

EL GLACIAR COLLINS (ISLA REY JORGE - SHETLAND DEL SUR) COMO SENSOR NATURAL DEL CALENTAMIENTO GLOBAL EN LA ANTÁRTIDA

Implementación de una Cuenca Piloto Experimental, con registro continuo plurianual de la descarga hídrica glaciar (Expediciones “Antártida 2000” y “Antártida 2002”)

IUIAU

1. INTRODUCCIÓN. OBJETO DE LA INVESTIGACIÓN. EL PROYECTO GLACKMA

El calentamiento global que sufre el planeta generado por el efecto invernadero, se traduce en un aumento gradual de su temperatura ambiente. Como consecuencia de este aumento de la temperatura, la masa de hielo de los grandes casquetes glaciares disminuye y el nivel del mar aumenta.

En los modelos generales de balances de masa glaciar, se considera como *entrada* la tasa anual de nieve caída sobre los grandes casquetes polares. Las *salidas*, en dicho modelos, se estiman midiendo desde satélite los témpanos desprendidos de las grandes plataformas de hielo flotante a los que llegan los glaciares polares de dichos casquetes (Antártida y Groenlandia principalmente). Se consideran también como *salida*, las descargas de agua desde los glaciares temperados.

Se completa el balance midiendo las variaciones en extensión (visualmente desde satélite) y espesor (por radioecosonda, desde satélite, aerotransportada o sobre el terreno).

La validación de los modelos se realiza midiendo el ascenso del nivel del mar, consecuencia última de la fusión glaciar.

Se estima que un tercio del ascenso del nivel del mar se debe a la dilatación térmica de las aguas y otro tercio provendría de la fusión de los glaciares temperados, desconociéndose el origen del tercio restante [1].

Los témpanos desprendidos desde las grandes plataformas flotantes, ya son el mar y están en equilibrio con su actual nivel desde que los glaciares continentales que las alimentaban entraron en el mar, no son pues responsables en tiempo presente del aumento del nivel del mar [2], [3], [4].

Nuestra hipótesis de trabajo se centra, considerando todo lo anterior, en investigar el papel de los **glaciares subpolares**, frente al calentamiento global.

En investigaciones anteriores dentro de este contexto se ha observado la existencia en ellos, de flujos y drenajes tanto endoglaciares como subglaciares [5], [6], [7], [8]. No tan intensos pero similares a los existentes en los glaciares temperados (cuya superficie ocupada es mucho menor que la correspondiente a los subpolares).

En los drenajes intraglaciares, donde el agua está en contacto con el hielo del conducto, su temperatura permanece a 0°C. El calor generado al fluir no aumenta la temperatura del agua, sino que provoca la fusión de las paredes, fondo o techo del hielo glaciar, ampliando la sección al fundir parte del hielo [9], [10], [11]. Este mecanismo - denominado fusión friccional (melting friction) [12], [13] - es responsable de la existencia de importantes drenajes subterráneos, que más tarde descargan en los bordes o frentes glaciares.

Se presentan preferentemente en la zona de ablación y las formas de los conductos penetrables son semejantes a las de los acuíferos kársticos (de ahí su denominación en hidrogeología glaciar de **Criokarst**).

La cuantificación de estos drenajes internos responsables de la ablación interna glaciar (internal run-off), se realiza aforando las descargas terrestres, ya fuera de los glaciares.

La implementación de cuencas piloto experimentales es sencilla de realizar en los glaciares temperados, pero no ocurre lo mismo en los glaciares subpolares, cuya superficie suele ser mayor que la isla donde se emplazan. En este caso, la descarga llega al mar enmascarada y no se puede medir directamente.

La resolución de este problema, que pasa por la implementación de cuencas piloto a altas latitudes, en glaciares subpolares, constituye el principal objetivo del **Proyecto GLACKMA (GLAciares, CrioKarst y Medio Ambiente)** o en inglés **GLACE (GLAciers, Criokarst and Environment)**. Proyecto en el que se incardina la investigación aquí presente.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Materiales utilizados

➤ Estación automática de medida de parámetros hidrológicos: 2 sondas MPS multiparamétricas de medida de calidad del agua, dotadas de sensores de:

- ◆ temperatura del agua, rango de -20°C a + 70°C y precisión de 0.01 °C.
- ◆ conductividad eléctrica, rango de 0 a 1 *mS/cm* y precisión de 0.5 *μS/cm*
- ◆ nivel de lámina de agua, sensor presiométrico, rango de 0 a 50 mts, precisión de 1 mm.

Protección de sensores con rejilla de acero cilíndrica, solidaria al cuerpo de la sonda de acero inoxidable, donde se aloja el conjunto de circuitos electrónicos. La cámara es estanca hasta 150 mts de profundidad.

➤ Data-logger de almacenamiento de series temporales con capacidad de memoria de 64 k. Batería de litio y alcalina fungibles.

- ◆ Ventana digital "display" de lectura de parámetros, estado de la batería, recuento de tiempos, número de medidas ... etc.
- Interface tipo M-BUS para conexión a PC portátil, para volcado de datos y reprogramación.
- Cable (10 mts) blindado especial con relleno hidrófobo y recubrimiento exterior estanco, que une el data-logger con cada sonda MPS.
- Software especial SEBA para representación gráfica a color, de las series temporales generadas. Opera bajo Windows.
- Dispositivo de aforo de precisión para realización de la curva de ajuste nivel-caudal. Micromolinete SEBA M-1:
 - ◆ Cuerpo de micromolinete con calibración para uso de barras de 10 mm.
 - ◆ Barra de acero de 10 mm de diámetro, con graduación cada centímetro y 1.5 mts de longitud en tres cuerpos roscados de 50 cm, pie de apoyo y terminal de conexión a cuentavueeltas.
 - ◆ 2 hélices de aluminio anodizado, con calibración de precisión, algoritmo de uso y rango de velocidades óptimos.
 - ◆ Contador estanco de precisión, para diversos rangos de tiempos y velocidades.
 - ◆ Cable de 10 mts de conexión de cuenta vueltas y microhélice de aforos.
 - ◆ Software de elaboración propia (Proyecto Glackma) para realizar la conversión de vueltas de microhélice a velocidades y de series de secciones reales a caudales.
- Medidor digital de precisión, para aguas de baja conductividad. Elabora lecturas puntuales de conductividad, rango de 0 a 100 $\mu S/cm$ y precisión 0.05 $\mu S/cm$. Se utiliza para calibrado de Sonda MPS.

2.2. Elección de la cuenca piloto experimental

Es frecuente que los archipiélagos e islas situados a elevadas latitudes polares (Artico y Antártida) estén cubiertas, casi en su totalidad, por casquetes glaciares.

Dichos casquetes son glaciares subpolares en los que se encuentran evidencias de drenajes en su interior, que acaban desaguando directamente al mar. La mayoría de las veces por descarga subglaciar, - donde el río circula en el contacto entre la base del hielo y la roca de fondo - y en algunas ocasiones desde conductos endoglaciares (*Foto 1*).

En ambos casos, cuando el hielo llega a la costa, es muy difícil medir la descarga que representa la masa glaciaria fundida, por dos razones fundamentalmente:

- por la dificultad de aforar el caudal drenado en esas condiciones
- es muy difícil conocer con exactitud la superficie de la cuenca vertiente responsable de la descarga detectada.



Foto 1: Conducto endoglaciario en glaciar subpolar (Nelson)

Si por el contrario, el glaciar en cuestión no llega al mar, las descargas hídricas subglaciares están bien localizadas, y en los cauces de los grandes ríos que generan, permiten encontrar un lugar donde la morfología de la sección del cauce nos permita aforar su caudal. Esto representa el **primer criterio** de selección de la cuenca piloto experimental: **cuenca glaciar con drenaje terrestre**.

Otra cuestión, que supone el **segundo criterio**, es conocer la **superficie de la cuenca vertiente glaciar**. Esta no depende de la morfología superficial del hielo, sino de la superficie topográfica de la roca de fondo.

Para los glaciares de valle no representa ningún problema conocer la superficie de su cuenca vertiente. Sin embargo, para los casquetes glaciares, como es el caso del Collins, conocer la superficie de las diversas cuencas vertientes que drenan radialmente hacia la costa, no se puede resolver hasta que no se conozca la superficie de la roca de fondo.

