mass balance, exposure and altitude, the ice volume loss of 376 glaciers assessed in this region over the period 1963-2006, corresponds to 43% of their volume. In addition, our surface area measurements of these 376 glaciers indicate an overall shrinkage in glacier area of 48% between 1975 and 2006.

In the future, these results will be used to assess the impact of glaciers shrinkage on water runoff, especially for La Paz city.

7 CONTRIBUTION DES GLACIERS SUR LES RESSOURCES EN EAU POUR LA VILLE DE LA PAZ

7.1	<i>INTRODUCTION : LE SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA VILLE DE LA PAZ</i>	177
7.2	<i>METHOD D'ESTIMATION DES APPORTS EN EAU DES GLACIAIRES A PARTIR DU BILAN DE MASSE</i>	179
7.2.1	Détermination du débit de la partie englacée	180
7.2.2	Détermination du débit de la partie non englacée	182
7.2.3	Les principales sources d'incertitude dans les calculs	183
7.3	<i>QUANTIFICATION DE LA RESSOURCE EN EAU DE CHACUN DES BASSINS HYDROLOGIQUES</i>	184
7.3.1	Quantification annuelle des quatre bassins versants	184
7.3.2	Validation des résultats	187
7.3.3	Contribution des glaciers sur les ressources en eau	189
7.3.4	Quantification attendus lorsque les glaciers auront disparu	190
7.4	<i>CONCLUSIONS DU CHAPITRE</i>	191

Ce dernier chapitre présente l'estimation de la quantité d'eau apportée par les glaciers dans le système d'approvisionnement en eau potable de la ville de La Paz. Cette estimation a été obtenue à travers les bilans de masse et les surfaces des glaciers compris dans les bassins versants du système d'approvisionnement en eau. Ces calculs nous ont permis de quantifier pour la première fois l'importance des glaciers en termes de ressources en eau potable pour la ville de La Paz, à l'échelle annuelle et à l'échelle saisonnière (humide et sèche) sur les périodes 1975-2006 et 1997-2006.

La première partie décrit le système hydrologique de la ville de La Paz. La deuxième partie présente la démarche des calculs effectués. La quantification des ressources en eau sur chacun des bassins hydrologiques est abordée dans la troisième partie et quelques conclusions ont été soulignées dans la dernière partie du chapitre.

7.1 INTRODUCTION : LE SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA VILLE DE LA PAZ

Le système d'approvisionnement en eau potable pour la ville de La Paz est constitué de quatre bassins hydrologiques. Du Nord au Sud les bassins hydrologiques sont : Tuni – Condoriri (1), Milluni (2), Hampaturi (3) et Incachaca (4) (**FIGURE 7.1**). L'eau collectée dans chacun des bassins versants est acheminée vers trois usines de traitement. L'usine El Alto reçoit l'eau de Tuni – Condoriri, l'usine d'Achachicala reçoit l'eau de Milluni et l'usine de Pampahasi reçoit l'eau de Hampaturi et Incachaca [*Ramirez et al., 2007*].

Les bassins versants de Tuni-Condoriri et de Milluni font partie de nos régions d'étude (Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya respectivement). Les bassins hydrologiques de Hampaturi et d'Incachaca font partie de la région Hampaturi-Taquesi (selon l'inventaire glaciologique bolivien) (**FIGURE 7.1**).

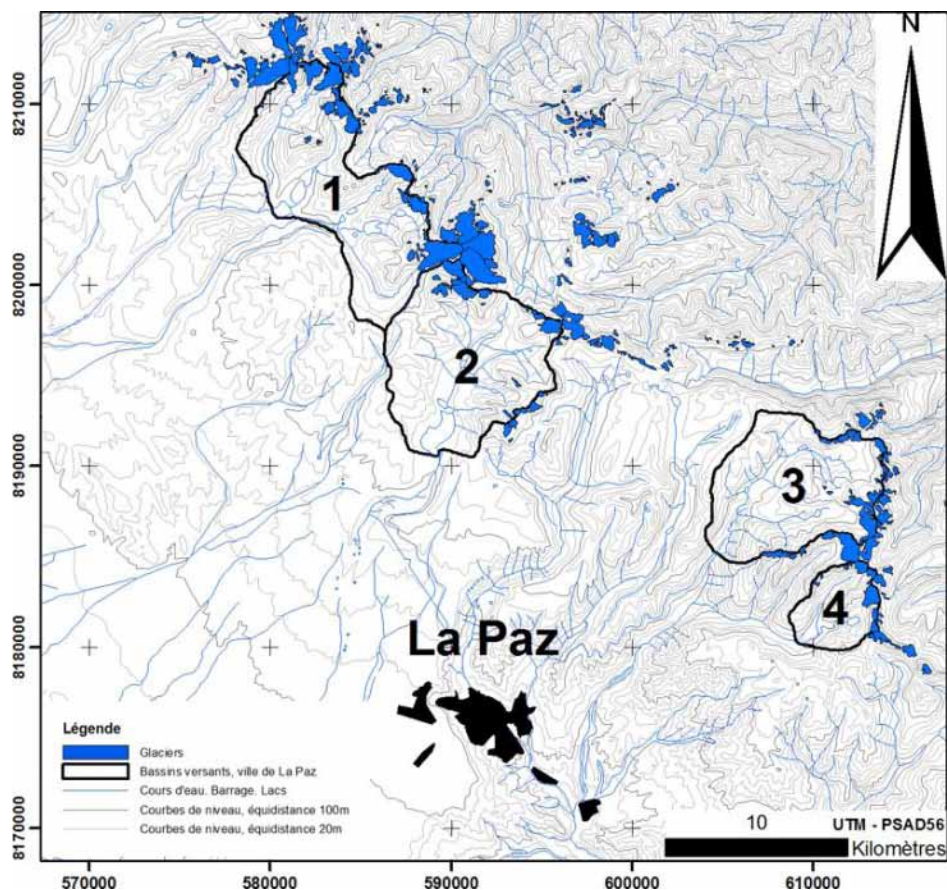


Figure 7.1 : Bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz. La surface des glaciers correspond à leur état en 1975 (d'après Jordan, 1991). La topographie correspond à la carte IGM SE-19-03. Le bassin versant n°1 correspond à Tuni – Condoriri, le n°2 à Milluni, le n°3 à Hampaturi et le n°4 à Incachaca.

La gamme de surfaces de ces bassins versants est comprises entre 78 et 18 km² (**TABLEAU 7.1**), ces chiffres ont été obtenus à partir de la digitalisation (sur une plateforme DAO) et de l'interprétation des courbes de niveaux (la surface des bassins versants a été considérée jusqu'aux barrages/bord de lacs respectifs), de la carte nationale SE-19-03 (échelle 1 : 250.000) de l'Institut Géographique Militaire – Bolivie.

D'après *Ramirez et al., [2001]*, la surface du bassin versant de Tuní-Condoriri est égale à 76 km², ce qui représente une différence de 2% par rapport à notre estimation. Dans les autres bassins versants, aucune information n'est pas disponible. La connaissance des surfaces des bassins versants sont primordiales pour les calculs des apports en eau des surfaces non englacées. On estime que l'incertitude dans la détermination des surfaces des bassins versants est inférieure à 5%.

D'après l'inventaire glaciologique bolivien [*Jordan, 1991*], les bassins hydrologiques de Tuní-Condoriri, Milluni, Hampaturi et Taquesi comprenaient de 30, 13, 18 et 9 glaciers respectivement. Les pourcentages d'englacement sur chacun des bassins versants en 1975 variaient entre 5 et 12% (**TABLEAU 7.1**). Cependant, il faut noter ici que, la surface englacée du bassin versant de Tuní-Condoriri (78 km²) correspondait à la surface englacée des autres bassins versants (149 km²) en 1975. Aussi, bien que la moyenne du pourcentage d'englacement soit de 7% sur les bassins versants de Milluni, Hampaturi et Taquesi, son apport en eau est faible en comparaison aux bassins versants Tuní-Condoriri. Ces résultats ont été obtenus grâce à la digitalisation (sur une plateforme DAO) des cartes de l'inventaire glaciologique bolivien (cartes: 10, 11 et 13).

D'après la restitution photogrammétrique des clichés de 2006, nous avons observé une diminution des surfaces englacées de 48% sur les régions Negrúni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya (cf. Chapitre 6). Aujourd'hui, sur le bassin versant de Tuní-Condoriri, il reste 16 glaciers, et sur le bassin versant de Milluni il reste à peine 7 glaciers. La diminution des surfaces englacées a été plus importante sur le bassin versant de Milluni que sur le bassin versant de Tuní-Condoriri (**TABLEAU 7.1**). Cette différence provient principalement de la taille réduite et de la basse altitude des glaciers de Milluni en 1975.

Étant donné que le vol photogrammétrique de 2006 ne recouvre pas la région de Hampaturi-Taquesi (cf. Chapitre 4), l'état actuel des glaciers des bassins versants de Hampaturi et d'Incachaca est inconnu.

Pour améliorer la précision de nos calculs, et étant donné que nous avons besoin de connaître la surface moyenne des glaciers sur les périodes considérées, nous avons supposé que ces glaciers avaient diminué d'une manière semblable (48% de réduction des surfaces) dans les régions Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya. Cette hypothèse peut être considérée comme adéquate vue la proximité de la région Hampaturi-Taquesi aux régions Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya.

Bassins hydrologique	Surfaces non englacées (km ²)	Surfaces englacées en 1975 (km ²)	Surfaces englacées en 2006 (km ²)	% d'englacement 1975	% d'englacement 2006
Tuni - Condoriri	78	9	5	12%	6%
Milluni	71	4	1	5%	2%
Hampaturi	60	3	---	5%	---
Incachaca	18	2	---	10%	---

Tableau 7.1 : Bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz et El Alto

7.2 METHODE D'ESTIMATION DES APPORTS EN EAU DES GLACIERS A PARTIR DU BILAN DE MASSE

Pour estimer les apports en eau des glaciers sur le système d'approvisionnement en eau potable pour la ville de La Paz, nous avons utilisé un certain nombre de variables (bilan de masse, précipitation, sublimation, coefficient d'écoulement, ainsi que les surfaces des parties englacées et non englacées). Enfin, nous avons estimé les apports glaciaires sur deux périodes de calcul, la première correspondant à la période 1975-2006 et la deuxième à la période 1997-2006. Ces périodes de calcul ont été choisies, d'une part pour savoir si la contribution des glaciers avait changé dans le temps (les 30 dernières années par rapport à la dernière décennie), et d'autre part parce qu'on dispose des surfaces des glaciers en 1975 et en 2006.

Le débit (D) en (l/s) d'un bassin versant peut être obtenu à partir de la relation suivante :

Équation 7-1

$$D_{Bassin} = D_{S\ englacée} + D_{S\ non\ englacée}$$

Le premier membre de la partie droite de l'équation 7.1 correspond au débit (en l/s) de la surface englacée (S englacée), le deuxième membre correspond au débit (en

l/s) de la surface non englacée ($S_{\text{non englacée}}$) du bassin versant. La somme de ces termes correspond au débit total produit par un bassin versant avec glaciers sur une période du temps (fixée généralement à une année hydrologique).

7.2.1 Détermination du débit de la partie englacée

Le débit de la partie englacée d'un bassin versant correspond à la somme des débits de fonte des glaciers compris dans le bassin hydrologique. Le débit de fonte (en l/s) d'un glacier peut être obtenu à partir de la relation suivante :

Équation 7-2

$$D_{S_{\text{englacée}}} = \frac{F_{\text{Glacier}} \cdot S_{\text{Glacier}} \cdot 10^3}{t}$$

Où :

$D_{S_{\text{englacée}}}$ = débit de la partie englacée en l/s,
 F_{Glacier} = fonte du glacier en m par an,
 S_{Glacier} = surface du glacier en m², et
 t = temps en secondes à l'année

Pour déterminer le débit d'un glacier (en l/s), nous avons besoin de la surface du glacier et du débit de fonte du glacier (en mm/an).

Les surfaces des glaciers ont été obtenues à partir des restitutions photogrammétriques de photographies de 1975 [Jordan, 1991] et de 2006 (cf. Chapitre 6). Étant donné que, le vol photogrammétrique 2006 ne recouvre pas la région Hampaturi-Taquesi, nous avons considéré que les glaciers de cette région avaient diminué en surface d'une façon semblable (48%) aux glaciers de la région Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya. Sur la période de calcul entre 1975-2006, nous avons considéré les surfaces moyennes des glaciers sur la période. Sur la période 1997-2006, nous avons pris en compte les surfaces des glaciers en 2006, car on ne dispose pas des surfaces des glaciers en 1997. Cette hypothèse implique une sous-estimation dans les calculs, car les surfaces en 2006 sont inférieures à la moyenne des surfaces glaciaires de la période 1997-2006 (la production d'eau sera d'autant moins importante que les surfaces glaciaires sont petites).

Si l'on considère que le bilan de masse d'un glacier (β_n) est égal aux apports de masse (précipitations) moins les pertes de masse (fusion et sublimation), on peut écrire :

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

Où :

β_n = bilan de masse (en m/an),

P = précipitations (en m/an),

$F_{Glacier}$ = fonte du glacier (en m/an)

Sb = sublimation du glacier (en m/an)

La fonte du glacier (en m/an) peut être obtenue à partir de la relation suivante :

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

Ainsi, la fonte du glacier peut être calculée à partir de la précipitation, du bilan de masse et de la sublimation.

Comme nous l'avons déjà vu au chapitre 6, les longues séries de données météorologiques de bonne qualité sont extrêmement rares en Cordillère Royale.

Les seules données de précipitations à proximité de la Cordillère Royale assez longues dans le temps (avec plus de 30 ans d'observations) sont celles des pluviomètres P4750 (à proximité du glacier du Zongo), P El Alto (sur le haut plateau de la ville de La Paz) et P San Calixto (placé dans le centre de la ville de La Paz). Nous avons choisi d'utiliser une seule valeur de précipitation pour effectuer nos calculs sur les quatre bassins versants. Ainsi, nous avons utilisé la valeur moyenne sur la période 1975-2006 de P – El Alto et de P San Calixto. Ces deux pluviomètres ont été choisis car ils sont les seuls pluviomètres proches de l'Altiplano (les quatre bassins versants sont côté Altiplano), alors que P4750 est placé sur le versant de l'Amazonie. La différence des précipitations entre les pluviomètres El-Alto/San Calixto et P4750 est de 200mm sur la période 1975-2006. La valeur de précipitation utilisée pour nos calculs correspond à 600 mm/an. Par ailleurs, nous avons considéré que toutes les précipitations, à l'altitude des glaciers, étaient solides.

Comme les mesures de fonte sont inexistantes sur les glaciers des quatre bassins versants, nous l'avons calculé à partir du bilan de masse glaciaire. Le bilan de masse glaciaire sur l'ensemble des glaciers des quatre bassins versant a été obtenu à partir de notre équation de régression multiple linéaire (cf. Chapitre 6).

Ces bilans initialement calculés sur la période 1963-2006 ont été corrigés à partir des bilans moyens centrés. Sur les périodes 1975-1983, 1983-1997 et 1997-2006, les bilans moyens centrés sont de -0.29, -0.01, et -0.5 m éq.eau/an respectivement (moyens des glaciers : Zongo, 27, 10, 61, 36, 35, 44, 42, 20 et 29). En pondérant chacune de ces valeurs par la durée de chaque période, nous avons calculé un bilan centré de -0.2 m éq.eau/an sur la période 1975-2006, et de -0.5 m éq.eau/an sur la période 1997-2006 pour pouvoir se caler sur les périodes de temps correspondantes. La sublimation glaciaire a été calculée de la même façon que sur le glacier du Zongo (cf. Chapitre 5), c'est-à-dire à partir des données de ré-analyse et d'une relation empirique [Favier et al., 2008]. Nous avons utilisé une valeur constante de la sublimation sur la totalité des glaciers des bassins versants et égale à -168 mm/an (moyenne sur la période 1975-2006).

En résumé, la fonte des 70 glaciers (en 1975) des quatre bassins versants a été obtenue à partir d'une valeur constante de la précipitation et de la sublimation, et du calcul du bilan de masse de chacun des glaciers (soit sur la période 1975-2006, soit sur la période 1997-2006).

7.2.2 Détermination du débit de la partie non englacée

Le calcul des débits (en l/s) de la partie non englacée des quatre bassins versants a été obtenu à partir de la relation suivante :

Équation 7-5

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

Où :

$D_{S \text{ non englacée}}$ = débit de la surface non englacée en l/s,

C_e = coefficient d'écoulement,

P = précipitation en m/an,

$S_{\text{non englacée}}$ = surface non englacée en m², et

t = temps en secondes à l'année

La précipitation utilisée dans le calcul correspond à la valeur utilisée lors du calcul du débit glaciaire. La surface de la partie non englacée du bassin versant a été obtenue à partir de la digitalisation de la carte nationale SE-19-03 de l'IGM.

Le coefficient d'écoulement correspond à la fraction de perte des précipitations par infiltration et évaporation sur un bassin versant déterminé. Sur la Cordillère Royale ce chiffre n'a jamais été calculé d'une manière précise. Sur le bassin versant du glacier du Zongo on utilise la valeur de 0.8 correspondant aux sédiments quaternaires d'origine glaciaire [Ribstein et al., 1995b]. Bien que cette valeur soit très approximative, la différence des bilans de masse obtenus par la méthode hydrologique et géodésique est inférieure à 2 m éq.eau sur 33 ans d'observation (cf. Chapitre 5). Sur les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz, nous avons utilisé un coefficient d'écoulement égal à 0.56 [Ramirez et al., 2007]. Cette valeur a été obtenue par pondération entre la surface des différents types de sédiments quaternaires et des valeurs théoriques des coefficients d'écoulement associé au type de sédimentologie (chiffres théoriques), dans le bassin versant de Tuni-Condoriri. Dans les autres bassins versants, on ne dispose d'aucune valeur. Nous avons fait l'hypothèse que ce coefficient d'écoulement était le même sur les quatre bassins versants.

7.2.3 Les principales sources d'incertitude dans les calculs

Ces calculs sont approximatifs, car de nombreuses variables restent inconnues sur chacun des bassins versants.

La principale source d'incertitude dans ces calculs provient du fait de considérer une précipitation et un coefficient d'écoulement identiques sur les quatre bassins versants. En effet, ces deux paramètres contrôlent la plus grande quantité d'eau produit par les bassins versants (entre 88% et 95%, en 1975, de la surface correspondent aux parties non englacées des bassins versants).

On peut considérer que l'influence de l'incertitude sur la sublimation est faible, car les surfaces des glaciers des bassins versants restent réduites en comparaison des surfaces des parties non englacées.

L'incertitude sur les surfaces et les bilans de masse des glaciers, est probablement assez réduite, car les surfaces ont été obtenues par digitalisation des restitutions photogrammétriques, et le pourcentage de la variance de l'équation de régression linéaire utilisé pour déterminer les bilans de masse glaciaires est égal à $r^2=0.88$.

Afin de valider nos calculs, nous avons comparés les débits totaux calculés avec les débits totaux mesurés sur chacune des 4 bassins versants. Les débits mesurés correspondent à la période 2000-2007 [Ramirez et al., 2007].

