



Departament de Geodinàmica i Geofísica  
UNIVERSITAT DE BARCELONA

**DINÀMICA DE LA GLACERA JOHNSONS  
(LIVINGSTON, SHETLAND DEL SUD,  
ANTÀRTIDA)**

Tesi Doctoral elaborada per LAIA XIMENIS i LLUSSÀ

Dins del Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona, sota la direcció del Dr. JAUME CALVET i PORTA, per optar al grau de Doctora en Geologia.

Barcelona, juliol de 2001

La Doctorand,

El Director,

Aquest treball ha estat finançat per una beca de Formació de Personal Investigador del Ministeri d'Educació i Ciència i s'emmarca dins dels Projectes d'Investigació ANT-93/0852 i ANT-96/0734 de la Comissió Interministerial de Ciència i Tecnologia (CICYT) i del Grup de Recerca de Processos Geodinàmics Superficials 3130-UB-06 (1999GR-00065).

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓ.....</b>	<b>1</b>
1.1	Presentació.....	1
1.1.1	Canvi climàtic i interès de l'Antàrtida.....	1
1.1.2	Antecedents.....	2
1.2	Aspectes de funcionament.....	2
1.2.1	Projectes de finançament i beca.....	2
1.2.2	Campanyes i participació.....	3
1.2.3	Col·laboracions.....	3
1.3	La tesi.....	5
1.3.1	Estructura del treball, objectius generals de cada capítol.....	5
<b>2</b>	<b>GLACERES: CARACTERITZACIÓ DE LA GLACERA JOHNSONS.....</b>	<b>7</b>
2.1	Glaceres i clima.....	7
2.1.1	Context geo-climàtic de la Glacera Johnsons.....	7
2.1.2	Tipus de glaceres en funció de la temperatura.....	10
2.1.3	Estructura tèrmica d'una glacera.....	11
2.1.4	Evolució a les glaceres temperades: es de la neu del mantell nival fins el gel de la zona d'ablació.....	13
2.1.4.1	Acumulació en superfície: estratificació sedimentària del mantell nival.....	13
2.1.4.2	Transformació en profunditat: evolució de la densitat.....	14
2.1.4.3	El gel a la zona d'ablació.....	16
2.1.5	La Glacera Johnsons, una glacera temperada.....	16
2.1.5.1	Temperatura del mantell nival.....	16
2.1.5.2	Procés de metamorfisme de la neu per presència d'aigua.....	18
2.1.5.3	Estratificació sedimentària.....	20
2.2	Forma de les glaceres.....	21
2.2.1	Forma i dimensions de les glaceres: la Glacera Johnsons, una glacera amb forma d'amfiteatre.....	21
2.2.2	Topografia superficial de la Glacera Johnsons.....	24
2.2.3	Topografia basal de la Glacera Johnsons.....	27
2.2.4	Línies de flux en superfície a la Glacera Johnsons.....	30
2.3	Conclusions.....	32
<b>3</b>	<b>MÈTODES GENERALS: EL POSICIONAMENT D'ESTAQUES.....</b>	<b>33</b>
3.1	Mètodes d'estudi de les glaceres.....	33
3.2	El mètode de posicionament d'estaques aplicat a la Glacera Johnsons.....	34
3.2.1	Les estaques.....	34
3.2.1.1	Tipus d'estaques.....	34
3.2.1.2	La xarxa d'estaques.....	35
3.2.1.3	Manteniment de les estaques: caigudes i replantaments.....	38

3.2.2	Sistema de referència.....	39
3.2.3	El procés de posicionament.....	39
3.2.3.1	La feina al teodolit.....	40
3.2.3.2	La feina a la glacera.....	42
3.3	Error i correccions de les dades de posició.....	42
3.3.1	Error derivats de l'estacionament de l'estació total.....	43
3.3.2	Error derivats del procediment de mesura.....	44
3.3.2.1	Error de refracció.....	44
3.3.2.2	Error d'esfericitat.....	44
3.3.2.3	Error accidentals.....	45
3.3.3	Error associats al procediment de càlcul.....	46
<b>4</b>	<b>BALANÇ DE MASSA DE LA GLACERA JOHNSONS.....</b>	<b>47</b>
4.1	El balanç de massa.....	47
4.1.1	El balanç de massa i els processos d'acumulació i d'ablació.....	47
4.1.1.1	Acumulació i ablació en el temps.....	48
4.1.1.2	Acumulació i ablació en l'espai.....	49
4.1.2	Mètode de càlcul del balanç de massa.....	50
4.1.2.1	Terminologia.....	50
4.1.2.2	Unitats.....	52
4.1.2.3	Mètodes.....	53
4.2	Antecedents a l'arxipèl·lag de les Shetland del Sud i altres illes sub-antàrtiques.....	55
4.3	El balanç de massa de la Glacera Johnsons.....	57
4.3.1	Els processos d'acumulació i ablació a la Glacera Johnsons.....	57
4.3.1.1	Distribució espacial dels processos d'acumulació i d'ablació.....	58
4.3.1.2	Distribució temporal dels processos d'acumulació i d'ablació: determinació de l'any hidrològic.....	59
4.3.2	Determinació del balanç de massa a la Glacera Johnsons.....	66
4.3.2.1	Característiques del mètode.....	66
4.3.2.2	Aplicació del mètode.....	67
4.3.2.3	Resultats.....	76
4.3.3	Altres observacions sobre el balanç de massa de la Glacera Johnsons.....	85
4.3.4	Discussió.....	86
4.4	Conclusions.....	91
<b>5</b>	<b>MOVIMENT DE LES GLACERES.....</b>	<b>93</b>
5.1	La deformació del gel.....	93
5.1.1	Propietats reològiques dels materials.....	93
5.1.2	Reologia del gel glacial: la llei de Glen.....	95
5.1.3	Mecanismes de deformació del gel: reptació i fractura.....	96

