

EL GLACIAR 15 del ANTIZANA (ECUADOR)

**MEDICIONES GLACIOLÓGICAS, HIDROMÉTRICAS,
METEREOLÓGICAS Y TOPOGRÁFICAS (Años 1997 y 1998)**



Guillaume BONTRON - Bernard FRANCOU - Edgar AYABACA - Bolívar CÁCERES
Luis MAISINCHO - Ramón CHANGO - Alfredo de la CRUZ - Luis Alberto GARZÓN
Dieter NEUBERT

-Mayo de 1999-

IRD - INAMHI - EMAAP-Q

EL GLACIAR 15 del ANTIZANA (Ecuador)

MEDICIONES GLACIOLÓGICAS, HIDROMÉTRICAS,
METEOROLÓGICAS Y TOPOGRÁFICAS

- Años 1997 y 1998 -

Mayo de 1999

Guillaume BONTRON (IRD¹)
Bernard FRANCOU (IRD¹- CNRS²)
Edgar AYABACA (EMAAP-Quito³)
Bolívar CÁCERES (Universidad Central⁴)
Luis MAISINCHO (INAMHI⁵)
Ramón CHANGO (INMAHI⁵)
Alfredo de la CRUZ (EMAAP-Quito³)
Luis Alberto GARZÓN (IGM⁶)
Dieter NEUBERT (Topógrafo⁷)

- ❖ ¹ Institut de Recherche pour le Développement, Quito, Ecuador
- ❖ ² Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, France
- ❖ ³ Empresa Municipal de Alcantarillado y de Agua Potable de Quito, Ecuador
- ❖ ⁴ Universidad central, Quito, Ecuador
- ❖ ⁵ Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Quito, Ecuador
- ❖ ⁶ Instituto Geográfico Militar, Quito, Ecuador
- ❖ ⁷ Ambato, Ecuador

IRD – INAMHI – EMAAP-Quito

“ (...) Nos pusimos en asecho, esperando la aparición del Antizana que había estado invisible en los últimos días. (...) Durante la tarde empezaron a disiparse poco a poco las nieblas, dejando ver, aquí y allá, partes de la montaña. Esto duró pocos minutos o segundos, tiempo suficiente para apreciar que la montaña no tenía la sencilla forma que habíamos supuesto. “

Edward Whymper

Edición en castellano de *Travels Amongst the Great Andes of the Equator* (1891)
Ed. Abya-Yala, Quito, 1994.

Foto de portada (B.Francou) : Nevado Antizana, visto del oeste, con las dos lenguas del Glaciar 15 a la izquierda

INDICE

INDICE	4
PREFACIO	6
1. EL CONTEXTO CLIMÁTICO DE 1997-1998 Y LA INSTRUMENTACIÓN DEL GLACIAR	7
1.1 EL ENSO	8
1.2 EQUIPAMIENTO	9
1.3 MEDICIONES PUNTUALES	11
2. EL BALANCE DE MASA	12
2.1. LA ZONA DE ABLACIÓN	13
2.2. LA ZONA DE ACUMULACIÓN	20
2.3. EL BALANCE NETO ESPECÍFICO DEL GLACIAR 15α EN 1997 Y 1998	29
2.4. SÍNTESIS DE LOS CUATRO ÚLTIMOS AÑOS	35
2.5. COMPARACIÓN CON OTROS GLACIARES ANDINOS	38
3. PRECIPITACIONES	39
3.1 PRECIPITACIONES PLUVIALES REGISTRADAS EN EL CAMPAMENTO LA MICA (3900 M)	40
3.2 VALORES MENSUALES Y ANUALES REGISTRADOS EN LOS PLUVIOMETROS TOTALIZADORES DEL GLACIAR 15α	42
3.3 ANALISIS DEL GRADIENTE DE PRECIPITACIONES ENTRE EL PARAMO DE LA ZONA DE LA MICA Y EL GLACIAR 15	46
3.4 ANALISIS DE LA SERIE DE PRECIPITACIONES REGISTRADAS EN AGOSTO DE 1994 Y DICIEMBRE DE 1998	49

4. HIDROLOGÍA	55
4.1 LA ESTACION LIMNIMETRICA ANTIZANA	56
4.2 HIDROGRAMAS	63
4.3 BALANCE HIDROLOGICO	67
4.4 CRECIDA ACAECIDA A MEDIADOS DE MAYO	70
4.5 OTRAS MEDICIONES	73
5. METEOROLOGIA EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR	76
5.1 HISTORIA DE LAS MEDICIONES METEOROLOGICAS EN EL GLACIAR 15	77
5.2 TEMPERATURAS DEL AIRE	79
5.3 TEMPERATURAS DEL HIELO	85
5.4 BALANCE RADIATIVO	92
5.5 HUMEDAD DEL AIRE	108
5.6 VELOCIDAD Y DIRECCION DEL VIENTO	112
5.7 BALANCE PUNTUAL CON LA SONDA ULTRASONIDOS	118
6. TOPOGRAFIA DEL GLACIAR, VELOCIDADES SUPERFICIALES Y RESTITUCIONES AEROFOTOGRAFICAS	120
6.1 TOPOGRAFIA DE CAMPO	121
6.2 VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO DE LAS BALIZAS	122
6.3 RESTITUCIONES AEROFOTOGRAFICAS DEL SECTOR DE LOS GLACIARES 15	125
6.4 EVOLUCION DEL GLACIAR 15, OBTENIDA POR TOPOGRAFIA DE CAMPO Y FOTOGRAFIA, DURANTE EL PERIODO 1956-1998	127
6.5 EVOLUCION DE LAS LONGITUDES Y DE LAS AREAS DE LOS GLACIARES α Y β PARA EL PERIODO 1956-1998	132
6.6 DETERMINACION DE LA CUENCA HIDROGRAFICA	138
7. REFERENCIAS	140
8. AGRADECIMIENTOS	142

PREFACIO

El segundo informe sobre el Glaciar 15 del Antizana consta de una cantidad de datos mucho más completa que el primero (Sémiond *et al.*, 1998). Las novedades, este año, se relacionan sobretodo con la información micro-meteorológica que se pudo obtener sobre el Glaciar 15a. A pesar de acontecimientos adversos: reubicación de la estación a una altura inferior, fallas técnicas, se puede presentar por primera vez bajo el Ecuador una información detallada sobre el balance energético de una superficie glaciar. Progresos importantes también se lograron en el funcionamiento de la estación limnimétrica Antizana (4450 msnm), a pesar de problemas técnicos relacionados con los excepcionales transportes sólidos que caracterizan este emisario del glaciar. Esos problemas finalmente fueron resueltos de una manera satisfactoria, lo que nos ha permitido estimar el balance hidrológico de toda la cuenca. Otra novedad de este informe radica en la presentación de los resultados del programa de fotogrametría en el que se utilizaron las fotografías aéreas de los años 1956, 1965, 1993 y 1997, así como la información de tres recientes levantamientos topográficos del glaciar. Ello ha permitido obtener mapas que muestran los cambios ocurridos en los límites del Glaciar 15 desde hace unos 40 años atrás y calcular las correspondientes pérdidas de superficie. Así, paulatinamente se ha alcanzado un buen nivel de información, lo cual hace del Antizana 15 el glaciar actualmente más documentado de toda la zona ecuatorial, y casi-equivalente a los dos glaciares monitoreados por el mismo programa NGT en Bolivia, Zongo y Chacaltaya desde 1991.

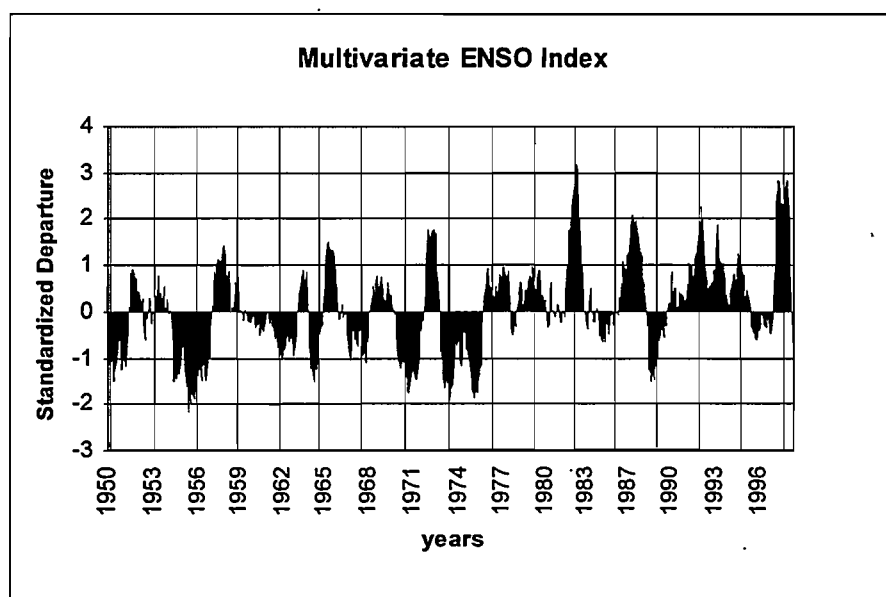
La meta del año 1999 consiste en asegurar la continuidad de la toma de datos y ampliar este estudio hidrometeorológico a los páramos situados a altitudes inferiores, entre 4500 y 4000 msnm.

Dr. Bernard Francou
Responsable del programa Nieves y Glaciares Tropicales
(IRD, Ecuador)
e-mail : francou@glace.com.ec

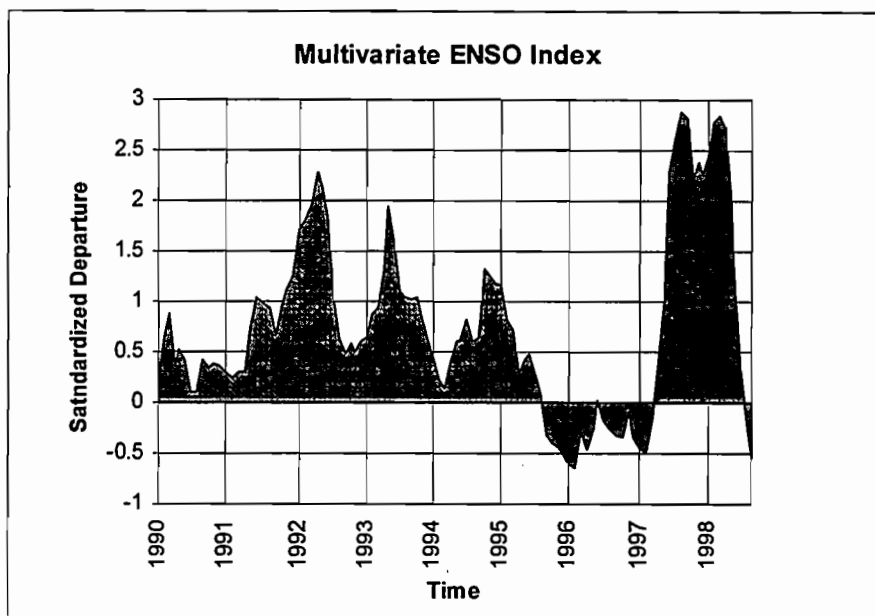
**I. CONTEXTO CLIMÁTICO DE 1997-1998
E INSTRUMENTACIÓN DEL GLACIAR**

1.1. FENÓMENOS ENSO (El Niño-Southern Oscillation)

El decenio 1990-1999 se ha distinguido por tener una sucesión poco común de fases cálidas y frías del ENSO, las primeras siendo netamente dominantes en duración y intensidad (fig. 1.1). En los períodos recientes, después de la fase cálida de los años 1997-98, que ocasionó un fenómeno El Niño de excepcional intensidad que duró un año, de marzo 1997 a abril 1998, el clima del Ecuador ha entrado desde mayo de 1998 en una fase La Niña (fig.1.2). La segunda mitad del año ha experimentado condiciones meteorológicas opuestas, lo que ha permitido estudiar en tiempo real la repuesta específica del glaciar a ambas situaciones. Uno de los intereses de este informe consiste en que documenta el comportamiento del Glaciar 15 del Antizana durante este contrastado periodo 1997-1998.



- ◆ Figura 1.1. El *Multivariate ENSO Index* desde 1950. El MEI combina 6 variables del clima en el Pacífico ecuatorial: presión al nivel del mar, componentes zonales y meridianos de los vientos en la superficie, temperatura de la superficie del mar, temperatura del aire al nivel del mar, nubosidad del cielo. Esos datos son procesados por el método de las medias móviles tomando Dic/Ene, Ene/Feb., etc... Luego de lo cual se toma en consideración la primera componente del ACP (Análisis en Componentes Principales) (Wolter and Timlin, 1993).



- ◆ Figura 1.2. El *Multivariate ENSO Index* durante el periodo 1990-1998. En marzo-abril de 1997 empieza un Niño intenso, que termina en junio-julio de 1998, dejando el campo a una Niña. En el período precedente hubo una Niña moderada que se inició en julio-agosto de 1995 y que dio fin a un largo periodo cálido de 6 años que estuvieron marcados por 3 valores máximas, siendo el último el Niño moderado de 1994-1995.

1.1. EQUIPAMIENTO

Los dispositivos utilizados en las mediciones meteorológicas e hidrológicas del Glaciar 15 y del río que nace de sus deshielos, durante el período 1997-1998, son los siguientes :

- Una *red de balizas de ablación* ubicada sobre la lengua α entre los 5100 y 4800 msnm (19 en 1997 y 13 en 1999). En la zona alta del glaciar (> 5100 m), se excavaron pozos en los mismos sitios de los años precedentes, 5400 m, 5500 m y 5750 (cumbre) msnm.
- Una *estación hidrológica* en la cota 4455 msnm, la misma que se denomina "Antizana", se encuentra en el cause del río; se alimenta de los deshielos de los Glaciares 15 (Alpha y Beta) y nace a una distancia horizontal de 1550 m desde el pie del glaciar. Se han realizado modificaciones en su estructura física, debido a la presencia de sedimentos en grandes cantidades (ver sección 4). Actualmente está equipada con un limnígrafo automático de tipo Chloe-92 (marca Elsyde, N.-serie 12022), cuyo sensor de presión (SPI) instalado dentro de un pozo tranquilizador al final del canal, mide el nivel del agua que fluye por el canal. La energía para el funcionamiento del limnígrafo es suministrada por dos baterías de 12V (AC) cada una, las mismas que se recargan con ayuda de un panel solar.
- Una *estación termográfica* en los 4765 msnm, que se encuentra a una distancia horizontal de 600 m respecto al pie del glaciar, fue reinstalada en este nuevo sitio el 14 de enero de 1998. Para el registro de la temperatura y humedad, se contó con un termohidrógrafo (marca Jules Richard Instrument, N.-serie 560599); su funcionamiento es mecánico, accionado por una batería de 1.5V

AC y el registro se realiza en una faja de papel. El instrumento se encuentra en el interior de una garita meteorológica de tipo B (color blanco). Se dispone de datos a partir del 11 de abril de 1997, debido a que antes de esta fecha el termohidrógrafo fue trasladado al INAMHI para su calibración.

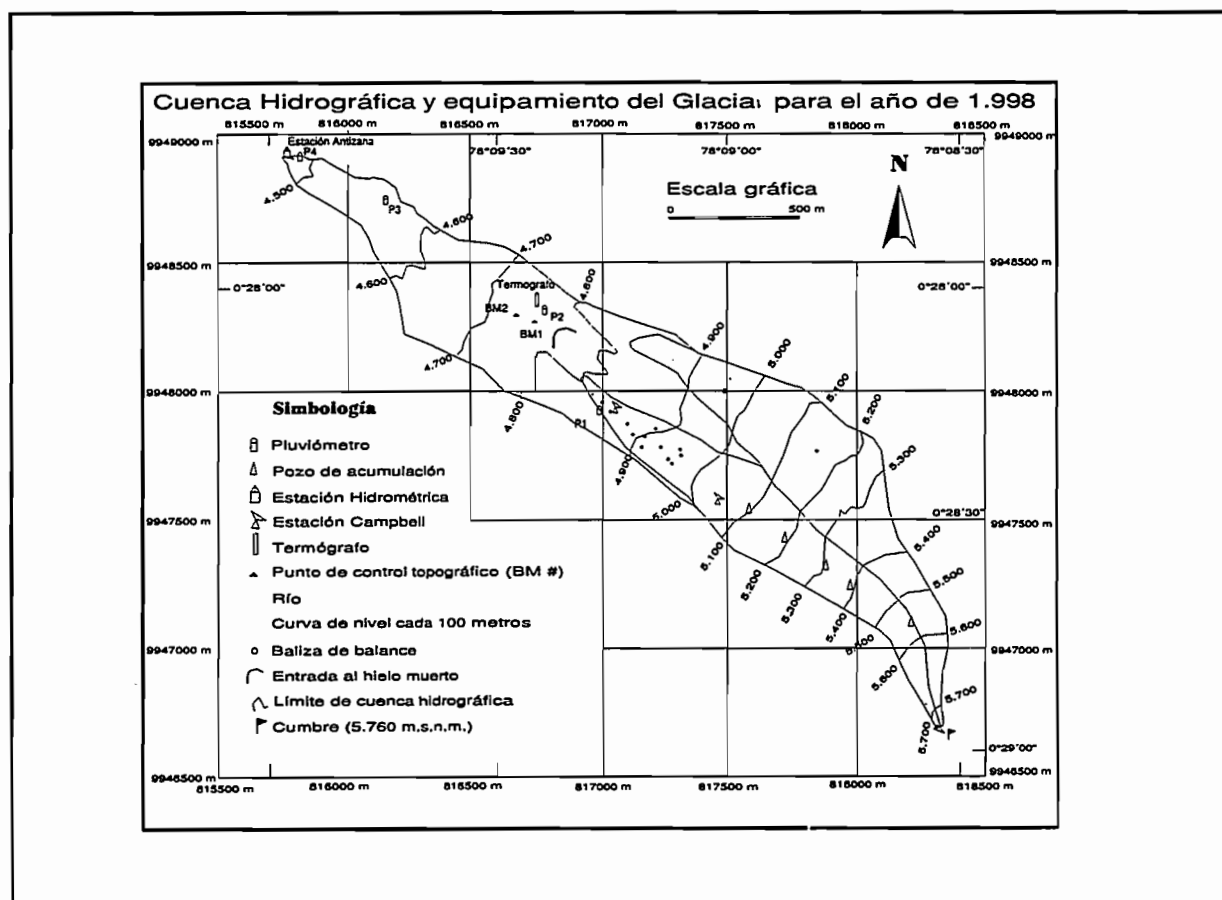
- Una estación meteorológica CR10 en los 4900 msnm de marca Campbell Scientific. Esta constituida con un modulo programable CR10 Datalogger y un modulo 'multiplexor' AM416 que permite conectar más sensores. Dispone de dos modulos de memoria SM192 (marca Campbell Scientific) que se intercambian en cada visita de recolección de datos. La energía es proporcionada por un panel solar conectado a una bateria de 12V. La estación meteorologica funcionó del 18 de noviembre de 1997 al 9 de junio de 1998 a una altura de 5100 msnm. Pero el sitio presentaba serios inconvenientes ya que era ubicada en un sitio propenso a recibir avalanchas muy frecuentes y a soportar una elevada acumulación de nieve, que impedía el óptimo funcionamiento de los sensores. Por tal razón se decidió reinstalarla en los 4900 msnm el 3 de septiembre de 1998. Durante su reinstalación se modificó la estructura de soporte metálico y varias conexiones, adicionalmente se ha ido equipado paulatinamente con nuevos sensores (ver sección 5). En la actualidad dispone de los siguientes sensores:
 - 1.- Dos psicrómetros con ventilación situados a 30 y 180 cm sobre el suelo. Consta de dos termopares, para temperatura seca y húmeda de tipo Constant / Cobre (Prototipo NGT, (Bolivia))
 - 2.- Un radiómetro a 100 cm del suelo. (Marca Campbell, modelo : Q-7 net radiometer).
 - 3.- Un albedómetro con dos piranómetros: uno dirigido hacia el cielo y el otro al suelo, ubicados a una distancia de 100 cm del suelo. (marca: Campbell, modelo: SP1110 pyranometer sensor, precisión: $\pm 5\%$, típicamente $<\pm 3\%$)
 - 4.- Dos anemómetros a 30 y 180 cm del suelo (Marca: YOUNG, modelo: 05103-5 Wind Monitor, precisión: $\pm 0.3\text{ms}^{-1}$, 1 a 60ms^{-1} ; $\pm 1.0\text{ms}^{-1}$, 60 a 100ms^{-1}).
 - 5.- Una sonda de ultrasonido que mide la acumulación o ablación en la superficie (marca: Campbell , modelo: SR50 Sonic Ranging Sensor, precisión: $\pm 1\text{cm}$ ó 0.4% de distancia al punto.
 - 6.- Tres termopares de tipo Cobre/Constant instalados a 25, 50 y 100 cm de profundidad de la superficie (Prototipo NGT, Bolivia). Los cuales cambian sus profundidades a medida que existe fusión o acumulación.
- Una red de pluviómetros totalizadores ubicados a diferentes alturas. Se dispone de cuatro pluviómetros instalados en la cotas 4455, 4555, 4785 y 5000 msnm respectivamente, y que fueron construidos por el INAMHI ; sus características son diámetro 50.5 cm, altura 150 cm y color gris. La medición del nivel del agua recolectada, se lo realiza mensualmente por el personal del IRD y la EMAAP-Q. Una capa de aceite de 10 mm reduce la evaporación.
- Un pluviómetro recolector que funciona en la estación hidrológica desde mayo de 1998 ; consta de un embudo de 12.2 cm de diámetro, el mismo que esta conectado a una manguera plástica de 1.8 cm de diámetro y de 200 cm de longitud. Su extremo final se conecta a un tanque de 3 litros de capacidad. De este pluviómetro mensualmente se retiran muestras de lluvia para realizar análisis isotópicas.
- Además, se ha emprendido un estudio fotogramétrico del Glaciar 15 utilizando las fotografías de los años 1956, 1965, 1993 y 1997. Este trabajo ha permitido por primera vez: 1) disponer de una buena representación cartográfica de los dos glaciares en los cuales se divide el Glaciar 15, 2)

ampliar la cartografía hasta la estación limnimétrica Antizana (4450 msnm), 3) calcular las áreas de los dos glaciares y de la cuenca total, 4) analizar el cambio de superficie de esos glaciares durante los últimos 42 años. A esta información se añadieron los levantamientos topográficos que se realizan desde octubre de 1995.

1.3. MEDICIONES PUNTUALES.

Cabe mencionar también las campañas de aforos realizadas por Marie Stéphan, estudiante francesa del INGEES (Strasbourg) acogida por el IRD en 1998, que ha trabajado con el apoyo de los aforadores del EMAAP-Q. Este trabajo fue recopilado en un informe IRD (Stéphan, 1998).

De este modo, y a pesar de las imperfecciones debidas al funcionamiento de algunos equipos, se puede presentar después de un año una información mucho más precisa y completa sobre la evolución actual de este glaciar



◆ Figura 1.3. Mapa general de la cuenca del Glaciar 15, con sus lenguas α y β . Los perímetros de las lenguas y las coordenadas de los equipos fueron establecidos mediante mediciones fotogramétricas y topográficas.

2. BALANCE DE MASA

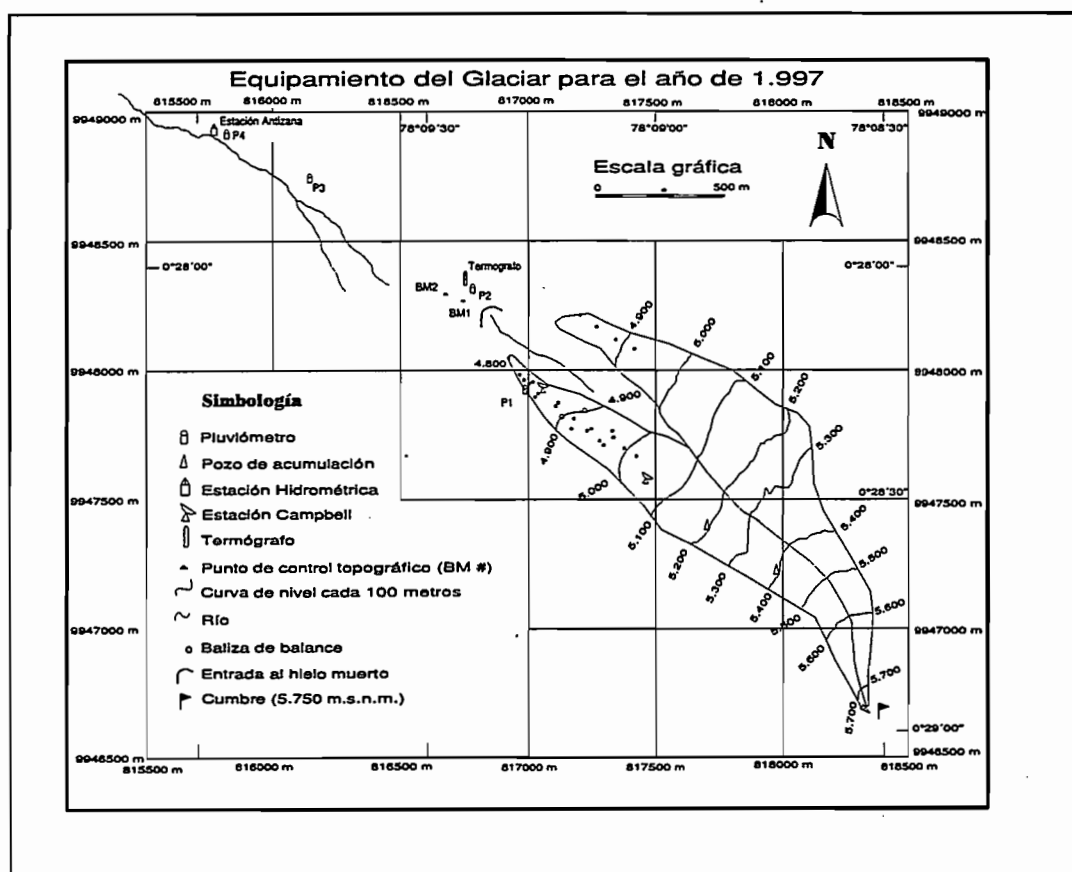
En este capítulo, se estima el balance de masa, utilizando la metodología que fue expuesta en el precedente informe (Sémiond *et al.*, 1998). Se presenta primero la zona de ablación, luego los datos de acumulación neta de la zona de acumulación, y por fin, el balance neto específico de todo el glaciar. Después, los datos de 1997-98 son comparados con los valores de los años precedentes y los registros obtenidos en los glaciares monitoreados de Bolivia.

2.1. ZONA DE ABLACIÓN

Al igual que en los años anteriores, se ha realizado una medición mensual, generalmente el primero o el dos de cada mes. La medición de las partes emergentes de cada baliza incluye la medición de la altura de nieve que recubre el hielo. Por experiencia, se ha escogido un valor de densidad único de 0.4 g cm^{-3} para la nieve.

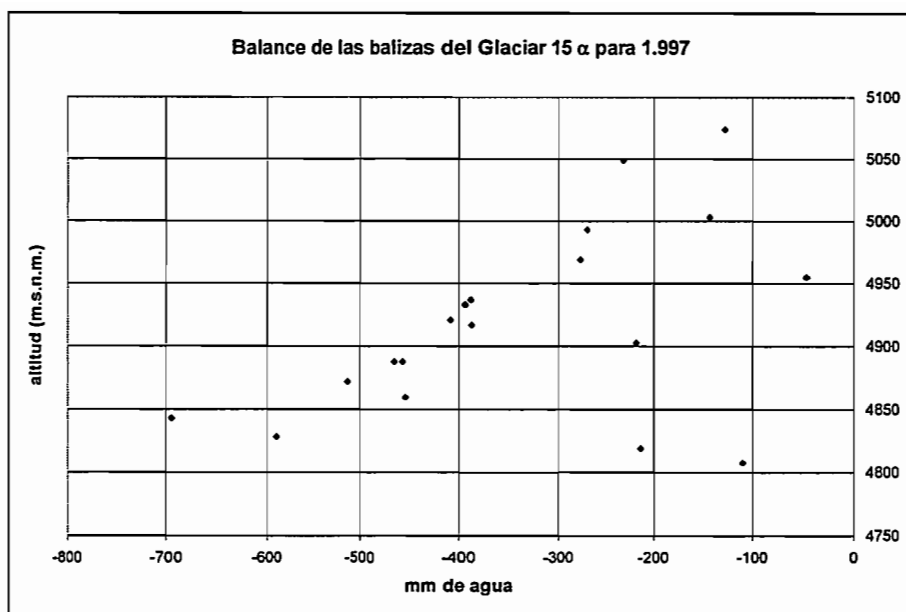
□ Año 1997

La localización de las balizas y de los pozos consta en la figura 2.1.



◆ Figura 2.1 Equipamiento del glaciar en 1997

En la figura 2.2 y el cuadro 2.1, se ha presentado el balance anual de cada una de las 19 balizas presentes en el glaciar. Existe una buena homogeneidad del balance en función de la altura, con la excepción de unas cinco.



◆ Figura 2.2. Balance de todas las balizas del glaciar 15 α en 1997

Balizas	Balance mm agua	Cotas msnm
BOA	-128	5074
BOB	-232	5049
B1A	-143	5003
B1B	-270	4993
B2A	-277	4969
B2	-46	4955
B3B	-389	4937
B4A	-218	4903
B4B	-388	4917
B4D	-408	4921
B4I	-394	4933
B5B	-513	4872
B5I	-455	4888
B5D	-463	4888
B6	-452	4860
B6B	-695	4843
B7	-590	4828
B8	-213	4819
B9	-110	4808

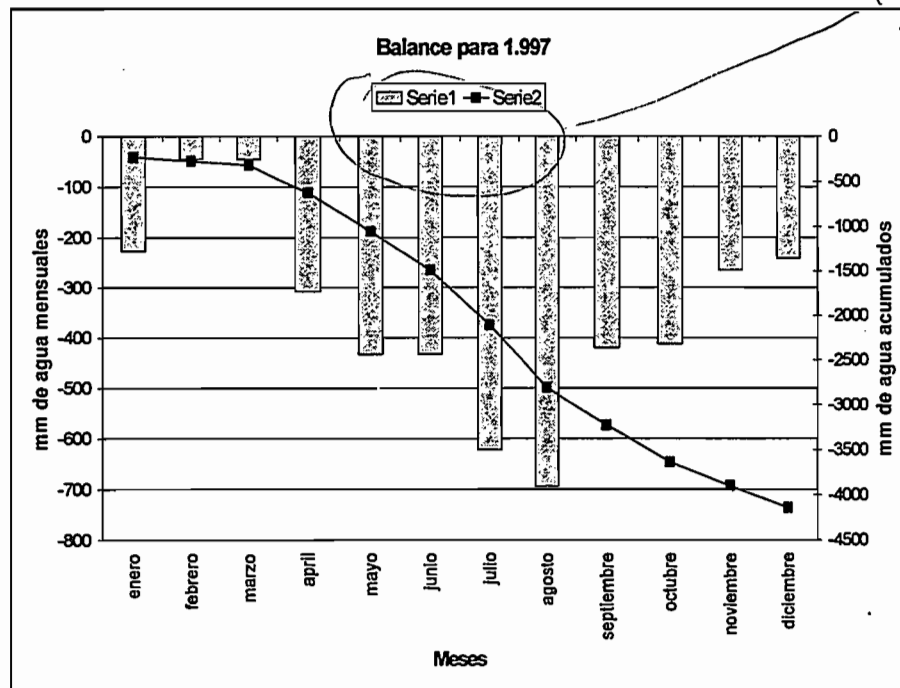
◆ Cuadro 2.1. Balance de cada baliza en 1997

El cuadro 2.2 muestra la lista de las balizas representativas, con las cuales se ha calculado el balance de cada rango altitudinal.

Rangos altitudinales (ms.n.m.)	Balizas representativas
5400-5760	Pozo 5760
5300-5400	Pozo 5400
5150-5300	Pozo 5300
5050-5150	Pozo 5150 .Balizas 0A-0B
5020-5050	Baliza 0B
5000-5020	Balizas 1A-1B
4940-5000	Balizas 1B-2 A
4890-4940	Balizas 3B-4D
4850-4890	Balizas 5D-5I-5B
4830-4850	Baliza 6B

◆ Cuadro 2.2. Balizas representativas de cada rango altitudinal durante 1997

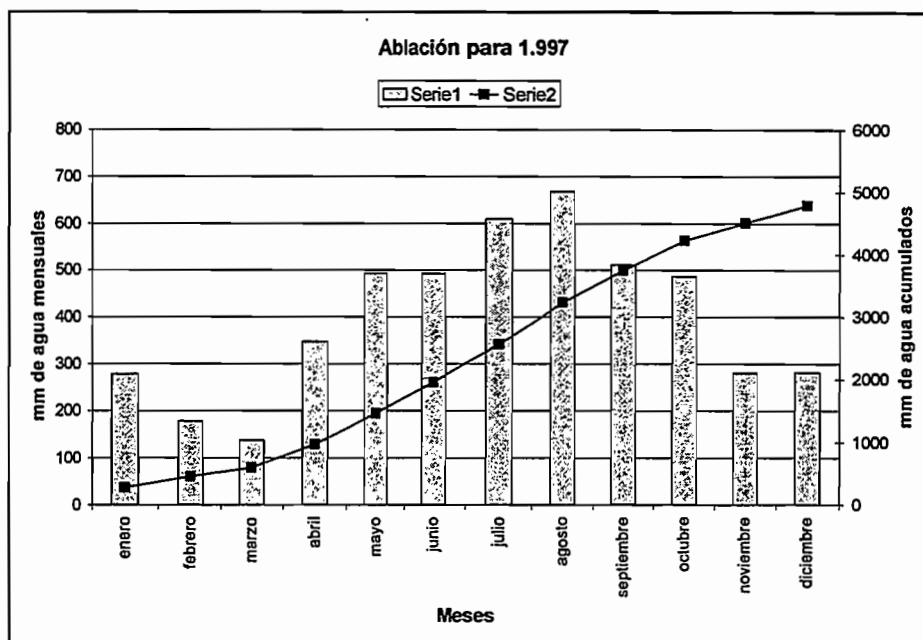
El balance de cada mes y el balance acumulado se indican en la figura 2.3.



◆ Figura 2.3. Balance mensual en la zona de ablación durante el año 1997

Se observa una distribución casi simétrica del balance, con máximas de pérdidas de agua durante los meses de julio - agosto, un patrón que nunca antes se había presentado (ver más adelante). La figura 2.4 muestra la ablación¹ correspondiente, la cual, acumulada, se acerca a un total de 5000 mm en diciembre.

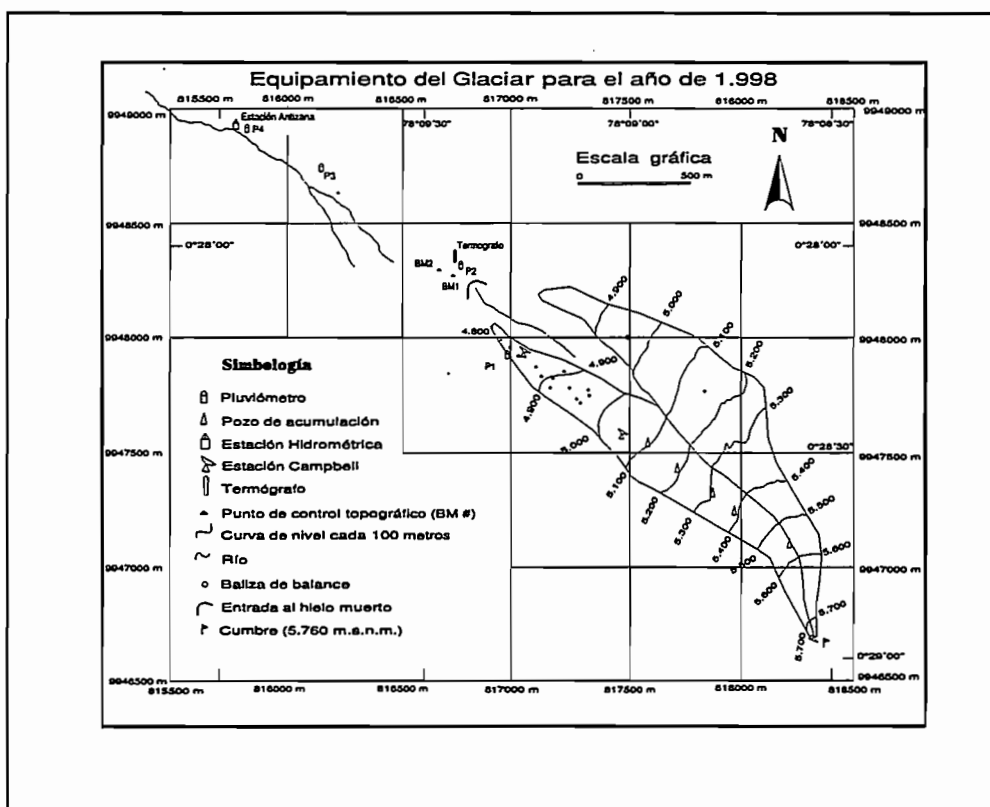
¹ La ablación (A) se calcula según: $A = P - B_n$
con P = precipitación media cerca del glaciar y B_n = balance neto



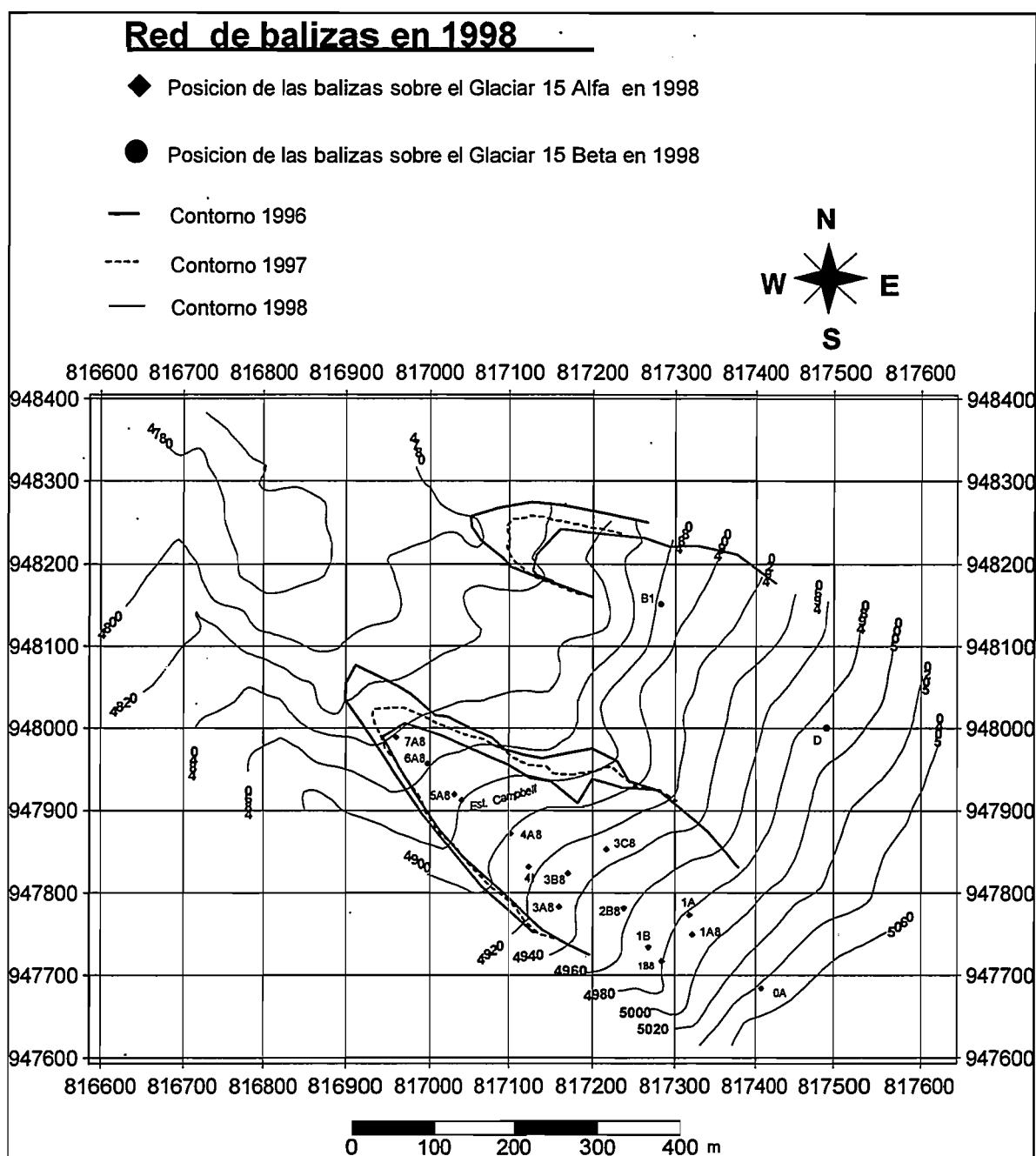
◆ 2.4. Ablación en la zona de ablación del glaciar en 1997

□ Año 1998

La localización de las balizas en la zona de ablación se indica en las figuras 2.5 y 2.6.

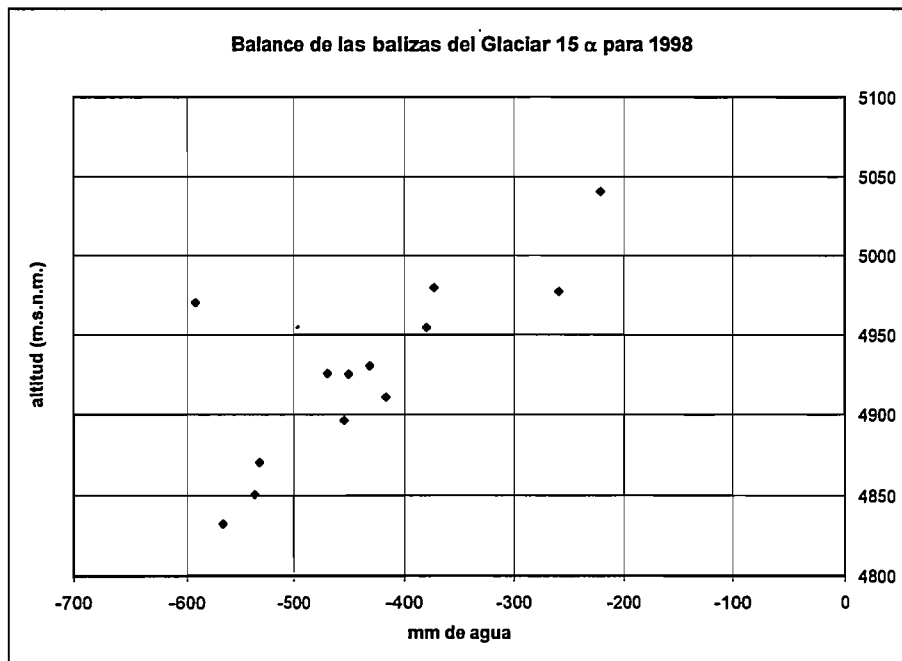


◆ Figura 2.5. Equipamiento del glaciar en 1998



◆ Figura 2.6. Red de balizas en 1998 sobre la zona de ablación

La figura 2.7 y el cuadro 2.3 resumen el balance anual de cada una de las 13 balizas presentes sobre el glaciar. Existe una buena homogeneidad del balance en función de la altura, excepto en el caso de una baliza aislada.



◆ Figura 2.7 Balance de todas las balizas del glaciar 15 α en 1998

Balizas	Balace mm de agua	Cotas msnm
0A	-222.1	5040
1B8	-260.1	4977
1A	-373.6	4979
1B	-592.8	4970
2B8	-380.8	4954
3A8	-430.2	4930
3B8	-468	4925
3C8	-448.6	4925
4I	-415.8	4910
4A8	-452.7	4896
5A8	-533.7	4870
6A8	-538.2	4850
7A8	-567.9	4832

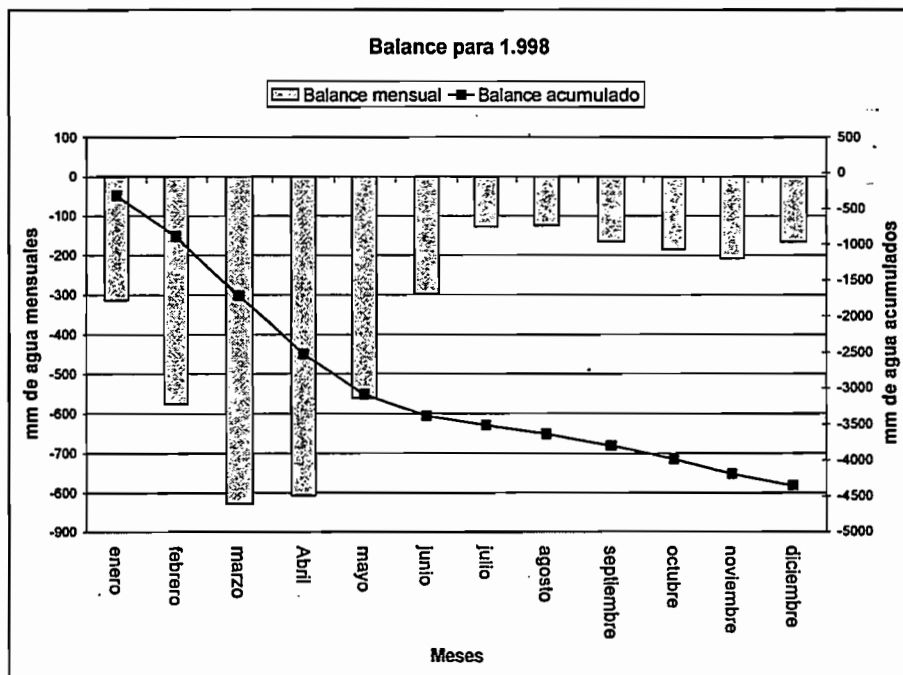
◆ Cuadro 2.3. Balance de cada baliza en 1998

El cuadro 2.4 resume las balizas representativas, con las cuales se ha calculado el balance para rango altitudinal.

Rangos altitudinales (msnm)	Balizas representativas
5700-5760	Pozo 5760
5600-5700	Interpolación
5500-5600	Grieta
5350-5500	Pozo 5400
5250-5350	Pozo 5300
5150-5250	Pozo 5200
5055-5150	Tubo Campbell
5005-5055	Baliza 0A
4955-5005	Balizas 1A-1B-2B8
4925-4955	Balizas 3C8-3B8-3A8
4910-4925	Baliza 4I
4890-4910	Baliza 4A8
4865-4890	Baliza 5A8
4838-4865	Balizas 7A8-6A8

◆ Cuadro 2.4. Balizas representativas de cada rango altitudinal en 1998

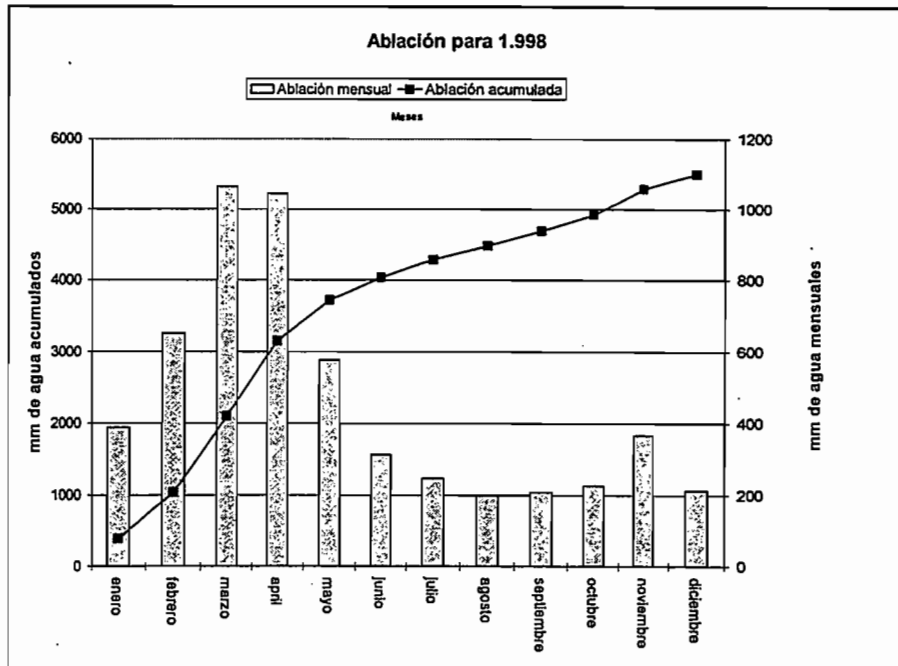
El balance de cada mes y el balance acumulado se presentan en la figura 2.8.



◆ Figura 2.8. Balance mensual en la zona de ablación durante el año 1998

La distribución del balance mes a mes es completamente diferente del año anterior, ya que se observa una elevada ablación durante los 6 primeros meses del año. Este patrón se parece a lo obtenido en 1995, primer año de monitoreo (Sémiond *et al.*, 1998), cuya reducción de la ablación durante la segunda parte del año es mucho más marcada que en 1998.

La ablación confirma este patrón (figura 2.9). Cabe señalar que la ablación fue un poco más elevada en 1998 que en 1997.



◆ 2.9. Ablación en la zona de ablación del glaciar durante el año 1998

2.2. ZONA DE ACCUMULACIÓN

Como en los años anteriores, la acumulación se estimó con la ayuda de pozos excavados. La densidad se calculó a partir de una muestra de nieve sacada con un tubo metálico cuyo peso y volumen son conocidos; así el peso de 495 g, una longitud de 20 cm y un diámetro de 5.8 cm, dan un volumen de 561.7 cm³. Una balanza de precisión electrónica de marca SCALTEC, con una resolución de 1 g sirvió para pesar las muestras. Se estima que el error de densidad es del orden del 5%. El tubo se bajó verticalmente y se llenó en cada medición. Una estratigrafía sucinta dio una imagen simplificada de las capas de nieve sucesivas y permitió localizar las capas de hielo principales, así como la superficie de ablación del año anterior.

□ *Acumulación neta del año 1997: mediciones del 25 de enero 1998*

La figura 2.1 presenta la ubicación de los pozos. Los cuadros 2.5 a 2.10 resumen las densidades y los espesores de las láminas de agua obtenidas en varias altitudes.

muestra	tubo (cm)	altura acum.	volumen(cm3)	peso tot. (g)	peso neto (g)	densidad	mm de agua	agua acum.
1	20	20	565.48	710	220	0.39	77.81	77.81
2	20	40	565.48	745	255	0.45	90.19	168.00
3	20	60	565.48	765	275	0.49	97.26	265.26
4	20	80	565.48	755	265	0.47	93.73	358.99
5	20	100	565.48	735	245	0.43	86.65	445.64
6	20	120	565.48	745	255	0.45	90.19	535.83
7	20	140	565.48	810	320	0.57	113.18	649.01
8	20	160	565.48	860	370	0.65	130.86	779.87
9	20	180	565.48	785	295	0.52	104.34	884.20
10	20	200	565.48	815	325	0.57	114.95	999.15
11	20	220	565.48	780	290	0.51	102.57	1101.72
12	20	240	565.48	795	305	0.54	107.87	1209.59
13	16	256	452.384	765	275	0.61	97.26	1306.85
						0.51	1306.85	

◆ Cuadro 2.5. Pozo en la Cumbre (5760 m): enero de 1998

Profundidad	Características
0-110 cm	capas de hielo (hasta 3 cm) ; cristales muy grandes
110-160 cm	nieve con cristales grandes ; capas de hielo
160-185 cm	nieve floja ; cristales pequeños

◆ Cuadro 2.6. Estratigrafía del pozo en la cumbre (5760 msnm)

muestra	tubo (cm)	altura acum.	volumen(cm3)	peso tot. (g)	peso neto (g)	densidad	mm de agua	agua acum.
1	20	20	565.48	740	250	0.44	88.42	88.42
2	20	40	565.48	775	285	0.50	100.80	189.22
3	20	60	565.48	760	270	0.48	95.49	284.71
4	20	80	565.48	735	245	0.43	86.65	371.37
5	20	100	565.48	775	285	0.50	100.80	472.17
6	20	120	565.48	760	270	0.48	95.49	567.66
7	20	140	565.48	745	255	0.45	90.19	657.85
8	20	160	565.48	760	270	0.48	95.49	753.34
9	20	180	565.48	760	270	0.48	95.49	848.84
10	20	200	565.48	805	315	0.56	111.41	960.25
11	18	218	508.932	750	260	0.51	91.96	1052.20
						0.48	1052.20	

◆ Cuadro 2.7. Pozo en los 5400 msnm

Profundidad	Características
0-48 cm	nieve con pequeños cristales y capas de hielo de 1 cm de espesor
48-104 cm	nieve floja con cristales grandes
104-108 cm	capa de hielo
108-136 cm	nieve floja con cristales muy grandes
138-140 cm	capa de hielo
140-200 cm	nieve floja con cristales muy grandes

◆ Cuadro 2.8. Estratigrafía del pozo en los 5400 msnm.

