

## 4 BALANÇ DE MASSA DE LA GLACERA JOHNSONS

Un cop formada, la supervivència d'una glacera depèn del balanç entre els aportats i les pèrdues de massa, que està fortament condicionat pel clima. El paràmetre que expressa l'estat d'aquest equilibri és el **balanç de massa** (*mass balance*), d'alguna manera, l'estat de salut de la glacera. L'estudi del balanç de massa tracta, doncs, la distribució de la massa a la glacera en l'**espai** i en el **temps** i la seva evolució a llarg termini és indicativa de canvis climàtics.

En aquest capítol ens proposem determinar el balanç de massa de la Glacera Johnsons durant els anys inclosos en aquest estudi, amb un doble objectiu: en primer lloc, veure la seva distribució espacial per relacionar-la amb les característiques dinàmiques i estructurals de la glacera, i per altra banda, avaluar quina és la resposta d'aquesta glacera al canvi climàtic, ja que la seva ubicació geo-climàtica la fa especialment sensible a aquest fenomen (veure punt 1.1.1).

### 4.1 El balanç de massa

Les primeres observacions dels fenòmens d'acumulació i d'ablació corresponen a Forbes, el 1859, quan va interpretar que a les parts altes, on hi ha *firm* o *nevé*, les glaceres es "formen" mentre que a les parts baixes, on hi ha gel, les glaceres es "gasten" (Clarke, 1987). El desenvolupament de les tècniques per determinar el balanç de massa a les glaceres ha ajudat enormement a entendre el funcionament de les glaceres i actualment, representa una pràctica professional als països on les glaceres són considerades reservoris d'aigua.

L'estat actual del balanç de massa de les masses de gel presents a la terra està poc conegut (Van der Veen, 1991). Les poques dades disponibles permeten afirmar, segons alguns estudis globals, que les masses petites de gel són més sensibles al canvi climàtic que els grans inlandsis, que es mantenen en equilibri o balanços lleugerament positius (Van der Veen, 1991; Oerlemans i Fortuin, 1992; Cogley i Adams, 1998), de manera que la contribució actual de la fusió de masses de gel a l'augment del nivell del mar no sobrepassa els 0,32 mm a<sup>-1</sup> (Cogley i Adams, 1998).

#### 4.1.1 El balanç de massa i els processos d'acumulació i d'ablació

La variació de massa a les glaceres es produeix mitjançant processos d'entrada i sortida d'aigua en estat líquid o sòlid. Els processos mitjançant els quals s'afegeix matèria són els **processos d'acumulació** i els processos pels quals se'n perd són els **processos d'ablació**.

Els processos d'acumulació més habituals són:

La **precipitació en forma de neu, pluja o pedra**, com principal procés d'acumulació per la majoria de glaceres.

La **formació de gebre**, per congelació de la humitat ambiental.

La **caiguda d'allaus** als marges, procedents dels vessants de les muntanyes circumdants.

Els **processos de redistribució de la massa**, que actuen alterant l'estructura primària del mantell nival (veure punt 2.1.4.1), són:

El **transport de la neu pel vent**, que genera sobreacumulacions i erosions puntuals de massa.

El **metamorfisme de fusió** que transforma el mantell nival, característic de les glaceres temperades. Comporta la formació de capes de regel dins del mantell nival o la circulació d'aigua per les capes de *firn* inferiors.

Els processos d'ablació són:

La **fusió en superfície**, condicionada per la radiació i la temperatura ambiental, la **fusió interna** i la **fusió basal** deguda a la fricció del gel i la calor geotèrmica. En ambdós casos, cal que l'aigua fosa circuli fins separar-se de la glacera, ja que si regela i resta incorporada al sistema, no es considera ablació.

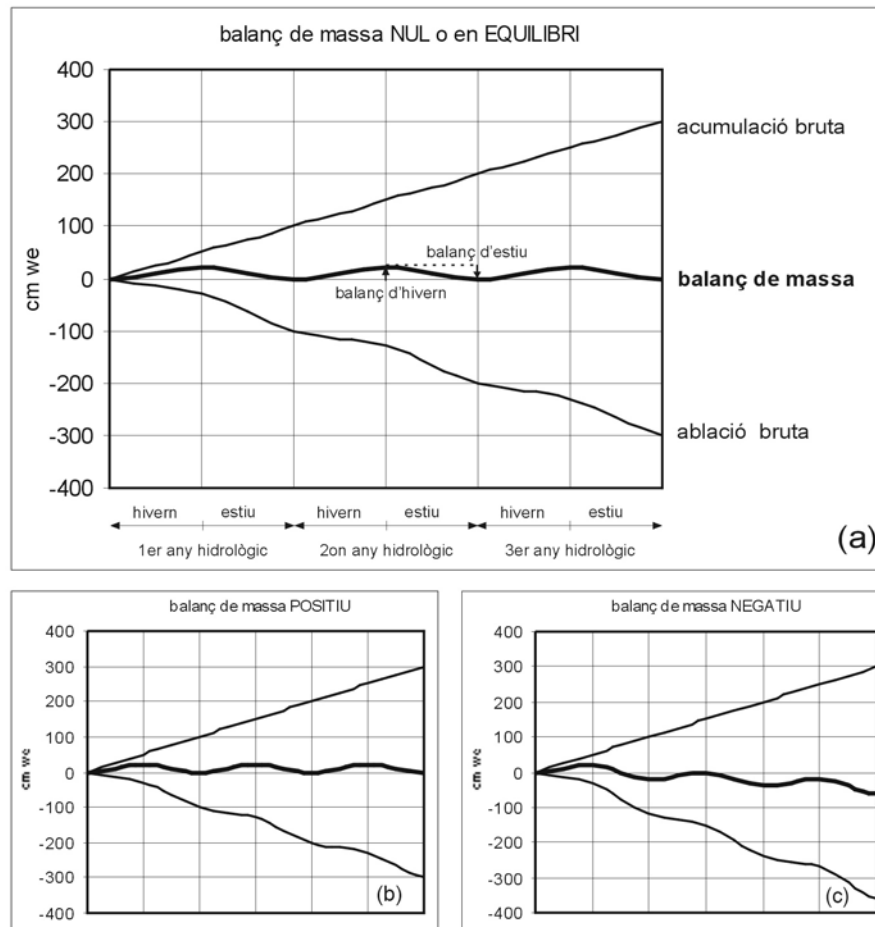
El **despreniment d'icebergs i les caigudes de blocs de gel de menors dimensions** (*calving*) al front de glaceres que acaben al mar o llacs. És un procés molt ràpid i el més important a l'Antàrtida (Benn i Evans, 1998).

La **sublimació**, a climes freds i secs, amb molta radiació solar.

#### 4.1.1.1 Acumulació i ablació en el temps

Els processos d'acumulació i ablació que intervenen en el balanç de massa varien al llarg de l'any constituint cicles de periodicitat anual (més o menys intensos segons la distribució latitudinal), seguint l'evolució de les condicions atmosfèriques. Conseqüentment, el balanç de massa també segueix cicles anuals que anomenem **anys hidrològics**. Dins d'aquest cicles, diferenciem dos períodes en funció de si predominen els processos d'acumulació o els d'ablació, períodes que anomenarem **hivern** i **estiu hidrològics**, respectivament. El final del cicle hidrològic es produeix juntament amb el canvi d'estiu a hivern hidrològic i, per tant, coincideix amb un mínim de volum de la glacera. Les tres corbes de la Figura 4.1(a,b,c) mostren l'evolució del balanç a tres punts d'una glacera que experimenten, respectivament, un balanç de massa nul o en equilibri, un balanç de massa positiu i un balanç de massa negatiu (veure punt 4.1.2.1) al llarg de tres cicles hidrològics. La corba superior representa l'acumulació bruta acumulada i la inferior l'ablació bruta acumulada (veure punt 4.1.2.1), mentre que la del mig mostra el balanç de massa resultant de l'actuació de l'acumulació i l'ablació al llarg del temps. S'observa com els períodes on predomina l'acumulació (hivern hidrològic) resulten en un balanç positiu mentre que els períodes on predomina l'ablació (estiu hidrològic) tenen un balanç negatiu. Tot i que a la Figura 19bal s'han representat iguals, la duració d'aquests períodes, juntament amb la dels períodes de canvi d'estació hidrològica (que correspondria als termes de tardor i primavera hidrològiques, segons el mateix esquema) és variable latitudinalment i altitudinalment, de manera que els processos d'acumulació i d'ablació poden donar-se simultàniament a diferents punts d'una mateixa glacera, permetent que mentre la part alta de la glacera encara rep acumulació, la part baixa ja estigui

afectada per processos d'ablació. Per altra banda, són cicles definits per fenòmens naturals, i que per tant poden variar d'any en any.



**Figura 4.1** Evolució del balanç de massa al llarg de tres anys hidrològics d'igual durada (a) a un punt en equilibri, (b) a un punt amb un balanç de massa positiu, i (c) a un punt amb un balanç de massa negatiu. Terminologia dels períodes temporals i els paràmetres de balanç de massa que hi intervenen.

#### 4.1.1.2 Acumulació i ablació en l'espai

Les condicions atmosfèriques varien altitudinalment de manera que els processos d'acumulació predominen a la part alta de la glacera, on la neu es va acumulant any rera any originant un mantell nival que disminueix de gruix a mesura que baixem de cota. Tal com hem vist al punt 2.1.4, l'evolució del mantell nival comporta la formació de gel, el qual, sota l'efecte de la gravetat i l'acumulació de més precipitacions, flueix aigües avall fins la part baixa de la glacera, on aflora en superfície. La variació altitudinal de les condicions atmosfèriques provoca que a la part baixa hi predominin els processos d'ablació, el més important dels quals és la fusió en superfície lligada a l'augment de temperatura en disminuir l'altitud. Segons aquest funcionament, s'estableix un **gradient altitudinal del balanç** segons el qual definim la **zona d'acumulació** com l'àrea on es produeix més acumulació que ablació, i la **zona d'ablació** com l'àrea on es produeix més ablació que acumulació. La línia que separa aquestes dues zones, constituïda per tots els punts on l'acumulació és igual a l'ablació, és la **línia d'equilibri** (ELA de *equilibrium line altitude*).

#### 4.1.2 Mètode de càlcul del balanç de massa

##### 4.1.2.1 Terminologia

El balanç de massa s'obté **quantificant** la variació de massa deguda als fenòmens d'acumulació i ablació durant un cert període de temps i en un espai considerat.

Els paràmetres que utilitzem alhora de quantificar són:

L'**acumulació bruta** (amb **cm we** (veure punt 4.1.4.2) **positius**) és la massa de matèria afegida durant un cert període de temps en un espai considerat (corba superior a la Figura 4.1 (a, b, c)).

L'**ablació bruta** (amb **cm we negatius**) és la massa de matèria perduda durant un cert període de temps en un espai considerat (corba inferior a la Figura 4.1 (a, b, c)).

De la **suma** d'aquestes quantitats, se n'obté el **balanç de massa** corresponent al període de temps i espai considerats, el qual, al final de l'any hidrològic, pot resultar ser:

**Balanç de massa positiu** (corba del mig a la Figura 4.1 (b) quan es produeix una **acumulació neta** (amb **cm we positius**) perquè l'acumulació bruta ha estat major que l'ablació bruta.

**Balanç de massa negatiu** (corba del mig a la Figura 4.1 (c) quan es produeix una **ablació neta** (amb **cm we negatius**) perquè l'ablació bruta ha estat major que l'acumulació bruta.

**Balanç de massa nul o en equilibri** (corba del mig a la Figura 4.1 (a) considerats quan l'acumulació bruta ha estat igual que l'ablació bruta.

Aquests conceptes aplicats al conjunt de tots els punts de la superfície al llarg d'un cicle hidrològic complet, caracteritzen els tres possibles **estats l'equilibri** d'una glacera (en aquest context la Figura 4.1 segueix sent vàlida fent un canvi de visió i considerant les tres corbes, de superior a inferior, com la representació del balanç de massa a la zona d'acumulació, a tota la glacera i a la zona d'ablació, respectivament):

**Desequilibri positiu** (Figura 4.1 (b)) quan el balanç de massa per tota la glacera és positiu. En aquestes condicions, el volum total de la glacera augmenta degut a que s'acumula més massa a la zona d'acumulació que la que es perd per ablació a la zona d'ablació.

**Desequilibri negatiu** (Figura 4.1 (c)) quan el balanç de massa per tota la glacera és negatiu. En aquestes condicions, el volum total de la glacera disminueix degut a que es perd més massa a la zona d'ablació que la que s'acumula a la zona d'acumulació.

**Equilibri** (Figura 4.1 (a)) quan el balanç de massa per tota la glacera és nul. En aquestes condicions, el volum de la glacera es manté constant degut a que s'acumula la mateixa quantitat de massa a la zona d'acumulació que la que es perd a la zona d'ablació.

A glaceres on hi ha molta variació estacional, sovint es consideren els termes de (Fig. 4.1 (a)):

**Balanç d'hivern**, és el balanç de massa considerat des de l'inici de l'any hidrològic fins el moment de màxim volum (inici de l'estiu), que sempre serà positiu.

**Balanç d'estiu**, és el balanç de massa considerat des del moment de màxim volum (inici de l'estiu) fins el final de l'any hidrològic, que sempre serà negatiu.

De manera que el balanç de massa considerat per tot l'any hidrològic esdevé la suma d'aquest dos termes.

### **Mesura del balanç de massa i espai considerat**

El càlcul del balanç de massa és vàlid quan s'aplica a sistemes ben delimitats espacialment, en el sentit que se'n coneixen bé tots els processos d'entrada i de sortida de matèria i és possible quantificar-los pel període de temps considerat.

Segons això, el càlcul del **balanç de massa de tota una glacera**, requereix considerar tots els processos mitjançant els quals es produeix intercanvi de matèria, tant en superfície (precipitació, fusió, sublimació...) com al seu interior i base (fusió interna i fusió basal) o als seus marges (caiguda d'allaus, *calving*...). L'avaluació d'alguns d'aquests aspectes és molt complicada i dificulta l'obtenció d'un bon resultat. No obstant, hi ha mètodes aproximats que resolen aquesta qüestió, sobretot aplicats a grans masses de gel amb pocs processos d'intercanvi de massa amb l'exterior.

El càlcul més habitual de balanç de massa és el **balanç de massa en superfície**, que considera els processos que afecten la superfície (precipitació, fusió, sublimació...). Mentre que la majoria dels processos d'acumulació tenen lloc en superfície, molts processos d'ablació (fusió interna, fusió basal, *calving*...) extreuen massa per altres punts de la glacera, i no són detectats pel balanç de massa en superfície. Així doncs, la diferència entre calcular aquest tipus de balanç o calcular el balanç de tota la glacera, dependrà de la importància que tinguin els processos involucrats en cada tipus de càlcul. Per exemple, a una glacera freda de casquet, on els processos que s'hi donen són majoritàriament precipitació i fusió en superfície, un i altre tipus de balanç donaran resultats molt semblants. En canvi, a una glacera temperada amb molts fenòmens de fusió basal i interna i a més amb *calving*, la diferència entre ambdós càlculs serà molt major, ja que l'intercanvi en superfície és sols una part de l'intercanvi que té lloc a tota la glacera.

De balanç de massa en superfície, podem calcular-ne dos tipus en relació a l'àrea considerada:

El **balanç de massa específic** quan el determinem a un punt concret de la superfície de la glacera.

El **balanç de massa total** quan el càlcul comprèn tota la superfície de la glacera.

La transformació entre aquests dos tipus de balanç de massa és habitual en ambdós sentits:

**De balanç específic a balanç total:** es tracta de fer un mapa de balanç amb els resultats de balanç específic i amb l'ajuda d'un mapa topogràfic, determinar balanços mitjans per intervals de cota de 100 m. El balanç total serà la suma d'aquests valors multiplicats per la superfície de l'interval corresponent. Per aplicar aquest procediment, el conjunt de punts on es fan les mesures de balanç específic, ha de ser representatiu de tota la glacera.

**De balanç total a balanç específic:** s'obté un valor de balanç per unitat d'àrea, conceptualment equivalent a un balanç específic, dividint el balanç total per la superfície de tota la glacera. El resultat, que anomenem **balanç de massa mitjà**, és un paràmetre habitual per descriure els canvis experimentats per les glaceres (Paterson, 1994).

#### *Mesura del balanç de massa i temps considerat*

El **període de temps** escollit per determinar el balanç de massa és un factor important alhora d'interpretar els resultats. Podem considerar els següents períodes de temps:

L'**any hidrològic**, corresponent al cicle natural dels processos d'acumulació i ablació (veure punt 4.1.1.1), que comprèn el període d'hivern i el període d'estiu complets.

L'**any de mesures**, limitat per una mateixa data de dos anys consecutius, escollida de manera que la primera mesura coincideixi amb el final del primer cicle hidrològic.

Per tant, el balanç de massa calculat segons anys de mesures, no serà mai igual al que obtindriem amb anys hidrològics. En relació a aquesta diferència i degut a que l'any de mesures moltes vegades és utilitzat alhora de fer càlculs de balanç de massa, és interessant l'observació de Paterson (1994), quan avalua en quins casos aquesta diferència és màxima. Segons aquest autor, hi ha masses de gel que sempre experimenten acumulació (l'ice-sheet antàrtic, gran part de Groenlàndia o moltes glaceres àrtiques), i altres que sempre pateixen ablació a les cotes més baixes (moltes glaceres d'Islàndia i Nova Zelanda). En el sentit contrari, hi ha glaceres on produeixen dos cicles hidrològics al llarg d'un any de calendari (algunes glaceres d'Àfrica). En tots aquests casos, l'any hidrològic té durades molt diferents a l'any de mesures i, per tant, la diferència entre els valors de balanç de massa calculats segons un o altre període serà molt important.

#### **4.1.2.2 Unitats**

Degut a la diferent densitat dels diferents estats de l'aigua al llarg del seu pas per la glacera, les unitats que s'utilitzen per expressar el balanç de massa són de **volum d'aigua per unitat de temps**. En el cas de determinar balanç específic i balanç mitjà, aquestes mateixes unitats són per unitat d'àrea, la qual cosa resulta en **altura de columna d'aigua per unitat de temps**, expressada en cm we. Altres unitats menys habituals consideren la massa d'aigua per unitat de superfície i de temps ( $\text{kg d'aigua m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) (Cogley i Adams, 1998).

### 4.1.2.3 Mètodes

Tal com hem vist, el càlcul del balanç de massa presenta moltes possibles variacions en funció del temps i espai considerats. A continuació, s'expliquen breument els principals mètodes utilitzats per determinar el balanç de massa, descrivint amb més detall el mètode directe per ser el més proper al que apliquem en aquest estudi.

#### *Mètode directe*

El seu objectiu és determinar el balanç de massa específic a punts de la superfície d'una glacera, i per tant, considera els processos de precipitació i fusió que afecten el mantell nival al llarg d'un any hidrològic.

El procediment a seguir és diferent si es tracta de punts a la zona d'acumulació o a la zona d'ablació degut a la diferent evolució temporal del mantell nival. Per aquest motiu, és necessari tenir una idea prèvia d'aquesta distribució a partir d'algunes propietats generals de la glacera (veure punt 2.1.3).

**Balanç específic a la zona d'acumulació:** a la zona d'acumulació, el material precipitat durant l'hivern no és totalment eliminat per l'ablació de l'estiu i en queda una part que s'incorpora al sistema glacial després que, a l'hivern següent, més precipitació s'hi acumuli a sobre. La quantificació d'aquesta massa incorporada al sistema, que constitueix el balanç específic pel punt considerat, requereix portar a terme el següent procediment a finals del cicle hidrològic.

Obrir una rasa al punt on es vulgui determinar el balanç de massa, de profunditat fins la capa de finals de l'estiu anterior (veure punt 2.1.4.1).

Establir una estratigrafia amb l'objectiu de determinar capes o conjunts de capes d'igual densitat. Mesurar la longitud i densitat de cada segment.

Obtenir la massa d'aigua corresponent a la columna de mantell nival.

A les glaceres temperades on són freqüents els processos de fusió, percolació i formació de capes de regel (veure punt 2.1.5), aquest mètode pot constituir una font d'error important quan:

Es produeix **percolació per sota de la capa de finals d'estiu**, fenomen que anomenem **acumulació interna**, ja que perdem massa que hauríem de quantificar. La solució d'aquest problema passa per impermeabilitzar la capa de finals d'estiu o avaluar l'intercanvi de massa que es produeix (Lliboutry i Echevin, 1975; Hooke *et al.*, 1987; Cogley i Adams, 1998). Alguns autors estimen que l'error que suposa no considerar l'acumulació interna és del 30% (Hooke *et al.*, 1987).

Per altra banda, la percolació i el seu posterior regel origina un gran nombre de **capes de regel** que dificulten la identificació de la veritable capa de finals d'estiu. Habitualment, aquesta capa és distingible de les altres per les partícules de pols que s'hi han acumulat durant l'estiu. Una opció utilitzada quan, tot i així, no s'identifica, és marcar-la d'alguna manera a finals de l'any hidrològic.