7.3 QUANTIFICATION DE LA RESSOURCE EN EAU DE CHACUN DES BASSINS HYDROLOGIQUES

Nous avons quantifié les quantités d'eau produites par chacun des bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz. D'abord ces résultats ont été obtenus sur les périodes 1975-2006 et 1997-2006. Ils ont été comparés aux valeurs mesurées sur chacun des bassins versants. Nous avons ensuite déterminé la contribution des glaciers sur les débits captés pour l'alimentation en eau de la ville de La Paz, à l'échelle annuelle puis sur la saison humide et la saison sèche (période 1997-2006). Finalement, nous avons estimé les débits en considérant que les glaciers des quatre bassins versants avaient disparu.

7.3.1 Apport en eau des quatre bassins versants

- 1975-2006

Le **TABLEAU 7.2** présente les calculs obtenus sur les quatre bassins versants alimentant en eau la ville de La Paz. Le bilan de masse [1] a été obtenu à partir de l'équation de régression multiple linéaire (cf. Chapitre 6) sur la période 1963-2006. Ce bilan de masse a été corrigé à partir du bilan moyen centré sur la période 1975-2006 (-0.2 m éq.eau/an). La précipitation [2] correspond à la valeur moyenne du P-El Alto et du P San Calixto sur la période 1975-2006. La sublimation [3] a été obtenue à partir des données de ré-analyse et d'une relation empirique [*Favier et al., 2008*]. Le débit des glaciers [4] (en mm/an) a été obtenu à partir de l'équation 7.4. La surface englacée [5] correspond à la surface moyenne des glaciers entre 1975 et 2006. La surface non englacée [6] a été obtenue à partir de la carte nationale SE-19-03. Le débit de la surface englacée [7] (en l/s) correspond à la somme des débits glaciaires obtenus à partir de l'équation 7-2. Le débit correspondant à la surface non englacée [8] (en l/s) a été calculé à partir de l'équation 7-5. Les débits totaux [9] des quatre bassins versants ont été obtenus à partir de l'équation 7-1. Finalement, nous avons convertis les débits de la partie englacée [10], de la partie non englacée [11] et des débits totaux [12] des bassins versants en million de mètres cube par an.

BASSIN	N° glacier	βN	P	Sb	F	S	S	D	D	D	D	D	D
		1975-2006											
		[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]
		(mm/an)			(km²)			(l/s)			(M m³/an)		
TUNI-CONDORIRI	64	-489			921	0.03							
	91	-622			1054	0.01							
	92	-644			1076	0.02							
	59	-559			991	0.53							
	60	-664			1096	0.70							
	61	-911			1343	1.01							
	65	-983			1415	0.11							
	66-67	-709			1141	0.28							
	67	-981			1413	0.41							
	68-73-70	-1052			1484	0.45							
	95	-617			1049	0.04							
	96	-795			1227	0.02							
	2	-850	600	-168	1282	0.01	73	268	777	1045	8.46	24.5	33.0
	3	-723			1155	0.01							
	4	-969			1401	0.60							
	10	-1103			1535	0.04							
	13	-682			1114	0.10							
	14	-961			1393	0.45							
	48	-1117			1549	0.02							
	24	-1084			1516	0.01							
25	-970			1402	0.03								
49	-924			1356	0.01								
50	-893			1325	0.01								
27	-498			930	0.12								
28	-521			953	0.03								
29	-580			1012	0.02								
30	-705			1137	1.80								
MILLUNI	35	-827			1259	0.05							
	34	-532			964	0.55							
	40	-550			982	0.67							
	42	-443			875	0.13							
	43	-543			975	0.01							
	37	-503	600	-168	935	0.08	69	80	731	810	2.51	23.0	25.6
	38	-394			826	0.18							
	39	-381			813	0.02							
	44	-690			1122	0.01							
	45	-1054			1486	0.11							
47	-692			1124	0.54								
106	-800			1232	0.04								
103	-965			1397	0.04								
HAMPATURI	61	-825			1257	0.04							
	63	-801			1233	0.08							
	62	-740			1172	0.17							
	10	-949			1381	0.25							
	11	-860			1292	0.21							
	14	-990			1422	0.04							
	15	-952			1384	0.08							
	18	-936			1368	0.02							
	21	-919	600	-168	1351	0.01	57	102	608	710	3.21	19.2	22.4
	20	-1084			1516	0.03							
	22	-999			1431	0.01							
	24	-815			1247	0.02							
	26	-885			1317	0.20							
	28	-747			1179	0.06							
	29	-940			1372	1.14							
25	-829			1261	0.02								
65	-878			1310	0.03								
64	-876			1308	0.01								
INCACHACA	44	-619			1051	0.04							
	43	-519			951	0.02							
	38	-676			1108	0.04							
	39	-633	600	-168	1065	0.02	17	59	177	236	1.9	5.6	7.4
	40	-911			1343	0.43							
	46	-867			1299	0.02							
	47	-928			1360	0.56							
	50	-1037			1469	0.11							
53	-1073			1505	0.14								

Tableau 7.2 : Quantification de l'apport annuel en eau de chacun des bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz et El Alto sur la période 1975 – 2006

- 1997-2006

Le **TABLEAU 7.3** présente les calculs obtenus sur la période 1997-2006 des quatre bassins versants. Dans ce tableau, les calculs ont été effectués de la même manière que dans le **TABLEAU 7.2**. Cependant, le bilan de masse [1] a été corrigé à partir du bilan moyen centré de la période 1997-2006 (-0.5 m éq.eau/an). Il faut noter aussi

que les surfaces des glaciers [5] utilisées correspondent aux surfaces des glaciers en 2006, car on ne dispose pas des restitutions photogrammétriques des photographies en 1997. Certains glaciers dans les bassins versants de Tuni-Condoriri et de Milluni avaient disparu en 2006, ainsi nous avons pris en compte cette réduction des surfaces englacées pour effectuer nos estimations. Étant donné que, les surfaces des glaciers sur les bassins versants de Hampaturi et Incachaca étaient inconnues, nous avons supposé que la diminution de leurs surfaces était semblable aux glaciers de la région de Negruni-Condoriri et Huayna-Cumbre-Chacaltaya (diminution de 48%).

Enfin, si on compare les **TABLEAU 7.2** et **TABLEAU 7.3**, on peut noter que la production d'eau sur les quatre bassins versants est inférieure sur la période 1997-2006. Cette évolution est liée essentiellement à la réduction de la surface glaciaire et à la variation temporelle des bilans de masse glaciaires. Ces deux facteurs ont une influence opposée puisque la réduction des surfaces tend à diminuer la contribution des glaciers alors que l'augmentation de la fonte tend à la doper.

Dans ces calculs, les valeurs de précipitation, de sublimation et du coefficient d'écoulement sont les mêmes sur les quatre bassins versants au cours des deux périodes analysées (**TABLEAU 7.2** et **TABLEAU 7.3**).

BASSIN	N° glacier	βN	P	Sb	F	S	S	D	D	D	D	D	D
		1997-2006			Glacier	englacée	non englacée	S englacée	S non englacée	Bassin	S englacée	S non englacée	Bassin
		[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]
		(mm/an)			(km ²)		(l/s)			(M m ³ /an)			
TUNI-CONDORIRI	64	-779			1211	0							
	91	-912			1344	0							
	92	-934			1366	0							
	59	-849			1281	0.45							
	60	-954			1386	0.50							
	61	-1201			1633	0.82							
	65	-1273			1705	0.04							
	66-67	-999			1431	0.19							
	67	-1271			1703	0.24							
	68-73-70	-1342			1774	0.26							
	95	-907			1339	0							
	96	-1085			1517	0							
	2	-1140	600	-168	1572	0	73	220	777	997	6.93	24.50	31.4
	3	-1013			1445	0							
	4	-1259			1691	0.38							
	10	-1393			1825	0							
	13	-972			1404	0.06							
	14	-1251			1683	0.21							
	48	-1407			1839	0							
	24	-1374			1806	0							
25	-1260			1692	0								
49	-1214			1646	0								
50	-1183			1615	0								
27	-788			1220	0.08								
28	-811			1243	0.01								
29	-870			1302	0								
30	-995			1427	1.35								
MILLUNI	35	-1117			1549	0							
	34	-822			1254	0.31							
	40	-840			1272	0.40							
	42	-733			1165	0.02							
	43	-833			1265	0							
	37	-793	600	-168	1225	0.03	70	54	743	797	1.72	23.40	25.12
	38	-684			1116	0.12							
	39	-671			1103	0							
	44	-980			1412	0							
	45	-1344			1776	0.04							
	47	-982			1414	0.39							
106	-1090			1522	0								
103	-1255			1687	0								
HAMPATURI	61	-1115			1547	0.02							
	63	-1091			1523	0.05							
	62	-1030			1462	0.11							
	10	-1239			1671	0.16							
	11	-1150			1582	0.14							
	14	-1280			1712	0.03							
	15	-1242			1674	0.05							
	18	-1226			1658	0.01							
	21	-1209	600	-168	1641	0.01	58	80	617	698	2.54	19.50	22.0
	20	-1374			1806	0.02							
	22	-1289			1721	0.01							
	24	-1105			1537	0.01							
	26	-1175			1607	0.13							
	28	-1037			1469	0.04							
	29	-1230			1662	0.74							
	25	-1119			1551	0.01							
65	-1168			1600	0.02								
64	-1166			1598	0.01								
INCACHACA	44	-909			1341	0.03							
	43	-809			1241	0.01							
	38	-966			1398	0.02							
	39	-923			1355	0.01							
	40	-1201	600	-168	1633	0.28	17	47	182	228	1.47	5.73	7.2
	46	-1157			1589	0.01							
	47	-1218			1650	0.37							
	50	-1327			1759	0.07							
53	-1363			1795	0.09								

Tableau 7.3 : Quantification de l'apport annuel en eau de chacun des bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz et El Alto sur la période 1997 – 2006

7.3.2 Validation des résultats

Pour valider nos résultats (cf. 7.3.1) nous avons comparé les débits totaux [12] calculés avec les débits totaux mesurés sur chacun des bassins versants. Cependant, les périodes ne sont pas les mêmes, car nous disposons seulement des valeurs de débits mesurés entre 2000 et 2007 [Ramirez et al., 2007]. Comme nos résultats correspondent aux valeurs moyennes des périodes 1975-2006 et 1997-2006, nous les avons comparés à la valeur moyenne de la période 2000-2007. En

effet, on fait l'hypothèse que ces valeurs son comparables, car les débits totaux de 1975-2006 et 1997-2006 ont peu changé, avec une différence entre 2 à 5% sur chacune des bassins versants, et une différence de 3% en considérant la somme des débits totaux (**TABLEAU 7.4**).

BASSIN	D	D	D	Difference	Difference	Difference
	Bassin calculé	Bassin calculé	Bassin mesuré	D _{Bassin}	D _{Bassin}	D _{Bassin}
	1975-2006	1997-2006	2000-2007	[1] et [2]	[1] et [3]	[2] et [3]
	(M m ³ /an)			(%)		
	[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%

Tableau 7.4 : Comparaison entre les débits calculés (1975-2006 et 1997-2006) et les débits mesurés (2000/2007) sur les quatre bassins versants alimentant en eau la ville de La Paz.

Le **TABLEAU 7.4** présente la comparaison entre les débits calculés (1975-2006 [1] et 1997-2006 [2]) et les débits mesurés sur la période 2000-2007 [3] en M m³/an. Sur les débits totaux du système d'approvisionnement en eau potable de la ville de La Paz, nous avons une différence de 7% par rapport à la période 1975-2006 et de 4% par rapport à la période 1997-2006. Les résultats de la période 1997-2006 sont meilleurs car les périodes de comparaison sont plus proches. Ces résultats montrent

que malgré les grandes incertitudes les débits totaux calculés sont en accord avec les débits totaux mesurés (**TABLEAU 7.4**).

7.3.3 Contribution des glaciers sur les ressources en eau

Etant donné que, les différences entre les débits calculés sur les périodes 1975-2006 et 1997-2006 sont inférieures aux différences de débits calculés et mesurés (cf. 7.3.2), nous avons calculé la contribution des glaciers sur les ressources en eau sur une seule période (1997-2006, qui est la plus proche de l'actuel).

En plus, nous avons calculé la contribution des glaciers sur la saison humide et sur la saison sèche, car la saisonnalité des précipitations est très importante et le rôle des glaciers dans l'approvisionnement en eau peut être important en saison sèche.

Nous avons considéré la saison humide entre octobre et mars, et la saison sèche entre avril et septembre sur la période 1997 – 2006. Pour cette estimation, nous avons utilisé les données mensuelles du glacier du Zongo afin de déterminer le pourcentage de fonte mensuelle. D'après ces observations sur le glacier du Zongo, 66% de la fonte se produit au cours de la saison humide, et 34% au cours de la saison sèche. Les précipitations (84% et 16%) et la sublimation (27% et 73%) ont été déterminées à partir des valeurs mensuelles, sur la saison humide et sur la saison sèche respectivement.

Le **TABLEAU 7.5** présente les résultats de la contribution des glaciers au débit hydrologique des bassins versants alimentant en eau la ville de La Paz sur la période 1997-2006. Ce tableau a été organisé en trois parties. Dans la première partie, nous avons calculé la contribution des glaciers à l'année [1, 2, 3], en saison humide [4, 5, 6] et en saison sèche [7, 8, 9]. Chacune des parties présente les débits calculés des quatre bassins versants [1, 4, 7], les apports des surfaces englacées [2, 5, 8] en M m³/an, et la contribution des surfaces englacées sur les débits totaux des bassins versants en pourcentage [3, 6, 9].

A l'échelle annuelle la contribution des glaciers est de 15%, de 12% en saison humide et de 27% en saison sèche sur les débits totaux des quatre bassins versants. Bien que la contribution des glaciers soit égale à 27% en saison sèche (4.3 M m³/an), cet apport correspond seulement à la moitié de l'apport en eau des glaciers en saison humide (8.4 M m³/an). En résumé, la contribution des glaciers n'est pas négligeable (15% de contribution à l'année), et elle résulte de la fonte importante des glaciers au cours de ces dernières années.

BASSIN	Annuelle			Saison Humide			Saison Sèche		
	D	D	Contribution	D	D	Contribution	D	D	Contribution
	Bassin	S englacée	S englacée	Bassin	S englacée	S englacée	Bassin	S englacée	S englacée
	(M m ³ /an)		(%)	(M m ³ /an)		(%)	(M m ³ /an)		(%)
[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%
Milluni	25.12	1.7	7%	20.80	1.1	5%	4.30	0.58	13%
Hampaturi	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%

Tableau 7.5 : Contribution glaciaire au système d’approvisionnement en eau potable de la ville de La Paz sur la période 1997-2006

7.3.4 Apport d’eau attendu lorsque les glaciers auront disparu

Le dernier calcul que nous avons effectué correspond à la quantification des débits du système d’approvisionnement en eau de la ville de La Paz en considérant une disparition totale des glaciers.

BASSIN	Annuelle			Saison Humide			Saison Sèche		
	D	D	Baisse du	D	D	Baisse du	D	D	Baisse du
	Bassin	sans glaciers	D	Bassin	sans glaciers	D	Bassin	sans glaciers	D
	(M m ³ /an)		(%)	(M m ³ /an)		(%)	(M m ³ /an)		(%)
[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	
Tuni-Condoriri	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%

Tableau 7.6 : Quantification attendus lorsque les glaciers auront disparu dans les bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz

Le **TABLEAU 7.6** présente la quantification du système d’approvisionnement en eau de la ville de La Paz en considérant une disparation complète des glaciers à l’échelle annuelle, en saison humide et en saison sèche. Ce tableau a été organisé de façon similaire au tableau précédent.

En résumé, si les glaciers disparaissent dans les quatre bassins versants, les débits totaux baisseraient de 12% à l’année, 9% en saison humide et 24% en saison sèche. Pour ces calculs nous avons supposé que les précipitations ne changent pas au cours du temps.

7.4 CONCLUSIONS DU CHAPITRE

De l’ensemble de ces estimations, nous pouvons conclure que :

- La contribution des glaciers aux bassins versants qui alimentent la ville de La Paz en eau potable n’est pas négligeable, en particulier pour le bassin Tuni – Condoriri (22% de l’eau collectée à l’échelle annuelle sur la période 1997 – 2006).
- Cette contribution augmente très significativement au cours de la saison sèche, puisqu’elle atteint 38%, 13%, 22% et 36% des débits totaux des bassins : Tuni – Condoriri, Milluni, Hampaturi et Incachaca respectivement (période 1997-2006).
- Ces contributions ont peu changé au cours des 30 dernières années malgré une très forte réduction des glaciers, la diminution de la surface des glaciers est encore compensée par l’augmentation de la fonte.
- Dans le futur, lorsque les glaciers de ces bassins versants auront complètement disparu, en supposant que les précipitations restent identiques, les débits baisseront de 17%, 5%, 9%, 17% de leurs valeurs actuelles dans les bassins Tuni – Condoriri, Milluni, Hampaturi et Incachaca respectivement.
- Au total sur l’ensemble de ces bassins versants les débits devraient diminuer de 12%.

8 CHAPITRE : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La connaissance des bilans de masse des glaciers tropicaux en Amérique du Sud est primordial à double titre : d'une part, les bilans sont des indicateurs climatiques importants pour étudier l'évolution du climat et sa variabilité dans ces régions peu couvertes par les réseaux météorologiques ; d'autre part, beaucoup de ces glaciers jouent un rôle dans l'alimentation en eau potable ou l'hydroélectricité, et il est essentiel d'estimer ces réservoirs naturels et leur évolution, afin d'anticiper leur disparition.

Cette thèse avait pour principal objectif de déterminer les bilans de masse glaciaires dans le massif de la Cordillère Royale au cours des 50 dernières années. Dans cette région, un inventaire complet des glaciers de la Cordillère avait été établi par Jordan (1991) à partir de restitutions photogrammétriques des clichés de 1975. La précision de ces restitutions ne permet pas de dresser des cartes topographiques mais elle est suffisante pour déterminer les surfaces des zones englacées en 1975 sur ce massif. Quant aux fluctuations glaciaires, elles étaient, jusque là, connues essentiellement à partir des variations de fronts de quelques glaciers et des bilans de masse de trois glaciers mesurés par la méthode glaciologique au cours des 2 dernières décennies : le glacier du Zongo (1991-2008), le glacier de Chacaltaya (1991-2006) qui est en train de disparaître et le glacier de Charquini (2003-2008). En outre, les bilans volumétriques de Chacaltaya et Charquini ont été mesurés entre 1956 et 1997 mais ces mesures, comme nous l'avons montré, ont des incertitudes très importantes.

Pour notre étude, la photogrammétrie a été choisie car elle constitue le meilleur outil pour reconstituer les bilans de masse sur un espace aussi vaste (400km²) et une échelle de temps aussi longue (50 ans) avec une précision décimétrique ou métrique. Pour cela, nous avons utilisé les clichés aériens existants de l'Institut Géographique Militaire bolivien de 1956, 1963, 1975, 1983 et 1997. Nous avons en outre fait réaliser un vol photogrammétrique en 2006 afin de compléter notre série de photographies aériennes. Tous ces clichés aériens ont été pris par des chambres de prise de vue photogrammétriques. Nous avons mené des campagnes de terrain sur un vaste territoire de la Cordillère Royale afin de déterminer les coordonnées précises (centimétriques) par GPS différentiel de 86 points de contrôle indispensables pour effectuer les restitutions photogrammétriques. A partir de ces

observations, nous avons restitué 21 glaciers de la Cordillère Royale en 1956, 1963, 1975, 1983, 1997 et 2006.