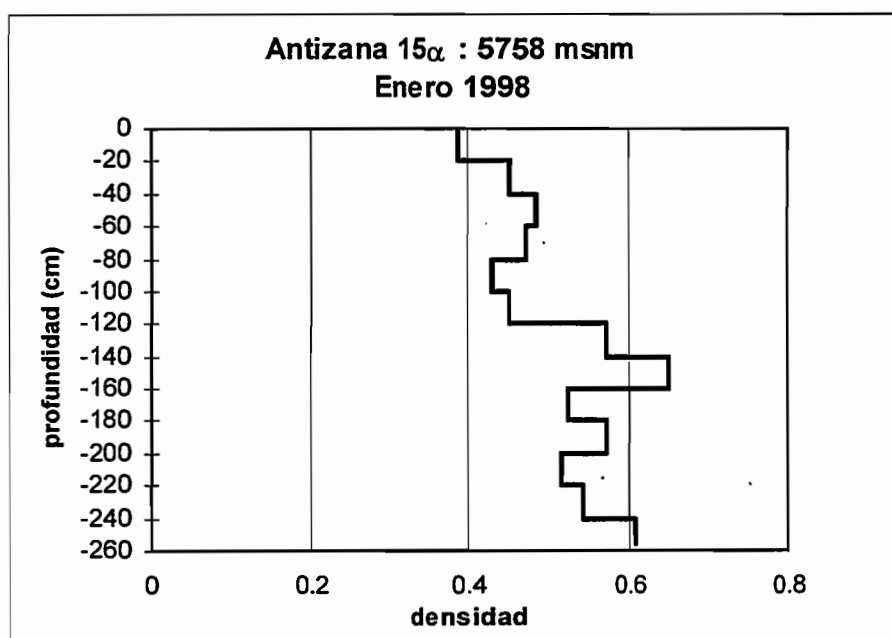
tubo (cm)	altura acum.	volumen(cm3)	peso tot. (g)	peso neto (g)	densidad	mm de agua	agua acum.
20	20	565.48	780	290	0.51	102.57	102.57
20	40	565.48	810	320	0.57	113.18	215.75
20	60	565.48	830	340	0.60	120.25	336.00
20	80	565.48	800	310	0.55	109.64	445.64
18	98	508.932	825	335	0.66	118.48	564.12
					0.58	564.12	

◆ Cuadro 2.9. Pozo en los 5200 msnm

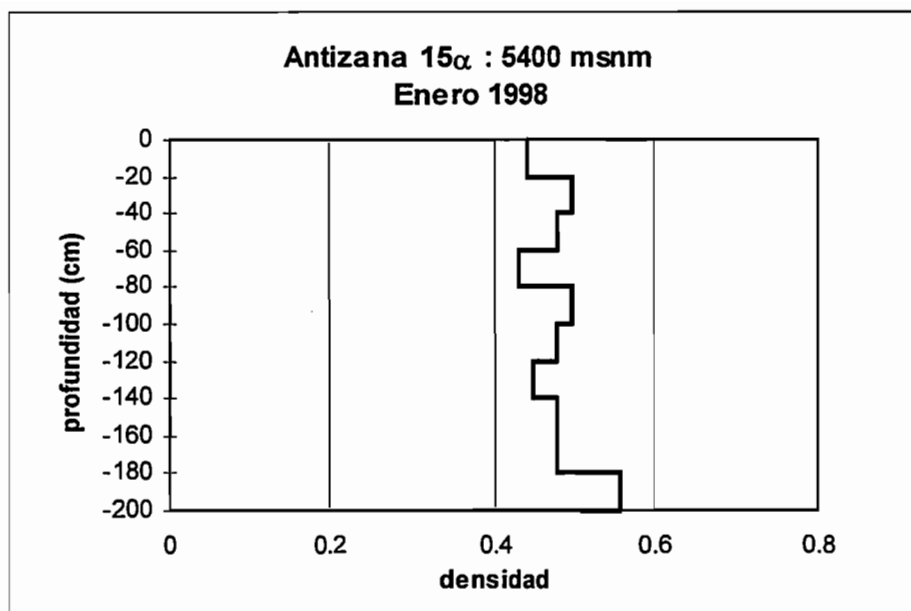
Profundidad	Características
1-3 cm	nieve dura
3-43 cm	nieve floja, grandes cristales, muy húmeda
77-79 cm	capa de hielo
79-93 cm	nieve densa con pequeños cristales

◆ Cuadro 2.10. Estratigrafía del pozo en los 5200 msnm

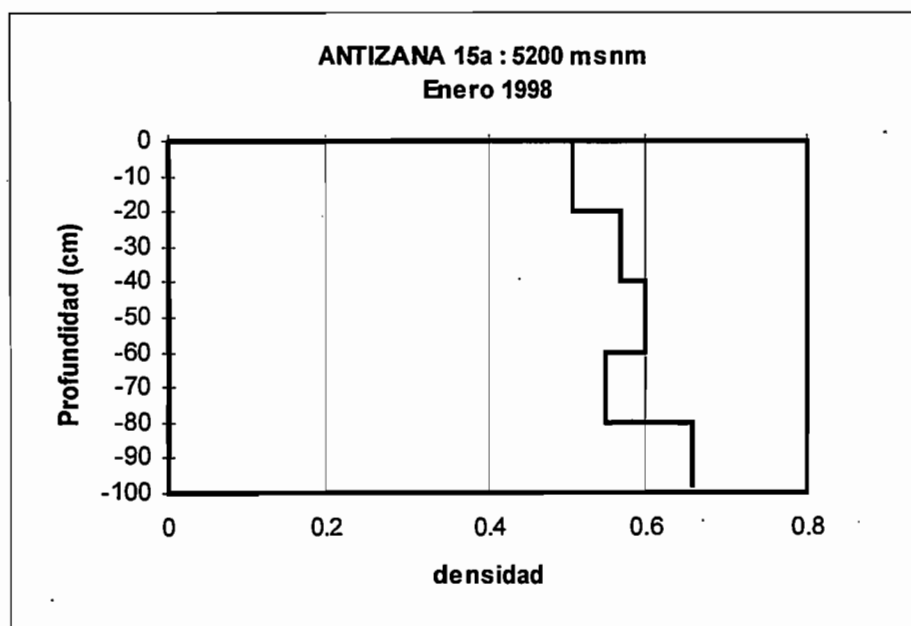
Los perfiles están representados en las figuras 2.10 a 2.12.



◆ Figura 2.10. Pozo en la cumbre (5760 msnm)



◆ Figura 2.11. Pozo en los 5400 msnm



◆ Figura 2.12. Pozo en los 5200 msnm

El cuadro 2.11 resume los datos obtenidos de los tres pozos correspondientes al año 1997.

Altitud (msnm)	5760	5400	5200
densidad	0.49	0.48	0.58
mm nieve	1600	200	980
mm agua	780	960	564

◆ Cuadro 2.11. Acumulación neta del año 1997 (mediciones en enero de 1998)

□ *Acumulación neta del año 1998: mediciones del 17 de enero 1999*

La figura 2.13 muestra la ubicación de los pozos. Los cuadros del 2.12 al 2.20 resumen las densidades y las alturas de agua obtenidas a varias altitudes. Sobre el sitio ubicado con un GPS, 50 m al noroeste de la cumbre, se colocó una baliza de 3 metros de altura con una parte emergente de 225 cm. Al pie de la baliza, se pintó de negro una superficie de 1m² para así diferenciar la superficie del inicio del año, la cual aparecerá al excavar un nuevo pozo después de un año.

muestras	tubo (cm)	alt.acumul.	vol (cm3)	P tot (g)	P neto(g)	densidad	agua (mm)	acumulada
1	20	20	561.72	645	150	0.27	53.41	53.41
2	18	38	505.548	676	181	0.36	64.44	117.85
3	20	58	561.72	701	206	0.37	73.35	191.20
4	20	78	561.72	720	225	0.40	80.11	271.31
5	20	98	561.72	695	200	0.36	71.21	342.52
6	20	118	561.72	694	199	0.35	70.85	413.38
7	20	138	561.72	729	234	0.42	83.32	496.69
8	20	158	561.72	747	252	0.45	89.72	586.42
9	20	178	561.72	745	250	0.45	89.01	675.43
	178					0.38		675.43

◆ Cuadro 2.12. Pozo en la cumbre (5760 msnm)
GPS : x = 00°29.045 y = 78°08.525

Prof.(cm)	Características
0-20	nieve fresca (enero 99) : cristales finos
20-30	hielo puro
30-47	nieve firme
47-48	capa de hielo
48-85	névé (cristales gruesos : 5 mm)
120-130	capa de hielo
145-160	capa de hielo

◆ Cuadro 2.13. Estratigrafía del pozo en la cumbre (5760 msnm).

Debido al mal tiempo, no se excavó un pozo en los 5500 msnm, pero se pudo leer un espesor constante al bordo de tres grietas. Esta altura alcanzó los 200 cm de nieve, con una densidad de 0.4 g cm⁻³, parecida a la medida en la cumbre cercana. Así se observa una acumulación neta de 800 mm de agua. Una baliza, con la base de nieve pintada de negro, fue colocada, con una parte emergente de 221 cm. La ubicación de la baliza con el GPS corresponde a las siguientes coordenadas: x = 00°28.861; y = 78°08.647.

muestras	tubo (cm)	alt. acumul.	vol (cm3)	P tot (g)	P neto(g)	densidad	agua (mm)	acumulada
1	20	20	561.72	762	267	0.48	95.07	95.07
2	20	40	561.72	785	290	0.52	103.25	198.32
3	20	60	561.72	786	291	0.52	103.61	301.93
4	20	80	561.72	810	315	0.56	112.16	414.09
5	20	100	561.72	791	296	0.53	105.39	519.48
6	20	120	561.72	834	339	0.60	120.70	640.18
7	15	135	421.29	834	339	0.80	120.70	760.88

◆ Cuadro 2.14. Pozo en los 5400 msnm

Prof.(cm)	Características
0-30	nieve fresca dura (enero)
30-40	névé duro granos grandes
40-94	névé duro, granos muy grandes
94-96	capa de hielo : base de 1998
96-135	névé duro granos grandes

◆ Cuadro 2.15. Estratigrafía en el pozo de los 5400 msnm

muestras	tubo (cm)	alt.acumul.	vol (cm3)	P tot (g)	P neto(g)	densidad	agua (mm)	acumulada
1	20	20	561.72	752	257	0.46	91.50	91.50
2	20	40	561.72	743	248	0.44	88.30	179.80
3	20	60	561.72	798	303	0.54	107.88	287.68
4	20	80	561.72	811	316	0.56	112.51	400.19
5	18	98	505.548	767	272	0.54	96.85	497.04
6	14	112	393.204	767	272	0.69	96.85	593.89

◆ Cuadro 2.16. Pozo en los 5300 msnm

Prof.(cm)	Características
0-33	nieve fresca (enero)
33-56	névé, granos muy grandes
56-58	capa de hielo
58-73	névé duro, granos muy grandes
73-?	névé flojo, granos muy grandes

◆ Cuadro 2.17. Estratigrafía del pozo en los 5300 msnm

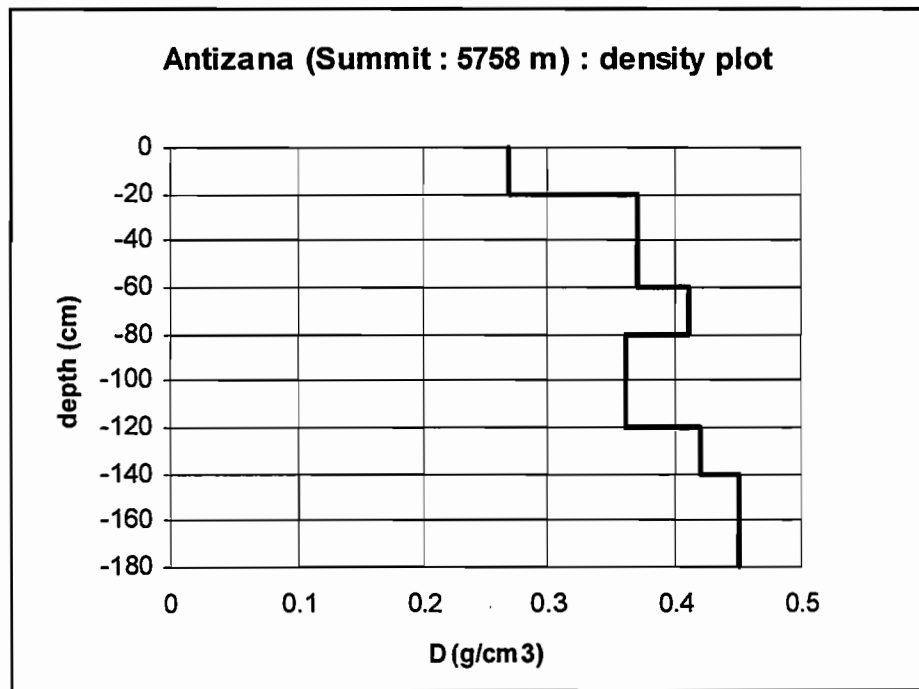
muestras	tubo (cm)	alt.acumul.	vol (cm3)	P tot (g)	P neto(g)	densidad	agua (mm)	acumulada
1	20	20	561.72	744	249	0.44	88.66	88.66
2	20	40	561.72	755	260	0.46	92.57	181.23
3	20	60	561.72	807	312	0.56	111.09	292.32
4	20	80	561.72	812	317	0.56	112.87	405.19

Cuadro 2.18. Pozo en los 5200 msnm

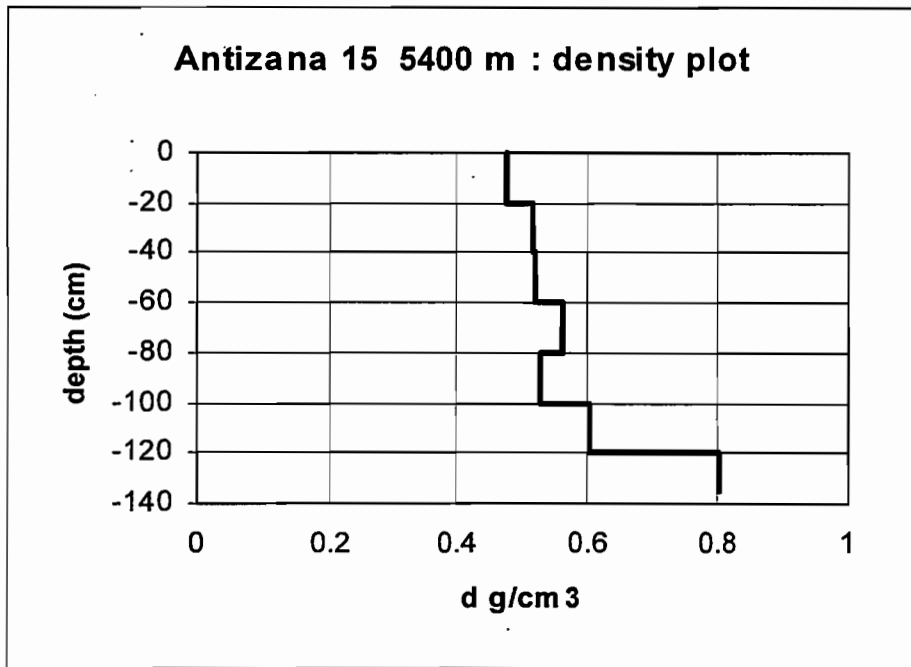
Prof.(cm)	Características
0-20	nieve fresca
20-30	névé, granos grandes
30-40	névé, granos muy grandes
40	capa muy dura

◆ Cuadro 2.19. Estratigrafía del pozo de los 5200 msnm.

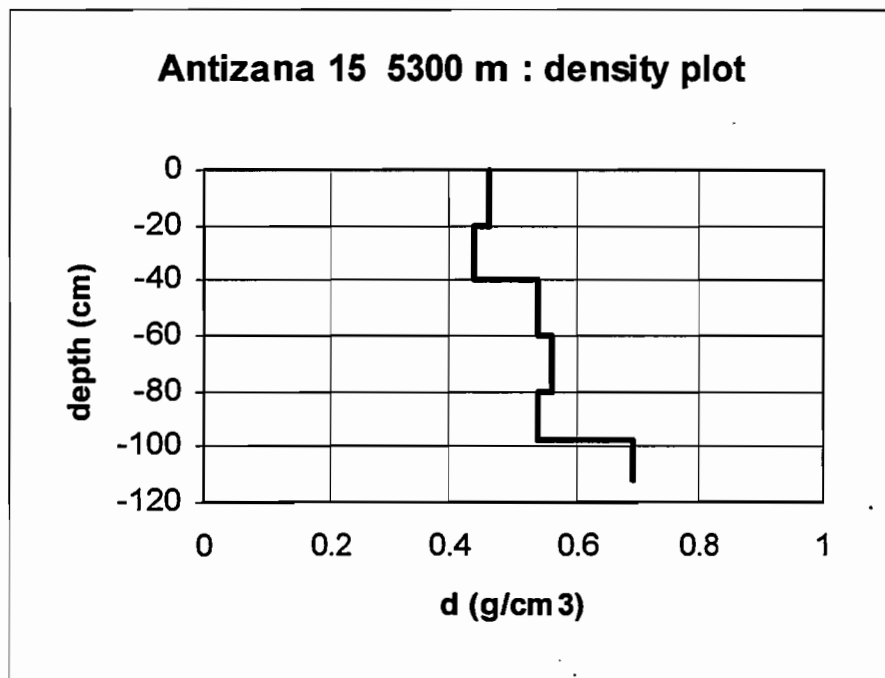
La figuras 2.14 a 2.17 muestran los perfiles de densidad en los 5760, 5400, 5300 y los 5200 msnm.



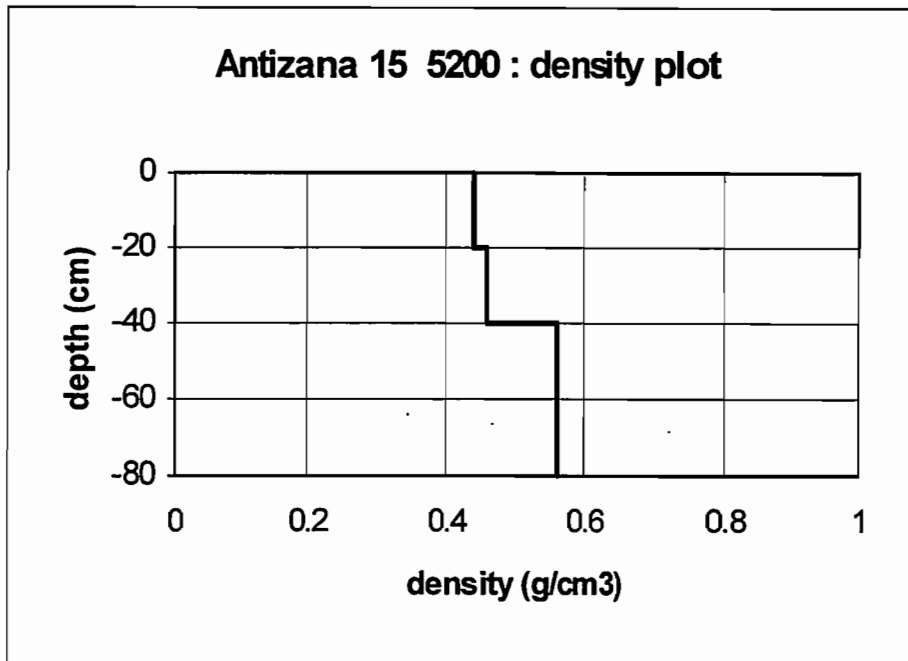
◆ Figura 2.14. Pozo en la cumbre (5760 msnm).



◆ Figura 2.15. Pozo en los 5400 msnm



◆ Figura 2.16. Pozo en los 5300 msnm

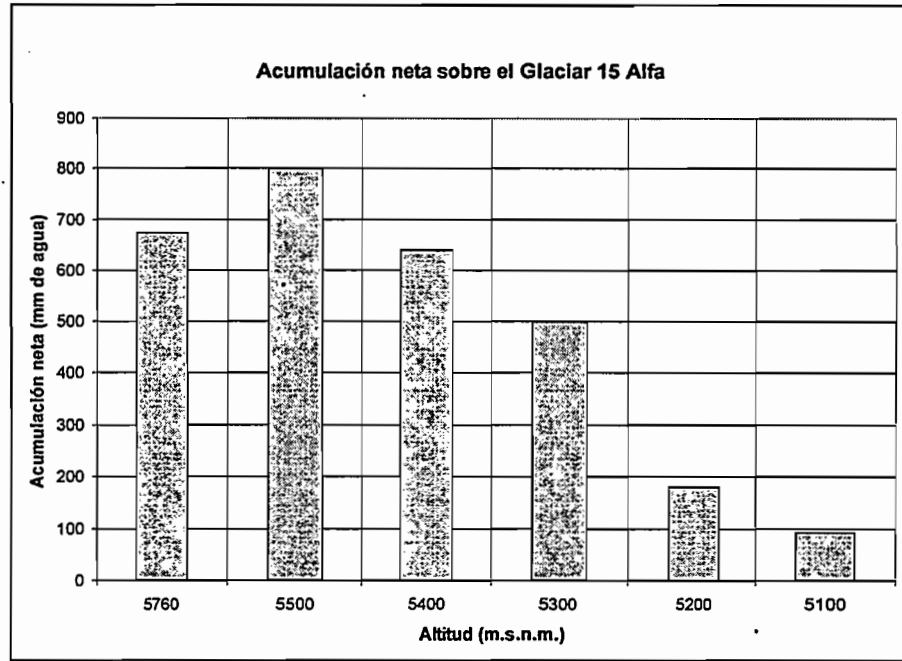


◆ Figura 2.17. Pozo en los 5200 msnm

En el cuadro 2.20 y la figura 2.18 se presenta un resumen de los datos obtenidos en los cuatro sitios. La confiabilidad de los datos es buena en los pozos ubicados en las cotas 5500, 5400, 5300, 5200 y 5100 msnm. Para el pozo de la cumbre, hay dudas respecto a si se alcanzó o no la superficie de ablación de 1998. Se espera disminuir esta incertidumbre mediante la coloración de la superficie de la nieve.

Altitud	5760	5500	5400	5300	5200	5100
Densidad	0.38	0.40	0.53	0.51	0.45	0.45
mm de nieve	1780	2000	1200	980	400	204
mm de agua	675	800	640	500	180	92

◆ Cuadro 2.20. Acumulación neta del año 1998 (mediciones de enero de 1999)



◆ Figura 2.18. Acumulación neta en los cuatro sitios durante 1998.

2.3. BALANCE NETO ESPECÍFICO DEL GLACIAR 15 α EN 1997 Y 1998

□ *Balance anual*

El cuadro 2.21 recapitula los datos relacionados con el balance neto específico de los cuatro años de monitoreo. Se observa que los datos de 1995 y 1996 han cambiado ligeramente, debido al recálculo hecho a partir de una topografía reciente de las áreas de cada rango altitudinal que han servido para estimar el balance global del glaciar. La figura 2.19 muestra la evolución del mismo durante estos cuatro años.

Year (1)	B_n (2)	ΣB_n (3)	A (4)	B_{ter} (5)	B_{sum} (6)	ELA (7)	AAR (8)	Prec. (9)	Term. (10)	ΣTerm. (11)
1995	-1914	-1914	2664	-7703	+654	5245	45	750	-28.20	-28.20
1996	-488	-2402	1355	-4532	+826	5115	60	867	-40.62	-68.82
1997	-612	-3014	1557	-6949	+870	5110	62	945	-56.25	-125.07
1998	-816	-3830	1958	-5679	+675	5100	65	1142	-34.38	-159.45
Prom.	-957		1883	-6216	+756	5142	58	926	-39.86	

(1) Año hidrológico (enero – diciembre)

(2) Balance neto específico (mm de agua)

(3) Balance neto acumulado (mm de agua)

(4) Ablación específica : $A = P - B_n$ (mm de agua)

(5) Balance en la parte más baja (4833 m.s.n.m. en mm de agua)

(6) Balance en la parte más alta (5750 m.s.n.m. en mm de agua)

(7) Altitud de la línea de equilibrio (E.L.A.)

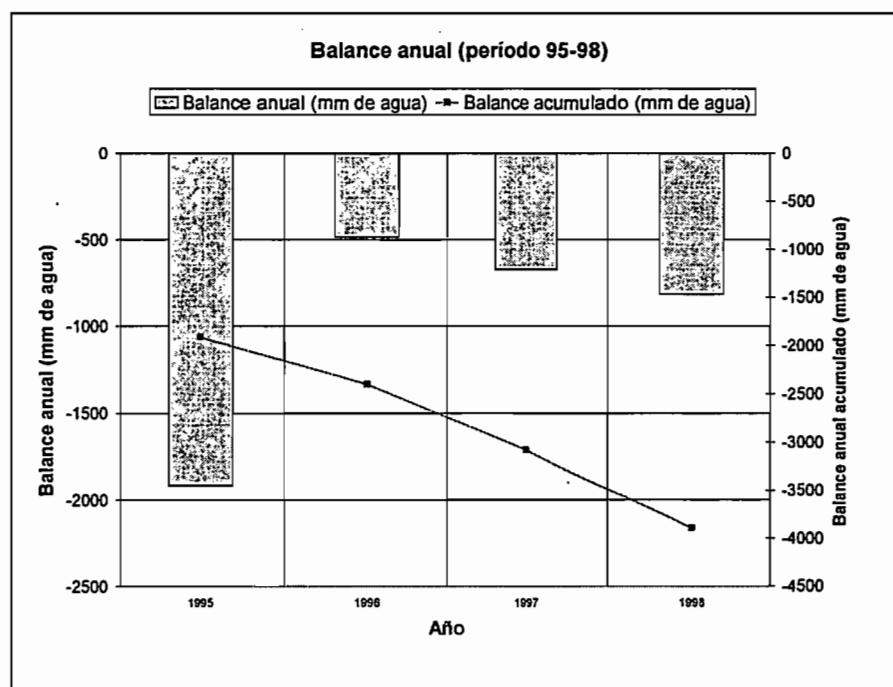
(8) Porcentaje de la área de acumulación (Accumulation Area Ratio (en %))

(9) Precipitación en las cercanías del glaciar: $P = [P_2]$ (en mm de agua)

(10) Retroceso del frente (en metros referidos a la marca precedente).

(11) Retroceso acumulado del frente (en metros)

◆ Cuadro 2.21. Datos relacionados al balance neto específico para los cuatro años de monitoreo en el Glaciar 15α



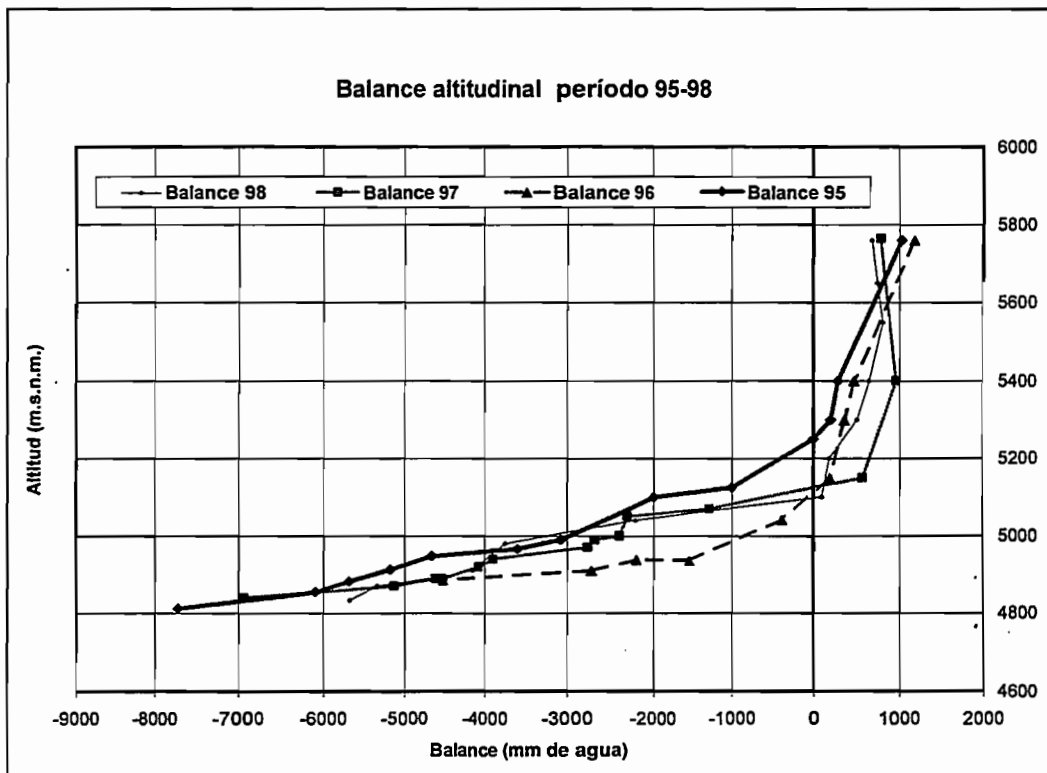
◆ Figura 2.19. Evolución del balance durante los últimos cuatro años

□ *Variación del balance en función de la altura*

El cuadro 2.22 y la figura 2.20 muestran la variación del balance en función de la altitud. Se observa que las curvas tienen un buen paralelismo entre los diferentes años. Este patrón concuerda con el *modelo lineal del balance* (Lliboutry, 1974). La parte inferior de la curva donde se ubica el frente hasta los 5000-5300 m tiene una pendiente débil, lo que implica un gradiente del balance en función de la altitud muy elevado ($\delta b/\delta z$ cercano a los 1800 mm 100 m⁻¹). Este tipo de gradiente elevado es muy característico de los glaciares ubicados cerca del Ecuador (Kaser *et al.*, 1996). Después de la ruptura del perfil entre los 5000-5300 m, el $\delta b/\delta z$ sigue un patrón más aleatorio, conforme a las precipitaciones nivales que se distribuyen irregularmente de acuerdo con las condiciones locales. Es interesante señalar que la ubicación de la ELA (*Equilibrium Line Altitude*) varía poco en tres de los cuatro años, lo que puede ser explicado por la morfología de la superficie del glaciar. Entre los 5000 y 5300 msnm, el glaciar toma paulatinamente la forma de un corredor bastante estrecho y empinado por el que se encausan frecuentes avalanchas. En consecuencia, se produce una sobreacumulación abajo del corredor, la cual restringe la oscilación altimétrica de la ELA según los años.

1995		1.996		1.997		1.998	
Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)	Balance (mm de agua)	Altitud (m.s.n.m.)
1030	5760	1183	5760	780	5765	675.43	5760
278	5400	468	5400	960	5400	740.68	5650
200	5300	357	5300	564	5150	800	5550
0	5250	185	5150	-1281	5070	640	5400
-1000	5125	-380	5042	-2319	5050	500	5300
-2000	5100	-1538	4937	-2410	5000	180	5200
-3068	4990	-2207	4939	-2696	4990	92	5100
-3584	4966	-2726	4910	-2772	4970	-2221	5040
-4673	4948	-4532	4886	-3891	4940	-3736	4980
-5179	4913	---	---	-4078	4920	-4158	4911
-5686	4882	---	---	-4545	4890	-4527	4896
-6098	4854	---	---	-4626	4890	-5337	4870
-7703	4812	---	---	-5130	4870	-5679	4833
---	---	---	---	-6949	4840	---	---

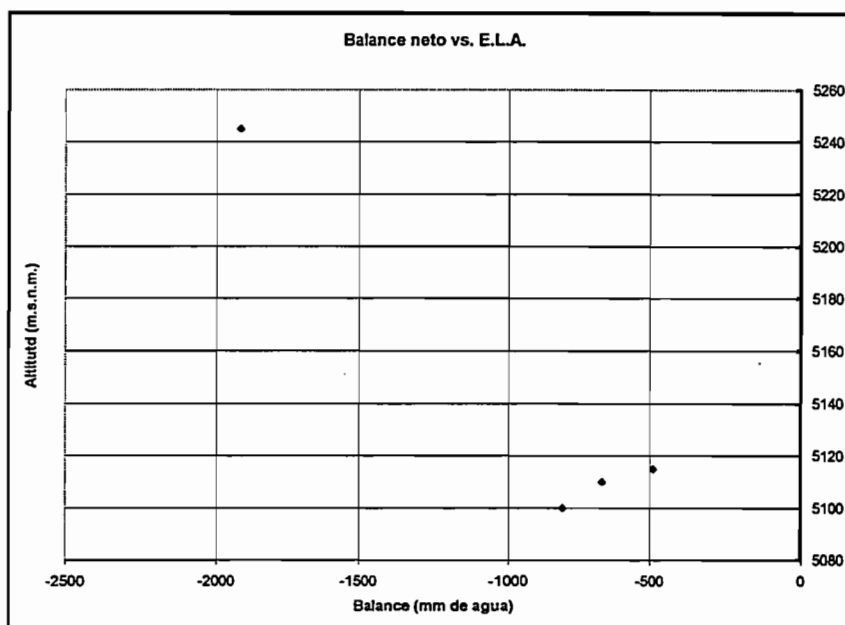
◆ Cuadro 2.22. Variación del balance en función de la altitud durante los cuatro años



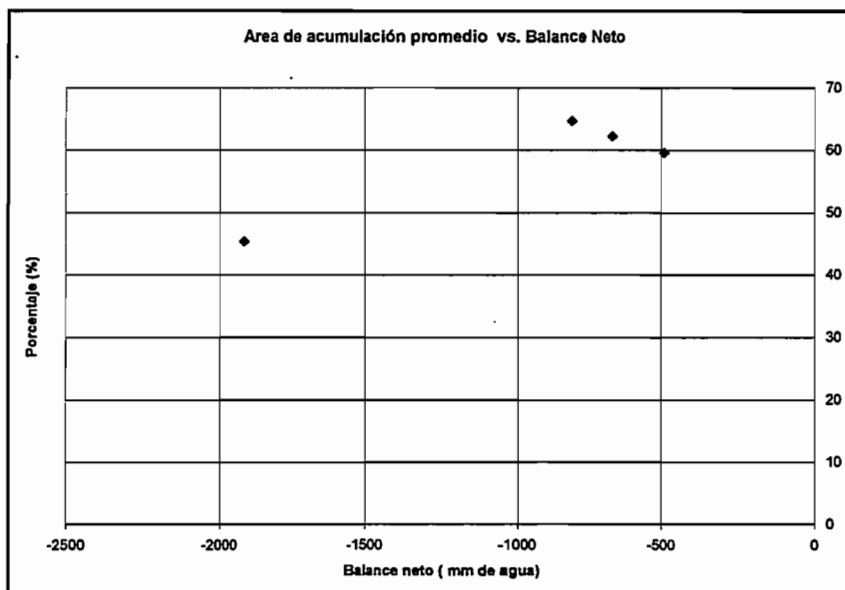
◆ Figura 2.20. Variación del balance en función de la altitud

□ *ELA y AAR*

La posición de la línea de equilibrio del glaciar (*ELA o Equilibrium Line Altitude*) se observa en el cuadro 2.22 y la figura 2.21. La dispersión de los puntos debida a la razón expuesta en el párrafo anterior, no permite todavía trazar una recta y ubicar la ELA_0 (ELA calculada para un balance equilibrado). Lo mismo se puede decir del área promedio de acumulación (*AAR o Accumulation Area Ratio*) presentada en el cuadro 2.22 y la figura 2.22.

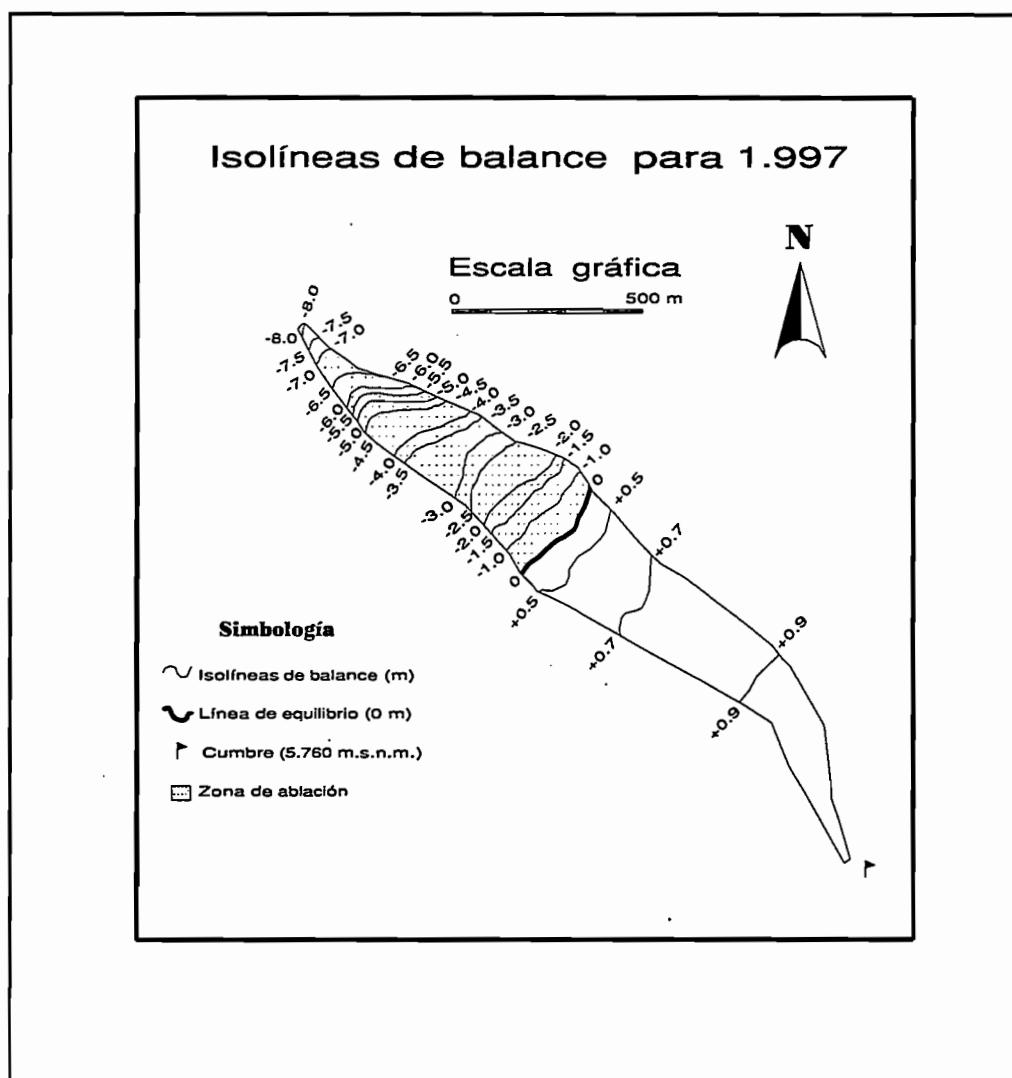


◆ Figura 2.21. Ubicación de la ELA durante los cuatro años. El punto superior corresponde al año 1995

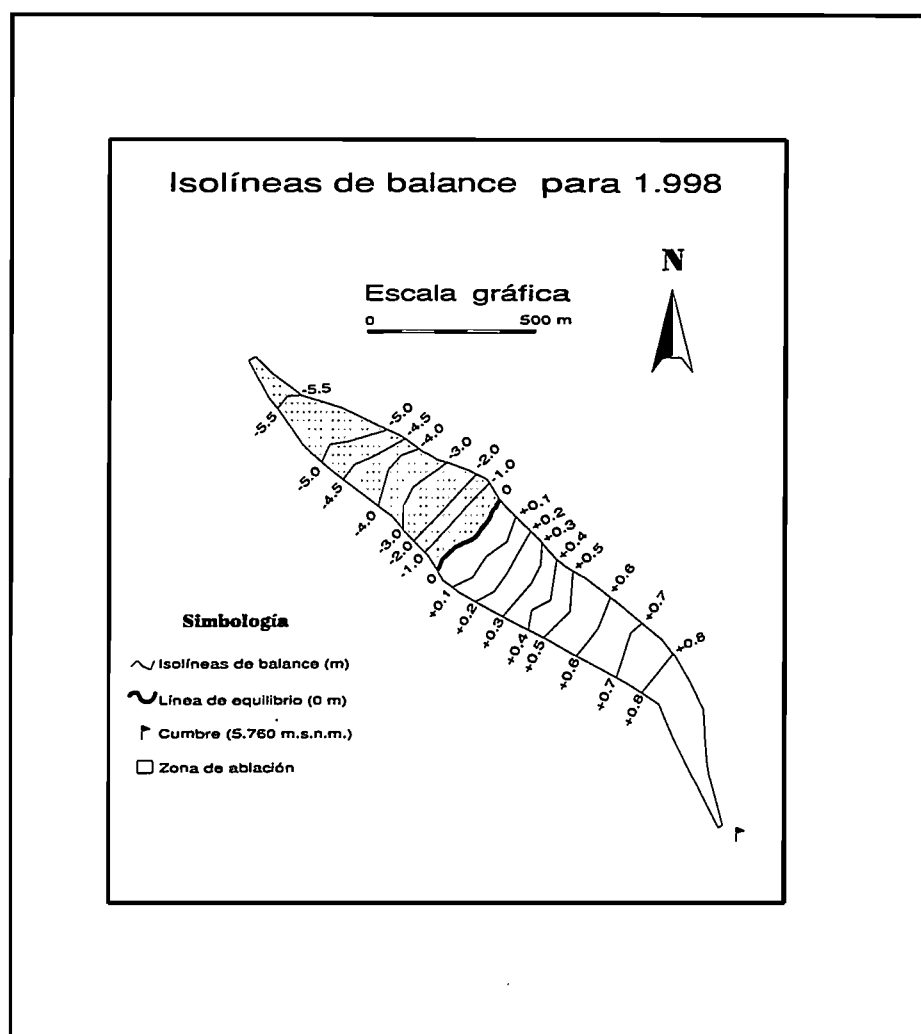


◆ Figura 2.22. Valor del AAR durante los cuatro años ($AAR = \text{Área de acumulación} / \text{Área total del glaciar}$). El punto inferior corresponde al año 1995.

Los mapas de las figuras 2.23 y 2.24 presentan las isolíneas de balance de los dos años. Debido a morfología sencilla del glaciar, esas isolíneas son paralelas, y perpendiculares al eje principal del glaciar.



◆ Figura 2.23. Mapa con la ubicación de las isolíneas del balance en el glaciar durante 1997

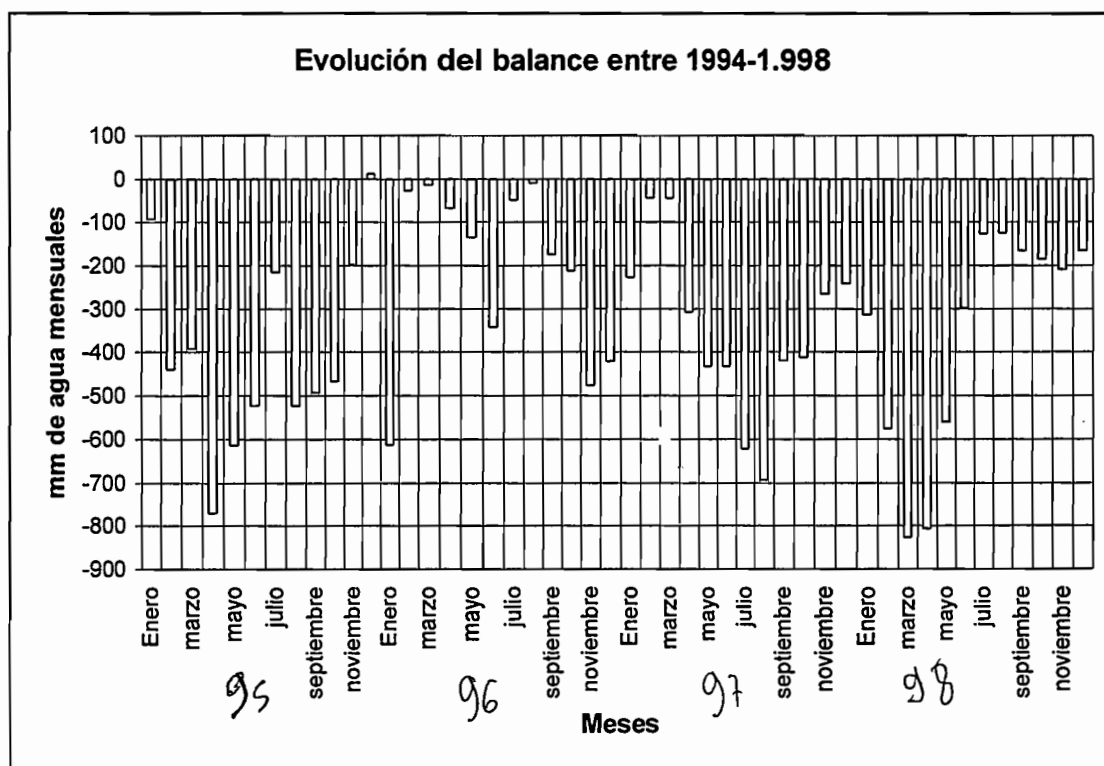


◆ Figura 2.24. Mapa con la ubicación de las isótopos del balance en el glaciar durante 1998

2.4. SÍNTESIS DE LOS ÚLTIMOS CUATRO AÑOS

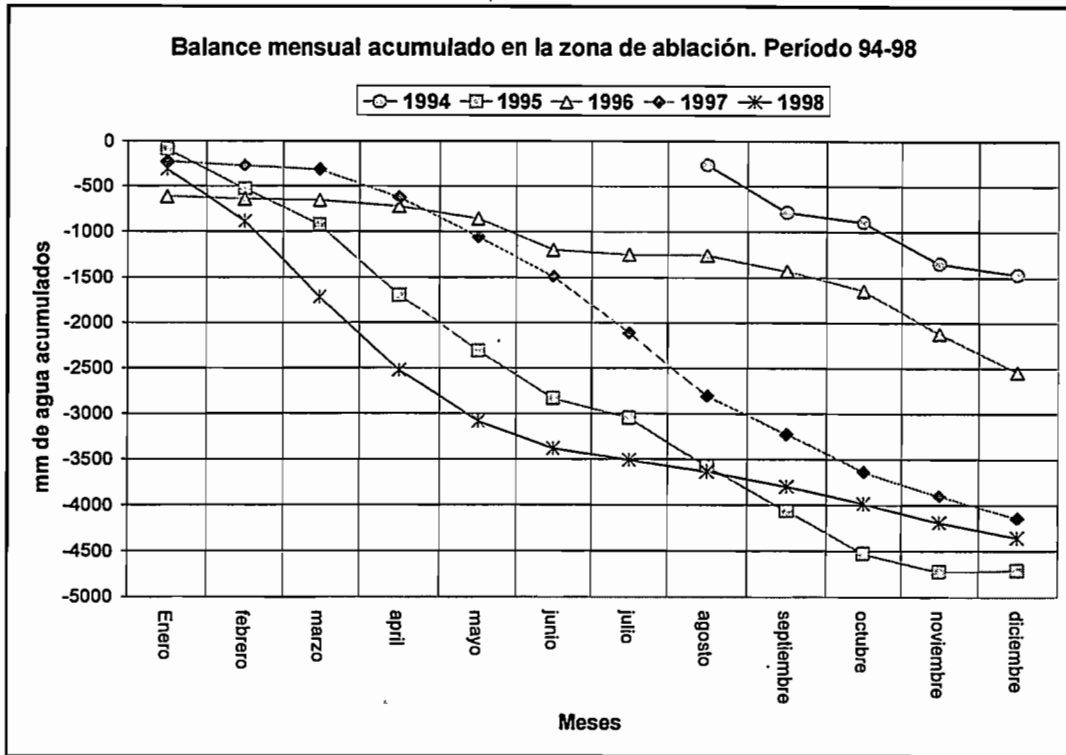
El hecho de dividir la información utilizando los años hidrológicos que empiezan el primero de enero fue justificado anteriormente (Sémiond *et al.*,1998). Pero debido a que la estacionalidad no parece ser estable en el Ecuador, es necesario tener una visión global del balance mes a mes desde el inicio de las mediciones. La figura 2.25 muestra el balance medido en la zona de ablación desde enero 1995. Se observa que los picos de balance positivos o negativos no siempre coinciden. Sólo se observa una cierta estabilidad en el balance más positivo del año, que se cae generalmente en el periodo de noviembre a enero (el “*veranillo*”), lo que justifica *a posteriori* la adopción de un año hidrológico que empieza en enero (es a decir igual al año civil). Esta estacionalidad fue evidente también en la perforación que se hizo en 1996 en la cumbre del Antizana, cuando se tomaron en consideración los valores de la relación Oxígeno16/Oxígeno 18 ($\delta^{18}O$) (Sémiond *et al.*1998). Se pueden observar en el mismo gráfico también dos periodos de balance negativo, uno en 1995 y otro

en julio 1997-mayo 1998, que corresponden a los dos últimos fenómenos El Niño importantes de los cuatro años recientes, siendo el segundo el más importante por su duración y amplitud. Al inverso, las dos fases frías del ENSO, la de 1996 y la que empezó en mayo de 1998, se distingue por tener un balance más equilibrado, que nunca sobrepasa la pérdida de 500 mm mensuales.



◆ Figura 2.25. Evolución mensual del balance en la zona de ablación del Glaciar 15α del Antizana (1995-1998)

La figura 2.26 y el cuadro 2.23 muestran el balance mensual acumulado en la zona de ablación. Durante los periodos marcados por un fenómeno El Niño (1995, 1997 y primera mitad de 1998 - ver. figuras 1.2 y 1.3), la pérdida neta mensual del glaciar en el rango altitudinal 5000 - 4800 snm alcanza un promedio de 400 mm. Durante la fase de La Niña (1996 y segunda mitad de 1998), la pérdida disminuye en dos veces.



◆ Figura 2.26. Balance mensual acumulado en la zona de ablación del Glaciar 15α durante el periodo entre agosto de 1994 y diciembre de 1998.

Años	1995	1996	1997	1998
Balance (mm de agua)	- 4.715	-2.539	-4.142	-4.357

◆ Cuadro 2.23. Balance en la zona de ablación durante los 4 ciclos completos. Valor acumulado del balance mensual

2.5. COMPARACIÓN CON OTROS GLACIARES ANDINOS PARA EL MISMO PERIODO

El cuadro 2.23 recopila los datos de los balances netos específicos de tres glaciares monitoreados por el IRD en los Andes Centrales: Antizana (0°) en Ecuador, Zongo y Chacaltaya (16°S) en Bolivia. Se destaca que esos glaciares han sufrido pérdidas importantes durante los cuatro últimos años. Un promedio de 600 mm a 1900 mm por año, lo que en términos de ablación corresponde a dos o más veces la acumulación que reciben esos glaciares con las precipitaciones sólidas (un poco menos en el caso del Zongo que tiene una gran área de acumulación).

ANTIZANA 15α		ZONGO		CHACALTAYA	
Años	Balance neto (mm)	Años ¹	Balance neto (mm)	Años ¹	Balance neto (mm)
1995	-1914	1994-95	-703	1994-95	-1470
1996	-488	1995-96	-675	1995-96	-1874
1997	-612	1996-97	+797	1996-97	-659
1998	-816	1997-98	-1962	1997-98	-3660
<i>Suma</i>	<i>-3830</i>	<i>Suma</i>	<i>-2543</i>	<i>Suma</i>	<i>-7663</i>
<i>Promedio</i>	<i>-957</i>	<i>Promedio</i>	<i>-636</i>	<i>Promedio</i>	<i>-1916</i>

¹ Año hidrológico : septiembre-agosto

◆ Cuadro 2.23. Balances netos específicos de tres glaciares de los Andes Centrales durante los cuatro últimos ciclos anuales

Cabe señalar que la variabilidad es muy importante según los años. Los glaciares de Bolivia tienen un balance claramente negativo durante las fases cálidas del ENSO, mientras que lo contrario ocurre durante la fase fría de 1996-97. El Antizana sigue la misma tendencia (cuadro 2.22), pero la división del año hidrológico en el mes de enero impide aislar correctamente cada fase del ENSO.

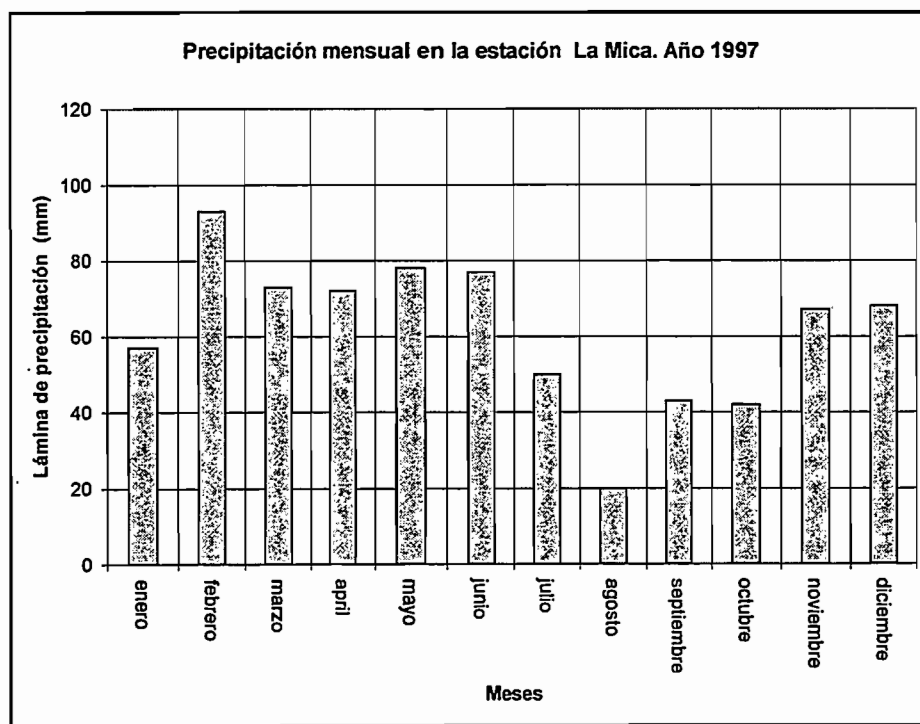
3. PRECIPITACIONES

3.1. PRECIPITACIONES PLUVIALES REGISTRADAS EN EL CAMPAMENTO LA MICA (3900 M).

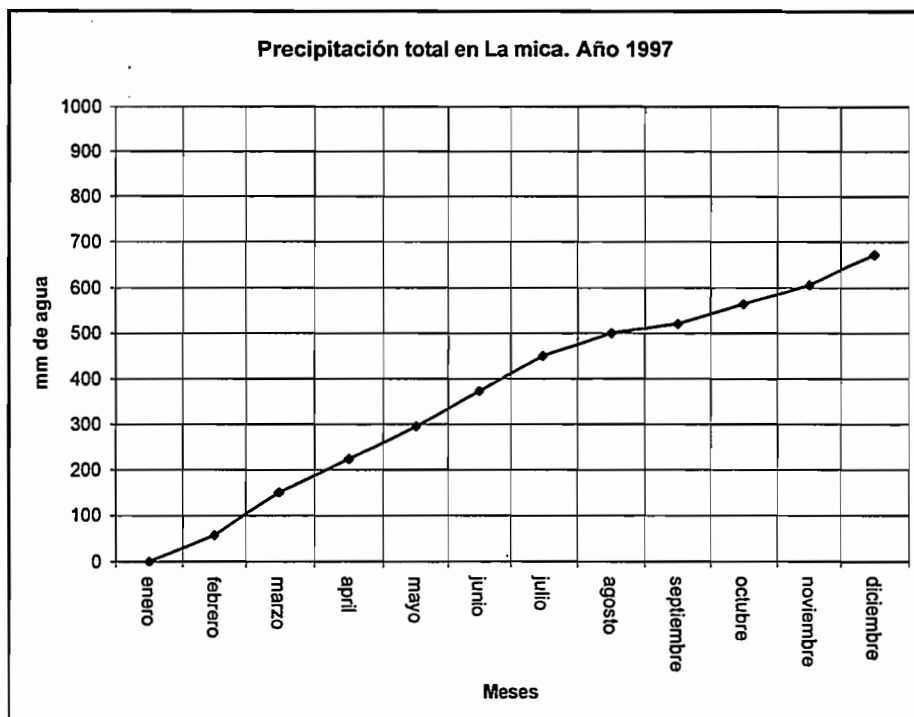
En el campamento de La Mica, se encuentra ubicado un pluviómetro totalizador de 2000 cm² de área receptora semejante a los instalados en la cercanía del Glaciar 15 (Sémiond *et al.*, 1998). Lastimosamente, este pluviómetro P5 (anteriormente designado P4) es inspeccionado con menor regularidad que los restantes.

□ Año 1997.

Según datos registrados en este pluviómetro, los meses más lluviosos son los comprendidos entre febrero y junio, con valores mensuales que fluctúan entre 72 mm y 93 mm. Los meses de agosto a octubre fueron relativamente secos con valores que oscilan entre 20 mm y 42 mm. El total anual de precipitación fue de 730 mm y se registró un periodo de escasas precipitaciones de agosto a octubre. Los datos registrados durante este año se representan en las figuras 3.1 y 3.2.



◆ Figura 3.1. Precipitación mensual registrada en estación La Mica durante 1997



◆ Figura 3.2 Precipitación mensual acumulada en la estación de La Mica para 1997

□ Año 1998.

Durante este año las lecturas realizadas en el pluviómetro totalizador no fueron regulares, dando lugar a que la lámina registrada durante un intervalo de varios meses aparezca entre dos mediciones. A pesar de esta irregularidad mensual en las mediciones, fue posible obtener el total anual que alcanza este año 983 mm, este constituye un valor 34.6% más elevado que el total del año precedente. y representa el valor más elevado desde la instalación de este pluviómetro en el año 1994 (cuadro 3.1).