5.1.3.1	La reptació ( <i>creep</i> ).....	96
5.1.3.2	La fractura.....	97
5.2	El moviment de les masses de gel.....	97
5.2.1	Deformació interna d'una massa de gel.....	98
5.2.1.1	Línies de flux i estratificació.....	100
5.2.2	El lliscament basal.....	101
5.2.3	La deformació dels sediments basals.....	102
<b>6</b>	<b>VELOCITAT SUPERFICIAL DE LA GLACERA JOHNSONS.....</b>	<b>103</b>
6.1	Velocitat superficial del gel.....	103
6.1.1	Descripció del fenomen.....	103
6.1.1.1	Variació de la velocitat superficial en l'espai.....	104
6.1.1.2	Variació de la velocitat superficial en el temps.....	105
6.1.2	Metodologia pel càlcul de la velocitat superficial.....	105
6.1.2.1	Terminologia.....	105
6.1.2.2	Mesura de la velocitat superficial i espai.....	107
6.1.2.3	Mesura de la velocitat superficial i temps.....	107
6.1.2.4	Unitats.....	107
6.1.2.5	Mètodes.....	108
6.2	La velocitat superficial de la Glacera Johnsons.....	108
6.2.1	Caracterització del fenomen.....	108
6.2.2	Determinació de les velocitats de la Glacera Johnsons pel mètode de posicionament d'estaques.....	109
6.2.2.1	Característiques del mètode.....	109
6.2.2.2	Aplicació del mètode.....	109
6.2.2.3	Resultats.....	111
6.2.3	Determinació de les taxes de deformació.....	120
6.2.4	Discussió.....	123
6.3	Conclusions.....	128
<b>7</b>	<b>ESTRUCTURES DE DEFORMACIÓ A LA GLACERA JOHNSONS.....</b>	<b>131</b>
7.1	Estructures de deformació a la Glacera Johnsons.....	132
7.1.1	Mètodes d'estudi: la cendra com marcador.....	132
7.1.2	Tipus d'estructures.....	134
7.1.3	Estructures internes de deformació.....	135
7.1.3.1	Plecs.....	135
7.1.3.2	Foliacions.....	139
7.1.3.3	Plecs menors i de segon ordre.....	142
7.1.3.4	Falles inverses.....	146
7.1.3.5	Esquerdes.....	148

7.1.4	Estructures externes i transport de sediments.....	151
7.1.5	Distribució i orientació d'estructures.....	155
7.1.6	Conclusions.....	155
<b>8</b>	<b>DINÀMICA GLOBAL DE LA GLACERA JOHNSONS.....</b>	<b>157</b>
8.1	Equilibri.....	157
8.1.1	Conservació de la massa: implicacions de l'equació de continuïtat.....	157
8.1.1.1	Factors de control del flux vertical: variació del gruix d'una glacera.....	158
8.1.1.2	Factors de control del flux longitudinal: tipus de règim de flux.....	161
8.1.2	Equilibri a la Glacera Johnsons.....	161
8.1.2.1	Balanç de massa i velocitat d'emergència.....	162
8.1.2.2	Variació de gruix.....	163
8.1.2.3	Aplicació de l'equació de continuïtat a la Glacera Johnsons.....	167
8.1.3	Factors de control del règim de flux de la Glacera Johnsons.....	169
8.1.4	Evolució temporal de l'equilibri de la Glacera Johnsons.....	169
8.2	Dinàmica i deformació.....	170
8.2.1	Factors que defineixen la zona de confluència.....	170
8.2.2	La confluència i l'estructura interna de la glacera.....	172
8.2.3	Gènesi de l'estructura interna de la Glacera.....	175
8.2.4	Estructures glacials derivades d'aquesta configuració.....	176
8.2.4.1	Distribució de les estructures glacials i confluència.....	176
8.2.4.2	Orientació de les estructures i asimetria de la confluència.....	177
<b>9</b>	<b>CONCLUSIONS.....</b>	<b>179</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>183</b>

## 1 INTRODUCCIÓ

### 1.1 Presentació

#### 1.1.1 Canvi climàtic i interès de l'Antàrtida

El retrocés de les glaceres és un fenomen d'actuació a escala global conseqüència del canvi climàtic (Schmeits i Oerlemans, 1997). L'estudi del canvi climàtic ha estat un tema molt tractat pels científics durant els darrers 100 anys ja que constitueix un aspecte d'interès social. Dins d'aquest context, l'estudi de les fluctuacions de les glaceres amb les seves causes, conseqüències i factors de control, ha esdevingut molt significatiu.

Els sistemes glacials més adequats per estudiar-hi els efectes del canvi climàtic són els que reaccionen més ràpidament. Tal com veurem al llarg d'aquest treball, els sistemes que més sensibles són al canvi climàtic es caracteritzen per ser:

Els que contenen un **volum petit de gel**, és a dir glaceres i petits casquets, ja que el temps de viatge de les partícules pel seu interior és menor.

Els que experimenten **molta acumulació** i **molta ablació** i en conseqüència, velocitats més elevades, condició que presenten, per exemple, les masses de gel situades a climes marítics.

Els sistemes **temperats** (Cubasch i Cess, 1990), que són els que estan a temperatures properes a 0°C i, per tant, són més sensibles a petites oscil·lacions de temperatura.

Segons aquest esquema, l'actual ràpida disminució dels casquets de l'àrea sub-antàrtica contrasta amb la resposta del gran inlandsis que cobreix el continent, del qual es suposa que augmentaria la seva massa en resposta a un escalfament global a curt termini, ja que l'augment de precipitació no estaria compensat per un augment de l'ablació (Huybrechts i Oerlemans, 1990). Dins d'aquest marc, les Illes Shetland del Sud, situades a la perifèria de la Península Antàrtica, contenen sistemes glacials molt sensibles al canvi climàtic (Mitchell, 1990; Calvet *et al.*, 1998; Calvet *et al.*, 1999) ja que presenten les característiques que hi són favorables. Alguns estudis efectuats als casquets de les Illes Shetland del Sud proposen un augment de l'ablació del 15% amb tan sols una pujada d'1°C de la temperatura (Bintanja, 1995). El treball que aquí presentem considera l'estudi d'una glacera ubicada en aquest context, la Glacera Johnsons de l'Illa Livingston, a les Illes Shetland del Sud.

El registre estratigràfic dels sistemes temperats no és tan complet com el dels sistemes polars però aporta informació sobre el balanç de massa a curt o mig termini. El seu estudi està limitat per la manca de bones tècniques de datació del gel temperat, ja que amb la fusió estival, les glaceres temperades experimenten una pèrdua parcial o total de les capes anuals i una migració dels isòtops (Koerner, 1997) i radionúclids (Pinglot *et al.*, 1994) de manera que la seva datació mitjançant les tècniques habituals de comptatge de capes anuals i radiometria no són fiables (Pallàs *et al.*, 2001). En aquest sentit, la presència

de cendres interstratificades dins del gel, juga un paper molt important en aportar un marcadore temporal. Cal tenir en compte però, que els canvis que afecten les glaceres temperades no són contemporanis amb els que afecten els grans inlandsis (Huybrechts i Oerlemans, 1990) i que la seva contribució passada i futura al canvi global encara no està clara (Warrick *et al.*, 1995).

### 1.1.2 Antecedents

Des de l'any 1992, investigadors del Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona han treballat a l'Illa Livingston duent-hi a terme diferents estudis de geologia i glaciologia.

En primer lloc, es realitzà un reconeixement de la **geologia** i la **geomorfologia glacial** de l'illa, contribuint a la discussió sobre la successió de períodes glacials que han modelat el relleu de l'actual Península Antàrtica (Pallàs, 1996).

Per altra banda, s'han aplicat tècniques de teledetecció per determinar les **fluctuacions de l'extensió del casquet glacial** que recobreix l'Illa Livingston al llarg de la segona meitat del segle XX (Corbera, 1996).

Paral·lelament a la realització d'aquests estudis s'han anat tractant altres temes d'interès:

El **funcionament de la Glacera Johnsons**, amb la determinació de la seva velocitat superficial, balanç de massa, topografia de la superfície i del substrat i estructura interna.