Mediante el empleo de radioecsonda (geofísica de radar), se han definido la superficie de las cuencas vertientes del glaciar Collins, tanto hacia el Drake como a Bransfield [14]. Utilizando para ello 109 perfiles transversales en la isla Rey Jorge, realizados a intervalos de 0.5 km, y uno longitudinal de 55 km. El drenaje subglaciar radial desde el Domo Menor hacia el WSW, tiene su frontera en los siguientes puntos geodésicos:

➤ Vértice Domo Menor (Z)

Lat: S 62° 09' 929

Long: W 58° 53' 145

Alt. 260 mts s.n.m.

Error \leq 4 mts

➤ Nunatak (V₂)

Lat: S 62° 10' 082

Long: W 58° 54' 828

Alt. 119 mts s.n.m.

Error \leq 4 mts

➤ Borde del glaciar (V₃)

Lat: S 62° 10' 200

Long: W 58° 55' 118

Alt. 62 mts s.n.m.

Error \leq 4 mts

Hacia el norte de esta frontera, la superficie de la roca de fondo bajo el glaciar drena hacia el Drake, mientras que en el flanco sur lo hace hacia el Bransfield.

El drenaje del Domo Menor hacia el SW, presenta cuatro diferentes descargas terrestres. Una de ellas desagua directamente a la laguna de la Estación Ionosférica de la BCAA, las otras tres restantes convergen en la citada laguna tras diversos trayectos fluviales. El drenaje de la laguna lo constituye un único río que pasa bajo el puente de acceso a la BCAA.

Hacia el sur, el drenaje del Domo Menor se realiza directamente a la Bahía Collins, no pasando por el río de la BCAA.

Su frontera con la cuenca del río BCAA se establece según los siguientes puntos geodésicos:

➤ Vértice Domo Menor (Z)

Lat: S 62° 09' 929

Long: W 58° 53' 145

Alt. 260 mts s.n.m.

Error \leq 4 mts

➤ Nunatak (C₁)

Lat: S 62° 10' 735

Long: W 58° 54' 238

Alt. 92 mts s.n.m.

Error \leq 4 mts

La cuenca glaciar delimitada por la frontera citada, tiene forma de sector circular con ápice en el Domo Menor y surgencia hacia el sur, terminando en su morrena periclinal. Su superficie total es de 1.30 km^2 .

Conocer la superficie de la cuenca glaciar es muy importante, pues si trabajamos en unidades específicas de caudal ($m^3/seg \cdot km^2$) podemos comparar glaciares de diferente tamaño y latitudes, lo que nos permite estimar la distribución espacial de la ablación interna glaciar (internal run-off), responsable de la pérdida de masa helada.

Dado que las cuatro descargas que provienen de la cuenca piloto elegida, convergen antes de pasar bajo el puente de acceso a la BCAA, hemos elegido este punto para monitorizar aquí los parámetros hidráulicos que nos definirán la ley de distribución en el tiempo del caudal de agua que descarga el glaciar en la cuenca experimental.

Este es el **tercer criterio, en caso de descargas múltiples de la cuenca, deben converger todas en un único cauce.**

2.3 Diseño experimental y modus operandi

Una vez conocida la superficie de la cuenca piloto experimental, procede preparar la estación de medida en el punto elegido (puente de la BCAA) para poder obtener las series temporales de los parámetros hidráulicos que definen la descarga del glaciar.

La monitorización obedece al siguiente diseño experimental:

1.- Implementar un dispositivo de registro continuo del nivel del río o altura de lámina de agua. No conviene utilizar limnógrafo pues cuando se congela la superficie del río, se bloquea el cable del flotador y el dispositivo deja de medir hasta el deshielo. Hay que utilizar sensores piezoresistivos o presiométricos, que continúan midiendo a pesar de que la superficie se haya congelado.

2.- Implementar un registro continuo de conductividad y temperatura del agua mediante dos sensores específicos. El primero nos permitirá establecer la correlación **caudal-conductividad** y calcular el correspondiente algoritmo para la cuenca glaciar, y el segundo nos permitirá corregir la serie temporal de conductividad, una vez conocidas las variaciones en la temperatura del agua.

3.- Como no podemos establecer directamente la serie temporal del caudal, hay que realizar la curva de ajuste **nivel-caudal** mediante aforos de precisión con micromolinete, para diferentes niveles del río. Interesa realizar suficientes aforos, para conseguir un coeficiente de correlación en R^2 , lo más elevado posible.

Así, la serie de temporal de nivel (N), obtenida

$$f_1(N,t)=0$$

contrastada con la curva de ajuste nivel (N) - caudal (Q)

$$g(N,Q)=0$$

nos permite obtener la serie temporal de caudal (Q)

$$f_2(Q,t)=0$$

con un error conocido.

4.- Con los resultados obtenidos en el punto 3, y su contraste con los del punto 2, obtenemos el algoritmo para la correlación caudal (Q) - conductividad (C), que nos aporta información hidrogeológica del acuífero glaciar (si existe o no zona saturada, primera evidencia del tiempo de residencia y del volumen almacenado etc.).

5.- Las series temporales de los parámetros buscados (conductividad del agua y caudal) deben ser sincrónicos con sus lecturas (al mismo tiempo) y con intervalos de tiempo constante. Así se facilita mucho la elaboración de los resultados.

6.- Una vez obtenidas las series temporales de salida (caudal, conductividad) que representan la repuesta del glaciar ante el calentamiento global, precisamos conocer las series temporales de los parámetros de entrada que no son otros que los meteorológicos (temperatura del aire, humedad ambiental, presión atmosférica, radiación solar ...etc.). Para ello se precisa de la presencia de una estación meteorológica automática de registro continuo a intervalo constante, próxima a la cuenca piloto experimental del glaciar.

7.- Una vez obtenidas las series temporales de entrada y salida, procesamos las mismas con programas especiales de aplicación del Análisis Espectral y Correlatorio, determinando sus características en los dominios frecuenciales y temporales. La aplicación de correlogramas cruzados (entrada-salida) de la temperatura y el caudal, por ejemplo, nos definirán la influencia de la temperatura ambiente en la descarga del glaciar, así como su ley de distribución en el tiempo, lo que representa la respuesta del glaciar ante las variaciones de temperatura.

8.- Dada la capacidad de los data-logger utilizados en el río, podemos fijar intervalos de lectura de 2 a 5 minutos para series temporales de uno o dos meses en época de verano, que es cuando más caudal descarga el glaciar. Para series más largas (uno o varios años), se precisa ampliar el intervalo de lectura hasta 1 hora, vaciando la información almacenada en el data logger, al menos una vez al año.

3. RESULTADOS OBTENIDOS

Una vez caracterizada la cuenca glaciar experimental que cumple los tres criterios necesarios para garantizar la bondad de nuestra investigación, hemos establecido la estación de monitorizado - Estación BCAA - en el puente de acceso a la Base Uruguaya.

Las coordenadas de la estación de aforos son las siguientes:

➤ Estación de aforos BCAA

Lat: S 62° 11' 037

Long: W 58° 54' 409

Alt. 17 mts s.n.m.

Error \leq 5 mts

3.1. Campaña de verano austral 2002

La duración de la investigación realizada como campaña de verano, incluida preparación de la estación, se realizó en el periodo comprendido entre el 19 de enero y el 6 de febrero de 2002.

El intervalo de lectura de las series temporales de salida (hidráulicos) fue de 5 minutos, alcanzando un número de lecturas de

$$N = 3888$$

que corresponde al de las series temporales obtenidas.

En la *Figura 1* se muestra la serie temporal de **nivel**.

Se han realizado durante la campaña, 14 aforos manuales con micromolinetes de precisión, tomando en cada aforo otra serie de medidas puntuales.