Años	Total de precipitaciones (mm)
1995	605
1996	930
1997	730
1998	983

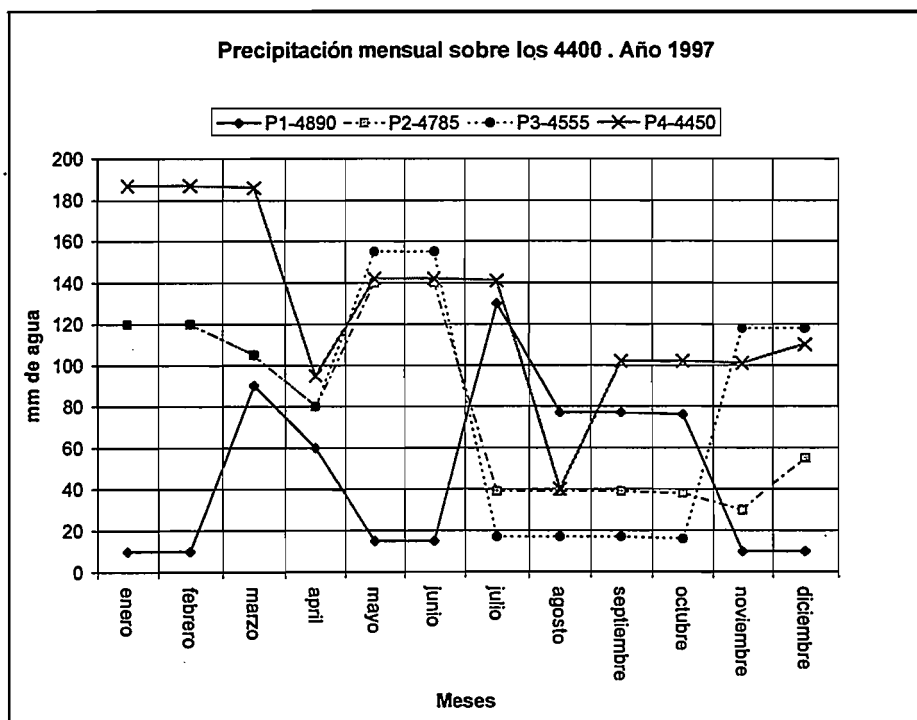
◆ Cuadro 3.1. Precipitaciones registradas en el Campamento La Mica, a 3900 msnm (pluviómetro totalizador tipo 2000 cm²)

3.2. VALORES MENSUALES Y ANUALES REGISTRADOS EN LOS PLUVIÓMETROS TOTALIZADORES DEL GLACIAR 15 α

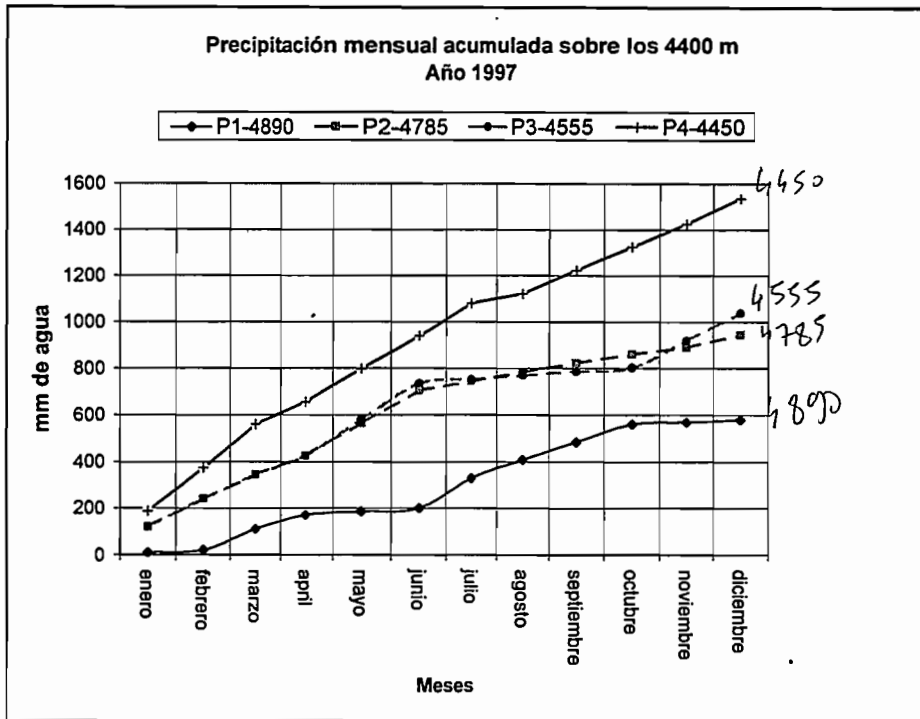
Los 4 pluviómetros totalizadores ubicados en la cercanía del Glaciar 15 constan en el mapa de la figura 1.3. Son pluviómetros clásicos con una boca de 2000 cm² y de 150 cm de altura instalados en 1994. Solo el P4 fue agregado en diciembre de 1996 a algunos metros de la estación limnimétrica Antizana (4450 m). En el precedente informe (Sémiond *et al.*,1998), P4 designaba el pluviómetro instalado en el Campamento La Mica (3900 m), el cual tiene ahora el código de P5.

□ Año 1997.

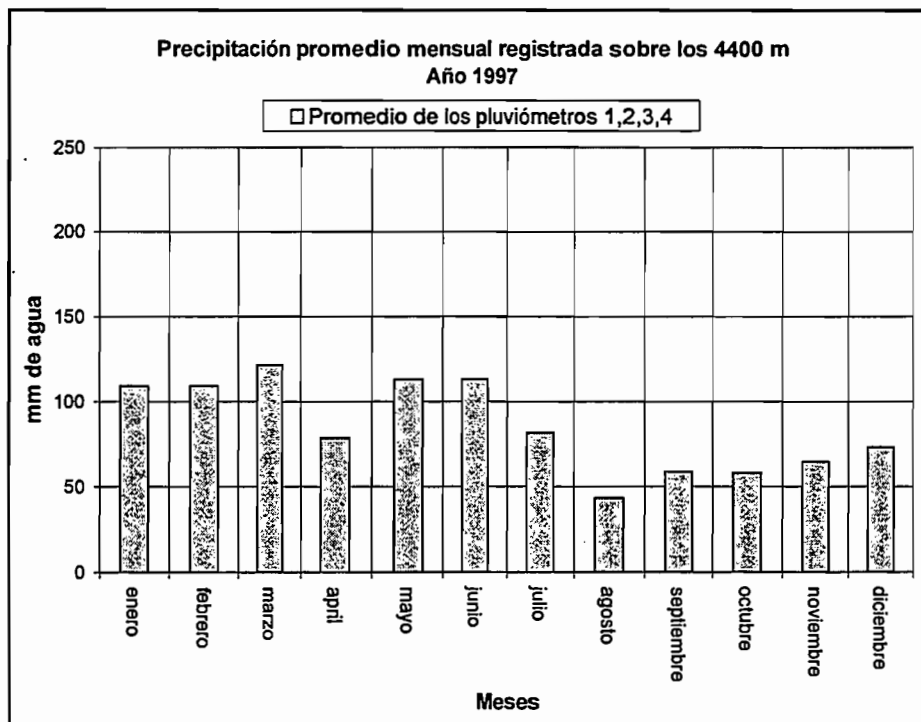
De la revisión de los datos de campo, se desprende que se tiene una buena sincronización de la red de pluviómetros totalizadores instalados en los alrededores del Glaciar 15 α por lo tanto los datos obtenidos son confiables. La precisión de los registros es muy buena, solo para este período hay que señalar que se han presentado fugas tan solo en el pluviómetro P₃ (4550 m.s.n.m.) en el mes de noviembre. Del análisis de las figuras 3.3, 3.4, y 3.5, se puede ver claramente que los meses con menor precipitación son *agosto, septiembre, octubre, noviembre y diciembre* con un valor promedio inferior a 73 mm. Los meses con mayor precipitación son *enero, febrero, marzo, mayo y junio* con valores promedio que oscilan entre 109 y 121 mm. La precipitación anual total fue de 1024 mm. El valor máximo de la lámina de precipitación mensual se ha registrado en el pluviómetro P₄ (4450 m), el cual esta ubicado junto a la estación linnigráfica .



◆ Figura 3.3. Precipitaciones mensuales registradas en el Glaciar 15 α durante 1997



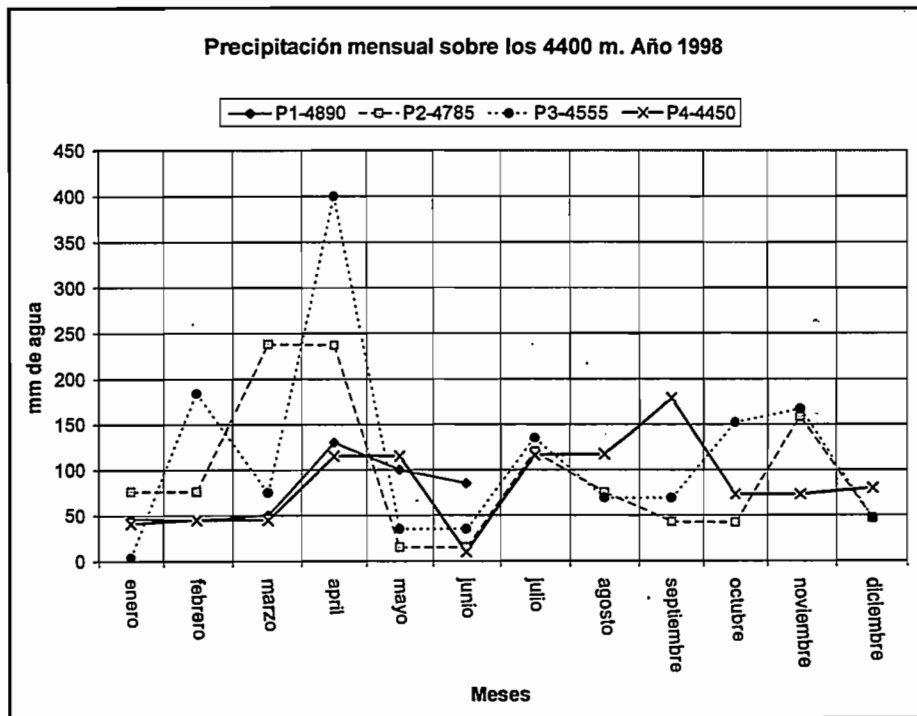
◆ Figura 3.4. Precipitaciones mensuales acumuladas registradas en el Glaciar 15α durante 1997



◆ Figura 3.5. Precipitación mensual promedio registrada en el Glaciar 15α durante 1997

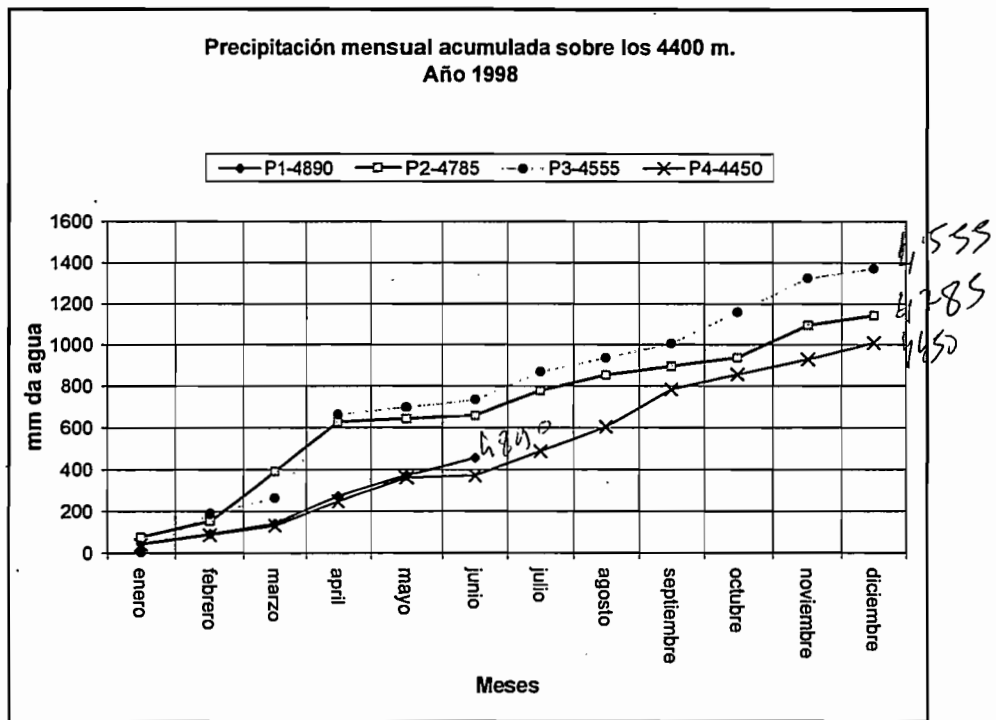
□ Año 1998

Durante este período la sincronización de la mediciones de los pluviómetros totalizadores también fue buena, lo que nos indica que los datos obtenidos son confiables. La única falla producida durante este ciclo fue una fuga¹ de agua del pluviómetro P₁ (4890 m.s.n.m.) en el mes de julio, lo que impidió una colecta de datos completos hasta el fin del año. Este pluviómetro fue reemplazado por uno nuevo a finales del mes de diciembre por lo que para el año 1999 se hallaba en condiciones optimas de operación. Del análisis de las figuras 3.6, 3.7 y 3.8 se puede observar que los meses con menor precipitación son *enero, mayo, junio, agosto, septiembre, octubre y diciembre*, con un valor promedio inferior a 73 mm. Los meses de mayor precipitación son *marzo, abril, julio y noviembre* con un valor promedio que oscila entre 102 y 220 mm. La precipitación total del año fue de 995 mm., la cual es inferior a la del año anterior. El valor más alto de la lámina de precipitación, se registro en el pluviómetro P₃ (4555 m) ubicado en el páramo.

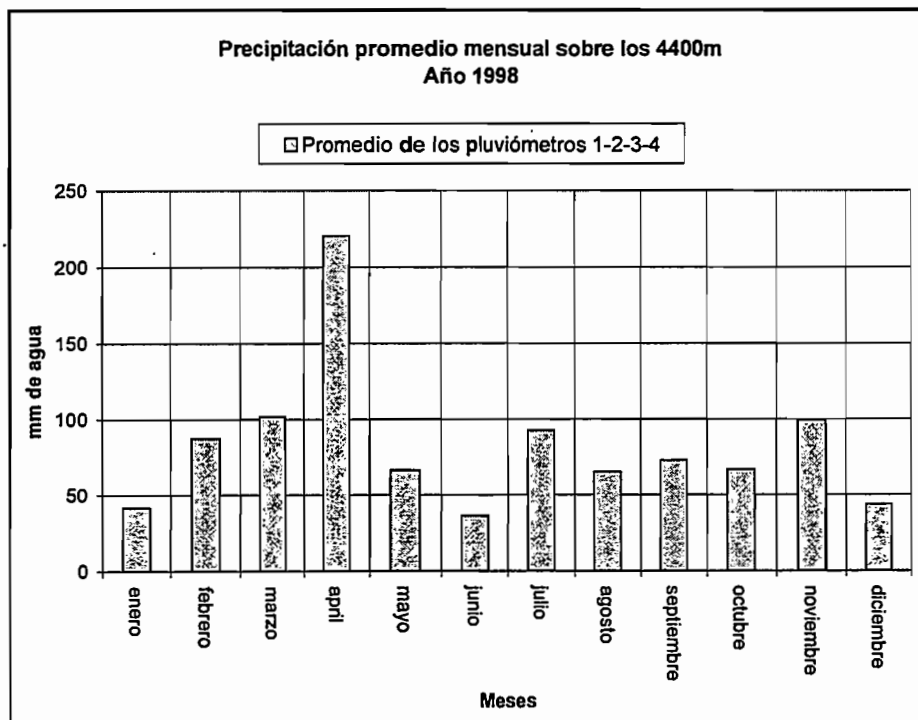


◆ Figura 3.6. Precipitaciones mensuales registradas en el Glaciar 15α durante 1998

¹ Esas fugas están relacionadas por una parte con soldaduras mal impermeabilizadas y por otra parte con fugas en los grifos que han sido colocados al pie del tanque de los primeros pluviómetros para facilitar el vaciado anual. En los nuevos pluviómetros, las soldaduras han sido reforzadas y los grifos eliminados.



◆ Figura 3.7. Precipitaciones mensuales acumuladas registradas en el Glacia15 α durante 1998

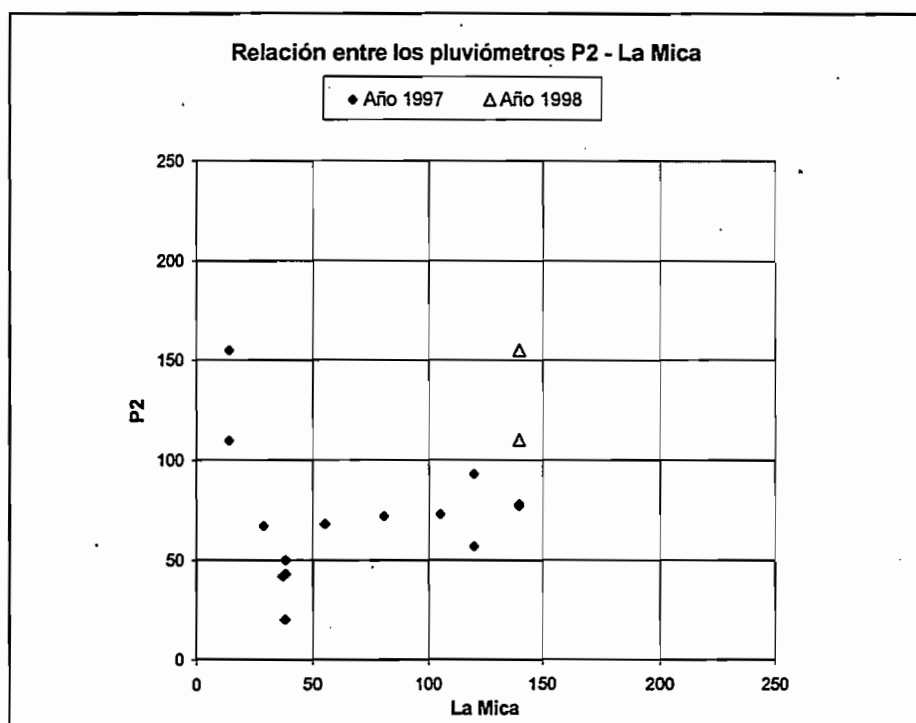


◆ Figura 3.8. Precipitación mensual promedio registrada en el Glaciar 15α durante 1998

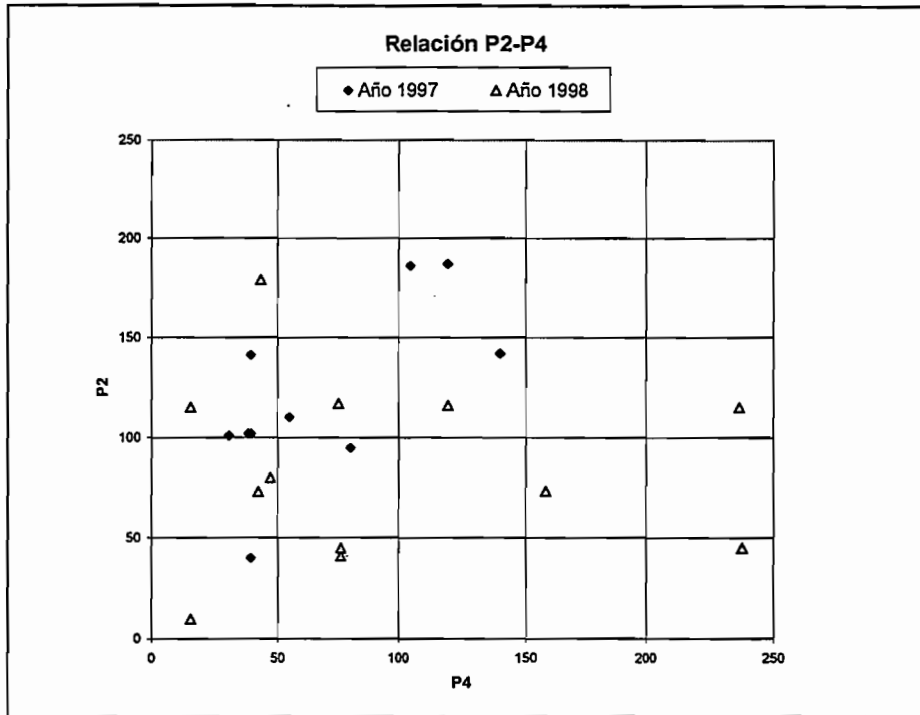
3.3. ANÁLISIS DEL GRADIENTE DE PRECIPITACION ENTRE EL PÁRAMO DE LA ZONA DE LA MICA Y EL GLACIAR 15

□ *Análisis a nivel mensual :*

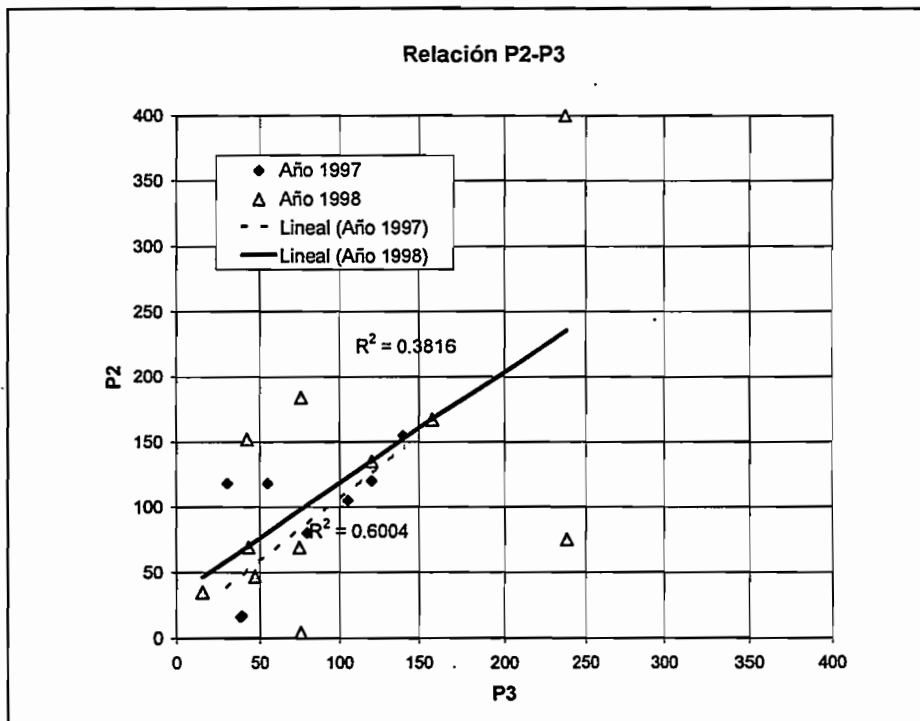
Al observar las figuras 3.9, 3.10 y 3.11, se puede ver que entre los datos de precipitación mensual ,registrados en los pluviómetros P2 y La Mica no existe una buena correlación. Entre P2 y P4 la correlación tampoco es buena, pero entre P2 y P3, la correlación es mejor, y ha sido cuantificada mediante el coeficiente de correlación lineal r : para los años 1997 y 1998, los valores de r son de 0.774 y 0.617 respectivamente. Pero, debido a la dispersión que presentan los puntos, es imposible calcular un gradiente pluviométrico entre las dos estaciones.



◆ Figura 3.9 Relación entre el pluviómetro P2 y La Mica (período 1997-1998).

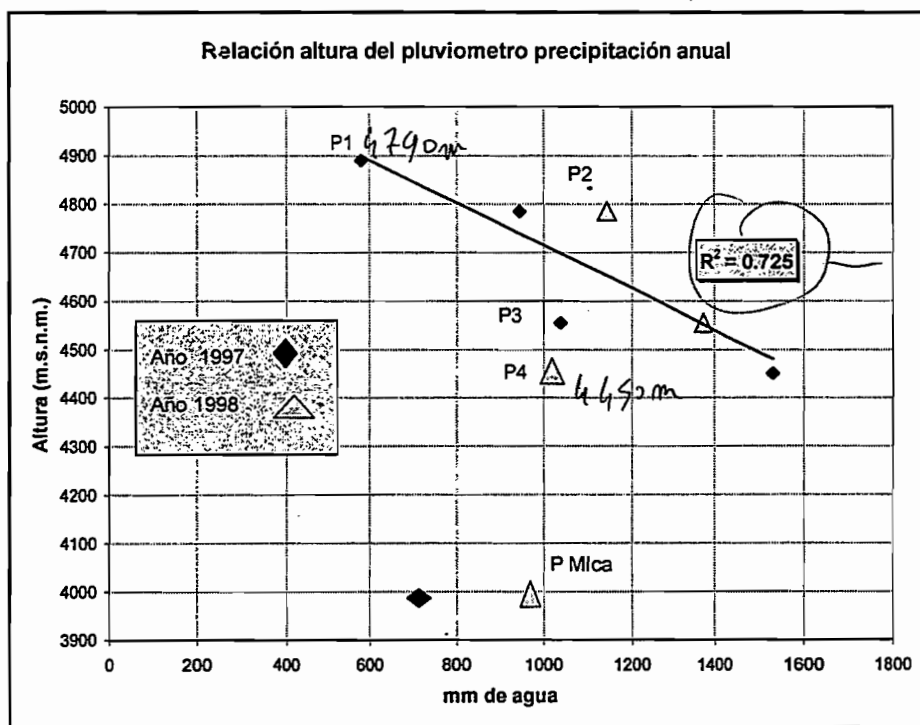


◆ Figura 3.10 Relación entre las precipitaciones mensuales registradas en P2 y P4 (período 1997-1998)



□ *Análisis a nivel anual :*

Debido a la baja correlación existente entre las precipitaciones mensuales de las diferentes estaciones ha sido imposible establecer la existencia de un gradiente pluviométrico claro sobre el rango altitudinal de 340 metros entre la estación linnimétrica (4450 m) y el pluviómetro alto P1 (4790 m). En consecuencia, si se analiza la figura 3.12, se puede establecer que en general la precipitación disminuye en su valor conforme aumenta la altura. Los puntos correspondientes a la estación La Mica son aislados, lo que tiende a demostrar que podríamos tener una inversión de gradiente entre: 1) La Mica y el páramo alto de la vertiente oeste del Antizana representado por P4 (gradiente positivo), y 2) P4 y la parte baja del Glaciar 15 (P2 y P1) (gradiente negativo). Sin embargo, no tenemos ninguna razón para extrapolar esta segunda tendencia (gradiente negativo) hacia la cumbre del Antizana, ya que los datos de la acumulación neta (poco diferentes de 700-900 mm) nos indican un promedio de precipitación anual (nevadas más escarcha) poco diferente de 1000/1100 mm en los alrededores de la cúspide, considerando un valor de sublimación máximo (todavía hipotético pero razonable) de unos 200-300 mm al año.



*font ?
voin calcul*

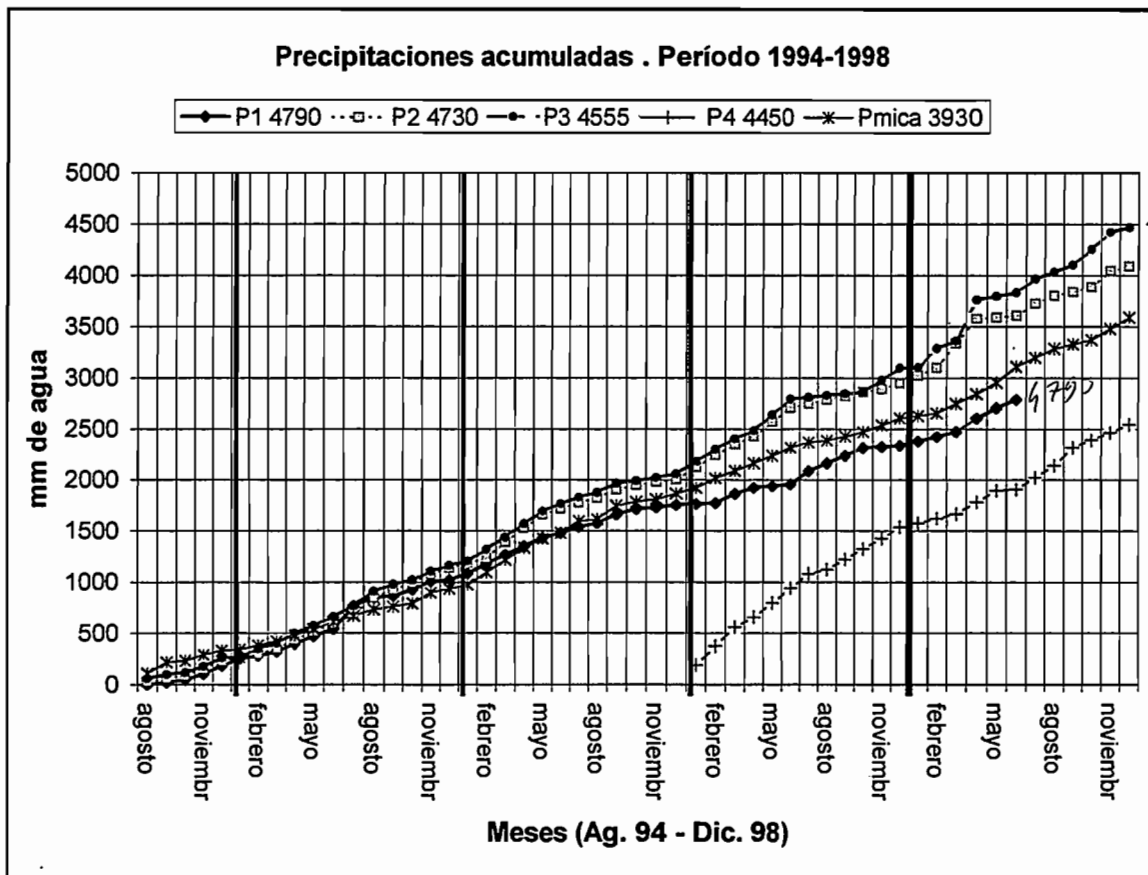
◆ Figura 3.12 . Relación entre la precipitación y la altura (periodo 1997-1998)

3.4. ANÁLISIS DE LA SERIE DE PRECIPITACIONES REGISTRADAS ENTRE AGOSTO DE 1994 Y DICIEMBRE DE 1998.

La serie de datos obtenidos cubre un período de 53 meses de registro continuo en el páramo inferior y en las cercanías del Glaciar 15 α del Antizana (pluviómetros P₁, P₂, P₃ y P₄). Del análisis de la información que se muestra en el cuadro 3.2 y en las figuras 3.13 y 3.14, se concluye que durante los años 1995, 1996 y 1997 la precipitación en las cercanías del Glaciar 15 tiene un valor muy semejante. En el año de 1998 se puede ver claramente un incremento en el valor de la precipitación en un 16% en relación al año precedente (1997), siendo por lo tanto este el año más húmedo dentro del período de estudio con un valor registrado que alcanza los 990 mm. Estos valores se los ha calculado utilizando las precipitaciones registradas en los tres pluviómetros (P₁, P₂, P₃), no se ha considerado el pluviómetro ubicado sobre la estación linnigráfica (P₄) porque su instalación se la realizó a fines del año 1996 (diciembre).

Años	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	My.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Suma
1995	33	53	50	86	76	78	142	128	53	58	83	45	886
1996	51	87	119	118	113	59	62	42	85	42	25	30	831
1997	83	83	100	73	103	103	62	44	44	44	43	53	854
1998	42	102	121	256	50	45	85	48	37	65	108	31	990

- ◆ Cuadro 3.2. Promedio de precipitación mensual en las cercanías del Glaciar 15 α (P₁, P₂ y P₃). No se ha considerado para el promedio el pluviómetro P₄.



◆ Figura 3.13. Precipitación mensual acumulada en las proximidades del Glaciar 15α (período 1994-1998)

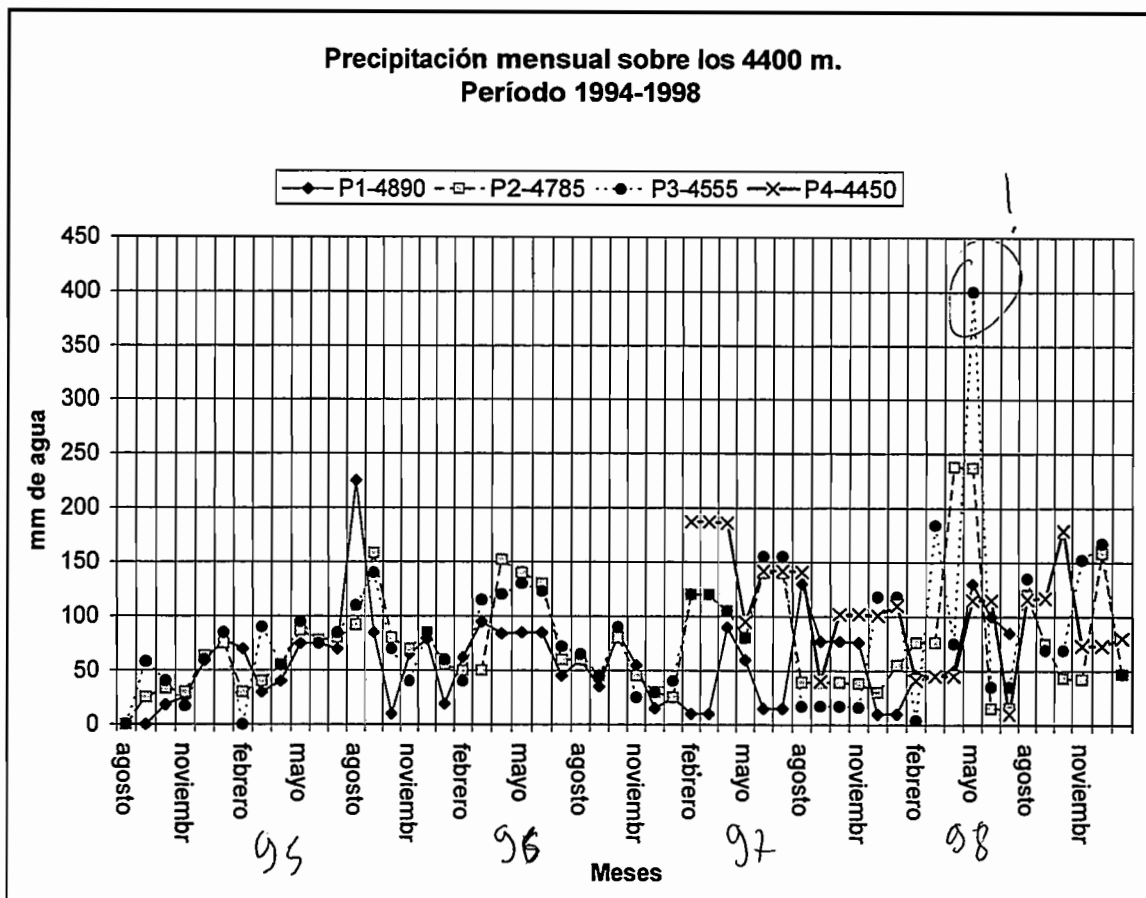
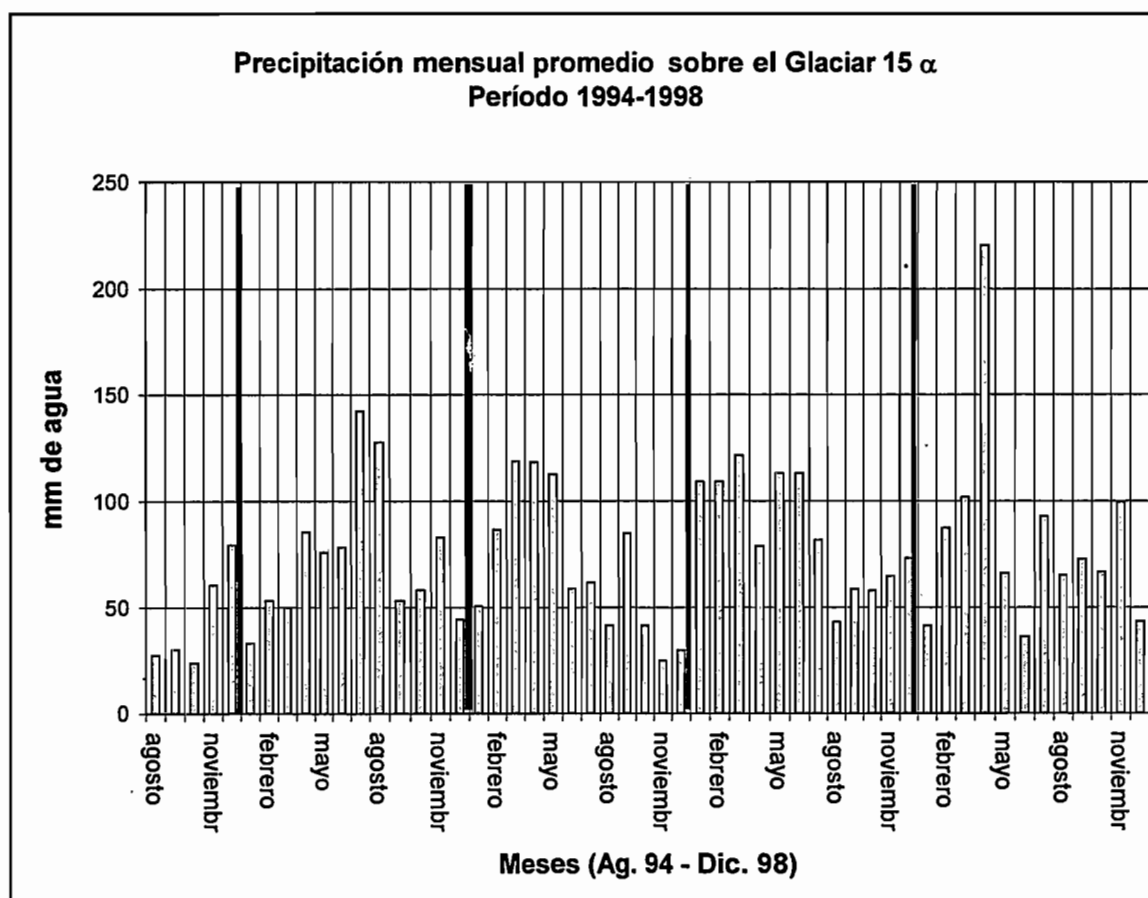


Figura 3.14 : Precipitaciones mensuales en las proximidades del Glaciar 15 α (período 1994-1998)

Al observar el gráfico 3.15, se puede identificar una tendencia estacional; sin embargo, es difícil de afirmar que existe realmente un patrón estricto de estaciones húmedas y secas estables a lo largo de los años, como por ejemplo en Bolivia o en el Perú. Se puede identificar grupos de meses con precipitaciones altas, y otros grupos con precipitaciones bajas. El patrón estacional – la atribución de los grupos de meses a los periodos de desigual cantidad de precipitaciones – tiene una tendencia a reproducirse cada año, aunque de una manera variable. Así, las mayores precipitaciones se producen generalmente *entre los meses de febrero y julio* (entre el primer equinoccio y el primer solsticio), mientras que *entre julio y febrero* se produce un apreciable descenso de las precipitaciones. Sin embargo, existen años en que esto no se cumple. A pesar de esta irregularidad interanual, se puede considerar que la mayor probabilidad del mes (o de los meses) con menores precipitaciones ocurre siempre *entre noviembre y febrero*, período que corresponde al *veranillo*. En consecuencia, se justifica la definición del inicio del año hidrológico en enero.

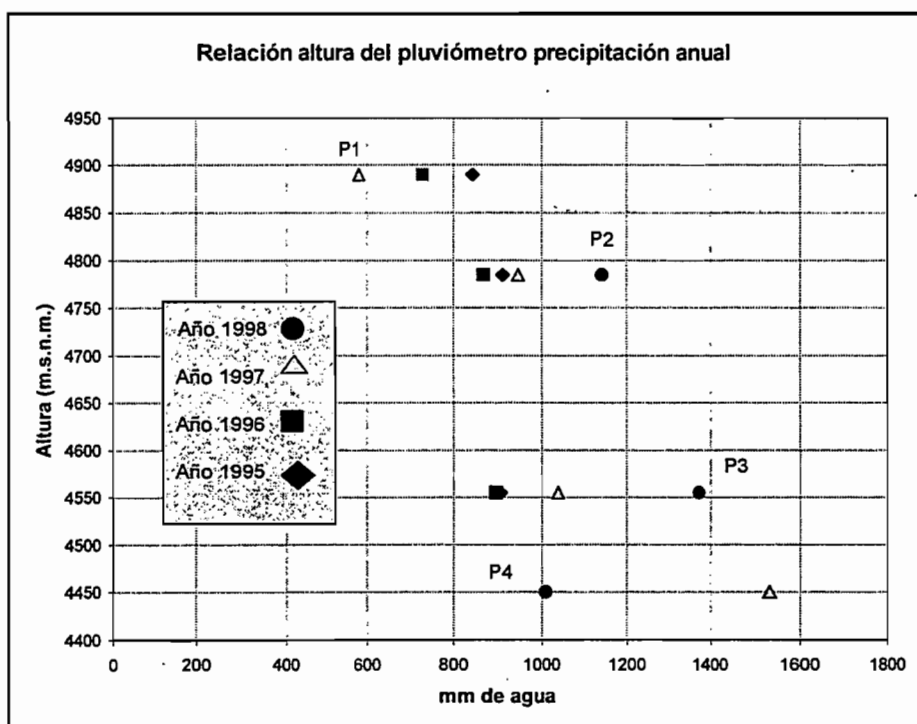
La variabilidad interanual parece notable, aunque no se la puede apreciar sobre una serie de datos anuales tan escasa. Ninguna tendencia que se podría relacionar con la sucesión de fases del ENSO (El Niño/La Niña) aparece sobre esta corta serie marcada por acontecimientos contrastados. Esto podría confirmar que en esta parte oriental de la sierra andina, la relación entre las precipitaciones y el ENSO es nula o por lo tanto poco significativa. (Rossel, 1997). Para confirmar esta impresión, urge estudiar las precipitaciones recolectadas en varias estaciones de este sector este de la cordillera sobre un lapso de tiempo de varios decenios.



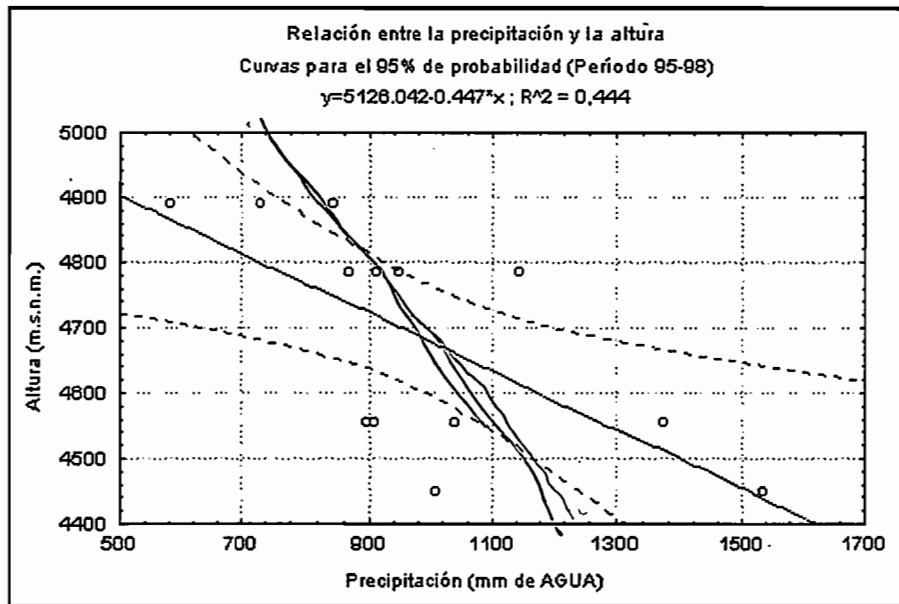
◆ Figura 3.15. Precipitación mensual en las cercanías del Glaciar 15α : promedio de los pluviómetros P1, P2, P3 y P4, periodo agosto 1994 - diciembre 1998. Desigual distribución de los totales mensuales según los años. Se nota sin embargo una muy fuerte probabilidad de que el período noviembre - enero contenga un mes seco (*veranillo*), y una buena probabilidad de que agosto sea al centro de un grupo de meses con precipitaciones por debajo del promedio mensual (*verano*).

Por fin, ha parecido interesante considerar esta serie de 4 años para tentar de precisar la repartición de las precipitaciones en la área considerada, particularmente la evolución de los totales en función de la altitud. En la figura 3.16 y 3.17, se observan los valores correspondientes a las precipitaciones registradas en las cercanías del Glaciar 15 desde 1995. Del análisis estadístico de estos datos se obtuvo un coeficiente de regresión lineal

r con un valor de 0,666 ; una pendiente (m) de -0.447 ; límite inferior de precipitación de 772 mm ; límite superior de la precipitación de 1100 mm ; un intervalo de confianza de ± 137.213 mm (alrededor de la mediana 910mm) y una probabilidad de certeza en las mediciones del 95%. Del gráfico se puede deducir la presencia de un gradiente para la precipitación es decir esta disminuye conforme aumenta la altitud del pluviómetro. Este hecho es evidente para los cuatro años estudiados entre el pluviómetro P4 ubicado en la estación linnigráfica y el pluviómetro P1 ubicado en la parte más alta del Glaciar 15 α .



◆ Figura 3.16 Evolución de las precipitaciones con la altitud en el sector occidental del Antizana. Serie 1995-1998 para los pluviómetros P1, P2, P3 y P4.



*Variation
escagées.
faire corrélation
dans l'axe
DEMS*

◆ Figura 3.17. Precipitaciones anuales versus altitud en la cercanía del Glaciar Antizana 15. Pluviómetros P1, P2, P3 y P4, serie 1995-1998.

4. HIDROLOGIA

4.1. ESTACIÓN LIMNIMÉTRICA ANTIZANA

□ 4.1.1. Ubicación

La estación está ubicada en el cauce del río efluente del glaciar 15 del Antizana, en la cota 4.455 msnm (fig.1.2). Su cuenca aportante incluye a las dos lenguas del glaciar 15: la lengua α en su lado izquierdo y la lengua β en su lado derecho. De acuerdo con los levantamientos topográficos de 1.998, la superficie total de esa cuenca aportante es igual a 1.367 km², de los cuales 0.729 km² están cubiertas por el glaciar, lo que equivale al 53.3 % de la superficie. El área restante está ocupada por morrenas, zonas de páramo y una capa de hielo muerto que se extiende hasta unos 200 metros después del pie de los glaciares. El efluente del glaciar 15 α atraviesa esa capa de hielo muerto por vía subterránea en una longitud aproximada de 200 m. Los caudales entregados por la lengua 15 β no afloran en la superficie y se supone que se unen a las aguas del glaciar 15 α en el interior del hielo muerto.

□ 4.1.2. Modificaciones introducidas en la estación

La estación limnigráfica empezó a funcionar en enero de 1996 (Fournier, 1996), sin embargo, la gran cantidad de sedimentos que transporta el río, provocó numerosos problemas en su funcionamiento.. Ello obligó a introducir diversas modificaciones en la estación, lo cual hizo que en los años hidrológicos 1997 y 1998 se distingan cuatro etapas diferentes en su funcionamiento hidráulico.

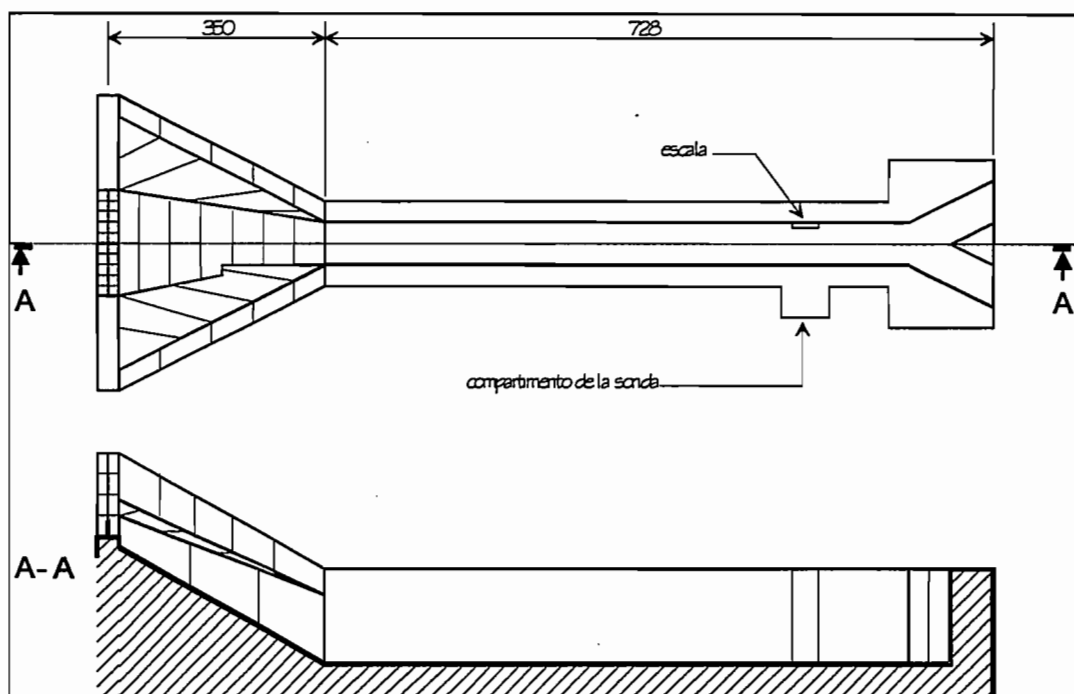
4.1.2.1. Primeras mediciones hasta el 4 septiembre de 1997

Al terminar la construcción de la estación limnimétrica se constató que la elevada concentración de sedimentos del río generaba muchos inconvenientes para una buena medición del nivel del agua; por ello durante nueve meses se realizaron varias adecuaciones en la estructura de la estación a fin de obtener las primeras mediciones confiables. La estación estaba constituida por un vertedero triangular, a continuación del cual se tenía un plano inclinado que entregaba las aguas a un canal de sección rectangular. La longitud del canal era corta ya que la pendiente del cauce impedía mayores dimensiones. La sonda de presión hidrostática se ubicaba en el interior del pozo tranquilizador, el mismo que estaba adjunto al canal en su tramo medio.

En las obras así construidas tenían lugar frecuentes y bruscas oscilaciones del nivel del agua ya que la corta longitud del canal era insuficiente para disipar la turbulencia que adquiría el flujo al descender por el plano inclinado. Ello evidentemente afectaba a la calidad de las mediciones, a lo cual se agregaba la acumulación de sedimentos en el canal cuando los caudales eran débiles. En septiembre de 1997 se decidió prolongar el canal y aumentar la pendiente de la solera (Sémiond *et al.*, 1998).

4.1.2.2. Período entre el 20 de septiembre de 1997 y el 18 de mayo de 1998

Durante este período, el canal fue prolongado hasta los 7 m (mediante el relleno del cauce) y se le confirió una pendiente de 2.5%. El pozo tranquilizador de la sonda de presión fue reubicado a un metro de distancia antes del fin del canal. Además, se construyó una derivación del canal y se colocaron compuertas que permitían desviar el flujo hacia un estanque de 1.5 m³ capacidad que permitía realizar aforos volumétricos (fig. 4.1).



◆ *Figura 4.1 Esquema de la estación limnimétrica Antizana, período del 1º de enero al 18 de mayo de 1998.*

A pesar de estos cambios, la elevada concentración de sedimentos provocó mayores problemas, ya que la alta velocidad del agua, unida a la presencia de los sedimentos, provocó una gran erosión en el canal. Así, a inicios de mayo, en la unión del plano inclinado con la solera del canal, se formaron cárcavas cuya profundidad superaba los 20 cm. Esa erosión continua obligaba a redefinir frecuentemente la curva de descarga, lo cual se dificultaba por las rápidas modificaciones de las socavaciones que impedían la obtención de suficientes aforos. Las curvas de descarga de este período fueron establecidas sobre la base de la fórmula de Manning para flujo turbulento en canales abiertos (Chow *et al.*, 1994):

$$Q = \frac{\sqrt{S_f}}{n} \cdot \left(\frac{A^5}{P^2} \right)^{1/3} \quad (4.1)$$

donde : Q = caudal del río, en m³/s;

S_f = pendiente de fricción, adimensional;

n = coeficiente de rugosidad de Manning, en s.m^{-1/3};

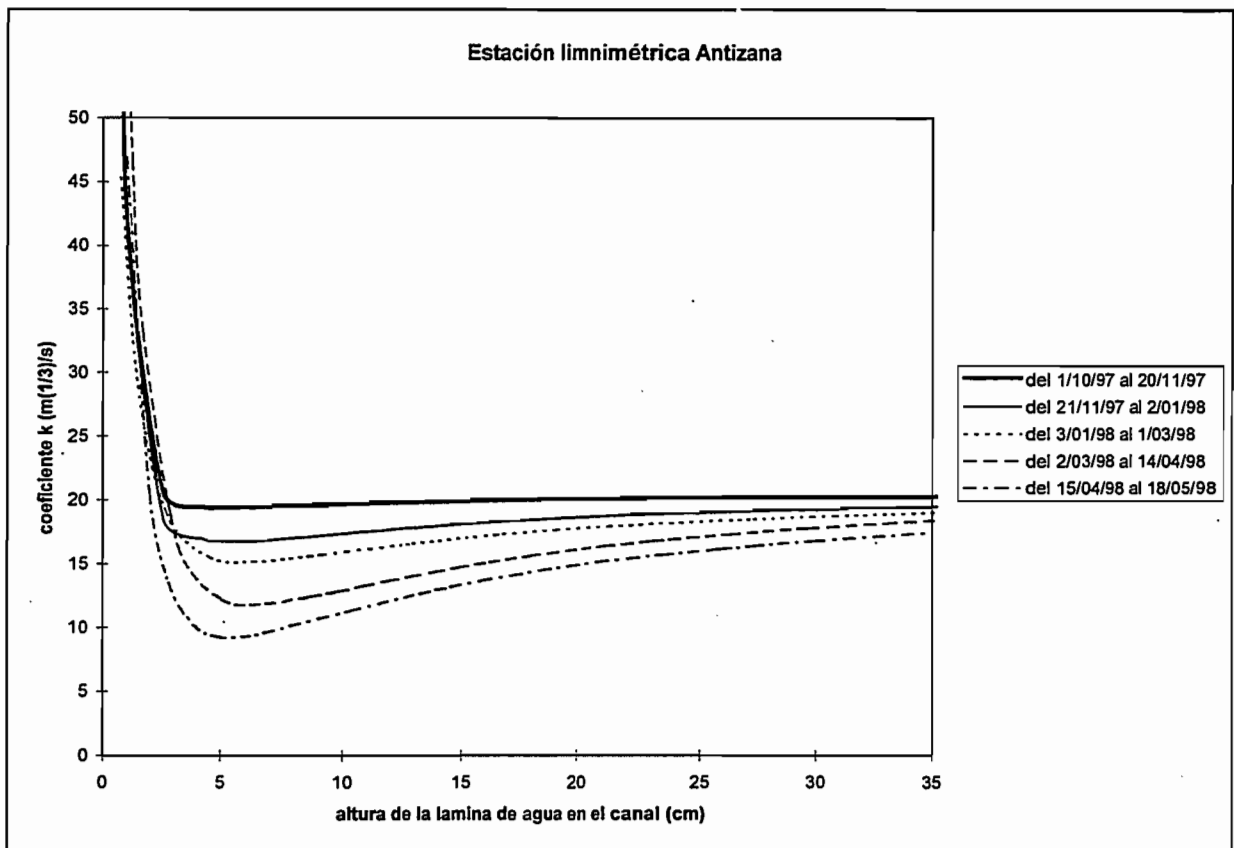
A = área de la sección transversal, en m²;

P = perímetro mojado, en m.

En esta fórmula, la pendiente de fricción y la rugosidad, pueden ser definidos mediante el coeficiente k:

$$k = \frac{\sqrt{S_f}}{n} \quad (4.2)$$

Los cambios sufridos por el coeficiente k, en el transcurso del tiempo y en función del nivel del agua en el canal, muestran claramente la incidencia que tuvo la erosión en las curvas de descarga. En la fig. 4.2 se observa que a medida que transcurre el tiempo el valor del coeficiente k disminuye significativamente en un amplio rango de niveles de agua, lo que equivale a decir que para un mismo nivel de agua el caudal es cada vez menor. Ello se podría explicar por el hecho de que las cárcavas e irregularidades de la solera aumentan la rugosidad, con lo cual disipan mayor energía y disminuyen la velocidad del flujo. En los extremos inferior y superior del rango de niveles, los cambios en el tiempo del coeficiente k son menos significativos ya que cuando los calados son bajos la menor energía que contiene el flujo se ve menos afectada por las irregularidades del canal y en consecuencia las velocidades cambien menos. Cuando los calados son importantes, la incidencia relativa de las irregularidades del canal, es menor respecto a la magnitud de la energía contenida el flujo. Estas consideraciones fueron utilizadas al definir las nuevas curvas de calibración en base a las anteriores.