Les restitutions photogrammétriques du glacier du Zongo ont permis de conduire une étude détaillée de son bilan de masse. Nous avons comparé les bilans volumétriques, les bilans glaciologiques et les bilans hydrologiques. Nous avons validé les bilans hydrologiques et montré que les bilans de masse glaciologiques présentaient un biais très important lié à l'échantillonnage des mesures sur le glacier. La qualité des observations glaciologiques n'est à priori, pas à remettre en cause car nous avons observé une très bonne cohérence des observations dans la zone d'ablation du glacier. En effet, les variations temporelles du bilan de masse déterminées dans différentes régions de la zone d'ablation sont très similaires. Elles révèlent, en outre, une très forte variabilité, en comparaison des régions du glacier à plus haute altitude. Nous avons montré, ainsi, que un tiers de la surface du glacier (zone basse) contribuait pour 80 % du bilan de masse annuel. Il en résulte une forte influence de la diminution de surface sur le bilan de masse. Nous avons estimé que la contribution de la langue glaciaire (en dessous de 5200 m d'altitude) est passé de 73% en 1991 à 24 % en 2006. Suite à cette étude détaillée, la série du Zongo constitue la série de bilan de masse glaciaire la plus longue et la plus précise des Andes tropicales. Cette étude a fait l'objet d'une publication sous presse. De cette étude approfondie des bilans de masse du glacier du Zongo, nous pouvons conclure que la méthode volumétrique est indispensable pour valider les bilans de masse à l'échelle décennale ou bi-décennale. En outre, il convient de redéfinir une méthode de calcul pour le bilan glaciologique du Zongo ou de modifier le réseau d'observations pour aboutir à un bilan total plus réaliste.

L'analyse des bilans de masse des 21 glaciers restitués au cours des 50 dernières années nous permet d'avoir une vision d'ensemble sur l'évolution des masses glaciaires dans cette région. Après une période de quasi stabilité entre 1956 et 1975, les glaciers ont subi une forte diminution, en particulier entre 1975 et 1983, et entre 1997 et 2006. La période de 1997-2006 est similaire à celle de 1975-1983 et n'indique pas une accélération de cette diminution. Notre analyse révèle que, lorsqu'on s'affranchit des tendances propres à chacun de ces glaciers, les variations temporelles du bilan de masse sont très similaires sur l'ensemble de ces glaciers. En effet, la dispersion de ces variations décennales est quasiment comprise dans l'incertitude de mesures. Seuls quelques glaciers de très petite taille (glaciers n° 69

et 75), en train de disparaître, s'écartent de ce schéma général. Il en résulte que ces glaciers (19 glaciers), à l'échelle de cette région, montrent un signal commun d'origine climatique.

Les tendances des bilans de masse de ces 21 glaciers (bilans moyens sur la période totale) sont, en revanche, très différents d'un glacier à l'autre. Nous avons cherché à comprendre ces différences et à les expliquer par des facteurs locaux (géométrie, exposition). Nous avons ainsi montré que les bilans cumulés de ces glaciers étaient très fortement influencés par leur exposition et leur altitude. Les glaciers orientés au Sud et à l'Est perdent moins de masse que les autres glaciers. Il en va de même pour les glaciers situés à haute altitude. Une analyse statistique montre que 88% de la variance des bilans cumulés est expliquée par l'exposition et l'altitude. De cette analyse, nous avons pu déduire une relation assez robuste entre le bilan de masse moyen (1963-2006), la fonction sinusoïdale de l'orientation et l'altitude moyenne de chacun de ces glaciers. En utilisant l'inventaire des glaciers établis par Jordan (1991), cette relation a permis de calculer les bilans de masse de l'ensemble de notre région d'étude (376 glaciers) au cours de la période 1963-2006. Nous avons ainsi estimé que ces glaciers ont perdu 0.9 km^3 , soit 43% de leur volume initial entre 1963 et 2006 et que cette perte concerne essentiellement la période 1975-2006. À l'aide des clichés photogrammétriques de 2006, nous avons également restitué les contours des 376 glaciers. La comparaison avec les glaciers de l'inventaire de Jordan fournit la diminution de surface de ces 376 glaciers entre 1975 et 2006. Il en résulte que ces glaciers ont perdu 34 km^2 (48%) de leur surface initiale sur cette période.

L'étude des relations entre l'évolution des bilans de masse glaciaires et les variations de surface ou de front montre que les variations de surface/front sont un très mauvais indicateur des bilans de masse à l'échelle de quelques années ou de quelques décennies. Aussi, l'accélération du retrait du front mise en évidence sur quelques glaciers dans cette région n'est pas du tout une preuve d'une accélération de la perte de masse de ces glaciers. En particulier, les observations détaillées du glacier du Zongo indiquent un très fort recul à partir de 1991/1992 sans relation avec les variations du bilan de masse qui ne révèlent pas une accélération de la perte entre 1975 et 2006. Au contraire, nos résultats indiquent que les bilans de masse du Zongo sont peu négatifs depuis 2000.

Enfin, notre étude évalue la contribution des glaciers au système d'alimentation en eau potable de la ville de La Paz. Dans les quatre bassins versants qui alimentent la ville, nous avons mesuré la diminution de la surface englacée entre 1975 et 2006 et nous avons estimé la perte de masse de ces glaciers. Dans ces bassins, les glaciers ont perdu 47% de leur surface et 53% de leur volume depuis 1975. A l'aide des observations disponibles relatives aux débits hydrologiques et aux précipitations, et des estimations de la sublimation à la surface des glaciers, l'évaporation des surfaces non englacées et l'infiltration dans le sol, nous avons estimé la contribution de l'eau de fonte des glaciers à la quantité d'eau totale disponible à l'exutoire des bassins versants qui sont utilisés pour l'alimentation en eau potable. En moyenne sur la période 1975-2006, la fonte glaciaire a contribué à hauteur de 26%, 10%, 14% et 25% de l'eau provenant des bassins de Tuni-Condoriri, Milluni, Hampaturi, et Incachaca respectivement. Sur la période récente (1997-2006), cette contribution est assez similaire et égale à 22%, 7%, 12% et 20% malgré la forte décroissance des surfaces englacées. Il en résulte que la plus forte fonte récente compense la diminution des surfaces des glaciers. Etant donné que la région subit des saisons sèches et humides très marquées, ces contributions sont très différentes d'une saison à l'autre. La contribution des glaciers passent de 12% en saison humide (octobre-mars) à 27% en saison sèche (avril à septembre). Nous avons enfin calculé les débits attendus en cas de disparition totale des glaciers. Ces estimations révèlent que, en supposant que les précipitations annuelles ne changent pas, les bassins versants recevront 12% en moins de leurs débits annuels actuels (9% en moins en saison humide et 25% en moins en saison sèche). Ces chiffres permettent d'ores et déjà d'anticiper les futurs ouvrages à réaliser pour l'alimentation en eau potable de La Paz, dont les besoins sont croissants.

Dans le futur, vus les enjeux de ces études, il faudra probablement évaluer d'une manière plus précise encore, la diminution des glaciers attendue et la contribution de ces glaciers à l'eau de ces bassins versants qui alimentent La Paz. Pour ces études, il sera probablement nécessaire d'estimer les masses glaciaires disponibles (épaisseurs de ces glaciers) et de simuler leur évolution selon différents scénarios climatiques. Elles devront alors faire appel, suivant la précision recherchée, à des modèles plus ou moins sophistiqués pour simuler les bilans de masse en surface et l'écoulement de ces glaciers. Elles ne pourront probablement pas faire l'économie de

reconstruire précisément l'évolution de ces masses glaciaires dans le passé qui, seules, permettent de valider les modèles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abott, M.B., B.B. Wolfe, R. Aravena, A.P. Wolfe et G.O. Seltzer 2000. Holocene hydrological reconstruction from stable isotopes and paleoclimatology. Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 1801-1820.
- Albertz, J. et W. Kreiling 1989. *Photogrammetrisches Taschenbuch*. Germany, Wichmann.
- Ames, A. et 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. et P. Mourguiard, eds. 1995. *Climas cuaternarios en América del Sur*, La Paz - Bolivia, Proyecto PICG.
- Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille et 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 et 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 et 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 et J.P. Broda 2001b. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, **291**: 640-643.
- Bamber, J.L. et 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 et 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 et 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 Tacconnaz. Confrontation des outils topométrique et photogrammétrique. Mémoire de travail de fin d'études. Diplôme d'ingénieur., Ecole Supérieur des Géomètres et Topographes.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coleou 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35**(121): 333-342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul et G. Brunot 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**(128): 13-22.

- Caballero, Y. 2001. Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. PhD, Université de Montpellier II.
- Coudrain, A., B. Francou et Z.W. Kundzewicz 2005. Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *Journal of Hydrological Sciences*, **50**: 925-932.
- Cox, L.H. et 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 DESS. UFR Géographie - Université Louis Pasteur.
- Dyurgerov, M. 2002. Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. *Occasional Paper*, Colorado, USA, 88pp. (55).
- Favier, V., P. Wagnon, J.P. Chazarin, L. Maisincho et A. Coudrain 2004a. 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., P. Wagnon et P. Ribstein 2004b. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, **31**(L16403).
- Favier, V., A. Coudrain, E. Cadier, B. Francou, E. Ayabaca, L. Maisincho, E. Praderio, M. Villacis et 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 et S. Surdyk 1995. A SAR Image Study of a Snow-Covered Area in the French Alps. *Remote Sensing of Environment*, **51**(2): 253-262.
- Finsterwalder, 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,
- Francou, B., P. Mourguiard et 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 et 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 et 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, P. Wagnon, J. Mendoza et 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., B. Pouyaud, R. Bucher, B. Caceres, J.P. Chazarin, P. Chevallier, Y. L'Hote, A. Machaca, L. Maisincho, J. Mendoza, J. Ramirez, A. Soruco, J.D. Taupin et P. Wagnon 2004a. *Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos*. France, IRD.

- Francou, B., M. Vuille, V. Favier et B. Caceres 2004b. 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., P. Ribstein, P. Wagnon, E. Ramirez et B. Pouyaud 2005. Glaciers of the Tropical Andes: Indicators of Global Climate Variability. In Huber, U., K.M. Harald et M.A. Reasoner, eds. *In Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview.*, Springer.
- Francou, B. et C. Vincent 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Paris - 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, Université de Savoie Technolac.
- Garreaud, R. 1999. Intraseasonal Variability of Moisture and Rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review*, **128**: 3337-3346.
- Gerbaux, M. 2005. Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique. PhD, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Gioda, A., J. Ronchail, Y. L'Hote et 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). In Demarée, G., M. De Dapper et J. Alexandre, eds. *Second International Conference: "Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology"*, 199-217.
- Golden Software, I., ed. 2002. *Surfer. Contouring and 3D, surface mapping for scientists and engineers. User's Guide*, EEUU.
- Greuell, W. et C. Genthon 2003. Modelling land-ice surface mass balance. In Bamber, J.L. et A.J. Payne, eds. *Mass Balance of the Cryosphere*, Cambridge - UK, Cambridge University Press, 117-168.
- Guilderson, T.P. et 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. Dordrecht, Reidel Publishing Company, 353pp.
- 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. et A. Ames 1995a. Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, **41**(137): 191-196.
- Hastenrath, S. et A. Ames 1995b. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research*, **100**(D3): 5105-5112.
- Hastenrath, S. et L. Geischar 1997. Glacier recession on Kilimanjaro. East Africa, 1912-1989. *Journal of Glaciology*, **43**(145): 455-459.
- Hastenrath, S., D. Polzin et 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 et 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, University of 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*. United Kingdom - USA, Cambridge University Press.
- IPCC 2007. *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom - USA, Cambridge University Press.
- Johannesson, T., C. Raymond et E. Waddington 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, **35**: 355-369.
- Jordan, E. 1991. *Die Gletscher der Bolivianischen Anden*. Stuttgart - Germany, Franz Steiner Verlag.
- Jordan, E., L. Ungerechts, B. Caceres, A. Peñafiel et 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 et D. Joseph 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(3): 437-471.
- Kaser, G., S. Hastenrath et A. Ames 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **32**: 75-81.
- 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. et H. Osmaston 2002. *Tropical Glaciers*. Cambridge - United Kingdom, Cambridge University Press.
- Kasser, M. et Y. Egels 2001. *Photogrammétrie numérique*. Paris - France, Hermes Science - Lavoisier.
- Keller, K., G. Casassa, A. Rivera, R. Forsberg et 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 et 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. et P. Waldhausl 1998. *Manuel de photogrammétrie, principes et procédés fondamentaux*. Paris, Hermes.
- Krimmel, R.M. 1989. Mass balance and volume of South Cascade Glacier, Washington, 1958-1985. In Oerlemans, J., ed. *Glacier fluctuations and climatic change*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 193-206.
- 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. Alemania, 142pp.

- 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 et 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 et 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 et C. Stephens 2000. Warming of the World Ocean. *Science*, **287**: 2225-2229.
- Linder, W. 2006. *Digital Photogrammetry. A practical course*. Berlin, Germany, Springer.
- Lliboutry, L. 1964. *Traité de Glaciologie: Glace, Neige, Hydrologie Nivale. Tome 1*.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de glaciologie: Glaciers, Variations du climat, Sols gelés. Tome 2*. Paris.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao, A. Pautre et 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. et G.O. Seltzer 2003. Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*, **49**(165): 271-281.
- Mark, B.G. et 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*. Paris - France.
- Montes de Oca, I. 1992. *Geografía y recursos naturales de Bolivia*. La Paz, Montes de Oca ed.
- 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 DEA. UFR Géographie - Université Louis Pasteur.
- Müller, R. 1985. Zur gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (Dept. La Paz, Bolivien). PhD, University of Zurich.
- Obled, C. et B. Rosse 1975. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. Cahiers de l'ORSTOM, série hydrologiques.
- Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and Climate change*. Rotterdam, Balkema.
- 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., Université de Montpellier II.
- Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. 3 ed. New York - USA, Pergamon.
- Pérez, J.A. 2001. *Apuntes de Fotogrametría I, II y III*. Mérida, España, Universidad de Extremadura.
- Peterson, J.A. et 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. UFR Géographie - Université Louis Pasteur.
- Poirier, J.C. 2004. Réaction hydrologique de bassins d'altitude de la Cordillère Royale dans le contexte de variabilité climatique actuel. D.E.A., Université de Toulouse.
- 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 (17^{ème} siècle). PhD Thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou et D. Grancher 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16S. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**: 1311-1322.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou et 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.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guerin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud et 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., G. Hoffmann, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, F.A. Ferron, A. Landais, J.R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer, J.C. Simoes et M. Stievenard 2003. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**: 337-350.
- Ramirez, E., B. Francou, C. Olmos, A. Roman, C. Ramallo, P. Garreta, T. Berger, F. Ledezma, A. Soruco et 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 alto. Financiamiento Paises Bajos - Plan Quinquenal PNCC.
- Ribstein, P., B. Francou, P. Rigaudière et R. Saravia 1995a. Variabilidad Climática y Modelización Hidrológica del Glaciar Zongo, Bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, **24**(3): 639-649.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou et R. Saravia 1995b. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165**: 221-234.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, J.E. Sicart, P. Wagnon, E. Ramirez et B. Francou 1999. Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. Birmingham - UK, XXII Assemblée Général de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, 279-287.
- Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud et R. Saravia 1995. Un modèle hydrologique du glacier du Zongo. ORSTOM.
- Roche, A. 1991. Estudio de la climatología e hidrología de Bolivia. ORSTOM.
- Ronchail, J. 1988. Variabilidad del tiempo en Bolivia y la anomalía climática de invierno. ORSTOM - SENAMHI.
- Seltzer, G.O., D.T. Rodbell, P.A. Baker, S.C. Fritz, P.M. Tapia, H.D. Rowe et 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, Bolivie. PhD Thesis, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, B. Francou et 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. Wagnon et 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, B. Pouyaud et 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 et 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 et Y. Lejeune in press. Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, **50**.
- Stephens, C., S. Levitus, J. Antonov et 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 et 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 et 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. et 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.
- Vergara, W., A.M. Deeb, A.M. Valencia, R.S. Bradley, B. Francou, A. Zarzar, A. Grundwaldt et S.M. Haeussling 2007. Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **88**(25): 261-264.
- 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 et 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. et C. Ammann 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climatic Change*, **36**: 413-423.
- Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, **19**: 1579-1600.
- Vuille, M. et 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 et 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 et 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 et 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, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou et 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 et 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 et J.E. Sicart 2001. Anomalous heat and mass budget of Glaciar 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 et M.W. Binford 2006. Deglaciation and Holocene climate change in the western Peruvian Andes. *Quaternary Research*, **66**(1): 87-96.
- Zangelmi, F. 2002. Potentiel des images Aster pour l'étude du glacier Zongo. Rapport de stage DEA. D.U. Cartographie - Université Paul Valéry - Montpellier III.