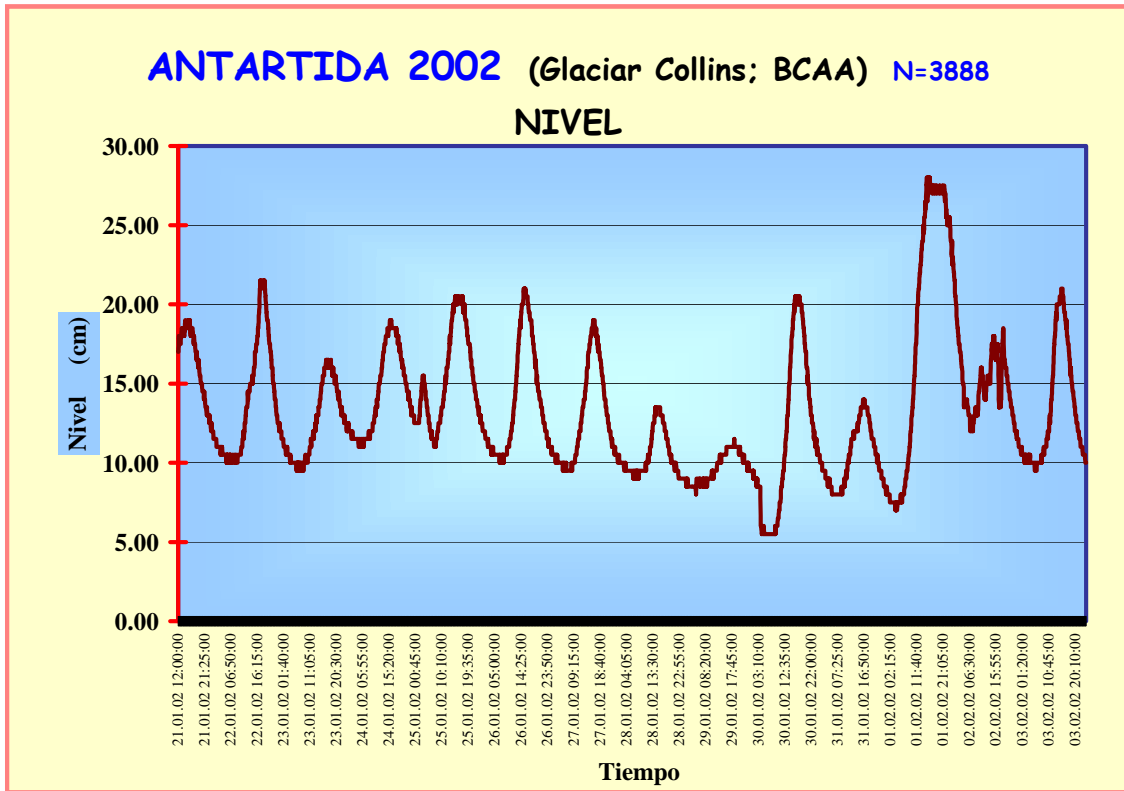


Figura 1: Serie Temporal de Nivel en la Cuenca Piloto de BCAA

La curva de ajuste o calibrado, es decir, la correlación entre nivel y caudal se puede ver en la Figura 2.

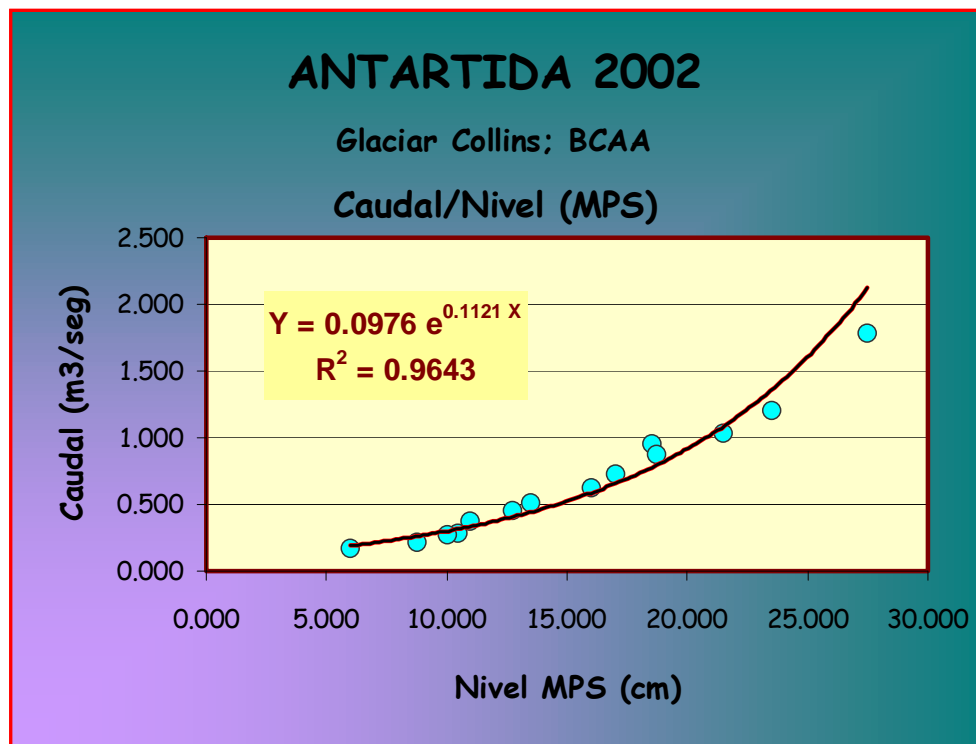


Figura 2: Correlación entre nivel y caudal

El algoritmo matemático de la curva de ajuste corresponde a la función exponencial:

$$Y = 0.0976 \cdot e^{0.1121X}$$

siendo: $Y =$ caudal de descarga en m^3/seg , $X =$ nivel del río en cm

El índice de correlación en R^2 de dicha función es:

$$R^2 = 0.9643$$

es decir, muy próximo a 1 (valor máximo), con un error máximo de $\varepsilon \leq 1.9\%$.

Aplicando la función exponencial de la curva de correlación nivel-caudal a la serie temporal de niveles, encontramos la serie temporal de caudales de descarga del glaciar, que queda expresada en la *Figura 3*.

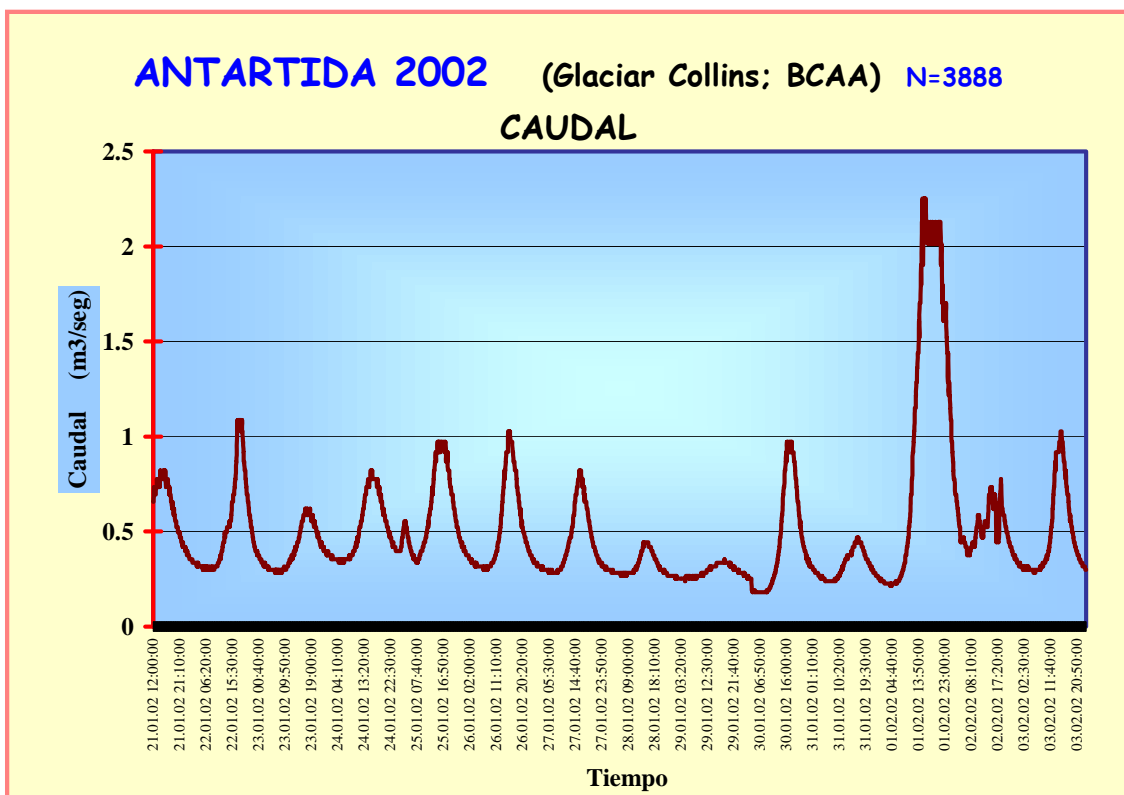


Figura 3: Serie temporal de caudales de descarga del glaciar

El caudal medio descargado por la **cuenca experimental BCAA**, en el periodo considerado es de:

$$\bar{Q} = 0.493 \text{ m}^3/\text{seg}$$

y el caudal específico, por unidad de superficie de la cuenca (1 Km^2) es a su vez:

$$\hat{Q} = 0.382 \text{ m}^3/\text{seg} \cdot \text{Km}^2$$

que representa la **ablación interna glaciar (internal run-off) o pérdida de masa helada en forma de agua, descargada por el glaciar en periodo de verano.**

Las series temporales de parámetros meteorológicos o de entrada en el proceso, los hemos recibido de la Estación Meteorológica de la Base Antártica Rusa Bellingshausen que opera automáticamente, ya que la estación de la BCAA estaba en modo manual en el periodo considerado, lo que no nos permitía operar con series temporales.