◆ *Figura 4.2. Evolución en el tiempo del coeficiente k en función de la altura de la lámina de agua en el canal, durante el período comprendido entre el 1º de octubre de 1997 y el 18 de mayo de 1998.*

En este período se observó con frecuencia la formación de antidunas (acumulaciones de sedimentos) en la solera del canal cuyo desplazamiento parecería ser hacia aguas arriba. La superficie libre del flujo repetía las ondulaciones de la superficie de esas antidunas, lo cual es posible cuando las condiciones del flujo son supercríticas como sucedía en el interior del canal (si la transición del flujo hubiese sido a condiciones subcríticas bien definidas se habría observado un resalto hidráulico perfecto). El aparente movimiento ascendente de las dunas (y no el los sedimentos que las componen, ya que ellos se desplazan necesariamente hacia abajo) se podría explicar por la acción de las curvas de remanso en las dos caras de la duna. Así en la cara anterior, el flujo tiene un perfil de tipo creciente en el que se disminuye la velocidad del agua y se favorece la deposición de los sedimentos; en la cara inferior, por el contrario el perfil es de tipo decreciente con lo cual se aumentan la velocidad y la erosión al pie de la duna.

Las causas que generaron el surgimiento de las antidunas son difíciles de explicar. En un inicio se pensó que podrían ser efecto de la presencia de las compuertas al final del canal, ya que ellas cambian la dirección del flujo y generan una pequeña zona de agua muerta, donde se facilitaría la acumulación de sedimentos y se iniciaría la formación de las antidunas. Luego de ello, y debido a que la frecuencia con la cual se presentaban las antidunas aumentaba a medida que crecía la erosión del canal, se supuso que la causa radicaría en la erosión que se producía al final del plano inclinado, ya que ella generaba ondulaciones en la superficie del flujo que se propagaban al interior del canal; estas ondulaciones, al disminuir localmente la velocidad media (por la elevación del calado), podían facilitar la deposición de los sedimentos si el flujo estaba en su capacidad límite de transporte de carga sólida. La primera explicación considera que la presencia de depósitos es la causa de las ondulaciones en la superficie del flujo, mientras que la segunda explicación supone que las ondulaciones son las que permiten la acumulación de sedimentos (Yalin, 1977). En la actualidad no existe una explicación aceptada por todos respecto al origen de las antidunas.

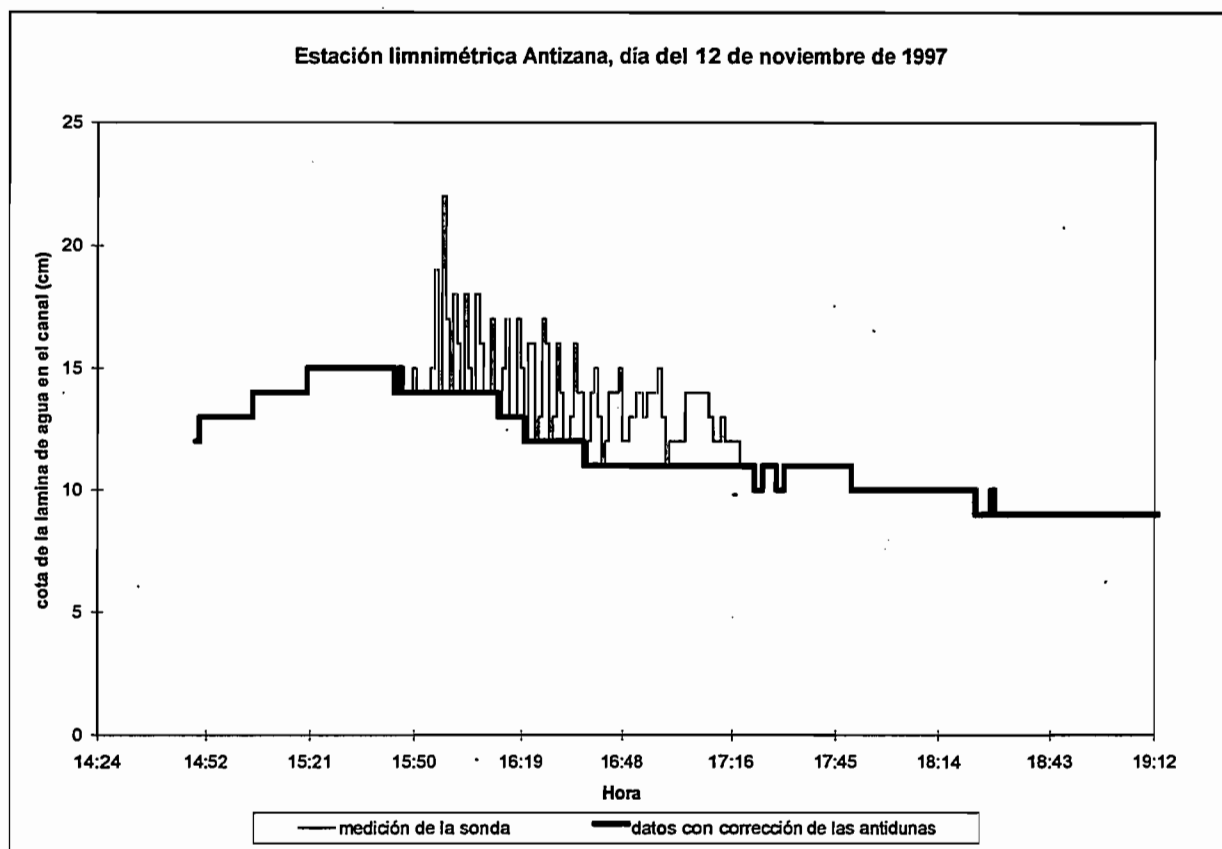
La presencia de las antidunas distorsionó las mediciones del nivel del agua y por ello fue necesario corregir los respectivos hidrogramas. Para tal efecto se reprogramó el funcionamiento de la sonda de tal manera que el tiempo entre medición y medición se reduzca a un minuto (en lugar de los 15 minutos que se empleaban anteriormente). Durante las correcciones se asumió que el verdadero nivel del agua era igual al nivel mínimo que se producía entre dos ondulaciones consecutivas ya que en ese caso la cantidad de sedimentos era nula y la distorsión del flujo era menor (ello fue verificado en forma aproximada). No obstante, la velocidad media del flujo en ese momento debió ser algo diferente respecto a la velocidad media que se produciría si no existiesen las antidunas. Otro inconveniente que se debió considerar consistía en que el mínimo nivel registrado por la sonda, no necesariamente debía corresponder con el nivel mínimo existente entre dos dunas consecutivas. Ello obligó a utilizar no el valor mínimo registrado sino la envolvente inferior (fig. 4.3).

4.1.2.3. Período entre el 25 de mayo y el 13 de agosto de 1998

El 18 de mayo se iniciaron las modificaciones de la estación Antizana a fin de resolver los problemas antes expuestos, las mismas que no pudieron terminarse por la acción de una fuerte crecida que se produjo durante el fraguado las nuevas obras (ref. parte 4.5). Después de la

remoción de los materiales depositados por la crecida, la estación reinició su trabajo el 25 de mayo sin las modificaciones previstas.

En el interior del canal, a una distancia de 1.5 m desde su inicio, se había formado una barrera natural que fue mantenida en el lugar ya que se había previsto una modificación de ese tipo. Al observar los efectos de la obstrucción se comprobó que su presencia impedía la formación de las antidunas; no obstante, cabe señalar que durante ese período los caudales eran pequeños y se desconocen los resultados que se obtendrán cuando los caudales sean mayores.

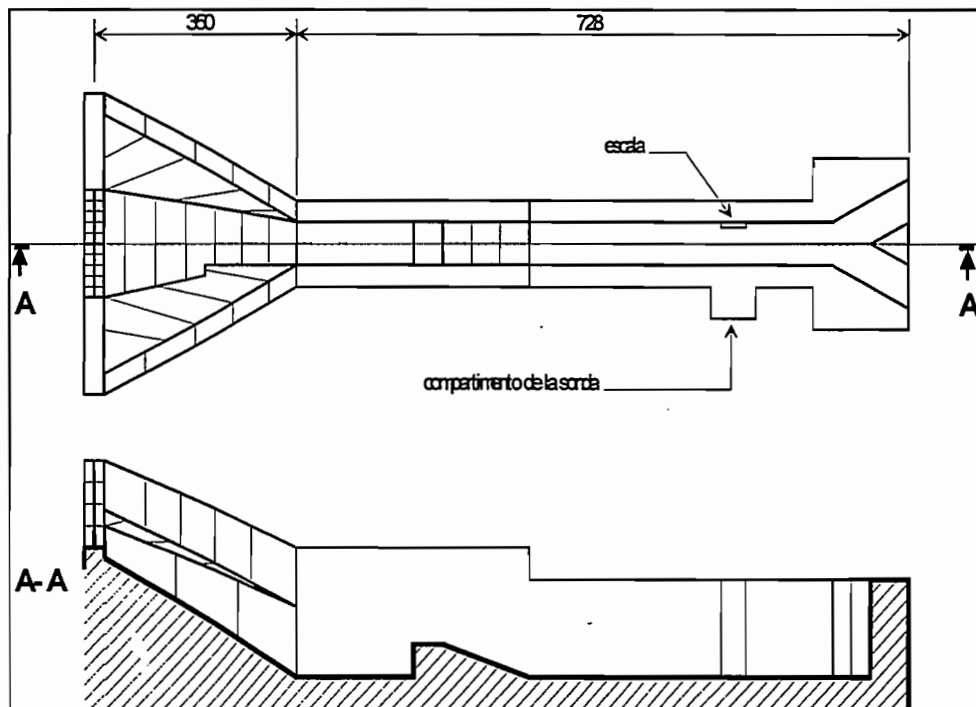


◆ *Figura 4.3. Ejemplo de los limnigramas registrados cuando hubo antidunas y de las correcciones adoptadas*

La observación de los efectos provocados por la obstrucción natural, permitieron reanudar el 14 de agosto la construcción de las modificaciones previstas.

4.1.2.4. Período a partir del 21 de agosto de 1998

Además de reparar los daños ocasionados por la crecida, los trabajos se centraron en la construcción de un umbral dentro del canal y el recubrimiento de la solera con planchas metálicas (fig. 4.4).



◆ *Figura 4.4 Plano de la estación limnimétrica Antizana después del 21 de agosto de 1998*

El umbral, construido en el sitio del obstáculo natural, permite la formación de un resalto sumergido donde se disipa gran parte de la energía del flujo; además, impide la propagación de eventuales oscilaciones del nivel del agua y previene la formación de antidunas.

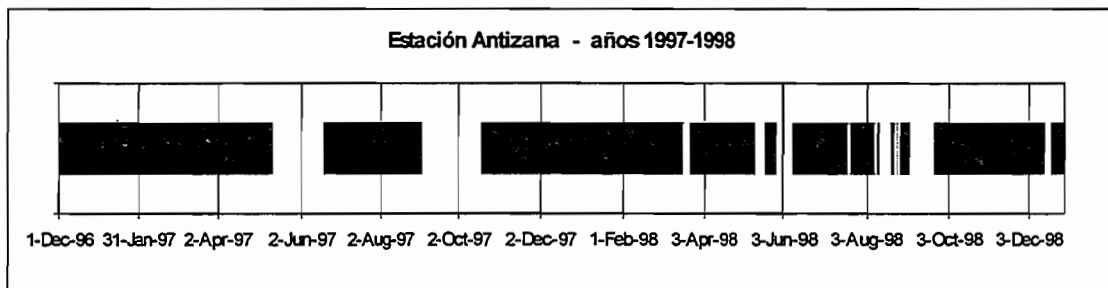
El recubrimiento metálico protege de la erosión a todo el canal (desde el vertedero hasta las compuertas en la salida del canal) con lo cual la curva de descarga se ha estabilizado; empero la velocidad del flujo se ha elevado ya que se redujo la rugosidad del canal. Este incremento de la velocidad ha sido compensado en parte por la menor energía que tiene el flujo después de atravesar el umbral, con lo cual no han surgido mayores problemas directos para el funcionamiento de la sonda de presión.

Por otra parte, la sonda de presión es afectada en cierto grado por la colmatación paulatina de los sedimentos que lleva el río y se acumulan en el pozo tranquilizador y en la sonda misma. Ello provoca que, después de un mes sin mantenimiento, el sensor registre con cierto retardo la etapa de descenso de caudales lo cual se puede corregir fácilmente sin afectar mucho los resultados. Sin embargo, cuando el azolvamiento es muy importante las mediciones del ascenso de la crecida también se ven afectadas y la corrección de los hidrogramas se vuelve imposible. La única solución adoptada consiste en limpiar el pozo cada tres semanas. Anteriormente, la incidencia negativa del azolvamiento se observaba al cabo de un año de funcionamiento, mientras que en la actualidad ese problema es perceptible luego de un mes de funcionamiento; ello podría estar relacionado con el aumento de la velocidad del flujo en el canal.

□ 4.1.3. Datos disponibles

Los datos hidrométricos disponibles de los años hidrológicos 1997 y 1998 contienen numerosos vacíos (fig. 4.5)

- 37 días faltantes entre el 13 mayo al 18 junio de 1997, por desperfectos en la unidad recolectora de datos.
- 15 días faltantes del 5 al 19 septiembre de 1997, por adecuaciones en la estación.
- 30 días del 20 de septiembre al 19 de octubre de 1997, por desperfectos en la unidad recolectora de datos.
- 5 días del 19 al 23 de marzo de 1998, por desperfectos en la unidad recolectora de datos.
- 6 días del 15 al 21 mayo de 1998, por adecuaciones en la estación.
- 11 días del 31 de mayo al 10 de junio de 1998, por desperfectos en la unidad recolectora de datos.
- 2 días del 21 al 22 julio de 1998, por agotamiento de las baterías.
- 1 día el 10 de agosto de 1998, por agotamiento de las baterías.
- 7 días del 14 al 20 de agosto de 1998, por adecuaciones en la estación.
- 3 días los 25, 27 y 29 de agosto de 1998, por agotamiento de las baterías.
- 16 días del 6 al 22 de septiembre de 1998, por azolvamiento del pozo.
- 3 días del 17 al 19 de diciembre de 1998, por azolvamiento del pozo.
- 1 día el 21 de diciembre de 1998, por azolvamiento del pozo.



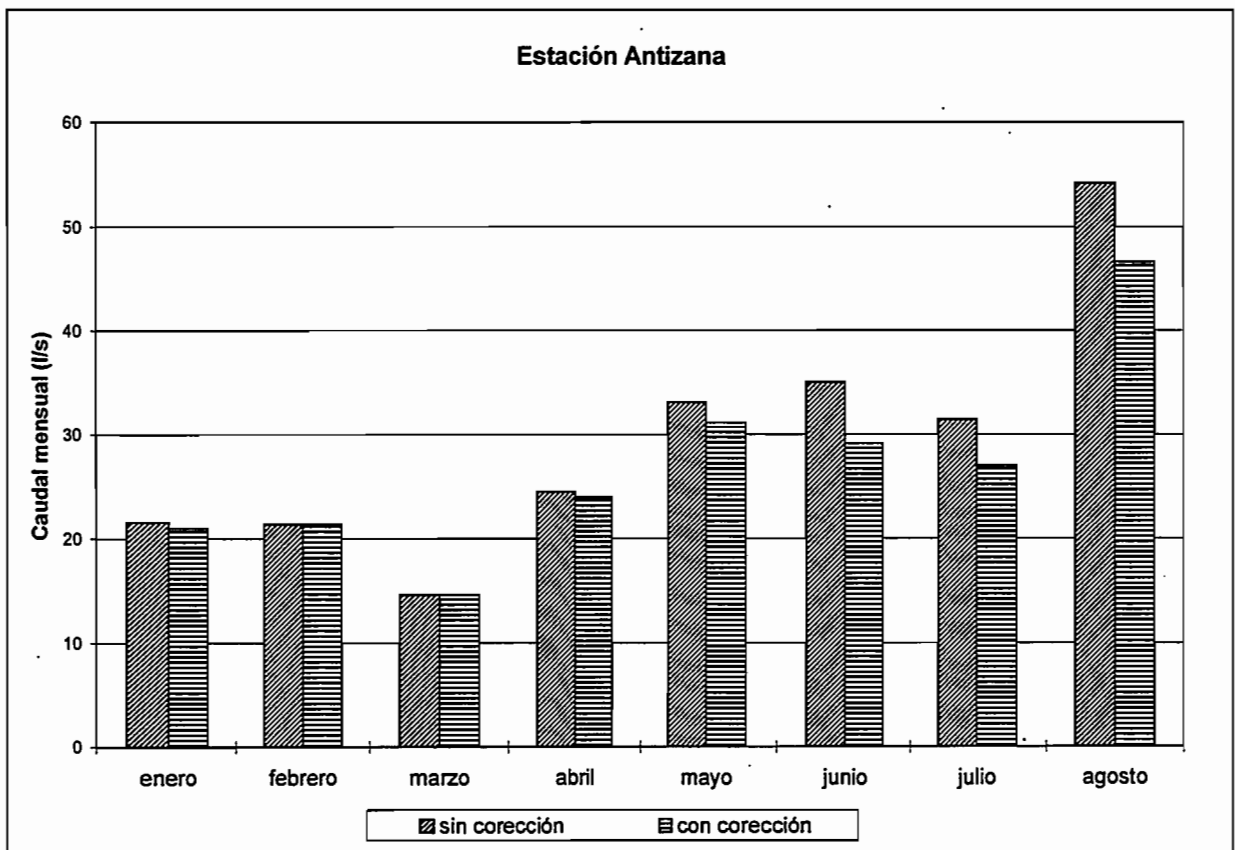
◆ *Figura 4.5. Días con mediciones hidrométricas durante el año hidrológico 1998.*

En total se tienen 82 días sin datos en el año hidrológico 1997, y 55 días en el año 1998, lo que representa el 22.5 y el 15.1% de cada año respectivamente. Además, en 1998, por la presencia de las antidunas fue necesaria la corrección de 127 mediciones diarias, mientras que el azolvamiento del pozo anuló los datos de 31 días. La existencia de muchos vacíos y correcciones, hacen que la calidad de los datos no sea la mejor, a pesar de ello el cálculo de los volúmenes totales de la escorrentía no se ven mayormente afectados.

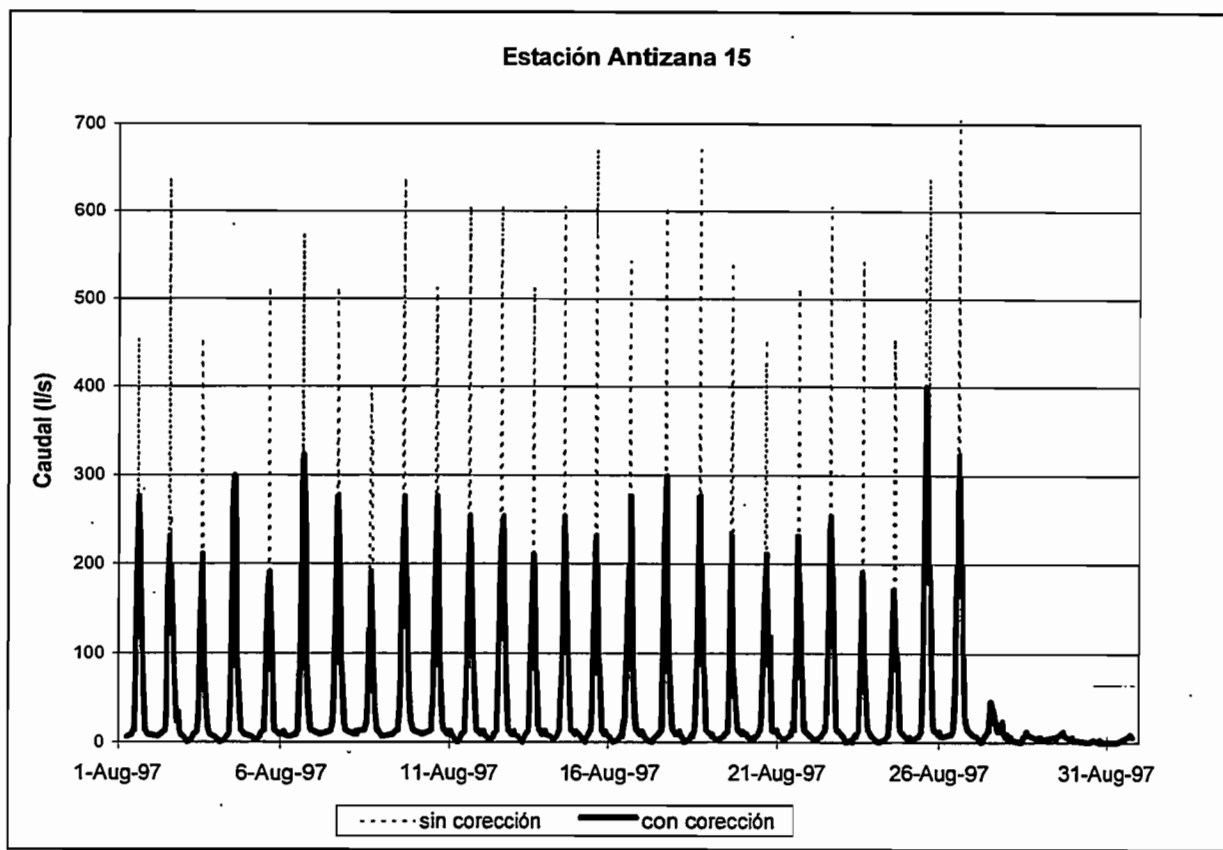
4.2. HIDROGRAMAS

□ 4.2.1. Corrección de los datos del año 1997

Al terminar el informe anterior la formación de las antidunas aún no había sido detectada y por ello los hidrogramas de aquel entonces incluían picos exagerados de caudal, los mismos que se explican por la presencia de las antidunas observadas en 1998. En aquel entonces, las mediciones limnigráficas se realizaban a intervalos de 15 minutos lo que impedía distinguir la presencia de las antidunas. No obstante, y en base a analogías con lo registrado en 1998 se ha obtenido una estimación más realista de los caudales.



◆ *Figura 4.6 Comparación entre los caudales mensuales (de enero a agosto de 1997) no-correctados del informe anterior, respecto a los caudales corregidos considerando la presencia de las antidunas*



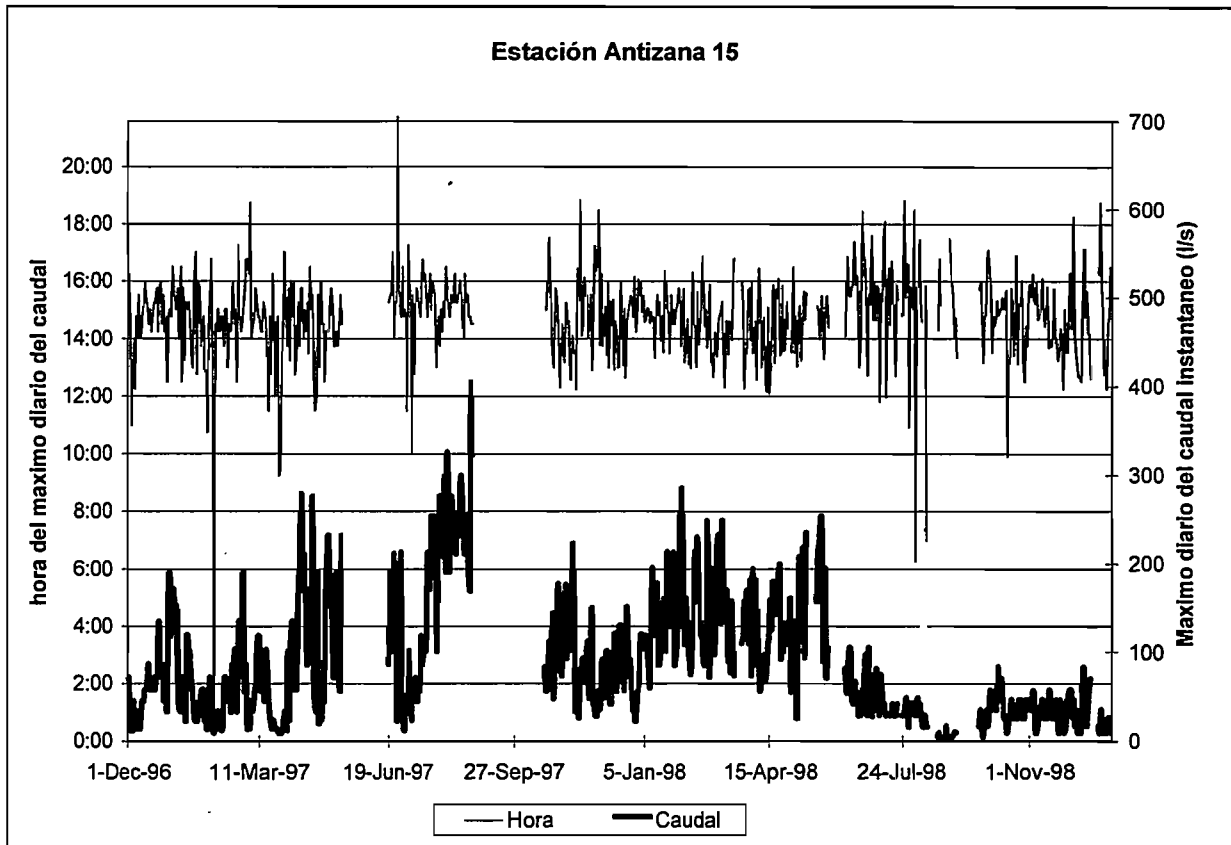
◆ *Figura 4.7 Comparación entre los caudales instantáneos corregidos y los no corregidos de agosto de 1997.*

En la figura 4.6 se observa que los caudales medios mensuales, obtenidos en base a las correcciones, difieren poco respecto a los caudales calculados anteriormente. Así se tiene que en agosto de 1997, cuando hubo que corregir 25 días de un total de 31 días con mediciones, esa diferencia no alcanza el 20 %. En contraposición a ello, las correcciones en los caudales máximos instantáneos son significativas ya que pueden reducir a la mitad los caudales que inicialmente se habían calculado (fig. 4.7). De aquí en adelante este informe, al referirse a los datos hidrométricos de 1997, considerará sólo los valores corregidos aunque no concuerden con los datos del informe anterior.

□ 4.2.2. Caudales instantáneos

Durante todo el tiempo de funcionamiento de la estación se ha continuado con la observación de las características del régimen diario de caudales en un río alimentado por glaciares (Sémiond *et al.*, 1998). Cada día se observa la formación de una crecida debida a la fusión diurna del glaciar y cada noche se produce un caudal mínimo por efecto del frío nocturno (fig. 4.7). Los picos de tales crecidas en general se producen entre las 14 y 16 horas (fig. 4.8). Si se toma en consideración el tiempo de tránsito, esas horas concuerdan con los momentos de mayor radiación solar sobre el glaciar. Si se analiza la hora del pico de cada crecida diurna, junto con la magnitud del respectivo caudal máximo, se constata que la dispersión de la hora de la crecida (respecto a su valor medio) disminuye a medida que aumenta el caudal, lo cual confirma la importancia del papel jugado por la radiación solar. Por el contrario, las crecidas

que han tenido lugar antes de las 10 horas después de las 18 horas, son producto de las lluvias y siempre tienen caudales bajos.



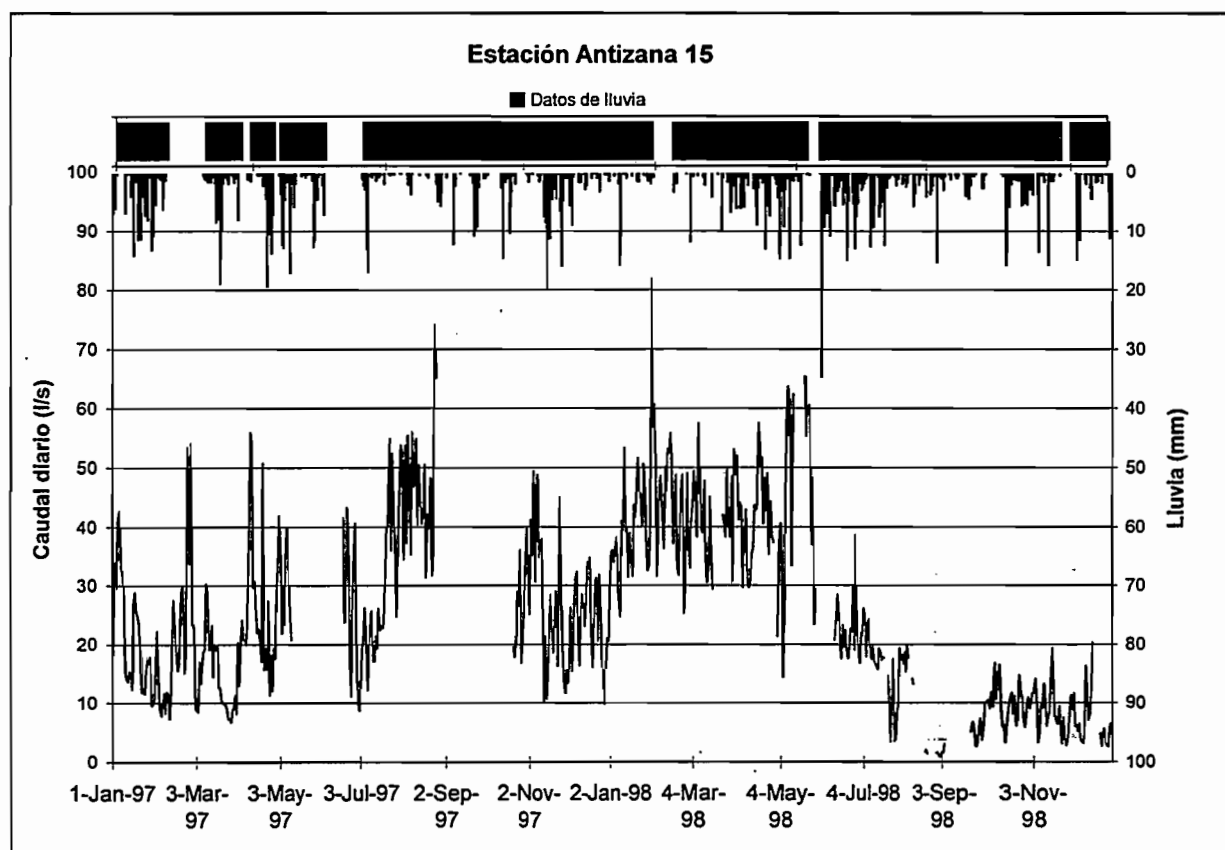
◆ *Figura 4.8 Variación día a día de la hora en que se producen los picos de las crecidas diarias, así como del máximo caudal instantáneo de la crecida.*

□ 4.2.3. Caudales diarios

Al analizar los caudales medios diarios y las respectivas precipitaciones medidas en el campamento La Mica (estación más cercana a la cuenca hidrográfica en estudio, donde se realizan mediciones diarias de precipitaciones), se constató que la correlación entre esas dos variables no es significativa ($R^2 = 0.02$) (fig. 4.9), lo cual demuestra que el efecto de la escorrentía superficial es mínimo respecto a los caudales provenientes de la fusión glacial. Sin embargo, cabe señalar que las precipitaciones en el campamento La Mica corresponden a un sitio relativamente alejado de la cuenca que además, se sitúa en los 3900 msnm, mientras que la estación hidrométrica se encuentra en los 4555 msnm. Por lo indicado, se ha previsto instalar próximamente un pluviómetro de lectura diaria junto a la estación hidrométrica a fin de mejorar estas conclusiones.

El hidrograma de estos dos años no revela la existencia de algún período cíclico de crecidas o estiajes en el transcurso del año. A pesar de ello, se distinguen períodos de fuertes caudales

(por ejemplo, de enero a abril de 1998) y otros de caudales bajos (octubre a diciembre 1998). A nivel semanal los caudales son cercanos entre sí (la autocorrelación entre el caudal de un día y del día anterior tiene un elevado coeficiente $R^2 = 0.70$), pero a un nivel más amplio (mensual o trimestral) los caudales se revelan muy diferentes ya que su desviación estándar ($\sigma = 15.3$ l/s) es equiparable al caudal medio de esos dos años (21.0 l/s).



◆ *Figura 4.9 Caudales medios diarios en la estación hidrométrica Antizana 15 y lámina de precipitación diaria en La Mica (años 1997 y 1998).*

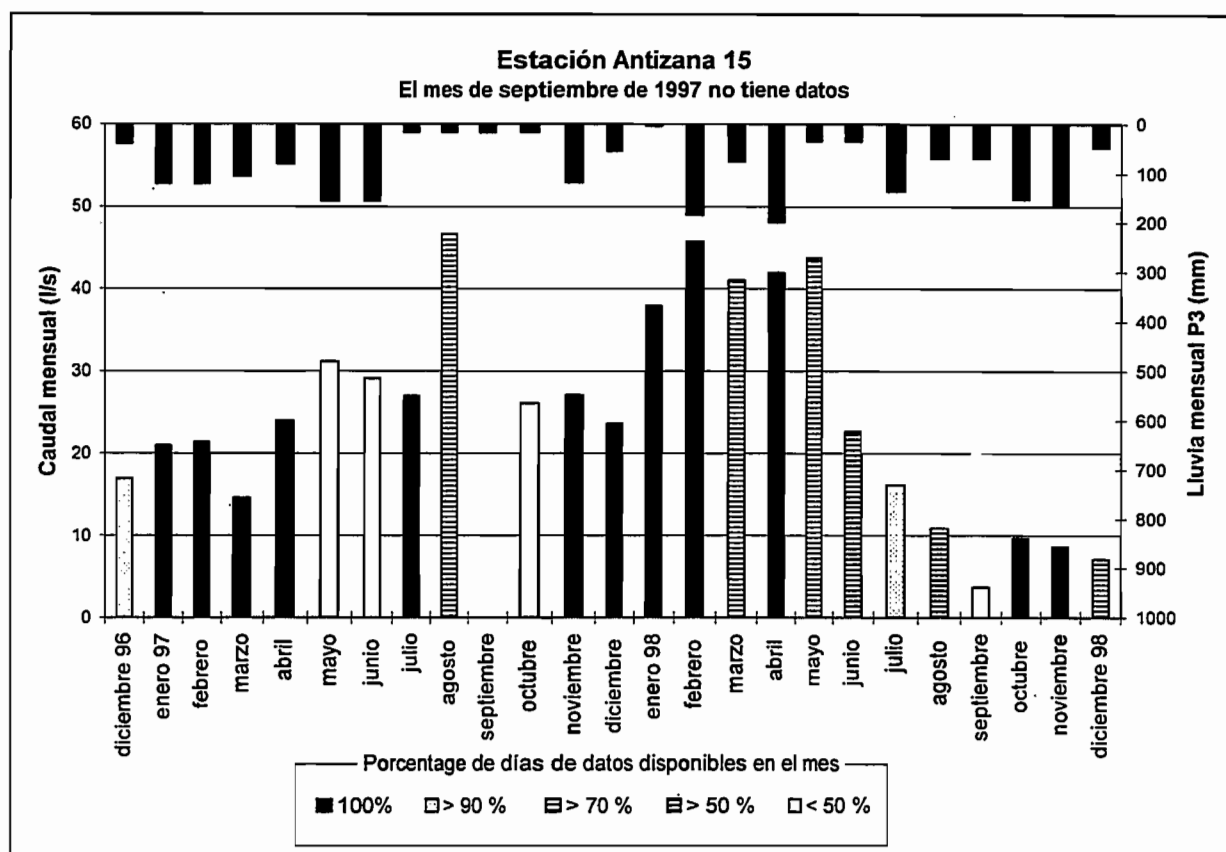
□ 4.2.4. Caudales mensuales y anuales

Los caudales medio mensuales son independientes de la respectiva precipitación mensual (fig. 4.10) ya que si se consideran, por ejemplo, los datos del pluviómetro totalizador P3 se obtiene una correlación no significativa ($R^2 = 0.04$ en 25 mediciones)

En estos dos años de mediciones ha sido imposible distinguir la existencia de algún ciclo anual. Así se tiene que los caudales mensuales máximos de los años 1997 y 1998 se produjeron en agosto y en febrero respectivamente, mientras que los caudales mínimos tuvieron lugar en marzo y septiembre. A pesar de ello se debe señalar (al igual que en el caso de los balances glaciológicos, ver. parte 2) la existencia de un mínimo relativo que se produce en los meses de diciembre y que correspondería a la presencia del “veranillo” de esa época.

Conviene recordar también que estos dos años de mediciones, en el futuro, podrán ser considerados como atípicos ya que han estado influenciados por un importante evento ENSO (ver. parte 1), el mismo que podría distorsionar el régimen hidrológico de estos dos años.

En contraste con lo expuesto, los caudales medios anuales resultan casi equivalentes entre sí ya que fueron iguales a 20.9 l/s en 1.997 y a 21.1 l/s en 1.998.



◆ *Figura 4.10 Caudales medios mensuales en la estación hidrométrica Antizana 15 y precipitación mensual en el pluviómetro totalizador P3 (años 1997 y 1998).*

4.3. BALANCE HIDROLÓGICO

□ 4.3.1. Principios del balance hidrológico

El objetivo del balance hidrológico, hecho en base a mediciones hidrológicas y pluviométricas, consiste en recalculer el balance de masa del glaciar que ya fue obtenido en base a mediciones glaciológicas (ver parte 2). Para ello se toma en consideración la ecuación

de la conservación del agua (considerada en estado líquido) contenida en la cuenca durante un período de tiempo T, que se define mediante la siguiente expresión:

$$S = E - \Delta Stock \quad (4.3)$$

donde: S representa las salidas (egresos) de agua de la cuenca durante el período T.
 E representa las entradas (ingresos) de agua a la cuenca durante el período T.
 $\Delta Stock$ representa la acumulación de agua en la cuenca durante el período T.

La acumulación de agua $\Delta Stock$ equivale exactamente al balance neto b_n que se calcula en las mediciones glaciológicas. Sin embargo, si se habla de balance en términos de volumen, y no como lámina de agua, se tiene que $\Delta Stock = b_n \cdot S_G$, donde S_G es la superficie de la parte cubierta por el hielo en la cuenca. Entre las entradas y salidas del balance se contabilizan las precipitaciones, la infiltración, la evapotranspiración y el caudal que sale de la cuenca. De acuerdo con ello, la ecuación 4.3 puede reescribirse de la siguiente manera:

$$-b_n \cdot S_G = Q \cdot T + I - c_r \cdot P_p \cdot S_p - c_{Acc} \cdot P_G \cdot S_G \quad (4.4)$$

donde:

- $Q \cdot T$: volumen de agua que salió por la estación durante el período T,
- Q : caudal medio en el tiempo T, expresado en m^3/s y T expresado en s.
- I : volumen de agua perdida por infiltración a lo largo del cauce (m^3).
- $c_r \cdot P_p \cdot S_p$: volumen de las precipitaciones en la parte sin hielo de la cuenca (páramo) que se escurre por la estación limnimétrica,
- c_r : coeficiente de escorrentía que considera la infiltración y la evapotranspiración.
- P_p : lámina equivalente de la precipitación durante el período T en la parte de la cuenca cubierta por el páramo (m).
- S_p : superficie de la cuenca cubierta por el páramo (m^2).
- $c_{Acc} \cdot P_G \cdot S_G$: volumen de las precipitaciones, acaecidas en la parte cubierta por el hielo, y que no se han perdido por efecto de la sublimación,
- c_{Acc} : coeficiente de acumulación que toma en cuenta la sublimación.
- P_G : lámina equivalente de las precipitaciones acaecidas durante el tiempo T en la parte de la cuenca cubierta por el hielo (m).
- S_G : superficie de la parte cubierta por el hielo (m^2).

La ecuación 4.4 contiene numerosas variables cuya estimación reviste mucha dificultad, por lo cual calcular el balance de masa glaciario, partiendo del balance hidrológico, es muy complejo. Por el contrario, si se conoce el término b_n , en base a las mediciones glaciológicas, el cálculo del balance hidrológico proporciona información precisa sobre el funcionamiento hidrológico de la cuenca.

A pesar de ello, y por disponer de sólo dos años de mediciones hidrológicas continuas, en la ecuación 4.4 subsisten tres incógnitas (I , c_r y c_{Acc}) por lo cual no se puede calcular el balance hidrológico a nivel anual. Además, este cálculo anual exige tomar en consideración la incidencia de situaciones complejas que se producen por la interacción de diversas condiciones (por ejemplo, períodos sin precipitaciones o sin fusión del glaciar). En estas circunstancias lo que se puede realizar es el estudio del balance hidrológico a nivel mensual.

□ 4.3.2. Balance hidrológico a nivel mensual

Las mediciones en la zona de acumulación del glaciar se realizan, por las condiciones del lugar, dos o tres veces al año, lo cual permite conocer el valor del balance neto b_n sólo a nivel anual. Las mediciones hechas con balizas en la zona de ablación, por el contrario, se realizan cada mes y permiten conocer el balance neto mensual de esa zona de ablación, lo que equivale a conocer la fusión efectiva F del glaciar (sin tomar en cuenta la acumulación). Si se asume la hipótesis simplificada de que sobre la línea de equilibrio (ELA.) todas las precipitaciones se acumulan, mientras que debajo de esa línea las precipitaciones no se acumulan, la ecuación que se obtiene es la siguiente:

$$b_n.S_G = F.S_G + c_{Acc}.P_G.S_{G.Acc} \quad (4.5)$$

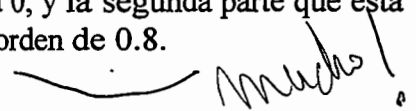
donde : $S_{G.Acc}$ es la superficie de la parte cubierta de hielo situada encima de la línea ELA (zona de acumulación).

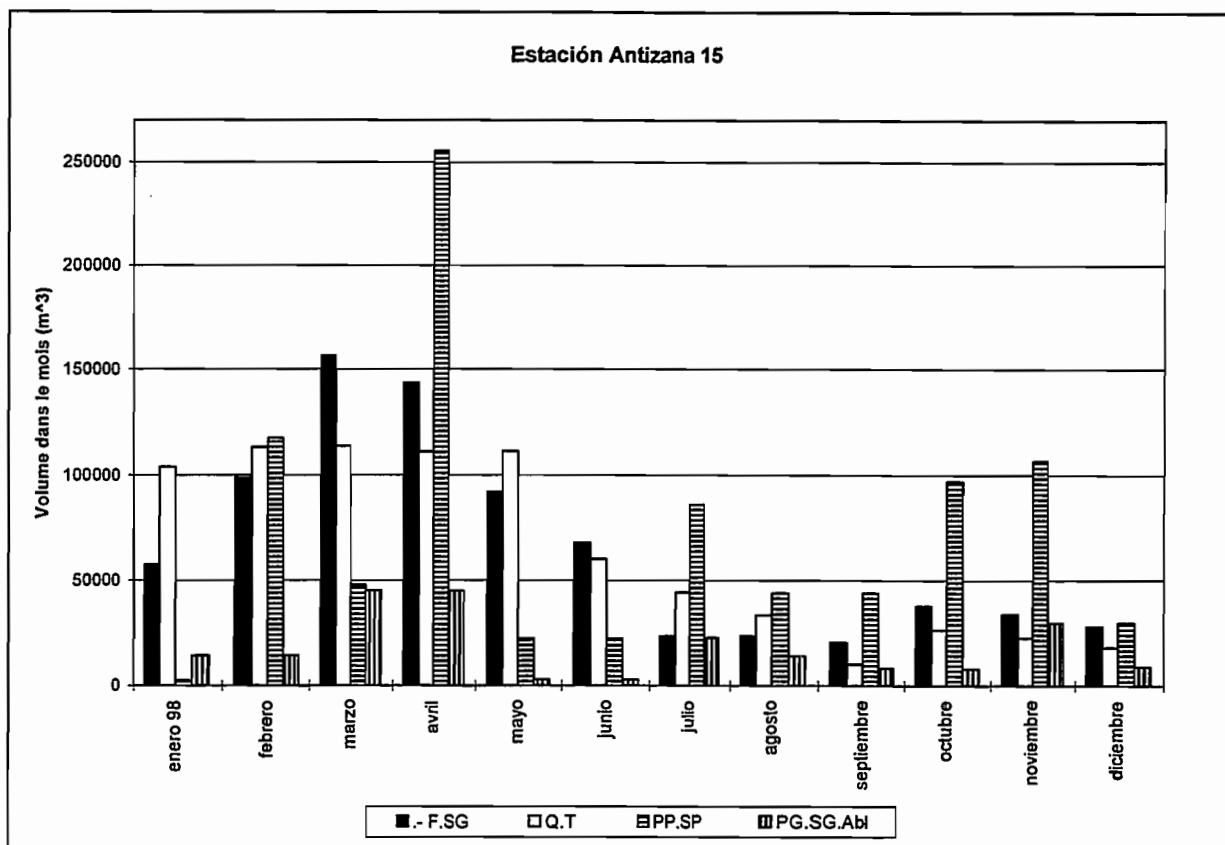
Esto permite reexpresar a la ecuación 4.4 de la siguiente forma:

$$-F.S_G = Q.T + I - c_r.P_P.S_P - c_{Acc}.P_G.S_{G.Abl} \quad (4.6)$$

donde: $S_{G.Abl}$ es la superficie de la parte cubierta de hielo que se sitúa bajo la línea ELA (zona de ablación).

En una primera instancia, si se considera que $c_r = c_{Acc} = 1$, se pueden comparar entre sí los diversos términos de la ecuación 4.6 (excluyendo la infiltración I). En la fig. 4.11 se observa que con frecuencia las precipitaciones en el páramo superan en mucho el volumen de agua que se ha escurrido. Durante el mes de noviembre, por ejemplo, el volumen de la escorrentía representó sólo el 21% de las precipitaciones que se produjeron fuera de la parte de la cuenca cubierta por el hielo. Este superávit de precipitaciones no puede consumirse totalmente en las infiltraciones a lo largo del cauce, ya que en el mes de mayo por ejemplo (con mediciones confiables de las precipitaciones) se tiene un volumen escurrido semejante al volumen de la fusión; ello demuestra que el agua, producto de la fusión, no se pierde por efecto de la infiltración. De ello se desprende que el coeficiente de escorrentía c_r , es muy confiable, lo cual puede explicarse por el hecho de que la superficie cubierta por vegetación (igual más de la mitad de del área del páramo S_P) es una zona que recibe una fuerte radiación solar, donde el agua es retenida por las plantas y devuelta a la atmósfera mediante la evapotranspiración. Esta explicación debe ser verificada con mediciones en el campo, aún cuando se puede añadir que durante este período nunca se observó escorrentía superficial fuera del lecho del río. Por lo indicado sería procedente subdividir a la superficie del páramo S_P en dos partes: la primera con cobertura vegetal y un coeficiente de escorrentía próximo a 0, y la segunda parte que está ocupada por las morrenas y tiene un coeficiente escorrentía del orden de 0.8.





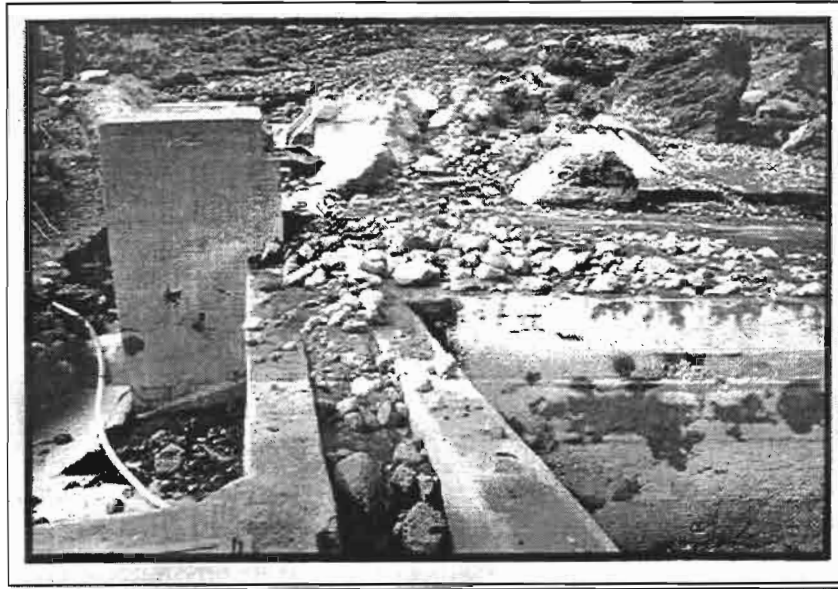
◆ *Figura 4.11 Comparación entre los elementos bruto de la ecuación del balance hidrológico en el año 1998.*

4.4. CRECIDA ACAECIDA A MEDIADOS DE MAYO

□ 4.4.1. Huellas de la crecida

Quando la estación hidrométrica se encontraba en reparación y el río estaba desviado, el 19 o el 20 de mayo se produjo una crecida cuya amplitud superaba todo lo observado. Al retornar a su lecho, el agua había provocado algunos daños en la estación.

La crecida, al desbordar las obras, había erosionado las orillas y socavado los cimientos de la estación. Los bloques y otros materiales acarreados habían rellenado toda la estación desde el vertedero triangular hasta el canal, así como el reservorio para los aforos volumétricos (foto 4.1). En estas condiciones las reparaciones, que estaban en proceso de fraguado, se destruyeron.



- ◆ *Fotografía 4.1 Vista del canal desde aguas abajo luego del paso de la crecida, donde se observa la fuerte erosión en la orilla derecha del río (el cable antes de la crecida estuvo enterrado en el suelo)*

□ 4.4.2. Estimación del caudal máximo

Debido a las reparaciones, el limnógrafo no estuvo funcionando cuando pasó la crecida; por ello ese evento fue reconstruido en base a las huellas dejadas por la misma. A pesar de la gran cantidad de depósitos encontrados, se puede concluir que no se trató de una lava torrencial, ya que en ese caso los desbordes por la orilla derecha habrían dejado residuos y no habrían provocado la fuerte erosión presentada en la fotografía 4.1; además de que no se encontraron restos de lodo alguno. Por lo visto el agua que se desbordó, no estuvo sobrecargada ya que en el fondo del canal quedaron rocas producto del acarreamiento.

El caudal máximo de la crecida fue estimado mediante dos procedimientos (Bontron, 1998). Con el primero, se calculó el límite inferior del caudal (minimizando todos los parámetros desconocidos), mientras que con el segundo procedimiento se estimó el caudal probable.

El límite inferior del caudal se definió utilizando la ecuación de Meyer-Peter que permite estimar el caudal necesario para que las piedras encontradas hayan llegado al fin del canal. También se tomaron en cuenta los caudales laterales que fluyeron por un sitio cuyo número de Froude debió ser como mínimo, igual a 1, ya que allí existe un cambio brusco de la pendiente. Todo ello permite considerar que el caudal máximo de la crecida fue superior o igual a $2.3 \text{ m}^3/\text{s}$ (los caudales que pasaron por la orilla derecha no se tomaron en cuenta ya que al obstruirse el canal, el agua debió pasar por esa orilla, modificando su sección original y borrando toda huella del nivel máximo).

El máximo valor que pudo alcanzar el pico de la crecida se estableció en base a las dimensiones de una sección del río, localizada un poco aguas arriba de la estación, por donde

debieron pasar las piedras más grandes (de 30 cm de diámetro) que luego se depositaron en el canal. La ecuación de Meyer-Peter indica que en ese caso el caudal máximo probablemente fue igual a $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

□ 4.4.3. Origen de la crecida

Las crecidas del río emisario tienen habitualmente como origen la fusión diaria del glaciar o una lluvia significativa

Según los registros de noviembre de 1997 a mayo de 1998, los caudales habitualmente provocados por la fusión diaria del glaciar, alcanzan como máximo los 300 ó 350 l/s, ya que los cálculos anteriores y que indicaban valores de hasta 800 l/s (Sémiond *et al.*, 1998) seguramente están sobrevaloradas pues se desconocía el efecto de las antidunas. De todos modos, los caudales calculados en la crecida del 19 ó 20 de mayo, no son del mismo orden y no pueden explicarse por medio de la fusión del glaciar.

Se desconoce la fecha exacta cuando se produjo la crecida, pero debió tener lugar entre la tarde del 18 de mayo y la mañana del 21 de mayo. La única lluvia importante que se produjo en ese período es la del 18 de mayo (cuadro 4.1). Esa lluvia, de 12.4 mm, no fue excepcional ya que desde inicios del año hidrológico hasta esa fecha, hubo cuatro lluvias en La Mica (cuadro 4.2) que la superaron y que, sin embargo, generaron caudales máximos inferiores a 150 l/s. La humedad antecedente de los suelos también debió ser débil ya que el día anterior (17 de mayo) se había registrado una lluvia de apenas 0.1 mm.

	17 mayo	18 mayo	19 mayo	20 mayo	21 mayo
Precipitación (mm)	0.1	12.4	0.3	0.0	0.0

◆ Cuadro 4.1 Precipitaciones diarias registradas en del pluviómetro del campamento La Mica entre el 17 y el 21 de mayo.

	9 enero	23 abril	3 mayo	10 mayo
Precipitación en La Mica (mm)	15.8	13.1	14.7	14.6
Caudal máximo de la crecida (l/s)	60	140	94	140

◆ Cuadro 4.2 Precipitaciones superiores a la registrada el 18 mayo (entre el 1ro. de enero y el 18 de mayo), y caudal máximo de la respectiva crecida

Toda vez que la crecida no puede ser explicada por la fusión diaria del glaciar, ni por la presencia de una lluvia intensa, la hipótesis más plausible consiste en el desfogue de una caverna o bolsa de agua en la zona del glaciar. Este fenómeno puede explicar la magnitud

alcanzada por el caudal máximo sin que se requieran grandes volúmenes de crecida. Las huellas encontradas indican que en el tramo comprendido entre la lengua del glaciar y la zona con hielo muerto, pasó una crecida importante ya que entre la capa de arena y grava que forma el lecho del río, se formó un cañón de 2.50 a 3 m de profundidad y de aproximadamente 4 m de ancho. Ello indica que la caverna de agua seguramente se encontró bajo el glaciar mismo.

Los rastros encontrados en la lengua del glaciar indicaban que una parte del agua surgió de debajo del glaciar (pequeño túnel) y que otra parte se escurrió por su superficie ya que lo había erosionado. En los bordes de una de las primeras grietas del glaciar, se encontró acumulaciones de arena y grava de 40 ó 50 cm de altura, que seguramente salieron con el agua que fluía por la grieta.

A primera vista podría parecer que la existencia de una bolsa de agua bajo el glaciar es poco probable ya que si la base del glaciar esta formada por arena y ripio su capacidad drenante impediría la formación de una bolsa de agua. Se puede pensar también que la crecida pudo estar vinculada con la energía geotérmica, específica de las zonas volcánicas activas, por cuanto esa crecida no fue un caso aislado ya que durante esos meses en otros ríos del Antizana hubo huellas de erosión y depósitos recientes que podían haberse formado por ese tipo de crecidas repentinas (Stephan, 1998). Esto es un fenómeno que deberá tomarse en cuenta en los futuros estudios que se realicen en el Antizana.

4.5. OTRAS MEDICIONES

□ 4.5.1. Transporte sólido

Una de las características esenciales del río estudiado consiste en la elevada carga de sólidos que llevan sus aguas. Ello ha provocado numerosos problemas al funcionamiento de la estación y cabría preguntarse si ello traerá dificultades al proyecto La Mica - Quito Sur. Para responder a esta interrogante se han organizado mediciones que permitirán cuantificar el transporte sólido. Al instante se dispone de mediciones de la carga sólida sólo para 3 caudales (cuadro 4.3), en base a lo cual se formula una primera estimación del tamaño y amplitud del fenómeno.

Caudal líquido (l/s)	10	12	53
Concentración de sólidos (g/l)	9.6	10.1	14.9

◆ *Cuadro 4.3 Mediciones de la concentración de sólidos en las aguas del río emisario del Glaciar 15.*

La ecuación del transporte sólido de Meyer-Peter (Meyer-Peter, 1948) después de algunas simplificaciones puede escribirse de la siguiente manera:

$$G_s = \alpha \cdot (Q^{0.6} - \beta)^{3/2} \quad (4.7)$$

donde: G_s , es el caudal sólido (g/s);
 Q , es el caudal líquido (l/s); y
 α y β son dos coeficientes de la ecuación

El ajuste de los coeficientes α y β indica que el arrastre de arenas empieza cuando el caudal líquido es igual a 2,7 l/s. Al aplicar la ecuación a todo el rango de caudales se puede estimar que el total de sedimentos que han pasado por estación durante el año 1997 sería igual a 130 ton en 1997 y 110 ton en 1998 (es decir, volúmenes aparentes de 64 y 54 m³ respectivamente).

caudal \Rightarrow 1T/ha/año = 1/10^e de PAUTE!