Liste des figures

Figure 1.1 : Distribution des glaciers tropicaux dans le monde. D'après [Kaser et al., 1996].	3
Figure 1.2 : Hauteur de la ligne de névé et hauteur de la ligne de l'isotherme 0°C en été sous les Andes d'après [Kuhn, 1981].	6
Figure 1.3 : Evolution des longueurs et des surfaces de 10 glaciers sur les Andes Tropicales (Antizana 15→ Equateur, Yanamarey-Broggi-Pastoruri-Uruashraju-Cajap → Pérou, Zongo-Chacaltaya-Charquini S → Bolivie) [Francou et Vincent, 2007].	9
Figure 1.4 : Comparaison d'un glacier des tropiques externes (Zongo – Bolivie) et d'un glacier des tropiques internes (Antizana – Equateur) d'après [Favier et al., 2004b]. Cette figure présente les valeurs moyennes mensuelles de la fusion (gris clair) de la sublimation (gris foncé) et 1 moins l'albédo ($1 - \alpha$) (ligne noire). Pour plus de lisibilité, la sublimation est comptée négativement.	13
Figure 1.5 : Les phénomènes ENSO. Le Pacifique équatorial: a) en situation « Normale », b) en situation « El Niño » et c) en situation « La Niña ». Les flèches noires, blanches et rouges représentent les déplacements des masses d'air ascendantes et descendantes, ainsi que les déplacements des eaux superficielles et des eaux profondes de l'Océan pacifique respectivement (d'après de National Oceanic and Atmospheric Administration).....	15
Figure 2.1 : Evolution des glaciers sur la Cordillère Orientale en Bolivie. a) Représentation morphostratigraphique des cordons morainiques, b) Datations lichénométriques des 13 glaciers et c) Evolution des surfaces glaciaires depuis le PAG. D'après [Rabatel, 2005].	25
Figure 2.2 : Inventaire de Jordan sur la base des photographies aériennes de 1975. Digitalisation sur une plateforme DAO à partir des 16 cartes obtenus par Jordan [1991].	27
Figure 2.3: Variations des surfaces et des volumes de Chacaltaya, d'après Ramirez et al., [2001]......	30
Figure 2.4 : Température (T Zongo) et précipitation (P Zongo) mensuelles de 1991 à 1993 de la station du glacier du Zongo, comparées aux moyennes des stations d'El Alto et du Zongo de la période de 1973 à 1993 (T Alto, Pm Zongo et Tm El Alto). D'après [Ribstein et al., 1995b].....	37

Figure 2.5: Débits calculés (CALC) et mesurés (OBS), a) avec un pas de temps journalière, entre octobre 1993 et aout 1994, et b) au pas du temps horaire entre novembre et décembre 1993. D'après [Ribstein et al., 1995a].....	40
Figure 3.1: Les régions étudiées dans cette thèse. Carte digitalisée sur une plateforme DAO à partir des travaux effectués par [Jordan, 1991].....	48
Figure 3.2: Différenciation des glaciers en fonction de la taille (Figure a), de l'orientation (Figure b), emplacement par rapport aux flux humides amazoniens (Figure c) et par rapport aux études antérieures (Figure d) sur la région Negruni – Condoriri.....	51
Figure 3.3: Différenciation des glaciers en fonction de: la taille (Figure a), l'orientation (Figure b), emplacement par rapport aux flux humides amazoniens (Figure c) et par rapport aux études menées sur certains glaciers (Figure d) sur la région Huayna Potosi– Cumbre – Chacaltaya.....	53
Figure 3.4: Comparaison entre la taille (a), l'exposition (b) et l'emplacement des glaciers par rapport aux flux humides (c) des régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi– Cumbre - Chacaltaya.....	55
Figure 3.5: Les 21 glaciers de l'étude.....	58
Figure 3.6: Comparaison entre la taille (a), l'exposition (b) et l'emplacement des glaciers par rapport aux flux humides (c) des 21 glaciers choisis et les 376 glaciers des régions d'étude.....	59
Figure 3.7: Exemple de photographies obtenues par les 6 différents vols aérophotogrammétriques sur les régions d'étude. Le glacier du Zongo est visible sur les 6 clichés (avec des orientations différents).....	62
Figure 4.1 : Surface de la région à survoler. (a) Aires initialement prévues : orientation N-S (rectangles noirs), orientation NW-SE (rectangles rouges). (b) Aire survolée, les points noirs correspondent aux points de contrôle.....	76
Figure 4.2 : Diagramme d'un recouvrement photogrammétriqu, d'après [Leica Geosystems GIS & Mapping, 2003].....	81
Figure 4.3 : Points de contrôle mesurés à partir des points géodésiques IGM – Bolivie.....	85
Figure 4.4 : Echelle (a), dimension et formes (b) conseillés pour des signaux. Modifié d'après [Albertz et Kreiling, 1989]. La dimension (d) des formes se calcule par l'abaque (a) en fonction du dénominateur de l'échelle photographique (m_b).....	87

Figure 4.5 : Type (a, b, c, d, e et f) et configuration (g, h et i) des marques fiduciales classiques en photogrammétrie aérienne. Modifié d'après [Linder, 2006].....	90
Figure 4.6 : Configuration des points de liaison, a) Configuration O. von Gruber, b) Configuration adoptée.	92
Figure 4.7 : Condition de colinéarité [Pérez, 2001].....	93
Figure 4.8 : Rotations dans l'espace du système des coordonnées image [Pérez, 2001]	94
Figure 4.9 : Aérotriangulation 2006 des régions comprises dans l'étude	98
Figure 4.10 : Exemple de la comparaison par profils. Les triangles ont été restitués sur les clichés aérotriangulés de 2006, les points ont été restitués sur le couple aérotriangule 1074-1075 du vol 1963.	101
Figure 4.11 : Comparaison par profils (traits rouges sur les couples stéréoscopiques) entre les calculs des aérotriangulations obtenus par Orima et Bingo. Les paramètres de chaque prise de vue sont reportés sur chacun des graphiques (φ , ω , et κ en grades).	102
Figure 4.12 : Validation visuelle des MNTs du glacier du Zongo par profils transversaux entre 1956 et 2006.	105
Figure 4.13 : Interpolation du glacier du Zongo à partir du MNT 2006, avec différents méthodes : (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 et (i) Moving Average.....	107
Figure 5.1 : Courbes de niveaux du glacier du Zongo en 1983 (lignes noires), 1997 (lignes bleues) et 2006 (lignes rouges), obtenues à partir des restitutions photogrammétriques de 1983, 1997 et 2006 respectivement.....	116
Figure 5.2 : Contour map of Zongo glacier showing the surface topography in 1983 with 20m contour intervals and the terminus of the glacier in 2006.	120
Figure 5.3 : The climatic conditions of the outer tropical Zongo glacier. The black line shows the mean monthly runoff (1973-2006), the grey line shows the mean monthly precipitation (P4750, 1971-2006) and the dashed black line shows the mean monthly temperature (El Alto station, 1968-2006).....	121
Figure 5.4 : Thickness variations (m) of Zongo glacier over the periods 1956-1963, 1963-1975, 1975-1983, 1983-1997, 1997-2006 and 1956-2006. The color scale is the same for every graph. The white areas corresponding to shadow or low contrast areas have not been measured. The surface areas of Zongo glacier are: 2.29, 2.31,	

2.26, 2.23, 2.12, 1.96 km ² corresponding to 1956, 1963, 1975, 1983, 1997, and 2006 photogrammetric flights respectively.	125
Figure 5.5 : Zongo cumulative mass balance (m w.e.) calculated from the geodetic method (black triangles), the hydrological method (grey line) and the glaciological method (black line). The hydrological mass balances were obtained from annual data between 1974 and 2006. The glaciological mass balances were calculated using yearly field measurements and adjusted according to photogrammetric data. The origin of the hydrological mass balance is the geodetic value in 1975. The hydrological mass balance envelop correspondents to one standard deviation (thin grey lines).....	126
Figure 5.6 : a) Centered annual surface mass balance (m w.e. a-1) for different elevation ranges, b) Centered specific mass balance (m w.e. a-1) obtained from glaciological data and from hydrological data.....	129
Figure 6.1: a) Bilans de masse cumulés des glaciers 1, 2, 9, 10, 10M, 12, 13, 20, 27, 29, 31, 32, 44, 68, 69, 75 et Zongo entre 1956 et 2006 ; b) Bilans de masse cumulés des 21 glaciers étudiés sur la Cordillère Royale en Bolivie, entre 1963 et 2006. ...	136
Figure 6.2 : Bilans de masse centrés des glaciers disponibles sur la Cordillère Royale en Bolivie, 17 glaciers sur la période 1956-2006 (a) et 21 glaciers sur la période 1963-2006 (b).....	139
Figure 6.3 : Emplacement des stations météorologiques par rapport aux régions Negruni – Condoriri et Huayna – Cumbre – Chacaltaya. Les surfaces sont celles de 2006.	141
Figure 6.4: a) Bilan de masse centré des glaciers disponibles dans l'étude. b) Précipitations et températures centrées sur décembre-mars pendant les périodes communes aux restitutions photogrammétriques entre 1963 et 2006.	145
Figure 6.5 : Variations volumétriques et surfaces moyennes, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontal et vertical est la même.	147
Figure 6.6 : Variations volumétriques et altitudes moyennes des fronts glaciaires, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontal et vertical est la même.....	148

Figure 6.7 : Variations volumétriques et altitudes moyennes des MNTs, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle des axes horizontale et verticale est la même.....	150
Figure 6.8 : Comparaison entre l'exposition des glaciers et les variations de masse moyennes entre 1963 et 2006. Les chiffres correspondent à l'altitude moyenne (1963-2006) des glaciers.....	151
Figure 6.9 : Forme de la courbe utilisant le modèle Run 2 ($0.011 \cdot \text{DEM} - 0.2584 \cdot (\sin E + 3/4\pi) - 6.1624$) pour une altitude égale à 5300m (courbe pleine) et 5150m (courbe pointillée), sous la figure précédent et négligeant les glaciers 75 et 69 résiduels.	155
Figure 6.10 : Bilans de masse en fonction des variations de surfaces, entre 1963-1975 (a), 1975-1983 (b), 1983-1997(c), 1997-2006 (d), valeurs moyennes entre 1963-2006 (e) et sur les quatre périodes (f). L'échelle est la même pour tous les graphes.....	157
Figure 6.11 : Comparaison entre l'état des glaciers en 1975 et l'état des glaciers en 2006 sur les régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya	159
Figure 6.12 : Comparaison sur chaque orientation de l'état des glaciers en 1975 et de leur état en 2006. Régions Negruni – Condoriri et Huayna Potosi – Cumbre – Chacaltaya.....	161
Figure 6.13: Bilans de masse cumulés des 21 glaciers étudiés ainsi que les 5 glaciers du Charquini et le glacier du Chacaltaya 1963 et 2006.	165
Figure 6.14: Map of glaciers in the Cordillera Real. The studied area is shown in red. Meteorological stations are shown on the map.....	167
Figure 6.15. a) Cumulative mass balances of 21 glaciers in the Cordillera Real, over the period 1963-2006, b) Centred annual mass balance (m w.e. yr^{-1}), c) Centred temperatures and precipitation changes (%) over the December-March period. Temperatures come from reanalysed data at 500 hPa. Precipitation data come from the rain gauge located at 4750 m close to the Zongo glacier and from the meteorological station of San Calixto (La Paz)	172
Figure 6.16. Mean observed mass balances (1963-2006) on 21 glaciers versus exposure. The large dots correspond to glaciers with mean altitudes above 5150 m and the small dots to glaciers below 5150 m. The mean altitude is given for each	

glacier. The continuous and dashed lines results from the equation given in the text for altitudes of 5300 and 5150 m respectively. 174

Figure 7.1 : Bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz. La surface des glaciers correspond à leur état en 1975 (d'après Jordan, 1991). La topographie correspond à la carte IGM SE-19-03. Le bassin versant n°1 correspond à Tuni – Condoriri, le n°2 à Milluni, le n°3 à Hampaturi et le n°4 à Incachaca..... 177

Liste des tableaux

Tableau 1.1: La surface des glaciers tropicaux sur la planète. D'après [Kaser, 1999].	4
Tableau 3.1: Les 21 glaciers de l'étude et leurs principales caractéristiques.	59
Tableau 3.2: Caractéristiques des vols photogrammétriques effectués en Bolivie par le Service National d'Aérophotogrammétrie (SNA) et par l'Institut Géographique Militaire (IGM).	63
Tableau 3.3: Caractéristiques des photographies disponibles sur la région Negruni – Condoriri.....	69
Tableau 3.4 : Caractéristiques des photographies disponibles sur la région Huayna – Cumbre – Chacaltaya.....	69
Tableau 4.1: Résultats des aérotriangulations sur les régions de l'étude.....	100
Tableau 4.2 : Résumé des résultats obtenus lors des analyses d'erreurs.....	110
Tableau 5.1 : Zongo cumulative mass balance (m w.e.) calculated from the geodetic method, the hydrological method and the glaciological method.	127
Tableau 5.2 : Error analysis in the volumetric mass balance measurements (see Thibert et al., in press for details).	131
Tableau 6.1 : Date des restitutions photogrammétriques de chaque glacier.	134
Tableau 6.2 : Bilans de masse en moyenne annuelle des 21 glaciers sur la Cordillère Royale en Bolivie, 17 glaciers sur la période 1956-2006 et 21 glaciers sur la période 1963-2006.	138
Tableau 6.3 : Statistiques sur les bilans de masse annuels des glaciers disponibles sur les différentes périodes de l'étude.	140
Tableau 6.4 : Comparaison des séries des pluviomètres El Alto, San Calixto et P4750 disponibles à proximité des glaciers étudiés.	142
Tableau 6.5 : Coefficients de corrélation des séries des températures disponibles à proximité des régions étudiées.....	144
Tableau 6.6 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.....	146
Tableau 6.7 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.....	149
Tableau 6.8 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.....	149

Tableau 6.9 : Valeurs des régressions linéaires multiples. (1) bilan de masse sur la période 1963-2006 (2) numéro d'essai, (3) nombre de glaciers considérés dans l'essai, (4) années des MNT's considéré dans l'essai, (5) coefficient de la variable MNT, (6) coefficient de la variable orientation des glaciers, (7) coefficient de la variable surface moyenne, (8) coefficient de la constante, (9) coefficient de corrélation, (10) erreur type de chaque essai, (11) coefficient de Fisher, (12) coefficient critique de Fisher.	153
Tableau 6.10 : Valeurs des régressions linéaires multiples. bilan de masse (1) sur la période 1975-2006, numéro d'essai (2), nombre de glaciers considérés dans l'essai (3), années des MNT's considéré dans l'essai (4), coefficient de la variable MNT (5), coefficient de la variable orientation des glaciers (6), coefficient de la variable surface moyenne (7), coefficient de la constante (8), coefficient de corrélation (9), erreur type de chaque essai (10), coefficient de Fisher (11), coefficient critique de Fisher (12).	155
Tableau 6.11 : Résultats des corrélations entre les bilans de masse et les surfaces moyennes des 21 glaciers sur les différents périodes de l'étude.....	156
Tableau 6.12 : Comparaison des bilans de masse mesurés et calculés des glaciers de Charquini et de Chacaltaya	164
Tableau 6.13 : Valeurs des régressions linéaires multiples. bilan de masse (1) sur la période 1975-2006, numéro d'essai (2), nombre de glaciers considérés dans l'essai (3), années des MNT's considéré dans l'essai (4), coefficient de la variable MNT (5), coefficient de la variable orientation des glaciers (6), coefficient de la variable surface moyenne (7), coefficient de la constante (8), coefficient de corrélation (9), erreur type de chaque essai (10), coefficient de Fisher (11), coefficient critique de Fisher (12).	164
Tableau 7.1 : Bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz et El Alto	179
Tableau 7.2 : Quantification de l'apport annuel en eau de chacun des bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz et El Alto sur la période 1975 – 2006 .	185
Tableau 7.3 : Quantification de l'apport annuel en eau de chacun des bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz et El Alto sur la période 1997 – 2006 .	187
Tableau 7.4 : Comparaison entres les débits calculés (1975-2006 et 1997-2006) et les débits mesurés (2000/2007) sur les quatre bassins versants alimentant en eau la ville de La Paz.	188

Tableau 7.5 : Contribution glaciaire au système d’approvisionnement en eau potable de la ville de La Paz sur la période 1997-2006.....	190
Tableau 7.6 : Quantification attendus lorsque les glaciers auront disparu dans les bassins hydrologiques alimentant la ville de La Paz.....	190

Annexes

Glacier 1

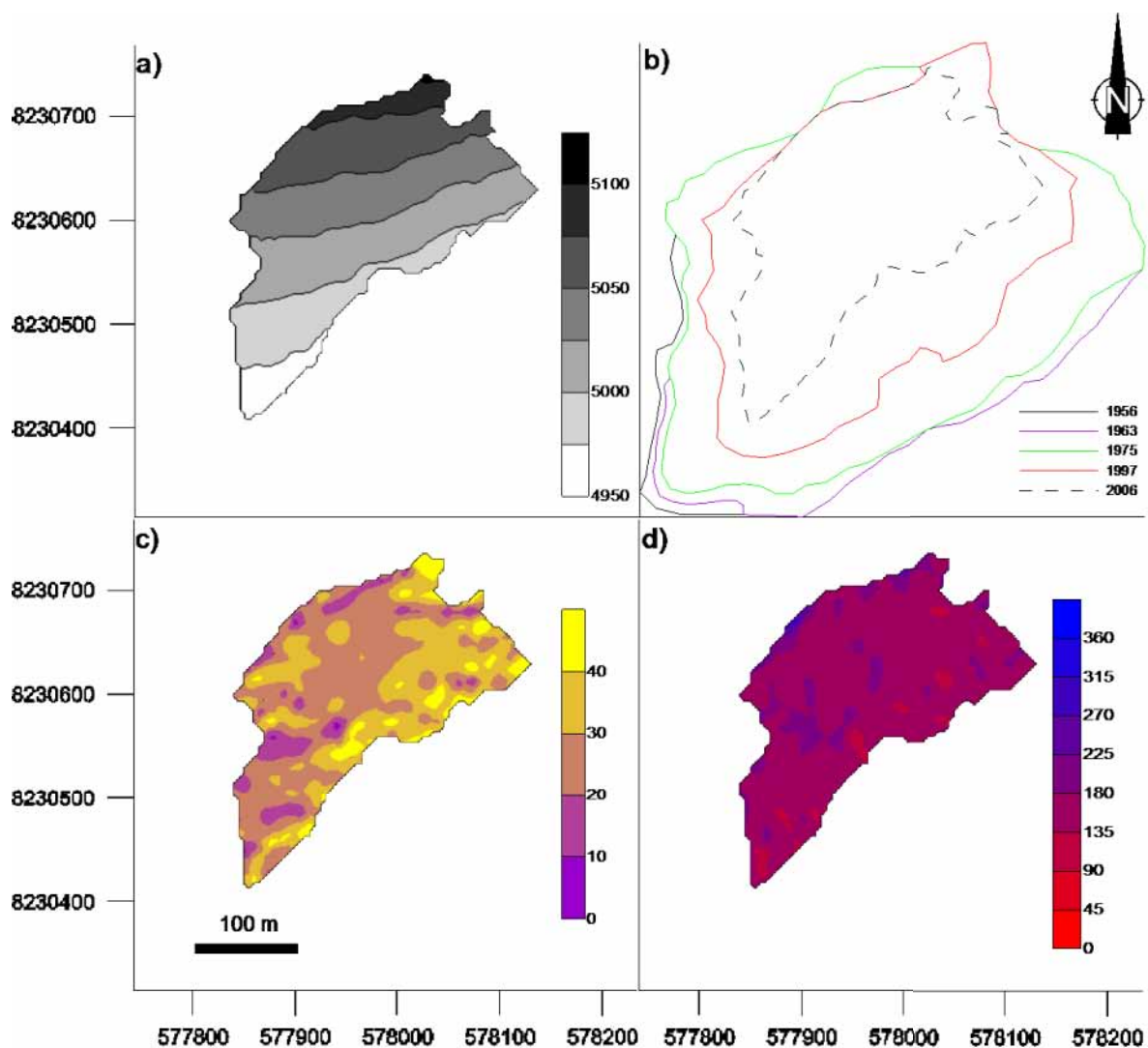


Figure 1 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.14, 1963 = 0.13, 1975 = 0.12, 1997 = 0.08 et en 2006 = 0.05 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 9