Las series temporales de Bellingshausen están generadas a intervalos de 1 minuto (temperatura del aire, presión atmosférica, ... etc.), excepto la radiación solar (global) que viene acumulada cada hora.

Contrastando nuestra serie temporal de caudales (a intervalos de 5 minutos) con las series temporales meteorológicas (homogeneizadas a 5 minutos de intervalos y sincronizadas con las del caudal de la cuenca piloto BCAA), encontramos los siguientes resultados.

➤ El contraste entre temperatura del aire y caudal según *Figura 4*, muestra una buena correspondencia de máximos y mínimos entre ambas series.

Aquí, la respuesta (caudal) es prácticamente inmediata ante el impacto (temperatura ambiente).

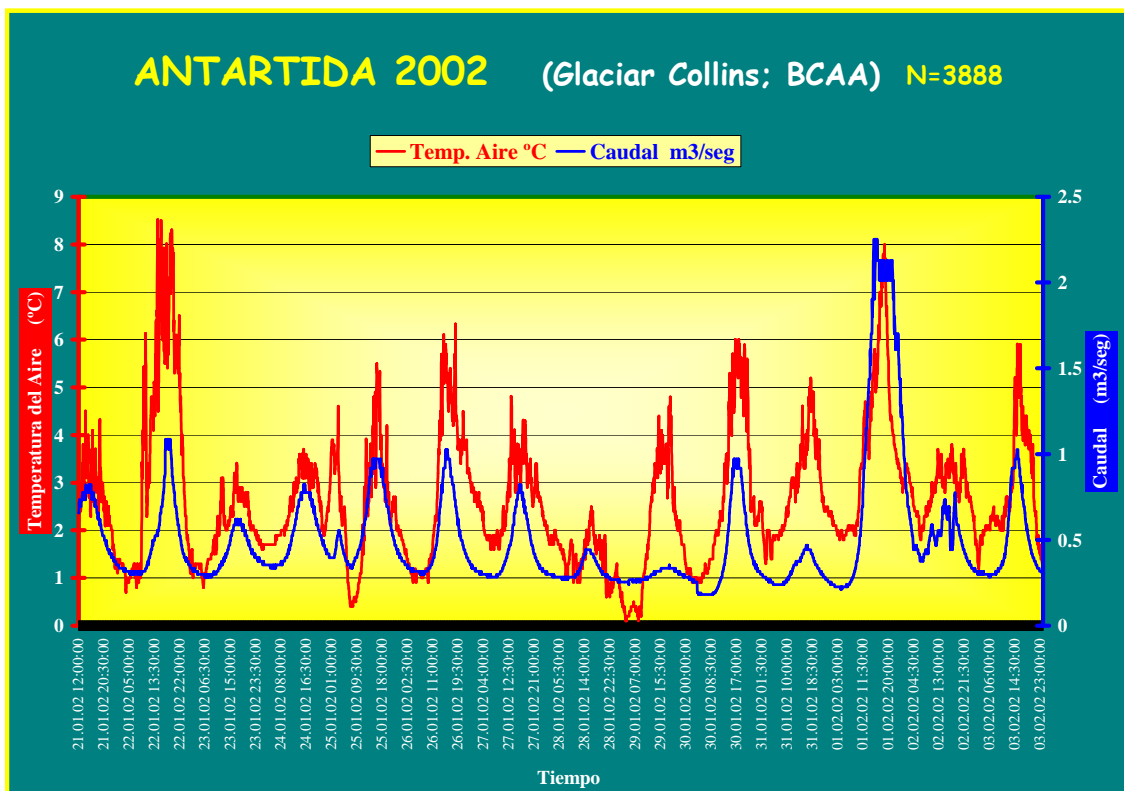


Figura 4: Contraste entre temperatura del aire y caudal

➤ El contraste entre presión atmosférica y caudal mostrado en la *Figura 5*, indica que para el intervalo de tiempo medido, no hay correspondencia. Sería necesario trabajar con series temporales más largas para observar lo que ocurre, aplicando análisis correlatorio y espectral para detectar efectos de memoria (feed-back) en los dominios temporales y frecuenciales.

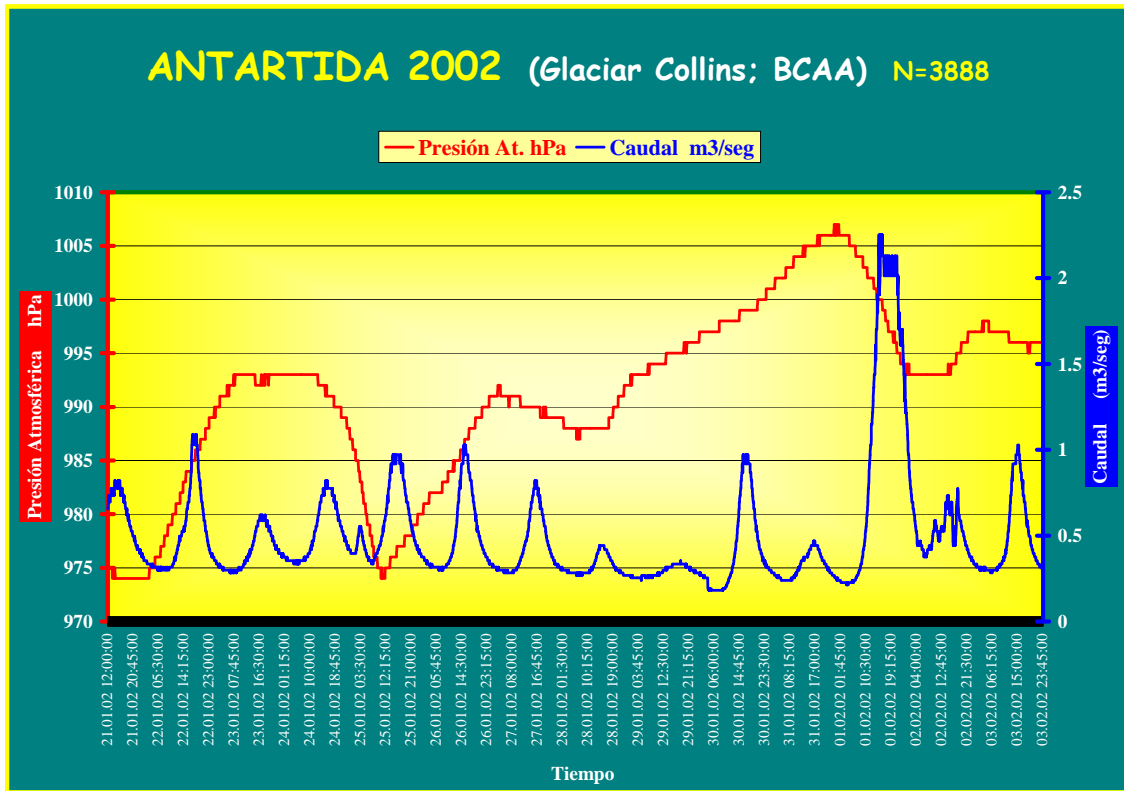


Figura 5: Contraste entre presión atmosférica del aire y caudal

➤ Para contrastar las series temporales de radiación solar y caudal hay que homogeneizar y sincronizar aumentando el intervalo del caudal a 1 hora.