Esas cifras indican que el fenómeno es importante pero no extraordinario como podría pensarse. Otra parte del problema consiste en la presencia de partículas finas, lo que aún no ha sido considerado en estos cálculos.

4.5.2. Mediciones puntuales del caudal en otros torrentes del Antizana

En el marco del estudio sobre la contribución de los glaciares al sistema hidrográfico de la Mica (Stéphan, 1998) se realizaron mediciones puntuales en otros ríos que se originan en los glaciares del Antizana, y cuya captación está prevista por el proyecto de agua potable La Mica Quito Sur. Para ello en cada río seleccionado se instaló una sección de aforo y una regleta limnimétrica. Durante ocho meses (de noviembre de 1997 a abril de 1998) se realizaron aforos con suficiente regularidad a fin de obtener una estimación confiable de los caudales medios.

El análisis de los resultados obtenidos reveló las similitudes que existen en el comportamiento hidrológico de los ríos con origen glaciar, así como sus diferencias por efecto de su ubicación respecto a la dirección de los vientos dominantes y por la acción de las nubes que ascienden desde la Amazonía. Así se tiene que el caudal específico del efluente del Glaciar 12 (orientado hacia el Oeste y que está sometido a la acción del viento y las nubes) es tres veces superior al caudal específico del río que nace en los Glaciares 15 (orientado al Nor-Oeste, cerca del borde del valle por el cual suben las nubes de la Amazonía).

Se ha comprobado que el aporte agua por parte de los glaciares es importante para el proyecto La Mica-Quito Sur ya que esas mediciones, demostraron que sobre la cota 4.500 msnm, las precipitaciones contribuyen con unos 70 l/s, mientras que la fusión de los glaciares entrega unos 190 l/s. Si se extrapolan estos resultados a todos los ríos que serán aprovechados por el proyecto La Mica - Quito Sur (ubicado en la cota 3.900 msnm), se tiene que la fusión de los glaciares (durante todos los meses del estudio) fue igual a 340 l/s, lo que equivale el 20% de los 1.7 m³/s de agua que serán utilizados en el suministro de agua potable.

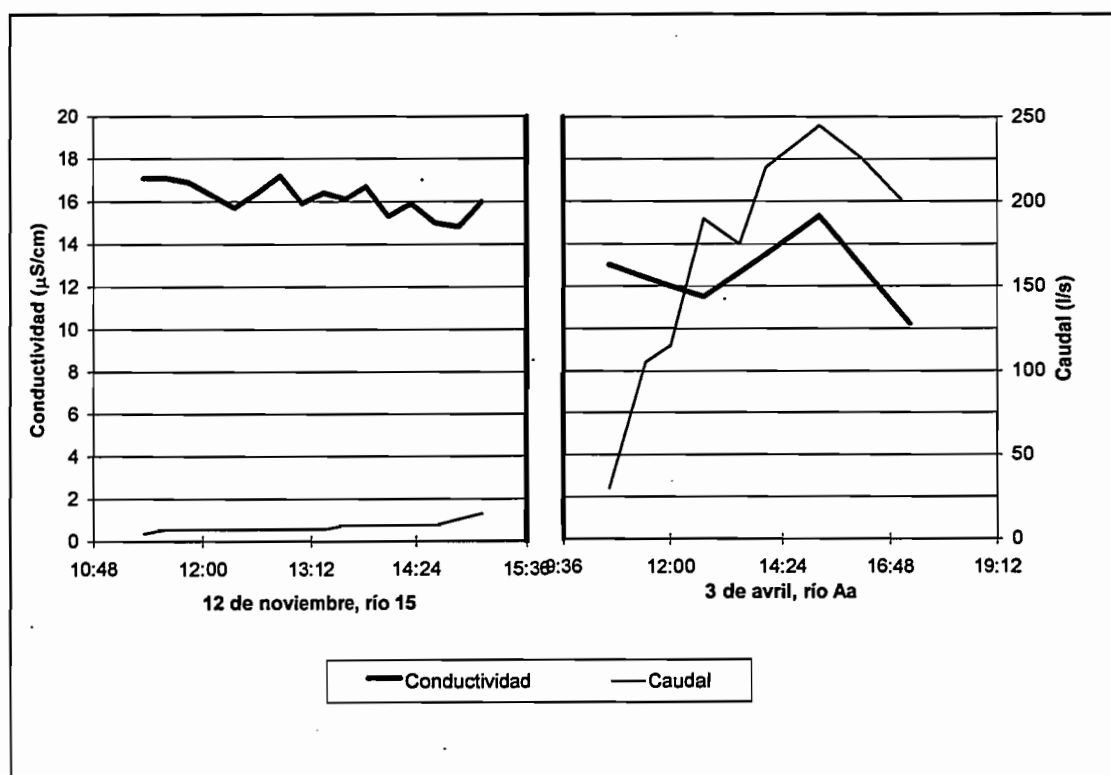
□ 4.5.3. Conductividad

Con el fin de utilizar en el futuro trazadores químicos (NaCl) en el interior del hielo muerto, se realizaron algunas mediciones de la conductividad del agua para obtener valores referenciales. Una serie de mediciones de esta clase fueron realizadas en el río Aa el 3 de abril de 1998 (Stéphan, 1998), y en el efluente de los Glaciares 15 el día 12 de noviembre de 1998. Las mediciones del río Aa se hicieron directamente en el sitio, mientras que en el

segundo río se tomaron muestras cada cuarto de hora para inmediatamente analizarlas en laboratorio a una temperatura de 16.0° C.

Las mediciones permitieron constatar los cambios de la conductividad a medida que varía el caudal (fig. 4.13) ya que los ríos 15 y Aa tienen regímenes hidrológicos parecidos. En primer lugar se constató que las conductividades medidas son confiables ya no superan los 17,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (como referencia se puede señalar que los valores típicos para el agua destilada y el agua potable son cercanos a 15 y 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivamente). Estos resultados son normales si la escorrentía se ha formado en los glaciares ya que sus aguas contienen muy pocos minerales.

Los resultados indican que en primer lugar la conductividad disminuye a medida que aumentan los caudales de la crecida. Luego de ello, si la crecida es importante, la conductividad aumenta para luego disminuir rápidamente en la etapa de descenso de caudales. Ello se puede explicar por la presencia de dos tipos de escorrentía en un glaciar: la escorrentía de la superficie del glaciar cuya conductividad es muy baja, y la escorrentía que al entrar en contacto con la roca madre se mineraliza (Wagnon *et al.*, 1997). Durante la noche, cuando el caudal base se determina ante todo por la temperatura del suelo no hay escorrentía superficial y el único flujo proviene de la zona de contacto entre la roca madre y el glaciar; ello hace que al elevarse los caudales por la crecida se disminuya la conductividad. Además, parece ser, que al igual que en el Glaciar del Zongo (Bolivia), hay una interconexión entre la escorrentía superficial y la que fluye en la zona de contacto ya que el aumento de la conductividad en los puntos altos de crecidas importantes, podría explicarse en base al hecho de que una parte del agua, producto de la fusión del hielo (o la nieve) ha transitado por los canales subglaciares.



◆ *Figura 4.13 Mediciones de conductividad efectuadas en los ríos 15 y Aa*

5. METEOROLOGÍA EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR

5.1. HISTORIA DE LAS MEDICIONES METEOROLÓGICAS EN EL GLACIAR 15 :

□ 5.1.1. Mediciones en la línea de equilibrio:

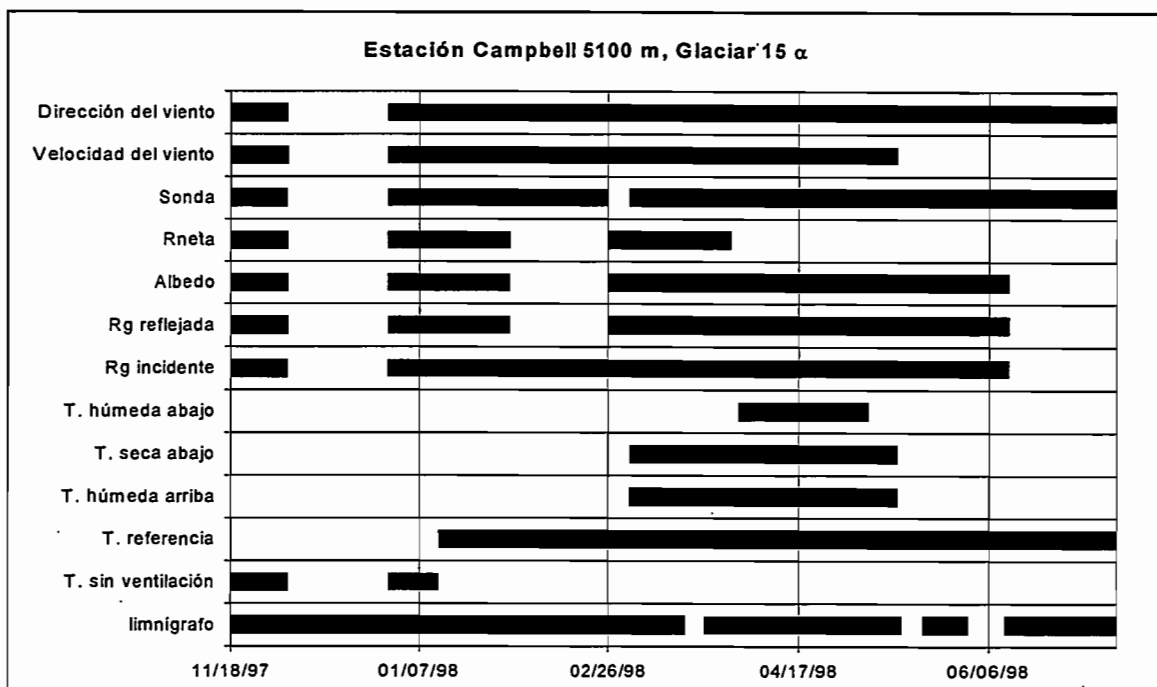
5.1.1.1. Ubicación del sitio

El 18 de noviembre de 1997, se instaló una estación de medición micrometeorológica automática en el Glaciar 15 α en los 5103 msnm. Este sitio se encuentra sobre un relleno en la orilla izquierda del glaciar, antes de una caída de *séracs*. Esta ubicación permitió efectuar mediciones del balance de energía a nivel de la línea promedio de equilibrio del glaciar de estos últimos años. En efecto, la altura de la ELA para los años de 1996, 1997 y 1998 fue de 5115, 5110 y 5100 msnm respectivamente (ver capítulo 2).

Desgraciadamente existieron muchos problemas para mantener su buen funcionamiento. En efecto a esta altura se encontró un fenómeno muy notorio de depósitos de escarcha que generan una sobrecarga a los aparatos y cables de conexión lo que provocó la discontinuidad de las mediciones realizadas por los mismos. Además, la gran cañada situada aguas arriba reveló ser un sitio con alto riesgo de avalanchas. Así, en este sitio, en la primera instalación durante el verano de 1997, la estación fue arrastrada por una avalancha antes de poder obtener sus primeras mediciones. En una segunda ocasión, en julio de 1998 (fecha de las últimas mediciones a esta altura), bajó otra avalancha hasta la estación, destruyéndola totalmente.

5.1.1.2. Series disponibles

Entre el 18 de noviembre de 1997 y el 9 de julio de 1998, período de funcionamiento de la estación micrometeorológica en los 5100 msnm del Glaciar 15 α , las mediciones fueron paulatinas (fig. 5.1). Para su primera instalación, no se disponían de todos los equipos, pero después, se completó la instalación a medida que se recibió los psicrómetros a fines de febrero. Además, el módulo CR10 no contaba con suficientes entradas para la conexión de todos los aparatos previstos. Por lo cual, se pidió y se instaló un módulo multiplexor, lo que trajo numerosos problemas puesto que el módulo CR10 y todos los sensores estaban instalados en el glaciar, lo que impedía verificar el programa previamente. Es por ello que a partir del 13 de mayo de 1998, fecha tentativa de la instalación del multiplexor, se perdieron varias mediciones. La interrupción de las mediciones entre el 4 y el 29 de diciembre de 1997 se debió a una avería en el panel solar el cual fue cambiado de inmediato.



◆ Figura 5.1. Series de datos de micrometeorología disponibles en el sitio 5100 (T: temperatura; V: velocidad; D: dirección)

Para todas las mediciones se dispone de promedios diarios y en 30 minutos, calculados a partir de las mediciones realizadas cada 15 segundos, así como los extremos instantáneos diarios registrados por cada aparato.

□ 5.1.2. Mediciones en la zona de ablación

5.1.2.1. Ubicación del sitio

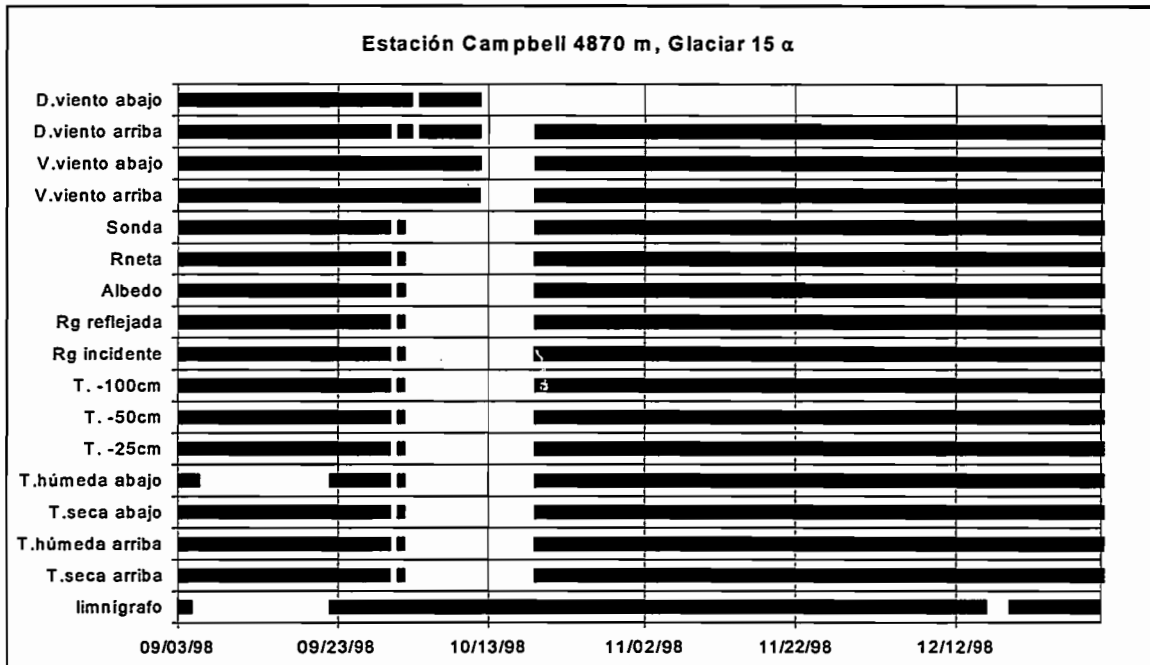
Luego de la avalancha del 9 de julio de 1998, todos los aparatos fueron trasladados a Quito con el propósito de hacer las reparaciones necesarias. Además, esto permitió realizar una programación satisfactoria del módulo CR10 y del multiplexor.

La estación automática fue reinstalada el 3 de septiembre de 1998, en el centro de la zona de ablación, a una altura de 4873 m sobre la lengua del Glaciar 15α. Este nuevo lugar está protegido de las avalanchas y sometido a una baja acumulación de escarcha, lo que facilita el funcionamiento. Además, la experiencia del Zongo (Sicart *et al.*, 1998) demostró que es más interesante tener una estación de medición en la zona de ablación, donde tuvo lugar principalmente la fusión, antes que en la línea de equilibrio donde alternan acumulación y ablación.

5.1.2.2. Series disponibles

Desde la reinstalación de la estación en el nuevo sitio, las series de datos tuvieron menos vacíos (fig. 5.2). Las únicas interrupciones que se pueden lamentar son:

- falta de agua en el psicrómetro inferior del 7 al 22 de septiembre de 1998 que impidió las mediciones de la temperatura seca de la parte de abajo.
- una oxidación de la platina de conexión del CR10 que provocó vacíos en los datos entre el 3 y el 19 de octubre de 1998.



◆ Figura 5.2 Series de datos de micrometeorología disponibles en el sitio 4870 (T: temperatura; V: velocidad; D: dirección)

Igualmente, para cada aparato se dispone de promedios diarios y en 30 minutos así como los valores de los extremos diarios.

5.2. TEMPERATURAS DEL AIRE

□ 5.2.1. Datos disponibles

5.2.1.1. Historia de las mediciones

La estación Campbell 5100 tuvo varias modificaciones:

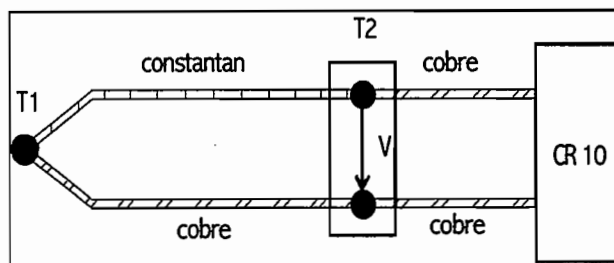
- del 18/11/97 al 2/12/97 así como del 31/12/97 al 11/01/98, la temperatura no ventilada se obtuvo por un termómetro exterior (tipo 107).

- del 31/12/97 al 9/07/98, ese termómetro se colocó dentro de la caja de la estación con el fin de que sirva como referencia para las termocuplas de los futuros psicrómetros ventilados.
- A partir del 4/03/98, dos psicrómetros ventilados se instalaron a 20 y 170 cm del suelo respectivamente. Estos miden las temperaturas secas y húmedas del aire gracias a las termocuplas cobre/constantan. Desgraciadamente, por la falta de entradas disponibles en la placa de conexiones del CR10, no se pudo instalar todos los termopares. Además, por inadvertencia, fue conectado sólo un sensor de temperatura seca (situada a 30 cm del suelo).
- El intento de la instalación del multiplexor el 13/05/98 resultó un gran fracaso que privó de toda medición a los psicrómetros a partir de esta fecha.
- En resumen, la estación 5100 no ofrece algo válido a nivel de las temperaturas del aire, a parte de la medición de la temperatura seca ventilada a 180 cm del suelo del 4/03/98 al 12/05/98.

La estación Campbell 4870 desde su reinstalación tiene dos psicrómetros ventilados colocados a 30 y 180 cm del suelo. En esos dos niveles las series de las temperaturas secas están completas, excepto una interrupción de las mediciones del 30/09/98 al 18/10/98. Además, se dispone de un termógrafo con banda de papel situado sobre la morrena a una altura de 4765 m, sin embargo, las bandas no han sido procesadas.

5.2.1.2. Precisión en las mediciones

Se dispone de psicrómetros que miden la temperatura por medio de las termocuplas. Estos sensores están constituidos simplemente por dos hilos de diferentes metales (cobre y constantan¹ en este caso) relacionados entre ellos por uno de sus extremos. Si el extremo que une los dos hilos de metales diferentes se encuentra a una temperatura T_1 diferente de la temperatura T_2 que domina en el sitio de los extremos libres, en esta extremidad libre entre dos hilos, se crea una tensión V proporcional a $T_1 - T_2$ (fig. 5.3). Se utilizó esta propiedad para calcular T_1 , midiendo simplemente V y una temperatura T_2 común para todas las termocuplas (siendo medido T_2 con un termómetro con termistancia: modelo científico 107 de Campbell).



◆ *Figura 5.3* Esquema de principio de una termocupla.

¹ El Constantan es una mezcla de cobre-níquel con un 40 % de níquel.

Para todas las modificaciones en la estación 5100, los extremos libres de las termocuplas fueron conectados directamente en la placa de conexiones del CR10 (después del 13 de mayo sobre el multiplexor). Al termómetro de la referencia se lo fijó directamente sobre el CR10 para medir T2. Después de la avalancha del 9 de julio, los ensayos realizados en el laboratorio demostraron que esta manera de proceder trae imprecisiones en las mediciones de T1.

En efecto, en caso de variaciones de temperatura dentro de la caja del CR10, la temperatura no evoluciona de la misma forma sobre la superficie del CR10 (donde están colocado el termómetro de la referencia) y en su interior (donde están conectados los extremos de las termocuplas). Estos efectos de inercia térmica tienen serias consecuencias sobre la medición del T1 que puede desviarse de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ de la temperatura real en el momento de bruscas variaciones de temperatura de la referencia.

Las conexiones han sido realizadas de otra manera en la estación 4870. Los extremos libres de las termocuplas han sido unidos a los hilos de cobre clásico lo que asegura la unión con el CR10. La conexión entre las termocuplas y los hilos de cobre se hace dentro de una caja independiente y aislada térmicamente del exterior, dentro de la cual se colocó el termómetro de la referencia. El termómetro y las conexiones son revestidos con una especie de masilla cuya función es minimizar los gradientes de temperatura, asegurando una buena conductividad térmica. Este cambio, fue sometido a una prueba con mezclas de agua+hielo que dieron resultados satisfactorios en el momento de los ensayos realizados en Quito, lo que demostró desviaciones inferiores a $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ entre las temperaturas medidas y reales.

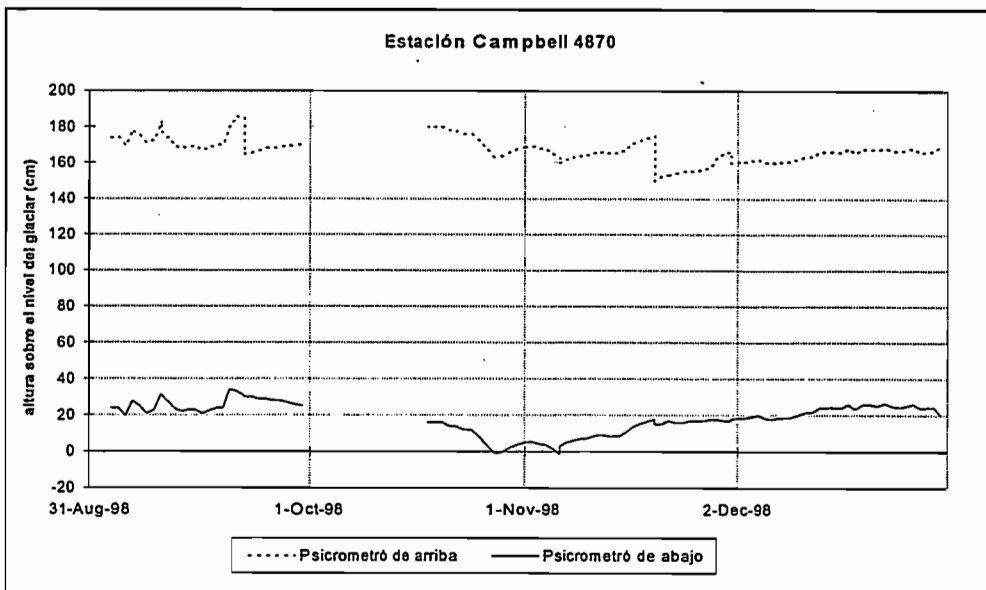
Las mediciones de las temperaturas realizadas en la estación 5100, bastante imprecisas, no se presentarán a lo largo de este informe.

Los datos del termógrafo aún no han sido procesados, por lo cual no se dispone de mediciones que permitan verificar a posteriori las realizadas en el glaciar. En efecto las mediciones de las temperaturas son delicadas de realizar en el glaciar a causa de las fuertes radiaciones encontradas (tanto incidentes como reflejadas). Sin embargo, en vista de los ensayos realizados en Bolivia en el Glaciar del Zongo con el mismo aparato, se puede considerar que la ventilación (realizada día y noche) minimiza el impacto de las radiaciones y que las mediciones realizadas por los psicrómetros ventilados en la estación 4870 tienen suficiente precisión (Berton *et al*, 1997)

□ 5.2.2. Gradiente vertical de temperatura

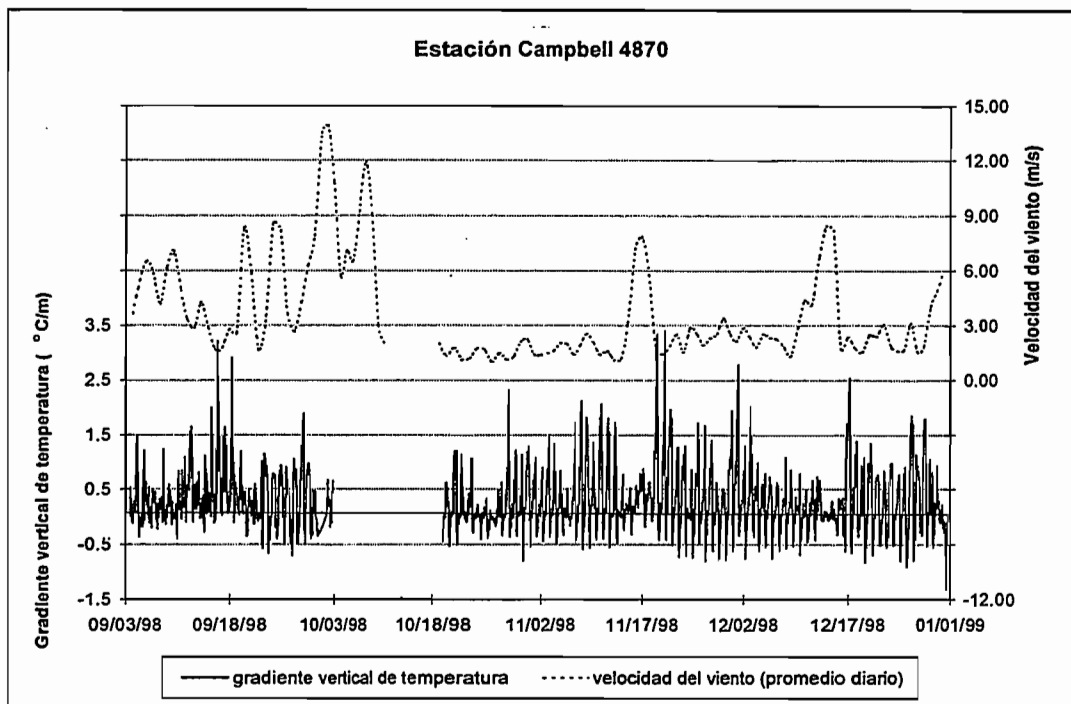
El gradiente vertical de la temperatura es una variable meteorológica muy importante, ya que al carecer de esta es imposible calcular el flujo del calor sensible (Lliboutry, 1964). No contamos con esta variable a 5100 pero en la estación 4870, disponemos de dicha variable a partir del 3/09/98 al 31/12/98.

La medición de altura de los aparatos es archivada después de cada cambio de posición. Siempre conocemos la diferencia de alturas entre los aparatos (en promedio de 150 cm), lo que permite calcular el gradiente vertical de la temperatura. Por el contrario, por intermedio del juego de los fenómenos de ablación y de acumulación, los niveles de los aparatos con relación al suelo cambian constantemente; así, el gradiente, calculado en promedio entre los niveles +20 cm y +170 cm de hecho debe ser calculado varias veces entre +0 cm y +150 cm, y otras veces entre +40 cm y +190 cm (fig. 5.4).



◆ *Figura 5.4* Evolución de la altura de los psicrómetros con relación a la superficie del glaciar en la estación 4870.

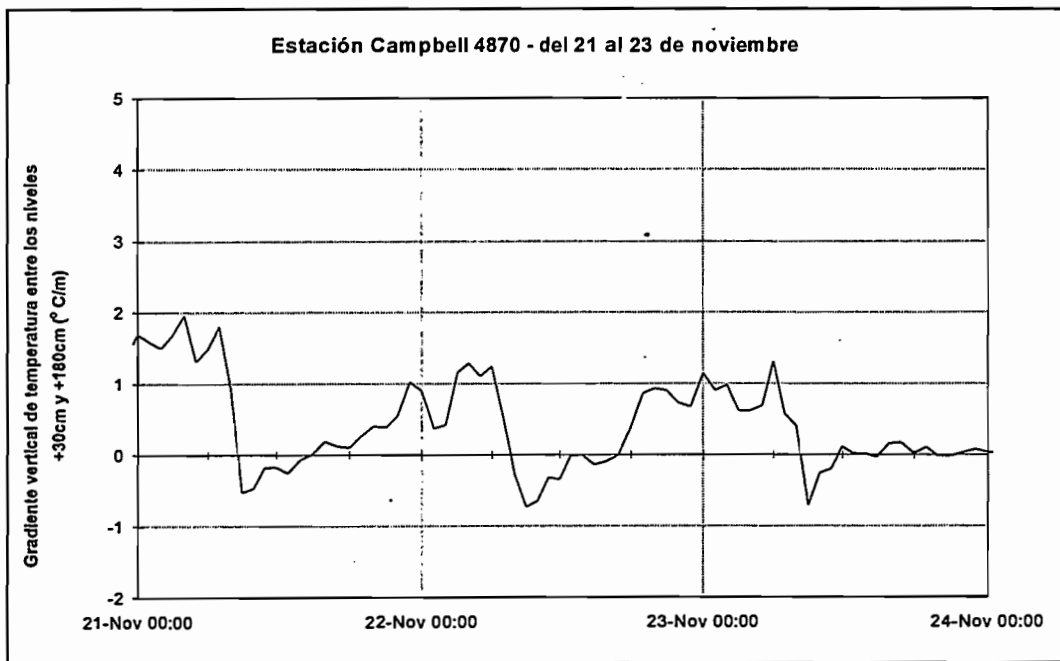
En el período de medición, el gradiente vertical de la temperatura está comprendido entre $-1.5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ y $+3.5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (fig. 5.5). Esto muestra una fuerte ciclicidad diaria. Las máximas positivas parecen ser más dispersas que la de las mínimas negativas que muestran una evolución bastante regular a lo largo del tiempo.



◆ *Figura 5.5* Gradiente vertical de temperatura entre los niveles medios +20 cm y +170 cm, en la estación 4870 con intervalo de 30 minutos y comparación con la velocidad del viento obtenida por el anemómetro superior (datos diarios).

Comparando estos datos con la velocidad del viento a nivel de la estación Campbell (dado por el anemómetro de arriba, ubicado en promedio de 180 cm del suelo) (fig. 5.5), se observa que la dispersión alrededor de cero del gradiente de temperatura, disminuye cuando la velocidad del viento aumenta. Las temperaturas son más homogéneas en los dos psicrómetros por los fuertes vientos, lo que se explica fácilmente por el crecimiento de los efectos de mezcla con la turbulencia y la fuerza del viento.

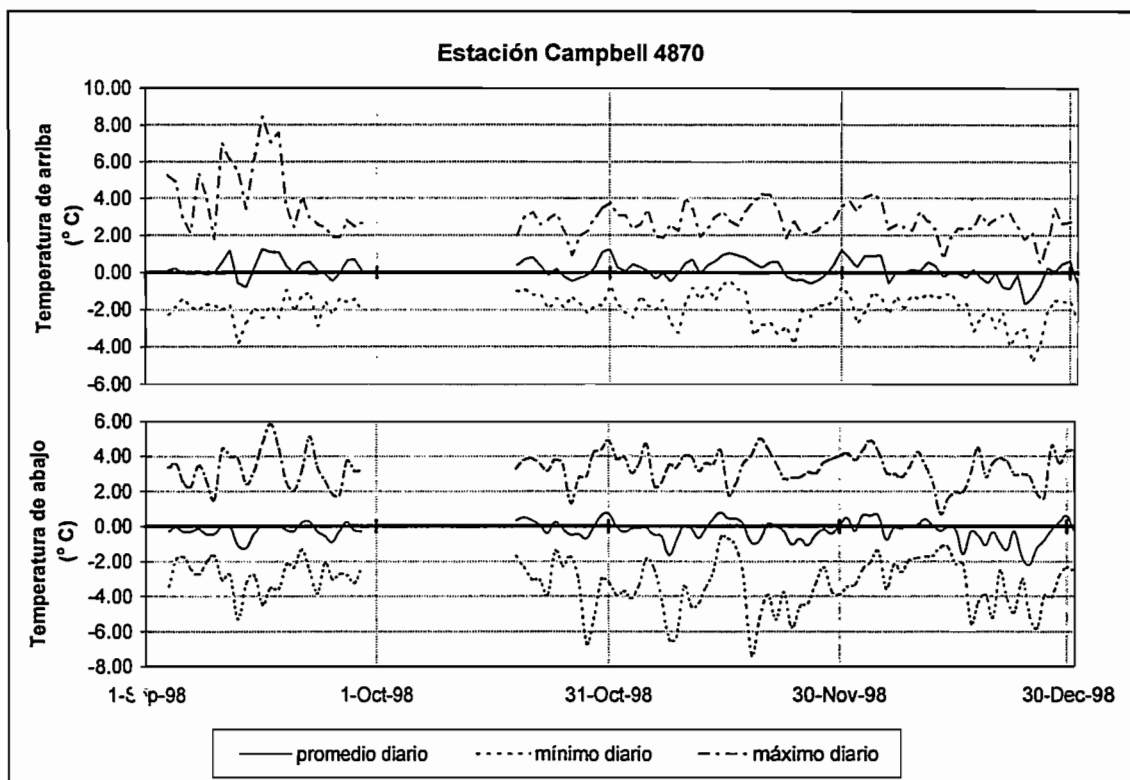
Se han seleccionado tres jornadas en el mes de noviembre (del 21 al 23) con el fin de observar la evolución diaria del gradiente vertical de temperatura (fig. 5.6). Claramente se ve una ciclicidad diaria muy regular en los días escogidos. En la noche el gradiente es positivo; es decir, que la temperatura de arriba es superior a la temperatura de abajo. Al salir el sol, (entre las 6:00 y las 6:30 en las curvas), el gradiente cae bruscamente: las capas inferiores de aire se recalientan más rápido que las capas superiores. Entonces el gradiente pasa a ser negativo, lo que demuestra la creación de una capa de aire caliente en la superficie del glaciar. Aproximadamente a las 9:00, el gradiente alcanza un mínimo y aumenta progresivamente hasta llegar a ser positivo: la capa caliente se extiende poco a poco y termina alcanzando el nivel del psicrómetro superior.



◆ *Figura 5.6* Evolución del gradiente vertical de temperatura desde el 21 al 23 de noviembre de 1998

□ 5.2.3. Promedios diarios

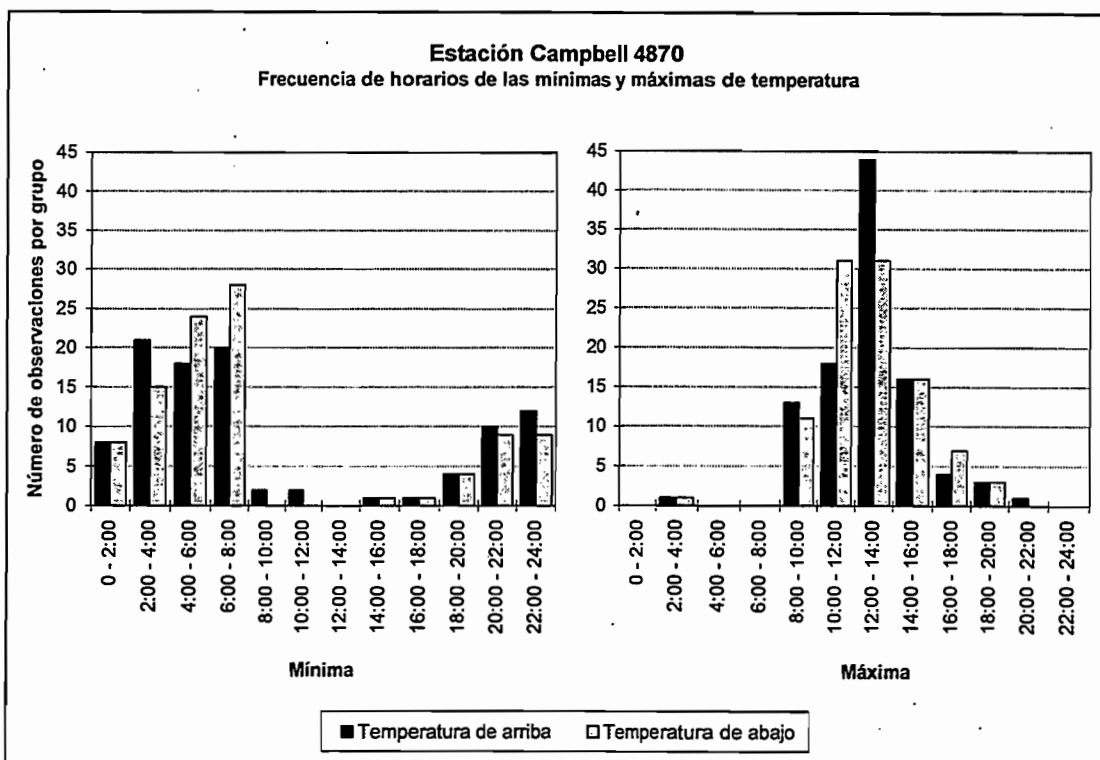
Desde septiembre a diciembre de 1998, los promedios diarios de las temperaturas presentan poca variabilidad, tanto para el sensor de arriba como para el de abajo, estas quedan comprendidas entre -2°C y $+2^{\circ}\text{C}$ (fig. 5.7). En el período de medición (4 meses) no es posible ver la menor tendencia. Por el contrario, el desvío entre los valores promedios y los extremos pueden pasar los 6°C , lo que demuestra que la variabilidad de las temperaturas dentro de una misma jornada es significativa.



◆ *Figura 5.7* Evolución de los promedios diarios de la temperatura así como sus valores mínimos y máximos instantáneos para los dos psicrómetros.

El promedio diario de las temperaturas, calculado en el período de medición, difiere un poco de un nivel a otro: es de 0.17°C para el psicrómetro de arriba y de -0.26°C para el de abajo. Esto indica que los dos aparatos tienen “en promedio” un comportamiento similar. Pero los comportamientos son similares y no idénticos, es decir, que tienen diferencias, y lo que nos interesa es que estas diferencias crean (o traducen) la dinámica de flujos de energía en el glaciar.

El estudio de los horarios de ocurrencia de las máximas y mínimas diarias demuestran que estos últimos parecen seguir la misma lógica para los dos niveles (fig. 5.8). Las máximas presentan un pico de ocurrencia muy agudo centrado en el período 12:00 - 14:00, y es raro tenerlos en la noche (antes de las 6:00 y después de las 18:00). Parece que corresponde al período de radiación máxima sobre el glaciar (incidente y reflejada). Las mínimas son raras durante la jornada y comienzan a aparecer a la caída del sol. Su frecuencia aumenta enseguida, hasta alcanzar un máximo justo en la aurora. Una vez aparecido el día, la frecuencia de las mínimas es casi nula.



◆ *Figura 5.8* Frecuencia de las horas de aparición de las mínimas y las máximas temperaturas en los dos niveles de la estación 4870.

El promedio de las mínimas, calculado en el período de medición, muestra un desvío entre los dos niveles y pasa de -3.22°C del psicrómetro de abajo a -1.93°C al psicrómetro de arriba. Esta diferencia proviene por el hecho de que en la noche, el aire es frío (por conducción) en la superficie del glaciar (se enfría por radiación). De esta manera, es lógico que las capas bajas de aire sean más frías que las capas superiores de aire. A la inversa, el calentamiento diurno del aire se debe a un aporte de calor por radiación. El promedio de las máximas es superior en las capas bajas: 3.34°C en el sensor inferior frente a 3.10°C en el superior. Esta diferencia manifiesta el fenómeno de capa caliente descrito anteriormente.

5.3. TEMPERATURAS DEL HIELO

□ 5.3.1. Mediciones realizadas

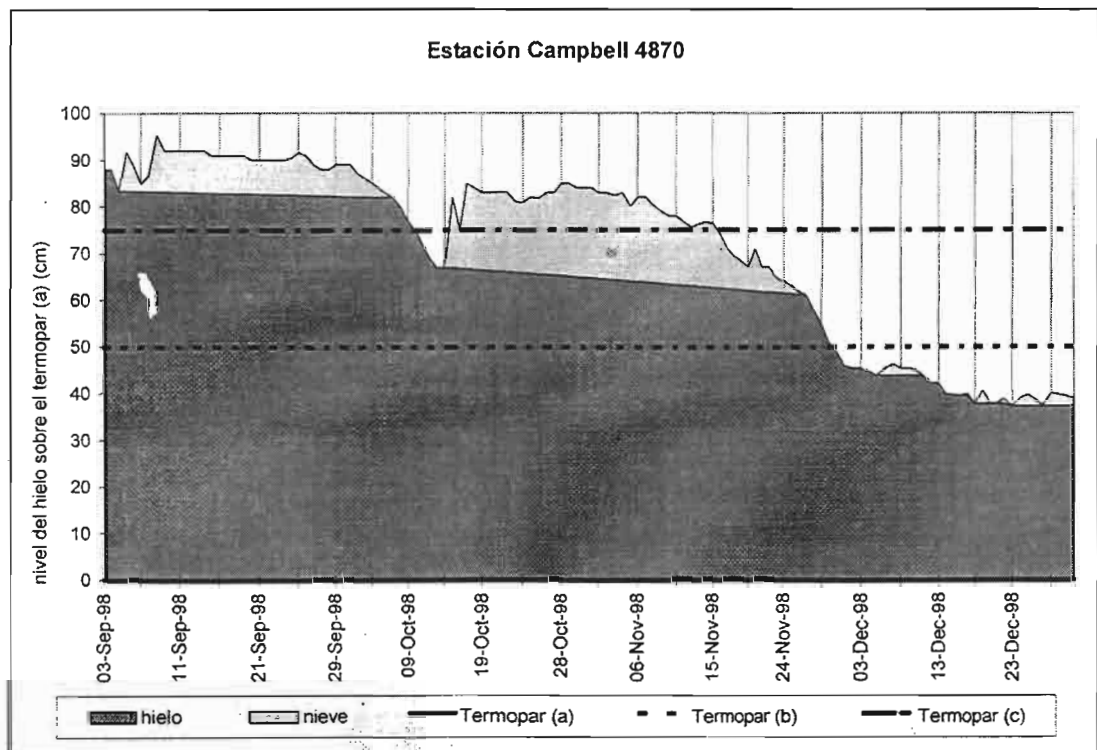
Se intentó instalar sensores de temperatura en el interior del glaciar con el fin de poder estimar los flujos que provienen del glaciar o que son absorbidos por éste. Para este efecto han sido utilizadas tres termocuplas cobre/constantan en la estación 4870. No se pudo empezar con este tipo de medición en la estación 5100 debido a la falta de entradas disponibles sobre la placa de conexiones del CR10.

Debido a la poca altura de la estación 4870, es bastante raro tener una gran capa de nieve en el sitio. No es fácil hacer aquí como en el caso del glaciar del Zongo y esconder los sensores directamente bajo la nieve, o ponerlos en la superficie del glaciar esperando que sean recubiertos.

En el interior del hielo se perforó una cavidad con la sonda a vapor, en la cual se introdujeron las termocuplas. Estas se encuentran unidas a un tubo plástico graduado, a fin de mantener distancias constantes entre ellas. Se esperó que la cavidad se vuelva a tapar y encierre los sensores dentro del glaciar. Desgraciadamente no ocurrió...

Esta cavidad se llenó de agua y lo que se obtuvo fueron las mediciones de las temperaturas del agua dentro de una cavidad en el glaciar y no la temperatura del hielo.

Utilizando los datos de la sonda ultrasonido (ver numeral 5.7) que se compara con las mediciones puntuales efectuadas en el campo, es posible saber en que momento las termocuplas se encontraron rodeadas de hielo o de nieve o si se encontraron en el aire sobre el nivel del glaciar (fig. 5.9).



◆ *Figura 5.9* Niveles de la nieve y del hielo con relación a las diferentes termocuplas ‘enterradas’ en la estación 4870.

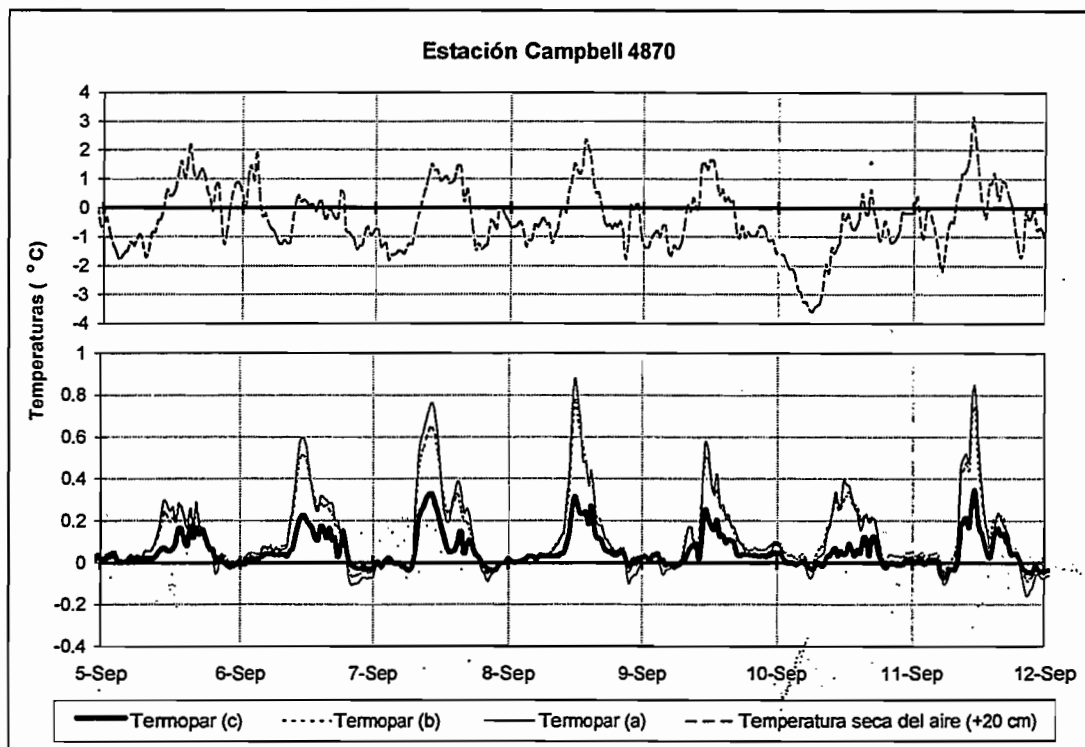
Se han nombrado a las tres termocuplas (inferior: **a**), (mediana: **b**) y (superior: **c**) con el fin de poder diferenciarlas. La (a) permaneció dentro del hueco de agua. La (c) apareció al aire libre el 10/10/98 pues se la encontró recubierta de nieve a partir del 15/10/98 para salir de nuevo al aire libre el 16/11/98. La (b) finalmente, salió de la cavidad el 25/11/98.

□ 5.3.2. Temperatura del agua dentro de la cavidad

Hasta el 9/10/98, las tres termocuplas se mantuvieron dentro de la cavidad abierta en el glaciar, la cual está llena de agua. En la figura 5.10 se presentan las temperaturas registradas al paso de un tiempo de 30 minutos entre el 5 y el 11 de septiembre a fin de demostrar las características de la evolución diaria de las temperaturas.

En la noche, las temperaturas de las tres termocuplas son nulas (teniendo en cuenta las imprecisiones de las mediciones) lo que demuestra que hay la presencia de una mezcla de agua+hielo. Entonces el agua se encuentra en punto de congelación. Se puede notar que la energía perdida en una noche no es suficiente para congelar toda la cavidad: la temperatura no pasa de bajo cero (salvo al inicio de la noche, sea por causa de un fenómeno de sobrefusión, o por un aumento de la impresión de las mediciones debido a las bruscas variaciones de la temperatura de referencia).

Durante la jornada, la temperatura del agua aumenta siguiendo aproximadamente las máximas diarias de la temperatura del aire medida a +20 cm (fig. 5.10). El agua se calienta en la masa por las diversas radiaciones diurnas: así se nota que la temperatura promedio de la termocupla (a) (el más profundo) está correlacionado a la radiación solar incidente promedio diaria R_g (ver numeral 5.4) con un coeficiente $R^2 = 56 \%$.

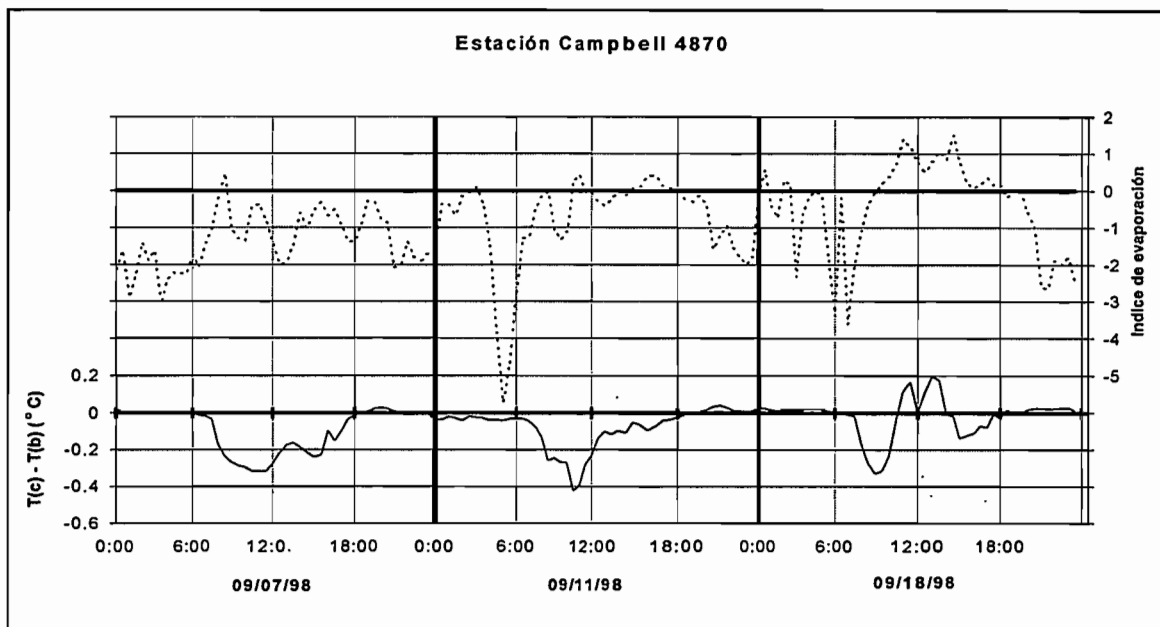


◆ *Figura 5.10* Evolución de las temperaturas medidas por las termocuplas dentro del agua en la cavidad del 5 al 11 de septiembre, y comparación con la temperatura exterior medida a +20 cm.

La figura 5.10 muestra que el agua se recalienta lentamente en la superficie (termocupla (c)) a diferencia de la que se encuentra en la profundidad (termocupla (a) y (b)). Además, cuando la lámina de agua sobre la termocupla (c) es la que recibe la mayor radiación, su temperatura es muy poco correlacionada con R_g ($R^2 = 17 \%$). Esos fenómenos pueden explicarse fácilmente por la presencia de la evaporación, lo que ocasiona una disminución de la temperatura en la superficie, igualmente el agua se recalienta a profundidad por la radiación solar.

Es posible construir un gran índice de evaporación con $(e_{\text{haut}} - e_{\text{bas}}) * (U_{\text{haut}} - U_{\text{bas}})$ donde e es la humedad del aire y U es la velocidad horizontal del viento; el índice alto corresponde a la medida efectuada a 180 cm del suelo y el índice bajo al efectuada a 20 cm del suelo. Si el índice de

evaporación es inferior a cero, se está en condiciones de evaporación, en el caso contrario, se está en condiciones de condensación. Durante tres jornadas se pudo comparar la diferencia de temperatura $\Delta T = T(c) - T(b)$ (donde $T(c)$ y $T(b)$ son las temperaturas dadas respectivamente por las termocupas superior y mediana) con ese índice de evaporación (fig. 5.11).



◆ *Figura 5.11* Comparación de la diferencia de temperatura entre las termocupas (b) y (c) el índice de evaporación (ver texto) para 3 jornadas de septiembre de 1998.

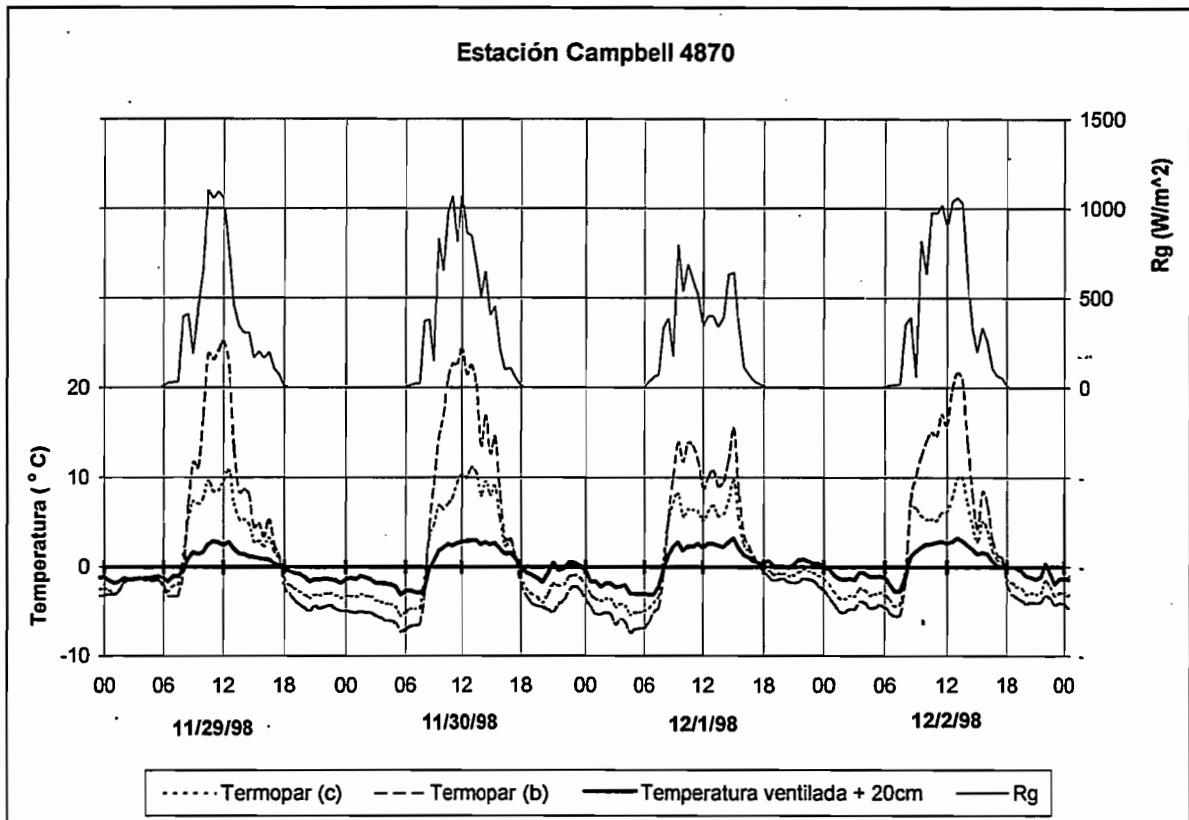
El 7/09/98, el índice de evaporación siempre es negativo, lo que indica la presencia de evaporación, y en efecto, el ΔT es negativo durante toda la jornada. El 11/09/98, el índice es negativo en la mañana pero llega a ser casi nulo a partir de las 10 horas. Ahora, ΔT es negativo hacia las diez horas donde éste alcanza un mínimo. Enseguida aumenta para encaminarse a 0 puesto que no hay más evaporación. El 18/09/98 finalmente, el índice de evaporación así como ΔT son negativos hacia las 9 horas pero enseguida se volvieron positivos, en consecuencia, tiende a la condensación, no existe más evaporación y el agua situada en la superficie (que recibe más radiación que el agua situada a profundidad) puede llegar a estar más caliente. Por otra parte esto muestra que las diferencias de las temperaturas no se deben a una estratificación en densidad de agua (siendo la densidad máxima del agua alrededor de los 4 °C) y que esos efectos en este caso son de poca importancia.