**Balanç a la zona d'ablació:** a la zona d'ablació, el material precipitat durant l'hivern s'elimina completament per l'ablació de l'estiu que afecta, a més, una part del glaç que emergeix cap a la superfície. La quantificació de tot aquest material fos constitueix el balanç específic pel punt considerat i s'obté realitzant el següent procediment al final de dos cicles hidrològics consecutius:

Instal·lar estaques als punts de la superfície de la glacera on es vulgui determinar el balanç, prou profundes perquè la fusió de gel no les faci caure.

Mesurar l'alçada de la superfície del gel en relació a un punt fix de l'estaca (la punta superior o la base) al final de dos anys hidrològics consecutius i determinar la longitud del segment de gel fos al llarg del cicle hidrològic.

Obtenir la massa d'aigua corresponent a la columna de gel.

### ***Mètode fotogramètric o topogràfic***

És un mètode aproximat d'obtenció del balanç de massa per tota la glacera, basat en la variació de forma que experimenten quan no estan en equilibri (veure punt 8.1.1.1). Tracta bàsicament de:

Elaborar dos mapes topogràfics de la glacera a finals de dos cicles hidrològics separats pel temps que es vulgui considerar.

Avaluar la variació de la cota de la superfície i de la seva extensió, i calcular-ne la variació de volum.

Passar-ho a aigua a partir de considerar una densitat mitja.

És un mètode que sovint s'aplica per períodes de temps llargs com indicador de l'estat d'equilibri de la glacera en resposta al canvi climàtic.

### ***Mètode hidrològic***

Determina el balanç pel conjunt de tota la glacera mitjançant la quantificació continuada dels processos d'entrada i sortida de material. El procediment consta de:

Mesurar, de forma contínua i per tota la conca, la precipitació, l'aigua de drenatge, l'evaporació i la sublimació en unitats d'aigua.

Establir la relació precipitació menys drenatge menys evaporació.

El principal problema d'aquest mètode, deixant de banda la dificultat d'obtenir els paràmetres que hi intervenen, són les alliberacions i/o emmagatzemaments d'aigua que a vegades es produeixen però que no corresponen al període de temps integrat pel càlcul.



### ***Mètodes de reconeixement***

Són mètodes qualitius per glaceres temperades basats en les particularitats que la línia d'equilibri presenta a aquests tipus de glaceres. Permeten determinar el balanç total en superfície segons anys hidrològics, per mitjà de l'observació directa o de fotografies.

Un primer mètode fa referència al fet que a glaceres temperades la línia de neu a finals de temporada coincideix amb la línia d'equilibri (veure punt 2.1.3). A més, si el contacte és entre la neu del mateix cicle i el gel de la zona d'ablació (serà un contacte ben definit), es pot dir que el balanç total per la glacera ha estat positiu, ja que la línia d'equilibri està més baixa que el cicle anterior. En canvi, si el contacte és entre aquesta neu nova i el *firm* de la zona d'acumulació (serà un contacte difús), el balanç per tota la glacera serà negatiu, perquè la línia d'equilibri ha pujat més que el cicle anterior.

Alguns estudis a glaceres temperades en equilibri, determinen la relació entre àrea de la zona d'acumulació i àrea de tota la glacera i troben que pren valors propers a 0,7 (Glen, 1963). L'obtenció d'aquesta mateixa relació a altres glaceres pot indicar el seu estat d'equilibri, de manera que una relació superior a 0,7 serà senyal de balanços positius, mentre que si és inferior, seran negatius.

### ***Càlculs climàtics***

Són càlculs del balanç de massa específic en superfície basats en reproduir el balanç energètic de l'interfase aire-neu/gel mitjançant l'adquisició de les dades que hi intervenen i d'aquesta manera quantificar els processos de fusió i acumulació (Bintanja, 1995; Oerlemans i Hoogendoorn, 1989; Paterson, 1994; Schneider, 1999).

## **4.2 Antecedents a l'arxipèlag de les Shetland del Sud i altres illes sub-antàrtiques**

A continuació, presentem les principals conclusions dels estudis sobre el balanç de massa dels casquets de les illes Shetland del Sud i altres illes subantàrtiques, tot ells realitzats durant les darreres dècades:

**Noble (1965)** presenta un estudi sobre el balanç de massa de l'estiu 1957-58 a les glaceres Stenhouse i Flagstaff del vessant sud de l'Illa King George amb l'objectiu de determinar-ne el seu estat d'equilibri. Els mètodes utilitzats són diversos i els resultats aproximats, segons el mateix autor. Les principals conclusions són:

De la realització d'un sondeig a la cota 380, conclou que no és possible identificar-hi capes anuals degut a la presència de gran quantitat d'estructures de fusió. Amb mesures de temperatura verifiquen que el casquet de King George és temperat i que l'ona de fred de l'hivern penetra fins 8-12 m.

A la cota 205 m, a la zona d'acumulació, determinen un balanç de massa de 155 cm we per l'any 1956-57 i de 70 cm we per l'any 1957-58. A la zona d'ablació, en canvi, no obtenen

valors d'ablació significatius, per la qual cosa afirmen que el principal mecanisme d'ablació per les glaceres del vessant sud de King George és el *calving*.

Mitjançant l'estudi de les fluctuacions del front, dedueixen que el volum total del casquet de King George ha disminuït durant els darrers anys, sobretot a aquelles masses de gel no connectades amb el casquet principal.

**Orheim i Govorukha (1982)** resumeixen les mesures de balanç de massa que han realitzat entre els anys 1968 i 1974 a les illes Decepción, Livingston i King George. Les principals conclusions dels seus treballs són la localització a 150 m de la línia d'equilibri mitja durant el període 1971-1974 a King George i a l'àrea de Rotch Dome, al sector est de l'Illa Livingston, on els valors anuals són 140, 170 i 150 m, respectivament. A l'Illa Decepción, la línia d'equilibri es troba entre 270 i 370 m degut a la presència de piroclastes. Estableixen la zona de transició entre el *firn* i el gel a King George entre 12 i 20 m de profunditat.

**Ren (1988)** exposa els resultats dels estudis sobre balanç de massa realitzats a les glaceres de l'oest de l'Illa King George, els quals mostren un important balanç negatiu tot i no considerar la contribució del *calving*. Situen la línia d'equilibri a 150 m per l'estiu 1985-86.

**Bintanja (1995)** calcula el balanç energètic per un punt de la superfície de la glacera Ecology, al vessant sud de l'Illa King George, i el compara amb mesures de balanç de massa realitzades segons el mètode directe. De dues mesures de balanç específic realitzades a les cotes 200 i 100 m, n'obté valors de -7 i -52 cm we per un període d'un mes d'estiu de l'any 1990-91, la qual cosa determina un important gradient altitudinal del balanç de massa que l'autor creu molt comú a totes les illes subantàrtiques.

**Ren et al. (1995)** presenta els resultats d'un estudi molt complet sobre el casquet de l'Illa Nelson, realitzat entre els anys 1985 i 1989. Es tracta d'una illa quasi completament coberta per gel, amb una extensió de 165 Km<sup>2</sup> i una alçada màxima de 325 m. Les principals conclusions d'aquest treball són:

El seu règim tèrmic és temperat i hi són molt freqüents els processos de fusió i percolació (Ren, 1990).

La transformació *firn*-gel es produeix a 25-26 m de profunditat al punt més alt de l'illa (Qin et al., 1994) Troben importants bosses d'aigua a la interfase entre el *firn* i el gel.

Qin et al. (1994) determinen el balanç mitjà pel període 1970-88 a tres punts del casquet de l'Illa Nelson mitjançant la localització i identificació de la capa de cendres de l'erupció del 1970 del volcà de l'Illa Decepción (veure punt 7.1.1). Els resultats obtinguts són 120 cm we a<sup>-1</sup> (28 m de *firn*) pel punt més alt de l'illa a 325, i 70 cm we a<sup>-1</sup> (18 m de *firn*) i 0,6 cm we a<sup>-1</sup> (2 m de *firn*) a punts més baixos. Als sondeigs del sector est on no localitzen el marcador de cendres del 1970, interpreten que l'acumulació hi és superior.

La línia d'equilibri pel període 85-89 és a 110 m, de manera que la zona d'acumulació del casquet de l'Illa Nelson representa més de les quatre cinques parts. Any per any, troben cotes més elevades pel període 1985-86 i valors baixos pel 1988-1989.

La temperatura del mantell nival a 10 m de profunditat és de  $-1,5^{\circ}\text{C}$ ,  $-0,7^{\circ}\text{C}$  i  $-0,1^{\circ}\text{C}$  a les cotes 90, 140 i 160 m, respectivament. D'aquí conclouen que la temperatura està controlada per la percolació d'aigües de fusió i pluja: quan la capa de *firm* és gruixuda, com passa a les cotes més altes, l'aigua percola fins més avall i la temperatura a  $-10$  m és més alta perquè l'aigua l'escalfa en regelar-se. En canvi, quan el mantell nival és més prim, l'aigua s'escola per la interfase aigües avall sense regelar.

Els resultats no publicats d'un sondeig de 50 m realitzat al punt més alt del casquet de King George, a 700 m, el desembre del 1995 aporten les següents informacions (comunicació personal Pourchet, 1997):

La capa corresponent a l'acumulació durant l'hivern presenta un gruix de 116 cm sense indicis de fusió, la qual cosa equival a 46 cm we.

El balanç mitjà pel període 1965-95, determinat a partir de la localització del marcador de  $\text{Cs}^{137}$  (Pourchet, 1977) entre 7,27 i 8,57m, és de  $25,5 \pm 2$  cm we  $\text{a}^{-1}$ .

**Han *et al.* (1999)** identifiquen i daten els nivells de piroclastes localitzats a un sondeig de 80,2 m realitzat al casquet de Collins, a la cota 252 m de l'Illa King George durant les campanyes 1991-93. Suposant l'estat d'equilibri del casquet, utilitzen el model de Dansgaard-Johnsen per datar el gel. Troben 9 horitzons, entre els quals no hi ha el corresponent a l'erupció del volcà de l'Illa Decepción el 1970, tot i que troben dues capes de brutícia a 11 m a 2 dels 9 sondeigs realitzats que els encaixen amb l'edat del 1970 segons el model que apliquen.

La línia d'equilibri la consideren fluctuant entre 140 i 160 m durant els últims anys (Xie *et al.*, 1994) i observen que no va pujar d'una manera exagerada l'any 1989, el més calorós del segle (Han *et al.*, 1995), la qual cosa assegura que el sondeig realitzat a la cota 252 conté totes les capes anuals.

### 4.3 El balanç de massa de la Glacera Johnsons

#### 4.3.1 Els processos d'acumulació i ablació a la Glacera Johnsons

El procés implicat en l'**acumulació** a la Glacera Johnsons és:

La precipitació en forma de **neu** durant l'hivern i de **pluja** durant l'estiu (veure punt 2.1.1).

Els fenòmens que actuen alterant l'estructura primària de la massa acumulada al mantell nival, són:

El **transport de la neu pel vent**, molt actiu degut als forts i constants vents que bufen a l'illa (veure punt 2.1.1) condiona d'una manera notable la distribució de la neu acumulada (veure punt 2.1.5.3).

La **fusió, percolació i circulació o formació de capes de regel** són fenòmens molt habituals a la Glacera Johnsons, pel fet de ser temperada (veure punt 2.1.5).

Els processos que intervenen en l'**ablació** que es produeix a la Glacera Johnsons són:

La **fusió en superfície** és un fenomen molt important a la Glacera Johnsons, el qual està afectat per la presència de cendres volcàniques, que produeixen fenòmens d'ablació diferencial donant lloc a les estructures externes descrites al punt 7.1.4.

Les **caigudes de blocs de gel** (*calving*) és un procés molt actiu al front de la Glacera Johnsons durant els mesos d'estiu. Torcal *et al.*, (1999) proporciona dades de la seva freqüència durant l'estiu sense arribar a quantificar la massa que hi està implicada. Observacions de camp realitzades al llarg de totes les campanyes indiquen que aquest fenomen és més actiu al sector nord-est del front, allà on aquest experimenta una inflexió i penetra, uns 50 m cap a l'interior de la glacera (veure punt 2.2.2)

La **fusió interna** i **fusió basal** són fenòmens que suposem que es produeixen habitualment a la Glacera Johnsons degut al fet de ser temperada.

#### **4.3.1.1 Distribució espacial dels processos d'acumulació i d'ablació**

Segons les característiques del mantell nival de la Glacera Johnsons descrites al punt 2.1.5, ens ha estat possible tenir una primera aproximació de la ubicació de la línia d'equilibri mitjançant l'aplicació del mètode de reconeixement que permet ubicar la línia d'equilibri de les glaceres temperades a partir de localitzar la línia de neu a finals del cicle hidrològic (veure punt 4.1.2.3). Tot i que la data del 24 de febrer de 1998 no correspon amb el final del cicle hidrològic establert (veure punt 3.3.1.2), es va aprofitar per determinar la forma aproximada de la línia d'equilibri amb totes les seves irregularitats, sabent que la seva posició absoluta pel cicle 1997 va ser més elevada. Les irregularitats que presenta són degudes, majoritàriament, als processos de transport de neu pel vent, i afecten les següents zones:

A sotavent del Pic Johnsons, i paral·lelament a aquest al llarg d'una franja de pocs centenars de metres que s'estén aigües avall des de sota la divisòria d'aigües, hi ha una àrea on s'hi produeix una sobreacumulació de neu ventada que provoca una baixada local de la línia de neu paral·lela als marges d'aquest (Furdada *et al.*, 1999).

Al voltant del triangle format per les estaques 11, 15 i 17, hi ha una zona on la topografia és irregular donant lloc a una depressió allargada aigües avall i limitada per pendents als costats sud i est (veure punt 2.2.2). Aquesta configuració origina una anomalia en la distribució de la neu transportada pel vent, que provoca que la línia de neu pugi sobtadament i molt localment, al vessant nord d'aquesta depressió (més propera a l'estaca 11).

A l'alçada del perfil d'estaques Dorotea, la línia de neu experimenta una pujada fins quasi l'estaca 2. Aquesta anomalia està relacionada amb les irregularitats de la topografia descrites en aquesta àrea, que defineixen una petita cubeta que actua de trampa per la neu ventada i un ressalt aigües avall d'aquesta on l'actuació del vent provoca aquesta pujada de la línia de neu.

Per altra banda, i tornant a l'anàlisi de la distribució espacial dels processos d'acumulació i ablació, és destacable la variació de la freqüència del fenomen de *calving* que afecta els sectors nord-est i sud-oest (veure punt 2.2.2) del front de la glacera. Tot i que aquesta observació no ha estat documentada, és clar que el *calving* és molt més actiu al costat nord-est que al sud-oest, no solament per la freqüència de caigudes que hi hem observat durant les campanyes sinó per l'aspecte del penya-segat en aquest sector, molt més blanc i trencat que al sector sud-oest. La trajectòria del front, que experimenta una inflexió i penetra cap a l'interior de la glacera al sector nord-est, també corrobora aquesta idea.

#### 4.3.1.2 Distribució temporal dels processos d'acumulació i ablació: determinació de l'any hidrològic

Segons ens hem referit anteriorment, el balanç de massa segueix cicles anuals corresponents a anys hidrològics, els quals venen definits pels processos d'acumulació i ablació que determinen l'evolució del mantell nival al llarg de l'any. A la Glacera Johnsons, la determinació de l'any hidrològic s'ha obtingut amb l'ajuda d'observacions de l'evolució del gruix del mantell nival. A continuació, s'exposen els criteris que ens han permès definir-lo i els resultats obtinguts per cadascun d'ells.

##### *Sensors de temperatura del mantell nival*

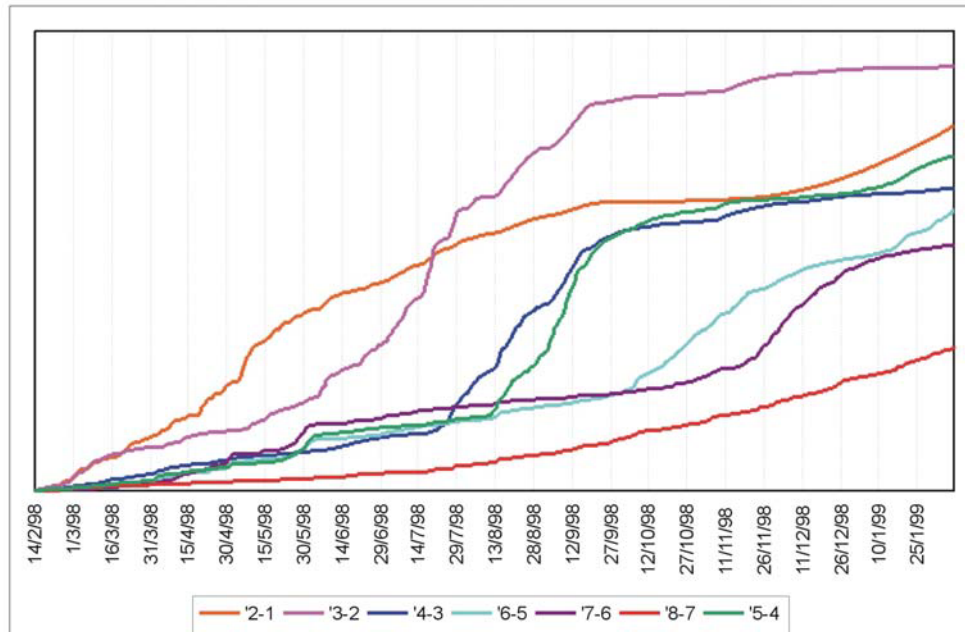
Les dades de **temperatura a diferents profunditats del mantell nival** (veure punt 2.1.5.1) permeten seguir l'evolució de l'alçada de la superfície de la neu al llarg de tot el període amb mesures a partir de considerar les diferències entre senyals de sensors a l'interior i a l'exterior del mantell nival. Aquestes diferències són degudes a l'efecte de protecció que exerceix el mantell nival a la penetració de la temperatura, ja que la velocitat de propagació de les ones tèrmiques pel seu interior és menor que a l'exterior provocant l'atenuació de l'amplitud en profunditat fins la seva anul·lació. Determinar els límits de l'any hidrològic consistirà en localitzar la data en la qual l'alçada de la neu ha estat mínima, ja que el canvi de cicle hidrològic es defineix com el final del període d'ablació i el principi del d'acumulació.

Les dades de les que disposem corresponen al període comprès entre el 14/2/98 i el 9/2/99, i per tant, contenen informació del cicle hidrològic 1998.

Els procediments que hem utilitzat alhora de diferenciar senyals de sensors enterrats i desenterrats són els següents:

**Mètode de les diferències d'amplitud:** tenint en compte l'atenuació que experimenta l'amplitud del senyal en ser enterrat dins del mantell nival hem treballat amb les corbes de diferències acumulades (amb valor absolut) entre senyals de registres consecutius en profunditat (Figura 4.2). D'aquesta manera, un augment de pendent de les corbes resultants es tradueix en un canvi d'estat d'un dels dos

sensors, en el sentit de passar a estar enterrat o desenterrat, mentre l'altre resta igual. Contràriament, una disminució de pendent implica el canvi d'estat d'un dels dos sensors de manera que els dos queden enterrats o desenterrats.



**Figura 4.2** Corbes de les diferències acumulades (amb valor absolut) entre senyals de registres de temperatura consecutius en profunditat. Dades corresponents al període del 14/2/98 al 9/2/99.

Amb la localització d'aquests punts, s'observa que moltes vegades aquest canvi de pendent no és acusat sinó que es produeix al llarg d'un període de temps més o menys llarg, la qual cosa no fa possible la localització amb precisió del moment d'enterrament i per tant invalida el mètode. Aquest fet és degut a la combinació de diferents ritmes d'acumulació i ablació de la neu, i a la variació progressiva de temperatura des d'alguns metres per sobre de la superfície de la glacera fins l'interior del mantell nival.

Tot i aquestes dificultats, ens hem ajudat d'aquest mètode quan el canvi de pendent ens ha permès localitzar la data d'enterrament/desenterrament amb una precisió menor de 10 dies (veure Figura 4.3, mètode diferències d'amplitud).

**Mètode de l'anul·lació de la freqüència característica d'una ona tèrmica a una profunditat determinada.** L'atenuació de l'amplitud d'un senyal en penetrar dins del mantell nival comporta la seva anul·lació a una profunditat determinada, de manera que si localitzem el moment temporal en el qual desapareix la seva freqüència característica i en coneixem la seva profunditat d'anul·lació (màxima profunditat de penetració), obtenim la profunditat en la que es troba el sensor en aquest moment.