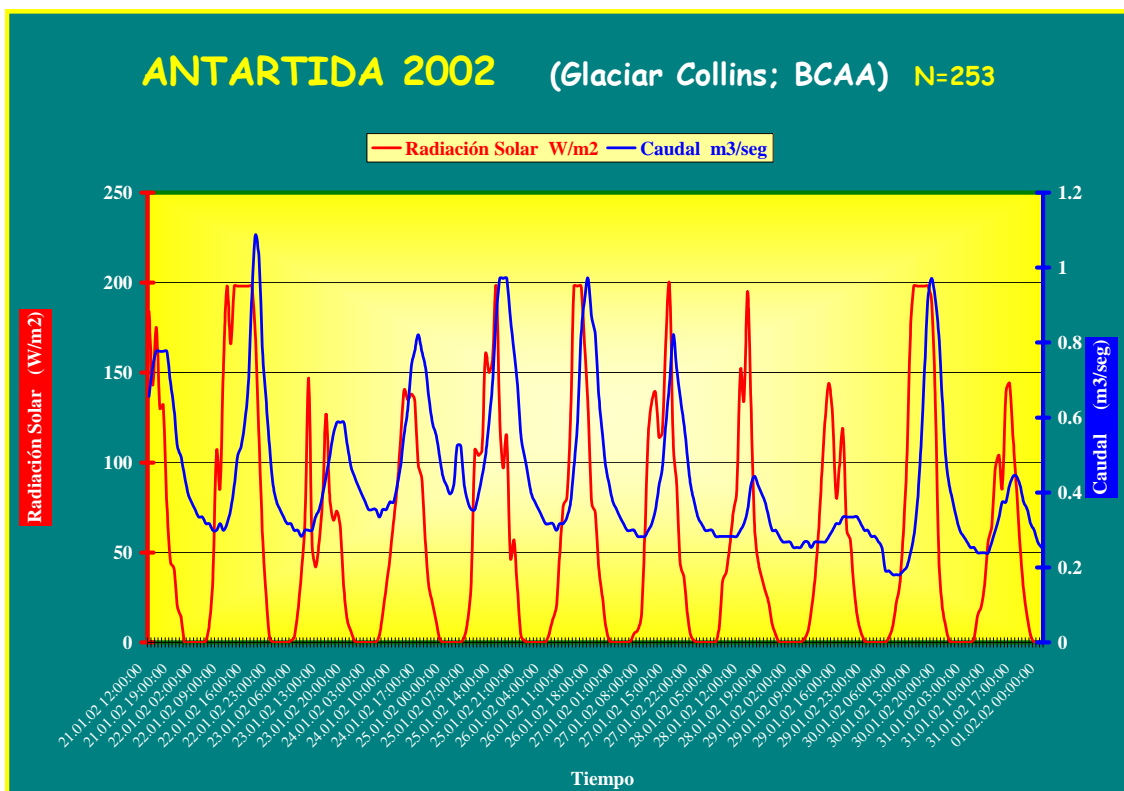


Figura 6: Contraste entre radiación solar y caudal

Esto disminuye mucho el número de valores en el intervalo de trabajo ($N=253$), perdiendo peso estadístico. A pesar de ello se aprecia en la *Figura 6* una buena correspondencia entre máximos y mínimos, pero con un cierto desfase en la respuesta (caudales).

Si ahora contrastamos las dos series temporales de caudal y conductividad (ambas de salida del glaciar) encontraríamos, en la *Figura 7*, que no se aprecia correspondencia salvo en la crecida del 1 de febrero de 2002, donde una fuerte subida del caudal se corresponde con una bajada notable de conductividad. Se precisa operar con series temporales más largas para evaluar el "feed-back" que pudiera existir entre ambos parámetros de salida, ya que la conductividad depende del **tiempo de residencia** que condiciona una mayor permanencia del agua, tanto en los pequeños acuíferos existentes en el borde de la morrena perimetral del glaciar, como en la laguna junto a la Estación Ionosférica de la BCAA que nuestro río tiene que atravesar.

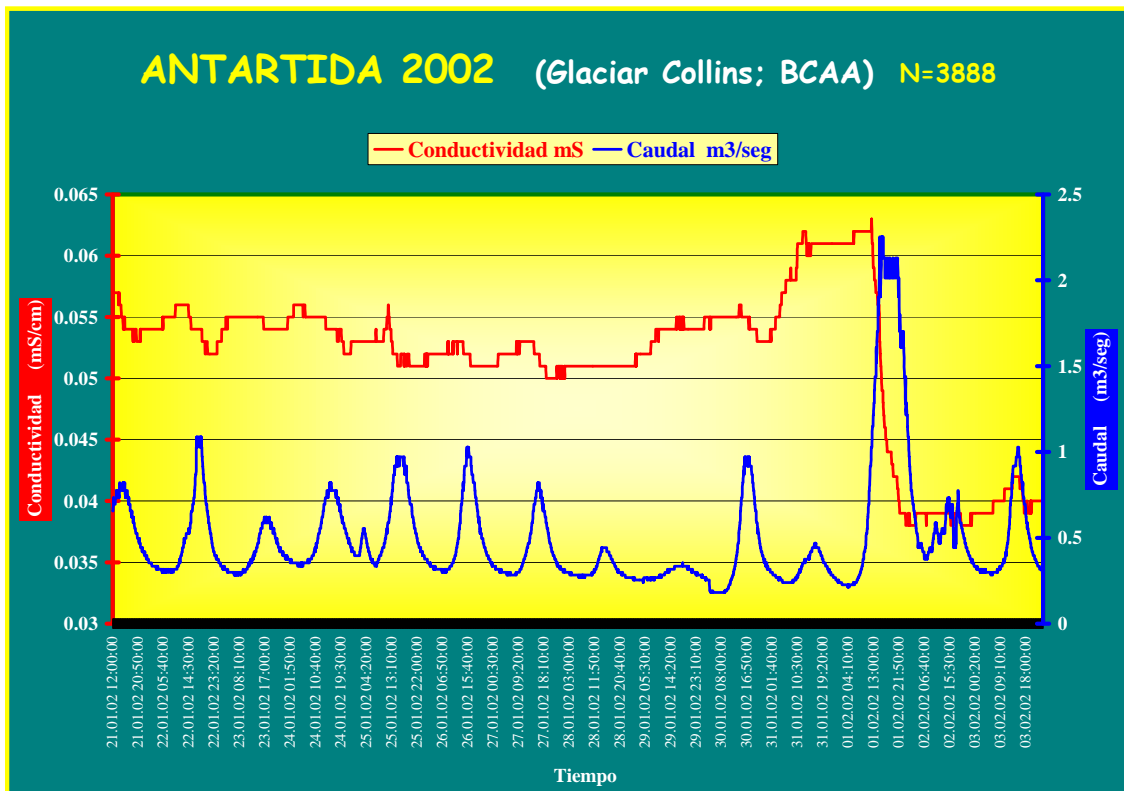


Figura 7: Contraste entre caudal y conductividad

Cuando la cuenca glaciar no contiene acuífero, la descarga subglaciar es inmediata y el tiempo de residencia despreciable. En estos casos la correlación caudal-conductividad es inversa e inmediata como se aprecia en el glaciar Austrelovenbreen durante la expedición Svalbard 2001 [15]. Ver *Figura 8*.