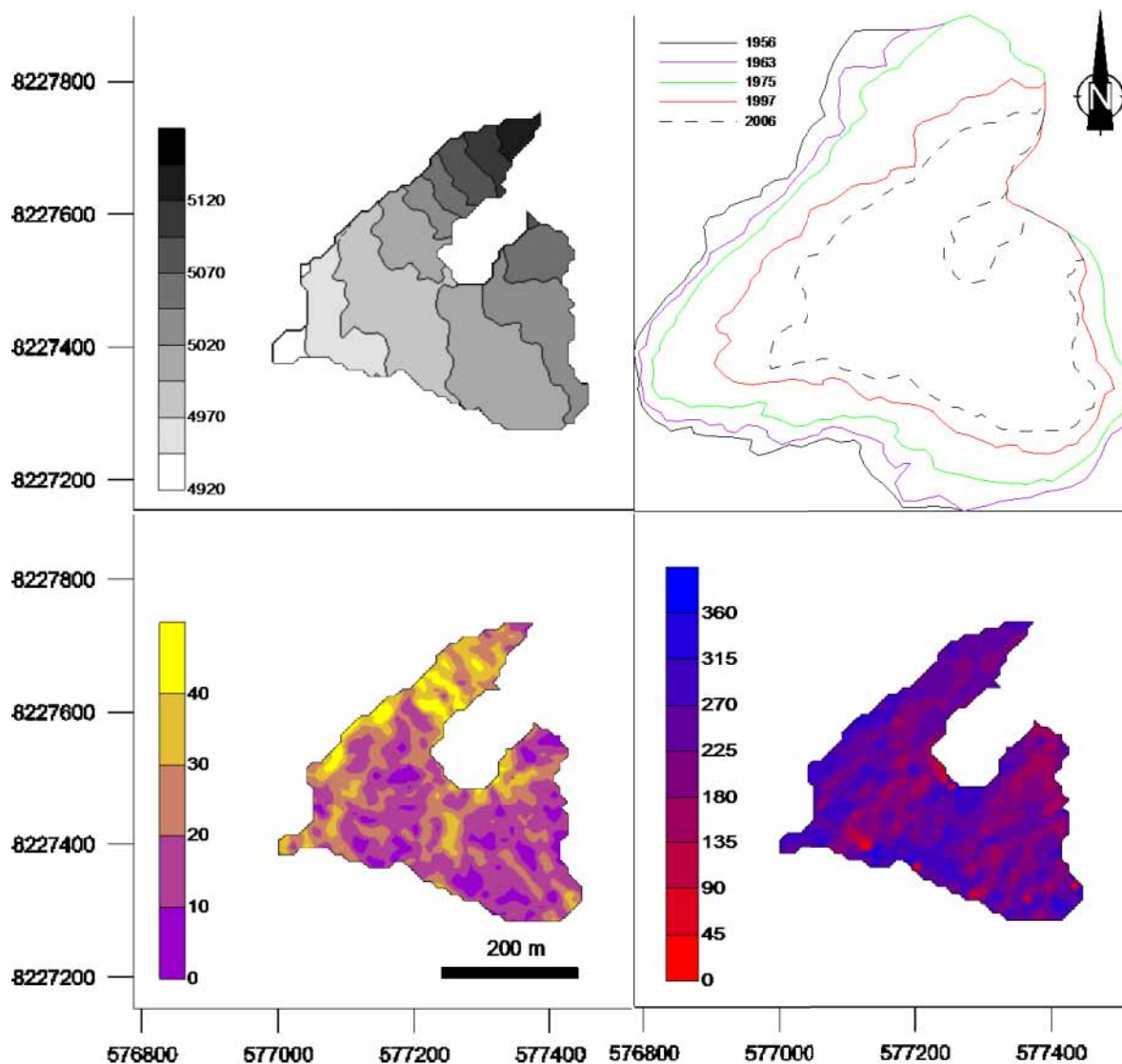


Figure 2 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.32, 1963 = 0.30, 1975 = 0.26, 1997 = 0.17 et en 2006 = 0.11 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 2

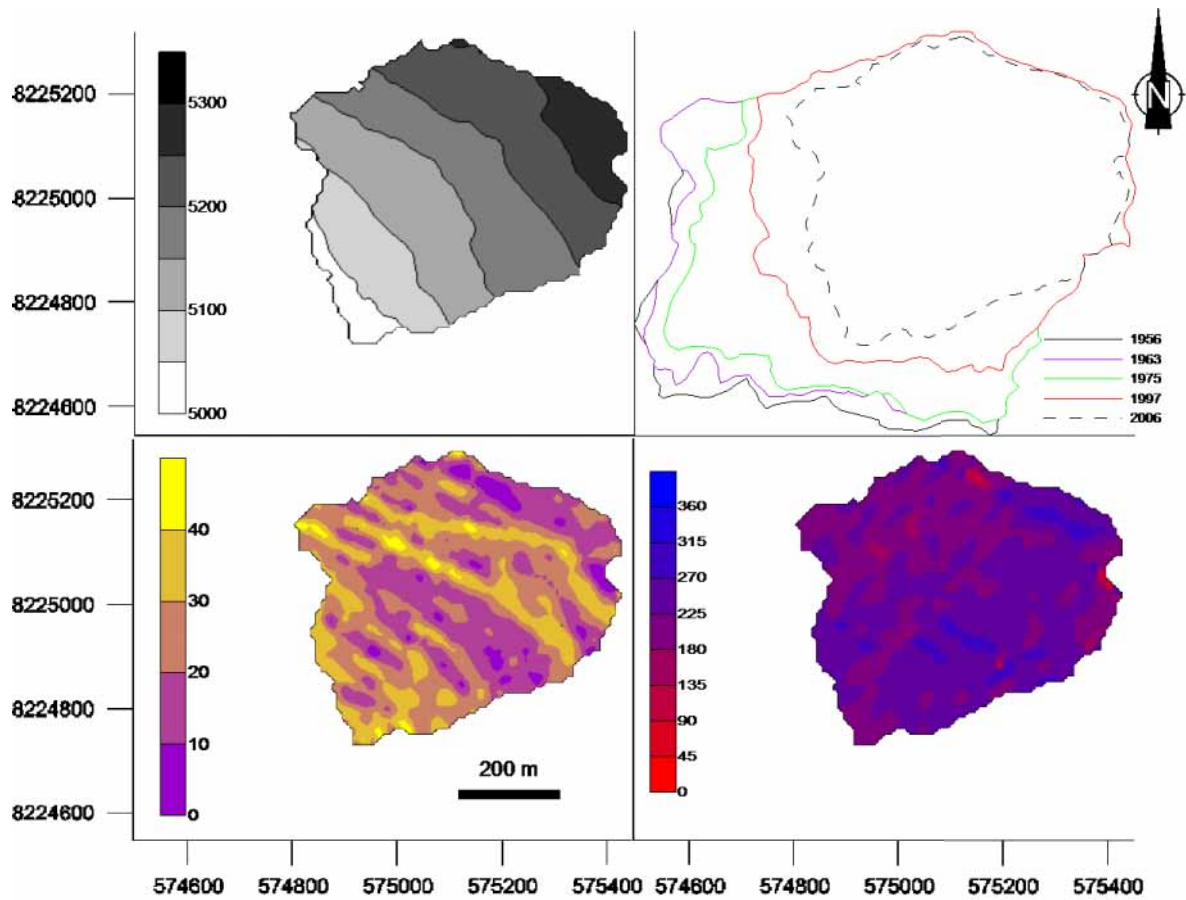


Figure 3 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.50, 1963 = 0.48, 1975 = 0.44, 1997 = 0.34 et en 2006 = 0.26 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 10M

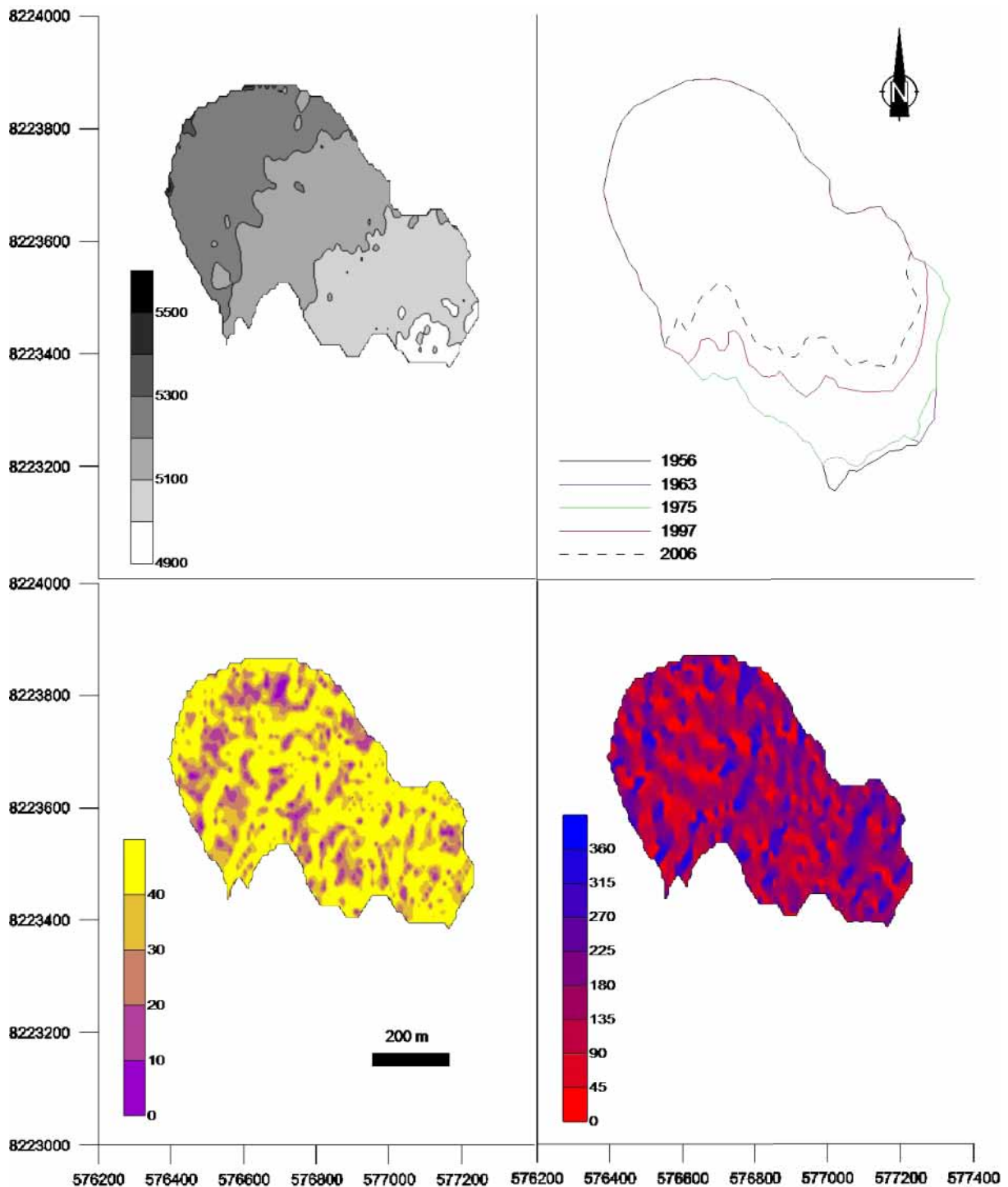


Figure 4 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.39, 1963 = 0.38, 1975 = 0.38, 1997 = 0.31 et en 2006 = 0.27 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 12

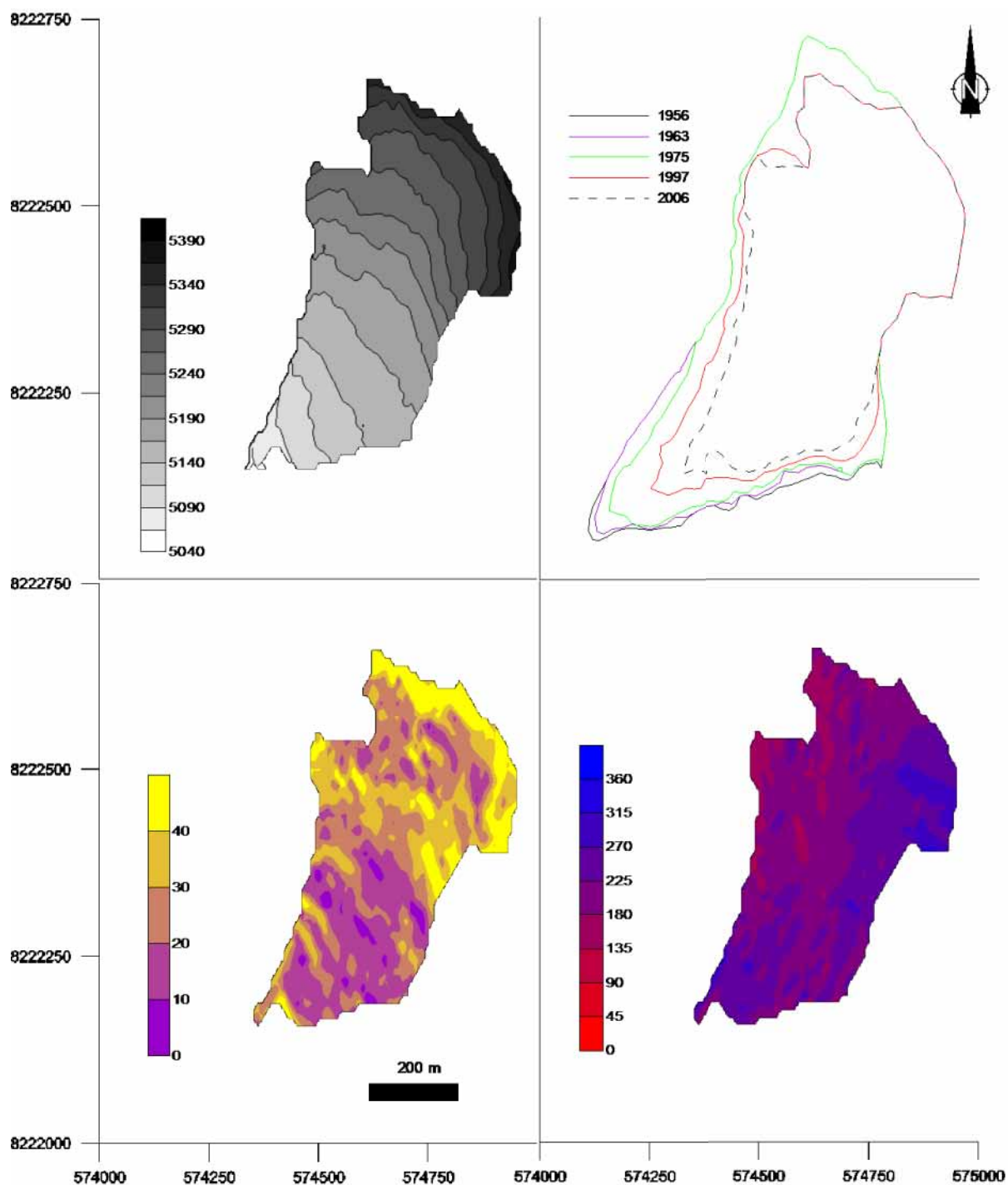


Figure 5 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.26, 1963 = 0.25, 1975 = 0.24, 1997 = 0.20 et en 2006 = 0.17 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 13

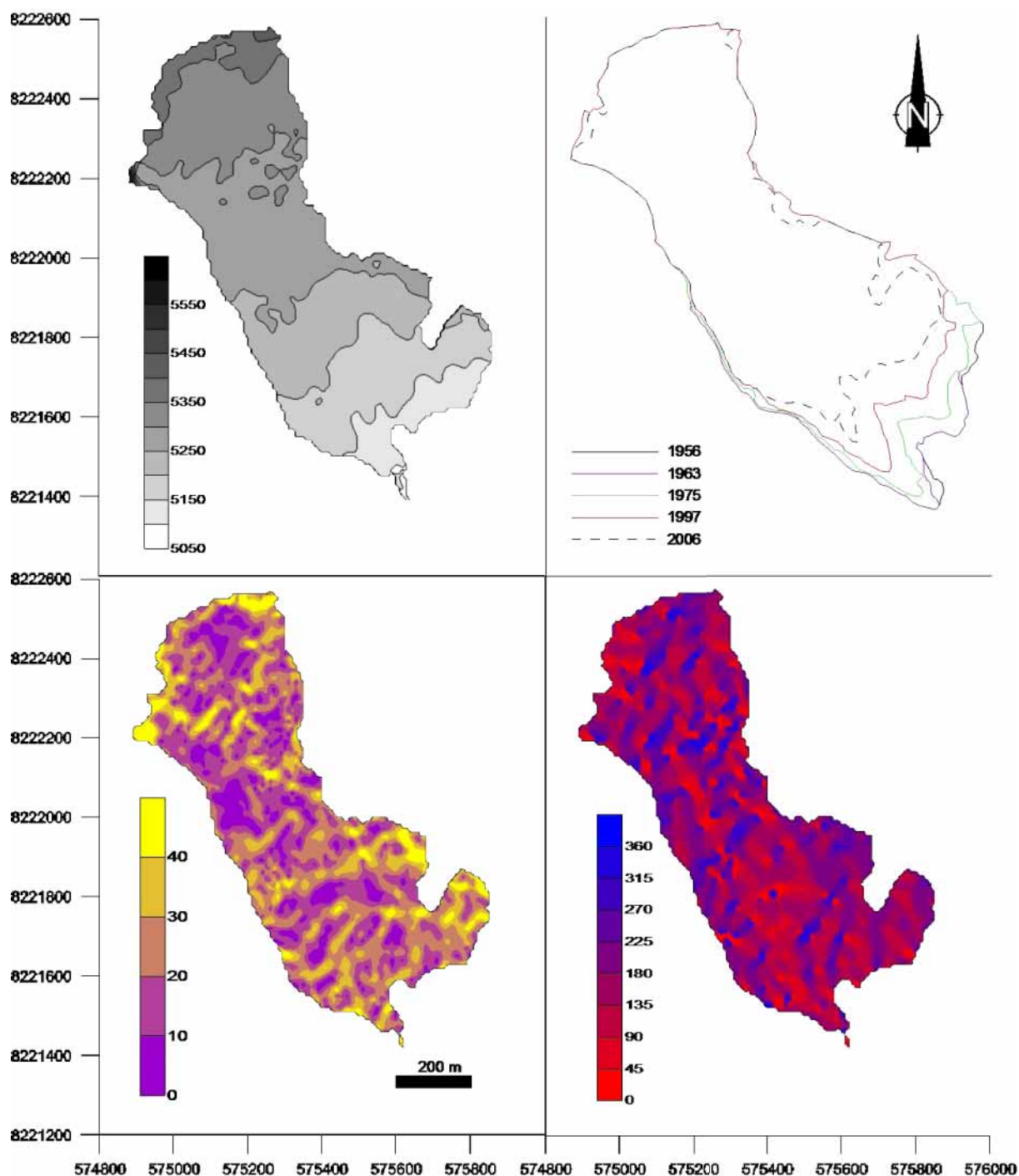


Figure 6 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.62, 1963 = 0.62, 1975 = 0.59, 1997 = 0.54 et en 2006 = 0.46 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 20