FET OBSERVAT	DATA	ALтура de la SUPERFÍCIE (cm)	PROCEDIMENT: OBSERVACIÓ
Instal·lació	14/2/98	0	Espaiat entre sensors de 30 cm. Sensor 1 enterrat <sup>(1)</sup> . Sensor 2 a 5 cm per sobre de la superfície de la neu. Sensors 2-8 desenterrats.
Desenterrament del sensor 1	No es produeix	>(-30)	La fusió que té lloc des de la instal·lació no arriba al sensor 1 ja que en cap moment s'hi observen les amplituds que mostren els registres exteriors.
Mínima alçada de la neu	27/3/98 al 2/4/98 <b>30/3/98</b>	>(-15) <sup>(2)</sup>	<b>Retras de pics:</b> el 27/3/98 s'observa un mateix pic als sensors 1 i 2, amb retras i disminució d'amplitud al sensor 1. El 2/4/98 s'observa un pic alhora i amb igual amplitud. El 17/4/98 un altre amb molt poc retard i igual amplitud. Fins al 20/4/98 no s'observa un pic amb molt retard i molta disminució d'amplitud al sensor 1.
Enterrament sensor 2	<b>2/5/98</b>	+30	<b>Retras de pics:</b> a partir del 2/5/98, s'observa una disminució d'amplitud dels pics de temperatura però sense retard (sensor proper a la superfície).
	<b>1/6/98</b>	>( +30) <sup>(3)</sup>	<b>Retras de pics:</b> el 1/6/98 s'observa el primer pic amb retras considerable.
Enterrament sensor 3	19/7/98 al 25/7/98 <b>22/7/98</b>	+60	<b>Diferències d'amplitud:</b> un augment del pendent de la corba al llarg de 6 dies
	20/7/98 al 23/7/98 <b>22/7/98</b>	+60	<b>Retras de pics:</b> el pic del 20/7/98 es produeix alhora i amb igual amplitud, la recuperació del 23/7/98 ho fa amb retard i menor amplitud.
Enterrament sensor 4	11/8/98 al 13/8/98 <b>12/8/98</b>	+90	<b>Diferències d'amplitud:</b> augment del pendent de la corba al llarg de 2 dies
	10/8/98 al 12/8/98 <b>11/8/98</b>	+90	<b>Retras de pics:</b> el pic del 10/8/98 es produeix alhora i amb poca disminució d'amplitud, el pic del 12/8/98 es produeix amb retard i menor amplitud.
Enterrament sensor 5	3/10/98 al 6/10/98 <b>5/10/98</b>	+120	<b>Diferències d'amplitud:</b> augment del pendent de la corba al llarg de 3 dies
	2/10/98 al 6/10/98 <b>4/10/98</b>	+120	<b>Retras de pics:</b> a partir del 2/10/98 es produeixen pics sense retard però amb disminució d'amplitud al sensor 5. El 6/10/98 apareix el primer pic amb un retard considerable.

	<b>17/10/98</b> al 23/11/98	+150	<b>Diferències d'amplitud:</b> augment progressiu del pendent
Enterrament sensor 6	<b>1/11/98</b> al 20/11/98	+150	<b>Retràs de pics:</b> al llarg de tot aquest període van apareixent pics sense retard però amb menor amplitud (sensor aprop de la superfície).
	<b>20/11/98</b>	>( +150) <sup>(3)</sup>	<b>Retràs de pics:</b> el pic del 20/11/98 apareix amb retard i disminució d'amplitud.
Enterrament del sensor 7	No es produeix	<( +165) <sup>(2)</sup>	El senyal del sensor 7 no experimenta cap variació, mentre que el sensor 6 mostra ininterrompudament una alta freqüència (no està molt enterrat)
Màxima alçada de la neu	<b>25/12/98</b>	+165 <sup>(2)</sup>	Al llarg del període entre l'enterrament i el desenterrament d'aquest sensor, es produeixen varis episodis on el sensor és aprop de la superfície. La màxima atenuació del senyal del sensor 6 es produeix al voltant del dia 25/12/98.
	<b>27/12/98</b>	+165 <sup>(2)</sup>	<b>Retràs de pics:</b> els dies 26/12/98 i 27/12/98, els pics mostren retard i disminució d'amplitud.
Desenterrament sensor 6	<b>10/12/98</b> al 6/1/99	+150	<b>Diferències d'amplitud:</b> disminució progressiva del pendent
	<b>12/1/99</b>	+150	<b>Retràs de pics:</b> el 5/1/99 hi ha un pic al sensor 7 que no queda reflectit al sensor 6, els dies 10, 11 i 12, els pics no experimenten retard però mostren menors amplituds, i el 13/1/99 apareix un pic amb igual amplitud i sense retard a ambdós sensors.
Desenterrament sensor 5	No es produeix	<( +135) <sup>(2)</sup>	El senyal presenta les mateixes oscil·lacions que el sensor 6 amb menor amplitud i sense valors negatius.
Desinstal·lació	9/2/99	? <sup>(4)</sup>	Espariat entre sensors 1-2 al 7-8: 22,49,22,25,32,30 i 30.

(1) Sensors numerats de baix cap amunt.

(2) Tenint en compte Pahaut i Sergent (1991), on es diu que la oscil·lació tèrmica corresponent a la fluctuació diària no penetra més enllà dels 10 cm. Considerem 15 cm per incloure una neu mullada, més conductora que la de referència.

(3) La profunditat a la qual comença a produir-se retard ha de ser, segons (1), entre 0 i -15 cm.

(4) Falta la dada de camp.

**Figura 4.3** Cronologia de l'evolució del mantell nival obtinguda a partir de l'estudi de registres de temperatura instal·lats durant el període 14/2/98 a 9/2/99.



La velocitat de disminució de l'amplitud d'un senyal dins del mantell nival depèn de la freqüència de l'ona tèrmica, de manera que les altes freqüències s'atenuen a menys profunditat que les baixes freqüències. Tenint en compte que el senyal que ens proporciona el sensor és la suma de diverses oscil·lacions tèrmiques de diferents freqüències i que volem determinar un moment temporal el més precís possible, ens interessa treballar amb una ona d'alta freqüència com ho és l'ona tèrmica deguda a les fluctuacions diàries. De la màxima profunditat de penetració d'aquesta ona en coneixem que:

Les variacions de períodes menors d'un dia (ritme dia-nit, núvols o sol al llarg del dia...) no penetren més enllà dels 10 cm (Pahaut i Sergent, 1991) però si que ho fan les de període més llarg (borrasca d'uns quants dies, ritme estacional...). En relació a l'aplicació d'aquest valor a la Glacera Johnsons, cal tenir en compte que el mantell nival està constituït per neu mullada i, per tant, més conductora, i que la màxima profunditat de penetració podria ser major.

Un estudi a una glacera tropical dels Andes determina un valor de 50 cm de profunditat i fa referència a la singularitat d'aquest paràmetre per cada glacera (Wagnon, 1999).

Els mateixos registres dels que disposem assenyalen valors entre 0 i 30 cm de màxima profunditat de penetració.

L'aplicació d'aquest procediment comporta la utilització de transformades de Fourier per generar l'espectre de freqüència que determinarà l'amplitud del pic corresponent a la fluctuació diària. El problema que sorgeix a continuació és que, donada la freqüència de mostreig de temperatura (un valor cada dues hores), la mínima finestra que proporciona espectres de freqüència significatius és més gran que la màxima precisió amb la que volem localitzar la data d'enterrament/desenterrament i per tant el mètode no és aplicable per aquest procediment.

**Mètode del retard que experimenten els pics de temperatura als sensors enterrats respecte els mateixos pics als sensors desenterrats.** El desfase que es produeix entre els pics de temperatura dels sensors exteriors i els interiors és degut a les diferents velocitats de transmissió de l'ona tèrmica fora i dins del mantell nival. De la comparació del moment exacte en els que es produeix un pic de temperatura entre tots els senyals, observem que els sensors exteriors tenen el màxim alhora, amb la temperatura mínima al sensor més proper a la superfície de la neu. A mesura que penetrem dins del mantell nival, en canvi, el màxim es produeix més desplaçat en el temps i amb menys amplitud, i li costa més recuperar-se.

Aquest mètode ha resultat ser molt precís i de gran ajuda alhora de determinar l'alçada del mantell nival al llarg de l'any (veure Figura 4.3, mètode Retard de pics).

De l'aplicació d'aquests procediments als registres de temperatura de diferents profunditats, n'hem obtingut les observacions que resumeix la Figura 4.3 en relació a l'evolució de l'alçada del mantell nival al llarg de tot el període comprès per les dades. La precisió de les dates que definim és majoritàriament d'un o

dos dies, però en alguns casos arriba fins 18 dies, fet que considerem degut al mateix funcionament del fenomen quan, per exemple, la superfície de la neu oscil·la al voltant d'un sensor sense arribar-lo a enterrar/desenterrar durant un període llarg de temps.

Tenint en compte que l'objectiu d'aquest exercici tracta de determinar la data de canvi de cicle hidrològic, la dada que ens interessa és la mínima alçada de la neu registrada, que es produeix entre el 27/3/98 i el 2/4/98.

Malgrat els problemes que comporten aquest tipus de dades (veure punt 2.1.5.1), considerem indicativa la informació que aquests registres ens proporcionen alhora de determinar una data pel canvi d'any hidrològic, ja que el tractament que aquí fem dels valors de temperatura és un exercici de comparació on els possibles errors en les mesures no modifiquen l'estimació que fem.

### ***Gruix del mantell nival***

Per altra banda, les mesures del **gruix del mantell nival** (veure punt 4.3.2.2) recollides a la zona d'ablació per calcular el balanç de massa, ens han permès observar que es produeix una disminució d'alçada de la superfície del gel entre el final de cadascuna de les campanyes i el principi de la següent (quan el gel encara està cobert pel mantell nival de l'hivern). Aquest fet verifica que la fusió perdura més enllà del final de les campanyes i que les últimes mesures de les que disposem per cada campanya no coincideixen amb el final del cicle hidrològic. L'establiment de ritmes de fusió de gel amb les dades disponibles, i l'extrapolació d'aquests més enllà del final de campanya fins obtenir l'alçada de la superfície del gel observada a principis de la campanya següent, permet determinar aproximadament, la data corresponent a la mínima alçada de la superfície del gel (Figura 4.4). Aquest procediment requereix com a mínim dos valors d'alçada de la superfície del gel abans de finalitzar la campanya i un valor a principis de la campanya següent quan encara no s'ha fos tot el mantell nival. Per altra banda, l'extrapolació en el temps del ritme de fusió determinat, implica suposar aquest ritme de fusió constant durant tot el període.

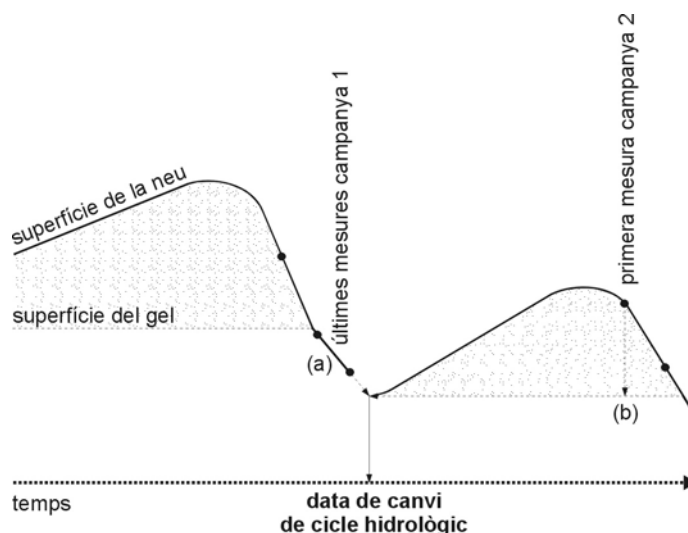
Els resultats obtinguts de l'aplicació d'aquest mètode per diferents estagues i diferents anys no presenten suficient consistència per estimar un únic valor per any, ja que s'obtenen diferències majors entre valors d'un mateix any que entre anys diferents. Les causes que més influència poden tenir en aquest fet són:

El ritme de fusió que no és constant en el temps.

Els intervals entre els valors d'alçada del gel que utilitzo per establir els ritmes de fusió no tenen tots la mateixa longitud.

L'any hidrològic no té la mateixa durada a totes les estagues.

De totes maneres, aquests resultats permeten dir que el final de tots els cicles hidrològics que inclou aquest estudi es produeixen entre els mesos de març i abril.



**Figura 4.4** Esquema del procediment per determinar la data de finals del cicle hidrològic a partir de les observacions de l'alçada del gel al llarg de les campanyes. Els punts al llarg de la superfície de la neu, indiquen el moment en el que s'han realitzat les mesures. El procediment següent és el següent: (a) Dues mesures de l'alçada del gel a finals de la campanya 1 permeten determinar el ritme de fusió del gel al llarg del període estival. (b) Una mesura de l'alçada del mantell nival a principis de la campanya 2 determina l'alçada del gel a finals del cicle hidrològic anterior. L'extrapolació en el temps del ritme de fusió determinat per l'estiu de la campanya 1 fins la intersecció amb l'alçada del gel a la campanya 2 permet determinar la data de finals del cicle hidrològic.

### **Meteorologia**

Els límits de les estacions climàtiques corresponents a l'àrea de les South Shetland Islands, situen el final de l'estiu al març i consideren l'abril el mes de transició cap a l'hivern (veure punt 2.1.1). Segons el nostre coneixement, no s'han efectuat estudis concrets per determinar l'extensió d'anys hidrològics a les South Shetland Islands que ens podrien servir de referència.

### **Resultat**

La conclusió que s'extreu dels resultats dels mètodes anteriors és que no és possible determinar una data per cada any. Optem doncs, per l'única data que hem pogut determinar amb precisió, i considerem el 30 de març com el final de tots els anys hidrològics considerats al nostre estudi. Al punt 4.3.4, avaluem l'error que aquesta aproximació representa sobre els resultats.

La Figura 4.9, on es presenten les dades recollides pel càlcul del balanç de massa i l'extrapolació de l'alçada del gel fins el final del cicle hidrològic establert, permet comprovar l'aproximació que fem en cada cas considerant aquesta data.

### 4.3.2 Determinació del balanç de massa a la Glacera Johnsons

#### 4.3.2.1 Característiques del mètode

El mètode utilitzat per avaluar el balanç de massa a la Glacera Johnsons és proper al **mètode directe** descrit al punt 4.1.2.3. És, per tant, un **càlcul en superfície** que considera el resultat de l'actuació dels processos de precipitació, fusió superficial i transport pel vent, sense tenir en compte el *calving*, ni la fusió interna ni basal. Tot i que, tal com s'exposa a partir d'aquí, no es tracta de l'aplicació exacte del mètode directe, l'anomenarem de la mateixa manera.

#### *Punts de mesura*

S'han obtingut valors de **balanç específic** a les 17 estaques de moviment i les 9 d'ablació de la xarxa descrita al punt 3.2.1.2.

#### *Període temporal*

Les mesures han estat fetes al llarg de les campanyes que comprèn l'estudi, des de la campanya 1994-95 a la campanya 1999-00. Per tant, els cicles pels quals n'obtidrem valors de balanç de massa són els que corresponen als anys hidrològics 1995, 1996, 1997, 1998 i 1999 (de manera que la comparació entre les dades de la campanya 1994-95 i les de la campanya 1995-96, ens informa del balanç de massa corresponent al cicle hidrològic 1995, que comença el 30/3/95 i acaba el 30/3/96, segons hem establert al punt 4.3.1.2).

La Figura 4.5 presenta la terminologia pels períodes temporals utilitzats en funció de les dates a les quals s'han efectuat les mesures. Anomenem **interval de mesura** tots els intervals que defineixen aquestes dates. En molts casos, es disposa de tres observacions per campanya, distribuïdes a principis, mitjans i finals dels tres mesos, de manera que defineixen un període amb dos intervals de mesura corresponents a la durada de la campanya (**període de campanya**) i un interval de mesura llarg, corresponent a la resta de temps fins la campanya següent (**període entre campanyes**).

**Figura 4.5** Terminologia dels períodes temporals utilitzats en funció de la distribució de les mesures realitzades.

En relació als anys hidrològics que hem establert (veure punt 4.3.1.2), s’observa que cap de les dates amb mesures és adequada per fer el càlcul del balanç de massa anual segons anys hidrològics (hauríem de disposar de dos anys seguits amb dades preses al voltant del dia de canvi d’any hidrològic), i tampoc segons anys de mesures (veure punt 4.1.2.1), ja que l’any hidrològic s’allarga aproximadament un més i mig més després de la darrera mesura de la que disposem. En conseqüència, els cicles que hem considerat alhora d’obtenir el balanç de massa anual han estat els compresos entre les darreres observacions de dues campanyes successives, cicles que hem anomenat **any entre campanyes** (aquest mateix resultat, podem obtenir-lo sumant els valors obtinguts per cadascun dels intervals de mesura inclosos dins l’any entre campanyes, la qual cosa ens permet verificar resultats). L’anàlisi estacional dels resultats, l’hem fet considerant els intervals de mesura del període de campanya corresponents a l’estiu hidrològic, i l’interval de mesura del període entre campanyes corresponent a l’hivern hidrològic.

Per altra banda, hem establert una metodologia alternativa que permet el càlcul segons **anys hidrològics**, consistent en modificar el procediment de càlcul en alguns aspectes per obtenir resultats corresponents al final del cicle hidrològic. Aquesta variant del mètode directe l’anomenem **mètode del gruix de neu**, i és aplicable al càlcul del balanç anual específic a la zona d’ablació.

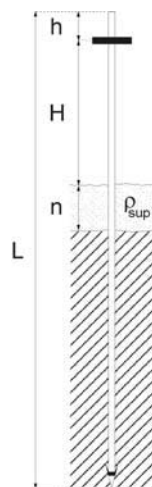
**Unitats**

Tots els càlculs han estat fets amb  $\text{cm we any}^{-1}$ , malgrat que els períodes que considerem per fer els càlculs no tenen una durada d’un any exacte.

**4.3.2.2 Aplicació del mètode**

**Recollida de les dades al camp**

Per quantificar els processos d’acumulació i ablació que afecten la superfície de la glacera hem avaluat els següents paràmetres a cada estaca (Figura 4.6):



**Figura 4.6** Paràmetres de mesura per quantificar els processos d’acumulació i d’ablació a les estagues segons el procediment utilitzat en aquest estudi.

**Distància gran (H, en cm)**, des de la creu de l'estaca fins la superfície de la glacera (sigui neu, *firn* o gel). A les estaques d'ablació, aquest paràmetre l'obtenim mesurant la llargada del segment emergent i sumant-la a la dels segments que ja han estat expulsats, l'ordre dels quals el coneixem a partir del seu color. Aquesta mesura té una resolució de  $\pm 5$  cm degut a la rugositat que presenta la superfície de la neu o el gel.

**Distància petita (h, en cm)**, de la creu de l'estaca fins l'extrem superior, per verificació de que aquesta no s'ha mogut entre mesures (aquest paràmetre no existeix per les estaques d'ablació). Anomenem **Distància petita observada ( $h_{obs}$ , en cm)** a la part de h que sobresurt de la superfície de la glacera quan la creu està enterrada. Aquesta mesura la considerem exacte.

La mesura de densitat del mantell nival a la Glacera Johnsons no ha estat realitzada segons la tècnica utilitzada habitualment (veure punt 4.1.2.3), sinó que s'ha obtingut un sol valor per la **densitat en superfície ( $\rho_{sup}$ , en  $g/cm^3$ )** que ha estat extrapolat per tot el gruix de neu, *firn* o gel fins la base de l'estaca.

El mètode utilitzat per determinar aquesta densitat quan hi ha **neu en superfície** és el següent:

Fer una petita excavació que deixi al descobert un perfil de neu d'uns 15 cm.

Amb un cilindre de volum conegut, agafar una mostra de neu a  $-10$  cm (que és la profunditat màxima de penetració de l'ona tèrmica deguda a les variacions diàries de temperatura segons Pahaut i Sergent (1991)).

Amb un dinamòmetre, pesar la mostra, tarant el pes del cilindre.

Conegut el volum del cilindre i el pes de la neu que conté, determinar-ne la densitat.

En el cas de tenir **gel en superfície**, la mesura de densitat és costosa i innecessària donada la constància de la densitat d'aquest material. Per aquest motiu, hem considerat sempre  $0,9 g/cm^3$ , valor freqüent en la bibliografia. Algunes mesures de densitat del gel realitzades a la Glacera Johnsons a finals de l'estiu de 1997 van proporcionar densitats de  $0,901$ ,  $0,839$  i  $0,893 g/cm^3$  (resultats no publicats).

L'error instrumental associat a aquest procediment de mesura el considerem menyspreable, ja que l'estimem molt menor que el derivat de l'elevada variances de la densitat de la neu, tal com presentem en aquest mateix punt.

Aquesta manera d'obtenir i considerar la densitat suposa les següents simplificacions:

L'obtenció d'una sola mostra a  $-10$  cm per extrapolar-la fins la base de l'estaca enlloc de considerar la densitat d'un testimoni de longitud igual al mantell nival, queda justificada per:

El fet que el mantell nival no segueix cap patró de densificació establert sinó que és molt heterogeni.

La dificultat de determinar la capa de finals d'estiu i, per tant, el gruix del mantell nival degut a l'elevat nombre de capes de regel.

El tractament estadístic que aplicarem a les dades de densitat per tal d'eliminar valors extrems.