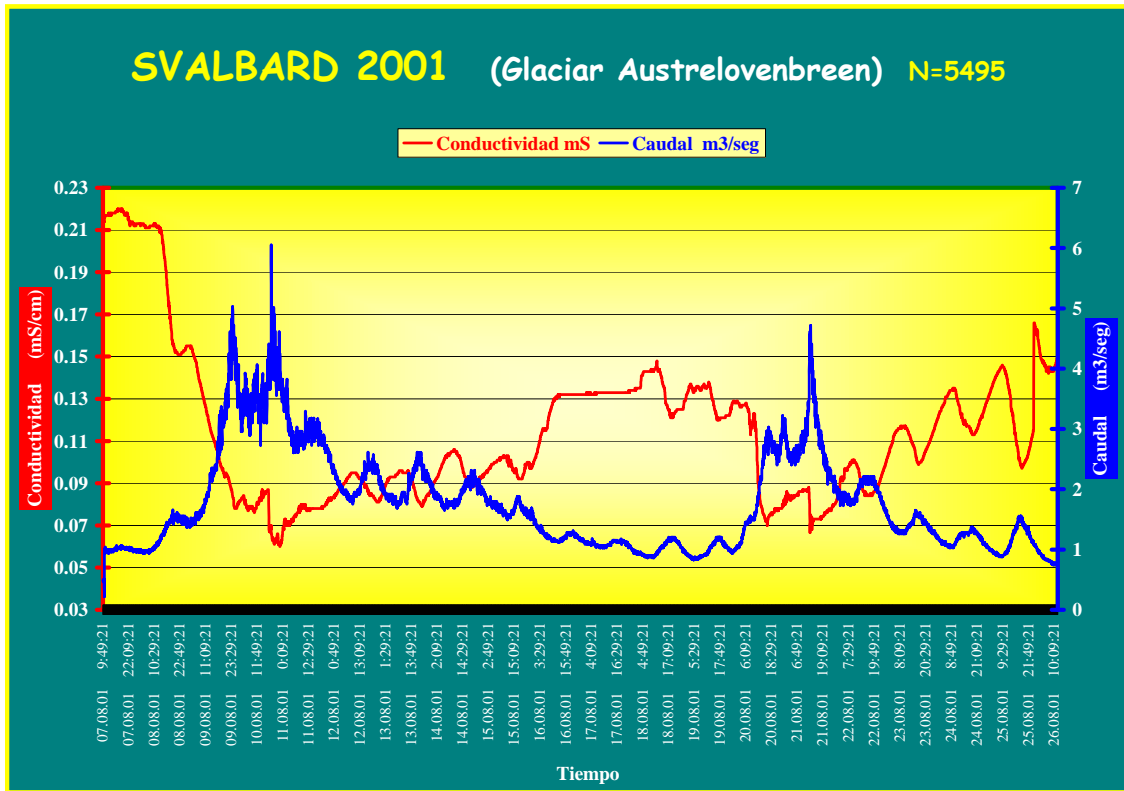


Figura 8: Contraste entre caudal y conductividad en SVALBARD 2001

3.2 Comparación con otras campañas de verano austral

➤ Campaña Antártica 2000

Durante el verano antártico de 2000, se realizó una investigación similar al NW del Domo Menor del glaciar Collins, en el programa de la 45 Russian Antarctic Expedition.

Se seleccionó la cuenca glaciar que descargaba el "Salamanca Canyon" (denominación coloquial utilizada entonces), implementando la estación de aforos a la entrada de dicho cañón, cuyas coordenadas son:

Lat: S 62° 08' 718

Long: W 58° 54' 448

Alt. 80 mts s.n.m.

Se implementó la estación para generar la serie temporal de nivel (Figura 9), operando en el periodo comprendido entre las 12:00 del 18/01/00 hasta las 11:15 del 13/02/00, obteniendo una serie de 7527 valores ($N=7527$), a intervalos de 5 minutos.

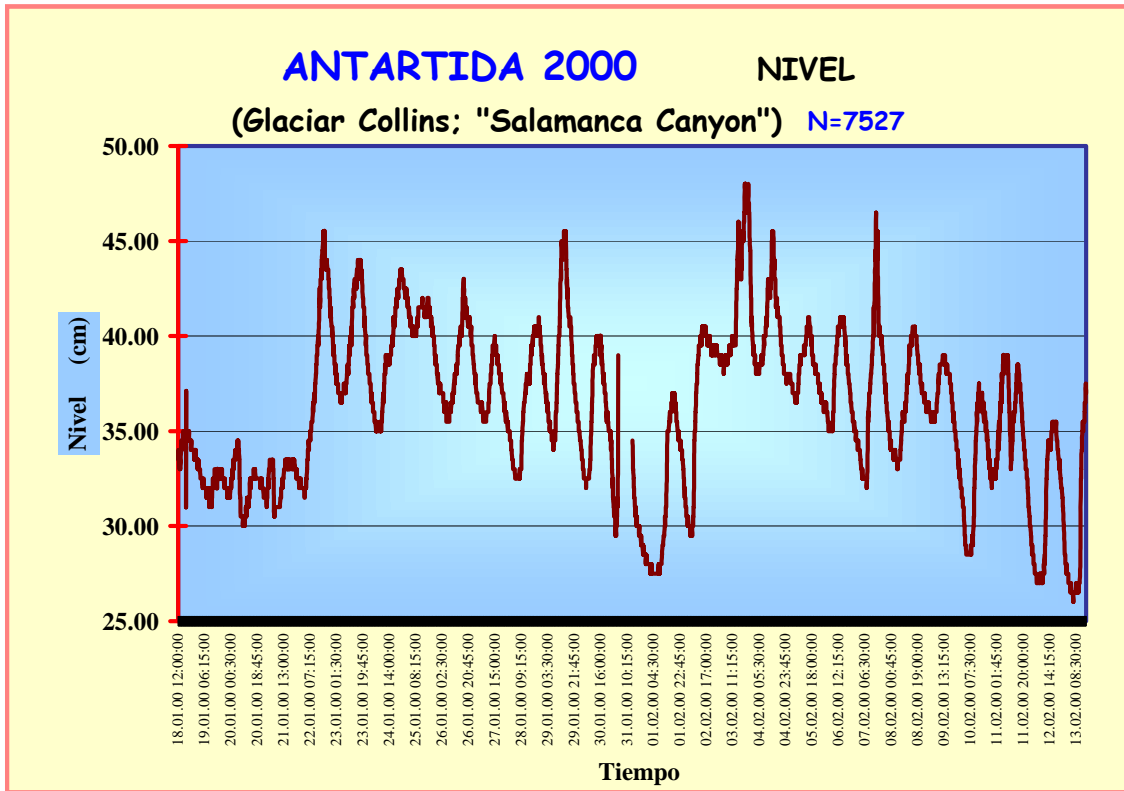


Figura 9: Serie temporal de caudal en ANTARTIDA 2000, "Salamanca Canyon"

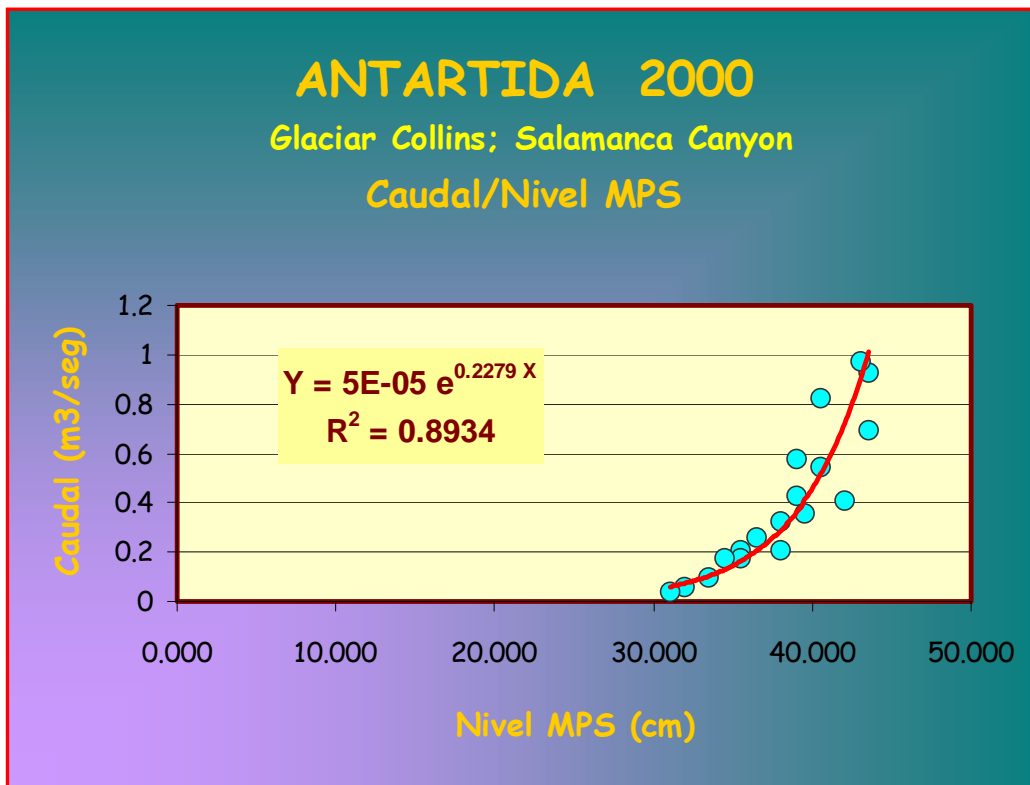


Figura 10: Correlación nivel y caudal en ANTARTIDA 2000, "Salamanca Canyon"

Se realizaron 18 aforos puntuales obteniendo la siguiente función exponencial (Figura 10):

$$Y = 0.00005 \cdot e^{0.2279 X}$$

siendo $Y =$ caudal de descarga en m^3/seg , $X =$ nivel del río en cm

que expresa la curva de ajuste nivel-caudal, cuyo coeficiente de correlación fue:

$$R^2 = 0.8934$$

con lo que se elaboró la serie temporal de caudal (Figura 11) para este periodo [16].