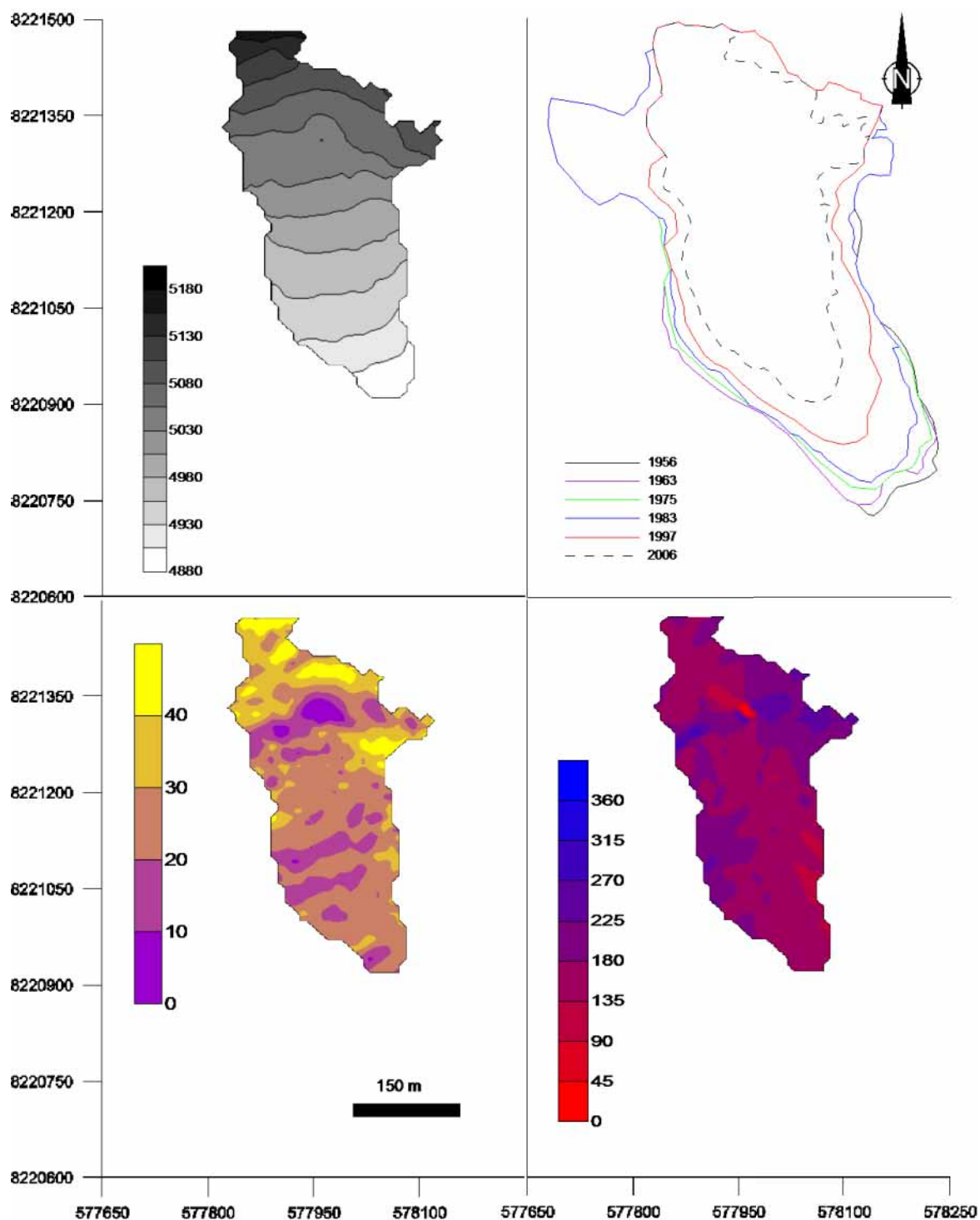


Figure 7 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.20, 1963 = 0.20, 1975 = 0.19, 1983 = 0.18, 1997 = 0.14 et en 2006 = 0.10 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 27

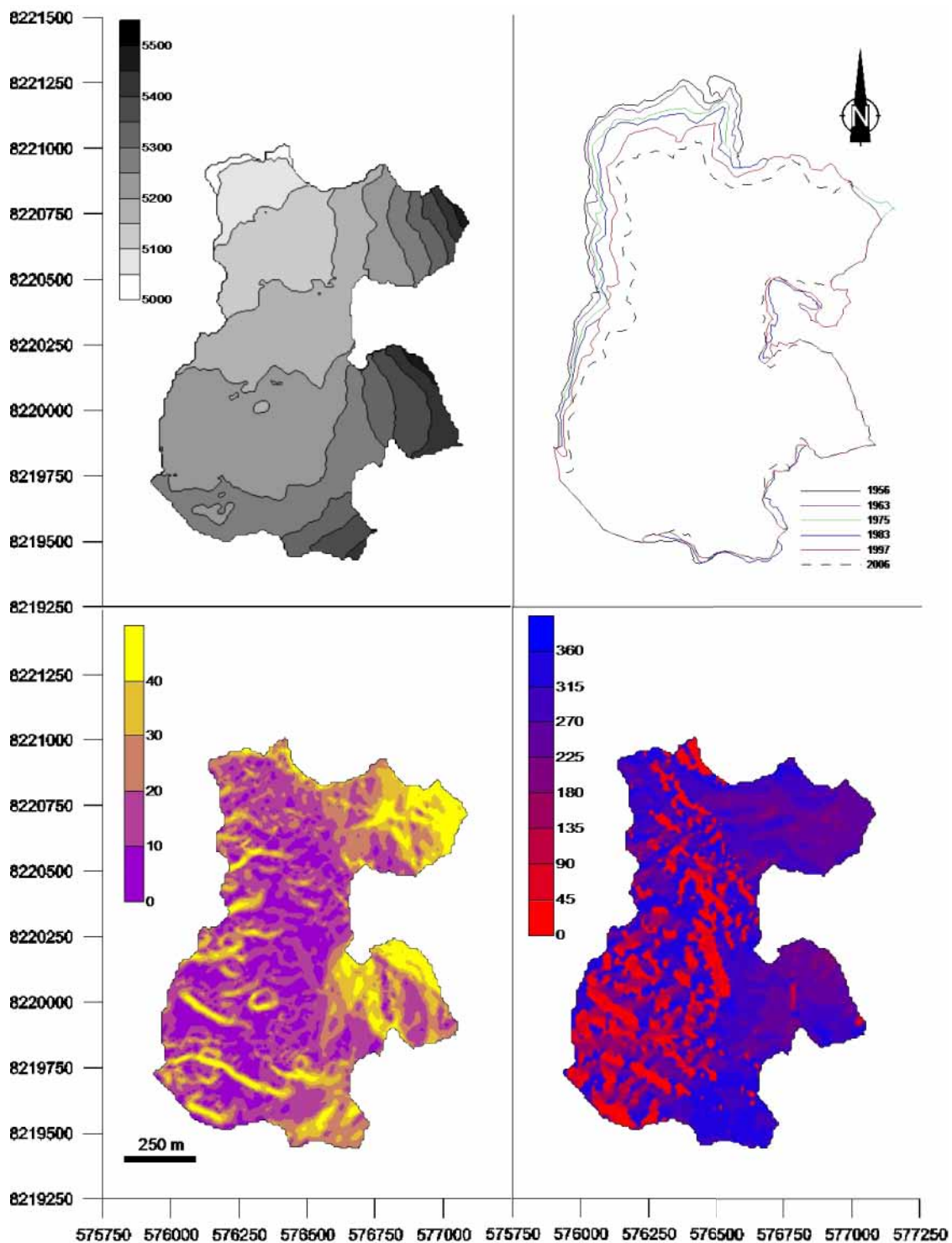


Figure 8 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 1.45, 1963 = 1.41, 1975 = 1.37, 1983 = 1.33, 1997 = 1.25 et en 2006 = 1.11 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 29

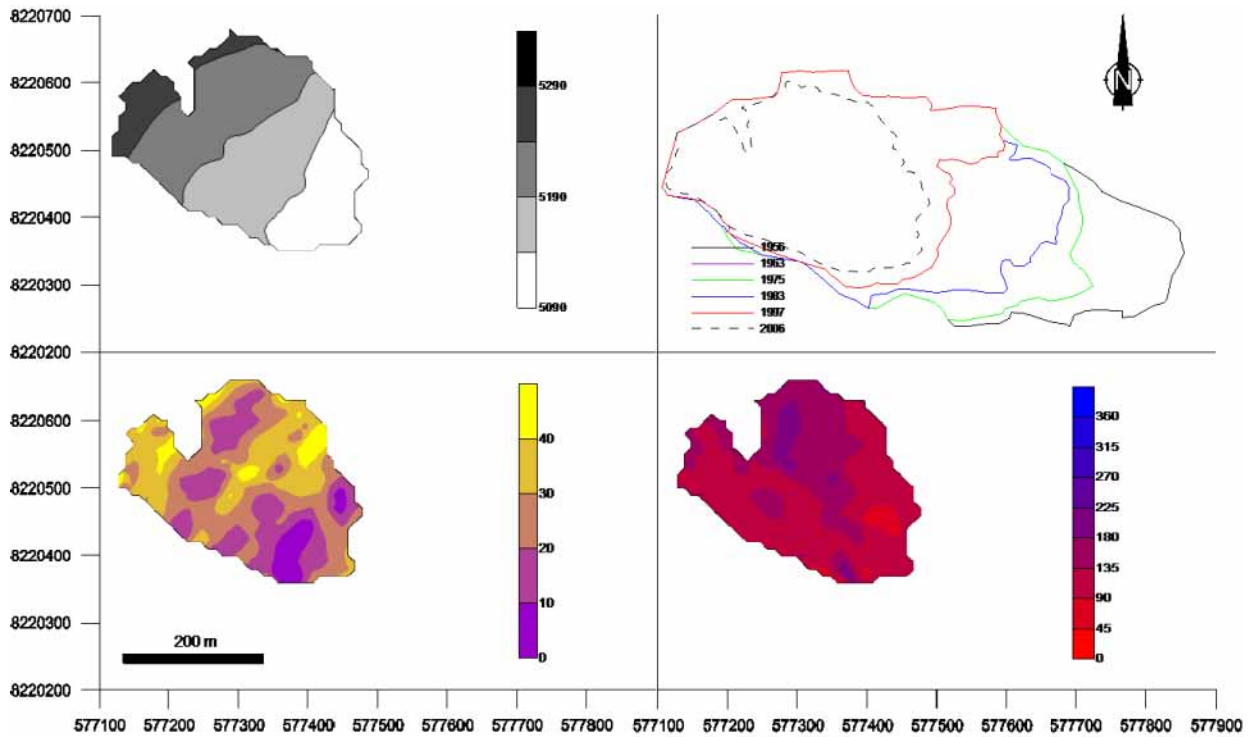


Figure 9 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.20, 1963 = 0.19, 1975 = 0.17, 1983 = 0.15, 1997 = 0.11 et en 2006 = 0.08 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 32

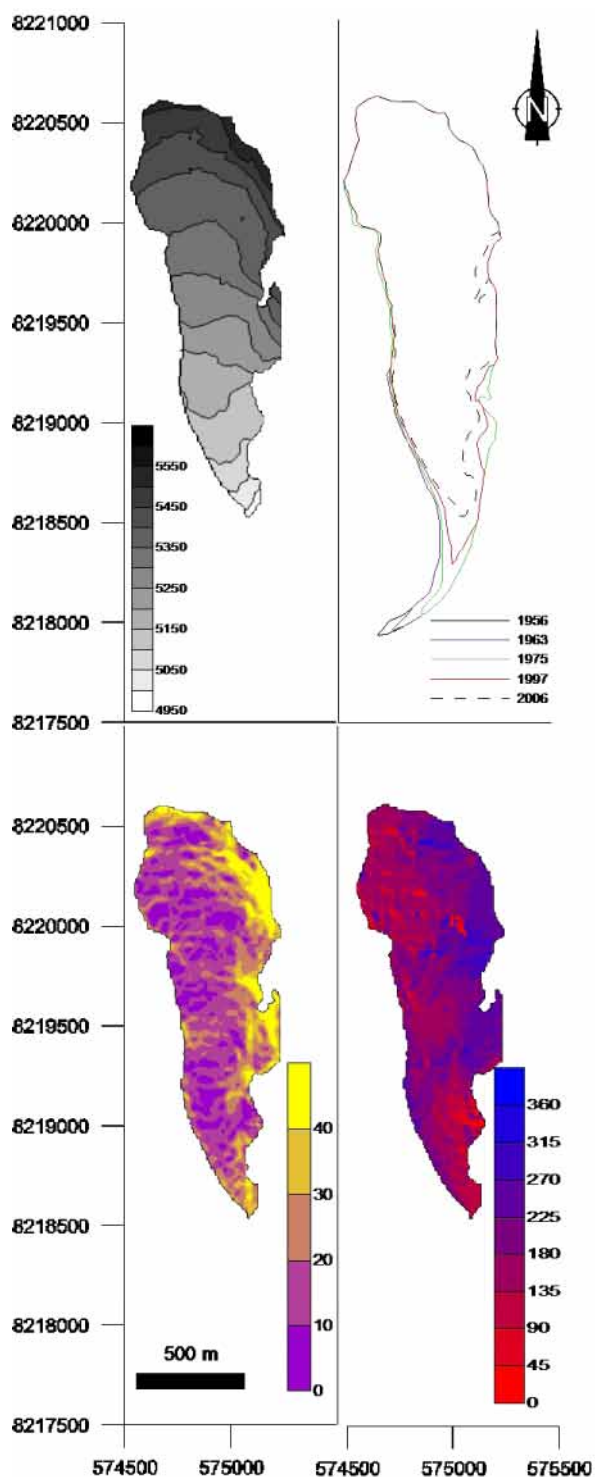


Figure 10 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 1.02, 1963 = 1.01, 1975 = 0.99, 1997 = 0.93 et en 2006 = 0.84 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 44

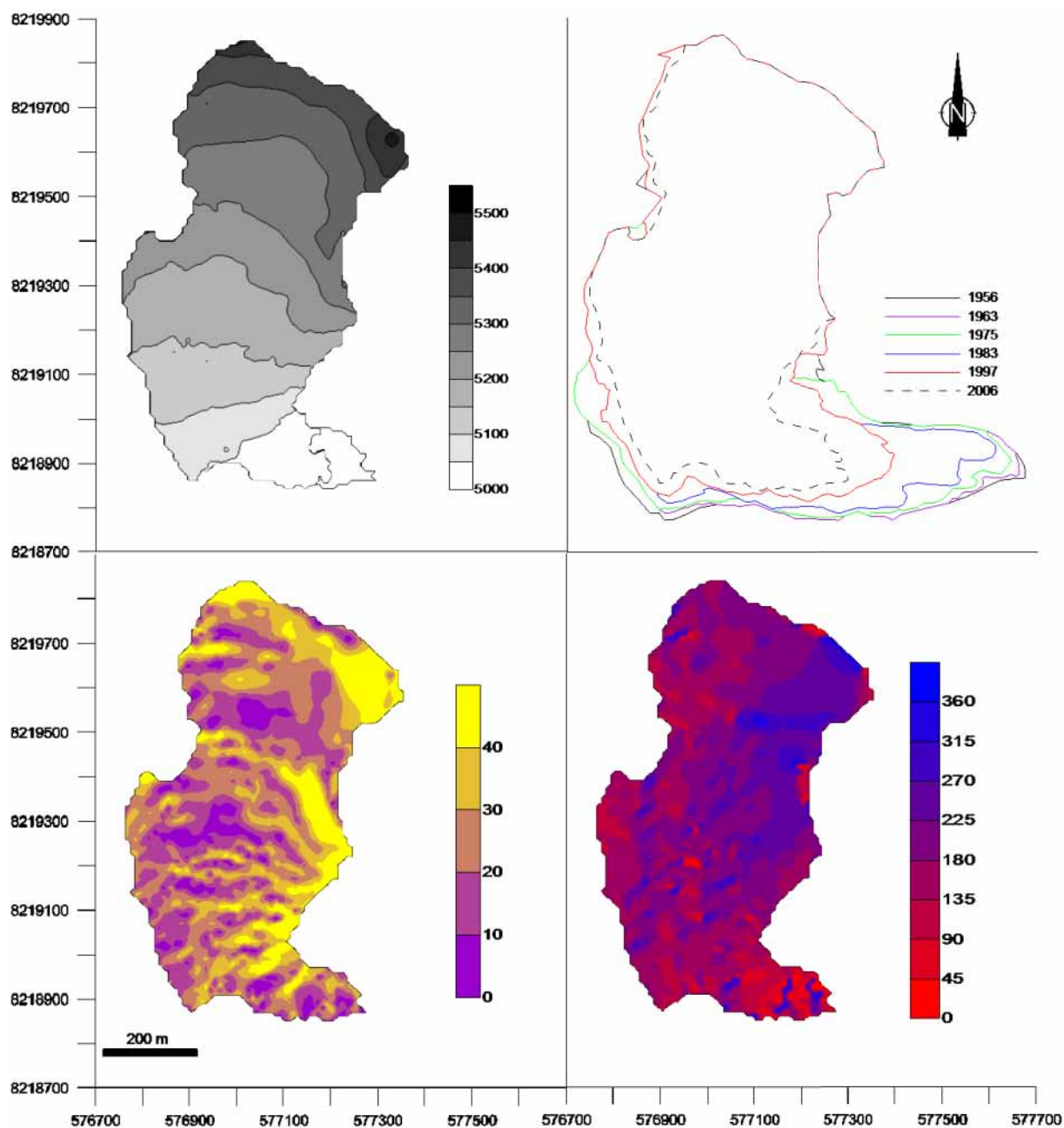


Figure 11 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.52, 1963 = 0.51, 1975 = 0.50, 1983 = 0.47, 1997 = 0.43 et en 2006 = 0.38 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 10