Las mediciones de la temperatura del agua en la cavidad dan un índice de evaporación más fácil de medir que los índices clásicos obtenidos a partir de las mediciones de humedad y de velocidad del viento (2 mediciones en lugar de 6). Sería interesante estudiar hasta que punto tal índice es utilizable para completar las series obtenidas clásicamente cuando estas presenten vacíos.

□ 5.3.3. Mediciones efectuadas al aire libre

Las termocuplas (c) y (b) se encuentran al aire libre fuera del glaciar a partir del 11 y el 28 de noviembre de 1998. Estas no solamente registran la temperatura del aire sino también las radiaciones recibidas, en una sola medición de temperatura bastante delicada de manejar.

Se compararon las mediciones con la temperatura ventilada medida a 20 cm de la superficie del glaciar y la radiación global Rg en el periodo del 29/11 al 2/12/98 (fig. 5.12). Durante ese periodo, la termocupla (b) se encontraba aproximadamente a 5 cm sobre el nivel del glaciar cuando la (c) estaba situada a 30 cm.



□ *Figura 5.12* Las mediciones de las termocuplas (b) y (c) entre el 29/11 y el 2/12/98 comparadas con la temperatura ventilada +20 cm y la radiación global incidente Rg

En el día, la termocupla (b) (la más cercana al glaciar), sigue las evoluciones de la Rg. Indica entonces las temperaturas más significativas como la temperatura ventilada pues esta se calienta debido a la radiación directa y reflejada. La termocupla (c) demuestra igual comportamiento que la (b) pero indica las temperaturas menos significativas pues, estando situada más lejos del glaciar, sufre un menor reflejo de radiación.

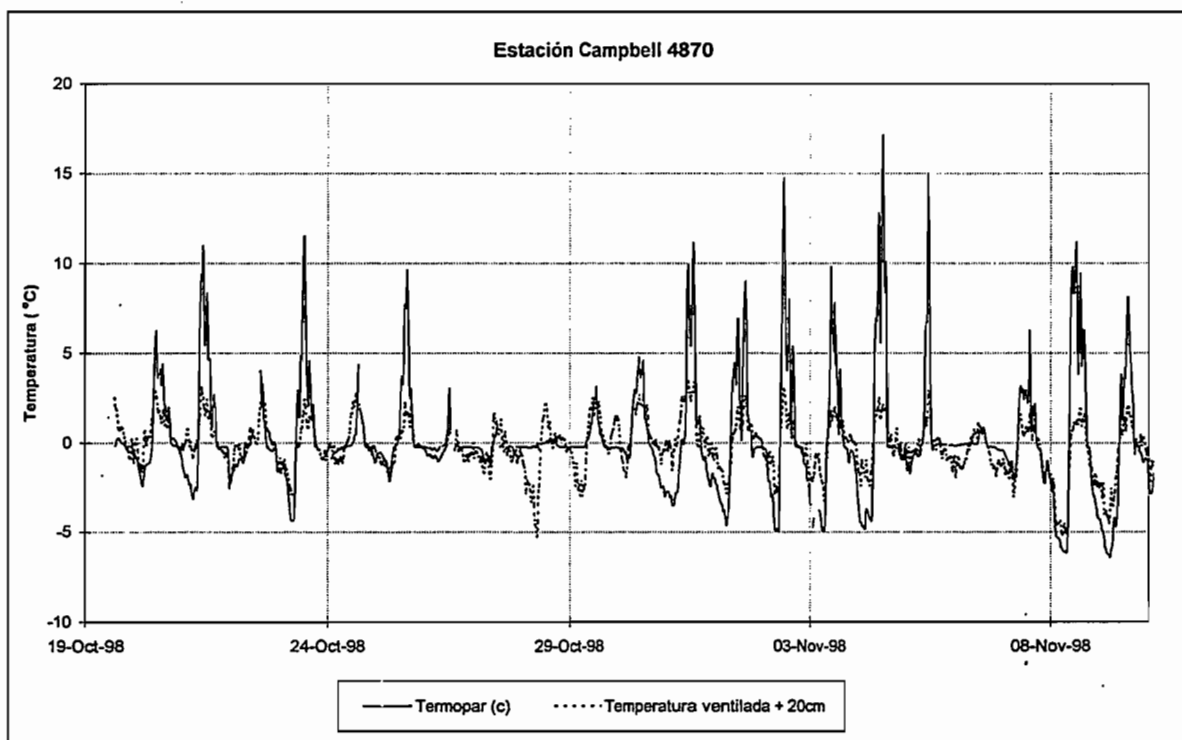
En la noche, las dos termocuplas siguen exactamente las evoluciones de la temperatura ventilada, sin embargo, siempre indican una temperatura inferior. Esta diferencia entre la termocupla (c) y el psicrómetro ventilado, los dos ubicados aproximadamente a la misma altura con relación a la superficie del glaciar podría deberse a la radiación propia de la termocupla, o más bien a la placa de latón de la cual forma parte (esta placa de latón pintada de blanco, en un inicio debía permitir el

aumento de su contacto térmico con la nieve). En la noche, si se considera que las radiaciones propias de las termocuplas (b) y (c) deben ser equivalentes (puesto que la diferencia de temperatura entre los dos es relativamente poca), el hecho que la (b) siempre registre durante la noche temperaturas inferiores al (c) indica la presencia de una fina capa de aire más fría en la superficie misma del glaciar.

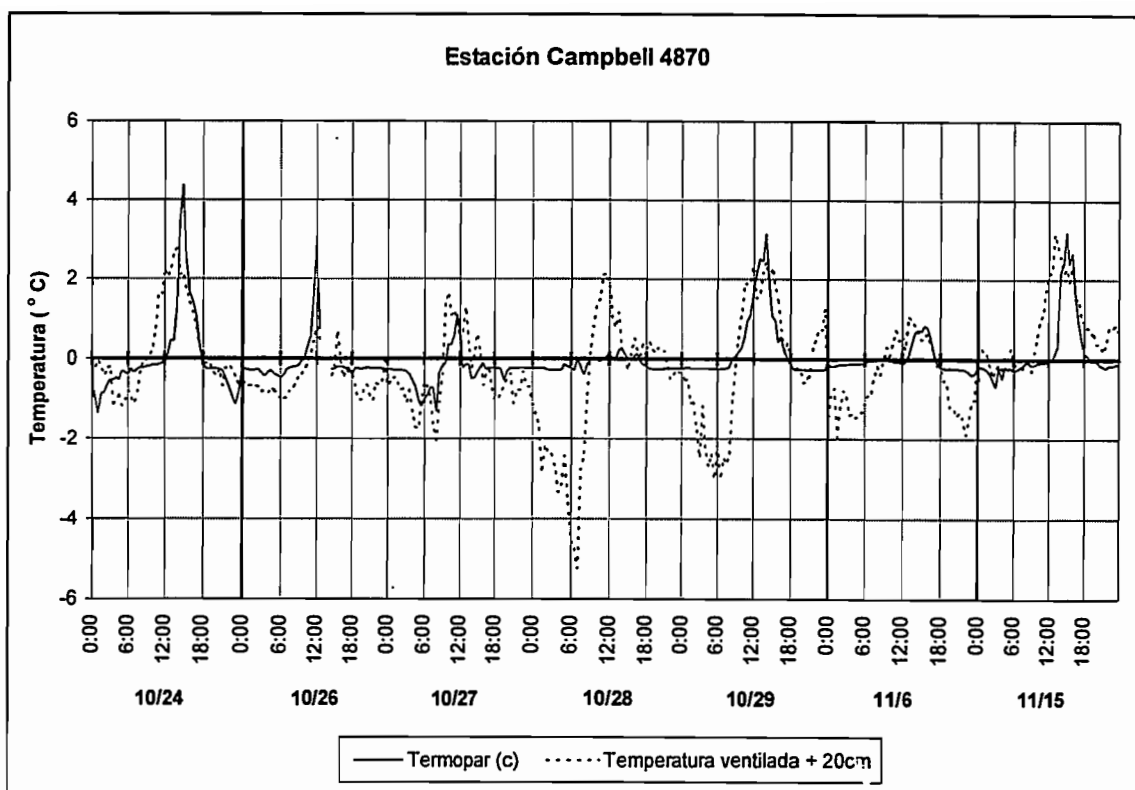
□ 5.3.4. Mediciones efectuadas en la nieve:

La figura 5.9 muestra que del 15/10/98 al 16/11/98, la termocupla (c) teóricamente se encontraba bajo la nieve. Sin embargo, los registros muestran que éste se encontraba directamente al aire libre y no bajo la nieve (fig. 5.13). En efecto, en numerosas jornadas, las temperaturas diurnas son muy importantes y las nocturnas muy negativas.

De hecho parecería que la acumulación de nieve en el área de la cavidad no es normal como sucede en otro parte sobre el glaciar. El tubo de plástico que sostiene las termocuplas y los sensores, que conducen el calor, asociadas al hecho de que en este sitio el nivel del glaciar está formada por un vacío de agua y no por el hielo, limitan la acumulación de nieve creando un punto de deshielo privilegiado.



◆ *Figura 5.13* Evolución de las mediciones de la termocupla (c) del 19/10/98 al 16/11/98 comparado con la temperatura ventilada a +20 cm (datos de 30 minutos).



◆ *Figura 5.13-bis.* Mediciones de la termocupla (c) efectuadas con presencia de nieve sobre esta, comparadas con la temperatura ventilada a 20 cm sobre la superficie del glaciar.

Si se verifica a la figura 5.13, los períodos durante los cuales la termocupla (c) efectivamente está recubierta de nieve son:

- el 24/10
- del 26/10 al 29/10
- el 6/11
- el 15/11

Los registros de esos períodos se presentan en la figura 5.13-bis.

La radiación global penetra en la nieve hasta una profundidad aproximada de 30 cm (Lliboutry, 1964), es decir, un censor recubierto de nieve en menos de 30 cm va a ser influenciado por la radiación global y no medirá la temperatura propia del manto de nieve. Ahora, la termocupla (c) jamás ha podido ser recubierta por más de 10 cm de nieve (fig. 5.9). Lo que explica la presencia de un pico positivo entre las 12:00 y las 15:00 en las mediciones de este aparato (fig. 5.13-bis), cuando lógicamente, el manto de nieve no puede pasar de 0 °C.

En la noche, las mediciones se estabilizan alrededor de -0.25 °C, como se observó en Bolivia sobre el glaciar del Zongo (Berton *et al*, 1997). El hecho de que este «*peldaño*» aparezca sobre los gráficos de manera recurrente, indica que éste corresponde al cambio del estado de la nieve. Sin embargo, se esperaba a un «*peldaño*» a 0 °C y no a -0.25 °C. Para explicar esta diferencia se pueden emitir dos hipótesis:

① La poca presión atmosférica que reina a esa altura impone una temperatura de fusión a la nieve de $-0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (verificar en la literatura).

② El valor de $-0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ corresponde a la temperatura de equilibrio de la termocupla sumergida en la nieve en fusión, alcanzada bajo el efecto de la pérdida de energía por radiación propia (ver numeral 5.3.3).

Debido al poco espesor de la capa de nieve, no es posible sacar conclusiones sobre la presencia de algunos picos negativos (el del 27/10 a las 6:00 por ejemplo). En efecto, estos pueden deberse a la influencia de la temperatura del aire (que circula entre los copos de nieve dentro de las capas superiores del manto de nieve), como a un enfriamiento en masa del manto de nieve que ocasiona la congelación de toda el agua contenida dentro de la nieve.

5.4. BALANCE RADIATIVO

□ 5.4.1. Principio del balance radiativo

El balance radiativo toma en cuenta las energías de todas las ondas electromagnéticas que llegan o provienen de una superficie seleccionada. Permite calcular la energía disponible a nivel de esta superficie para que tengan lugar los fenómenos físicos tales como la fusión, la sublimación, la resolidificación y la condensación. Se escribe a nivel de una superficie cualquiera bajo la siguiente fórmula (Perrin de Brichambaud, 1963):

$$R_{net} = R_g - R_r + R_{atm} - R_{suelo} \quad (5.1)$$

donde:

R_{net} : radiación neta (longitudes de onda: $0,3\mu\text{m} < \lambda < 50\mu\text{m}$) (W/m^2). Presenta la energía disponible a nivel de la superficie.

R_g : radiación global, correspondiente a la radiación emitida directamente por el sol (grandes longitudes de onda: $0,3\mu\text{m} < \lambda < 2,5\mu\text{m}$) (W/m^2).

R_r : radiación reflejada, correspondiente a la parte de la radiación emitida por el sol reflejada por la superficie considerada (grandes longitudes de onda: $0,3\mu\text{m} < \lambda < 2,5\mu\text{m}$) (W/m^2).

R_{atm} : radiación atmosférica, correspondiente a la radiación (del tipo cuerpo negro) emitida por los diferentes componentes de la atmósfera (cortas longitudes de onda: $2,5\mu\text{m} < \lambda < 50\mu\text{m}$) (W/m^2).

R_{suelo} : radiación del suelo, que corresponde a la suma de la radiación propia del suelo y de la parte reflejada de R_{atm} por el suelo (cortas longitudes de onda: $2,5\mu\text{m} < \lambda < 50\mu\text{m}$) (W/m^2).

R_g y R_r teniendo el mismo origen, se introduce un coeficiente α llamado *albedo* definido por la siguiente relación:

$$\alpha = \frac{R_r}{R_g} \quad (5.2)$$

Además, R_{suelo} se descompone de la siguiente manera:

$$R_{\text{suelo}} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 + (1 - \epsilon_s) \cdot R_{\text{atm}} \quad (5.3)$$

Donde :

$\epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4$: radiación propia de la superficie considerando que ella se comporta como un cuerpo negro (ley de Stefan-Boltzmann), y,

$(1 - \epsilon_s) \cdot R_{\text{atm}}$: parte de R_{atm} reflejada por la superficie, con:

ϵ_s : emisividad del suelo (que corresponde al poder absorbente y dependiente de la naturaleza del suelo).

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,70 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)

T_s : temperatura del suelo (K)

El balance radiativo se escribe de la siguiente forma:

$$R_{\text{net}} = (1 - \alpha) \cdot R_g + \epsilon_s \cdot (R_{\text{atm}} - \sigma \cdot T_s^4) \quad (5.4)$$

Se medirá R_{net} , R_g y α , tanto en la estación 5100 como en la estación 4870. No existe censor para R_{atm} puesto que es una medición muy delicada de realizar. En efecto, los aparatos tienen una temperatura aproximada de lo que ellos están considerados medir y emiten una radiación dentro de la vecina banda espectral.

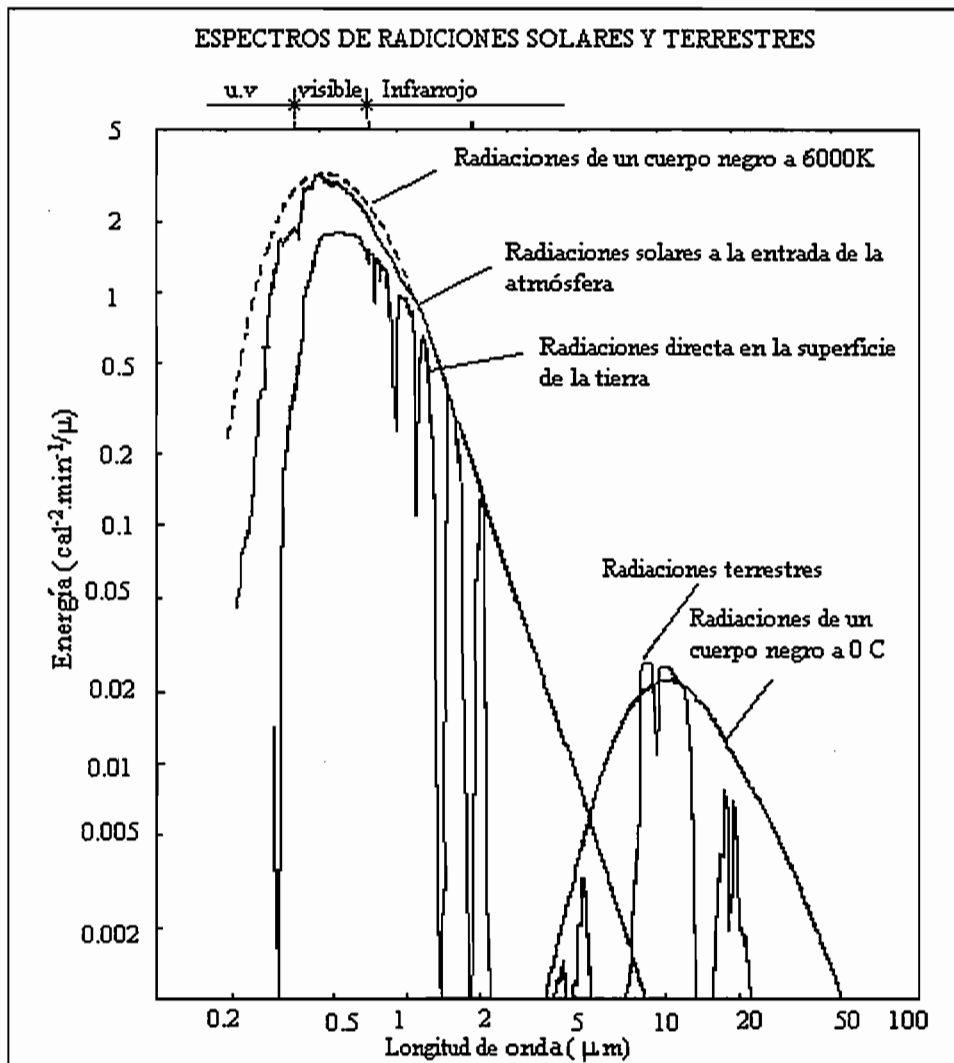
□ 5.4.2. Radiación global incidente (R_g)

5.4.2.1. Corrección de las mediciones

Las mediciones de R_g están realizadas por un piranómetro modelo SP 1110 (marca Campbell) cuya gama de longitud de onda medida es de 0.35 a 1.1 μm . Ahora, el espectro solar es normalmente medido entre 0.3 y 2.5 μm (fig. 5.14). Existe toda una banda de radiación no tomada en cuenta por nuestras mediciones.

En el caso de la figura 5.14 la energía de esta banda corresponde al 23 % de la energía comprendida entre 0.35 y 1.1 μm . Este porcentaje seguramente puede variar siguiendo las condiciones de absorción atmosférica (más o menos de nebulosidad por ejemplo) pero es preferible en un primer tiempo, considerarla constante más bien que ignorarla. Se calculó un R_g corregida ($R_{g_{\text{corr}}}$) de la siguiente manera:

$$R_{g_{\text{corr}}} = R_g * 1,23 \quad (5.5)$$



◆ *Figura 5.14* Espectro de las longitudes de onda de R_g y de R_{atm}

Además, en caso de caídas de nieve puede ocurrir que el censor del piranómetro se encuentre cubierto por una capa de nieve. Reciba entonces una energía fuertemente atenuada y el valor medido de R_g evidentemente no corresponda a la realidad. Sin embargo, es posible calcular un valor realista de R_g a partir de la medición R_r (ver numeral 5.4.3.). En efecto, este censor, orientado hacia la base no es afectado por las caídas de nieve. Entonces considerando un albedo de 0.90 para la nieve fresca (cuadro 5.1), se deduce R_g corregida por la siguiente ecuación:

$$R_{g_{corr}} = 1.23 \cdot R_r / 0,9 \quad (5.6)$$

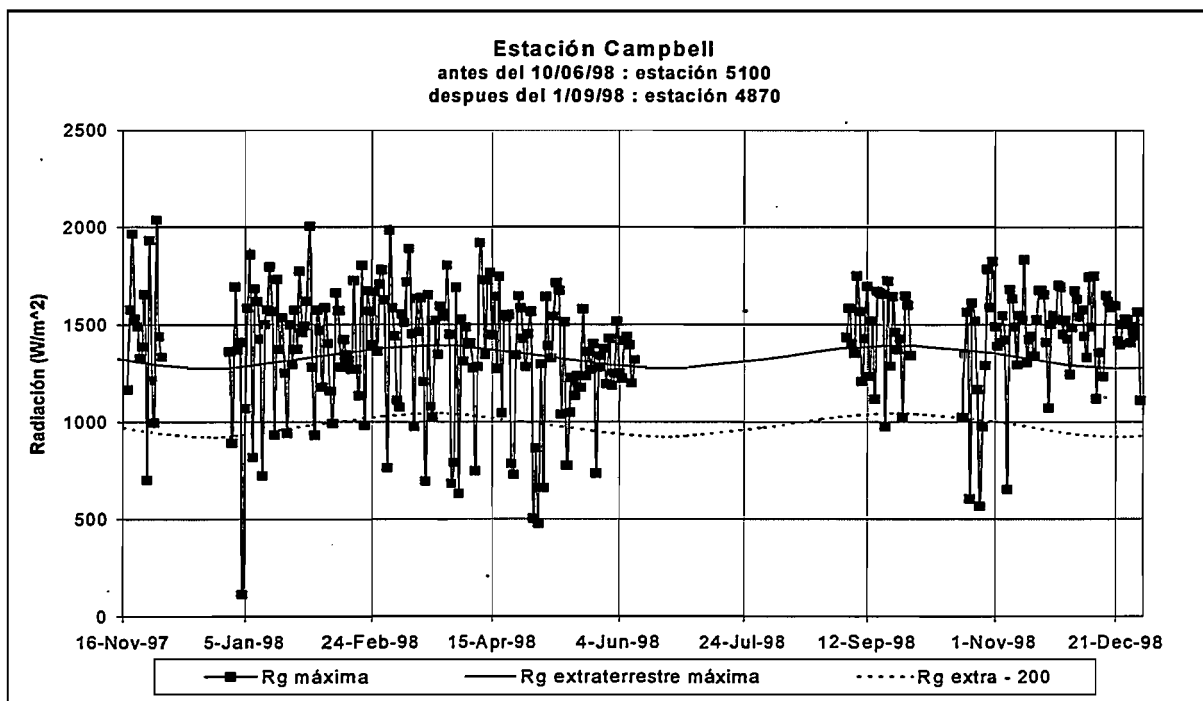
5.4.2.2. Datos diarios

En el límite de la atmósfera terrestre, una superficie perpendicular a los rayos solares recibe una energía constante de 1370 W/m^2 . Tomando en cuenta la orientación de la superficie (posición del sol con relación a la tierra), se calcula la radiación global extraterrestre ***R_{extra}***; corresponde al valor que tenía la radiación global sin los efectos que sufre al atravesar la atmósfera. En buen

tiempo, los valores de R_g medidos deben alinearse siguiendo una curva paralela a la del R_{extra} , entre las dos curvas que provienen de la absorción y de la reflexión por la atmósfera terrestre.

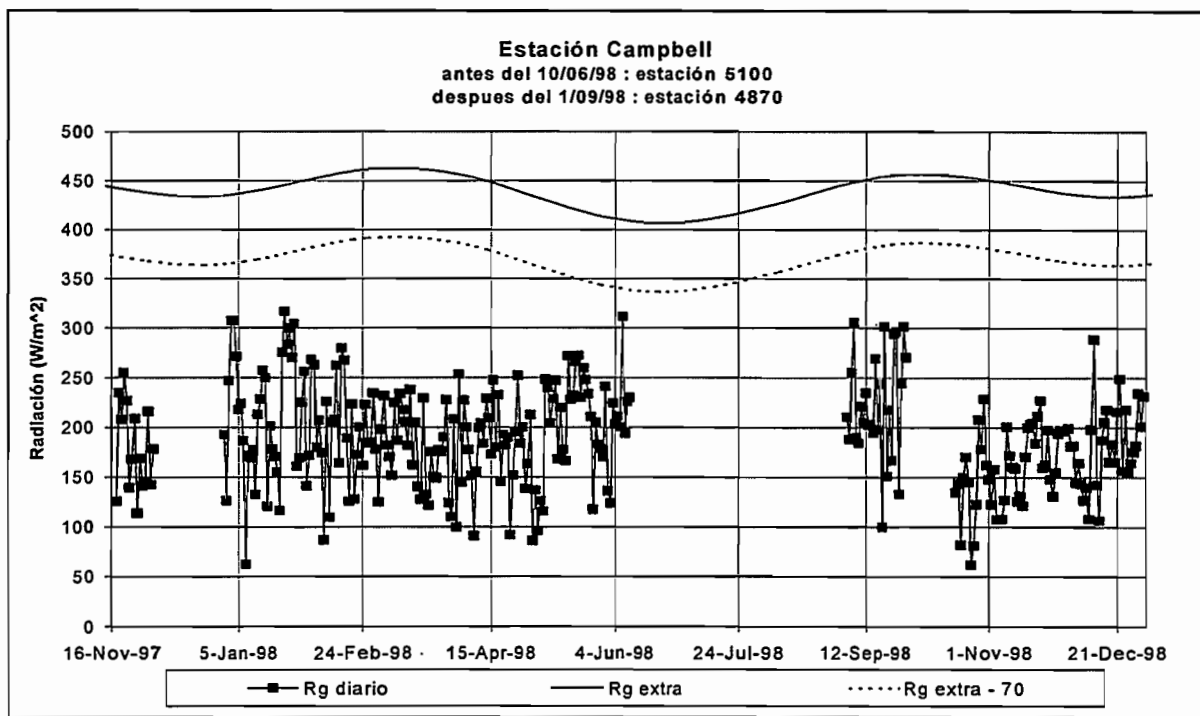
Aunque se consideren los valores máximos diarios² (fig. 5.15) o los promedios diarios² (fig. 5.16) de R_g , jamás se ve aparecer la tendencia paralela a R_{extra} . Esto demuestra que en los períodos de mediciones de las cuales se dispone, jamás se ha visto un período de varios días consecutivos de un cielo completamente despejado.

Los valores máximos frecuentemente pasan R_{extra} (fig. 5.15). Esto se debe a un efecto “horno” del glaciar así como al efecto lupa de los bordes de algunas nubes (Hastenrath, 1978). Por la ubicación del sitio al pie de una cañada, el efecto horno es el más pronunciado sobre el sitio 5100 que sobre el 4870 y puede ser, más que la diferencia de altura, lo que traduce el hecho de que los más grandes valores máximos diarios de R_g han sido registrados en la estación 5100.



◆ Figura 5.15 Evolución de los máximos diarios de R_g (cf. note (2)).

² Se presentan aquí las mediciones no corregidas a fin de poder realizar las comparaciones con las mediciones realizadas en Bolivia con los mismos aparatos.



◆ *Figura 5.16* Evolución de los valores promedios diarios de R_g (cf. note ⁽²⁾).

En el Glaciar Zongo de Bolivia, se midió a 5150 m una atenuación de R_{extra} de 200 W/m^2 para los valores máximos (Wagnon *et al.*, 1995; Berton *et al.*, 1997). Existen probabilidades para que en este caso la atenuación sea sensiblemente equivalente. Se ha reportado sobre la figura 5.15 la curva que corresponde a R_{extra} desfasada en -200 W/m^2 . Se contó una docena de puntos alineados sobre esta curva, lo que no es verdaderamente significativo. Sin embargo, esta curva permite dar información sobre el ambiente que predomina sobre el glaciar:

- Los puntos situados bajo la curva $R_{extra} - 200$ son significativos de jornadas donde el sol fue nulo a nivel de la estación: la cubierta nublada fue muy importante para que pueda existir un efecto lupa de las nubes.
- A la inversa, los puntos situados sobre la curva se deben al efecto lupa y testimonian las jornadas que ha existido un sol parcial con pasajes nublados.
- Sólo los puntos situados sobre la curva correspondiente a las jornadas de nubosidad nula.

Así mismo si el valor de la atenuación en los sitios de este estudio no es exactamente conocida, es posible deducir de la figura 5.15 que las jornadas sin sol, son igual que las jornadas sin nebulosidad, muy raras sobre el Glaciar 15. Una jornada típica de hecho está constituida de alternancias de períodos de sol y de pasajes nubosos, y esto a lo largo del año (no se dispone de mediciones para los meses de julio y agosto, pero los datos pluviométricos (ver cap. 3) y las visitas al campo muestran que esos meses han sido tan lluviosos como los otros).

Los efectos lupas no aparecen sobre los datos diarios (fig. 5.16) pues estos son puntuales y llegan a ser ignorados una vez efectuado el promedio diario. Por analogía con el Zongo se trazó la curva $R_{extra} - 70$ y en este caso tampoco se observaron alineaciones significativas, lo que confirma las conclusiones anteriores.

□ 5.4.3. El albedo

5.4.3.1. Principio de medición

Se medirá el albedo gracias a dos piranómetros: el uno orientado hacia el cielo mide R_g , mientras que el otro, orientado hacia abajo, mide R_r . De este modo se obtiene el albedo definiendo la relación de las dos mediciones según la ecuación (5.2). Al medir R_g y R_r siguiendo la misma gama de longitud de onda, el defecto de medición de los aparatos utilizados (ver numeral 5.4.2.1) no debe haber sino mínimas consecuencias sobre la medición del albedo (para verificar posteriormente con el espectro de absorción de la nieve).

En la noche, R_g y R_r son teóricamente nulos, pero sin embargo, los aparatos registran los valores debido a las imprecisiones de medición. Entonces una medición del albedo no tiene ningún sentido, es porque el módulo CR10 ha sido programado para dar el valor de 1 al albedo cuando $R_g < 10 \text{ W/m}^2$.

Además, a veces se miden valores de R_r superiores a los de R_g . Este tipo de caso es imposible desde el punto de vista teórico y no es más que el sensor de medición lo que puede tener lugar principalmente cuando el sol es muy fuerte (en la aurora o en el crepúsculo), en caso de existir neblina o también en el momento de las caídas de nieve (ref. 5.4.2.1). Entonces calcular un albedo una vez no tiene ningún sentido en estas condiciones y el programa del CR10 ingresa el valor de 1 al albedo cuando $R_r > R_g$.

5.4.3.2. Evolución del albedo

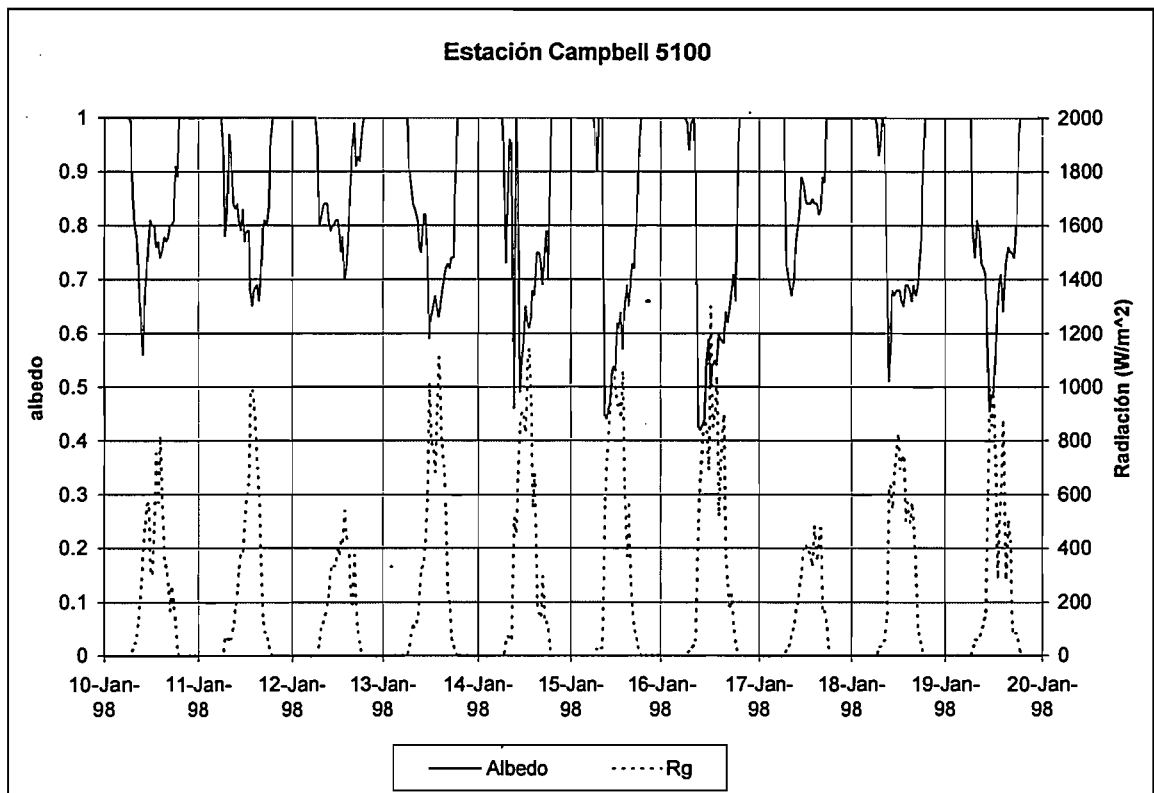
El albedo es una variable que no está considerada a depender sino del estado del suelo. Sin embargo, entre otras, a causa de su procedimiento de medición, se revela que el albedo depende también de la intensidad de R_g así como del ángulo de incidencia de los rayos luminosos. Este problema concierne sobre todo a las nieves viejas, por el hecho de la aparición de micro-penitentes así como de la difusión interna de una parte de la luz (Lliboutry, 1964). Así, igual en la ausencia de caídas de nieve, los valores diurnos del albedo no son constantes (fig. 5.17). Por ejemplo, se señala la aparición frecuente de un pico del albedo durante el inicio de la tarde, sin duda debido al poco ángulo de incidencia de la radiación global.

Los valores extremos alcanzados por el albedo a lo largo de una jornada son poco representativos del estado real de la superficie del glaciar. Se prefiere un valor promedio diario. Sin embargo, los promedios diarios calculados por la estación Campbell toman en cuenta igualmente los valores diurnos como los valores nocturnos. Estos últimos siendo todos iguales a 1, esos promedios dan un albedo sobrestimado que no permite el empleo de cuadros de correspondencia clásicos con el fin de encontrar el estado real de la superficie del glaciar (cuadro 5.1). Es porque se corrigió esos promedios a manera de obtener el promedio de mediciones únicas efectuadas durante la jornada. El Antizana estando situado en el Ecuador, la relación de las duraciones entre el día y la noche es sensiblemente constante a lo largo del año y la corrección se hace fácilmente con la siguiente ecuación:

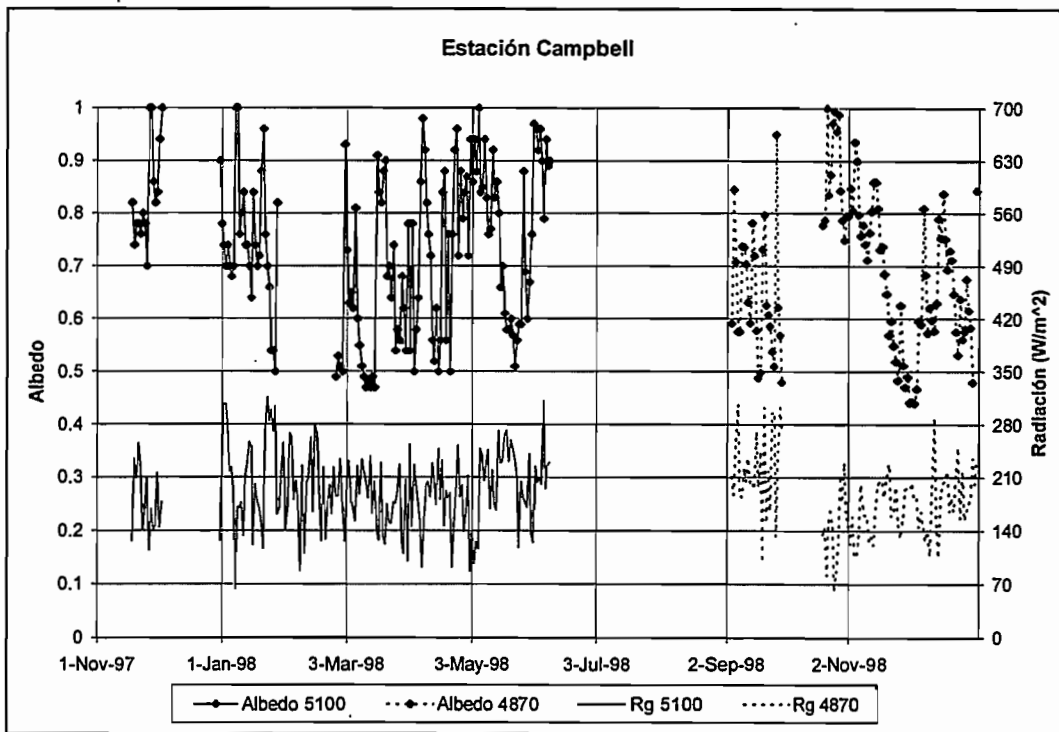
$$\alpha_{\text{corregido}} = (\alpha - 0,5) * 2 \quad (5.7)$$

Tipos de estado de superficie	Albedo
En el polo sur	0,92 - 0,84
Nieve fresca - corteza de viento	0,88 - 0,81
Nieve vieja y seca - corteza de sol	0,81 - 0,65
Nieve en fusión	0,65 - 0,52
Hielo	0,50 - 0,43
Nieve o hielo cubierto de impurezas	0,45 - 0,30

◆ Cuadro 5.1 Valores el albedo para algunos tipos de estados de superficie (Lliboutry, 1964)



◆ Figura 5.17 Evolución del albedo del 10 al 19/01/98 comparada con Rg (no corregida) en datos de treinta minutos.



◆ *Figura 5.18* Evolución del albedo (promedios diarios corregidos) comparada con la del Rg (promedios diarios no corregidos).

La evolución de los promedios diarios (corregidos) del albedo (fig. 5.18) muestra la gran variabilidad del albedo de un día a otro. La menor caída de nieve hace subir al albedo a un valor comprendido entre 0.9 y 1, cualquiera que sea su nivel inicial. Así los aumentos del albedo son bastante fuertes, como el acontecido entre los días 2 y 3 de marzo de 1998, que se observó pasar al albedo de 0.5 a 0.94. Entonces la disminución del albedo se hace más o menos progresivamente, siguiendo la cantidad de nieve caída y las condiciones atmosféricas reinantes. Por ejemplo se tiene una caída de 0.95 a 0.62 entre el 26 y el 27 de septiembre en las condiciones de radiación global fuerte cuando faltaban once días para que el albedo baje de 0.86 a 0.48 (entre el 15 y el 25 de noviembre de 1998) en las condiciones de poca radiación global acompañada de granizo.

Normalmente, para una misma orientación, el albedo aumenta con la altura. Ahora la tendencia aparece poco fuerte sobre los datos de la figura 5.18, lo que demuestra que las mediciones de cada estación corresponden a dos tipos de tiempo muy diferentes:

- A partir de mediados de enero de 1998, el albedo disminuye bruscamente y a pesar de estar a una altura de 5100 m, y alcanza valores muy bajos (alrededor de 0.5) en un largo período. Se encuentra que este período coincide con un aumento notable de la temperatura promedio del aire, probablemente debido al fenómeno ENSO, aparecido en ese entonces sobre las costas del Ecuador (ver cap. 1). Entonces el límite lluvia-nieve subió muy alto sobre el glaciar (se observó lluvia sobre los 5100 m en el momento de las salidas al campo), lo que tuvo como efecto degradar rápidamente el albedo.
- A la inversa, entre fines de octubre y principios de noviembre de 1998, después de un enfriamiento de la temperatura y el descenso del límite lluvia-nieve, se observaron varias veces caídas de nieve hasta en una altura de 4300 m. Entonces los valores del albedo medidos en la estación 4870 fueron altos (superiores a 0.75) y muestran que todo el glaciar se encontraba en acumulación.

Tanto en la estación 4870 como en la 5100, el albedo jamás alcanzó valores inferiores a 0.45. Es decir, que el glaciar jamás tuvo una superficie sucia, recubierta de impurezas (cuadro 5.1). Se tiene que por ausencia de un período prolongado de un cielo despejado y un ambiente seco sobre el glaciar (ver num. 5.4.2.2), no se dispuso del tiempo necesario para que exista acumulación de impurezas sobre un mismo nivel.

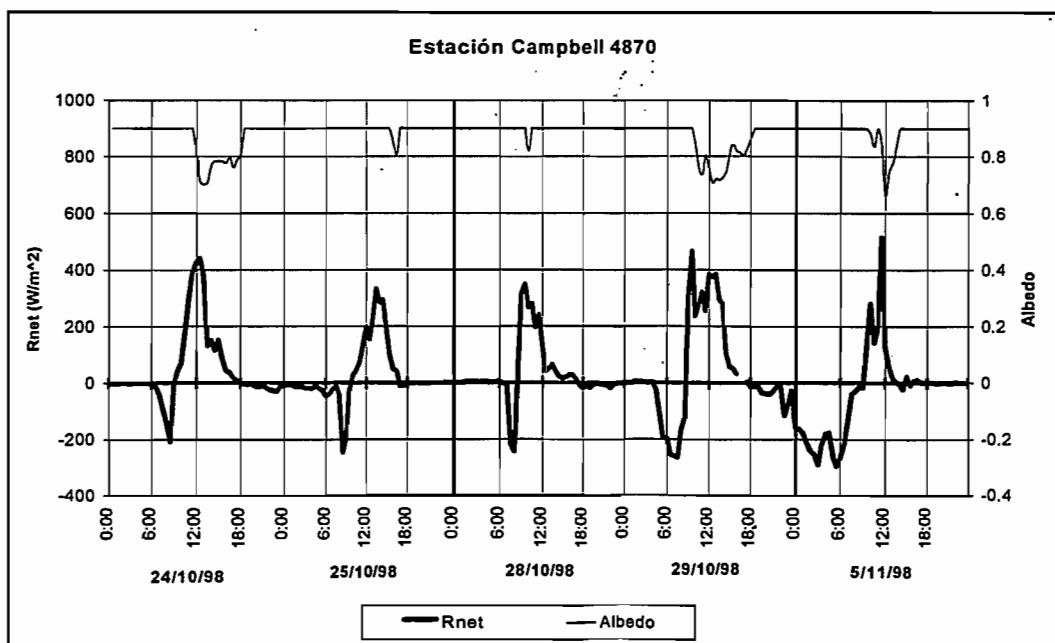
□ 5.4.4. Radiación neta (Rnet)

5.4.4.1. Problemas de medición

Se midió Rnet directamente con un radiómetro (marca Campbell, modelo Q-7) cuya gama medida de longitud de onda es de 0,25 a 60 μm , situada aproximadamente a un metro sobre el suelo. La horizontalidad del censor es crucial y debe ser verificada cada quince días aproximadamente; según el constructor, un error de nivel de solamente 5° conlleva a un error del 6% sobre la medición.

Cuando existen caídas de nieve, en la señal aparecen frecuentemente picos negativos de Rnet al final de la noche y al iniciar del día (fig. 5.19). En efecto, lo mismo que para el piranómetro que mide Rg, el censor superior del radiómetro cuando se encuentra recubierto de nieve. Las radiaciones incidentes (contadas positivamente) son atenuadas, sin que la medición de las radiaciones provenientes del suelo (contadas negativamente) sea afectada. Los valores de Rnet medidos en ese caso no son más valederos.

En general, la situación se normaliza bastante rápido con la llegada del día, pues los sensores del radiómetro al estar recubiertos por una cúpula redonda, la nieve no permanece por mucho tiempo. Este no es el caso del piranómetro, que tiene una superficie plana y es afectada por más tiempo. Es por esta razón que sobre la figura 5.19, las mediciones del albedo son iguales a 0.9 hasta finalizar la mañana.



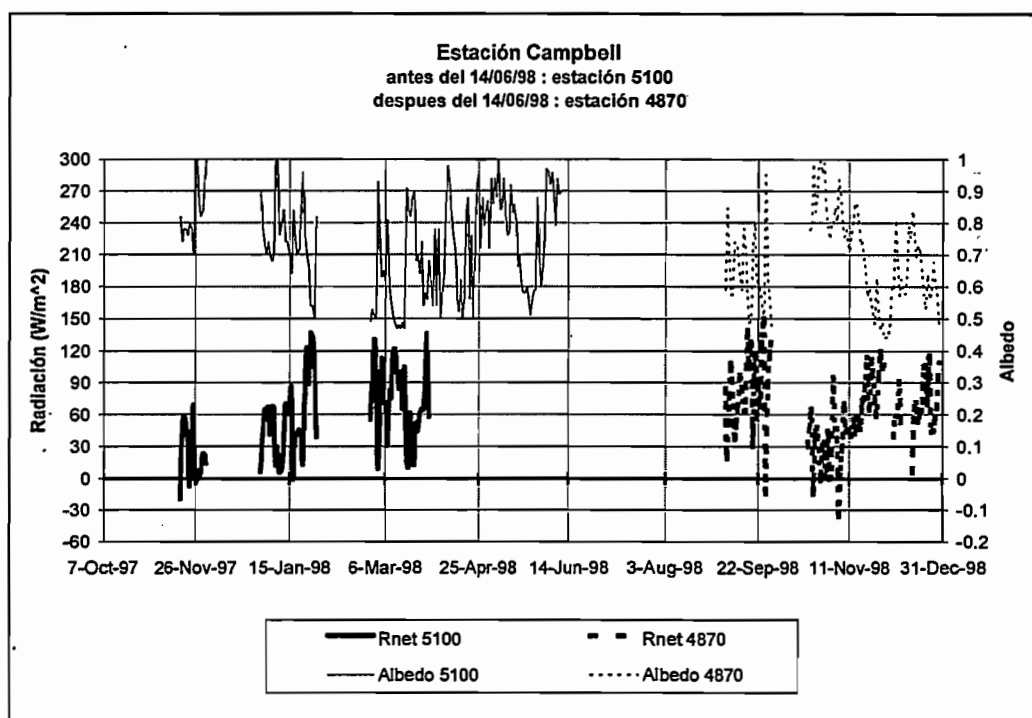
◆ *Figura 5.19* Ejemplo de algunas mediciones de Rnet y del albedo para las jornadas con caída de nieve en la mañana (datos de cada treinta minutos).

5.4.4.2. Evolución de la radiación neta

La comparación entre la radiación neta y el albedo (fig. 5.20) muestra la gran independencia de esas dos variables. Cuando el albedo es elevado, una gran parte de la radiación global es reflejada y la radiación neta es muy poca. A la inversa, durante los períodos en los cuales el albedo es degradado, siendo la radiación global poco reflejada, la radiación neta toma valores más altos.

A partir del 15 de enero, por la disminución del albedo (ver num. 5.4.3), la radiación neta medida a 5100 m es muy alta (superior a 130 W/m^2). Entonces la zona de ablación del glaciar se eleva más, en consecuencia los valores de ablación aumentan notablemente (ver cap. 2). Se tiene el caso en la figura inversa de a mediados de octubre hasta a mediados de noviembre, con poca radiación neta medida a 4870 m (promedio de 30 W/m^2) y con pocos valores de ablación.

Así se ilustra la influencia indirecta de la temperatura del aire sobre el balance del glaciar. Esta determina la altura del límite lluvia-nieve y modifica la distribución del albedo. Este último parámetro por su parte determina la importancia de la radiación neta sobre el glaciar, el cual constituye el motor de la ablación.



◆ *Figura 5.20* Evolución de la radiación neta (Rnet) comparada con el albedo corregida (datos de cada media hora).

□ 5.4.5. Balance radiativo

Las mediciones de la radiación neta por el tipo de aparatos no ventilados de los cuales se dispone, en ciertas condiciones de fuerte radiación y de poco viento, pueden ser fuertemente afectadas por los errores radiativos (Halldin et Lindroth, 1992). Es porque, a fin de testificar la exactitud de estas mediciones, se intentó reconstituir la radiación neta a partir de sus componentes (ecuación (5.4)), siguiendo el método utilizado por Wagnon *et al.* (en prensa).

Siendo muy escasos los datos de la estación 5100, no nos libramos de este ejercicio sino con los datos de la estación 4870. Allí se dispone de mediciones directas de R_g y del albedo y no nos queda sino a estimar R_{atm} y T_s . La emisividad de la nieve variando entre 0.99 para la nieve fresca y 0.97 para la nieve antigua (Brutsaert, 1982), se considerará un valor promedio de ϵ_s igual a 0.98.

5.4.5.1. Estimación de R_{atm}

La radiación atmosférica corresponde generalmente a la radiación de los componentes de la atmósfera que se lo considera se comportan como un cuerpo negro a una temperatura dada. Sin embargo, en los sitios de grandes relieves, la radiación de las superficies que están alrededor da una contribución significativa a R_{atm} . Este término se calculó con la siguiente ecuación (Male y Granger, 1981):

$$R_{atm} = (\epsilon_a \cdot \sigma \cdot T^4) \cdot V_f + (\epsilon_{ss} \cdot \sigma \cdot T_{ss}^4) \cdot (1 - V_f) \quad (5.8)$$

donde :

$(\epsilon_a \cdot \sigma \cdot T^4) \cdot V_f$: radiación los elementos de la atmósfera, con:

ϵ_a : emisividad de la atmósfera,

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,70 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$),

T : temperatura del aire cerca de la superficie del glaciar (K),

V_f : fracción no obstruida (es decir, en la cual se ve el cielo) de una media esfera imaginaria centrada sobre la estación Campbell.

$(\epsilon_{ss} \cdot \sigma \cdot T_{ss}^4) \cdot (1 - V_f)$: radiación de las superficies cercanas, con:

ϵ_{ss} : emisividad de las superficies cercanas (considerada igual a 1 puesto que esas superficies están formadas de hielo, de nieve o de rocas),

T_{ss} : temperatura de las superficies cercanas (K).

Las mediciones realizadas en el sitio de la estación 4870 (Cuadro. 5.2) muestra que una parte del horizonte se encuentra debajo de la horizontal (ángulo vertical negativo). El coeficiente V_f , igual a 0.81, no considera sino la media esfera superior, está calculada tomando un ángulo vertical nulo cuando éste ha sido medido negativo.

Acimut (°)	Angulo vertical (°)	Relieve Característico
0	2	morrena mediana derecha
30	5	morrena superior derecha
65	9	primeras rocas
120	26	espalda glaciario
130	29	cumbre Antizana
150	22	Cuello
160	31	Arista 15-14, Pico 1
180	31	Arista 15-14, Pico 2
200	28	Arista 15-14, Pico 3
215	-6	Pluviómetro 1
310	-8	morrena inf. izquierda
335	-10	morrena inf. derecha

◆ Cuadro 5.2 Medición del horizonte en la estación Campbell 4870.

La ecuación (5.8) se satisface con grandes aproximaciones de T_{ss} y se le atribuye un valor de 0°C (273,15 K) (Wagon *et al.*, en prensa).

La emisividad de la atmósfera es obtenida por la fórmula semiempírica de Brutsaert corregida de los efectos de nubosidad (Brutsaert, 1982) :

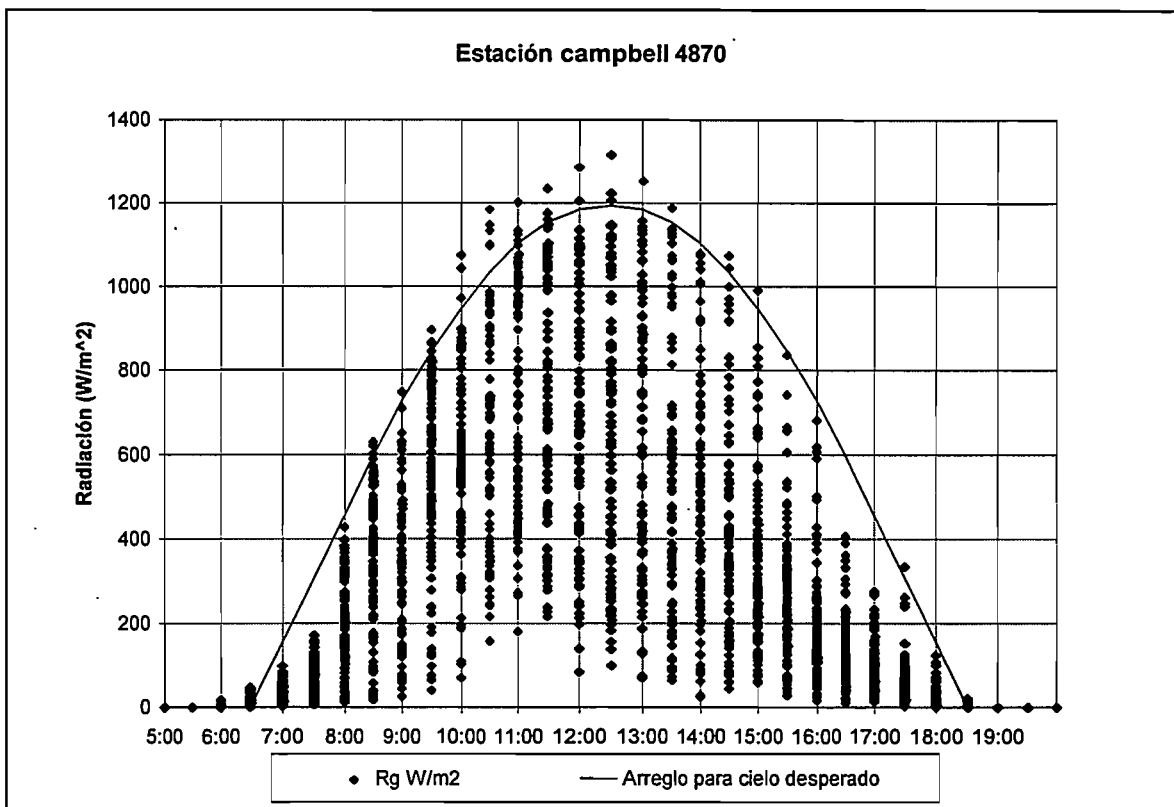
$$\varepsilon_a = [1,24.(e/T)^{1/7}].(1 + 0,22.N^2) \quad (5.9)$$

donde :

e : presión de vapor de agua cerca de la superficie (mb),
N : fracción de nubosidad

La presión del vapor de agua es medida por los psicrómetros (ver num. 5.5).

Por el contrario, no se dispone de mediciones directas de N. Se dedujo comparando la radiación global medida en su valor teórico para un cielo despejado (R_{gth}). Este valor teórico



◆ *Figura 5.21* Curva envolvente de la radiación global para un cielo despejado.

(dependiendo de la hora) fue estimada por una función seno que es calibrada sobre la envoltura de todos los valores de R_g (fig. 5.21). La función $R_{g_{th}}$ alcanza su máximo a las 12:30 y es nula desde las 18:30 hasta las 6:30. Entonces se estimó N por $(1 - R_g/R_{g_{th}})$. Los puntos situados sobre la envoltura corresponden a los efectos lupa y en este caso se considera $N = 0.3$. Esta manera de estimar N seguramente no es válida sino el día puesto que en la noche la radiación global es nula.

5.4.5.2. Estimación de la radiación del suelo

Para conocer la radiación del suelo, es necesario tener la temperatura del suelo T_s . Desgraciadamente no se pudo acceder directamente a esta medición, salvo en raras ocasiones con las termocuplas enterradas al interior del glaciar (ver num. 5.3). Como se vio anteriormente, las raras mediciones válidas de temperatura en el manto de nieve han mostrado que esta siempre estuvo a temperatura de cambio de estado. No se generaliza este resultado, pero a falta de más mediciones se considera una temperatura del suelo de 0°C , lo que corresponde a una radiación de:

$$\epsilon_s \cdot \sigma \cdot (T_s = 273,15)^4 = 310 \text{ W/m}^2$$

Atenuando la radiación R_{atm} , la acumulación de la nieve sobre la cúpula superior del balancímetro al momento de las caídas de nieve nocturnas permite aproximar la medición de R_{suelo} (ver num. 5.4.4.1). Así, el 5/11/98 (fig. 5.19), en el momento de una fuerte caída de nieve, la medición de la radiación neta alcanzó -297 W/m^2 .