El caudal específico para el periodo considerado fue

$$\hat{Q} = 0.295 m^3/seg \cdot Km^2$$

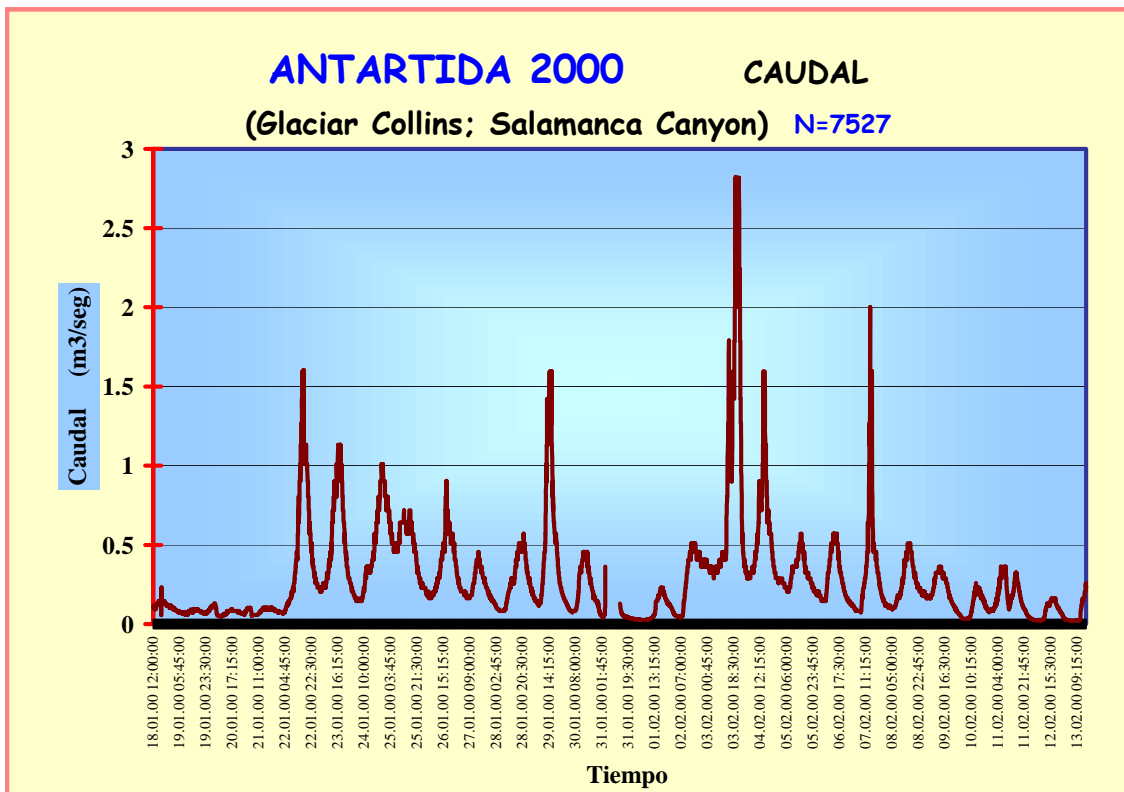


Figura 11: Serie temporal de caudal en ANTARTIDA 2000, "Salamanca Canyon"

➤ Campañas Antártica 1989 y 1990

Montada ya la Base Antártica Española (BAE) Juan Carlos I en la Isla Livingston de las Shetland del Sur, siendo España miembro del Tratado Antártico, se realizaron sendas campañas de aforos con el objetivo de suministrar agua a la BAE. Se seleccionó para ello, la descarga glaciar proveniente del Lóbulo Glaciar Las Palmas. Las coordenadas de la estación de aforos, donde se instaló el limnógrafo son:

Lat: S 62° 40'

Long: W 60° 23'

Alt. 10 mts s.n.m.

Las investigaciones realizadas (aforos, curva de ajuste, ...) está detallada en [17], [18], [19], y el reprocesado posterior de la serie con criterios actuales, mostró los valores de la ablación interna glaciar (internal run-off) en forma de caudal específico [20]:

$$\text{Para la campaña de 1989: } \hat{Q}=0.19 \frac{m^3}{seg \cdot Km^2}$$

$$\text{Para la campaña de 1990: } \hat{Q}=0.21 \frac{m^3}{seg \cdot Km^2}$$

4. CONCLUSIONES

1.- La curva de ajuste caudal-nivel de la estación de control instalada en la BCAA muestra una correlación muy elevada ($R^2 \geq 0.96$), siendo la mayor de todas las estimadas en nuestras campañas antárticas.

2.- El contraste entre las series temporales de temperatura ambiente (entrada) y descarga del glaciar (salida) de la Cuenca Piloto Experimental BCAA implementada, muestra una alta correspondencia en sus picos, tanto máximos como mínimos. La impronta de la temperatura del aire se refleja inmediatamente en la respuesta de la descarga del glaciar de manera directa.

3.- La impronta de la radiación solar (entrada) se refleja también en el aumento de la descarga del glaciar (salida), aunque se precisa operar con series más largas, pues hay cierto desfase.

4.- La comparación entre la presión atmosférica (entrada) y la descarga del glaciar (salida), no muestra correspondencia entre sus series temporales. Hay que medir en periodos de tiempo más largos.

5.- Las series temporales de conductividad del agua y descarga (ambas de salida), no presenta correspondencia en el periodo investigado. Hay que elaborar aquí, series temporales más largas (plurianuales) y tratarlas matemáticamente mediante análisis espectral y correlatorio (software de programas especiales, "stocastos", "ondeletes", etc.). Se sabe que hay correlaciones inversas cuyo algoritmo corresponde a una función potencial [15], pero que se manifiestan cuando no hay reservas de agua y/o acuíferos en su trayecto desde la salida del glaciar hasta la estación de control. La inexistencia de correlación sincrónica en el tiempo indica la existencia de reservas de agua (acuífero glaciar o laguna) que condicionan **tiempos de residencia** que desfasan la correlación.

6.- La evolución de la ablación interna glaciar, expresada como descarga específica muestra que ésta es creciente en el tiempo (*Tabla 2*), y que se ha duplicado en estas latitudes antárticas (62°) durante los últimos 13 años.

7.- Los cuatro datos disponibles en sendas campañas estivales, muestran que la correlación de la ablación interna glaciar en el tiempo (descarga específica - tiempo) (*Figura 12*) presenta una forma exponencial creciente, que a falta de más información en campañas futuras su algoritmo es $Y=1E-41 \cdot e^{0.0466X}$, siendo Y = caudal de descarga, X = tiempo. El coeficiente de correlación: $R^2=0.9501$

Tabla Comparativa de la Ablación Interna Glaciar					
Periodo de verano austral					
Lugar	Periodo	Glaciar	Latitud	Altitud (metros s.n.m.)	Descarga Específica (m3/seg*km2)
Hemisferio Sur					
Antártida	1989 Febrero	Lóbulo Las Palmas	Lat 62° 40' S Long 60° 23' W	140 - 240	0.19
Antártida	1990 Febrero	Lóbulo Las Palmas	Lat 62° 40' S Long 60° 23' W	140 - 240	0.21
Antártida	2000 Enero-Marzo	Collins	Lat 62° 08' S Long 58° 54' W	80 - 270	0.295
Antártida	2002 Ene-Febr.	Collins	Lat 62° 11' S Long 58° 54' W	80 - 270	0.382

Tabla 1: Evolución de la ablación interna glaciar en el tiempo

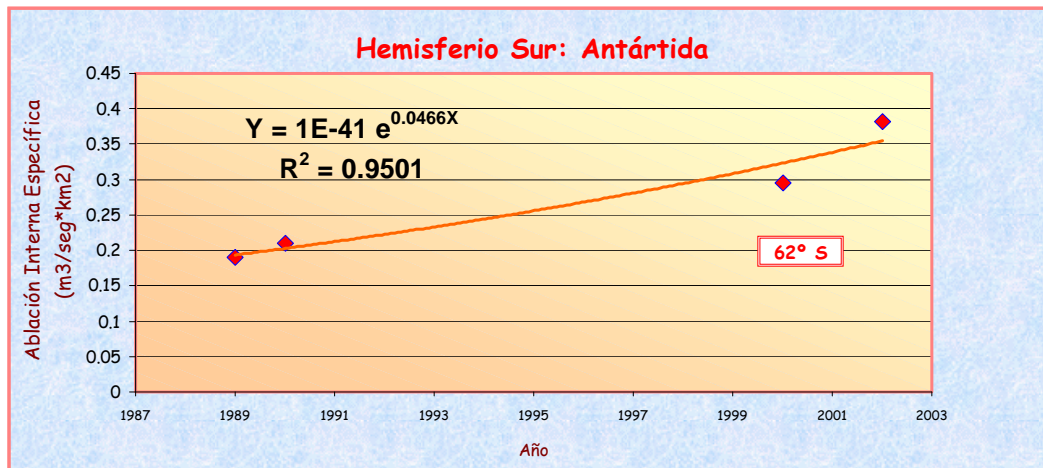


Figura 12: Ablación interna glaciar en el tiempo

8.- Como consecuencia de las anteriores conclusiones, resulta que la **Cuenca Experimental Glaciar BCAA**, es la más adecuada para ser implementada como sensor natural del calentamiento global en estas latitudes. Sin embargo, para que sea realmente eficaz, debe trabajar automáticamente en continuo en periodo plurianual. Todavía no sabemos que ocurre en el invierno austral. Para conocerlo hemos dejado operativa la Estación de monitorizado, durante el presente invierno de 2002, con intervalos de lectura de 1 hora.