Les condicions **meteorològiques** al voltant de l'àrea de la Base Antàrtica Espanyola i la Glacera Johnsons.

La **distribució i datació dels nivells de cendres** presents a moltes de les Illes Shetland del Sud.

La present memòria de Tesi Doctoral és el resultat de la integració de tots aquests aspectes amb l'objectiu de caracteritzar la dinàmica de la Glacera Johnsons i, dins del possible, contribuir al coneixement del funcionament de les glaceres, per una banda, i al del canvi climàtic, per una altra.

## 1.2 Aspectes de funcionament

### 1.2.1 Projectes de finançament i beca

Aquest treball ha estat finançat per:

“Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología”, projectes ANT-93/0852 i ANT-96/0734, on han intervingut membres de la Universitat de Barcelona i l'Institut Cartogràfic de Catalunya.

**Grup de Recerca de Processos Geodinàmics Superficials 3130-UB-06 (1999GR-00065)**, concedit per la Universitat de Barcelona.



**Beca de Formació de Personal Investigador del Ministeri de Ciència i Tecnologia** associada al projecte ANT-96/0734 i concedida a l'autora d'aquest treball.

### 1.2.2 Campanyes i participació

L'adquisició de les dades i observacions necessàries per la realització d'aquest treball s'ha efectuat al llarg de les **campanyes antàrtiques** dels anys 1994 al 1999, és a dir, sis campanyes. Les campanyes transcorren durant els mesos de desembre, gener i febrer, corresponent a l'època de l'estiu austral, motiu pel qual hi fem referència anomenant-les **1994-95, 1995-96, 1996-97, 1997-98, 1998-99 i 1999-2000**. Per altra banda, quan ens referim a **paràmetres anuals** el valor dels quals resulta de la comparació entre dues dades de finals de dues campanyes consecutives, parlem dels anys **1995, 1996, 1997, 1998 i 1999**, respectivament (per exemple, la velocitat corresponent a l'any 1995 resulta de la comparació entre la posició d'un marcador al febrer 1995 i al febrer 1996). Les campanyes es subdivideixen en dues fases de mes i mig aproximadament, que anomenem **primera i una segona fases**.

La Figura 1.1 mostra les campanyes a les que s'ha assistit, amb les persones que hi han participat i les principals tasques que s'hi han desenvolupat.

### 1.2.3 Col·laboracions

Al llarg del procés d'adquisició de dades de camp han intervingut persones de centres externs a la Universitat de Barcelona, amb la finalitat de realitzar tasques específiques de tipus tècnic.

L'”**Instituto Andaluz de Geofísica**” de Granada (IAG), ha col·laborat en l'aportació de personal i instrumental per la realització de perfils de **prospecció sísmica** per determinar la topografia del substrat de la Glacera Johnsons.

El “**Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement**” de Grenoble (LGGE), ha intervingut en la realització de **sondeigs** per obtenir el balanç de massa i la posició de la línia d'equilibri, per una banda, i localitzar les capes de cendres a l'interior de la glacera i caracteritzar-ne la seva estratigrafia, per una altra.

Al llarg de l'elaboració d'aquest document, l'autora ha visitat els centres “**Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement**” de Grenoble (França) i “**Centre for Glaciology**” de la “University of Wales” (Regne Unit), amb els quals s'han analitzat algunes de les dades que aquí es presenten.

Per altra banda, durant els darrers anys s'està treballant conjuntament amb el “**Departamento de Matemática Aplicada a las Tecnologías de la Información**” de la “**Universidad Politécnica de Madrid**” (UPM), que porta a terme el projecte “Modelización de flujos glaciares en la Isla Livingston”, consistent en l'aplicació d'un model numèric d'elements finits per explicar la dinàmica de la Glacera Johnsons. L'anomenat projecte inclou la realització de perfils de radioecosonda per determinar la geometria del substrat de la Glacera Johnsons en detall.

		Personal	Col·laboradors	Tasques relacionades amb l'estudi de la Glacera Johnsons
1991-92	1a fase	Francesc Sàbat Pere Santanach Glòria Furdada Jaume Calvet Raimon Pallàs Jorge Enrique	-	Estructures de deformació del gel Fluctuacions de l'extensió del casquet
	2a fase	-	-	-
1992-93	1a fase	Francesc Sàbat Jaume Calvet Raimon Pallàs Joan Manuel Vilaplana Josep Maria Casas Jorge Enrique	-	Estratigrafia del gel Prospecció amb radioecosonda
	2a fase	-	-	-
1993-94	1a fase	-	-	-
	2a fase	-	-	-
1994-95	1a fase	Glòria Furdada Jordi Corbera Jaume Calvet Jorge Enrique Vicenç Palà (ICC)	Michel Pourchet (LGGE)	Instal·lació d'estaques Mesura d'estaques Sondeigs
	2a fase	Joan Manuel Vilaplana Josep Maria Casas		Instal·lació d'estaques Mesura d'estaques
1995-96	1a fase	Jordi Corbera Jorge Enrique		Instal·lació d'estaques Mesura d'estaques
	2a fase	-	Tècnics BAE	Mesura d'estaques
1996-97	1a fase	Glòria Furdada Francesc Sàbat Teresa Teixidor (ICC)	Beatriz Benjumea (IAG)	Prospecció sísmica Mesura d'estaques
	2a fase	Joan Manuel Vilaplana Jaume Calvet Jorge Enrique		Instal·lació d'estaques Mesura d'estaques Estructures de deformació en gel
1997-98	1a fase	Josep Maria Casas Laia Ximenis	Beatriz Benjumea (IAG) Mercedes Ferich (IAG)	Prospecció sísmica Mesura d'estaques
	2a fase	Glòria Furdada Laia Ximenis	-	Mesura d'estaques Estructures de deformació en gel
1998-99	1a fase	-	-	-
	2a fase	Jaume Calvet Laia Ximenis	-	Mesures d'estaques Estructures de deformació en gel Topografia
1999-2000	1a fase	Josep Maria Casas	Michel Pourchet (LGGE)	Sondeigs Mesura d'estaques
	2a fase	-	Tècnics BAE	Mesura d'estaques
2000-2001	1a fase	-	-	-
	2a fase	David Garcia Jorge Enrique	-	Mesura d'estaques

**Figura 1.1** Campanyes realitzades, persones que hi han participat i principals tasques desenvolupades en relació a l'estudi de la Glacera Johnsons. Les dades incorporades en aquest treball corresponen a les campanyes 1994-95, 1995-96, 1996-97, 1997-98, 1998-99 i 1999-00.

### 1.3 La tesi

La característica més destacable d'aquest treball és que tracta de l'estudi de la globalitat d'un sistema natural com una glacera, en el sentit que el seu funcionament és el resultat de la interacció de molts fenòmens diferents. És per aquest motiu que inclou disciplines tan variades com la meteorologia, la nivologia, la reologia o la geologia estructural, totes elles integrades en la disciplina de la glaciologia, que és la que estudia les glaceres des del punt de vista global.