Con todo rigor, faltaría corregir el valor de R_{suelo} por el hecho de que una parte del horizonte se encuentra más abajo que la horizontal (ver cuadro 5.2). En efecto, esto implica que el R_{suelo} medido toma en cuenta un poco de la radiación atmosférica. Sin embargo, este error no concierne sino al 4% de la superficie de una media-esfera centrada sobre la estación y orientada hacia abajo, lo que corresponde a una diferencia de 3 a 4 W/m^2 totalmente ignorada en vista de la precisión de los aparatos. En lo que sigue, esta corrección no se toma en cuenta.

5.4.5.3. Comparación de los términos del balance

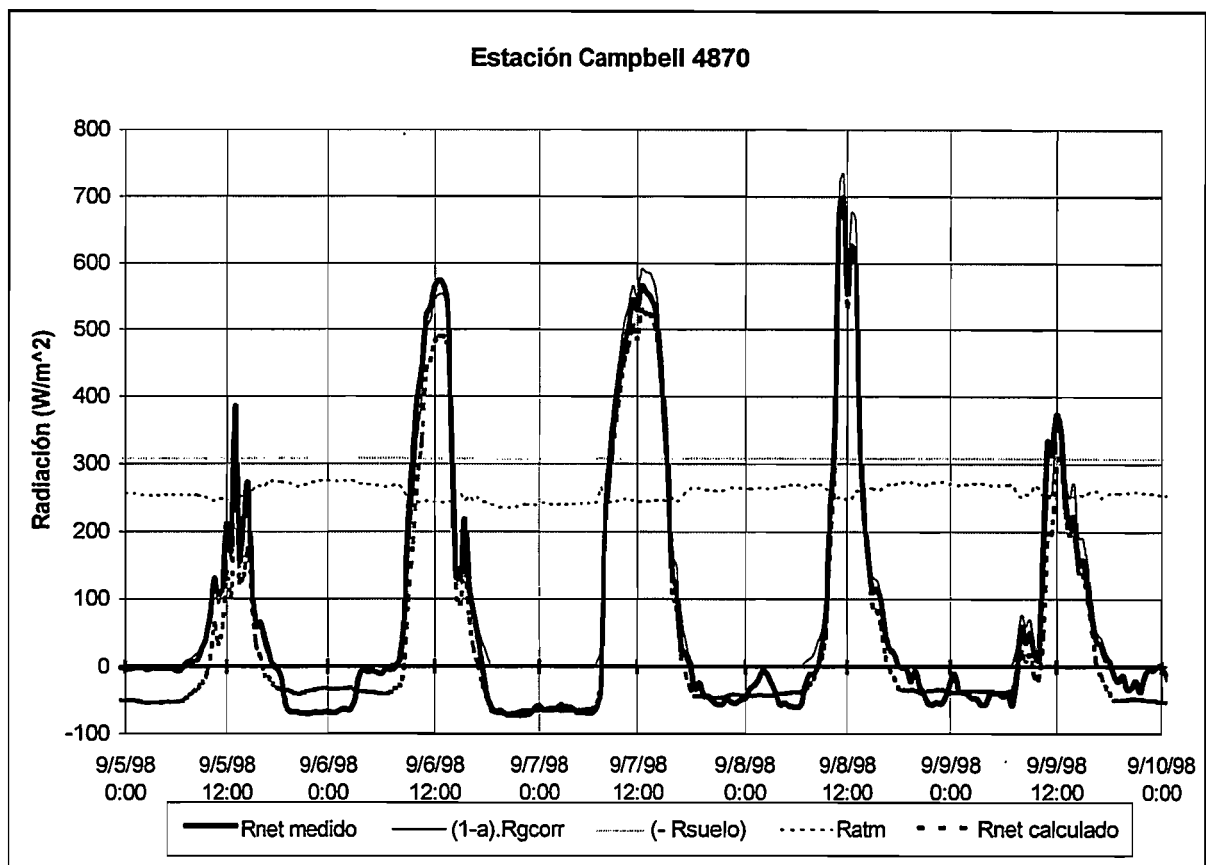
La comparación de los diferentes términos del balance muestra que la variabilidad de R_{atm} es poca y que la radiación neta está sobretodo explicada por $(1 - \alpha) \cdot R_g$ (fig. 5.22).

Entre el 3 y el 11 de septiembre de 1998, la reconstitución de la radiación neta es más exacta puesto que se calcula un coeficiente de correlación entre los valores calculados y medidos de la radiación neta de $R^2 = 0.961$. La reconstitución parece en general ligeramente inferior al valor efectivamente medido, pero no es sistemático. Esta desviación no se debe al hecho que se considera que $T_s = 0^\circ\text{C}$, pues por encontrar una desviación nula, haría falta tener temperaturas del suelo que oscilen entre -30°C y $+7^\circ\text{C}$, lo que es poco realista. Más bien parece que su origen se debe a las imprecisiones de los aparatos de medición y difícilmente se puede esperar hacerlo mejor.

En la noche, la reconstitución es menos exacta por el hecho de la imposibilidad de medir la nebulosidad. Simplemente se ha considerado que la nebulosidad de la noche fue igual a la calculada justamente antes de caer el sol. Esta opción no tiene otra justificación que la de ser fácil para colocarla en el sitio.

Si se calcula el coeficiente de correlación entre los valores calculados y medidos de la radiación neta sobre todas las mediciones disponibles en la estación 4870, se obtiene un valor menos satisfactorio: $R^2 = 0.873$ (fig. 5.23). Esta diferencia parece resultar del hecho que después de mediados de septiembre, se observó más cantidad de precipitaciones de nieve a nivel de la estación 4870.

En efecto, en caso de una caída de nieve diurna, el piranómetro que mide R_g se encuentra momentáneamente un poco recubierto. Esta caída de nieve atenúa las radiaciones y el sensor mide un valor inferior a la realidad. Esta subestimación de R_g trae una sobre estimación del albedo, y pues una subestimación notable de $(1 - \alpha) \cdot R_g$. Ahora, contrariamente al piranómetro, el sensor del balancímetro está recubierto por una cúpula redonda que no permite a la nieve acumularse fácilmente. La medición de R_{net} está mucho menos afectada que la de $(1 - \alpha) \cdot R_g$, de allí las desviaciones importantes. Este fenómeno está ilustrado en la figura 5.24 en la cual se puede ver las consecuencias de grandes aumentos del albedo en la reconstitución de la radiación neta.

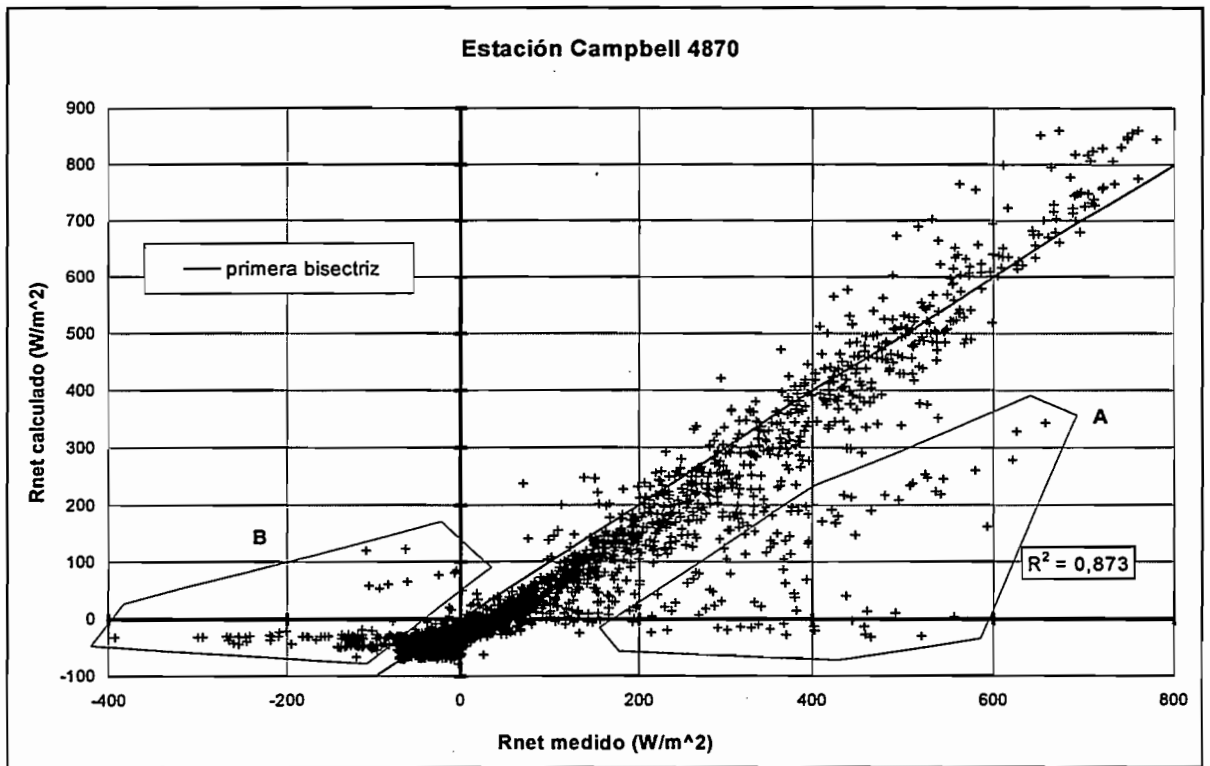


◆ *Figura 5.22* Comparación de los términos del balance radiativo del 5/9/98 al 9/9/98.

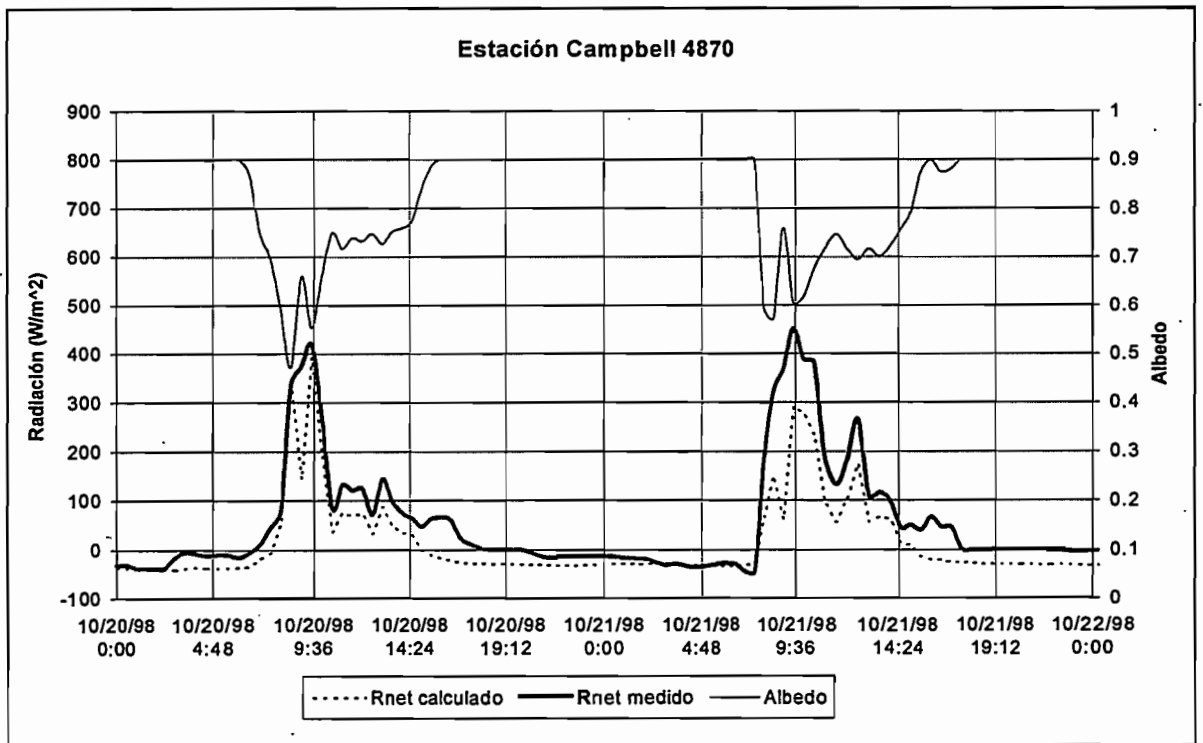
Cuando las caídas de nieve se han producido en la noche, también tienen efectos importantes que ocasionan una imprecisión sobre la radiación neta medida pero no sobre la calculada. En efecto, siendo nula la radiación global y las temperaturas menos elevadas que en el día, la nieve puede depositarse sobre el balacómetro a pesar de la cúpula redonda. Entonces las radiaciones atmosféricas son atenuadas y la medición de la radiación neta fuertemente subestimada (fig. 5.19) con relación a la radiación neta medida.

En la figura 5.23, los puntos de la zona A corresponden a las caídas de nieve diurnas cuando los de la zona B para las caídas de nieve nocturnas.

Si se quiere mejorar las mediciones en el futuro, será necesario considerar el recubrir al piranómetro que mide R_g con una cúpula redonda, pero sin correr el riesgo de afectar la medición.



◆ *Figura 5.23* Rnet calculada en función de Rnet medida (todas las mediciones).



◆ *Figura 5.24* Comparación de Rnet calculada y de Rnet medida del 20/10/98 al 21/10/98.

5.5. HUMEDAD DEL AIRE

□ 5.5.1. Principio de medición

La estación 4870 dispone de dos psicrómetros ventilados ubicados a dos alturas diferentes (ver num. 5.2). Esos aparatos miden a la vez la temperatura seca del aire como la temperatura *húmeda*, que corresponde a la temperatura dada por un termómetro envuelto en una muselina saturada de agua. A fin de prevenir los problemas del gel de la alimentación de agua de esta muselina, se utilizó una mezcla de agua/alcohol del 10-15 % de alcohol. A partir de estas mediciones, es posible calcular la humedad del aire gracias a las siguientes ecuaciones (Queney, 1974):

$$\text{presión de vapor saturante (mb)} : e_{sat}(T) = 6,1078 \cdot \exp\left(\frac{17,08085 \cdot T}{234,175 + T}\right) \quad (5.10)$$

$$\text{presión de vapor (mb)} : e = e_{sat}(T_{hum}) - 0,00066 \cdot p \cdot (T_{sec} - T_{hum}) \quad (5.11)$$

$$\text{humedad relativa (\%)} : H = \frac{e}{e_{sat}(T_{sec})} \quad (5.12)$$

donde:

T : temperatura (°C)

T_{sec} : temperatura seca (°C)

T_{hum} : temperatura húmeda (°C)

P : presión atmosférica sea de 570 mb a 4900 m en atmósfera tropical.

El coeficiente 0,00066 que interviene en la ecuación (5.12) ha sido seleccionado arbitrariamente. Corresponde a una ventilación de 4 m/s (Guyot, 1995). Sin embargo, jamás se verificó la velocidad de ventilación de los psicrómetros que en toda lógica debe depender de la carga de la batería. Sería necesario proceder a una calibración de esta velocidad de ventilación en un próximo avenir pues, según el mismo autor, las desviaciones de medición pueden alcanzar el 20% si esta no es tomada en cuenta.

Los cálculos de las incertidumbres de medición, efectuadas sobre el glaciar del Zongo con los mismos aparatos, revelan la existencia de las siguientes incertidumbres en las mediciones (Sicart *et al*, 1998):

- $\Delta e_{sat} = \pm 0,16$ mb
- $\Delta e = \pm 0,5$ mb
- $\Delta H = \pm 13$ %

Esas imprecisiones están lejos de ser ignoradas, y como lo remarca Sicart (Sicart *et al*, 1998): “*on note que la mesure directe de la différence (Tsec-Thum) par un montage différentiel, c’est à dire en mesurant la température humide non pas par rapport à la température de référence mais par rapport à la température seche, permettrait de diviser par deux l’incertitude sur la mesure*”.

No se dispone de mediciones de humedad en la estación 5100, pues a causa de no disponer de bornes en la placa de conexiones del CR10, no se pudo conectar la temperatura seca de arriba.

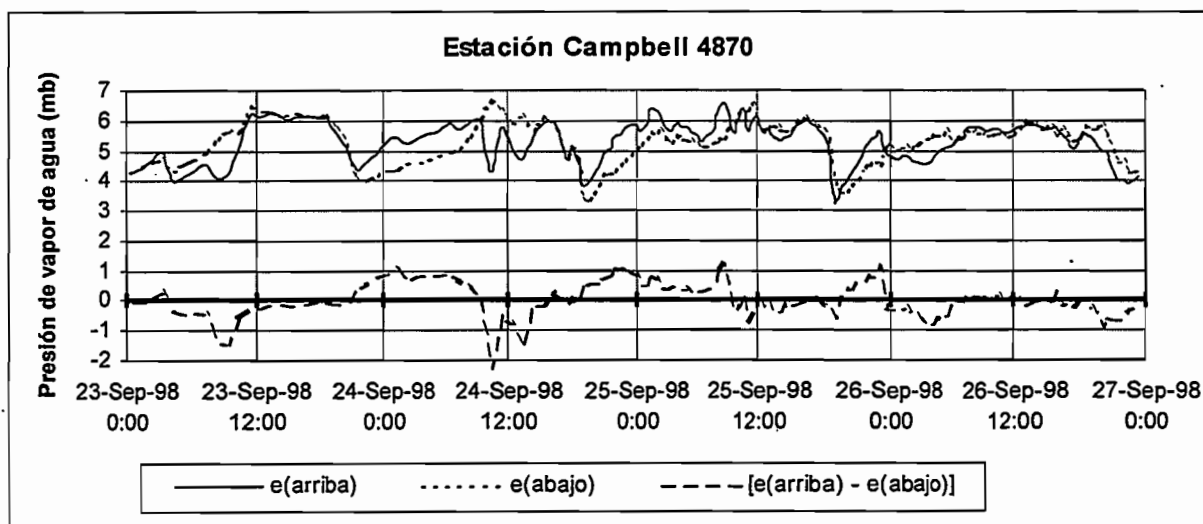
5.5.2. Valores instantáneos

Se presentan resultados de mediciones para tres períodos de 4 días: del 23 al 26 de septiembre durante un período de tiempo típico moderado del glaciar (ver num. 5.4.2), del 1^{er} al 4 de noviembre en el momento de grandes caídas de nieve, y del 30 de noviembre al 3 de diciembre durante un período de buen tiempo (fig. 5.25).

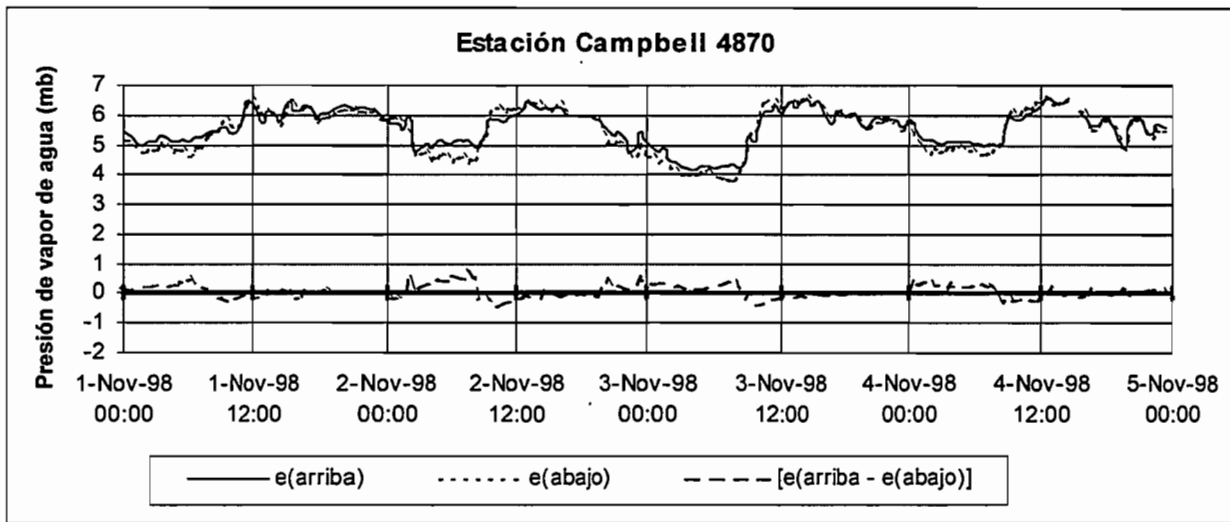
La diferencia de presión del vapor de agua entre los dos psicrómetros también ha sido representada en esos gráficos. Una diferencia negativa corresponde a una situación de evaporación y/o de sublimación cuando una diferencia positiva representa por su parte las condiciones de condensación. Sin embargo, por el hecho de la importancia de la turbulencia en los fenómenos de transferencia, las tasas de condensación o de evaporación no son directamente proporcionales a la diferencia de la presión del vapor de agua.

• Del 23 al 27 de septiembre

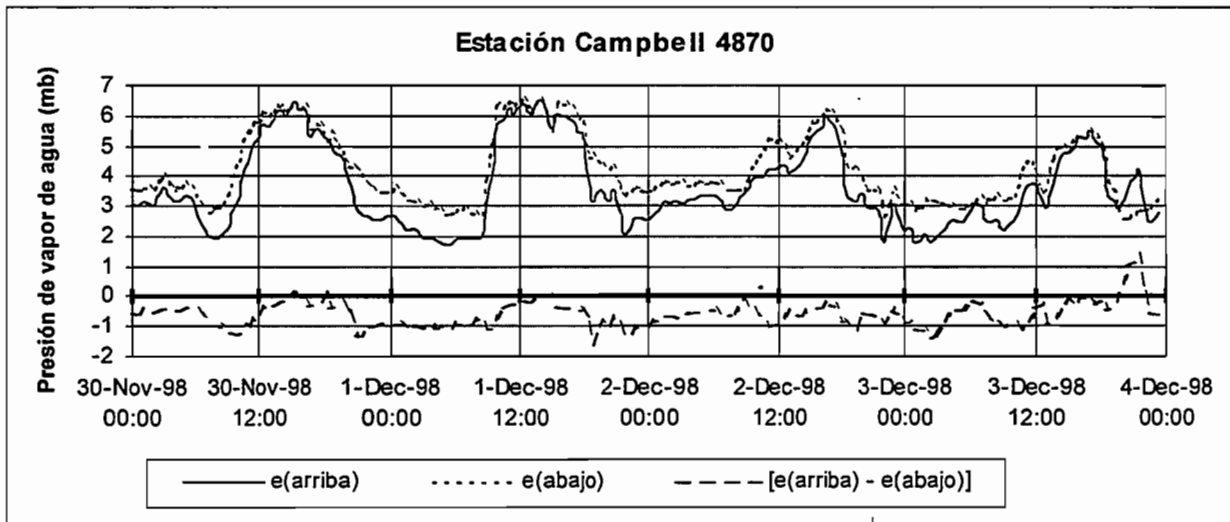
Las presiones medidas del vapor de agua muestran importantes fluctuaciones sin que haya una tendencia bien marcada. Esas presiones son siempre importantes en promedio (alrededor de 6 mb) y presentan solamente caídas puntuales al inicio de la noche antes de subir rápidamente hasta fuertes valores.



(a)



(b)



(c)

- ◆ **Figura 5.25** Evolución de la presión del vapor de agua (e) en los dos psicrómetros (promedio treinta minutos). (a): del 23/09/98 al 27/09/98: tiempo moderado; (b): del 1/11/98 al 5/11/98: caída de nieve; (c): del 30/11/98 al 4/12/98: buen tiempo.

La diferencia de presión del vapor de agua no presenta una ciclicidad evidente y más bien parece estar regida por las leyes de la casualidad. Sin embargo, se nota que los períodos de sublimación y de condensación suceden a lo largo del tiempo sin dar la preferencia a uno o a otro de los fenómenos. Además, la diferencia de presión alcanza durante este período los valores significativos (superiores para +1mb e inferiores para a -2 mb).

• *Del 1^o al 5 de noviembre*

Las mediciones efectuadas durante este período presentan características muy diferentes de las mediciones anteriores. Las presiones del vapor de agua demuestran en efecto una ciclicidad bien regular. Son significativas a partir del inicio de la mañana (ligeramente superiores a 6 mb) y quedan estables alrededor de esos valores al menos hasta el final de la tarde. Pero disminuyen más

o menos progresivamente para alcanzar un mínimo en la salida del sol para después pasar rápidamente los 6 mb en el inicio de la mañana.

Aunque no se puede ver valores muy importantes como en el período anteriormente estudiado (entre +1 et -1 mb), la diferencia de presión del vapor de agua presenta esta vez una ciclicidad pronunciada. Esta llega a ser negativa al inicio de la mañana, al momento de la subida de las presiones del vapor de agua, e indica así la aparición de las condiciones propicias para la sublimación. La diferencia aumenta enseguida progresivamente para estabilizarse alrededor de cero al inicio de la tarde. Entonces no existe ni sublimación ni condensación. Durante la noche, la diferencia viene a ser positiva: se entra en un período de condensación que durará hasta que aparezca el sol.

• *Del 30 de noviembre al 4 de diciembre*

La presión del vapor de agua durante esos 4 días muestra la misma ciclicidad que en el período anterior. Sin embargo, la amplitud de las variaciones es más fuerte: Los valores superiores son los mismos en los dos períodos (ligeramente superiores a 6 mb) pero los valores inferiores aquí son inferiores a 2 mb, cuando anteriormente ellos eran superiores a 4 mb.

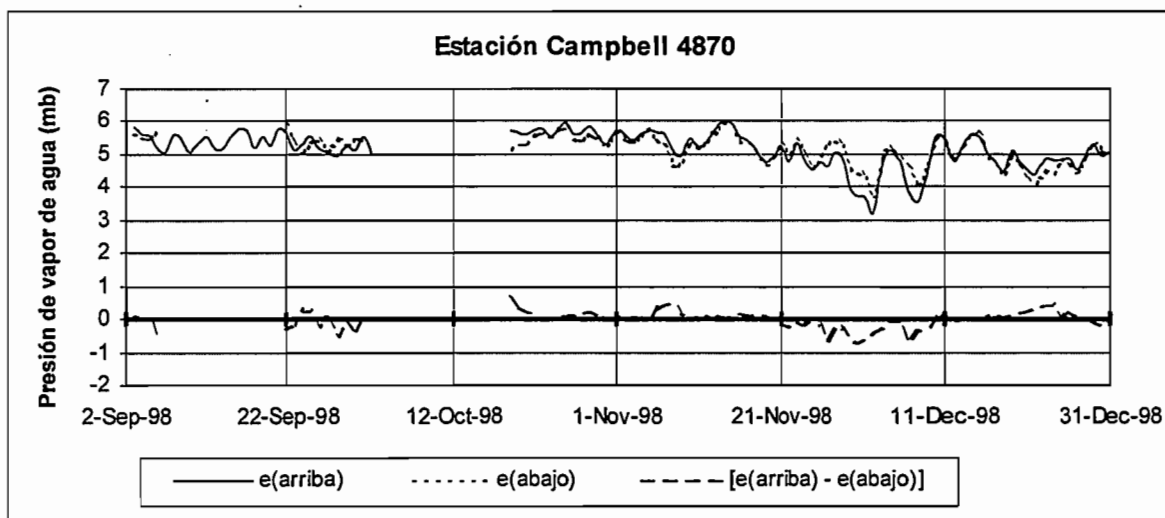
La diferencia de las presiones de vapor de agua muestra una evolución durante la jornada comparable a la observada en el período anterior. Sin embargo esta presenta una constante diferencia de aproximadamente -1 mb, aunque casi siempre es negativa. En todo momento hubo sublimación y evaporación a nivel de la estación de medición durante esos 4 días.

□ 5.5.3. Valores diarios

La evolución de los promedios diarios de las presiones de vapor de agua medidas en la estación 4870 (fig. 5.26), permite distinguir dos partes distintas dentro del período de medición:

- Al inicio de septiembre hasta a mediados de noviembre, las presiones promedio del vapor de agua son elevadas y presentan pocas variaciones: éstas oscilan entre 5 y 6 mb. El clima observado durante este período fue más bien de tipo nevoso.
- Luego, a partir de mediados de noviembre, la humedad disminuye notablemente y presenta más variabilidad: las presiones promedio del vapor de agua varían entre 4 y 5,5 mb con los puntos que descienden alrededor de los 3 mb. Se observaron menos caídas de nieve durante ese período ya que se pudo constatar un predominio de buen tiempo.

La diferencia de las presiones de vapor de agua no parece, por su parte, indicar un recorte parecido al período de medición.



◆ *Figura 5.26* Evolución de los promedios diarios de la presión de vapor de agua (e) medidos con los dos psicrómetros.

Esta queda en cero y los períodos durante los cuales esta se desvía significativamente de este valor son de corta duración. Su amplitud es débil: raramente es superior a 0.5 mb o inferior a -0.5 mb. Así, podemos decir que en promedio, un período de sublimación (o respectivamente de condensación) es rápidamente compensado por un período de condensación (respectivamente de sublimación).

5.6. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO

□ 5.6.1. Comparación de la velocidad del viento en dos niveles

A partir del 3 de septiembre de 1998, se dispone de la medición de la velocidad del viento en dos niveles diferentes: una veleta está ubicada a 30 cm del suelo aproximadamente en tanto que otra está ubicada a 180 cm. Se intentó mantener fijas estas alturas con el fin de facilitar futuros cálculos de los flujos turbulentos, pero a causa de los fenómenos de ablación y de acumulación frecuentemente se tuvo que modificar las alturas de los aparatos.

Comparando las velocidades dadas por las dos veletas (fig. 5.27(a)), se observó una buena correlación entre la velocidad alta y la velocidad baja (coeficiente de correlación $R^2 = 0.987$). La velocidad a 30 cm del suelo en promedio es inferior del 19 % al medido a 180 cm: esta disminución de la velocidad se debe a la rugosidad del glaciar que frena el viento (en teoría, el viento igualmente es nulo en la superficie del glaciar).

La gradiente de la velocidad del viento entre esos dos niveles interviene en el cálculo de las transferencias turbulentas, lo que permite calcular los flujos de calores sensibles y latentes (Lliboutry, 1964). Por esto conviene estudiar un poco más ese gradiente.

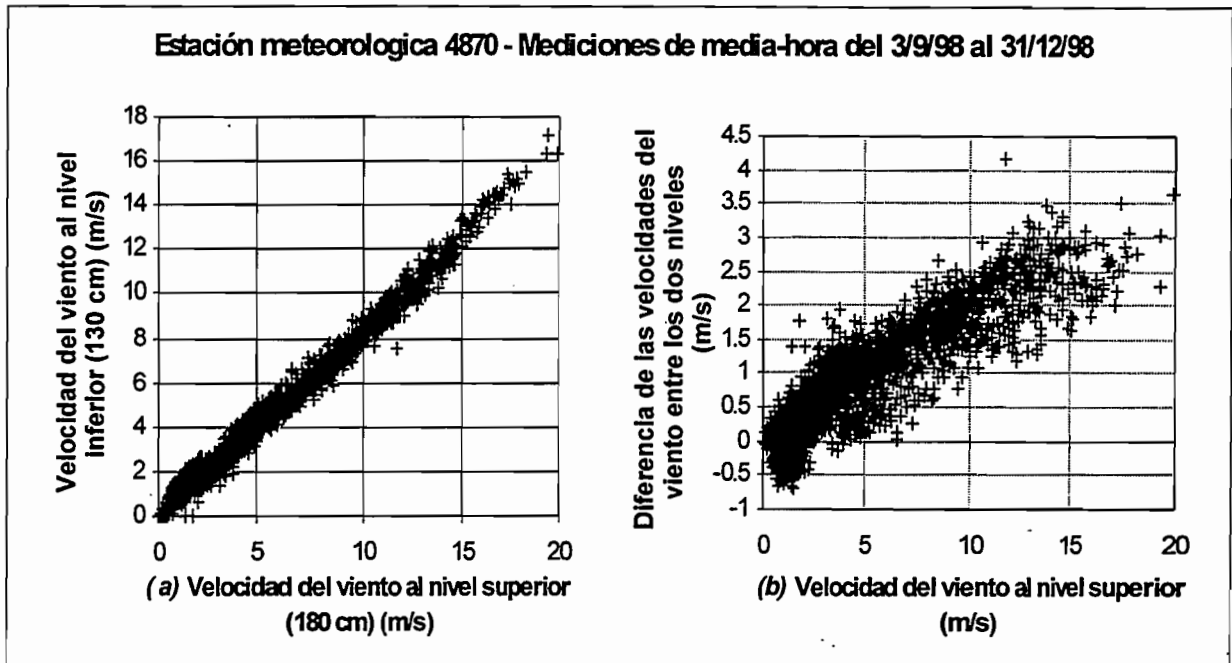
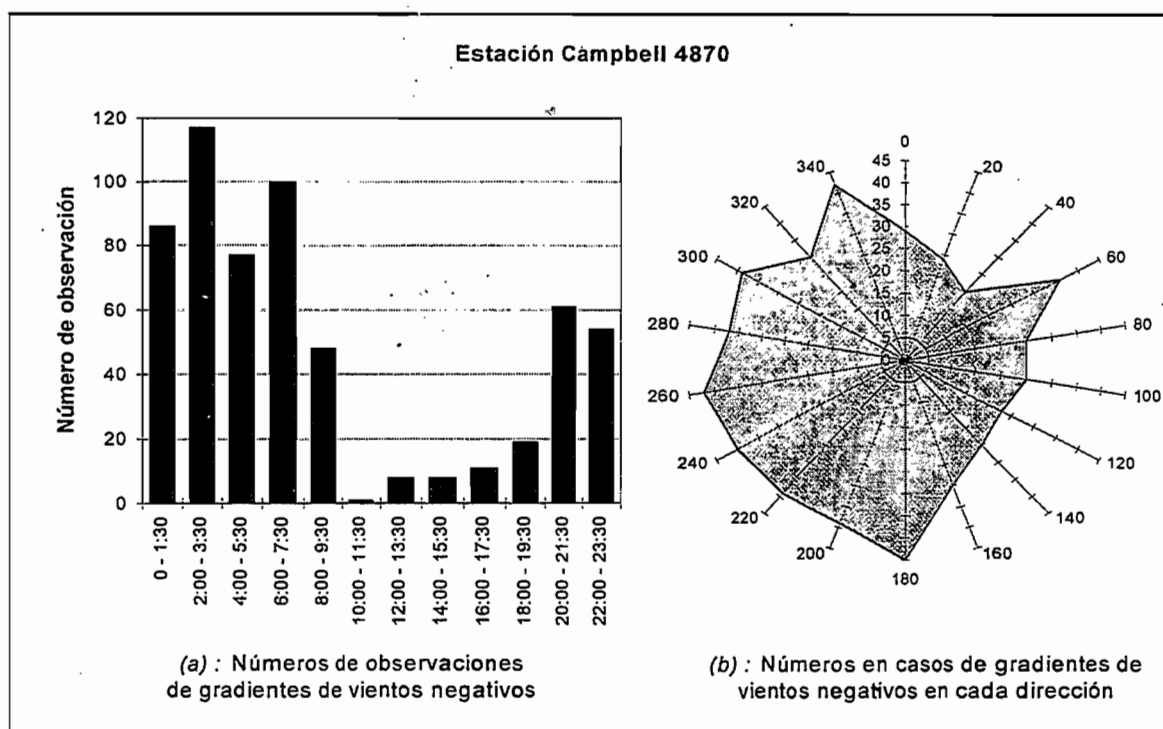


Figura 5.27 (a): Velocidad del viento medida por el anemómetro inferior en función de la medida por el anemómetro superior; *(b):* diferencia de las velocidades dadas por los anemómetros en función de la velocidad dada por el anemómetro superior.

Este es globalmente proporcional a la velocidad del viento medido a 180 cm y su dispersión parece constante (fig. 5.27.b). Este es siempre positivo (es decir, la velocidad medida a 180 cm del suelo es superior a la medida a 30 cm) para las velocidades en el anemómetro superior que pasan los 5 m/s. Sin embargo, para las velocidades inferiores, el gradiente es frecuentemente negativo, provocando así una inversión de los flujos de los calores sensibles y latentes.

Esos gradientes negativos tienen lugar esencialmente en la noche (hasta dos horas después de salir el sol) y provienen del viento principalmente del sector sur-oeste (fig. 5.28a y 5.28b). Ahora, al sur-oeste de la estación micrometeorológica, una barra rocosa domina el glaciar. Esos gradientes negativos se deberían a los vientos de tipo catabáticos nacidos del enfriamiento nocturno de la pared rocosa. Esos vientos, que se producen en condiciones de atmósfera tranquila, corresponden a un escurrimiento gravitatorio de aire frío como la atmósfera ambiente (Barry, 1992).



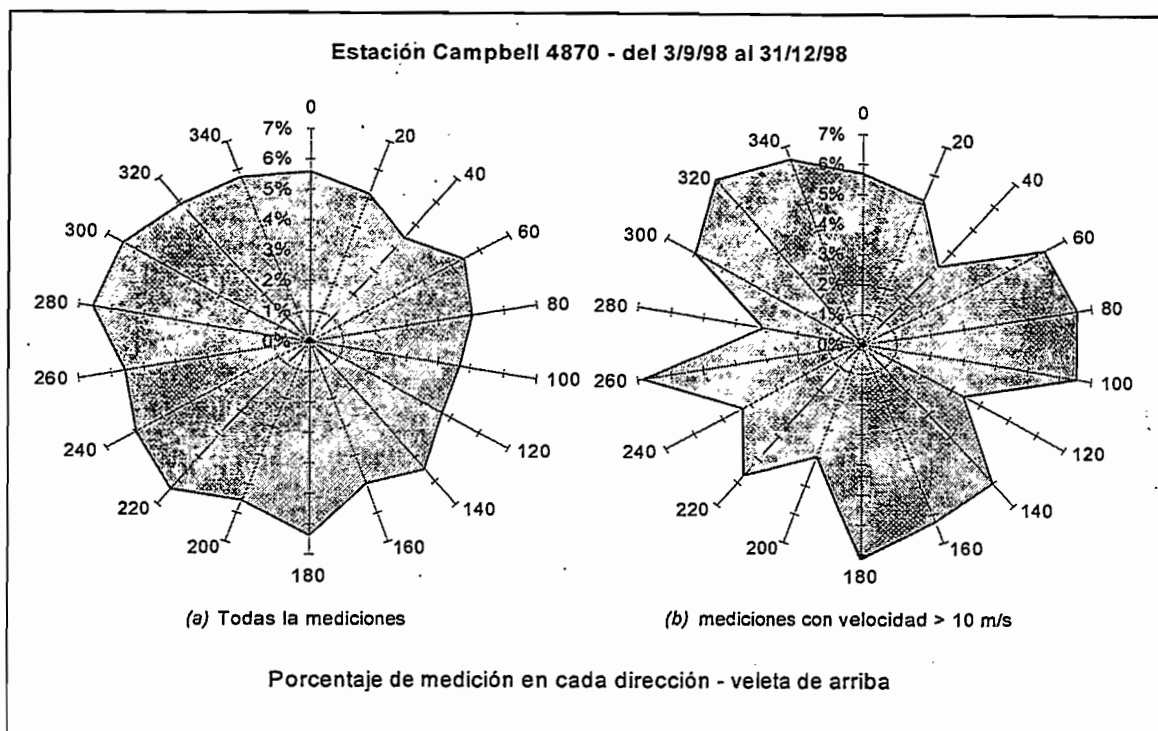
◆ *Figura 5.28 (a):* histograma de número de observaciones del gradiente del viento negativo siguiendo la hora de ocurrencia. *(b):* Rosa de los vientos en los casos de gradientes negativos (el cero está orientado hacia el norte).

□ 5.6.2. La dirección del viento

Como todas las mediciones realizadas por la estación, los datos de la dirección del viento son los promedios diarios y de treinta minutos de las mediciones realizadas cada 15 segundos. La trampa, para un viento proveniente del norte de (0° o 360°) es de obtener un promedio donde el sur indique (180°). No se pudo estar libre de este problema sino el 13 de mayo de 1998 cambiando la fórmula de cálculo del promedio de la dirección del viento a fin de que esta sea presentada en 'modulo'; es por esta razón que no se hablará de las mediciones de la dirección del viento anteriores a esta fecha.

Es importante mencionar que el soporte del anemómetro inferior de la estación 4870 fue rápidamente cubierto por el hielo, lo que ocasionó la inmovilización de este, pero el soporte del anemómetro superior, sostenido en un solo punto, tiene tendencia a oscilar ligeramente. Esto influye sobre las mediciones e implica que el desvío tipo de las mediciones instantáneas de la dirección del viento es más importante a nivel del anemómetro superior que el inferior.

Las mediciones verdaderamente no hacen aparecer direcciones preferenciales (fig. 5.29a), lo que muestra la variedad de las influencias a las cuales está sometida el Glaciar 15. Si no se considera que las mediciones conciernen a los vientos superiores a 10 m/s (fig. 5.29b), se pone en evidencia 4 direcciones preferenciales opuestas dos a dos: N.N.O y S.S.E. (que corresponden a los vientos que descienden y suben al glaciar), así como E.N.E. y O.S.O. (que corresponden por su parte a los vientos que soplan transversalmente).

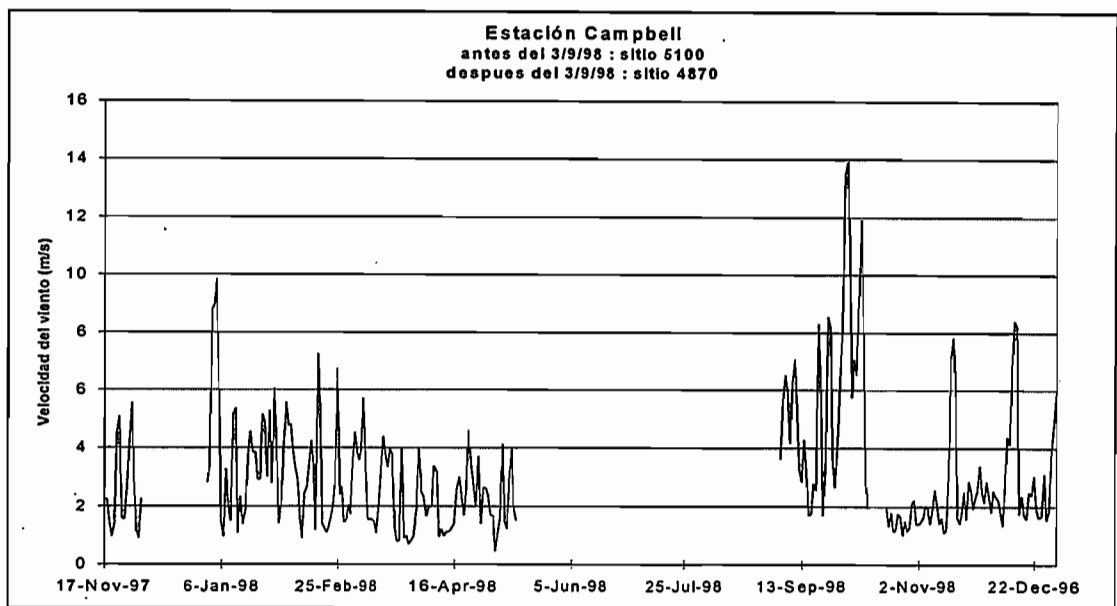


◆ *Figura 5.29* Rosa de los vientos para el anemómetro superior en el período del 3/9/98 al 31/12/98. El cero con dirección al norte. (a): con todas las mediciones. (b): solamente las mediciones para las cuales la velocidad del viento sobre pasa los 10 m/s.

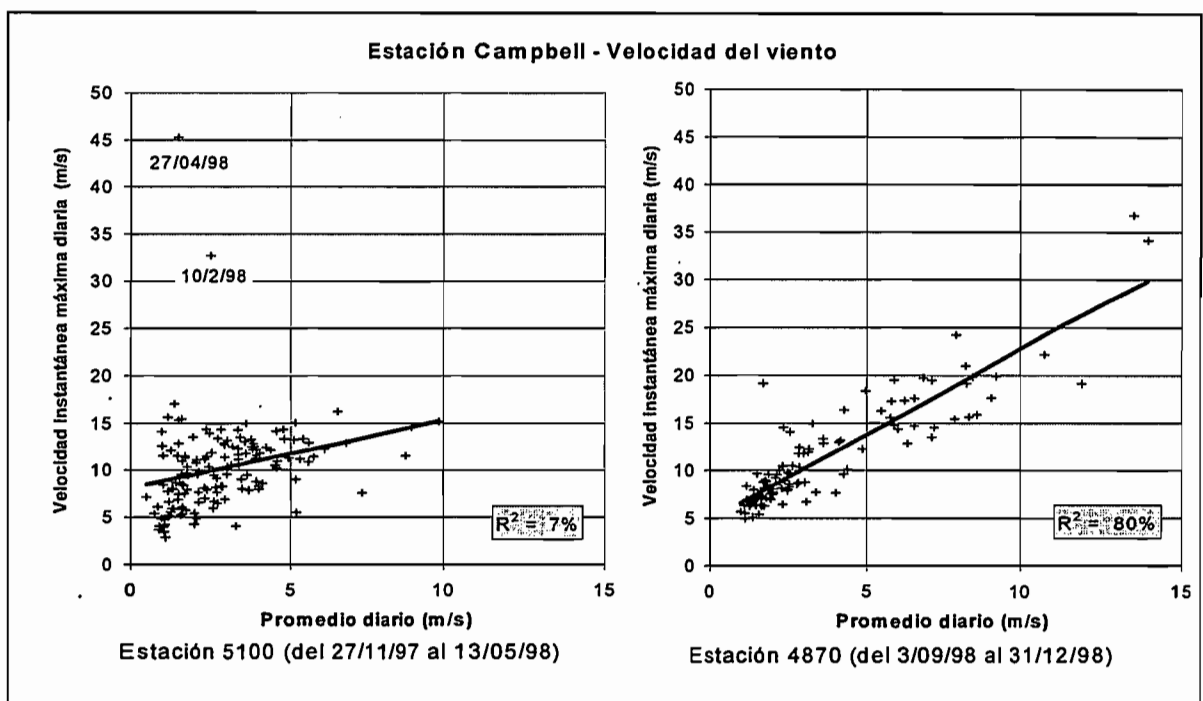
Extrañamente, cuando las velocidades del viento de los dos anemómetros están bien correlacionadas (ref. 5.6.1.), las direcciones absolutamente no lo son. Calculando la desviación entre las direcciones dadas por los dos anemómetros (recogidos en el intervalo $]-180^{\circ};+180^{\circ}]$), se obtiene una serie cuyo promedio y la desviación tipo son de -3° y 90° respectivamente. Esta independencia de las direcciones del viento entre los dos niveles podría ser el signo de la presencia de una fuerte turbulencia. Sin embargo, es necesario notar que esas dos mediciones no estuvieron disponibles simultáneamente sino en el momento de las condiciones muy particulares de fuerte viento.

□ 5.6.3. Datos diarios:

Del 17/11/97 al 13/05/98, los datos del viento que provienen de la estación 5100 que se encontraba equipada con un solo anemómetro ubicado a una altura comprendida entre 250 y 150 cm del suelo (la variación de altura se debe al hundimiento progresivo de la estación al interior del glaciar, (ver num. 5.7). A fin de obtener una serie de datos diarios en el año 1998, se ha seleccionado los datos del anemómetro superior de la estación 4870 para completar los datos después del 13/05/98.



◆ *Figura 5.30* Evolución de los promedios diarios de la velocidad del viento (después del 3/9/98, para los datos de la estación 4870, son las mediciones del anemómetro superior que han sido trazadas).



◆ *Figura 5.31* Velocidad instantánea máxima de cada jornada en función de la velocidad promedio diaria para cada una de las estaciones.

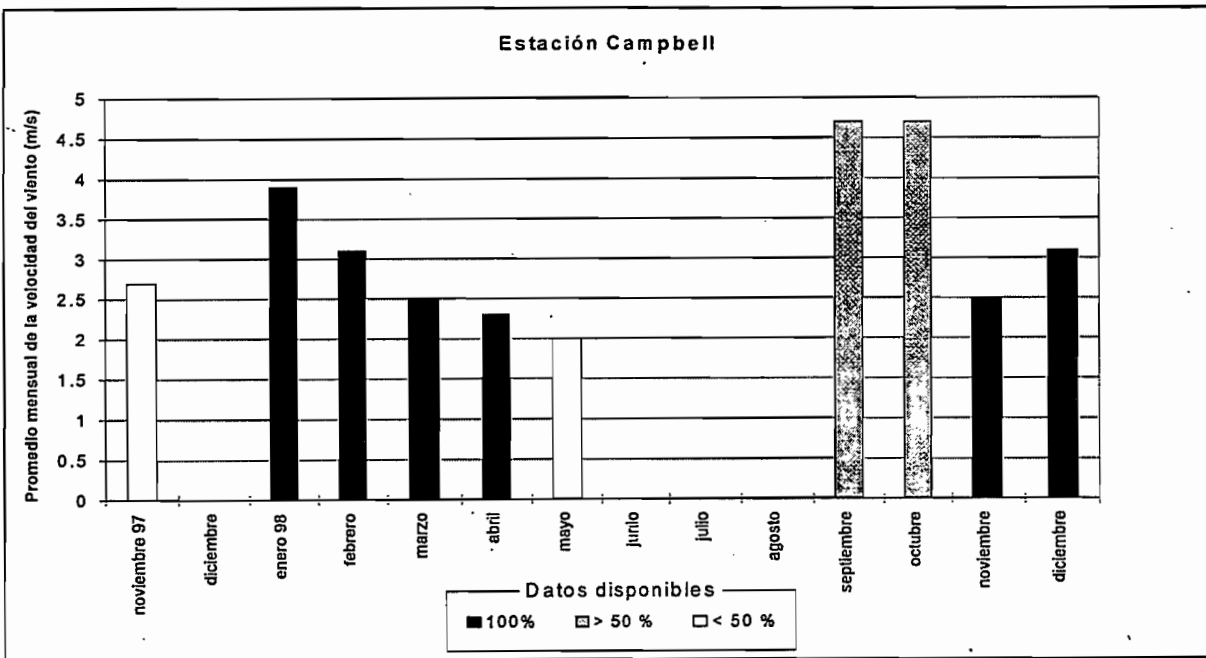
Las velocidades promedio diarias son muy variables de un día al otro (fig. 5.30) y aparte en lo que concierne a los últimos meses del año 1998, no se encuentran períodos de varios días consecutivos con un viento equivalente. Parecería ser que el viento a 4870 m es más constante entre dos días consecutivos que a 5100 m, pero esta diferencia de comportamiento puede deberse a la diferencia de las épocas de mediciones.

La comparación de los promedios diarios con las máximas instantáneas diarias (fig. 5.31) hace resaltar esta diferencia entre las dos estaciones. En efecto, en la estación 5100, las velocidades instantáneas máximas son casi independientes de las velocidades promedio, cuando estas son correlacionadas a nivel de la estación 4870. Se debe observar que el sitio a 5100 es menos abrigado que el sitio 4870 que se encuentra más abajo de una pared rocosa. Así mismo si este último sitio se revela turbulento (ref. 5.6.2.), está menos expuesto a los golpes aislados de viento violento.

Sobre la figura 5.31, se nota la presencia de dos puntos descentrados. Los dos presentan grandes valores instantáneos máximos (>30 m/s) cuando los valores promedio diarios que corresponden son muy pocos (<5 m/s). El del 27 de abril puede explicarse fácilmente pues demostró ser testigo del paso de un soplo de avalancha (velocidad máxima de 162 km/h). Por el contrario, el del 10 de febrero corresponde más bien al paso de una tormenta.

□ 5.6.4. Datos mensuales

Los datos mensuales muestran claramente el decrecimiento promedio de los valores de la velocidad del viento registrados en la estación 5100 entre enero y mayo de 1998. Sin embargo, es probable que esta disminución se deba a la aproximación progresiva entre el anemómetro y el nivel del suelo debido al hundimiento de la estación (ver num. 5.7).



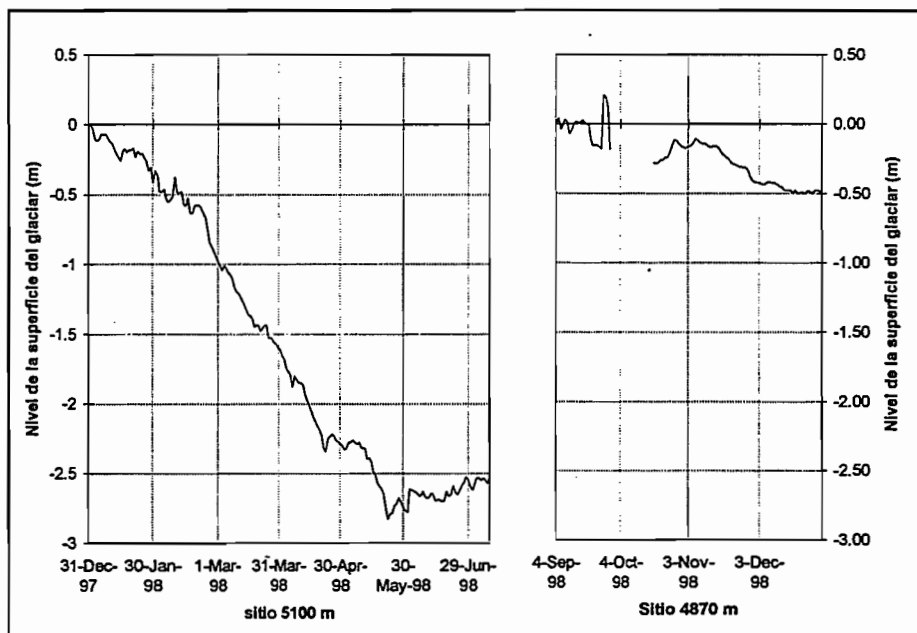
◆ Figura 5.32 Promedios mensuales de la velocidad del viento.

5.7. BALANCE PUNTUAL CON LA SONDA A ULTRASONIDOS

Las estaciones micrometeorológicas 5100 y 4870 están equipadas por una sonda de ultrasonido que da la distancia entre la sonda y la superficie de la nieve. Esto nos permite tener una medición de la ablación o de la acumulación en el sitio de la estación, como lo hiciera una baliza clásica. Sin embargo, la sonda nos permite tener mediciones a paso de tiempo mucho más preciso (diario y de treinta minutos en este caso).

Los datos de la estación 5100 debieron ser corregidos a causa del hundimiento progresivo de los armazones que sostienen los aparatos en el interior del glaciar. En efecto, la instalación de la estación está hecha por medio de tubos metálicos “enterrados” en el glaciar. Desgraciadamente, los huecos abiertos por la sonda a vapor tenían más profundidad que los tubos metálicos que continuaron hundiéndose. La corrección de los datos se hizo considerando las mediciones de las balizas 0A y 0B (situadas respectivamente a 5074 y 5049 m) como niveles de referencia y considerando la velocidad de hundimiento constante para cada mes.

Los datos de las estaciones 5100 (corregidos) y 4870 han sido presentados como variación con relación a un nivel de referencia que corresponde al nivel medido el 31/12/97 para la primera serie y al del 4/9/98 para la siguiente serie (fig. 5.33). Han sido trazados con las mismas escalas para cada serie a fin de permitir la comparación de las pendientes de las curvas. Esas pendientes en efecto corresponden a las tasas de ablación (muy negativas) o a las tasas de acumulación (muy positivas).



- ◆ *Figura 5.33* Evolución del nivel de la superficie del glaciar tal como está medida por la sonda a ultrasonido (el nivel cero corresponde al nivel del 31 de diciembre de 1997 para el sitio 5100, y del 4 de septiembre para el sitio 4870).

Parece que el glaciar tuvo una fuerte ablación a inicios del año 1998, igualmente a 5100 m. Esta ablación es muy regular y, de mediados de febrero al 23 de mayo, se registra un poco de caída de nieve. A partir de esta fecha del 23 de mayo, la parte superior del glaciar entra en un período de acumulación.

A pesar de la poca altura del segundo sitio de instalación de la estación Campbell (4870 m), la segunda serie de medición muestra una fuerte ablación. Así mismo está entrecortada por un período de acumulación de mediados de octubre a inicios de noviembre, lo que significa, que la proximidad entre el censor y la lengua terminal, que todo el glaciar se encontraba en estado de acumulación durante ese período. En la segunda mitad del mes de diciembre, se ve que la línea de equilibrio del glaciar se sitúa exactamente a nivel de la estación micrometeorológica.