No considera l'acumulació interna, de manera que el balanç de massa que n'obtidrem, correspon al **balanç de massa superficial**. En aquest sentit, el procediment que implica la realització de sondeigs per determinar la densitat de tot el mantell nival tampoc considera l'acumulació interna, de manera que no es tracta d'un error afegit sinó del millor que es pot fer.

A la zona d'ablació, **gruix del mantell nival (n en cm)** que hi ha per sobre del contacte neu-gel, que serà sempre de neu caiguda durant l'hivern del cicle hidrològic en curs. Es determina localitzant el contacte entre neu i gel amb l'ajuda d'una sonda, amb una resolució de 5 cm.

A la zona d'acumulació, el concepte anàleg al gruix del mantell nival és la profunditat de la capa de finals d'estiu. Però, tal com indiquem al paràgraf anterior, els fenòmens de fusió, percolació i formació de capes de regel que es produeixen freqüentment a la Glacera Johnsons dificulten la identificació de la que correspon a finals d'estiu, de manera que hem optat per un procediment que no fa necessària aquesta localització.

La **longitud total de l'estaca (L, en cm)** és un altre paràmetre que intervé en el procés de càlcul del balanç de massa. El mesurem alhora de plantar l'estaca i el mantenim fins que canvia, per replantament d'una nova estaca de diferent longitud. El valor de la mesura el considerem exacte.

Finalment, en el cas d'estaques inclinades és necessari mesurar l'**angle d'inclinació ( $\alpha$ )** (veure punt 3.3.2.3).

### ***Tractament de les dades***

Prèviament a procedir amb el càlcul del balanç de massa és necessari considerar els següents aspectes.

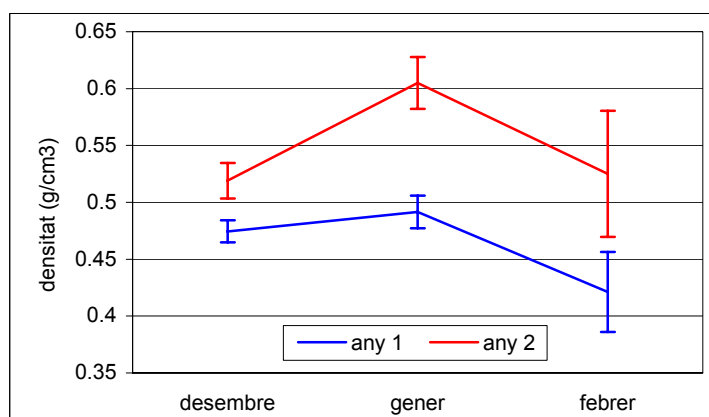
#### **Tractament de la densitat en superfície**

Les dades de densitat superficial de les que disposem corresponen a les campanyes 1996-97 fins 1999-2000. En total són 120 valors mesurats a les estaques d'acumulació 1, 2, 9 i 10 i les d'ablació 3, 4, 5, 6, 11, 14, 15, 16, 17, 18 i 19, quan encara hi ha mantell nival.

Considerant la tècnica de mostreig segons la qual obtenim la densitat d'una mostra a  $-10$  cm de la superfície del mantell nival, hem cregut convenient definir un valor mitjà per evitar, d'aquesta manera, els possibles valors extrems no representatius de tot el mantell nival, corresponents a episodis de regel o nevades recents.

En primer lloc, ens plantegem de quina manera les dades de densitat recollides estan afectades pels gradients habituals de densitat en relació a l'altitud i a l'estacionalitat, ja que aquesta dependència condiciona

la manera d'establir aquests valors mitjans. Per això, hem aplicat un **anàlisi de variança de mesures repetides** amb els valors de densitat mesurats (Sokal i Rohlf, 1995) considerant com variables independents la **cota**, el **mes** en què es va efectuar la mesura, i l'**any** per identificar possibles variacions interanuals. L'anàlisi de variança de mesures repetides permet identificar els factors (en el nostre cas, tenim la hipòtesi que aquests factors poden ser el mes, l'any o la cota) que expliquen el comportament del paràmetre d'interès (la densitat) quan aquest ha estat mesurat repetidament al llarg del temps (mesura de la densitat a cada estaca i pels diferents mesos i anys). Els resultats d'aquest anàlisi estadístic s'han obtingut amb els anys 1996-97 i 1997-98 degut a limitacions del mètode quan no es disposa de dades per tots els mesos d'un any, la qual cosa succeeix l'any 1998-99 on no hi ha valors de densitat pel desembre, i per l'any 1999-2000 on falten valors pel gener. Els resultats indiquen un efecte significatiu de la variable mes ( $F_{2,10}=4,164$ ,  $p=0,048$ ), segons el qual el mes de gener mostra densitats lleugerament més elevades que el desembre i el febrer (Figura 4.7). La relació entre les densitats dels mesos de desembre i febrer no queda ben definida degut a l'elevada variança de les dades del mes de febrer ja que l'estiu està molt avançat i queda poca neu. Aquesta afirmació queda recolzada per la tendència que presenten les dades meteorològiques pel període 87-99 en relació als mesos que comprenen les campanyes, segons la qual, el mes de gener presenta temperatures més elevades (informe intern Bañon, 1999). La variable any mostra diferències també significatives, de manera que les tendències definides al llarg dels 3 mesos varien segons l'any analitzat ( $F_{1,5}=9,097$ ,  $p=0,029$ ) (Figura 4.7). Finalment, la variable cota no mostra cap correlació significativa amb la densitat, fet que ens expliquem considerant que l'augment del soroll que produeix la pujada de les temperatures durant l'estiu emmascara el possible gradient altitudinal.



**Figura 4.7** Distribució de la densitat segons els factors mes i any, que han resultat ser significatius en un anàlisi de variància de mesures repetides efectuat alhora d'explicar la variació de la densitat al llarg de les campanyes 1996-97 i 1997-98).

Tot i la poca mostra considerada, els resultats presenten una dependència de la densitat amb el mes i l'any, la qual cosa és indicativa de que s'hi produeixen variacions, tot i que no puguem establir-ne la seva naturalesa amb certesa. En aquest sentit, considerem adequat utilitzar les mitges mensuals corresponents a cadascun dels anys alhora de definir els valors de densitat per calcular el balanç de massa tot evitant els



valors extrems. La Figura 4.8 mostra els valors de densitat considerats als càlculs juntament amb les seves desviacions estàndard.

	N	Mitja	Desviació estàndard
desembre 1996	12	0,47	0,02
gener 1997	12	0,52	0,02
febrer 1997	7	0,41	0,07
desembre 1997	9	0,49	0,07
gener 1998	15	0,5	0,03
febrer 1998	2	0,52	0,51
desembre 1998	0	-	-
gener 1999	13	0,5	0,05
febrer 1999	10	0,55	0,09
desembre 1999	14	0,51	0,04
gener 2000	0	-	-
febrer 2000	6	0,43	0,06

**Figura 4.8** Valors de densitat considerats als càlculs juntament amb les seves desviacions estàndard i la mostra.

En relació als errors associats a aquests resultats després d’haver considerat menyspreable l’error del procés de mesura són del tipus **accidental**, ja que tot i que en un principi, no tenim una mostra de mesures repetides, perquè cada densitat és diferent en el temps i en la cota, després de l’anàlisi estadístic subdividim aquesta mostra en submostres que si que considerem de mesures repetides, és a dir, que segueixen una distribució normal (serien totes les dades de cada mes de cada any). I és sobre aquestes submostres on tenen sentit els errors accidentals que expressen les desviacions estàndard.

### Tractament del gruix del mantell nival

Quan manquen valors d’aquest paràmetre per una observació concreta, i malgrat que, sovint, l’observació de les dades indica quina és la tendència més probable, hem acotat valors mínims i màxims a partir de les dades adjacents, suposant que mentre hi ha mantell nival la posició del contacte neu-gel no varia. Segons aquest raonament, hem definit els valors de **gruix del mantell nival màxim i mínim (n màxim i n mínim amb cm)**. Tot i que aquest fet augmenta la complexitat del procés del càlcul i comporta l’obtenció d’un doble resultat en forma d’extrems, considerem que és la millor opció per tal d’aprofitar totes les dades bones i sobretot, no trencar la sèrie temporal.

Contràriament, el fet de disposar de valors de n per cadascuna de les observacions al llarg d’una mateixa campanya comporta obtenir diferents valors per la distància entre la base de l’estaca i el contacte neu-gel, tot i que, per n diferents de zero, hauria de ser constant. Aquesta variació, que considerem deguda a la resolució del mètode de mesura i a canvis estructurals dins del mantell nival, principalment per processos de fusió i

regel, suposa diferències de fins 10 cm de gel. Alhora d'incorporar aquest paràmetre al procés de càlcul hem considerat el valor de la darrera observació de  $n$  diferent de zero i hem recalculat, a partir d'aquí, el valor corresponent a totes les observacions anteriors de la mateixa campanya, ja que aquest moment correspon a quan el mantell nival té menor gruix i les possibilitats d'error en la mesura són menors.

### **Tractament de les inclinacions: el perquè de la consideració de la part enterrada de l'estaca**

Quan una estaca de moviment està inclinada, el procediment per obtenir el balanç de massa requereix considerar la part enterrada de l'estaca, ja que, tenint en compte que la inclinació de les estakes és una rotació respecte la base de l'estaca provocada pel fenomen de reptació del mantell nival, la part enterrada manté la longitud de la projecció vertical augmentant la longitud de la part d'estaca enterrada, mentre que la part que sobresurt, disminueix la seva projecció vertical degut a la rotació.

En conseqüència, quan representem geomètricament el balanç de massa i els canvis que es produeixen al llarg de l'any hidrològic per tal d'establir-ne el procediment de càlcul, considerem el punt de referència local a la base de l'estaca, des d'on mesurem les variacions d'alçada de la superfície de la glacera i el contacte neu-gel.

### **Tractament dels replantaments**

Els replantaments d'estakes de moviment suposen, alhora de calcular el balanç de massa, variacions del paràmetre  $H$  i possibles variacions de la  $L$  si l'estaca nova té una longitud diferent que l'antiga. I tots aquests aspectes han de ser corregits i acumulats al llarg de tota la vida de l'estaca per tal de disposar d'una sèrie de dades de balanç de massa el més llarga possible. Generalment, si l'estaca no s'ha perdut (per caiguda o per enterrament, en aquest cas forçosament trenquem la sèrie), tenim el valor de  $H$  abans i després del replantament. Llavors, si el que volem determinar és el balanç segons intervals de mesura, el replantament no suposa cap modificació perquè cadascun dels intervals que contenen la data del replantament, considera el valor de  $H$  i  $L$  previ o posterior al replantament segons li correspon. En canvi, quan determinem el balanç anual segons anys entre campanyes o anys hidrològics i s'han produït replantaments dins del període anual (si és al final es procedeix com en el cas del balanç per intervals), cal corregir l'error que suposen aquests replantaments i tenir-los en compte per totes les observacions posteriors. La correcció la introduïm directament al resultat final, sumant-hi el paràmetre correcció de replantament ( $C_{rep}$  en cm we) que definim com la diferència de massa (neu i gel, si és el cal) entre la base de l'estaca i la superfície de la glacera abans i després del replantament.

### ***Procediment de càlcul***

### **MÈTODE DIRECTE A LA ZONA D'ACUMULACIÓ**

**Dades:** estaca, data d'observació,  $L$ ,  $H$ ,  $h_{obs}$ ,  $\alpha$  i  $\rho_{sup}$ .

### **Procediment de càlcul:**

**Gruix de neu i firn des de la base de l'estaca fins la superfície de la glacera** ( $G$  en cm), inclou les correccions d'inclinació:

$$G = (L - H - h_{obs}) \sin \alpha \quad (4.1)$$

**Massa de neu i firn equivalent a  $G$**  ( $M$  en cm we):

$$M = \rho_{sup} G \quad (4.2)$$

**Temps transcorregut** ( $\Delta t$  en dies) i **variació de la massa** ( $\Delta M$  en cm we) durant els períodes temporals establerts al punt 4.3.2.1 (interval de mesura i anys entre campanyes, amb ordre  $i$ ):

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (4.3)$$

$$\Delta M_i = M_i - M_{i-1} \quad (4.4)$$

**Balanç específic ( $b$ , en cm we/any)** per aquests períodes

$$b_i = 365 \left( \frac{\Delta M_i}{\Delta t_i} \right) \quad (4.5)$$

**Correccions de replantament** sempre que faci falta ( $C_{rep}$  en cm we) (veure punt 4.3.2.2).

## MÈTODE DIRECTE A LA ZONA D'ABLACIÓ

**Dades:** estaca, data d'observació,  $L$ ,  $H$ ,  $h_{obs}$ ,  $n$  (mínim i màxim, veure punt 4.3.2.2) i  $\rho_{sup}$ .

**Procediment de càlcul:**

**Gruix de neu i gel des de la base de l'estaca fins la superfície de la glacera** ( $G$  amb cm):

$$G = L - H - h_{obs} \quad (4.6)$$

**Massa de neu i gel equivalent a  $G$**  ( $M$  en cm we):

$$M = 0,9(G - n) + \rho_{sup} n \quad (4.7)$$

Considerant, quan sigui oportú, el doble valor de  $n$  (mínim i màxim) corresponent a la seva acotació ( $M$  màxim i  $M$  mínim, respectivament).

**Temps transcorregut** ( $\Delta t$  en dies) i **variació de la massa** ( $\Delta M$  en cm we) durant els períodes temporals establerts al punt 4.3.2.1 (interval de mesura i anys entre campanyes, amb ordre  $i$ ):

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (4.8)$$

$$\Delta M_i = M_i - M_{i-1} \quad (4.9)$$

En el cas de tenir un doble valor de M (mínim i màxim), és necessari crear les dades i escollir els valors extrems de  $\Delta M_i$  ( $\Delta M_i$  mínim i  $\Delta M_i$  màxim). Ocasionalment, quan l'ablació sols afecta al mantell nival i no arriba fins al gel, els parells de valors de  $\Delta M_i$  poden substituir-se pel valor real de variació de massa calculat directament segons:

$$\Delta M_i = \rho_{\text{sup}}(G_i - G_{i-1}) \quad (4.10)$$

**Balanç específic (b, en cm we/any)** segons aquests períodes

$$b_i = 365 \left( \frac{\Delta M_i}{\Delta t_i} \right) \quad (4.11)$$

**Correccions de replantament** sempre que faci falta ( $C_{\text{rep}}$  en cm we) (veure punt 4.3.2.2).

## MÈTODE DEL GRUIX DE NEU A LA ZONA D'ABLACIÓ

La novetat que suposa aquest procediment respecte l'anterior, és el fet de considerar un període anual corresponent a l'any hidrològic establert i extrapolar la cota de la superfície del gel al final del cicle amb les mesures de  $n$  (diferents de zero) del cicle hidrològic següent, tenint en compte que a partir d'aquesta data es produeix acumulació i per tant, la superfície del gel no varia.

L'aplicació d'aquest mètode a la zona d'acumulació no és factible si no es disposa de la localització de la capa de finals d'estiu del cicle anterior (que es tractaria igual que la discontinuïtat neu-gel de la zona d'ablació). Però a la Glacera Johnsons aquest capa és molt difícil de localitzar tal com s'explica al punt 2.1.4.1).

**Dades:** estaca, data d'observació,  $L$ ,  $H$ ,  $h_{\text{obs}}$ ,  $\alpha$ ,  $n$  (mínim i màxim, veure punt 4.3.2.2) i  $\rho_{\text{sup}}$ .

**Procediment de càlcul:**

**Gruix de neu i gel des de la base de l'estaca fins la superfície de la glacera (G en cm):**

$$G = L - H - h_{\text{obs}} \quad (4.12)$$

**Massa de neu i gel equivalent a G (M en cm we):**

$$M = 0,9(G - n) + \rho_{\text{sup}} n \quad (4.13)$$

Considerant, quan sigui oportú, el doble valor de  $n$  (mínim i màxim) corresponent a la seva acotació ( $M$  màxim i  $M$  mínim, respectivament).

**Massa de gel des de la base de l'estaca fins el contacte neu-gel** ( $M_{gel}$  en cm we):

$$M_{gel} = 0,9(G - n) \quad (4.14)$$

Considerant, quan sigui oportú, el doble valor de  $n$  (mínim i màxim) corresponent a la seva acotació ( $M_{gel}$  màxim i  $M_{gel}$  mínim, respectivament).

**M amb les correccions de replantament** ( $C_{rep}$  en cm we):

$$M - C_{rep} \quad (4.15)$$

**$M_{gel}$  amb les correccions de replantament** ( $C_{rep}$  en cm we):

$$M_{gel} - C_{rep} \quad (4.16)$$

Aquest valor, que es manté estable al llarg de tota una campanya fins que la fusió supera l'acumulació i comença a fondre's gel ( $n$  val zero), és el que considerem com la posició del gel al final del cicle hidrològic anterior.

**Balanç específic ( $b$ , en cm we/any)** pel cicle hidrològic establert (veure punt 4.3.1.2)

$$b_f = (M_{gel} - C_{rep})_f - (M_{gel} - C_{rep})_{f-1} \quad (4.17)$$

Altre cop, considerant el doble resultat ( $b_f$  mínim i  $b_f$  màxim) degut a l'acotació de  $n$ .

## MÈTODE DIRECTE AMB LES ESTAQUES D'ABLACIÓ

És l'aplicació del mètode directe a les dades de les estagues d'ablació (veure punt 3.2.1.2) a la zona d'ablació. El procediment de càlcul és igual que l'utilitzat amb les estagues de moviment a la zona d'ablació. L'única modificació pel fet de treballar amb estagues d'ablació és que no es necessiten els valors de  $h_{obs}$ ,  $\alpha$  ni  $C_{rep}$ , amb la qual cosa simplifiquem el càlcul.

Els objectius de tractar aquestes dades són:

Comparar els resultats amb els de les estagues de moviment.

Avaluar la qualitat de les dades, que en principi hauria de ser millor degut a que no hi ha ni inclinacions ni replantaments.

Completar sèries quan les estagues de moviment han caigut (per exemple amb l'estaca 7).

### 4.3.2.3 Resultats

#### *Les dades*

Les dades que presenta la Figura 4.9 representen l'evolució del mantell nival al llarg del temps a partir de la distribució temporal del valor de la massa mesurada a cada estaca. Aquest tipus de representació, prèvia a l'obtenció dels resultats, és útil per trobar anomalies i buscar-ne l'origen, així com per comparar les dades obtingudes pels diferents mètodes. L'eix d'ordenades conté la massa entre la base de l'estaca el primer cop que es va posicionar i la superfície de la neu per una banda, i la superfície del gel per una altra. Per tant:

A la zona d'acumulació, com que l'estaca s'enfonsa (perquè s'acumula neu per la superfície de la glacera), la massa augmentarà i la corba pujarà.

A la zona d'ablació, com que l'estaca surt (perquè el gel de la superfície es fon), la massa disminuirà i la corba baixarà.