En conseqüència, aquest treball és fruit de la dedicació de moltes persones, cadascuna en el seu camp, durant un període de temps que va molt més enllà del de l'elaboració d'aquest document. L'aportació de l'autora és la de recopilar tota aquesta informació i d'integrar-la dins el marc de la glaciologia per tal d'explicar el funcionament de la Glacera Johnsons i avaluar els efectes del canvi climàtic sobre aquest sistema en concret.

#### 1.3.1 Estructura del treball, objectius generals de cada capítol

Aquest treball està dividit en 9 capítols estructurats en tres blocs.

En primer lloc i després d'un capítol introductori, els **capítols 2 i 3** constitueixen la **presentació del sistema estudiat** i la **metodologia utilitzada**.

Al capítol 2, "**Glaceres: caracterització de la Glacera Johnsons**", s'ubica la glacera dins d'un context geo-climàtic i es tracten els processos que tenen lloc al mantell nival amb l'objectiu de caracteritzar-la des d'un punt de vista tèrmic. Per altra banda, s'hi descriuen aspectes morfològics de la glacera, com la topografia de la superfície i del substrat, i les línies de flux resultants d'aquesta configuració.

Al capítol 3, "**Mètodes generals: el posicionament d'estaques**", es fa referència a la metodologia utilitzada per posicionar els marcadors que s'han utilitzat per l'adquisició de la major part de dades que inclou aquest estudi, posant èmfasi en el procediment instrumental, les tasques de manteniment i la correcció de les mesures realitzades.

En un segon bloc que constitueix el cos central de la tesi, els **capítols 4, 5, 6 i 7** presenten els **resultats** obtinguts pels diferents aspectes que hem estudiat en relació al funcionament de la Glacera Johnsons. Entre ells, el capítol 4 presenta l'anàlisi de la causa responsable de la presència d'una glacera, és a dir, la **massa de gel** que constitueix la glacera, el seu origen i la seva evolució. En segon lloc, després d'un capítol 5 d'introducció teòrica al flux glacial, els capítols 6 i 7 descriuen els resultats de l'aplicació d'una força sobre el cos de la glacera, la **gravetat**, els quals avaluem mitjançant dos tipus de **deformacions**: la velocitat superficial del gel i les estructures de deformació, respectivament.

Al capítol 4, "**Balanç de massa de la Glacera Johnsons**", es descriuen els processos d'entrada i sortida de massa a la glacera i s'avalua la variació espacial i temporal del balanç resultant de

l'actuació d'aquests processos, tot plegat, després d'introduir teòricament la naturalesa i el funcionament del balanç de massa.

Al capítol 5, “**Moviment de les glaceres**”, s'introdueixen aspectes teòrics bàsics sobre la reologia del gel com material i sobre el seu comportament a les glaceres. Tot i que aquests fonaments no han estat directament aplicats al llarg del treball, el seu coneixement és imprescindible alhora de raonar moltes discussions plantejades.

Al capítol 6, “**Velocitat superficial de la Glacera Johnsons**”, s'avalua la variació espacial i temporal del desplaçament del gel superficial com una de les manifestacions més patents de la deformació de la glacera, després de proporcionar una introducció teòrica sobre la naturalesa i el funcionament d'aquest fenomen.

Al capítol 7, “**Estructures de deformació a la Glacera Johnsons**” es descriuen les estructures de deformació, internes i externes, que resulten del flux del gel, introduint-les prèviament dins el marc de la deformació glacial.

Finalment, el tercer bloc de capítols de la tesi, que comprèn el capítol 8 i 9, presenta la **discussió final** i les **conclusions**, on es pretén integrar els resultats anteriors per donar una visió global del funcionament de la glacera.

El capítol 8, “**Dinàmica global de la Glacera Johnsons**”, consta d'una primera part on s'avaluen els aspectes que fan referència a l'equilibri del funcionament de la glacera, considerant l'equació de continuïtat i aplicant-hi els resultats dels capítols anteriors (capítols 4 i 6) per tal de caracteritzar l'estat de la glacera i la seva evolució temporal. La segona part presenta la integració dels aspectes morfològics (capítol 2), dinàmics (capítols 4, 6 i 8) i estructurals (capítol 7) que estan al darrere de l'explicació de l'estructura interna de la glacera.

El capítol 9, “**Conclusions**”, consta d'un llistat de les principals aportacions que representa aquest treball i planteja quines haurien de ser, segons la visió de l'autora, les línies de futur a seguir a l'hora de continuar estudiant el funcionament de la Glacera Johnsons.

## 2 GLACERES: CARACTERITZACIÓ DE LA GLACERA JOHNSONS

Una glacera és un cos de neu acumulada que, després de compactar-se i convertir-se en gel, comença a fluir sota l'efecte de la gravetat. Els principals factors de control d'aquest procediment són el **clima**, responsable de l'aport de la massa que flueix i de la seva transformació en gel, i la **morfologia de la conca**, que en condiona el tipus de desplaçament.

En aquest capítol ens proposem descriure el clima i la morfologia de la conca de la Glacera Johnsons, caracteritzant aquells aspectes que més determinen el seu funcionament.

### 2.1 Glaceres i clima

La relació entre les glaceres i el clima, és evident per diferents aspectes:

En primer lloc, que es produeixi una acumulació neta de neu requereix una àrea climàtica on els aport de neu siguin més elevats que les pèrdues. Es tracta, per tant, d'un clima on s'hi produeixi **precipitació** en forma de neu i on la **fusió** no sigui tan elevada que fongui tota la massa acumulada.

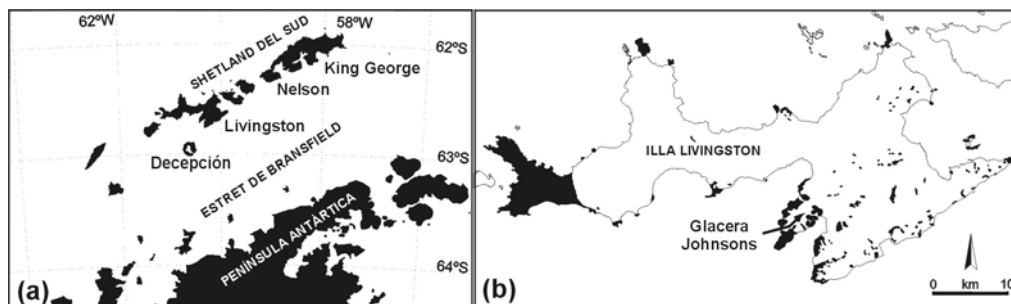
Per altra banda, la rapidesa amb què la neu es **transforma amb gel depèn de la quantitat d'acumulació neta**, que determina la pressió a la columna del mantell nival, i de la **temperatura**, que facilita els processos de fusió-recristal·lització que acceleren la transformació de neu en gel.