El 26 de septiembre se nota una fuerte caída de nieve de 390 mm, lo que corresponde a 39 mm del equivalente en agua considerando para la nieve fresca con una densidad de 0.1. Como esto ya se observó en el glaciar del Zongo (Rigaudière *et al.*, 1995) una caída de nieve puntual como esta, igualmente importante, no deja huellas después de 3 o 4 días a causa de los fenómenos de derretimiento y de compactación.

**6. TOPOGRAFÍA DEL GLACIAR,
VELOCIDADES SUPERFICIALES
Y RESTITUCIONES AEROFOTOGRAMÉTRICAS**

En este capítulo, se presentan dos tipos de información : 1) los resultados de las campañas de topografía efectuadas en 1997 y 1998 sobre la zona de ablación del Glaciar 15; 2) los resultados de las restitutiones fotogramétricas utilizando los modelos existentes desde 1956 . Así se puede, por primera vez en el Ecuador, trazar mapas precisos de las extensiones de un glaciar sobre el período de tiempo que abarca los últimos 40 años. Al mismo tiempo, esto permite estimar, con un grado de precisión satisfactorio, el área de la cuenca del río que sale del Glaciar 15, desde la cumbre del nevado, hasta la estación linnimétrica Antizana, abriendo la posibilidad de calcular el balance hidrológico de la misma.

6.1. TOPOGRAFÍA DE CAMPO

□ Material y sistema topográficos

Desde 1997, se ha utilizado sistemáticamente el distanciómetro REC ELTA2 Zeiss comprado por el departamento de hidrología del ORSTOM (DEC) en 1993 para el proyecto SHISHILAD y otras aplicaciones hidrológicas en el Ecuador. Este aparato es un taquímetro electrónico grabador que trabaja con un grado de precisión centimétrica sobre distancias infrakilométricas. Con dos miras (una original, una fabricada), este sistema esta perfectamente adaptado a la topografía de un glaciar. Dos operadores se quedan con el aparato, dos caminan con las miras. Dos Walky-Talky Motorola Radius SP50, comprados por el programa, han sido utilizados para las comunicaciones. Al igual que en los años anteriores (Sémiond *et al.*, 1998) se ha utilizado para la zona de ablación de los dos glaciares la benchmark BM1 (coordenadas absolutas $x_{UTM} = 9948\ 268.130$; $y_{UTM} = 816\ 735.843$; $z_m = 4785.493$), y para la parte de la cuenca cubierta de páramo, la benchmark BM2 (coordenadas absolutas $x_{UTM} = 9948\ 293.780$; $y_{UTM} = 816\ 669.107$; $z_m = 4784.762$), ambas situadas en las proximidades del pluviómetro P2 (mapa figura 1.3). Para la parte baja (páramo) de la cuenca, se utilizó en complemento un GPS GARMIN-38™ que permite una precisión de trazado de 10 m con 8 satélites. Fue contratado el mismo topógrafo, Dieter Neubert, coautor de este informe.

□ Antecedentes

En octubre de 1995 se realizó el primer levantamiento que suministró información sobre las curvas de nivel, la ubicación de las balizas y de los pluviómetros. El perímetro de las lenguas α y β fue trazado de manera muy aproximada y sólo hasta los 4870 msnm. (Sémiond *et al.*, 1998). En enero de 1997, se realizó un nuevo levantamiento, el cual estableció de forma satisfactoria los límites de toda la parte baja de la lengua α . En la zona de ablación fueron ubicados 300 puntos que garantizan la precisión que faltaba, además se estableció la nueva ubicación de las balizas. En mayo de 1997 se realizó otro levantamiento de la lengua β y sus balizas. En esos dos últimos trabajos, se empleó el teodolito equipado del distanciómetro REC ELTA2 ZEISS.

6.2. VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO DE LAS BALIZAS

La determinación de la velocidad de las balizas es de gran utilidad para el conocimiento de la dinámica del glaciar. Este parámetro velocidad se determina a partir de la ubicación precisa de las balizas al inicio del año mediante la utilización de coordenadas UTM, las cuales se las obtiene utilizando un distanciómetro maraca REC ELTA 2 ZEISS y las respectivas marcas en el terreno (*bench marks*). La metodología consiste en realizar dos levantamientos de precisión, uno al inicio del año hidrológico y otro al inicio del año siguiente. Con los datos obtenidos, se procede a determinar el desplazamiento ocurrido entre dos puntos conocidos P_i y P_2 ($P_2 = P_i + n$. meses), luego se establece la velocidad de desplazamiento en m/mes y en m/año. Los resultados obtenidos para los años 1997 y 1998 se resumen en los cuadros 6.1 y 6.2.

□ Año 1997

El período de cálculo es de 14 meses (396 días) que se inician con el levantamiento de enero de 1997 y concluye con el levantamiento de febrero de 1998. Del análisis del cuadro 6.1 se puede ver claramente que las mayores velocidades de desplazamiento se producen en la parte alta de la zona de ablación donde la pendiente es mayor (balizas OA, OB, 1A y 1B).

Balizas	Desplazamiento (m)	Velocidad (m/mes)	Velocidad (m/año)
OA	39.39	2.81	33.76
OB	39.82	2.84	34.13
1A	32.95	2.35	28.24
1B	32.60	2.33	27.94
2A	30.20	2.16	25.89
4I	28.36	2.03	24.31
4B	26.74	1.91	22.92
5D	34.02	2.43	29.16
5I	26.13	1.87	22.40
5B	23.41	1.67	20.07
6	20.83	1.49	17.85

- ◆ Cuadro 6.1. Velocidades superficiales del glaciar en 11 puntos de la zona de ablación durante 1997. Las balizas han sido clasificadas de las más altas a las más bajas en la zona de ablación.

□ Año 1998

El período de cálculo es de 10 meses (287 días) que se inician con el levantamiento de febrero de 1998 y concluye con el levantamiento de diciembre de 1998. Al observar el cuadro 6.2 se constata que las mayores velocidades de desplazamiento tienen lugar, como en el año precedente, en la parte más alta de la zona de ablación del glaciar (balizas OA, 1A8 y 1A).

Balizas	Desplazamiento (m)	Velocidad (m/mes)	Velocidad (m/año)
0A	28.19	2.56	30.72
1A8	21.22	1.93	23.16
1B8	20.45	1.86	22.32
1A	20.87	1.90	22.80
1B	19.53	1.78	21.36
2B8	18.76	1.71	20.52
3A8	18.26	1.66	19.92
3C8	15.08	1.37	16.44
3B8	17.64	1.60	19.20
4I	16.76	1.52	18.24
4A8	15.73	1.43	17.16
5A8	13.28	1.21	14.52
6A8	10.55	0.96	11.52
7A8	7.64	0.69	8.28

- ◆ Cuadro 6.2. Velocidades superficiales del glaciar en 14 puntos de la zona de ablación Durante 1998. Las balizas han sido clasificadas de las más altas a las más bajas En la zona de ablación.

- ◆ Comparación 1997/1998

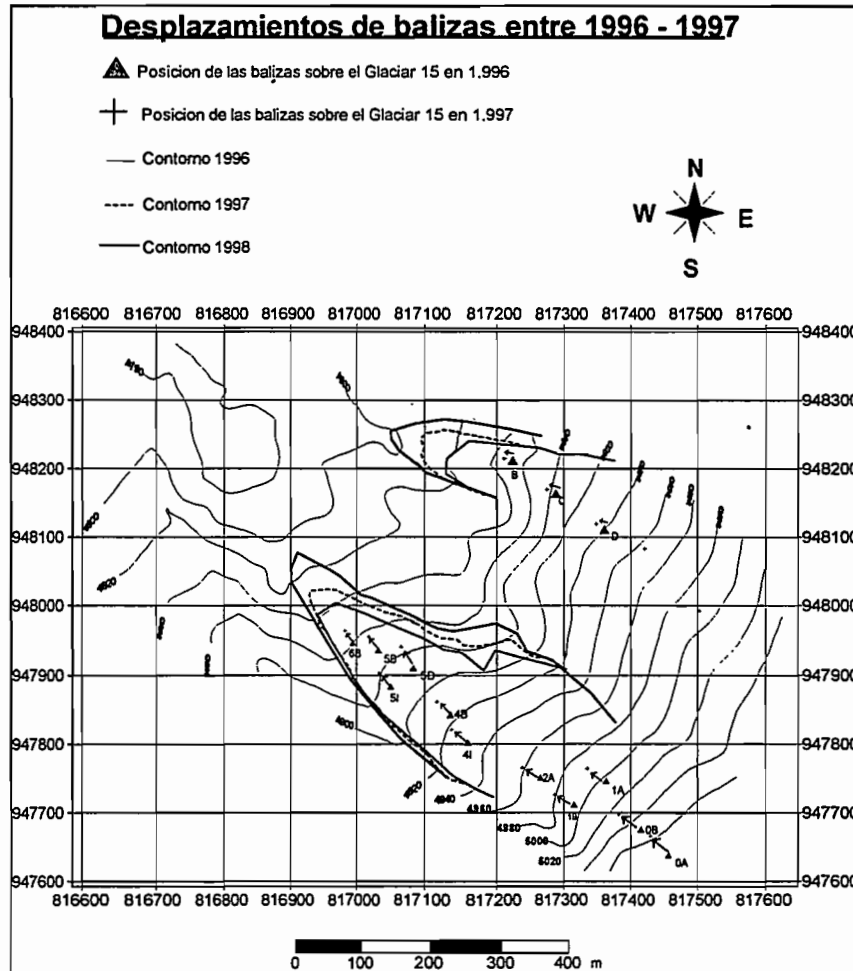
La comparación de las velocidades de desplazamiento entre los años 1997 y 1998 permite establecer que ellas han disminuido en un valor comprendido entre el 9% y el 25%. Se observa que la disminución aumenta al aproximarse al frente del glaciar. En este cálculo se han utilizado balizas comunes a los dos períodos (OA, 1A, 1B y 4I).

Balizas	Velocidad ₁₉₉₇ (m m ⁻¹)	Velocidad ₁₉₉₈ (m m ⁻¹)	Comparación (%)
0A	2.81	2.56	-9
1A	2.35	1.90	-19
1B	2.33	1.78	-24
4I	2.03	1.52	-25

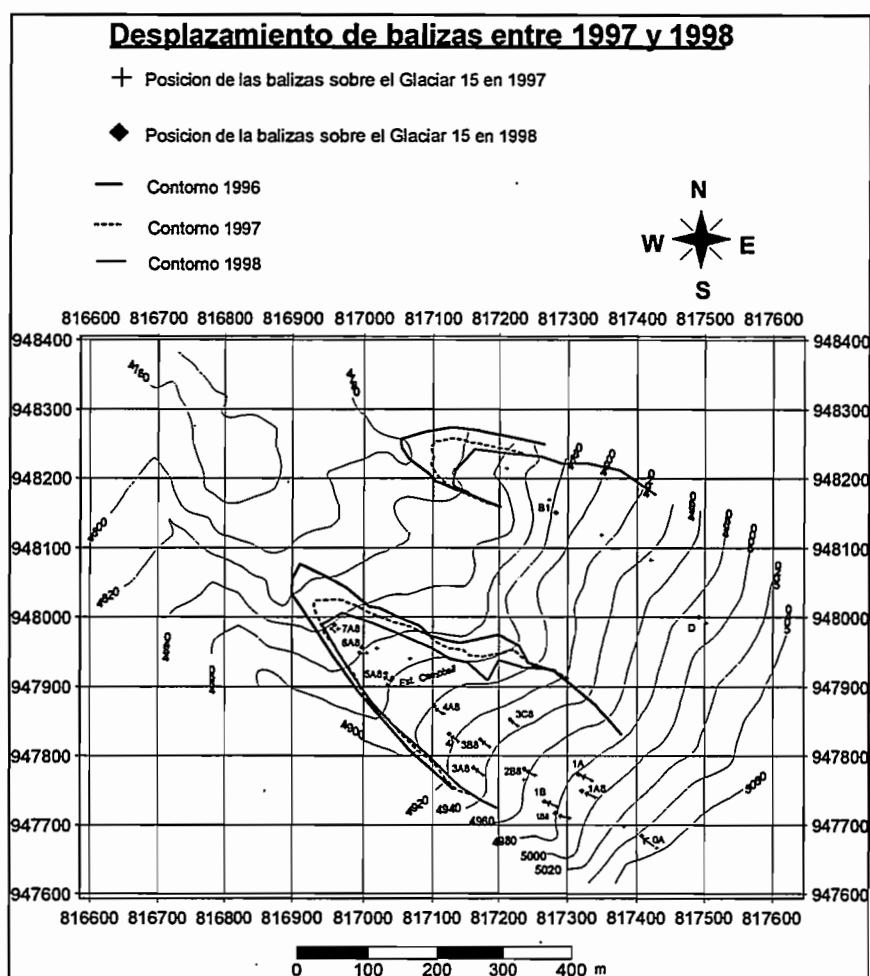
- ◆ Cuadro 6.3. Comparación entre las velocidades de 1997 y de 1998 sobre 4 balizas

Con estos datos se ha podido establecer que la velocidad media de desplazamiento en la parte baja del glaciar es igual a 2.18 m/mes (26.16 m a⁻¹), con una desviación estándar de 0.430 m.

Los desplazamientos producidos en la lengua α , tanto para el año 1997 y 1998 confirman una reducción notable de velocidades (mapas de las figuras 6.1 y 6.2 con la ubicación de las balizas).



◆ Figura 6.1. Mapa de desplazamientos de balizas durante el período 1996-1997



◆ Figura 6.2. Mapa de desplazamientos de balizas durante el período 1997-1998

6.3. RESTITUCIONES AEROFOGRAMMÉTICAS DEL SECTOR DE LOS GLACIARES 15 α Y 15 β .

□ Material

Se solicitó al Instituto Geográfico Militar (IGM) información básica sobre los Glaciares 15 α y 15 β : fotografías aéreas verticales tomadas en diferentes fechas, con el fin de procesarlas mediante restitución fotogramétrica y medir las áreas y desplazamientos ocurridos en la zona.

En el Antizana, existen varias estaciones que proveen de información hidrológica tanto de la vertiente oriental como de la occidental. En las estaciones de la vertiente oriental, tales como, Papallacta, Oyacachi y Cajas Pedregal, situadas sobre los 3000 m de altura, los datos sobre

precipitaciones, tienen una distribución uniforme con un pico entre los meses de mayo, junio y julio. Los meses entre diciembre y febrero se muestran más secos. Más al oeste de esta vertiente, las lluvias presentan valores máximos entre los meses de marzo-mayo y septiembre- noviembre, la temporada más seca ocurre entre junio y agosto. De estos datos, se puede concluir que los mejores meses para la toma de fotografías aéreas son febrero, y entre julio y agosto. En base a los datos hidrológicos, y de la evaluación de toda la fotografía disponible en el Archivo del IGM, se determinó que, para fines de comparación, y tomando en cuenta las características de la fotografía, las siguientes fotografías cubren la zona de interés :

- *Fotografías 124156-124157 tomadas en febrero de 1956 a escala 1:60 000*
- *Fotografías 6711 - 6712 tomadas en febrero de 1965 a escala 1: 60 000*
- *Fotografías 31702 - 31703 tomadas en agosto de 1993 a escala 1: 60 000*

Hay otras fotografías disponibles pero que no ofrecen una imagen satisfactoria del nevado, debido a la calidad de la fotografía y la presencia de nieve.

□ Métodos

La restitución fotogramétrica se realizó en enero de 1999, utilizando estereo-restituidores WILD B8S, apoyados por el software de captura de datos PRO600 y el CAD MicroStation (Bentley). Participaron los operadores Srs. Arturo Peñafiel y Luis Mora. Los parámetros utilizados son los siguientes :

- *Escala de restitución: 1:5 000*
- *Intervalo de curva: 5 m*
- *Control de campo: el establecido por el IGM.*
- *Proyección: Universal Transversa de Mercator.*
- *Elipsoide: Internacional. Datum Psad56.*

Para el ajuste de los modelos se utilizaron los datos existentes en la fotografía de 1993 y luego se transfirió a las fotografías de 1965 y 1956. Los errores del ajusten están dentro de los parámetros establecidos para escalas 1: 25 000 de Carta Nacional. La coincidencia con valores de campo establecidos por el IRD se pudo verificar en un punto con discrepancias menores a los 3 m. El límite del trabajo se estableció en base al Ortofoto del Antizana elaborado por Kresse, Garzón e Ibarra en Neubrändenburg (Alemania) y está determinado por la zona comprendida entre los puntos:

- *817000 E 9949000 N*
- *819500 E 9947500 N*
- *818500 E 9946500 N*
- *816250 E 9947750 N*

□ Edición

La edición cartográfica se realizó independientemente del IGM. Se armaron tres hojas con cuadrículas cada 500 m, se agregó información marginal y se incorporó los límites de los

glaciares previamente digitalizados. Los límites de los glaciares fueron determinados en base a las fotografías aéreas y a los gráficos que constan en las páginas 27 y 77 del primer informe sobre el Glaciar 15 (Sémiond *et al.*,1998). También se incorporó el límite de los glaciares para 1997, en base al Ortofoto del Antizana elaborado en Neubrandenburg. Se realizó el Scaneo de los gráficos para obtener imágenes tipo raster. Se « georeferenciaron » utilizando el programa LISA[®] (W. Linder) y luego se digitalizaron. Para este trabajo se empleó MICROSTATION[®] (Bentley), como software básico. Para la corrección de valores en 3D se emplearon los programas CORRECZ[®] e INTERPOL[®], que permiten colocar, en su altura correcta a los elementos que, en edición, pierden su valor de altura o no lo tienen, por ejemplo los letreros y valores de curvas. Se midió la superficie de los sectores limitados por las curvas índices, es decir cada 25 metros de desnivel, y se construyeron cuadros de datos en EXCEL[®] (MicroSoft). Se obtuvieron copias de las hojas sobre material estable (cronaflex) a escala 1:5000. Finalmente se exportaron los archivos a AutoCAD[®] (Autodesk).

6.4. EVOLUCION DEL GLACIAR 15, OBTENIDA POR TOPOGRAFIA DE CAMPO Y FOTOGAMETRIA, DURANTE EL PERIODO 1956-1998.

□ Retroceso del frente del Glaciar 15 α medido sobre el terreno

Este se calcula utilizando las marcas pintadas sobre piedras colocadas al nivel más bajo del frente del Glaciar 15 α desde el mes de junio de 1994 hasta diciembre de 1998 por B.Francou. Las mismas han sido ubicadas con el distanciómetro utilizando los puntos de referencia conocidos (bench mark) BM1 y BM2. El retroceso total del glaciar para el período junio 94 - diciembre 98 es de 250.08 metros . Los datos obtenidos en el campo se muestran en los cuadros 6.4. y 6.5.

Fecha	Norte	Este
Junio-94	9948201.6	816819.67
Febrero-95	9948121.9	816862.5
Oct-95	9948078.1	816913.75
Agosto-96	9948096.8	816867.36
Octubre-97	9948062.7	816905.1
Febrero-98	9948021.9	819931.25
Diciembre-98	9947986.8	816940.4

◆ Cuadros 6.4. Coordenadas UTM de los marcadores del frente del Glaciar 15 α .

Año	Fecha de medición	Retroceso
1994	junio/94 a febrero/95	-40.63
1995	febrero/95 a agosto/96	-28.20
1996	agosto/96 a octubre/97	-40.62
1997	octubre/97 a febrero/98	-56.25
1998	febrero/98 a diciembre/98	-34.38
Sumatoria		-200.08

◆ Cuadro 6.5. Retroceso del frente del Glaciar 15 α de 1994 a 1998 (4.5 años)

En cuatro años y media, el promedio anual del retroceso alcanza para esta lengua el valor de 55.6 m.

- Retroceso del frente del Glaciar 15 α medido sobre el terreno y sobre los levantamientos aerofotogramétricos. Período 1996 – 1998.

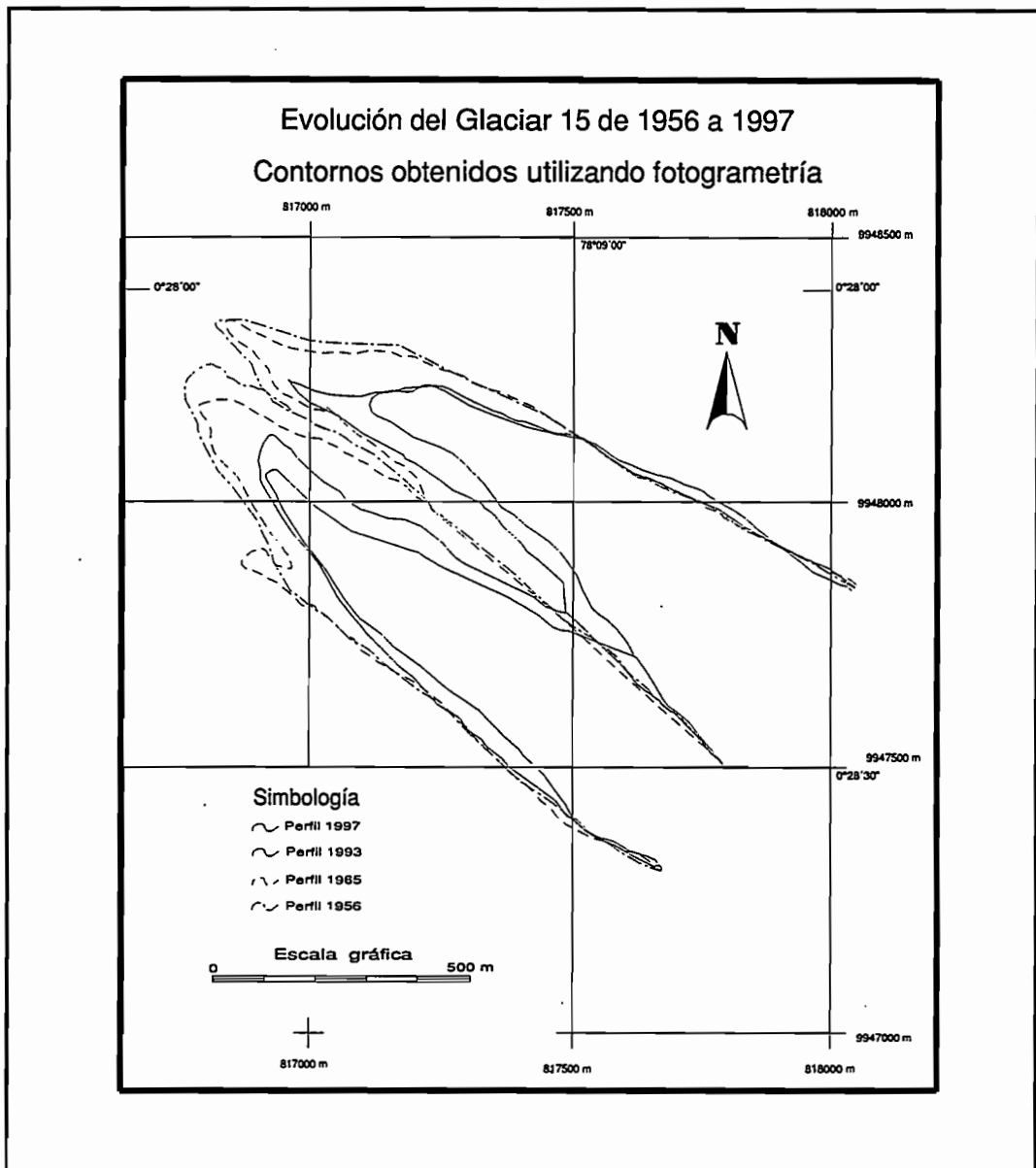
Si se comparan los resultados obtenidos por medición directa en el campo y los resultados obtenidos sobre los mapas elaborados en base a aerofotogrametría se puede ver que no existe una gran discrepancia entre las dos metodologías, la diferencia entre los dos métodos de medición es de 8.52 metros que equivale a un porcentaje de error del 6.49%. Considerando como valores confiables los levantamientos topográficos realizados en los años de 1996, 1997 y 1998 el retroceso del glaciar es de -131.25 metros. Estos resultados se resumen en el cuadro 6.6.

Año	Topografía	Fotogrametría
1996	-40.62	-54.14
1997	-56.25	-59.99
1998	-34.38	-25.65
Sumatoria	-131.25	-139.78

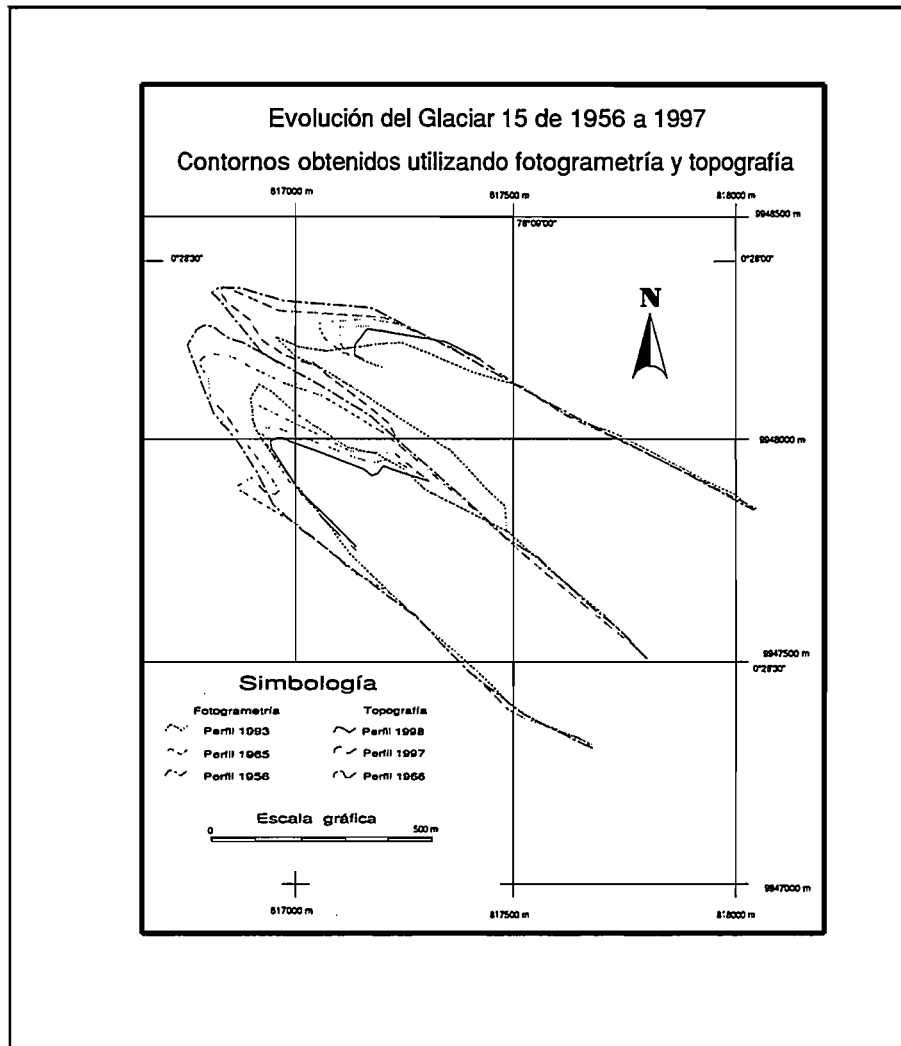
Cuadro 6.6 . Retroceso del Glaciar 15 medido en base a topografía y aerofotogrametría para el período de 1996 a 1998.

- Evolución del Glaciar 15 de 1956 a 1998

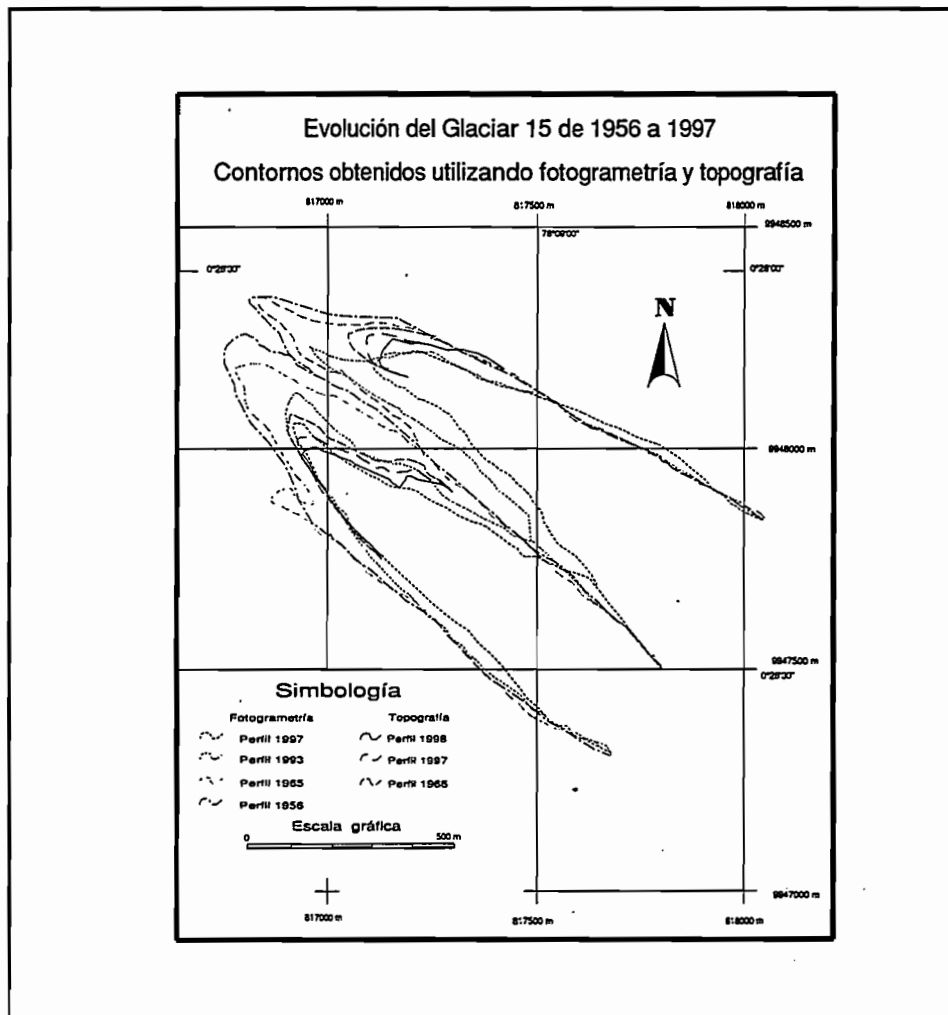
Este estudio se ha realizado empleando levantamientos aerofotogramétricos para los años 1956, 1965, 1993, 1997 y levantamientos topográficos al nivel del suelo de los años 1996, 1997 y 1998. Para estos tres últimos años, la definición de la parte alta del glaciar se hizo empleando el contorno definido con la fotografía del año 1997 (levantamiento aerofotogramétrico) ya que en esta zona el glaciar sufre variaciones en su contorno. Los mapeos de la parte baja de las lenguas α y β se muestran en los mapas 6.3, 6.4 y 6.5.



◆ Figura 6.3 : Mapeo de los diferentes contornos de los Glaciares 15 α y 15 β utilizando los datos fotogramétricos de 1956, 1965, 1993 y 1997.



- ◆ Figura 6.4. Mapeo de los diferentes contornos de los Glaciares 15 α y 15 β utilizando los datos de fotogrametría y topografía. El perfil fotogramétrico del año 1997 no está representado.



- ◆ Figura 6.5. Mapeo de los diferentes contornos de los Glaciares 15 α y 15 β utilizando los datos de fotogrametría y topografía. El perfil fotogramétrico del año 1997 muestra una discrepancia con la topografía. El dato correcto es el de la topografía.

Si se analiza la figura 6.5, se puede ver que existe una discrepancia entre el contorno que se obtuvo utilizando fotogrametría y el contorno que se obtuvo utilizando datos por medición directa en el campo para el año de 1997. Los levantamientos realizados sobre el terreno desde el año de 1996 nos muestran la evolución del glaciar con más certeza y precisión, lo que nos permite tener un parámetro de comparación con los levantamientos aerofotogramétricos. Esto nos lleva a concluir que los levantamientos aerofotogramétricos realizados no reflejan la realidad del glaciar con un muy alto grado de precisión, sino que lo hacen de una manera más aproximada que la topografía de campo. Las posibilidades de error vienen de la buena ubicación de los puntos de control, pero también de las imprecisiones del perímetro del glaciar que puede ser tapado por una cobertura de nieve, la presencia de productos morrénicos superficiales o de « hielos muertos ». Se recomienda que para un futuro se efectúen nuevos levantamientos utilizando un mejor reconocimiento y preparación del terreno. Un nuevo procesamiento de las excelentes fotos de 1997, utilizando directamente los negativos colores, y no copias de color de calidad inferior, como fue el caso para esta restitución, debería ser efectuado en 1997 en Alemania con la cooperación del Dr. E.Jordan.

6.5. EVOLUCION DE LAS LONGITUDES Y DE LAS AREAS DE LOS GLACIARES α Y β PARA EL PERIODO 1956-1998.

Para la evaluación de las longitudes del glaciar, se empleó como herramienta de trabajo software de Autodesk denominado Sumagraf[®] (tablero digitalizador), el cual puede ser utilizado con la plataforma de Autocad Release 14[®] de la misma procedencia.

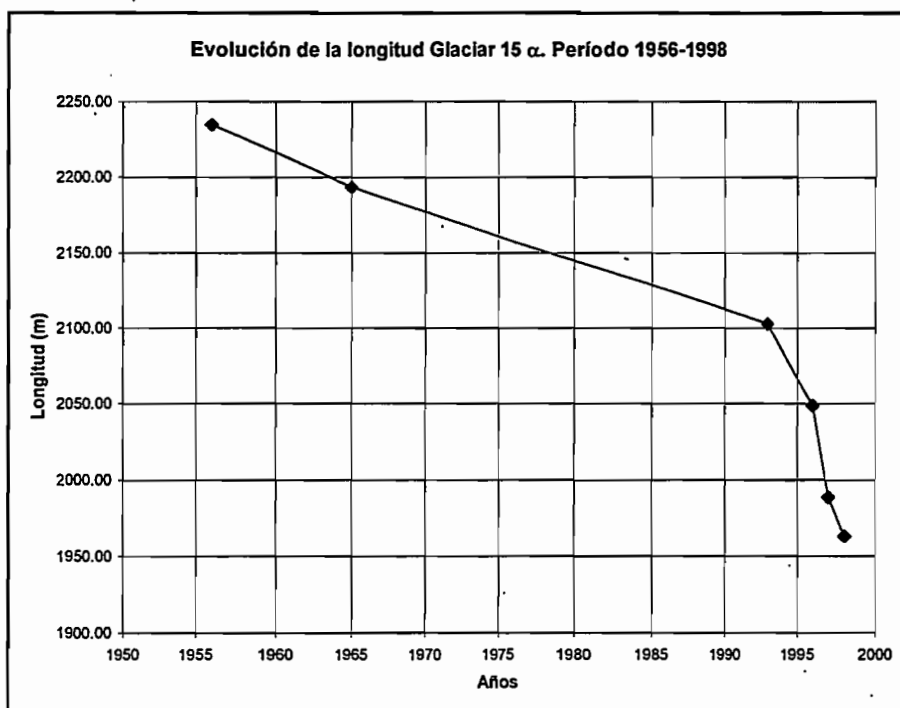
□ La longitud:

- *lengua α :*

Para esta lengua, se ha establecido una pérdida de 271.83 metros, lo que equivale al 12.16 % de la longitud para el periodo febrero de 1956-diciembre de 1998. Los resultados se muestran en el cuadro 6.7 y en la figura 6.6.

Año	Longitud	Long. pérdida	Pérdida (%)
1956	2234.82	0.00	0.00
1965	2193.23	41.60	1.86
1993	2102.79	90.44	5.91
1996	2048.64	54.14	8.33
1997	1988.65	60.00	11.02
1998	1962.99	25.66	12.16

◆ Cuadro 6.7. Evolución de la longitud del Glaciar 15 α de 1956 a 1998



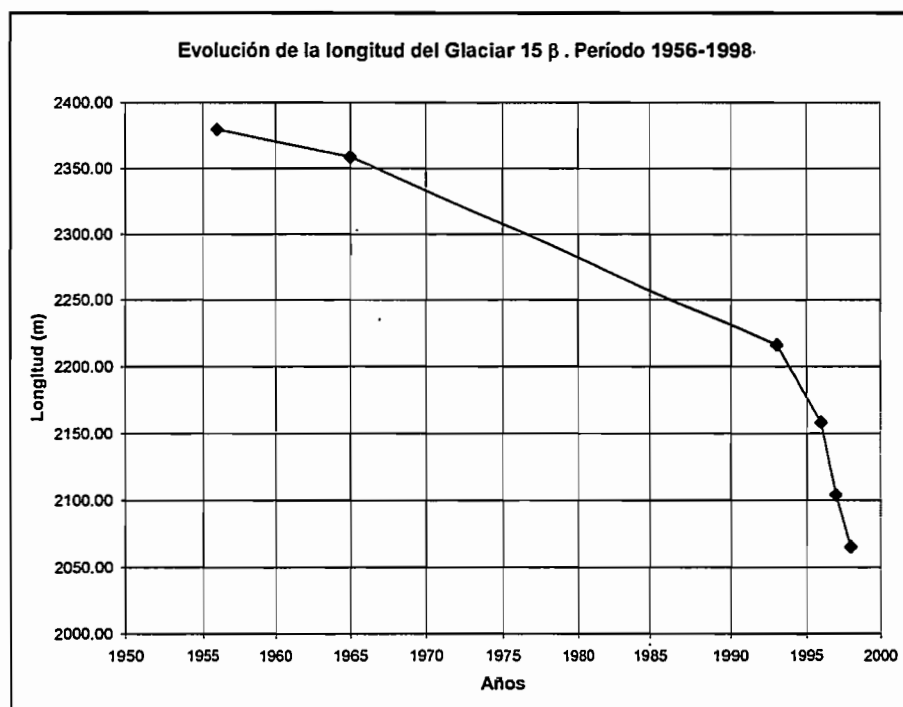
◆ Figura 6.6. Evolución de la longitud del Glaciar 15α de 1956 a 1998

• Lengua β :

Se ha calculado una pérdida de 314.41 metros, lo que equivale al 13.21% de la longitud total para el periodo febrero de 1956-diciembre de 1998. Los resultados se muestran en el cuadro 6.8 y en la figura 6.7.

Año	Longitud	Long. Pérdida	Pérdida (%)
1956	2379.70	0.00	0.00
1965	2358.75	20.95	0.88
1993	2216.02	142.74	6.88
1996	2158.41	57.60	9.30
1997	2104.15	54.26	11.58
1998	2065.29	38.86	13.21

◆ Cuadro 6.8. Evolución de la longitud del Glaciar 15β de 1956 a 1998



◆ Figura 6.7. Evolución de la longitud del Glaciar 15β de 1956 a 1998

□ Retroceso de las lenguas α y β desde 1996 a 1998.

• Lengua α :

Durante este breve período de 24 meses, se ha medido por topografía directa un retroceso de 85.66 m, que equivale a 4.2 % de su longitud total, lo que nos arroja una tasa de 3.57 metros de pérdida de longitud por mes. Los resultados se muestran en el cuadro 6.6.

Año	Longitud	Long. pérdida	Pérdida (%)
1996	2048.64	0.00	0.00
1997	1988.65	60.00	2.93
1998	1962.99	25.66	4.18

◆ Cuadro 6.9. Evolución de la longitud del Glaciar 15α: período 1996-1998 (24 meses). En metros.

- *Lengua β* :

La reducción es de 93.15 m, lo que equivale al 4,3 % de la longitud total. Esto arroja una tasa de 3.38 metros de pérdida de longitud por mes. Los resultados se muestran en el cuadro 6.10.

Año	Longitud	Long. perdida	Pérdida (%)
1996	2158.41	0.00	0.00
1997	2104.15	54.26	2.51
1998	2065.27	38.88	4.32

◆ Cuadro 6.10. Evolución de la longitud del Glaciar 15 β : periodo 1996-1998 (24 meses).
En metros

Del análisis de los datos mostrados en los cuadros desde el año de 1956 hasta el año de 1998, se puede ver claramente que el retroceso del glaciar se ha incrementado de manera significativa en los últimos tres años. Así, para el período 1956-1993, la velocidad de retroceso de las lenguas α y β es de 0.378 m y 0.449 m por mes, mientras que para el período 1996-1998, esta fue de 3.56 y 3.88 m por mes respectivamente. Un resumen de estos cálculos se lo puede ver en la cuadro 6.11.

Período	Velocidad (m/mes)		Longitud perdida (m)	
	α	β	α	β
1956-1996	0.38	0.45	186.18	221.29
1996-1998	3.56	3.88	85.65	93.15

◆ Cuadro 6.11. Velocidad de retroceso de las 2 lenguas del Glaciar 15 durante los períodos 1956-1996 y 1996-1998

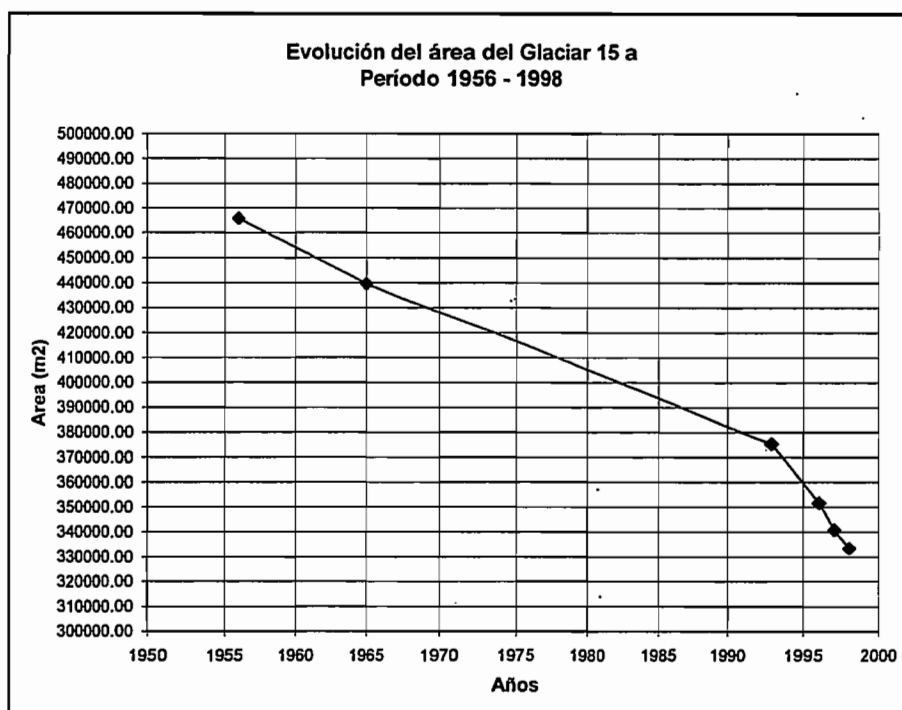
□ Evolución de las áreas de las lenguas α y β desde 1956

- *El Glaciar 15 α* :

Se considera un período de estudio de 42 años. Durante este periodo, se ha producido una pérdida del 28.43% del área total del glaciar. Se ha considerado como punto de partida el área definida por el contorno correspondiente a la fotografía del año 1956. Los resultados obtenidos se detallan en el cuadro 6.12 y en la figura 6.8.

Año	Area	%	Perdida (%)
1956	465802.02	100.00	0.00
1965	439518.89	94.36	5.64
1993	375411.64	80.59	19.41
1996	351709.52	75.51	24.49
1997	340749.00	73.15	26.85
1998	333355.67	71.57	28.43

◆ Cuadro 6.12. Evolución de la superficie del Glaciar 15 α entre 1956 y 1998 (en m²)



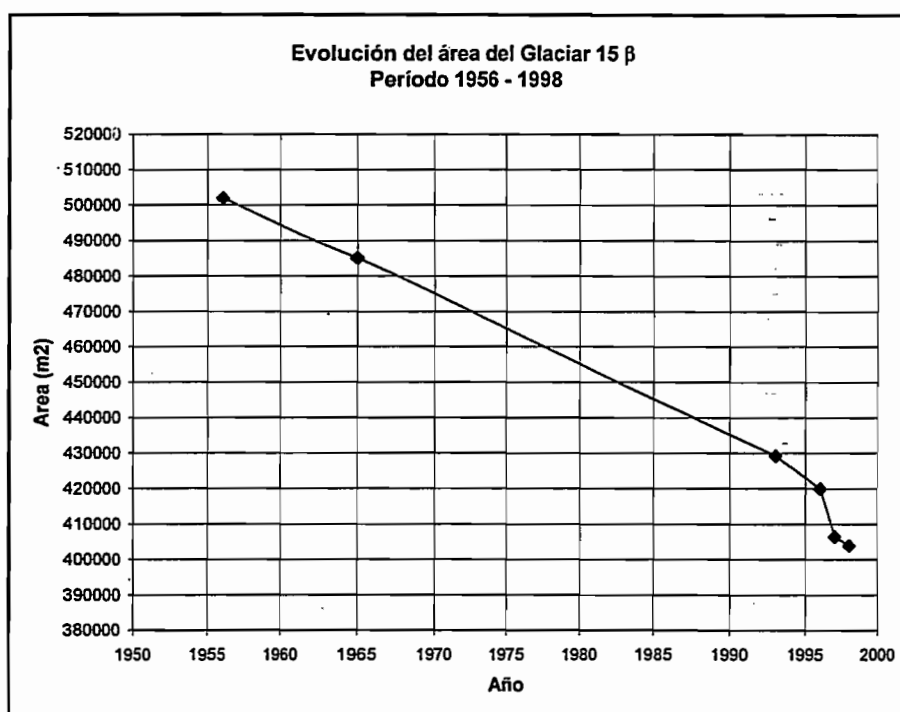
◆ Figura 6.8. Evolución de la superficie del Glaciar 15 α (1956-1998)

• *El Glaciar 15 β :*

Utilizando la misma metodología que para el otro glaciar, se establece un porcentaje de pérdida del 19.51%. Los resultados se muestran en el cuadro 6.13 y en la figura 6.9.

Año	Area	%	Pérdida (%)
1956	501835.488	100.00	0.00
1965	485076.38	96.66	3.34
1993	429261.6656	85.54	14.46
1996	419926.0888	83.68	16.32
1997	406431.0142	80.99	19.01
1998	403949.7867	80.49	19.51

◆ Cuadro 6.13. Evolución de la superficie del Glaciar 15β entre 1956 y 1998 (en m²).



◆ Figura 6.9. Evolución de la superficie del Glaciar 15β (1956-1998)

□ Evolución de la superficie total del glaciar 15.

Los datos obtenidos para la superficie total del Glaciar 15 se muestran en los cuadros 6.14 y 6.15.

Año	Area α	Area β	Area Total	%	% de Reducción
1956	465802.02	501835.49	967637.51	100.00	0
1965	439518.89	485076.38	924595.27	95.55	4.45
1993	375411.64	429261.67	804673.31	83.16	16.84
1996	351709.52	419926.09	771635.61	79.74	20.26
1997	340749	406431.01	747180.01	77.22	22.78
1998	333355.67	403949.79	737305.46	76.20	23.80

- ◆ Cuadro 6.14. Evolución de la superficie del Glaciar 15: período 1956-1998 (en m²).

Año	Area α	Area β	Area Total	%	% de Reducción
1993	375411.64	429261.67	804673.31	100.00	0.00
1996	351709.52	419926.09	771635.61	95.89	4.11
1997	340749	406431.01	747180.01	92.86	7.14
1998	333355.67	403949.79	737305.46	91.63	8.37

- ◆ Cuadro 6.15. Evolución de la superficie del Glaciar 15: período 1993-1998 (en m²)

Del análisis de esta información, se puede establecer que el Glaciar 15 conoce un proceso de desglaciación acelerado. Así se puede ver claramente que sobre el período de 37 años (1956-1993), se ha perdido el 16.84% del área total del glaciar, mientras que sobre los últimos cinco años (1993 - 1998), la pérdida alcanza el 8.37% del área total del glaciar. Esto nos muestra que en el lapso de estudio (42 años), el proceso de desglaciación de estos 5 últimos años puede ser considerado como excepcionalmente rápido. El porcentaje de pérdida total tomando como punto de partida la interpretación aerofotogramétrica del año 1956 es del 23.80 %.

6.5. DETERMINACION DE LA CUENCA HIDROGRAFICA

Las características de la parte alta de la cuenca se determinaron utilizando la interpretación aerofotogramétrica para el año de 1997 y el levantamiento topográfico realizado en diciembre de 1988. Para la determinación de la parte baja de la cuenca ubicada sobre el páramo se realizó un levantamiento sobre el campo en el mes de enero de 1999 para lo cual se utilizó un GPS 38 TM Garmin, con un grado de precisión de unos 10 metros (con 8 satélites).

Los resultados de este levantamiento proporcionaron datos bastante confiables, que se sitúan en un rango de precisión de 15-20 m. Las características de la cuenca se muestran en el cuadro 6.16 y 6.17.

Sector	Area (m ²)	%
Lengua α	333 355.67	24.23
Lengua β	403 949.79	29.36
Morrenas y páramos	638 363.34	46.41
Area total de la cuenca	1 375 668.80	100

- ◆ Cuadro 6.16. Areas de las superficies cubiertas de glaciar, morrenas y de páramos en la cuenca de la estación limnimétrica Antizana

El área aportante de la cuenca definida de esta manera es de 137.567 hectáreas (1.37 km²), de las cuales el 53.6 % está cubierta por glaciares.

Años	% de las superficies cubiertas por los glaciares
1956	70.34
1965	67.21
1993	58.49
1998	53.60

- ◆ Cuadro 6.17. Evolución de las superficies cubiertas por los glaciares en la cuenca del glaciar 15, arriba de los 4555 m.s.n.m. (ubicación de la estación limnimétrica en el páramo)

Así se observa que por una cuenca tal como la del Glaciar 15 del Antizana, el porcentaje de las superficies cubiertas de glaciares se ha reducido (sobre los 4550 m) en un 17% durante 42 años, lo cual es suficiente para afectar de manera significativa el régimen hidrológico del río. Es importante mencionar que esta reducción debió afectar de manera poco diferente las cuencas vecinas, ya que la cuenca del Glaciar 15 es bien representativa de las vertientes norte, oeste y sur del Antizana.

En término de utilización de las aguas de los glaciares del Antizana, esto lleva a la conclusión de que la hidrología del páramo adquiere una importancia creciente. Ello es una razón que justifica el estudio hidrológico específico de los páramos.

7. REFERENCIAS

- Barry R. G., 1992** : Mountain weather and climate. *Routledge, London.*
- Berton P., Wagnon P., Francou B., Pouyaud B., Valdivieso H., 1997** : Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo. Année hydrologique 1995-96. *Informe n° 55 ORSTOM - Bolivia.*
- Bontron G., 1998** : La crue du 19 ou 20 mai 1998 à la station limnimétrique de l'Antizana 15. *Informe NGT, ORSTOM, Quito.*
- Brutsaert W., 1982** : Evaporation into the atmosphere. *Kluwer academic publishers, Dordrecht.*
- Chow V. T., Maidment D. R., Mays L. W., 1994** : Hidrología aplicada. *McGraw-Hill Interamericana S.A., santafé de Bogotá.* Traducido de la primera edición en inglés de : Applied Hydrology, 1988. *McGraw-Hill.*
- Fournier R., 1996** : Informe sobre la construcción de la estación limnimétrica del Antizana. *Informe ORSTOM-EMAAP-Q, Quito.*
- Francou, B., Ramirez, E., Mendoza, J., Guereca, J. Miranda, G. Noriega, L., 1998** : El Glaciar de Chacaltaya (Cordillera Real, Bolivia). Investigaciones glaciológicas (1991-1997). *ORSTOM, Informe 56, La Paz, Bolivia.*
- Guyot G., 1995** : Chapitre VII : la mesure des facteurs climatiques. *Rapport INRA, Bioclimatologie.*
- Halldin S. & Lindroth A., 1992** : Errors in net radiometry : comparison and evaluation of six radiometer designs. *J. Atmos. Oceanic. Technol., 9, 762-783.*
- Hastenrath S., 1978** : Heat-budget measurements on the Quelccaya ice cap, Peruvian Andes. *Journal of glaciology, 20 (82), 85-97.*
- Hastenrath S., 1981** : The Glaciation of the Ecuadorian andes. *A. A. Balkema, Rotterdam.*
- Kaser G., Hastenrath S., Ames A., 1996** : Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z.f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, 75-81.*
- Lliboutry L., 1964** : Traité de Glaciologie. 2 tomos, *Masson, Paris.*
- Lliboutry L., 1974** : Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of glaciology, 13 (69), 371-392.*

- Male D. H., Granger R. J., 1981** : Snow surface energy exchange. *Water resources research*, 17 (3), 609-627.
- Meyer-Peter M., 1948** : Formule de transport par charriage. *AIRH*.
- Perrin de Brichambaud Ch., 1963** : Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. *Gauthier-Villars, Paris*.
- Queney P., 1974** : Eléments de météorologie, *Masson, Paris*.
- Rigaudiere P., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., Saravia R., 1995** : Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo. Année hydrologique 1993 - 94. *Informe n° 43 ORSTOM - Bolivia*.
- Rossel F., 1997** : Influencia de el Niño sobre los regimenes hidro-pluviometricos del Ecuador, Tomo II. *Informe INSEQ IRD-Inamhi n° 18, Quito*.
- Sémiond H., Francou B., Ayabaca E., de la Cruz A., Chango R., 1998** : El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador) : Investigaciones Glaciológicas 1994-1997. *Informe ORSTOM-IFEA-EMAAP-Q-INAMHI, Quito*.
- Sicart J. E., Wagnon P., Gallaire R., Francou B., Ribstein P., Pouyaud B., Baldivieso H., 1998** : Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier de Zongo. Année hydrologique 1996 - 97. *Informe n° 57 ORSTOM - Bolivia*.
- Stephan M., 1998** : Contribution hydrologique des glaciers de l'Antizana au système collecteur de La Mica. *Mémoire de fin d'Etudes, ORSTOM-ENGEEES, Strasbourg*.
- Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., Valdivieso H., 1995** : Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo. Année hydrologique 1994 - 95. *Informe n° 49 ORSTOM - Bolivia*.
- Wagnon P., Ribstein P., Schuler T., Francou B., 1998** : Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes* 12, 1911-1926
- Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., 1999** : The annual cycle of the energy balance of a Bolivian glacier - Implications on tropical glaciology. *Journal of Geophysical Research*, 104 : 3907-3923.
- Wolter, K. & Timlin, M.S., 1993** : Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma.
- Yalin M. S., 1977** : Mechanics of sediment transport. 2nd edition. *Pergamon Press, Oxford*.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Señora Lorena Cárdenas, de la EMAAP-Quito, por su ayuda en la traducción del francés al castellano de algunos capítulos de este informe. La participación del Ingeniero Vladimir Ibarra, de la Escuela Politécnica Nacional, fue apreciada para el estudio aerofotogramétrico, así como el apoyo particular del Dr. Ekkehart Jordan (Universidad de Duesseldorf) en la elaboración de la ortofotografía del 1997. Los aforadores del EMAAP-Quito han participado activamente en numerosas campañas de mediciones de campo. Vincent Favier, nuevo integrante del programa NGT del IRD en el Ecuador, ha prestado su apoyo para la corrección de este informe.

Por el buen funcionamiento del programa NGT en el Ecuador, agradecemos a las personas siguientes:

Ing. Nelson Salazar (INAMHI), Ing. Gustavo Gómez (INAMHI), Ing. Rodrigo Salvador (EMAAP-Quito), Ing. Marcelo Ayabaca (INAMHI), Dr. Jean-Louis Perrin (IRD), Dr. Francis Kahn (IRD) y Dr. Remigio Galárraga (EPN).

IRD - INAMHI - EMAAP-Quito



Serie de fotografías mostrando el retroceso de la lengua terminal del Glaciar 15 del Antizana entre 1994, 1995, 1996, 1997 & 1998 (Fotos Bernard Francou).