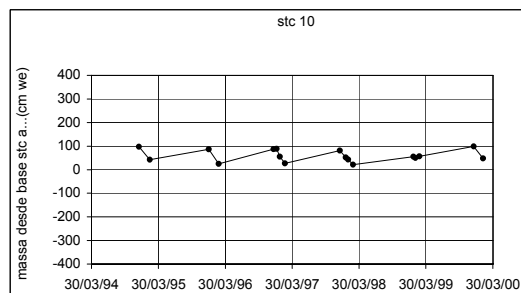
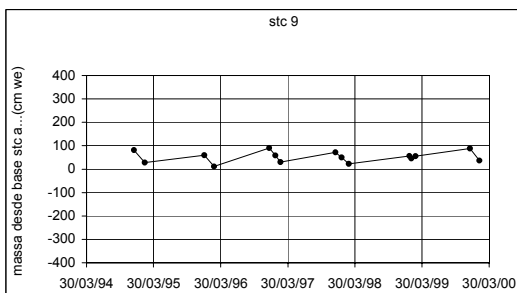
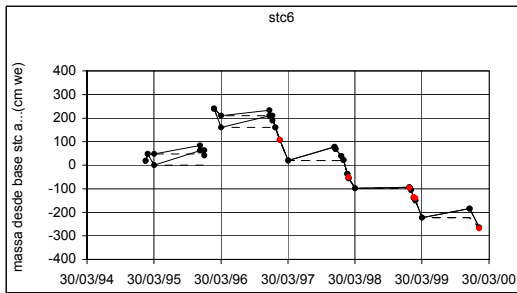
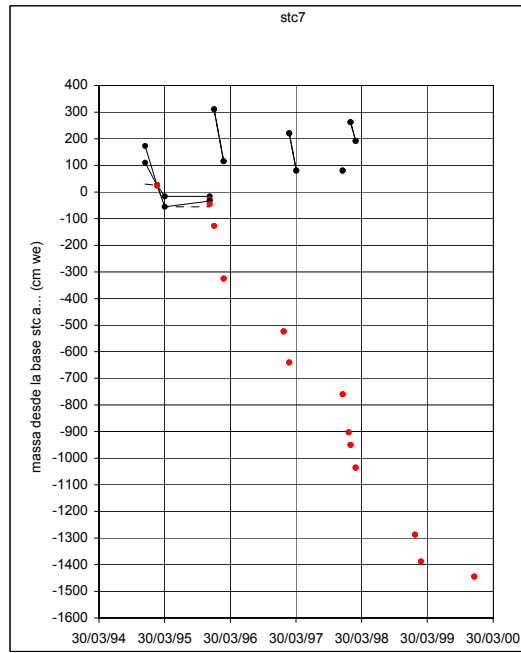
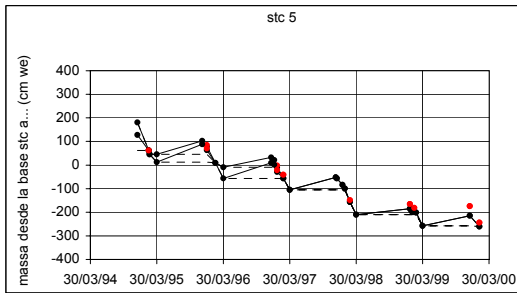
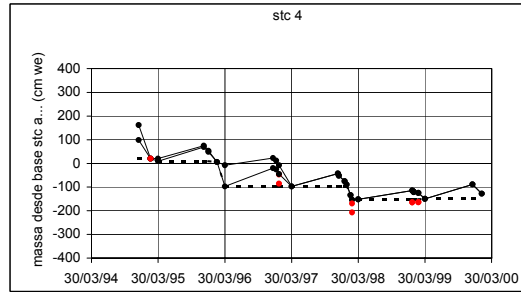
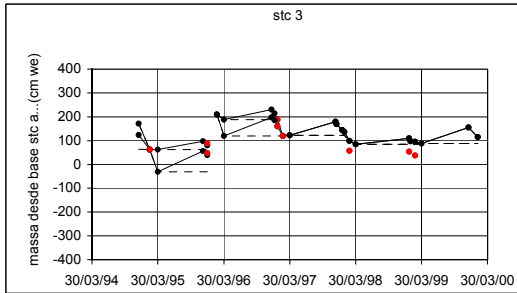
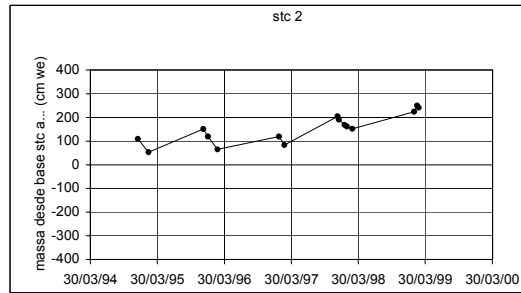
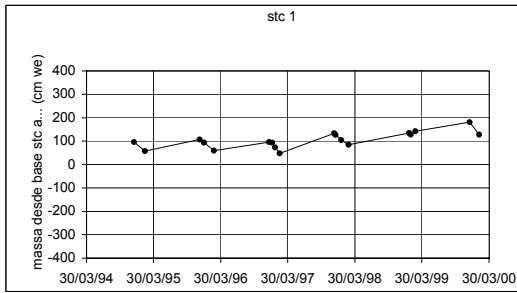
Aprop de la línia d'equilibri, com que l'estaca ni s'enfonsa ni surt, la corba presenta un pendent proper a zero.

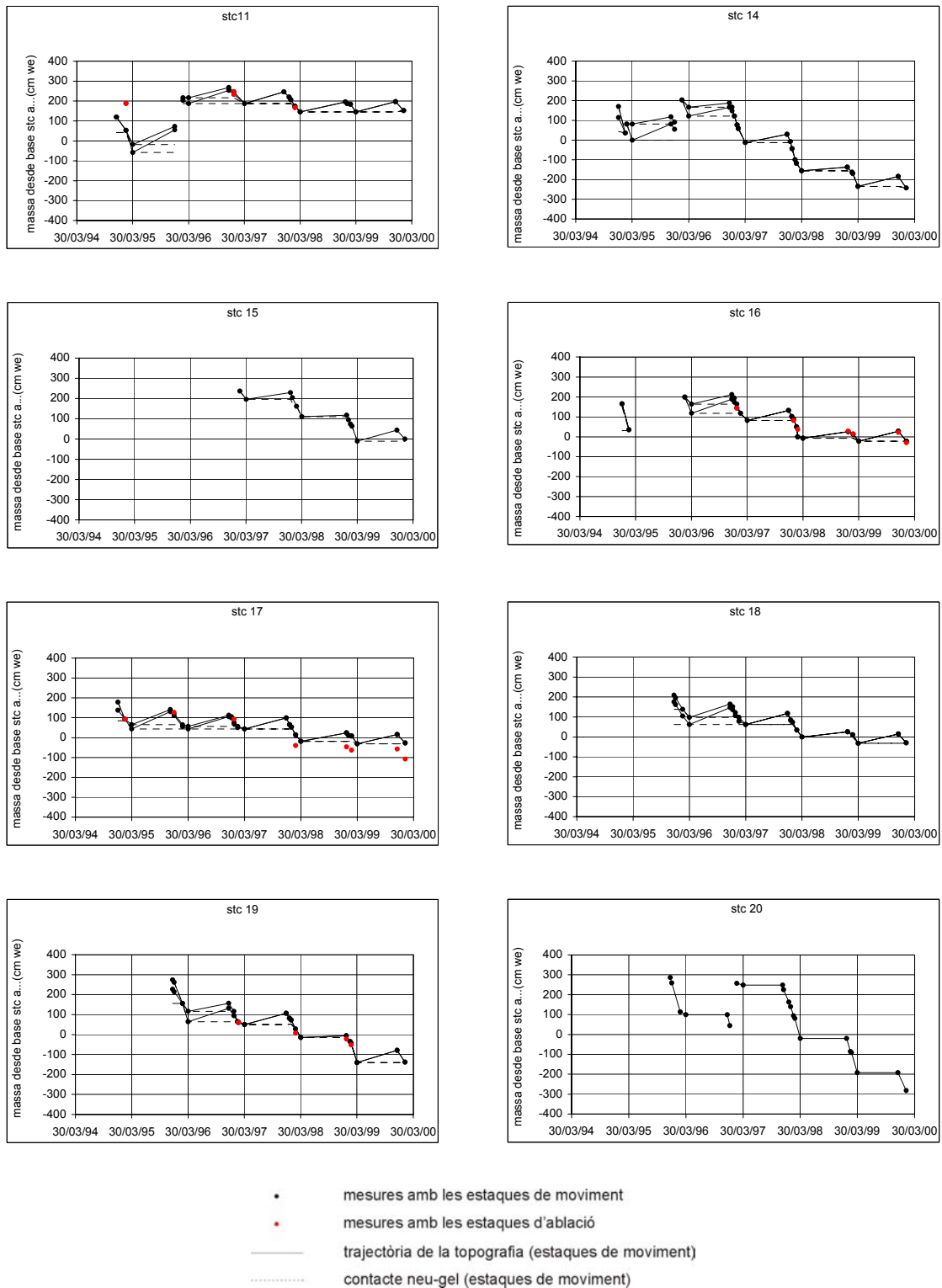
Les gràfiques de la Figura 4.9, mostren que, segons aquest esquema, les estakes 1 i 2 pertanyen a la zona d'acumulació i les estakes 4, 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19 i 20 pertanyen a la zona d'ablació, mentre que les estakes 3, 9, 10 i 11 no presenten cap tendència estable, la qual cosa indica que es troben al voltant d'una línia d'equilibri que oscil·la d'any amb any.

Les mesures que hem efectuat es concentren a l'època de fusió, els límits de la qual no coincideixen forçosament amb la primera i la darrera mesura sinó que la fusió pot haver començat abans de la primera i pot acabar després de la darrera. A la Figura 4.9, el final de tots els cicles hidrològics ha estat considerat el 30 de març segons hem establert al punt 3.3.1.2.

Les dobles línies que representen la superfície del gel i la topografia, corresponen a les masses resultants de les aproximacions fetes per la profunditat del gel quan no es disposa d'aquesta mesura (veure punt 4.3.2.2).

En relació a l'ajust entre dades de les estakes de moviment i de les estakes d'ablació, s'observa que és força bo. Generalment, quan es produeixen discrepàncies són en el sentit de que la massa corresponent a les estakes d'ablació és menor que la mesurada a les estakes de moviment. En els casos on aquest ajust és bo, és possible traslladar els fragments de les corbes corresponents a estakes de moviment desconnectats degut a interrupcions de la sèrie, per obtenir així, sèries més llargues.



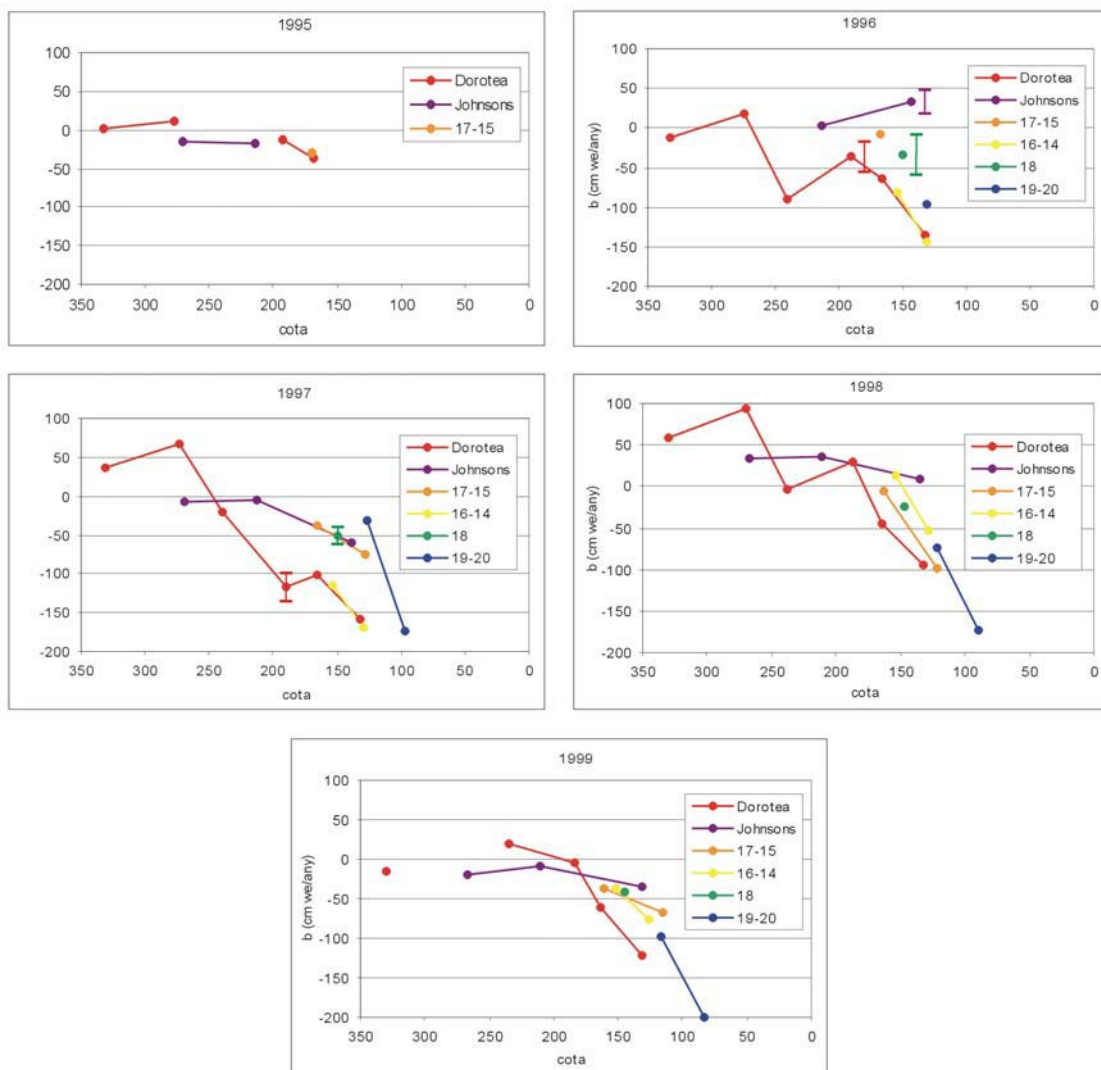


**Figura 4.9** Representació de l'evolució del mantell nival al llar de tot el període considerat en aquest treball. S'hi representen els cm we equivalents a la massa continguda entre la base de l'estaca (en la seva posició inicial) i a) la topografia, i b) el contacte neu-gel. El desdoblament d'aquestes línies correspon al doble valor de gruix del mantell nival considerat als càlculs quan manca la dada de camp. Les interrupcions són degudes a trencaments de la sèrie quan les estaquas estan caigudes o hi ha replantaments no referenciats.



**Variació espacial**

La representació dels resultats obtinguts pel mètode directe per cada any, segons la seva distribució amb la cota (Figura 4.10) mostra una elevada variació temporal i espacial.



**Figura 4.10** Balanç de massa a cada estaca de cada perfil d'estaques i per cadascun dels anys, obtingut segons el mètode directe. Les acotacions representades, corresponen als resultats obtinguts amb els valors màxim i mínim de gruix del mantell nival.

No obstant, de la comparació entre els diferents perfils d'estaques establerts (veure punt 3.2.1.2) se'n deriva que, generalment, el perfil Johnsons presenta un balanç més positiu que el perfil Dorotea (amb l'excepció de l'estaca 9). Longitudinalment, al llarg del perfil Dorotea i Johnsons s'observa que el valor del balanç a les estaques 1 i 9, que considerem la divisòria d'aigües, és menys positiu que els valors a les estaques 2 i 10, situades a sotavent, mentre que segons el gradient establert amb la cota haurien de ser-ho més. En concret, la màxima diferència entre les estaques 1 i 2 és de 35 cm we per l'any 98, i per les estaques 9 i 10, de 10 cm we per l'any 99. La Figura 4.10 no presenta els resultats obtinguts pel mètode del gruix de

neu ni amb les estagues d'ablació, degut a que les limitacions de l'aplicació del primer a les estagues de la zona d'acumulació i el reduït nombre d'estagues d'ablació, representen una mostra de resultats massa petita.

**Balanç de massa (cm we/any). Mètode directe**

	1995	1996	1997	1998	1999
1	2	-13	36	58	-15
2	12	18	67	90 a 99 <sup>(1)</sup>	-
3	-	-90	-21	-3	21
4	-13	-56 a -16 <sup>(2)</sup>	-133 a -99 <sup>(2)</sup>	29	-3
5	-36	-64	-101	-45	-62
6	-	-134	-159	-94	-121
7	-	-	-	-	-
9	-15	-	-7	33	-20
10	-17	3	-5	36	-10
11	-	19 a 48 <sup>(2)</sup>	-66 a -55 <sup>(2)</sup>	10	-34
12	-	-	-	-	-
14	-	-144	-170	-52	-77
15	-	-	-74	-98	-68
16	-	-81	-115	13	-37
17	-34 a -27 <sup>(2)</sup>	-16 a -1 <sup>(2)</sup>	-41 a -34 <sup>(2)</sup>	-6	-37
18	-	-60 a -7 <sup>(2)</sup>	-61 a -42 <sup>(2)</sup>	-24	-42
19	-	-96	-32	-73	-98
20	-	-	-174	-173	-199

**Balanç de massa (cm we/any). Mètode del gruix de neu**

	1995	1996	1997	1998	1999
1	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
2	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
3	-	-66 a 3 <sup>(2)</sup>	-38	3	<sup>(3)</sup>
4	-117 a -17 <sup>(2)</sup>	-89 a 0 <sup>(2)</sup>	-55	3	<sup>(3)</sup>
5	-101 a -22 <sup>(2)</sup>	-95 a -49 <sup>(2)</sup>	-105	-48	<sup>(3)</sup>
6	-	-191 a -140 <sup>(2)</sup>	-118	-124	<sup>(3)</sup>
7	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
9	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
10	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
11	-	-30 a 0 <sup>(2)</sup>	-41	0	<sup>(3)</sup>
12	-	-	-	-	<sup>(3)</sup>
14	-	-134 a -179 <sup>(2)</sup>	-143	-79	<sup>(3)</sup>
15	-	-	-86	-122	<sup>(3)</sup>
16	-	-82 a -36 <sup>(2)</sup>	-89	-15	<sup>(3)</sup>
17	-22 a 13 <sup>(2)</sup>	-13 a 0 <sup>(2)</sup>	-63	-12	<sup>(3)</sup>
18	-	-36 a 0 <sup>(2)</sup>	-62	-32	<sup>(3)</sup>
19	-	-66 a -14 <sup>(2)</sup>	-64	-126	<sup>(3)</sup>
20	-	-	-267	-173	<sup>(3)</sup>

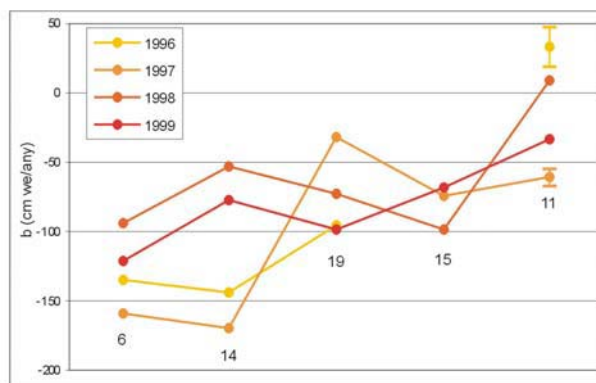
**Balanç de massa (cm we/any). Estaques d'ablació**

	1995	1996	1997	1998	1999
1	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
2	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
3	-	-	-61	-20	-
4	-	-	-	-164	-
5	-	-	-106	-33	-65
6	-	-	-155	-89	-134
7	-345	-315	-391	-354	-
9	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
10	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
11	-	-	-	-	-
12	-	-	-	-	-
14	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
15	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
16	-	-	-	-22	-35
17	-	-	-	-23	-47
18	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)
19	-	-	-52	-60	-
20	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)

- Estaques caigudes, replantaments no referenciats o intervals temporals dolents.
- (1) Mesura doble perquè hi ha dues estaques.
- (2) Resultat acotat corresponent als valors màxim i mínim de n.
- (3) El mètode no permet obtenir resultat per aquesta data.
- (4) No hi ha estaca d'ablació.

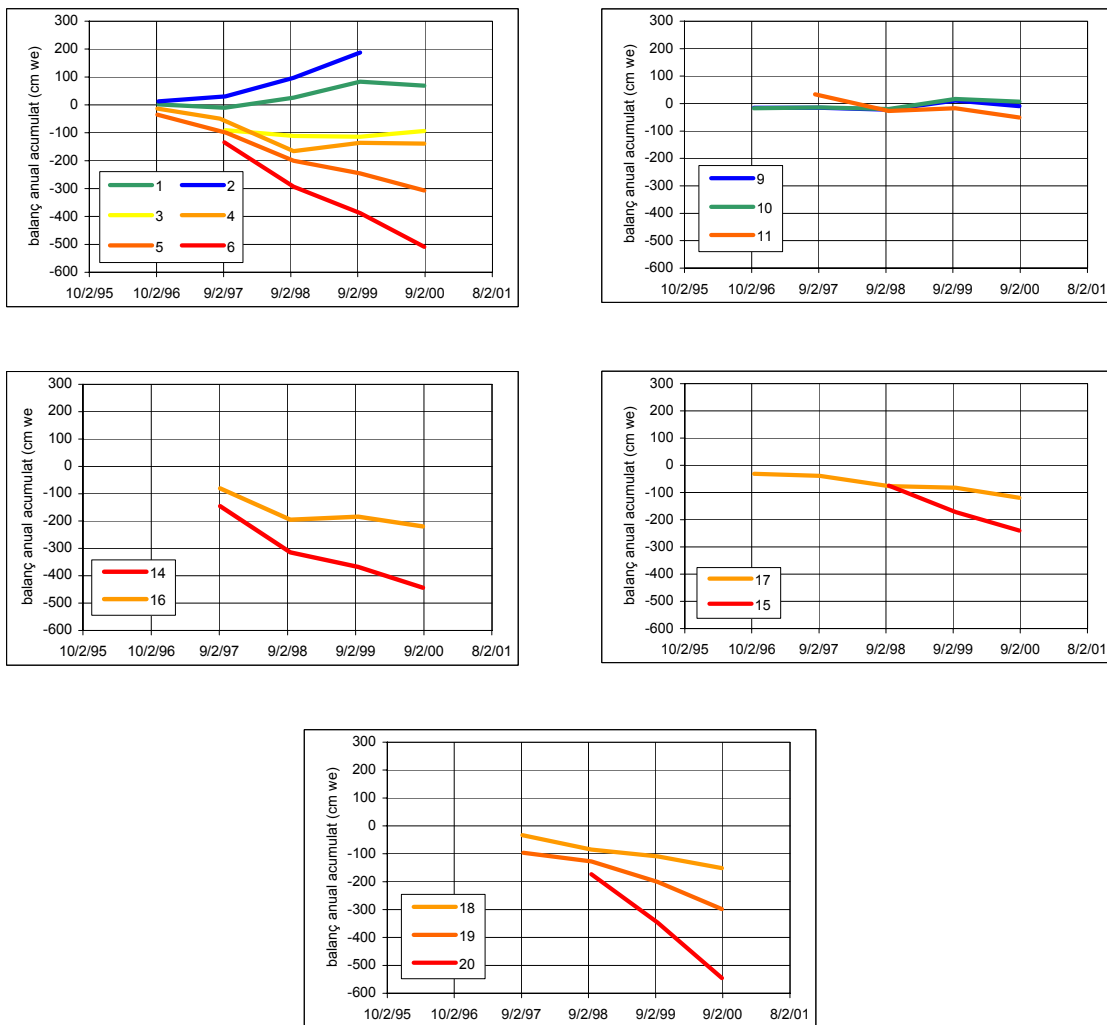
**Figura 4.11** Balanç de massa obtingut per cada estaca i per cada any, segons els diferents mètodes aplicats.