A més a més, l'eficàcia dels mecanismes que permeten el desplaçament del gel, també depèn de les condicions climàtiques, de manera que temperatures elevades i precipitacions en forma de pluja afavoreixen un flux més elevat (veure punt 8.1.1.1).

La interacció entre els factors latitudinals i altitudinals que controlen aquests aspectes dona lloc a un total del 10% de la superfície de la terra (16 milions km<sup>2</sup>) coberta per gel, la major part formant l'inlandsis antàrtic (13,5 milions km<sup>2</sup>) i de Groenlàndia (2 milions km<sup>2</sup>). La resta són casquets i petites glaceres situades a latituds altes (Oceà Àrtic, Noruega, Alaska i Andes) o a massissos muntanyosos d'arreu del món (Alps, Himàlaia) (World Glacier Monitoring Service, 1989).

#### 2.1.1 Context geo-climàtic de la Glacera Johnsons

La Glacera Johnsons està situada al sector sud-est de l'Illa Livingston, de l'arxipèlag de les Shetland del Sud, a la part més externa de la Península Antàrtica (Figura 2.1). El clima d'aquesta àrea és sub-antàrtic marítim, caracteritzat per precipitacions intenses a l'hivern i estius amb molta fusió.



**Figura 2.1** Situació geogràfica de l'àrea d'estudi. (a) Arxipèlag de les Shetland del Sud; (b) Glacera Johnsons a l'Illa Livingston. Els afloraments rocosos s'hi representen en negre.

Paral·lelament a l'estudi que presenta aquest treball, s'han descrit les característiques climàtiques de l'Illa Livingston i la resta d'arxipèlag, els principals resultats dels quals resumim a continuació:

Les **temperatures** són suaus dins del context antàrtic, tant a l'estiu com a l'hivern. Dels mesos d'estiu, desembre, gener i febrer, el mes més calent és el gener, amb  $2,3^{\circ}\text{C}$  de mitja mensual, i el més fred el desembre, amb  $1,5^{\circ}\text{C}$  (període 87-99) (informe intern Bañón, 1999). Les mitges, per aquests mesos, de les temperatures màximes entre els anys 1988 i 1993 van oscil·lar entre  $4$  i  $5^{\circ}\text{C}$  i la mitja de les mínimes és  $1^{\circ}\text{C}$  (Bañón, 1994). Durant els estius 1994-95 i 1995-96, es va mesurar una oscil·lació tèrmica del cycle diari al voltant de  $1^{\circ}\text{C}$  (Rodríguez i Calvet, 1999).

En relació a l'evolució de la temperatura al llarg de l'hivern, els registres dels sensors de temperatura que es descriuen al punt 2.1.5.1, mostren que la temperatura mitja per l'any 1998, disminueix des de principis de maig fins mitjans de setembre amb valors que van de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $-20^{\circ}\text{C}$ . Al voltant d'aquesta tendència, s'hi produeixen oscil·lacions amb períodes de fins una desena de dies i amplituds creixents a mesura que avança l'hivern, que arriben a ser de  $20^{\circ}\text{C}$  (veure Figura 2.5(b)). Aquestes pujades de temperatura estan d'acord amb les sèries de temperatura analitzades per Martianow i Rakusa-Suszczewski (1989) i Rodríguez i Llasat (1997) i per l'estudi d'imatges ERS-SAR on es detecten processos de fusió que afecten el mantell nival durant l'hivern (Corbera i Granada, 1997).

Entre els anys 1962 i 1990, les temperatures a la base Arturo Prat (Illa Greenwich de les Shetland del Sud) han experimentat un augment de les mínimes de  $0,05^{\circ}\text{C}/\text{any}$  i una disminució de les màximes de  $-0,05^{\circ}\text{C}/\text{any}$ , la qual cosa representa una disminució de l'interval tèrmic de  $0,01^{\circ}\text{C}/\text{any}$  (Rodríguez i Llasat, 1997).

La **humitat relativa** durant l'estiu és molt elevada (al voltant del 80%), fet comú a tot l'arxipèlag de les Shetland del Sud i costa de la Península Antàrtica (Bañón, 1994).

La **pressió** mitja al nivell del mar és menor de 990 mb, que és el valor promig a tot l'arxipèlag de les Shetland del Sud. Es caracteritza per una elevada oscil·lació (més de 40 mb) degut al pas freqüent de fronts (Bañón, 1994).

La **nuvolositat** durant l'estiu és abundant, igual que a tot l'arxipèlag de les Shetland del Sud, pel pas freqüent de baixes pressions que en arribar a l'illa són obstaculitzades i originen núvols d'estancament. Durant els anys 1988 a 1993, la mitja va ser de 7 octaus per núvols baixos (Bañón, 1994).

La **precipitació** hi és present un 70% dels dies de desembre, gener i febrer, majoritàriament en forma de pluja fina o neu. Les quantitats totals per aquest període entre els anys 1988 i 1993, va oscil·lar entre 150 a 200 mm (Bañón, 1994). En relació a l'evolució de la precipitació al llarg de la resta de l'any, els registres dels sensors de temperatura (veure punt 2.1.5.1), mostren que durant l'any 1998, el mantell nival a la cota 330 va començar a augmentar de gruix a principis d'abril (la baixada de temperatures no es va produir fins principis de maig) i no va aprimar-se fins finals de desembre (les temperatures havien començat a pujar a mitjans de setembre) (veure punt 4.3.1.2), la qual cosa indica que la presència de precipitacions no es limita a l'època de baixes temperatures. A l'Illa King George, també a l'arxipèlag de les Shetland del Sud, la precipitació anual oscil·la entre els 500 mm al nivell del mar fins 2000 mm al seu punt més alt, a 650 m (Martianow i Rakusa-Suszczewski, 1989).

El **vent** predominant al nord de la Península Antàrtica i a l'arxipèlag de les Shetland del Sud és el vent de l'oest amb temporals freqüents (Martianow i Rakusa-Suszczewski, 1989). A Livingston però, són predominants els vents del nord-est, per raons sinòptiques i locals, ja que l'existència de vents catabàtics a la illa influeix en la generació d'aquests vents (Bañón, 1994). Durant els estius 1994-95 i 1995-96, els vents majoritaris per freqüències van ser els de l'est, nord-est i sud-est (27%, 18% i 14%) (Rodríguez i Calvet, 1999). Dels mesos de desembre, gener i febrer, el febrer és el més ventós amb 11 km/h (3,3 m/s) de mitja i màximes de 39 km/h (10,7 m/s), sent els vents del nord-nord-est els més intensos (informe intern Bañón, 1999).

Per altra banda, s'ha estudiat la **variació altitudinal** de les condicions meteorològiques a partir d'establir un gradient entre les dades de l'estació meteorològica de la Base Antàrtica Espanyola, situada a 12 m, i les de l'estació Dorotea, situada a la divisòria d'aigües més alta de la Glacera Johnsons, a 330 m. S'observa que el cicle diari de la base va dues hores darrere el de la glacera, segurament degut a la orografia que protegeix la base (Rodríguez i Calvet, 1999). Per altra banda, el promig de les diferències de temperatura entre la base i la glacera és de 3°C, la qual cosa està d'acord amb el gradient adiabàtic de temperatura de 0,98°C per 100 m (Rodríguez i Calvet, 1999).