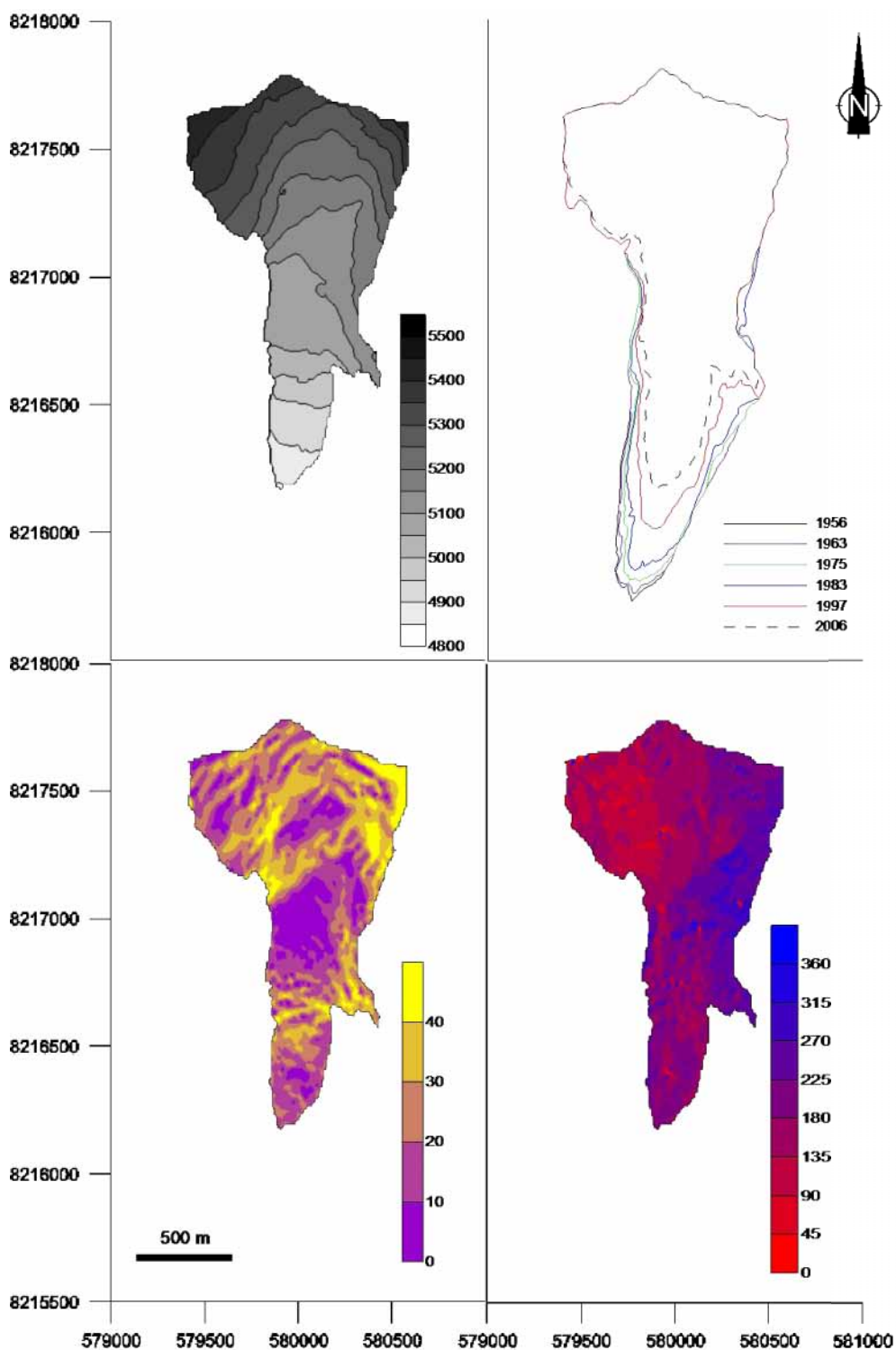


Figure 12 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 1.29, 1963 = 1.28, 1975 = 1.25, 1983 = 1.21, 1997 = 1.08 et en 2006 = 0.97 km²), c) Pentés de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 31

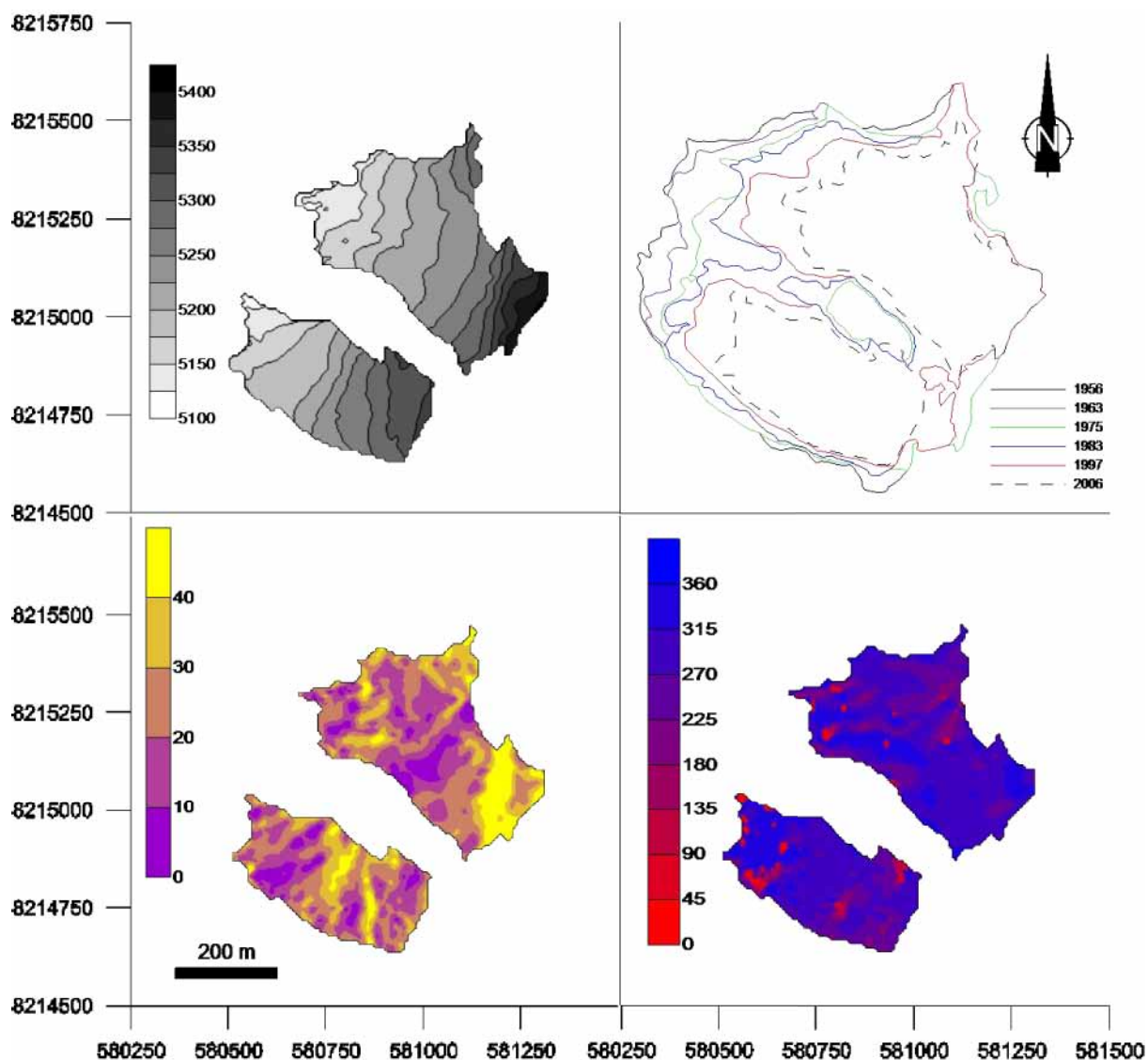


Figure 13 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.65, 1963 = 0.61, 1975 = 0.57, 1983 = 0.48, 1997 = 0.42 et en 2006 = 0.31 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 36

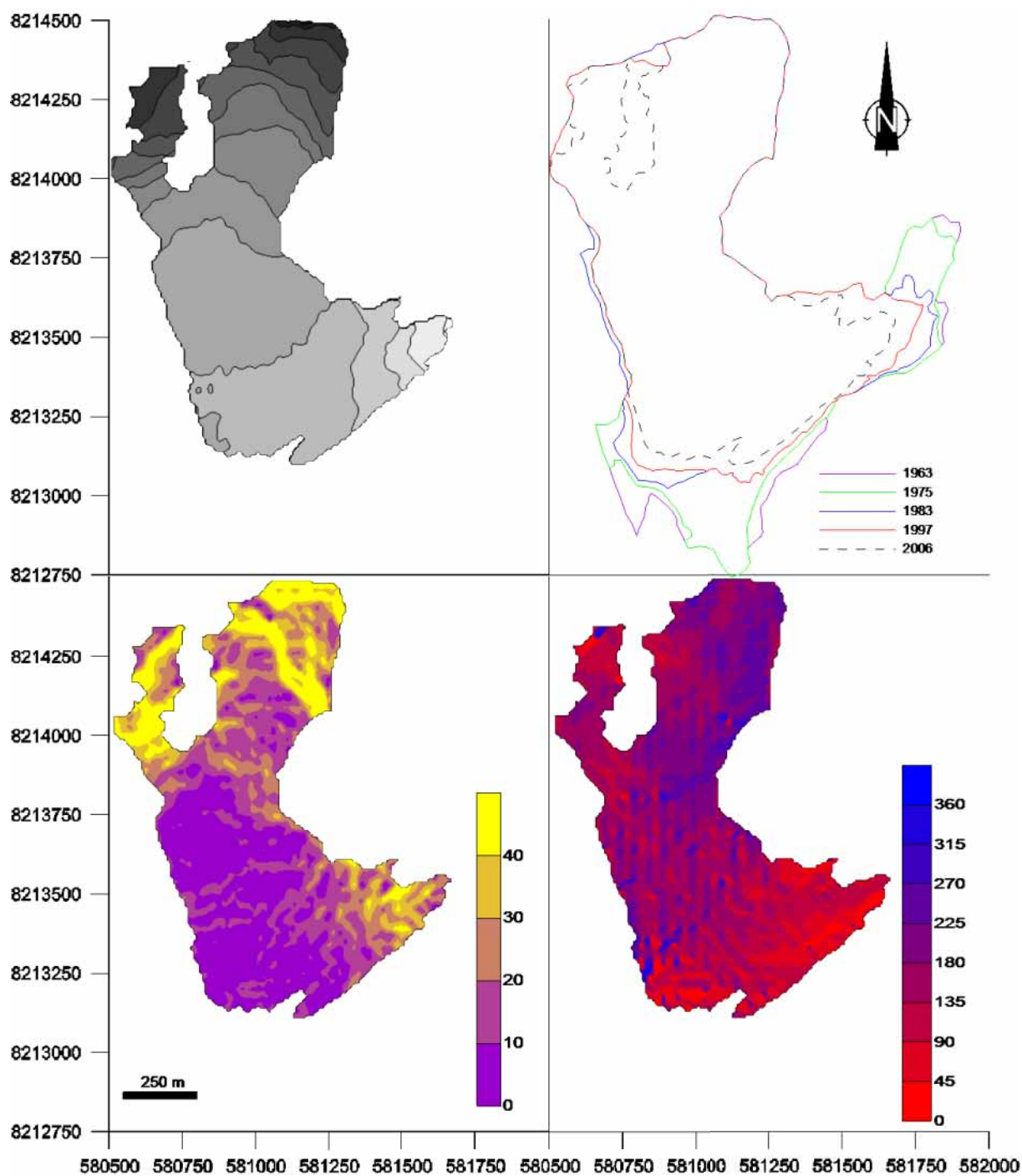


Figure 14 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1963 et 2006 (1963 = 1.09, 1975 = 1.05, 1983 = 0.93, 1997 = 0.88 et en 2006 = 0.78 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 35

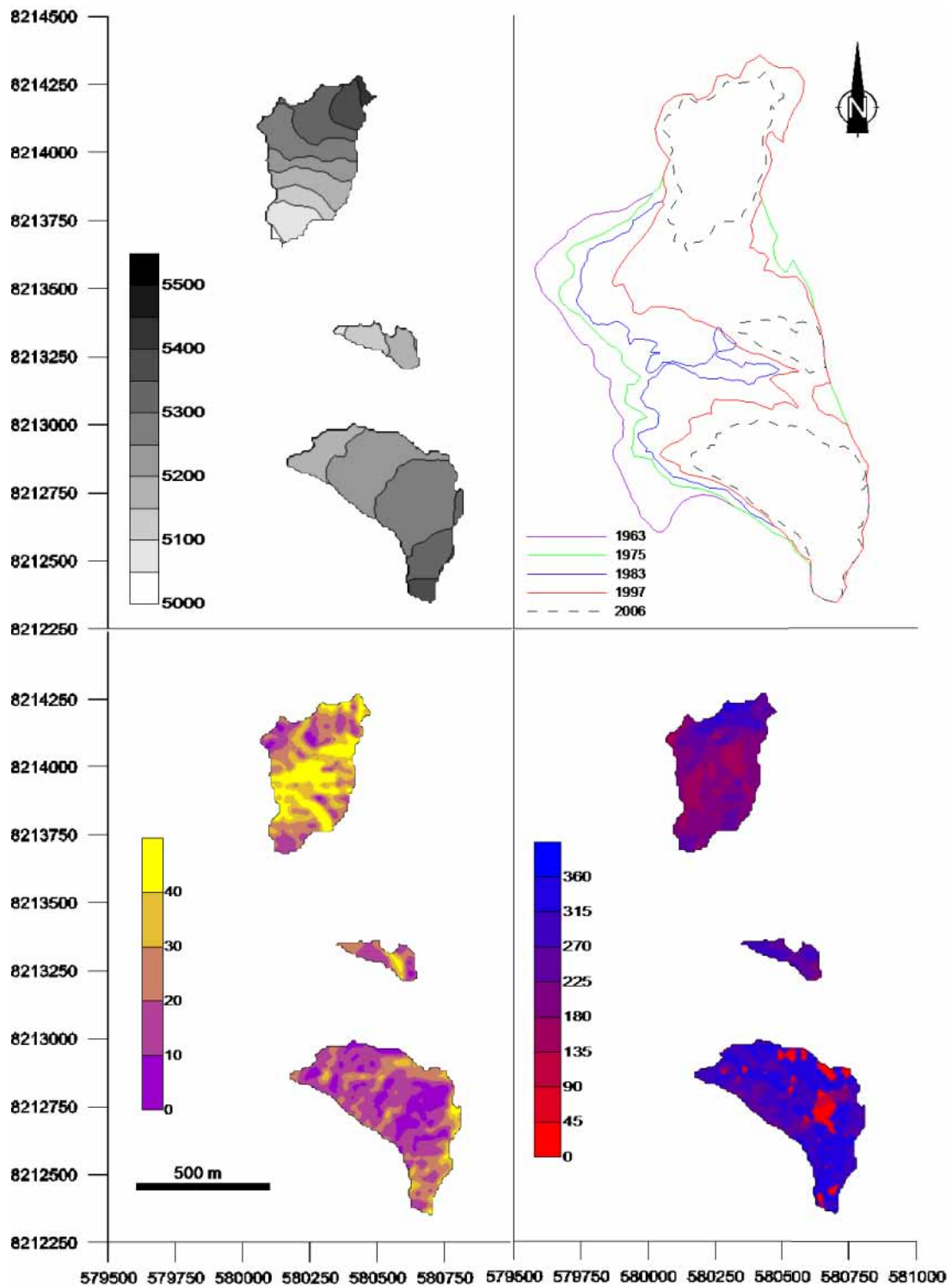


Figure 15 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1963 et 2006 (1963 = 1.22, 1975 = 1.09, 1983 = 0.95, 1997 = 0.75 et en 2006 = 0.42 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 42

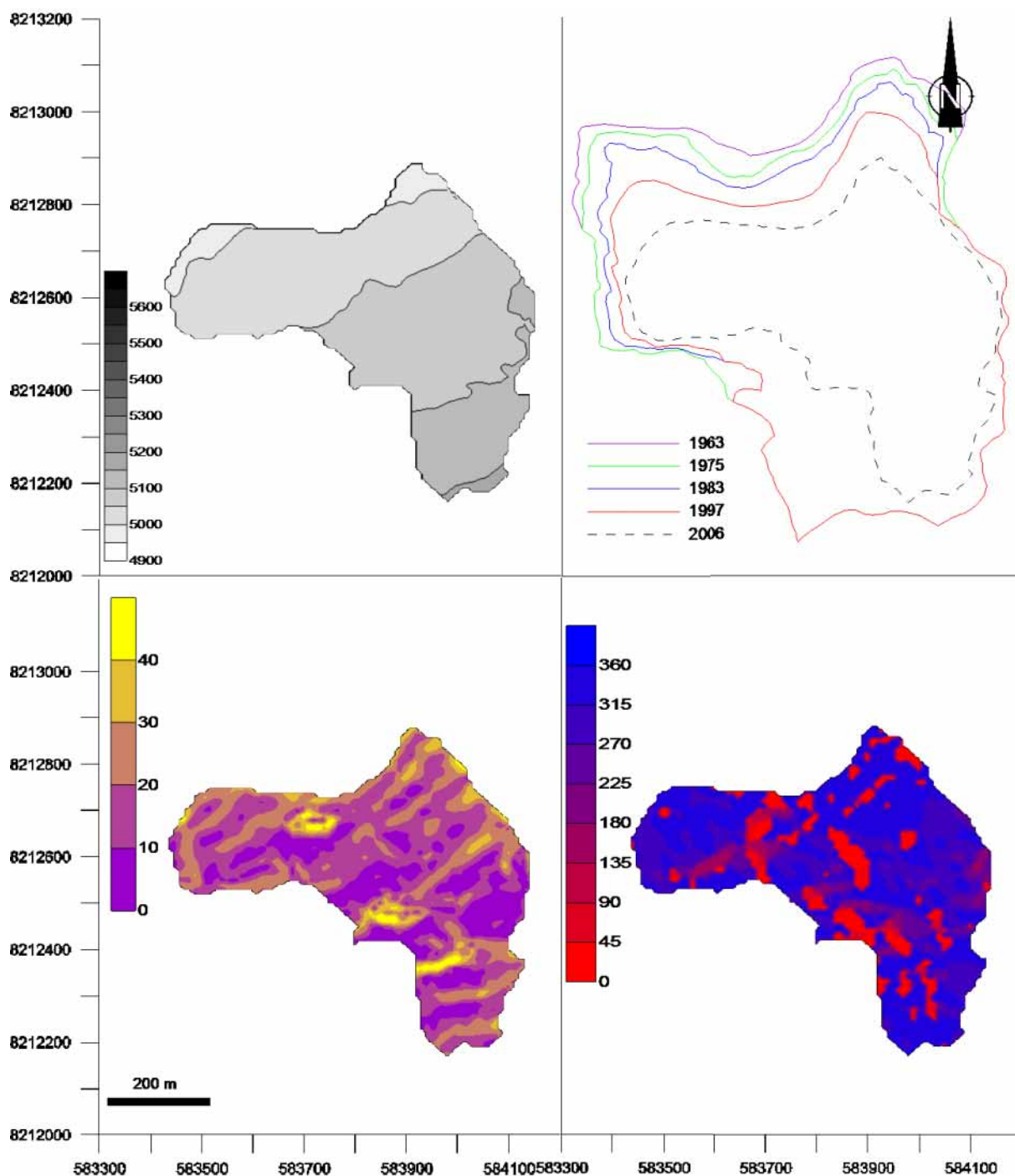


Figure 16 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1963 et 2006 (1963 = 0.53, 1975 = 0.50, 1983 = 0.46, 1997 = 0.41 et en 2006 = 0.25 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 61