En un perfil transversal a les línies de flux que comprèn les estaques 6, 14, 19, 15 i 11 (Figura 4.12), totes elles situades al voltant de la cota 135, s'observa clarament una tendència del balanç creixent cap al sector nord-est, més o menys progressiva des de l'estaca 6 (amb valors entre -90 i -160 cm we) fins la 11 (entre 40 i -60 cm we) malgrat la dispersió dels valors. Altra vegada, no es possible establir cap tendència temporal clara entre les corbes corresponents a cada any amb mesures. La representació d'aquesta mateixa gràfica amb els resultats del mètode del gruix de neu, també mostra aquesta tendència i no aporta cap informació complementària.



**Figura 4.12** Balanç de massa al llarg d'un perfil transversal que comprèn les estaques 6, 14, 19, 15 i 11, pels diferents anys amb mesures.

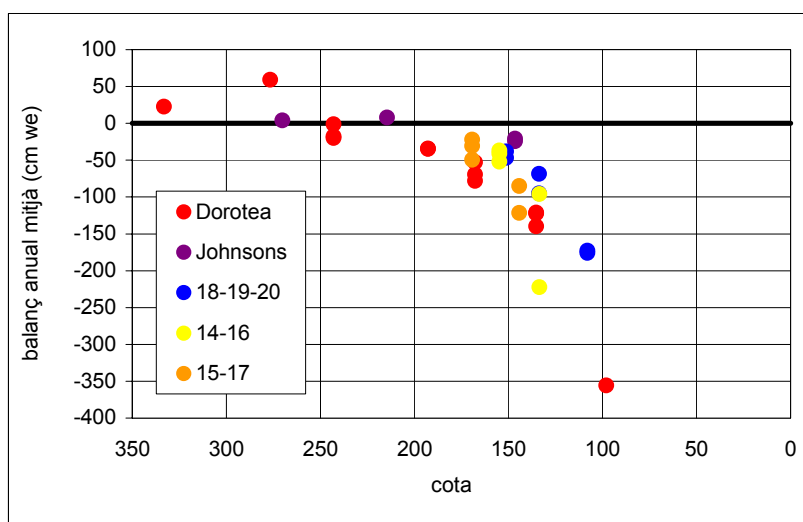
La Figura 4.13 mostra la corba acumulada del balanç de cada estaca calculat pel mètode directe. Tenint en compte que el balanç a la zona d'acumulació és positiu i que el balanç a la zona d'ablació és negatiu, el pendent positiu o negatiu d'aquestes corbes indicarà si l'estaca a la que pertanyen és de la zona d'acumulació o la zona d'ablació. S'observa que, les estaques 1 i 2 clarament presenten corbes creixents i per tant pertanyen a la zona d'acumulació, mentre que les estaques 5, 6, 7, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 19 i 20, clarament presenten corbes decreixents i per tant estan a la zona d'ablació. Les estaques 3, 9 i 10, presenten una corba acumulada amb pendent proper a zero. L'estaca 3, que es manté constant amb aquest pendent, presenta un balanç molt negatiu per l'any 1996 que provoca que la corba es mantingui aprop dels -100 cm we enlloc de fer-ho al voltant de zero. L'estaca 4 experimenta ablació durant els tres primers cicles, però acumulació durant el quart i una lleugera ablació pel darrer.



**Figura 4.13** Corbes del balanç de massa acumulat (mètode directe). Cada gràfica correspon a un perfil d'estaques (estaca 18 representada amb el perfil 19-20). El balanç de massa de l'estaca 7 no ha estat calculat segons aquest mètode per mala qualitat de les dades. Els valors amb acotació del gruix del mantell nivall es representen amb el resultat mitjà.

Les mateixes dades considerades pel mètode del gruix de neu (sols calculades a les estaques que prèviament hem considerat que pertanyien a la zona d'ablació) i per les estaques d'ablació, estan d'acord amb aquestes tendències i no aporten cap informació complementària que ens ajudi a definir la situació de les estaques properes a la línia d'equilibri.

Per tal de comparar el valor del balanç entre totes les estaques, hem establert el balanç anual mitjà per cada estaca considerant el pendent de les seves corbes acumulades. Fent aquesta aproximació suposem que no es produeixen variacions temporals al llarg de tot el període amb mesures, i que si hi són, són poc importants degut a la curta durada de la sèrie de dades. La Figura 4.14 mostra que, segons aquesta aproximació, solament les estaques 1, 2, 9 i 10 pertanyen a la zona d'acumulació, que l'estaca 3 està al voltant de la línia d'equilibri i que la resta d'estaques pertanyen a la zona d'ablació. De la distribució d'aquests resultats segons la cota de cada estaca, s'observa que el balanç anual mitjà es fa negatiu a mesura que disminueix la cota, i que no ho fa linealment sinó que la variació augmenta aigües avall segons una corba logarítmica.

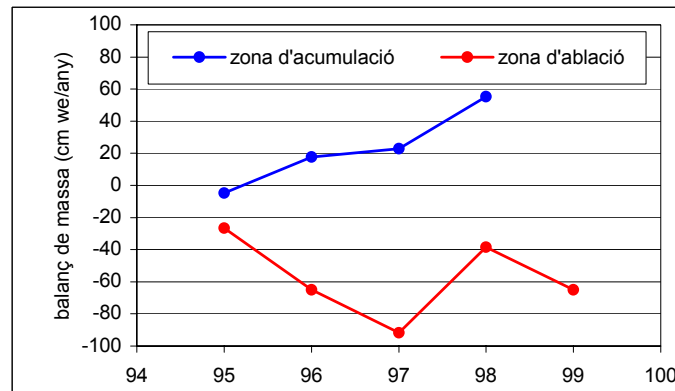


**Figura 4.14** Balanç anual mitjà per cada estaca de cada perfil (estaca 18 representada amb el perfil 19-20), obtingut representant el pendent mitjà de les corbes de balanç acumulat de la Figura 4.13. També s'hi mostren els mateixos valors obtinguts mitjançant el mètode del gruix de neu i amb les estaques d'ablació (no presents a la Figura 4.13).

### *Evolució temporal*

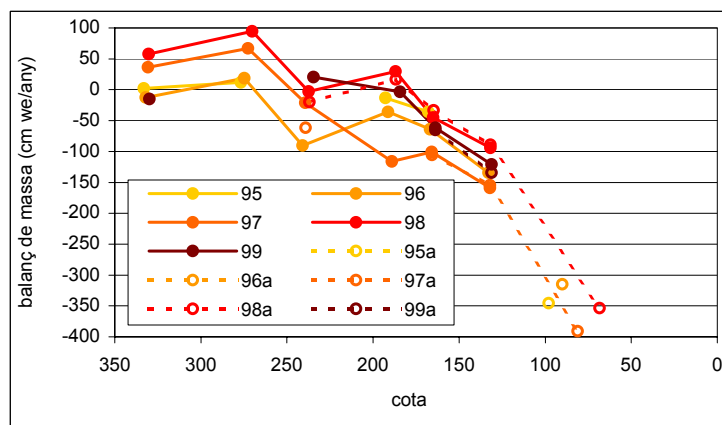
Tot i la dificultat d'establir tendències temporals quan els resultats tenen una elevada variació, les corbes d'evolució temporal del balanç de massa per cada estaca mostren una certa consistència. En general, els resultats tenen valors màxims de  $100 \text{ cm we a}^{-1}$  al voltant de la divisòria d'aigües i mínims de fins  $-400 \text{ cm we a}^{-1}$  a les estaques més baixes. Donada la naturalesa del fenomen que controla el balanç de massa i tenint en compte que el que ara ens interessa és la seva variació temporal, en simplifiquem l'estudi considerant per separat el conjunt de les estaques de la zona d'acumulació i el de les de la zona d'ablació (segons la classificació que hem ja hem establert als paràgrafs anteriors). La Figura 4.15 mostra la mitja dels valors de balanç de massa segons el mètode directe per cada zona i per cada any de mesures. S'observa com,

clarament, el balanç a la zona d'acumulació augmenta entre els anys 95 i 98, (la mitja per l'any 99 no és comparable perquè falta el valor per l'estaca 2, que és la que més acumulació experimental). En canvi, a la zona d'ablació, la tendència és decreixent per tots els anys excepte pel 98, que el balanç va ser molt menys negatiu que el 97.



**Figura 4.15** Balanç de massa mitjà per la zona d'acumulació (estaques 1, 2, 9 i 10) i per la zona d'ablació (estaques 3, 4, 5, 6, 7, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 19 i 20) per cada any amb mesures, segons el mètode directe. La mitja corresponent a la zona d'acumulació per l'any 1999 no es pot calcular perquè falta la dada de l'estaca 2.

L'estudi en detall de l'evolució temporal del balanç de massa al llarg del perfil Dorotea s'ha efectuat representant el balanç de massa per cada any per cadascuna de les estaques (Figura 4.16). En primer lloc, la tendència d'un augment d'acumulació a la zona d'acumulació i d'un augment de l'ablació a la zona d'ablació descrita al paràgraf anterior també és visible a aquesta representació, amb la puntualització que l'estaca 3, que anteriorment hem considerat dins el grup d'estaques de la zona d'ablació, segueix la tendència característica de la zona d'acumulació, és a dir, experimenta més acumulació cada any (amb l'excepció de l'any 99). En segon lloc, hem estudiat l'evolució de la línia d'equilibri, que correspon a la cota on la corba de cada any talla el valor de balanç zero. Segons aquest esquema, s'observa una tendència constant a disminuir de cota, passant de 265 per l'any 96, a 245 l'any 97, 235 l'any 98 (considerem que la cota de 180 respon a l'anomalia positiva que presenta l'estaca 4 i que la línia d'equilibri segons la tendència del perfil correspon a la cota 235) i 185 per l'any 99 (el valor per l'any 95 no es pot obtenir degut a que falta la mesura de l'estaca 3).



**Figura 4.16** Balanç de massa per cada any i per cadascuna de les estacions del perfil Dorotea per localitzar l'evolució de la posició de la línia d'equilibri al llarg dels anys. Representació dels resultats obtinguts pel mètode directe i amb les estacions d'ablació.

### 4.3.3 Altres observacions sobre el balanç de massa de la Glacera Johnsons

Al llarg del període comprès en aquest treball i alguns anys anteriors, s'han anat realitzant diferents estudis per entendre el funcionament de la Glacera Johnsons, alguns dels quals aporten informacions d'interès en relació al seu balanç de massa.

Vilaplana i Pallàs (1993) obtenen una **línia d'equilibri** pel 1992 a la cota 235, a partir d'observacions de l'estat del mantell nival al llarg de la campanya.

Durant la campanya 94-95, es van realitzar 11 **sondeigs** poc profunds amb l'objectiu de detectar les cendres del 1970 i el  $Cs^{137}$ , que presenta un pic d'abundància l'any 1965, per tal d'establir el **balanç anual mitjà pel període 65-93 i la posició de la línia d'equilibri** (Furdada *et al.*, 1999). Els resultats són de 21,7 cm we a<sup>-1</sup> a l'estaca 1, 7,5 cm we a<sup>-1</sup> a l'estaca 3, 0,6 cm we a<sup>-1</sup> a l'estaca 4 i 0 cm we a<sup>-1</sup> a un punt proper a l'estaca 11. A la resta de punts considerats en aquest estudi, situats a les estacions 10 i 11 del perfil Johnsons i aprop de l'estaca 2 al perfil Dorotea, no s'hi van trobar els nivells de cendres, possiblement degut a acumulacions de neu ventada a les estacions 10 i 11 o a la presència d'esquerdes o corrents d'aigua superficials a l'estaca 2, segons els autors. Observen que el balanç de massa està relacionat amb la cota i que els valors pel perfil Johnsons són més positius. Per altra banda, localitzen una cota per la línia d'equilibri mitja al llarg del període 1965-1993 a 200 m al perfil Dorotea i a 150 m al perfil Johnsons.

Al llarg dels anys que ha durat aquest estudi, s'han anat realitzant **perfils de neu** a principi, mitjans i finals de cada campanya per avaluar l'evolució de l'estructura del mantell nival del dom del Dorotea. Tenint en compte que l'inici de les campanyes correspon, aproximadament amb el principi de l'estiu (veure punt 2.1.1), el gruix de neu del mantell nival dels primers perfils de cada campanya és una estimació de la precipitació durant l'hivern, i per tant, del **balanç de massa d'hivern**. Furdada *et al.* (1999) presenta 70 cm we l'hivern de l'any 1993 mentre que el balanç anual estimat és de 22 cm we,

la qual cosa li permet afirmar que el balanç de massa constitueix una tercera part de la precipitació. Pels anys següents es disposa dels perfils de neu del 96 i 97, realitzats el 6 i 11 de desembre, que indiquen 90 i 61 cm we, respectivament. Tenint en compte que el balanç de massa anual per aquests mateixos anys a l'estaca 1 és de -12 i 36 cm we, respectivament, s'observa que el 96 l'ablació afecta tota la precipitació i que el 97 n'afecta més de la meitat.

Tal com hem vist al punt 4.3.1.2, les **temperatures** registrades a diferents profunditats **dins i fora del mantell nival** permeten reproduir l'evolució del seu gruix al llarg del període amb mesures i amb això, el balanç de massa per diferents moments al llarg de l'any. Tot i que el resultat obtingut mitjançant aquest procediment és aproximat, la seva aplicació per l'any 1998 ens permet estimar els següents valors:

Un **balanç d'hivern**, entre el 30/3/98 (que correspon a la mínima alçada de la neu) i el 25/12/98 (quan es produeix el màxim) de quasi 90 cm we (veure Taula 23bal).

Un **balanç de massa anual** pel període comprès entre el 14/2/98 i el 9/2/99 de 60-65 cm we.

Durant la campanya 1999-2000, es van realitzar 3 sondeigs per localitzar les capes de cendres, un dels quals ubicat al dom Dorotea. La capa de cendres del 1970 es va trobar a 5,5 m de profunditat, la qual cosa equival a un balanç mitjà de 18,3 cm we a<sup>-1</sup> (dades no publicades).

#### 4.3.4 Discussió

##### *Distribució del balanç de massa i localització de la línia d'equilibri. Consideració per totes les illes Shetland del Sud.*

Segons els resultats de balanç de massa al llarg de la línia de flux del Dorotea, la línia d'equilibri es situa entre les estakes 2 i 3, i al llarg de la línia de flux del Johnson, entre la 10 i la 11. A partir d'aquí queda ben definit que les estakes 1, 2, 9 i 10 pertanyen a la zona d'acumulació, mentre que la 4, 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19 i 20, són de la zona d'ablació. La classificació, any per any, del comportament de les estakes 3 i 11 és complicada perquè estan aprop de la línia d'equilibri i no sabem si fon o no fon tota la neu a finals de cada cicle hidrològic. Segons les nostres observacions a finals de campanya, el mantell nival a l'estaca 3 es comporta com de la zona d'ablació durant els anys 1995-1997 i com de la zona d'acumulació els anys 1998 i 1999, la qual és coherent amb l'evolució temporal del balanç de massa que és cada any més positiu com la resta de les estakes de la zona d'acumulació. L'estaca 11, presenta molta variació d'un any a l'altre segons les nostres observacions a finals de campanya, i per tant, es comporta alternativament com d'una zona o de l'altra. Pensem doncs que la ubicació d'aquestes estakes és molt propera a la mitja de totes les línia d'equilibri dels anys compresos per aquest estudi, i que la seva classificació està molt influenciada per les característiques meteorològiques de cada any, de manera que seria necessària una sèrie d'observacions més llarga per definir se seva ubicació i la tendència de la línia d'equilibri. No obstant, d'aquesta distribució se'n deriva que la línia d'equilibri disminueix de cota transversalment, passant dels 260-180 m del perfil Dorotea (la variació correspon a l'evolució temporal) als aproximadament 150 m del perfil Johnsons (on la variació



temporal és difícil d'establir degut a la manca d'estaques més baixes). Aquesta observació està d'acord amb l'anomalia que presenta la línia de neu en aquest sector, (veure punt 3.3.1.1) que queda justificada considerant la sobreacumulació de neu ventada a sotavent del Pic Johnsons (Furdada *et al.*, 1999).

El valor de balanç de massa a l'estaca 1, al dom Dorotea, ha estat obtingut per diferents tècniques. L'any 1998, el balanç segons el mètode directe entre el 24/2/98 i el 22/2/99 va ser de 48 cm  $\text{we a}^{-1}$ , mentre que l'obtingut mitjançant els sensors de temperatura entre el 14/2/98 i el 9/2/99 va ser de 60-65 cm  $\text{we a}^{-1}$ . Creiem que darrera d'aquesta discrepància de 15 cm  $\text{we a}^{-1}$  hi ha la resolució de l'estimació de la mesura obtinguda amb els sensors de temperatura, que, degut a la metodologia utilitzada, pot ser força gran. Al mateix lloc, la determinació del balanç mitjà pels darrers 30 anys mitjançant la realització de dos sondeigs i la localització de la capa de cendres del 1970, ha donat lloc als resultats de 21,7 cm  $\text{we a}^{-1}$  i 18,3 cm  $\text{we a}^{-1}$ , valors molt propers als 20 cm  $\text{we a}^{-1}$  obtinguts a l'estaca 1 per alguns anys hidrològics inclosos en aquest estudi.

El resultat de 25,5 cm  $\text{we a}^{-1}$  de balanç mitjà obtingut entre els anys 1965-95 a 700 m a l'Illa King George (comunicació personal Pourchet, 1997), és comparable amb als 20 cm  $\text{we a}^{-1}$  a 330 m de la Glacera Johnsons. El petit increment que representa es pot explicar considerant l'equilibri entre les diferències de cota dels dos punts i el fet que l'Illa King George està situada més al nord que l'Illa Livingston. El mateix raonament no és aplicable però al resultat de Qin *et al.* (1994) i Ren *et al.* (1995), que presenten un balanç mitjà pel període 1970-88 de 120 cm  $\text{we a}^{-1}$  a la cota 325 m de l'Illa Nelson. Considerem que aquest valor és extremadament elevat donada la seva localització geogràfica, latitudinal i altitudinal, que és intermitja entre la de l'Illa Livingston i la de King George. Tenint en compte la metodologia per aquests autors per determinar aquest resultat, proposem que la capa de cendres que localitzen a 28 m de profunditat i que identifiquen com la corresponent a l'erupció del 1970 del volcà de l'Illa Decepció, no és tal capa sinó una anterior en el temps, la qual cosa provoca un augment del balanç mitjà que calculen. Aquesta afirmació la fem a partir de les següents consideracions:

La distribució dels piroclastes de l'erupció del 1970 segons González-Ferran *et al.* (1991) proposa que les cendres del 1970 van arribar fins l'Illa Nelson, dipositant-hi gruixos inferiors a 1mm de cendres. Aquest fet està d'acord amb l'observació de Qin *et al.* (1994) i Ren *et al.* (1995) quan afirmen que ells observen una capa molt dispersa.

Han *et al.* (1999), per altra banda, parla d'un parell de nivells de brutícia a 11 m de profunditat a la cota de 252 m, que els encaixen amb l'edat de 1970 segons el model de datació que apliquen. Aquest fet fa suposar que es tracta de la pols derivada de l'erupció del 1970 i per tant, representa una dada més a favor d'un balanç mitjà menor que el trobat per Qin *et al.* (1994) i Ren *et al.* (1995).

Qin *et al.* (1994) i Ren *et al.* (1995), en la seva interpretació dels testimonis, no consideren la possibilitat de no trobar la capa de cendres, ja que, quan no la troben, diuen que és degut a una major acumulació. Com indica Furdada *et al.* (1999), hi ha processos possibles per explicar el rentat local

d'un nivell de cendres, fet que clarament succeeix a la Glacera Johnsons, on el gruix considerable de la capa de cendres fa inequívoca la seva presència o absència.