Un altre aspecte important en relació a com la climatologia afecta el funcionament de les glaceres és l'**estructura de l'any**. A la latitud de l'arxipèlag de les Shetland del Sud, les variables meteorològiques presenten una periodicitat anual i una periodicitat semestral corresponent a la successió d'una època freda i una època calenta (Rodríguez i Llasat, 1994). L'estiu comprèn els mesos de desembre a març i l'hivern de maig a setembre. Els mesos d'abril i octubre i novembre, corresponen a la tardor i la primavera, respectivament (comunicació personal Bañón, 2000).

### 2.1.2 Tipus de glaceres en funció de la temperatura

La temperatura del gel és un factor de control molt important en relació a molts processos glacials. Parlem de **gel temperat** quan aquest es troba a temperatures properes a 0°C i de **gel fred** quan està a temperatures inferiors, de fins desenes de graus negatius.

La **temperatura de fusió** del gel disminueix a mesura que és sotmès a pressions creixents (*pressure-melting point* és el nom que rep la temperatura de fusió quan aquest està sotmès a fortes pressions que provoquen la disminució per sota dels 0°C d'aquesta propietat del gel). Ho fa a un ritme de 1°C per 14 MPa, que és la pressió que genera una columna de gel de 1585 m d'alçada, de manera que l'efecte és mínim per les glaceres i petits casquets però significatiu pels grans casquets i inlandsis.

La presència de grans masses d'un o altre tipus de gel és funció del context climàtic on es localitzen, que en condiciona el règim tèrmic. L'extensió d'aquesta classificació a sistemes glacials dominats per un o altre tipus de gel, dona lloc a la distinció de tres tipus principals de masses de gel:

Les masses de gel **temperades** es caracteritzen perquè tota la columna de gel està a la **temperatura de fusió** excepte una franja superficial, de l'ordre de la desena de metres de gruix, on la temperatura està influenciada pels cicles estacionals de la temperatura exterior. La principal característica que presenten és la **presència d'aigua líquida** entre els cristalls de gel, fenomen que condiciona l'estructura i el funcionament global de tot el sistema glacial. La temperatura de tot el sistema es manté constant degut a que l'energia que s'introdueix per la superfície en forma de precipitació líquida o temperatures superiors a la temperatura de fusió, s'utilitza per fondre enlloc de per fer pujar la temperatura, generant grans quantitats d'aigua a les capes més superficials (Harrison, 1972).

La **hidrologia glacial** estudia els processos que regulen la taxa i distribució dels aports d'aigua a la superfície de la glacera i el moviment des de la superfície fins la base (Fontain i Walder, 1998). La penetració de l'aigua dins del sistema glacial es produeix a través del mantell nival que cobreix la zona d'acumulació, on l'aigua és intersticial dins l'agregat permeable de grans de neu i *firn* (veure punt 2.1.4.2) i la seva percolació, lenta i regular. A la zona d'ablació, en canvi, l'aigua penetra a l'interior de la glacera de forma irregular per les esquerdes i pous i depèn directament dels aports en superfície. El moviment per l'interior del sistema glacial es produeix a través de xarxes arborescents de conductes derivats de l'engruiximent de vetes intergranulars. A la zona d'acumulació, aquests conductes estan constantment saturats per aigua mentre que a la zona d'ablació sols ho estan temporalment. A l'interfase entre la glacera i el substrat rocós, l'aigua es distribueix en xarxes de canals i cavitats individualitzades. El col·lapse de tot el sistema subglacial té efectes molt importants en el moviment de tota la glacera, en l'erosió i la sedimentació subglacial.

Les glaceres temperades són característiques de regions amb **clima marítim temperat**. Algunes glaceres temperades que han estat ben estudiades són la Blue Glacier, als USA, en relació als tipus de neu i textura de les estructures (Allen *et al.*, 1960), la Saskatchewan Glacier, al Canadà, en un estudi dinàmic i estructural complet (Meier, 1960), la Griesgletscher, a Suïssa, des d'un punt de vista



estructural (Hambrey *et al.*, 1980) i el casquet de l'Illa Nelson, a l'arxipèlag de les Shetland del Sud, on es fa referència als processos de transformació de la neu en *firm* (Ren *et al.*, 1995).

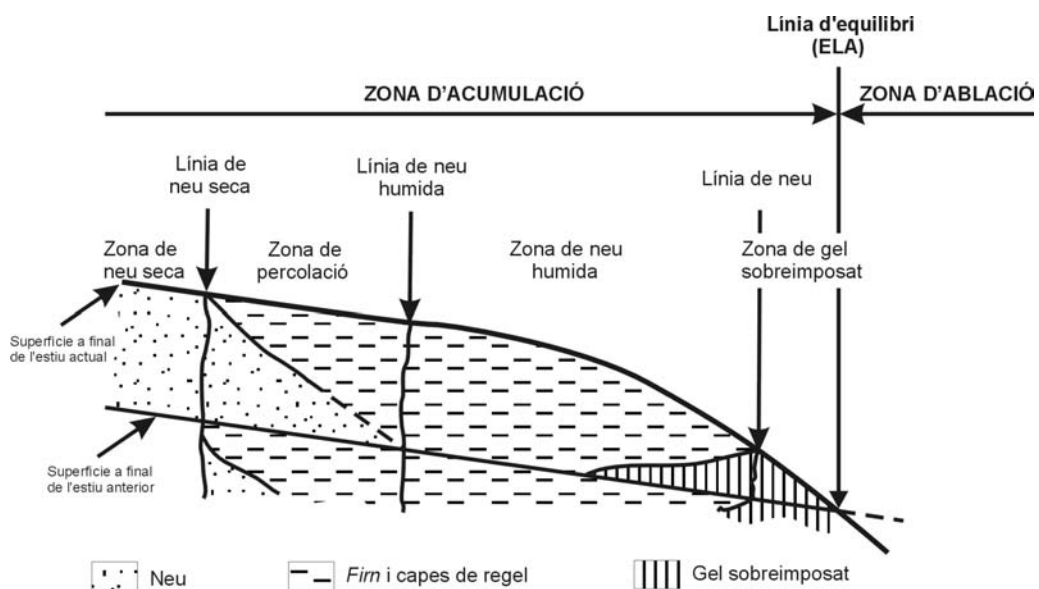
Les masses de gel **polars** són aquelles on tota la columna de gel està a temperatures inferiors a la temperatura de fusió i la interfase entre la glacera i substrat rocós està gelada. Són característiques de **climes polars** on la temperatura sempre és negativa i s'hi produeix molt poca precipitació. El casquet de Barnes, a l'Illa Baffin, Canadà, és una massa de gel polar que ha estat molt ben estudiada en relació a la deformació del gel deguda al flux (Hudleston i Hooke, 1980) i la Variegated Glacier, és una glacera freda afectada pel fenomen de *surge* (veure punt 6.1.1.2) (Sharp *et al.*, 1988).