5. DISCUSIÓN

La descarga específica medida en la Cuenca Piloto Experimental BCAA durante el periodo investigado en el verano austral de 2002 es de

$$0.382 \frac{m^3}{seg \cdot Km^2} \cdot$$

Asumiendo que dicha cuenca piloto fuese representativa de todo el casquete glaciar Collins (1313 km), que cubre la mayoría de la isla Rey Jorge, se infiere que la descarga de dicho glaciar en verano, será del orden de

$$500 \text{ m}^3/\text{seg}$$

que supondría un volumen de agua procedente de la fusión del hielo glaciar de:

$$44.3 \text{ Hm}^3/\text{día} \text{ (verano).}$$

Este argumento es discutible pues la serie temporal en la que nos basamos es corta y tampoco está claro que los comportamientos de la zona de ablación y de la zona de acumulación sean similares en el proceso que genera la descarga del glaciar.

No obstante el orden de valor de las cifras expresadas, es lo bastante grande como para considerar que la importancia del papel de los glaciares subpolares en el ascenso del nivel del mar, es mayor de la que se les ha dado hasta ahora.

Su estimación pasa por generar series temporales largas, de varios años, que nos permitan conocer también, lo que pasa con la descarga durante sucesivos inviernos. El soporte logístico que representa la proximidad de una Base operativa durante todo el año, como es el caso de la BCAA, en la proximidad de la Cuenca Experimental implementada, no solamente es una garantía para el éxito de la investigación, sino un criterio más que se debe seguir en la elección de una cuenca piloto.

6. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, al Instituto Antártico Uruguayo, en acuerdo de cooperación, entre ambas instituciones, por la ayuda técnica en el mantenimiento de la estación y descarga y remisión de datos por Albert Lluberas. Además, por logística suministrada en el cruce del Drake en varias de las campañas antárticas, a las dotaciones de la Base Científica Antártica Artigas BCAA del año 2000 (Waldemar Fontes) y del 2002 (Hector de Rebolledo), por facilitarnos la estancia, manutención y soporte informático. A la Dirección Nacional de Meteorología de Uruguay por los datos meteorológicos facilitados en la campaña del 2000.

A la Base Antártica Rusa Bellingshausen en ambas campañas 2000 y 2002 (Oleg Sakharov), por su soporte logístico, la utilización del vehículo "Lunatrack" en el glaciar Collins, el uso temporal de la Estación Biológica Priroda y los datos meteorológicos del año 2002.

A todos ellos, sus responsables y sus equipos, queremos expresar nuestro agradecimiento, pues de otro modo la labor aquí presentada no hubiera podido realizarse.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Remy, F., Ritz, C., (2002), Los casquetes polares, *Investigación y Ciencia*, Febrero 2002, pp 76-85. Barcelona, Spain.
- [2] Eraso, A., Domínguez, C., (2001), El Calentamiento Global visto desde los glaciares subpolares de la Antártida. Consideraciones sobre su repercusión, *Publicación Monográfica del ITGE. RIESGOS NATURALES*, (Editor Ayala), Madrid.
- [3] Mercer, J.H., (1978), West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effectia threat of disaster, *Nature*, **271**, 321-325.
- [4] Oppenheimer, M., (1998), Global warming and the stability of the West Antarctic ice sheet, *Nature*, **393**, 325-332.
- [5] Domínguez, C., Eraso, A., Badino, G., Jonsson, S., (2002), Directional quantifiyng of the anisotropy in the Vatnajökull glacier (Iceland 97 and Iceland 99 expeditions), *NIMBUS*, Italy. (In print)
- [6] Domínguez M.C., Eraso A. (2002); Distribution law of the directional anisotropy in the Kviarjökull ice tongue (Iceland); *NIMBUS*, Italy. (In print)
- [7] Domínguez M.C., Eraso A., Badino G., Jonsson S. (2002); Directional quantifiyng of the anisotropy in the Vatnajökull glacier (Iceland 97 and Iceland 99 expeditions); *NIMBUS*, Italy. (In print)
- [8] Eraso A., Jonsson S., Domínguez M.C. (1997); Investigations on the endorreic drainage of the south east part of Vatnajökull glacier, Iceland; *Proc. of the 12th International Congress of Speleology* (Editor Janine), **1**, 485-488. La Chaux de Fonds, Switzerland
- [9] Badino, G., (1994), Phenomenology and first numerical simulations of the phreatic drainge network inside glaciers, *Annales du 3^{er} Symp. Int. de Cavites Glaciaires et Cryokarst en Régions Polaires et de Haute Montagne* (Editeurs: Griselin, Eraso); *Annales de l'Université de Besançon*. Chamonix, 47-55.
- [10] Pereyma, J., (1991), Climatic conditions of outflow ablative waters from Werenskiold glacier in Spitsbergen, *Actas del 1^{er} Symp. Inter. de Cuevas Glaciares y Karst en Regiones Polares*. (Editor: Eraso) , ITGE. Madrid, 135-146.
- [11] Schröder, J., (1994), Les moulins du glacier Hans de 1988 a 1992, *Annales du 3^{er} Symp. Int. de Cavites Glaciaires et Cryokarst en Régions Polaires et de Haute Montagne* (Editeurs: Griselin, Eraso), *Annales de l'Université de Besançon*. Chamonix, 31-41.
- [12] Röthlisberger, H., (1996), The phisics of englacial and subglacial meltwater drainage. Theory and observations. *Proc. of 4th Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Regions*. (Editor: Slupetzky), *Salzburger Geographische Materialien*. Salzburg, **28**, 13-25.
- [13] Eraso, A., Pulina, M., (2001), Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares. *Mc. Graw-Hill. Madrid*, **1**, 2^a Ed, 279 pp.

- [14] Macheret, Yu., Moskalevsky, M., Simoes, J.C., Ladouch, L. (1996), Structure and regime of the King George Islands ice sheet. South Shetland Islands, Antarctica, as typical glacier in the south polar region, *Proc. of 4^o International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions* (Editor Slupetzky), *Salzburger Geographische Materialien, Salzburg, Austria*. **28**, 73-81.
- [15] Eraso, A., Domínguez, C., (2001), Resultados de Svalbard 2001, *Informe Interno del Proyecto Glackma. Commission Glacier Caves and Karst in Polar Regions, España*.
- [16] Eraso, A., Domínguez, C., Mosakalevsky, M., (2002), First results of the internal run-off estimations in subpolar glaciers, *NIMBUS*, Italy. (In print)
- [17] Eraso, A., (1987), Método de predicción del drenaje subglaciar, sus perspectivas en los glaciares subpolares de la Antártida, *Actas del II Symposium Español de Estudios Antárticos*, 173-183, Madrid.
- [18] Eraso, A., Antigüedad, I., Taylor, M., (1989), Análisis estructural del hielo del glaciar Cazadora, cuantificación direccional de la anisotropía y predicción del drenaje subglaciar. Base Antártica Española Juan Carlos I. Isla Livingston (Shetland del Sur), *Actas del III Symposium Español de estudios Antárticos*, 297 - 302, Gredos.
- [19] Antigüedad, I., Eraso, A., Mangin, A., (1992), Características del drenaje de un lóbulo del glaciar Hurd, Isla Livingston (Shetalnd del Sur), *Actas del III Congreso de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, **3**, 325 - 336, Salamanca.
- [20] Calle, O., Domínguez M.C., Eraso, A. (2002); Correlative and spectral analysis of air temperature and discharge in Kviarjökull glacier (Iceland); *NIMBUS*, Italy.(In print)