***Variació temporal de la línia d'equilibri. Consideració per totes les illes Shetland del Sud.***

La tendència de que l'acumulació a la zona d'acumulació augmenta amb el temps i que l'ablació a la zona d'ablació també augmenta amb el temps va ser observada pel període 95-97 a partir d'aquestes mateixes dades per Ximenis *et al.* (1999), i va ser interpretada com el resultat d'un possible augment de la temperatura a l'estiu i un possible augment de les precipitacions a l'hivern. Durant els anys 1998-1999, la tendència continua però amb algunes alteracions: l'any 1998 presenta un balanç molt més positiu que el que tocaria segons aquest ritme, la qual cosa no suposa cap trencament de la tendència a la zona d'acumulació però si a la zona d'ablació, on la tendència a augmentar l'ablació queda interrompuda per aquest balanç més positiu. L'any 1999, en canvi, presenta un valor anormalment baix per l'acumulació de l'estaca 1, però a la zona d'ablació segueix l'augment de l'ablació. En resum, tot i que la diferent tendència entre la zona d'acumulació i la zona d'ablació no queda anul·lada, els resultats afegits no suposen una continuació exacte d'aquest patró i creiem que seria necessària una sèrie de mesures més llarga per confirmar-lo. La modificació de les condicions climàtiques de la Península Antàrtica és en el sentit de justificar aquesta diferent tendència entre la zona d'acumulació i la zona d'ablació, ja que segueix un augment de la temperatura (Smith i Stammerjohn, 1991; Vaughan, 1993; Vaughan i Doake, 1996) i un augment de les precipitacions (Peel, 1992). La repercussió d'aquest canvi a les illes Shetland del Sud, ha estat descrita per Rodríguez i Llasat (1997) a partir de sèries de temperatura de l'Illa Greenwich, segons les quals s'ha produït un augment de les mínimes de  $0,05^{\circ}\text{C a}^{-1}$  i una disminució de les màximes de  $-0,05^{\circ}\text{C a}^{-1}$ , amb una disminució de l'interval tèrmic de  $0,01^{\circ}\text{C a}^{-1}$ .

A la Glacera Johnsons, el canvi de localització de la línia d'equilibri resultant d'aquesta evolució temporal consisteix en un desplaçament de la línia d'equilibri aigües avall, que entenem a partir de considerar l'augment del balanç de massa a la zona d'acumulació. Hi ha varis treballs que cal tenir en compte en aquest mateix context, en particular, Vilaplana i Pallàs (1993) localitza la línia d'equilibri de l'any 1992 a 235 m i Furdada *et al.* (1999) presenta un valor mitjà de la línia d'equilibri al perfil del Dorotea pel període 1965-1993 a 200 m. Ximenis *et al.* (1999) considera que la línia d'equilibri mitja pel període 1995-1997 és a 250 m, la qual cosa, per comparació amb els estudis anteriors, li permet afirmar que la línia d'equilibri experimenta un augment de cota amb el temps. El present estudi, a diferència dels citats, presenta una evolució anual al llarg de cadascun dels 5 anys d'observació i, durant aquest període, proposa una disminució de la cota de la línia d'equilibri. Contrastant l'escala temporal dels nostres resultats enfront els dels altres estudis podem concloure que, tot i que ambdues tendències són oposades, la que aquí presentem pot representar una oscil·lació al voltant d'una tendència a més llarg termini que aquí no detectem però que està ben establerta a partir dels estudis de canvi climàtic i les observacions d'altres autors (Ximenis *et al.*, 1999).

Més enllà de la Glacera Johnsons i dins de les illes Shetland del Sud, alguns estudis que localitzen la línia d'equilibri a altres glaceres presenten resultats que també mostren força variació anual (Orheim i Govorukha, 1982; Ren *et al.*, 1995). La dispersió geogràfica i temporal de les observacions no permet establir una

evolució temporal de la línia d'equilibri a les illes Shetland del Sud, si bé és notable que al llarg dels anys 80, els estudis realitzats a les illes Nelson i King George, presenten una línia d'equilibri al voltant de la cota 150 (Xie *et al.*, 1994; Ren, 1988; Ren *et al.*, 1995) la qual cosa estaria d'acord amb la tendència ascendent de la línia d'equilibri descrita per Ximenis *et al.* (1999) i les consideracions sobre el canvi climàtic a la Península Antàrtica exposades anteriorment.

### ***Consideracions sobre la metodologia utilitzada***

Moltes de les limitacions de la metodologia aplicada per determinar el balanç de massa en aquest estudi, estan relacionades amb el fet que la Glacera Johnsons és temperada. Aquest fem comporta, com hem descrit al llarg d'aquest capítol, la dificultat d'obtenir la densitat del mantell nival i del seu gruix fins la capa de finals d'estiu, i la presència del fenomen d'acumulació interna que difícilment podem quantificar i que suposa un error important als resultats.

El problema que suposa l'adquisició d'una bona dada de densitat alhora de calcular el balanç de massa a les glaceres temperades és un tema àmpliament tractat per la bibliografia (Paterson, 1994), segons la qual, la millor manera de procedir a les glaceres temperades és la realització de sondeigs segons s'explica al punt 4.1.2.3, i fins i tot així, l'error pot ser considerable si es produeix acumulació interna. En aquest estudi, el mètode utilitzat per determinar la densitat no ha estat la realització de sondeigs sinó que l'hem simplificat determinant un únic valor i extrapolant-lo per tot el mantell nival. L'error afegit amb aquest procediment, l'hem volgut suavitzar considerant un valor mitjà de la densitat que té en compte els factors que en determinen la seva variació (veure punt 4.3.2.2). La dificultat d'obtenir el valor de la densitat s'estén als estudis fets a la resta d'illes subantàrtiques on el mantell nival presenta característiques semblants, els autors dels quals segueixen la tècnica de realització de sondeigs (Orheim i Govorukha, 1982) o consideren una densitat de  $0,5 \text{ g cm}^{-3}$  característica de la neu humida (Bintanja, 1995).

Per altra banda, però, la determinació de la profunditat de la capa de finals d'estiu no és necessària segons el procediment seguit, ja que l'extrapolació de la densitat és fins la base de l'estaca. En tot cas, una possible solució per localitzar aquesta capa a glaceres temperades és identificar-la mitjançant la realització d'una marca a l'estaca corresponent a l'alçada de la superfície a finals del cicle hidrològic.

L'acumulació interna és un problema molt tractat per la bibliografia (Koerner, 1997; Cogley i Adams, 1998). L'error que suposa és en el sentit de subestimar el balanç de massa de la zona d'acumulació, ja que, segons el procediment habitual per obtenir el balanç de massa pel mètode directe (veure punt 4.1.2.3) es perd massa per sota de la capa de finals d'estiu.

La conseqüència directe de tot aquest conjunt de fenòmens en relació al mètode de mesura que hem utilitzat per determinar el balanç de massa, és l'obtenció d'uns resultats amb una elevada dispersió, de manera que l'evolució temporal o la distribució espacial que són objectiu de l'estudi poden quedar emmascarats i ser més difícils d'identificar. Aquest fet podria veure's millorat considerant una sèrie de

mesures més llarga que permetés determinar clarament les tendències dels resultats tot i la seva elevada dispersió.

El càlcul del balanç de massa que presentem en aquest treball és un càlcul de balanç superficial específic, es a dir, per un conjunt de punts enlloc de per tota la superfície, el qual, a més, no té en compte el *calving* ni la fusió basal tan importants que experimenten la Glacera Johnsons i la resta de glaceres de l'àrea subantàrtica (Noble, 1965; Ren, 1988). Tots aquests motius fan que els resultats que presentem siguin molt més positius que el que seria el balanç global de la glacera, ja que els processos que no hem considerat comporten tots una pèrdua de massa. Tot i la dificultat que representa el seu càlcul, l'obtenció del balanç total seria molt interessant per estudiar-ne la relació amb el canvi climàtic, ja que, pel fet de tenir en compte més processos d'entrada i sortida de massa, presenta un temps de resposta més curt i per tant una variació temporal més visible. L'elevada variació espacial que hem detectat en tota la seva extensió, fa que la determinació del balanç de massa tal com aquí la presentem no sigui representativa de tota la superfície de la glacera, sinó que caldria calcular el balanç per tota la superfície a partir d'altres mètodes més acurats.

En relació a l'ajust entre dades de les estagues de moviment i de les estagues d'ablació, s'observa que és força bo. Generalment, quan es produeixen discrepàncies són en el sentit de que la massa corresponent a les estagues d'ablació és menor que la mesurada a les estagues de moviment.

L'objectiu de les estagues d'ablació era aconseguir un registre més llarg sense interrupcions degudes a caigudes de l'estaca o correccions com les d'inclinació i replantament. Tot i que en aquest sentit han donat bon resultat, han portat altres tipus de problemes, principalment de tipus logístic, que no han permès obtenir aquesta sèrie de resultats amb la continuïtat desitjada. Malgrat tot, considerem que són una bona solució als problemes esmentats i que, sota un bon manteniment i mètode d'adquisició de les mesures, són perfectament utilitzables amb aquesta finalitat.

L'aplicació del càlcul segons el mètode directe i segons el mètode del gruix de neu, té conseqüències sobre els resultats. El mètode directe com l'hem aplicat en aquest treball considera anys entre campanyes, limitats per les dues darreres mesures que hem realitzat durant dues campanyes consecutives, mentre que el mètode del gruix de neu compara la massa present al final de dos cicles hidrològics consecutius. D'aquí se'n deriva que amb el primer mètode, el balanç anual que obtindrem no correspondrà a un cicle hidrològic sinó a la suma del final d'un més el principi del següent, i el resultat no serà comparable a l'obtingut amb el mètode del gruix de neu, ja que les diferències seran degudes a variacions de les característiques meteorològiques dels dos anys i per tant, no seran sempre en el mateix sentit. Paterson (1994) comenta l'error derivat de considerar l'any de mesures enlloc de l'any hidrològic i diu que aquest és màxim quan la longitud d'ambdós períodes és molt diferent, cosa que no passa en el nostre cas.

El mètode del gruix de neu, tal com l'hem aplicat, considera el mateix any hidrològic (l'establert per nosaltres) per tots els períodes anuals inclosos en l'estudi. Però el sentit de treballar amb anys hidrològics és que s'adaptin a les particularitats de cada cicle i considerar el mateix període pels diferents cicles anul·la aquesta propietat, i amb ella, la variació que ens caracteritza l'evolució temporal del balanç de massa.

L'aplicació que n'hem fet en aquest treball, per tant, es basa en l'aproximació de que els anys hidrològics tenen tots la mateixa durada.

Tot i els inconvenients que presenta el mètode del gruix de neu, els resultats que se n'obtenen són conceptualment millors que els del mètode directe pel fet que consideren la fusió fins una data més propera al final del cicle hidrològic i eviten els errors deguts a les irregularitats amb el ritme de fusió de cada estiu. De la comparació entre els resultats obtinguts amb el mètode directe i els obtinguts segons el mètode del gruix de neu se n'extreu que, tot i que les tendències són similars, els resultats obtinguts amb el mètode del gruix de neu són més negatius que pel mètode directe, la qual cosa s'explica considerant que l'ablació que té lloc a finals de cada cicle hidrològic és cada any més elevada.

#### 4.4 Conclusions

Les principals conclusions d'aquest capítol són:

El balanç a la Glacera Johnsons oscil·la entre un valor màxim d'acumulació de 99 cm  $\text{we a}^{-1}$  l'any 1996 i un màxim d'ablació de 391 cm  $\text{we a}^{-1}$  l'any 1997. El valor mitjà per les darreres tres dècades obtingut per diverses mesures al voltant de l'estaca 1, al dom Dorotea, és de l'ordre de 20 cm  $\text{we a}^{-1}$  (Furdada *et al.*, 1999; Ximenis *et al.*, 1999). Mesures realitzades a l'Illa King George mostren resultats propers a aquest (comunicació personal Pourchet, 1997; Han *et al.*, 1999).

Les estakes 1, 2, 9 i 10 clarament han estat en zona d'acumulació al llarg del període inclòs en aquest estudi, mentre que les estakes 4, 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19 i 20 són a la zona d'ablació. La classificació de les estakes 3 i 11 està sotmesa a la variació temporal de la línia d'equilibri. Segons aquestes observacions, la línia d'equilibri disminueix de cota des del perfil Dorotea al perfil Johnsons, passant dels 260-180 m al perfil Dorotea a 150 m al perfil Johnsons. Darrera d'aquesta anomalia hi ha la sobreacumulació de neu ventada a sotavent del Pic Johnsons.

El gradient altitudinal del balanç de massa a la Glacera Johnsons no és constant sinó que creix aigües avall. Bintanja (1995) també parla d'un gradient molt elevat, general per totes les glaceres subantàrtiques.

El balanç de massa a les zones de divisòries d'aigua (estaca 1 i estaca 9) mostra valors menys positius del que senyala la tendència definida per la resta de línia de flux. En canvi, les zones a sotavent de les divisòries d'aigua (estaca 2 i estaca 10) i el Pic Johnsons (estakes 10 i 11), presenten valors més positius. Aquest fenomen, també observat per Orheim i Govorukha (1982) a l'Illa King George, és degut a l'erosió eòlica de les carenes i la sobreacumulació de neu ventada a sotavent (Furdada *et al.*, 1999).

Temporalment, al llarg dels cinc anys inclosos en aquest estudi, la zona d'acumulació presenta més acumulació i la zona d'ablació presenta més ablació cada any. Paral·lelament, els resultats mostren una disminució de cota de la línia d'equilibri, fet que contrasta amb la tendència ascendent descrita a

altres treballs (Vilaplana i Pallàs, 1993; Furdada *et al.*, 1999; Ximenis *et al.*, 1999) i a altres punts de l'arxipèlag de les Shetland del Sud (Orheim i Govorukha, 1982; Xie *et al.*, 1994; Ren, 1988; Ren *et al.*, 1995) a partir d'observacions que integren un període temporal més llarg. Considerem que aquesta disminució de cota al llarg dels 5 anys inclosos en aquest estudi pot correspondre a una oscil·lació de curta durada de la tendència a més llarg termini, la qual respon al canvi climàtic descrit a la Península Antàrtica (Smith i Stammerjohn, 1991; Peel, 1992; Vaughan, 1993; Vaughan i Doake, 1996; Rodriguez i Llasat, 1997).

L'estudi del balanç de massa a glaceres amb una elevada fusió comporta una complicació afegida degut als processos de remobilitació de massa que experimenta el mantell nival (fusió, percolació, acumulació interna...) (Koerner, 1997; Cogley i Adams, 1998). La realització de sondeigs per obtenir un valor fiable de la densitat del mantell nival i la impermeabilització de la capa de finals d'estiu són algunes de les mesures que disminueixen l'error dels resultats, tot i que impliquen un complicació considerable del procediment.

Els resultats de balanç de massa específic que presentem en aquest treball són molt més positius que el que seria el balanç global de la glacera, ja que els processos no considerats per la metodologia aplicada (*calving* i fusió basal) comporten una pèrdua de massa.

Els resultats de balanç de massa obtinguts amb les estaquas d'ablació i les estaquas de moviment són comparables. Tenint en compte que la utilització d'estaquas d'ablació enlloc d'estaquas de moviment suposa una simplificació de la feina i una millor regularitat de les sèries de dades, la considerem una opció millor.

L'aplicació del mètode directe, que considera anys entre campanyes, i del mètode del gruix de neu, que considera l'any hidrològic establert per nosaltres, representa una millora conceptual pel càlcul del balanç de massa. No obstant, en el nostre cas, no es tradueix en una variació significativa dels resultats degut a la longitud semblant entre l'any entre campanyes i l'any hidrològic (Paterson, 1994).

## 5 MOVIMENT DE LES GLACERES

Al capítol 4 hem vist com el balanç de massa és el responsable de la formació d'una acumulació de neu que perdura en el temps en forma de gel. La distribució espacial dels fenòmens d'acumulació i ablació, juntament amb el pendent del substrat on reposa la massa de gel acumulada, dóna lloc a unes forces que provoquen el desplaçament d'aquesta massa, en part mitjançant l'aparició d'un flux al seu interior i, en certes condicions, mitjançant el lliscament del gel per sobre del substrat.

Les conseqüències immediates de l'actuació d'aquests fenòmens són el moviment i la deformació de la massa de gel, aspectes que, en aquest treball, es tradueixen en l'estudi de les velocitats superficials (capítol 6) i de les estructures de deformació (capítol 7).

En aquest capítol ens proposem descriure els mecanismes que permeten la deformació del gel glacial i els processos externs al gel que també intervenen en el seu desplaçament. De tots ells, en presentem el seu funcionament i factors de control, juntament amb la distribució de la seva contribució. Per altra banda, definim les característiques del flux resultant de la deformació interna de la glacera i la seva relació amb l'estratificació.

### 5.1 La deformació del gel

Al llarg del segle XIX i principis del XX, a mesura que l'estudi de les glaceres progressava, el coneixement de les lleis físiques que en controlaven la seva deformació es va anar fent més necessari, ja que l'observació del seu comportament a les glaceres no coincidia amb el d'altres sistemes naturals coneguts en aquell moment. I amb aquesta necessitat es van desenvolupar molt els estudis de laboratori sobre la reologia del gel glacial i la ciència dels materials en general, la qual cosa va permetre arribar a definir les lleis que regeixen el flux del gel.

En aquest subcapítol, tractem el comportament del gel glacial com a material fora del context d'una glacera i presentem la llei física que en controla el seu flux.

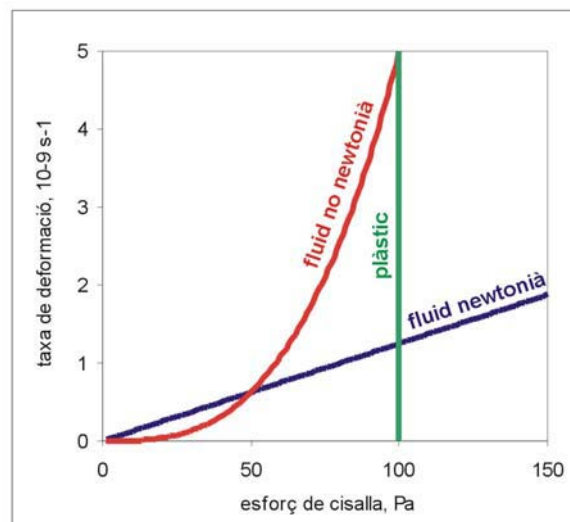
#### 5.1.1 Propietats reològiques dels materials

La **reologia** estudia la **deformació** que experimenta un material en ser-hi aplicat un **esforç** durant un cert **temps** i la seva relació amb algunes propietats físiques del material, anomenades **propietats reològiques**. Aquestes propietats venen determinades per l'estructura molecular del material, però també depenen de factors externs com la temperatura, el temps d'aplicació i la intensitat de l'esforç aplicat. Les lleis que relacionen l'esforç amb la deformació per cada tipus de comportament s'anomenen **lleis constitutives**. Els **tipus de deformació** que descriuen el comportament de la majoria dels materials són:

La **deformació elàstica**, és una deformació recuperable i proporcional a l'esforç aplicat (segueix, per tant, una relació lineal entre l'esforç i la deformació). La constant de proporcionalitat, que és la propietat reològica característica de cada material, s'anomena **mòdul de cisalla** i no depèn de la temperatura.

La **deformació newtoniana o viscosa**, és una deformació permanent, caracteritzada perquè la taxa de deformació és proporcional a l'esforç (segueix, per tant, una relació lineal entre l'esforç i la taxa de deformació). La constant de proporcionalitat característica de cada material és la **viscositat**, que representa les forces de fregament contràries a la cisalla i depèn de la temperatura i la pressió. La llei constitutiva que descriu aquesta deformació (Figura 5.1) expressa que la relació entre l'esforç i la taxa de deformació és proporcional a la inversa de la viscositat. La lava baixant pendent avall del vessant d'un volcà es comporta com un fluid newtonià en règim laminar, mentre que l'aigua circulant per un riu, s'aproxima a un fluid newtonià en règim turbulent, però ambdós són **fluids viscosos o newtonians**. Un cas especial dels fluids viscosos o newtonians són els **fluids no viscosos o ideals**, que són aquells que tenen una viscositat nul·la i per tant no dissipen energia en deformar-se.

Una **deformació és plàstica** quan la deformació es produeix a partir d'un **valor crític o llindar** (*yield stress*) característic per cada material, i llavors ho fa amb taxes de deformació molt elevades (segueix, per tant, una relació no lineal). La llei constitutiva que descriu aquesta deformació és la que representa la corba de la Figura 5.1. Els materials que es deformen seguint aquest comportament s'anomenen **plàstics de Bingham**, com per exemple, els fluxos d'arrossegalls (*debris flow*).



**Figura 5.1** Corbes corresponents a les lleis constitutives que expliquen la deformació dels fluids newtonians, fluids no newtonians i plàstics.



### 5.1.2 Reologia del gel glacial: la Llei de Glen

L'anàlisi matemàtica del flux de les glaceres es va començar a desenvolupar a principis del segle XX considerant el gel com un material newtonià. A mitjans de segle però, s'observà que el seu comportament és el d'un sòlid policristal·lí similar al dels metalls i certes roques sotmeses a temperatures properes a la temperatura de fusió i sorgí la necessitat de considerar-lo com un material perfectament plàstic (Nye, 1951). Més tard, el mateix Nye (1953) i Glen (1955), mitjançant l'experimentació a l'interior de glaceres i a laboratoris van concloure que, sota esforços semblants als que es produeixen a les glaceres (200 kPa), la deformació del gel no és ni viscosa ni plàstica i establiren la **Llei de Glen**, segons la qual la taxa de deformació del gel és proporcional a una potència de l'esforç aplicat, i segueix, per tant, una relació no lineal entre l'esforç i la taxa de deformació (Figura 5.1). Aquesta ha estat considerada la llei constitutiva o **lleï de flux** del gel i caracteritza el que s'ha anomenat **deformació no newtoniana** d'alguns materials com el gel glacial.