Les masses de gel **subpolars o politermals** tenen característiques de glacera temperada a l'interior de la massa de gel, i de glacera polar als marges i part frontal. Algunes glaceres politermals de l'arxipèlag de les Svalbard, Noruega, han estat molt estudiades en relació al desenvolupament d'estructures superficials (Glasser *et al.*, 1999).

Cal tenir en compte que les condicions tèrmiques de les glaceres experimenten variacions espacials i temporals, de manera que la seva categoria segons aquesta classificació ha de considerar-se puntual en l'espai i en el temps.

### 2.1.3 Estructura tèrmica d'una glacera

Dins d'una mateixa glacera, s'estableixen diferents zones en funció dels processos que hi tenen lloc, els quals venen determinats per les condicions meteorològiques, fent que la ubicació d'aquests límits pugui variar d'any en any. A grans trets, la Figura 2.2 mostra aquestes zones:



**Figura 2.2** Zones tipus d'una glacera en funció dels processos que hi tenen lloc segons la seva estructura tèrmica. Modificada de Paterson (1994).

La **zona d'acumulació** comprèn l'àrea on es produeix un guany net de massa al llarg d'un cicle hidrològic (veure punt 4.1.1.1). Pot estar constituïda per les següents zones:

La **zona de neu seca**, on no s'hi produeix mai fusió.

La **línia de neu seca** separa la zona de neu seca de la zona de percolació, i uneix, per tant, els punts més elevats on es produeix fusió superficial.

La **zona de percolació**, on s'hi produeix fusió superficial, percolació i formació de cossos de regel a l'interior del mantell nival.

La **línia de neu humida** separa la zona de percolació de la zona de neu humida, i uneix, per tant, els punts més elevats on tot el mantell nival ha arribat a la temperatura de fusió.

La **zona de neu humida**, on tot el mantell nival ha arribat a la temperatura de fusió i es produeix percolació a les capes de *firn* dels anys anteriors.

La **línia de neu** és la línia que separa la zona de neu humida de la zona de gel sobreimposat, i uneix, per tant, els punts més baixos on arriba la neu a finals del cicle hidrològic.

La **zona de gel sobreimposat**, on els processos de fusió i formació de cossos de regel són tan importants que tot el mantell nival és transformat en gel que aflora en superfície.

La **línia d'equilibri** separa la zona d'acumulació de la zona d'ablació, i uneix, per tant, tots els punts on no es produeixen ni guanys ni pèrdues de massa al llarg d'un cicle hidrològic.

La **zona d'ablació** comprèn l'àrea on es produeix una pèrdua neta de massa al llarg d'un cicle hidrològic.

Els processos que tenen lloc a cadascuna d'aquestes zones depenen del clima i, per tant, del tipus de glacera, de manera que no tots els tipus de glaceres tenen totes les zones:

Les **glaceres temperades** no tenen zona de neu seca ni zona de percolació perquè tot el mantell nival està a la temperatura de fusió. Tampoc tenen zona de gel sobreimposat degut a que, tot i que si que s'hi produeix fusió, percolació i regel aprop de la superfície, la temperatura de les capes de *firn* d'anys anteriors segueix sent propera a la temperatura de fusió durant tot l'any, i, per tant, l'aigua majoritàriament percola més avall enlloc de regelar-se per complet i constituir el cos homogeni que seria el gel sobreimposat. Les glaceres temperades, doncs, estan constituïdes d'una zona de neu humida que és tota la zona d'acumulació i d'una zona d'ablació. El fet de no presentar zona de gel sobreimposat, fa que la línia de neu coincideixi amb la línia d'equilibri (Ostrem, 1975).

En canvi, a les **glaceres fredes** on apareixen totes les zones de la zona d'acumulació, inclosa la zona de gel sobreimposat, la línia de neu a finals del cicle hidrològic està més amunt de la línia d'equilibri i, per tant, la part més baixa de la zona d'acumulació presenta gel en superfície. La zona de neu seca sols la presenten les masses de gel molt fredes de l'interior dels grans inlandsis (Paterson, 1994).

#### 2.1.4 Evolució a les glaceres temperades: des de la neu del mantell nival fins el gel de la zona d'ablació

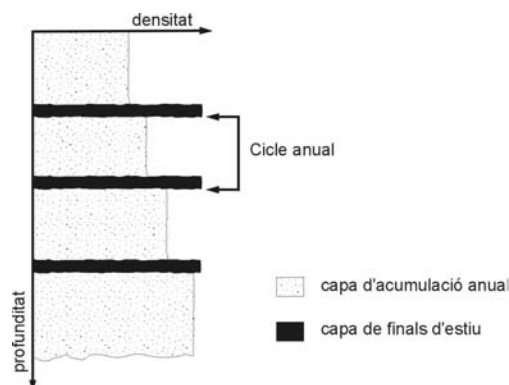
L'acumulació de neu precipitada a la superfície d'una glacera dóna lloc al mantell nival que constitueix l'aport de massa que fa funcionar la glacera (veure punt 8.1.1). El coneixement de **l'estructura i l'evolució del mantell nival fins transformar-se en gel** és important alhora de caracteritzar molts aspectes dinàmics de glacera, per exemple, per avaluar el balanç de massa correctament, cal conèixer l'estructura del mantell nival i els processos termodinàmics que hi tenen lloc, i per estudiar les estructures de deformació al gel de la zona d'ablació és necessari diferenciar primer l'estratificació sedimentària heretada dels processos sedimentaris de la zona d'acumulació.

##### 2.1.4.1 Acumulació en superfície: estratificació sedimentària del mantell nival

Les precipitacions en forma de neu que es produeixen al llarg de l'any donen lloc a acumulacions estructurades en capes subparal·leles a la superfície, que constitueixen el que anomenem **estratificació sedimentària**. Els processos de transformació que experimenta el mantell nival són conseqüència de fenòmens meteorològics de cicle anual que actuen alterant la seva estructura primària. El resultat de l'acumulació al llarg dels anys origina la repetició de capes anuals (Figura 2.3) constituïdes per:

Les **capes d'acumulació anual**, de neu blanca, porosa i de gra groller, que comprenen tot el volum de neu resultant de l'acumulació durant l'hivern menys la fusió de l'estiu.

La **capa de finals d'estiu** a sobre de les anteriors, de tonalitat blavosa, també de gra groller però molt menys porosa, que correspon a la capa de neu fosa i regelada de finals d'estiu. Sovint inclou partícules de pols acumulades en superfície durant el període de fusió.