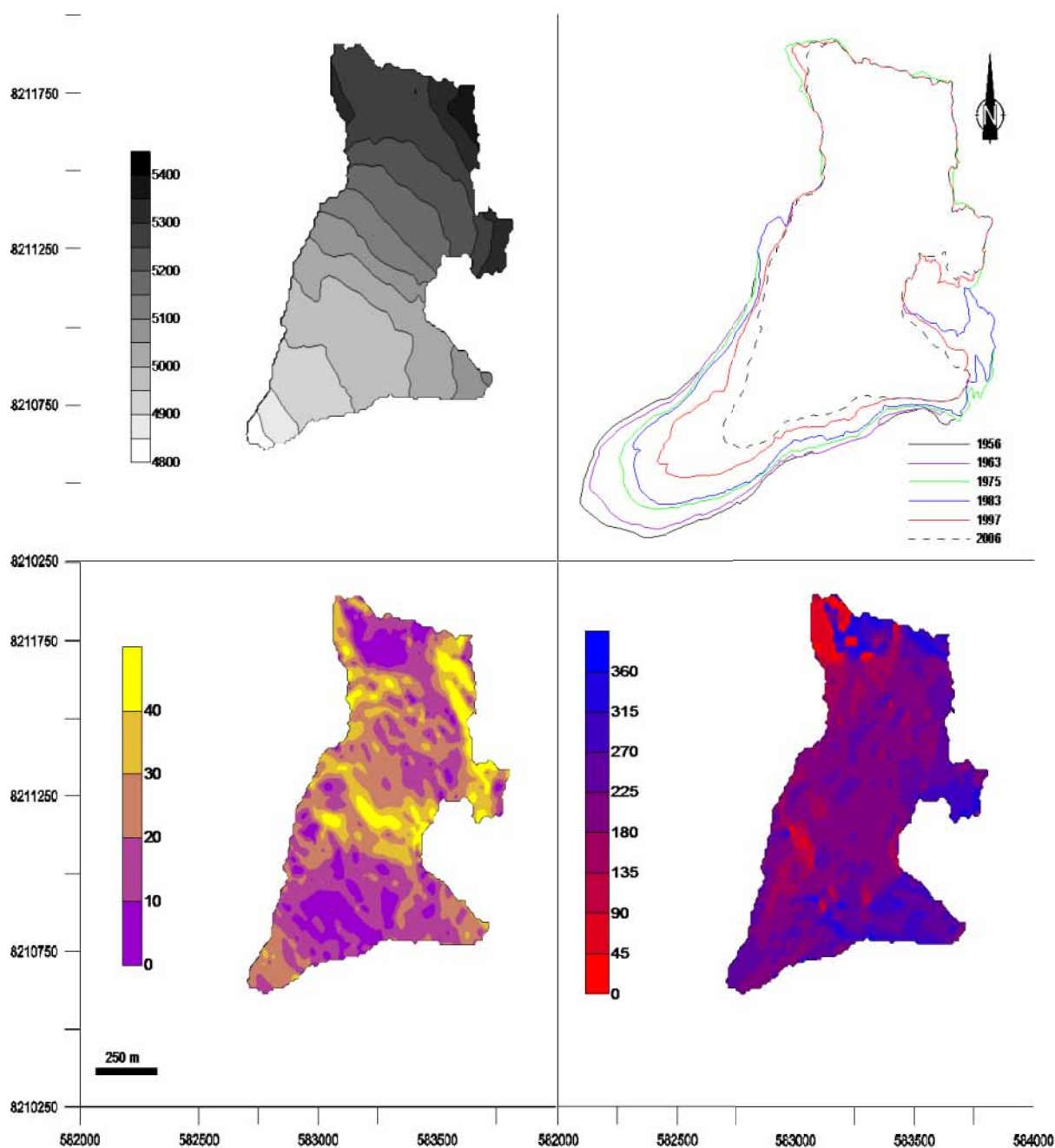


Figure 17 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 1.22, 1963 = 1.18, 1975 = 1.11, 1983 = 1.03, 1997 = 0.88 et en 2006 = 0.75 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 75

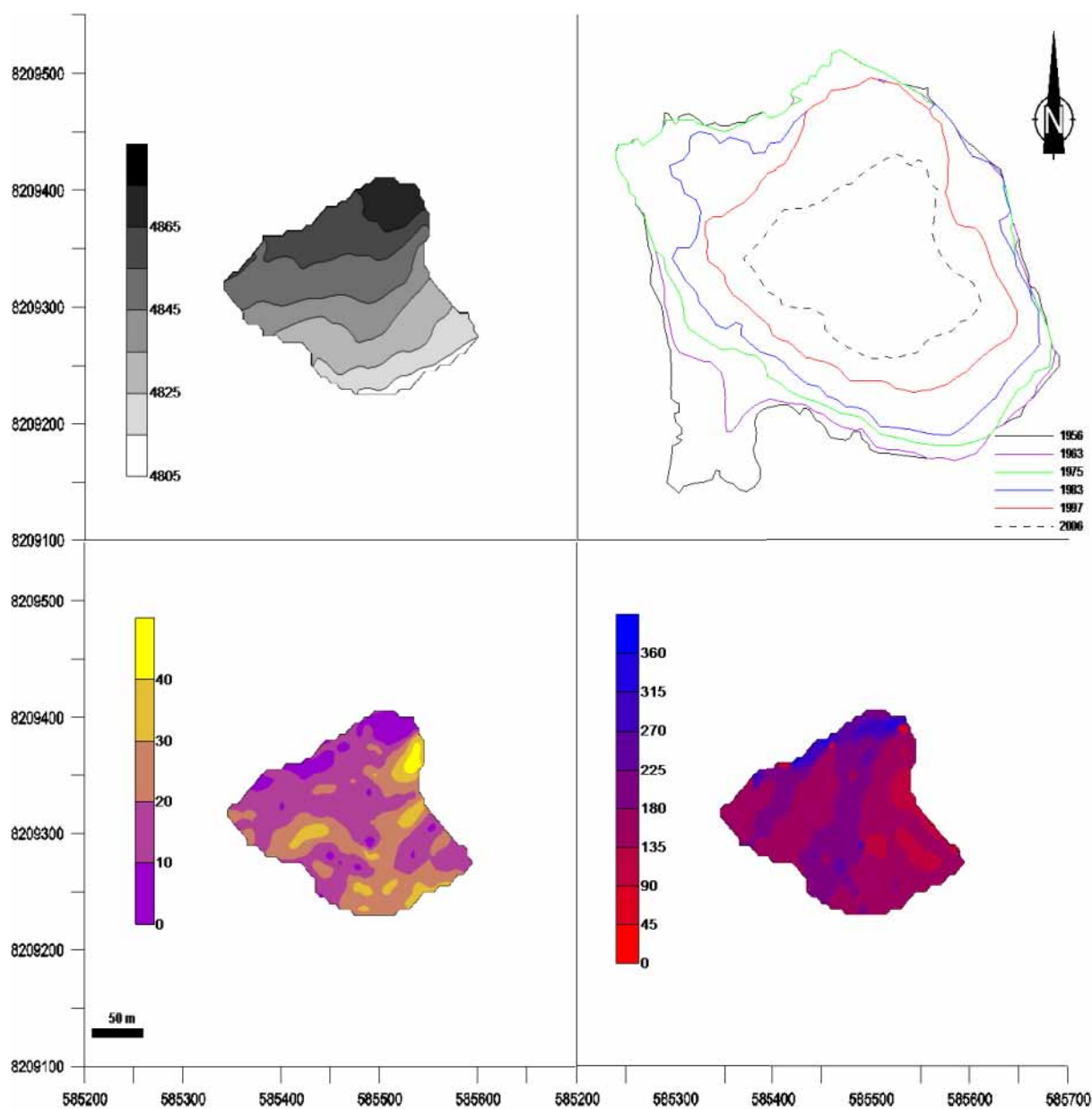


Figure 18 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.13, 1963 = 0.12, 1975 = 0.11, 1983 = 0.09, 1997 = 0.06 et en 2006 = 0.03 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 68

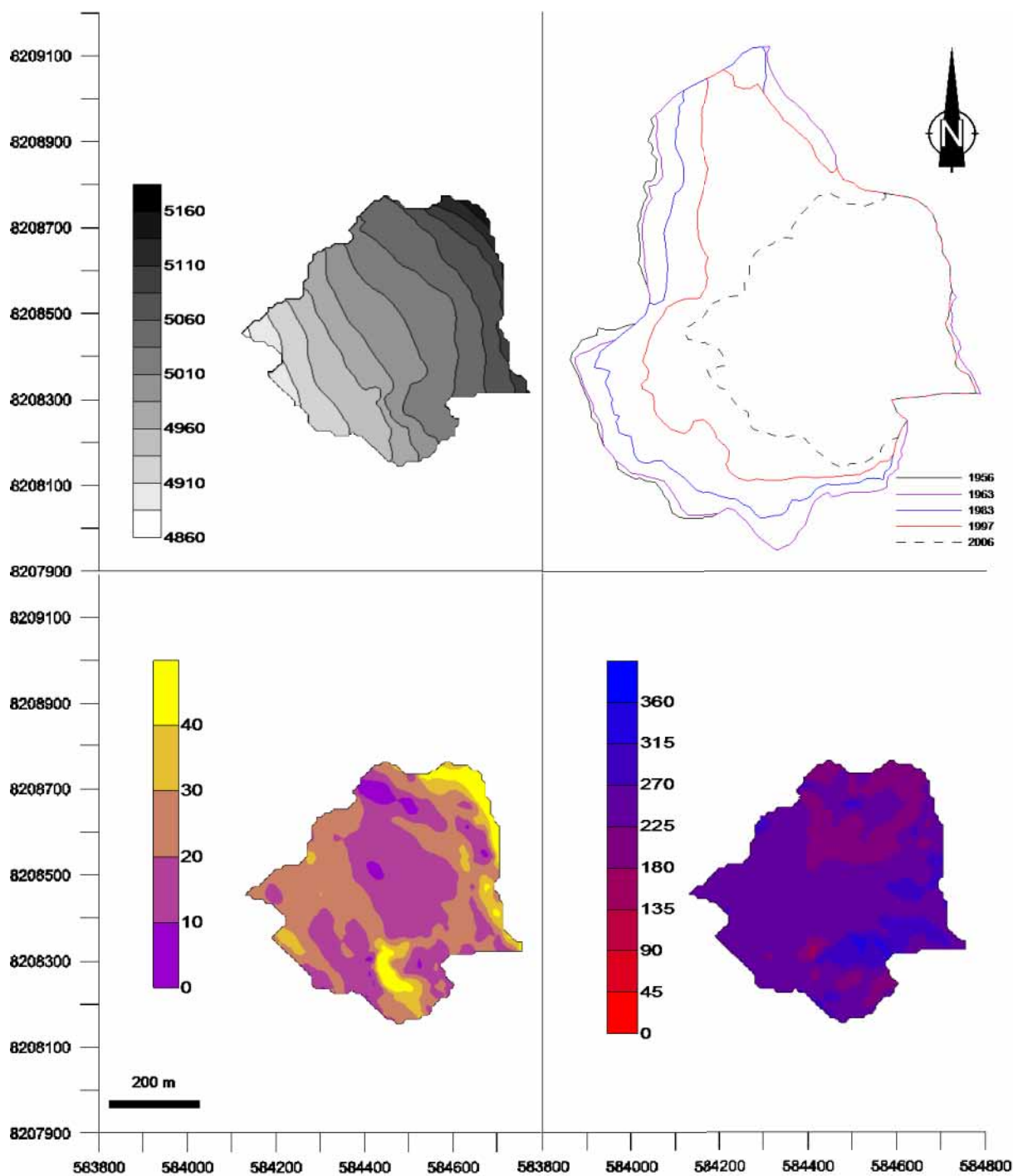


Figure 19 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.60, 1963 = 0.59, 1983 = 0.51, 1997 = 0.41 et en 2006 = 0.24 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

Glacier 69

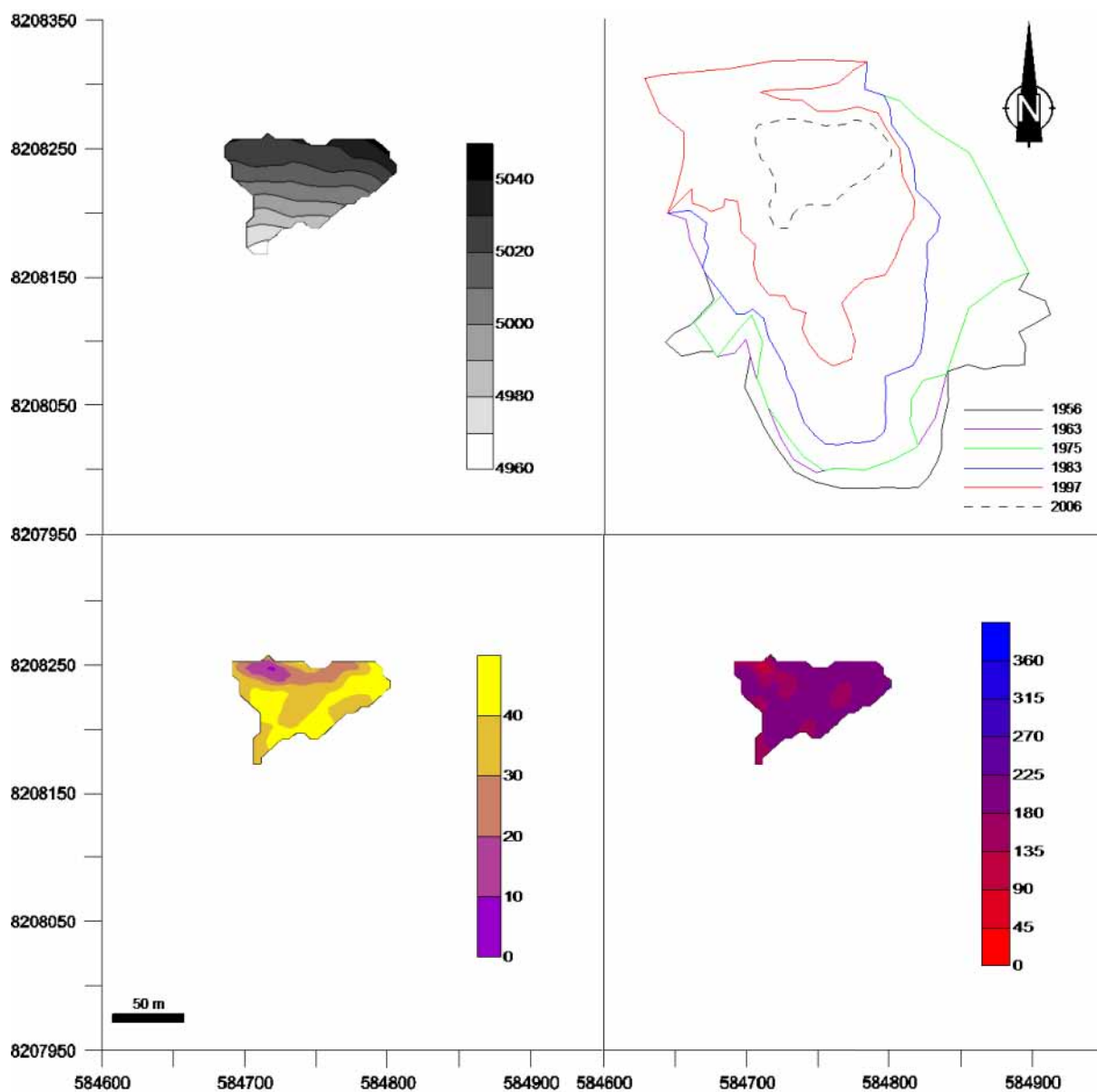


Figure 20 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 0.08, 1963 = 0.07, 1975 = 0.07, 1983 = 0.05, 1997 = 0.03 et en 2006 = 0.006 km²), c) Pentes de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)

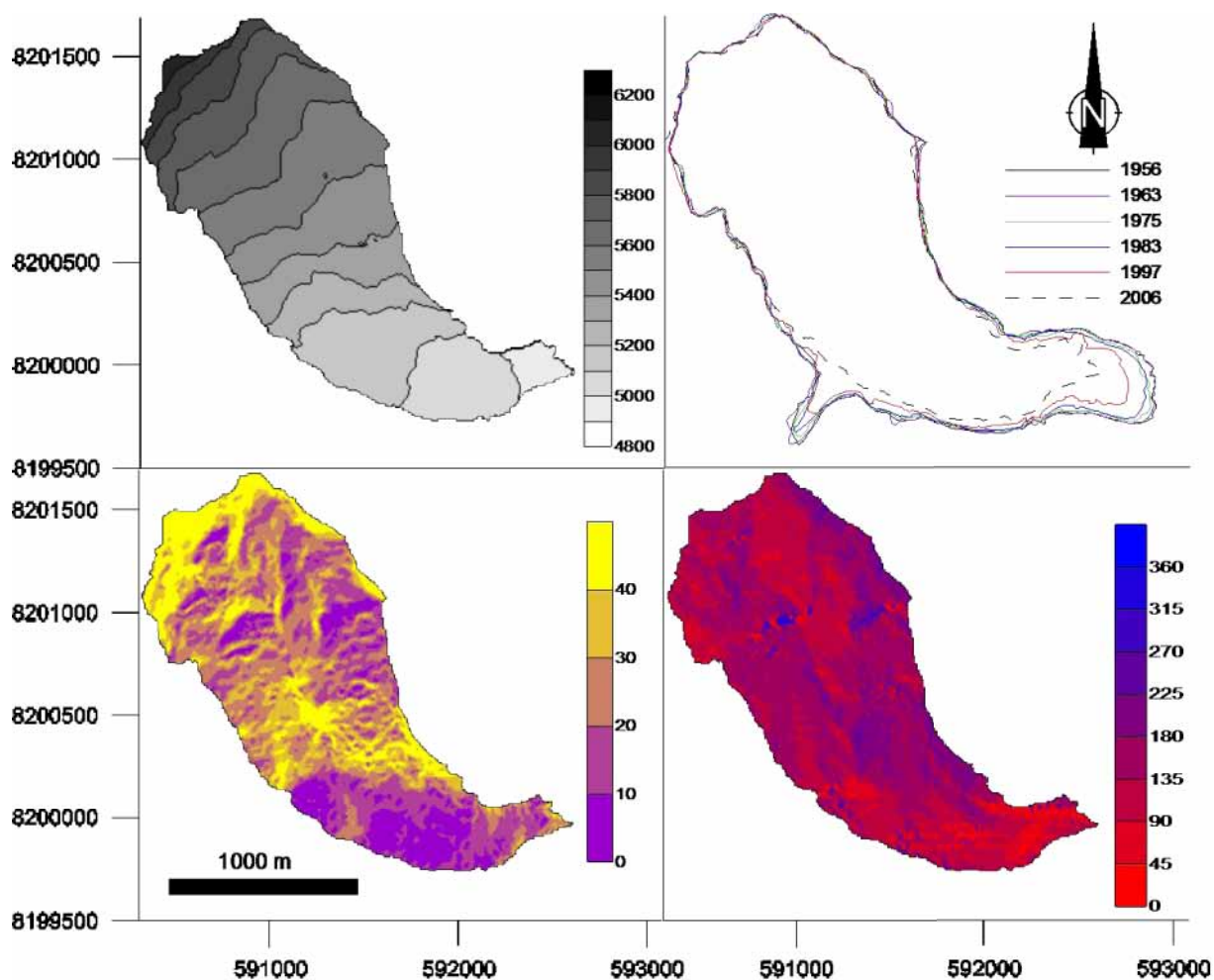


Figure 21 : a) Variation d'altitude du glacier en 2006 (en mètres), b) Variation de la surface du glacier entre 1956 et 2006 (1956 = 2.29, 1963 = 2.31, 1975 = 2.26, 1983 = 2.23, 1997 = 2.13 et en 2006 = 1.96 km²), c) Pentés de la surface du glacier en 2006 (en degrés) et d) Orientation de la surface du glacier (azimut en degrés par rapport au nord géographique)