La Llei de Glen és una llei empírica, l'aplicació de la qual fa referència a un agregat policristal·lí amb grans orientats a l'atzar, homogeni, isòtrop i incompressible. Glen (1955) defineix la **Llei de flux simple**, que sols considera la deformació en la direcció  $xy$  sota compressió uniaxial:

$$\dot{\varepsilon}_{xy} = A \tau_{xy}^n \quad (5.1)$$

on  $\dot{\varepsilon}$  és la taxa de deformació,  $\tau$  és l'esforç,  $A$  és una constant que ve definida per la relació d'Arrhenius,

$$A = A_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (5.2)$$

on  $A_0$  és dependent de la **pressió hidrostàtica**, la **mida de gra**, l'**orientació dels cristalls**, el **contingut d'aigua**, les **impureses** i la **densitat**,  $Q$  és l'energia d'activació,  $R$  és la constant universal dels gasos i  $T$  és la **temperatura**, que és el principal factor de control, segons el qual la taxa de deformació disminueix quan baixa la temperatura (queda reduïda en un factor de 5 quan la temperatura disminueix de  $-10^\circ\text{C}$  fins  $-25^\circ\text{C}$ , (Barnes *et al.*, 1971)).

i  $n$  és una constant determinada experimentalment pel gel policristal·lí amb cristalls orientats a l'atzar sota cisalla simple. Pren valors entre 1,5 i 4,2 però la majoria d'evidències de tests de laboratoris i glaceres temperades estan d'acord en aplicar-hi el valor 3 (Weertman, 1973).

Les glaceres però, són sistemes amb estats d'esforços complexos, la deformació de les quals no és la que descriu la Llei de Glen simple que considera l'esforç actuant segons una sola direcció. Nye (1957), va generalitzar la llei de Glen a un sistema tridimensional més proper al d'una glacera, formulant la **Llei de flux generalitzada** que considera la contribució d'un tensor d'esforços enlloc d'un vector.

En aquest context, sovint es fa referència a la **viscositat aparent** per anomenar el terme que ocuparia la viscositat si es tractés d'una deformació newtoniana, la qual, aquí, no pren un valor constant en el temps, sinó que, degut a que per cada esforç aplicat la taxa de deformació és diferent (una major taxa de deformació correspon una menor viscositat aparent), es produeix una dependència de la viscositat aparent amb el temps, la qual pot ser en el sentit de:

Que la viscositat aparent disminueixi amb el temps (fenomen de tixotropia, *shear-thinning* o *strain-softening*) de manera que la taxa de deformació augmenta.

Que la viscositat aparent augmenti amb el temps (fenomen de reopatia, *shear-thickening* o *strain-hardening*) de manera que la taxa de deformació disminueix.

### 5.1.3 Mecanismes de deformació del gel: reptació i fractura

#### 5.1.3.1 La reptació (*creep*)

Sota aquest nom es fa referència als fenòmens que intervenen en la deformació dúctil del gel a escala macroscòpica, sigui a l'interior d'un cristall o a un agregat policristal·lí de cristalls orientats a l'atzar (Weertman, 1983).

Els estudis sobre deformació d'un **cristall** realitzats al laboratori consisteixen en determinar la taxa de deformació quan s'aplica un esforç constant sobre un cristall orientat de manera que la component de cisalla sigui paral·lela al pla basal (que és quan la deformació és màxima. Si l'esforç no està aplicat així, també es deforma però amb una taxa menor). El procés de deformació comprèn les següents etapes:

Un període previ de deformació elàstica (que encara no es considera reptació perquè no és deformació permanent). La presència d'aquesta etapa explica perquè el gel, tot i ser considerat un sòlid, es comporta com un fluid quan es deforma amb molts baixos esforços.

Un segon període on la deformació té lloc a bandes discretes paral·leles al pla basal. Es tracta de **dislocacions**, un tipus de defecte cristal·lí lineal que permet el lliscament, en aquest cas, paral·lel al pla basal (*basal gliding*) i que resulta en l'aparició de plans de debilitat (*cleavage*).

En un **agregat policristal·lí**, l'esforç necessari per generar la mateixa deformació que a un sol cristall és més elevat, ja que els grans estan orientats a l'atzar i, per tant, la component global de cisalla sobre els plans basals és menor. El procés de deformació sota l'aplicació d'un esforç constant té lloc mitjançant els fenòmens de **lliscament entre cristalls**, afavorit per la presència d'aigua, i de **creixement cristal·lí per migració de vores de gra i recristal·lització de nous cristalls orientats segons el nou estat d'esforços**. Ambdós mecanismes donen lloc a una disminució de la mida de gra degut a que la taxa de nucleació és major que la de creixement dels cristalls, fet que origina un bandejat que, a escala macroscòpica, anomenem foliació (veure punt 7.1.3.2). El desenvolupament progressiu d'aquestes transformacions permet diferenciar les següents etapes:

Un període previ de deformació elàstica (que encara no es considera reptació perquè no és deformació permanent).

Una etapa de **reptació primària** (*primary* o *transient creep*), durant la qual té lloc el fenomen de reptació (veure punt 5.1.2), és a dir, que la taxa de deformació disminueix degut a un augment de la viscositat aparent amb el temps, ja que es produeixen interferències entre cristalls amb orientacions diferents (amb un sol cristall i l'esforç ben orientat per generar cisalla, la deformació seria molt més ràpida).

Una etapa de **reptació secundària** (*secondary creep*), durant la qual la taxa de deformació es manté igual a la mínima aconseguida en l'etapa primària, que es produeix quan es verifica la Llei de Glen, és a dir, quan la taxa de deformació és proporcional a una potència de l'esforç. Aquest període d'estabilitat arriba quan s'assoleix un equilibri entre els factors a favor i en contra de la deformació per recristallització de nous grans ben orientats segons la deformació.

Una etapa de **reptació terciària** (*tertiary creep*), durant la qual té lloc el fenomen de tixotropia (veure punt 5.1.2), és a dir, que la taxa de deformació augmenta degut a una disminució de la viscositat aparent, ja que cada cop hi ha més cristalls orientats segons la deformació.

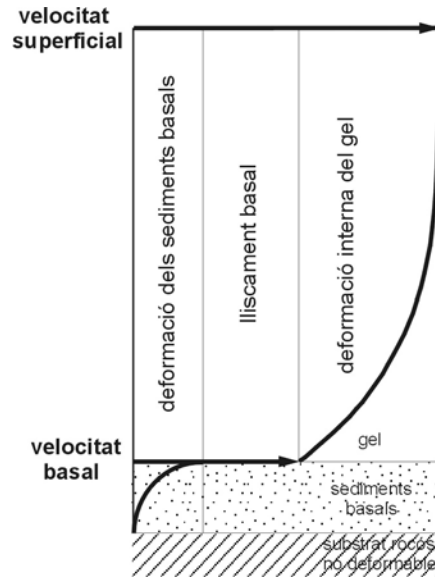
Finalment, la taxa de deformació s'estabilitza al valor màxim aconseguït durant l'etapa anterior, que es produeix quan es verifica la Llei de Glen. Aquest canvi és degut a que s'ha arribat a una majoria de cristalls ben orientats segons la deformació, que fa que l'esforç necessari per deformar més l'agregat, sigui ara molt més elevat.

### 5.1.3.2 La fractura

La fractura és la deformació fràgil del gel que té lloc quan la reptació no és suficient per equilibrar l'esforç aplicat, sigui perquè té una intensitat massa elevada o perquè s'ha aplicat amb poc temps. Les estructures macroscòpiques originades per aquest fenomen són esquerdes quan l'esforç és d'extensió (veure punt 7.1.3.5) i falles inverses quan és una compressió (veure punt 7.1.3.4).

## 5.2 El moviment de les masses de gel

El moviment de les masses de gel es produeix mitjançant els mecanismes de **deformació interna del gel**, **lliscament basal** i **deformació dels sediments basals**, la contribució del primer dels quals és variable en profunditat mentre que la dels altres dos és constant per tota la columna de gel (Figura 5.2). La intensitat de cadascun d'ells depèn de les característiques tèrmiques i morfològiques de cada massa de gel.



**Figura 5.2** Actuació dels mecanismes de moviment del gel a la columna vertical d'una glacera i la seva contribució a la velocitat superficial i la velocitat basal.

### 5.2.1 Deformació interna d'una massa de gel

La deformació interna del gel (veure Figura 5.2) es produeix mitjançant la deformació del gel i neu segons els mecanismes de reptació i fractura que hem descrit anteriorment, i per tant, és resultat de la força de la gravetat que indueix la deformació del gel sota l'efecte del seu mateix pes quan aquest reposa sobre un substrat inclinat. En un substrat horitzontal, la deformació que es produirà serà deguda a l'esforç normal però no a la reptació ja que no hi haurà cisalla. El comportament del gel enfront el mecanisme de reptació ve descrit per la Llei de Glen, de manera que els factors de control d'aquest fenomen són els que intervenen en aquesta llei (veure punt 5.1.2).

La contribució de la deformació interna varia en profunditat degut a que, segons la Llei de Glen, la taxa de deformació depèn de l'esforç i aquest augmenta en profunditat segons la relació:

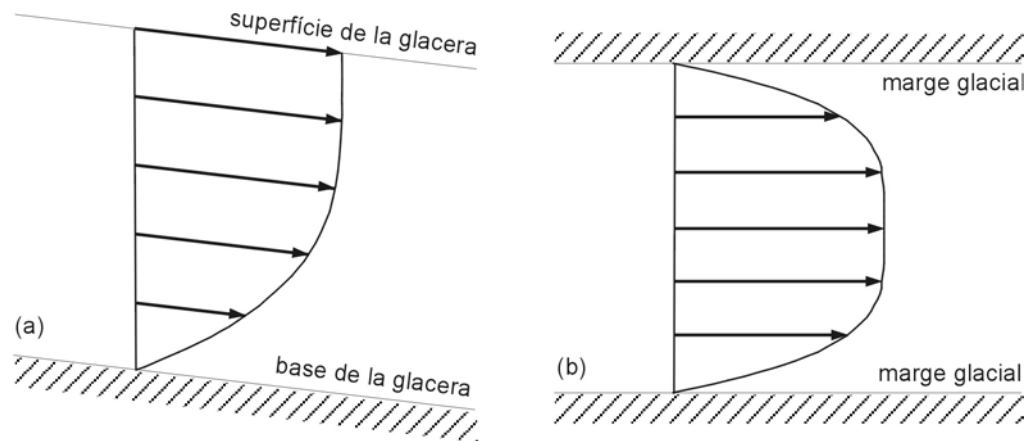
$$\tau = \rho g h \sin \alpha \quad (5.3)$$

on  $\tau$  és l'esforç,  $\rho$  la densitat,  $g$  la gravetat,  $h$  el gruix de gel obtingut perpendicularment al substrat i  $\alpha$  el pendent calculat per distàncies unes 10 vegades el gruix de la gelera (Paterson, 1994).

Si en aquest context, apliquem la Llei de Glen per determinar la distribució de la velocitat horitzontal en profunditat, trobem (Figura 5.3(a)):

$$V_h(z) = A[\rho g \sin \alpha]^n \left( \frac{-1}{n+1} \right) (h-z)^{n+1} \quad (5.4)$$

on  $A$  i  $n$  corresponen als paràmetres de la Llei de Glen i  $z$  és la profunditat.



**Figura 5.3** Distribució de la component de la velocitat superficial deguda al mecanisme de deformació interna del gel (a) en profunditat, i (b) en superfície, per una glacera de vall.

Veiem doncs que la velocitat horitzontal:

Disminueix exponencialment cap a la base, de manera que la deformació per cisalla és màxima a la base.

És nul·la a la base.

Augmenta amb el pendent perquè augmenta la component del pes paral·lela a la superfície.

L'augment de  $A$  corresponent a masses de gel més calentes i amb més presència d'aigua, suposa un augment de la velocitat horitzontal degut a un augment de la deformació.

L'augment de la  $n$  relacionat amb masses de gel més fredes, comporta una variació de la forma de la corba, de manera que la velocitat horitzontal es manté molt més homogènia a tota la columna de gel i disminueix sobtadament a la base, generant una cisalla molt intensa. Contràriament, a les glaceres temperades (més isotermes en tota la columna vertical) la cisalla està més ben distribuïda i, per tant, la variació de la velocitat horitzontal en profunditat està més repartida al llarg de tota la columna.

Transversalment, l'aplicació de la Llei de Glen a una glacera de vall dóna lloc a variacions transversals de la velocitat horitzontals en superfície controlades pel fregament amb els marges. En condicions de simetria segons l'eix longitudinal central de la glacera, obtenim la següent distribució (Figura 5.3(b)):

$$V_h(y) = \frac{A}{n+1} \left( \frac{dP}{dx} \right)^n \left( y^{n+1} + \left( \frac{h}{2} \right)^{n+1} \right) \quad (5.5)$$

on  $\frac{dP}{dx}$  representa el gradient longitudinal de pressió i  $y$  és la posició dins del perfil transversal.

Veiem que la distribució transversal de la velocitat horitzontal segueix el mateix patró que la seva distribució en profunditat però horitzontalment i en relació als marges enlloc de al substrat. En resum, doncs, el gel marginal de glaceres, igual que el gel basal, suporta grans quantitats de deformació per cisalla, la qual cosa es tradueix en la presència d'estructures de deformació característiques de zones de cisalla (Hambrey i Milnes, 1977; Hudleston i Hooke, 1980).

El desplaçament nul entre la massa de gel i el substrat sols és present a les glaceres fredes amb la base gelada (Boulton, 1979; Echelmeyer i Wang, 1987) on el moviment de la glacera és degut, únicament, a la deformació interna del gel. El cas extrem on la deformació interna del gel és nul·la i tot el moviment té lloc per lliscament sobre el substrat, és a les plataformes de gel que suren sobre el mar, ja que llavors no hi ha fregament entre la massa de gel i l'aigua i la velocitat horitzontal es manté constant a tota la columna vertical de la glacera.

#### 5.2.1.1 Línies de flux i estratificació.

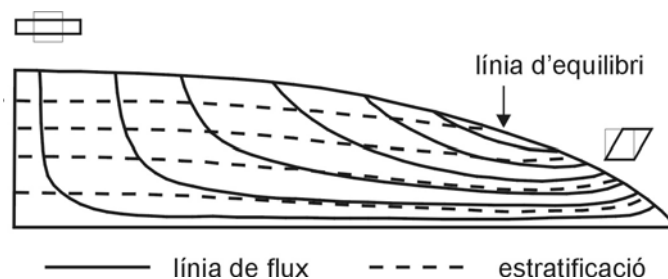
A una glacera real, el flux no és paral·lel a la superfície sinó que presenta una component perpendicular a aquesta que pot ser molt important a algunes àrees. La combinació d'aquestes dues components del desplaçament de les partícules (que estudiem detalladament al capítol 6 amb la velocitat horitzontal i la velocitat d'emergència) ens permet definir les línies de flux al llarg d'un perfil longitudinal vertical i la seva relació amb l'estratificació.

Les **línies de flux** segueixen la trajectòria de les partícules de neu que es sedimenten a la zona d'acumulació i viatgen per l'interior de la glacera convertint-se en gel, fins la zona d'ablació on emergeixen i es fonen en superfície. Les principals característiques d'aquesta trajectòria a una glacera tipus són (Figura 5.4):

A la **zona d'acumulació**, el desplaçament de les partícules està associat al fenomen de cisalla pura generat per la sedimentació contínua de material en superfície i pel poc pendent que típicament presenten les divisòries d'aigües, la qual cosa provoca una important component vertical de la trajectòria, que afavoreix la compactació que dona lloc a la transformació de la neu en gel.

Sota la **línia d'equilibri**, el flux és paral·lel a la superfície de la glacera, i té la direcció del màxim pendent d'aquesta.

A la **zona d'ablació** predominen els processos de cisalla simple degut al poc pendent que típicament presenten les parts baixes de les glaceres i a que les capes de gel llisquen entre elles en resposta a la distribució en profunditat de la velocitat horitzontal.



**Figura 5.4** Esquema de la relació entre les línies de flux i l'estratificació (isòcrona) a un perfil vertical d'una glacera en estat d'equilibri. Modificat de Hudleston, 1976.

La Figura 5.4 mostra la relació entre les línies de flux i l'estratificació al llarg d'un perfil vertical longitudinal d'una glacera de vall típica. S'observa com el marcador isòcron que ens serveix de referència de l'estratificació sols es conserva a la zona d'acumulació després de la sedimentació. El seu enfonsament en relació a la superfície de la glacera és major a la part alta de la glacera i nul a la línia d'equilibri, mentre que el transport horitzontal augmenta aigües avall a mesura que el marcador es desplaça cap a la zona d'ablació. En superfície, el marcador aflora progressivament des de la línia d'equilibri fins la part més baixa de la glacera, alhora que va experimentant ablació de manera que el gel del marcador que més aigües avall aflora és el que més aigües amunt s'ha acumulat. Amb aquest esquema queda clar que la relació entre les línies de flux i l'estratificació evoluciona des d'aproximadament perpendicular a la zona d'acumulació fins subparal·lela a la zona d'ablació. Si es considera la variació transversal de velocitat horitzontal descrita al punt 5.2.1, és observable que l'aflorament en superfície de l'estratificació al llarg d'un perfil transversal defineix arcs convexos aigües avall amb l'eix corresponent al centre del canal, els quals, juntament amb la disminució de velocitat horitzontal en profunditat, resulten en sinclinals en tres dimensions.

### 5.2.2 El lliscament basal

El **lliscament basal** (*sliding*) comporta el desplaçament de tota la glacera rígidament per sobre el substrat, de manera que el seu efecte és constant per tota la columna de gel (Figura 5.2). Té lloc quan la component aigües avall del pes de la glacera (*driving stress*) és major que les forces de fregament que actuen a la base de la glacera (*basal drag*). Tot i que ha estat estudiat per varis anàlisis teòrics rigorosos (Weertman, 1957; Nye, 1970; Liboutry, 1975), els mecanismes específics encara no són ben coneguts, degut a la dificultat que presenta el seu estudi directe. Entre altres teories, es reconeixen tres mecanismes com els més importants dels que es produeixen a l'interfase entre la glacera i el substrat:

**Reptació del gel basal**, que permet fluir al voltant d'un obstacle, i arrossega sediments.

**Fusió i regel** (*regelation creep*) a l'interfase gel-substrat quan la obstrucció per part d'un obstacle de dimensions mètriques comporta un augment local de pressió que provoca una fusió del gel. Llavors l'aigua flueix cap a un lloc de menor pressió i regela, transportant sediments.

**Lliscament** per sobre d'una làmina d'aigua de pocs mil·límetres de gruix, que a més de lubricar, suavitza irregularitats menors del substrat (uns pocs mil·límetres d'aigua poden augmentar en un 100% el lliscament basal). Aquesta aigua prové de la fusió en superfície i penetra per molins o esquerdes.

Els principals factors de controls del mecanisme de lliscament basal són:

La quantitat d'aigua líquida a l'interfase, que pot augmentar en períodes de molta fusió o pluges provocant una disminució de les forces de fregament que actuen en contra del lliscament basal.

La rugositat del contacte i la quantitat de sediments a l'interfase i dins del gel basal, que augmenten les forces de fregament disminuint el lliscament basal.

Per aquests motius, el lliscament basal és un fenomen característic de glaceres temperades (i fredes on el flux geotèrmic a la base queda aïllat de la temperatura exterior), i pot arribar a ser responsable de la major part del seu desplaçament. Per altra banda, és un procediment molt important per l'erosió, el transport i l'acumulació de sediments basals.

### 5.2.3 La deformació dels sediments basals

La **deformació dels sediments basals** té lloc a l'interior de les acumulacions de sediments que es formen a la base de les glaceres (tills basals) per efecte de la cisalla que genera la glacera en circular-hi per sobre. Comporta un desplaçament del gel suprajacent igual a l'assolit a les capes de subsòl en contacte amb aquest, de manera que la deformació que experimenta tota la columna vertical de gel és igual (Figura 5.2). La seva distribució està condicionada pels següents factors:

La capacitat de deformació del substrat, que depèn de si està més o menys compactat, la presència d'aigua i la mida de gra.

La pressió exercida per la glacera, que pot fer que la base estigui en condicions de fusió i s'hi produeixi una saturació de la porositat del substrat que provoqui la disminució de la seva viscositat facilitant-ne la deformació.

Aquest mecanisme pot representar una part molt important del moviment global de tota la glacera, arribant a constituir un 90% del moviment en casos extrems (Boulton, 1979). És el procés més important a les grans extensions dels inlandsis (Alley *et al.*, 1987) i a les glaceres de vall de flux ràpid.