**Figura 2.3** Estratificació sedimentària corresponent a varis cicles anuals complets.

Hi ha processos que actuen modificant l'estratificació sedimentària original del mantell nival, donant lloc a relacions de no paral·lelisme entre les capes, que sovint en dificulten la seva identificació:

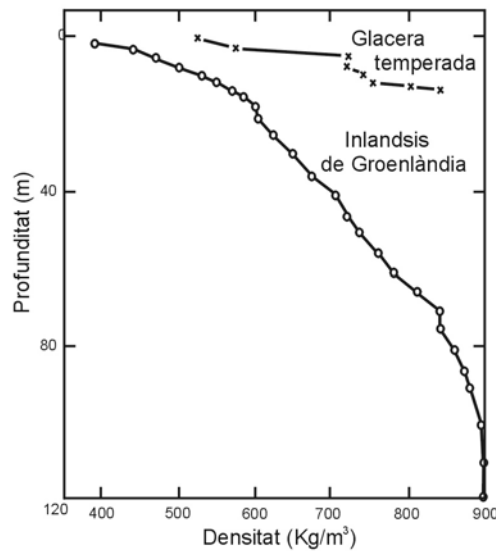
El **metamorfisme de fusió** es produeix per l'entrada d'aigua des de la superfície, la qual pot ser de precipitació o de fusió superficial. La percolació, circulació i acumulació d'aquesta aigua a l'interior de la glacera comporta una redistribució i barreja de la massa, la compactació dels primers decímetres a metres de mantell nival per transformació dels grans, i l'origen de cossos de regel a l'interior del mantell nival o a capes de *firn* més profundes, la qual cosa dificulta la definició de cicles anuals a partir de l'estructura de l'estratificació sedimentària descrita.

El **vent** actua erosionant, transportant i acumulant material en superfície, i tendeix a regularitzar el relleu (Font, 1999). L'erosió es produeix a barlovent, arrencant la neu segons la direcció del vent i transportant-la fins que se'n produeix la sedimentació a sotavent. L'acumulació de neu ventada pot donar lloc a estrats paral·lels o amb forma de tascó, o a cossos de geometries diverses que omplen irregularitats del terreny. La posterior acumulació de precipitació sobre els cossos de neu ventada pot originar discordances.

El desplaçament que experimenten les partícules dipositades a la zona d'acumulació degut al **flux**, també pot originar distorsió del paral·lelisme entre l'estratificació sedimentària de cicles anuals successius. La discordança es genera quan, durant l'estiu, es produeix ablació de les capes acumulades durant l'hivern, que ja han fluït aigües avall experimentant rotació, i a l'hivern s'hi produeix precipitació a sobre (*major unconformities* de Hambrey, 1976).

#### 2.1.4.2 Transformació en profunditat: evolució de la densitat

A les glaceres temperades, els processos de compactació per càrrega, responsables de la formació del gel a les glaceres fredes, perden importància davant dels processos de **metamorfisme de fusió** que acceleren enormement la formació del gel. L'evolució dels grans de neu per donar lloc a gel en aquest context comporta una primera etapa d'empaquetament durant la qual la fusió dels grans de menor diàmetre dóna lloc a un augment de la mida de gra fins 1-2 mm i a un arrodoniment de la seva forma (Shumskiy, 1964). Posteriorment, l'etapa de regel comporta l'expulsió de l'aire que ocupava la porositat i la formació de gel. Aquest procediment, que va lligat a un augment de la densitat, comporta que l'augment progressiu d'aquest paràmetre degut solament al procés de compactació quedi alterat i **no sigui possible establir un patró de densificació regular**. Una característica comú al procés de densificació de glaceres temperades és que s'assoleixen densitats equivalents a la del gel a profunditats menors i amb menys temps que a les glaceres polars, on la corba de densitat acumulada (veure més avall) té un gradient més baix (Paterson, 1994). La Figura 2.4 presenta la corba de densitat acumulada d'una glacera polar per ser comparada amb la d'una glacera temperada.



**Figura 2.4** Evolució de la densitat en profunditat a una glacera temperada i a una glacera freda. Modificat de Paterson (1994).

La **densitat** s'expressa en grams per centímetre cúbic. En glaciologia, sovint es treballa amb el concepte de **massa** i d'**equivalent en aigua** com unitat de massa, ja que permet comparar quantitativament l'aigua que contenen dues columnes de neu o gel amb densitats diferents. Un centímetre equivalent en aigua (cm we de l'anglès *water equivalent*) és igual al pes en grams d'una columna d'aigua de secció unitària i 1 cm d'alçada, és a dir, 1 g d'aigua. Si aquests grams d'aigua els tenim en forma de neu o gel, necessitem conèixer-ne la densitat per fer la transformació. Per exemple, una columna de neu de 24 cm d'alçada i una densitat mitja de  $0.75 \text{ g cm}^{-3}$  equival a una columna d'aigua de 18 cm:

$$\frac{24 \text{ cm}^3 \text{ neu}}{\text{cm}^2} \times \frac{0,75 \text{ g aigua}}{1 \text{ cm}^3 \text{ neu}} \times \frac{1 \text{ cm}^3 \text{ aigua}}{1 \text{ g aigua}} = \frac{18 \text{ cm}^3 \text{ aigua}}{\text{cm}^2} = 18 \text{ cm aigua} = 18 \text{ cm we}$$

Els termes neu, *firn* i gel, s'apliquen per donar nom als materials corresponents a les diferents etapes de l'evolució de la neu original fins que esdevé gel. Hi ha autors que els relacionen directament amb el paràmetre densitat, de manera que cada terme correspon a un interval de densitats (Seligman, 1936). En aquest estudi ens interessa més considerar la definició de Paterson (1994) segons la qual la **neu** fa referència a tota la precipitació acumulada durant el període anual en curs (quan parlem de **mantell nival**, també ens referim a aquesta capa), el **firn o nevé** correspon a la neu que ha sobreviscut un o més estius i que encara no s'ha convertit en gel i el **gel** al material resultant quan tota la porositat del *firn* ha desaparegut, la qual cosa passa a una densitat de  $0.83 \text{ g cm}^{-3}$ , que és, aquí sí, el límit de densitat a partir del qual es parla de gel. A efectes pràctics alhora de realitzar sondeigs on es mesura la densitat, el procés de densificació en profunditat sovint s'expressa a partir de la **densitat acumulada en funció de Z** que és la densitat mitja de tot el mantell superior a una profunditat Z ponderada segons la longitud de cada segment de testimoni de gel on s'ha

mesurat la densitat. Té l'avantatge que sols cal multiplicar-la per la profunditat i obtenim directament la massa superior a  $Z$  en equivalents en aigua. La **corba de densitat acumulada** reflecteix la compactació del *firn* en profunditat i caracteritza la naturalesa tèrmica d'una glacera tal com hem vist anteriorment.

### 2.1.4.3 El gel a la zona d'ablació

L'evolució de l'estratificació sedimentària dóna lloc al bandejat característic del gel de la zona d'ablació, constituït per (Allen *et al.*, 1960):

Capès primes de **gel blau sense bombolles**, corresponents a les capès de finals d'estiu (*coarse clear ice*).

Capès de **gel més blanc amb bombolles**, corresponents a les capès d'acumulació anual (*coarse bubbly ice*).

La textura del gel de la zona d'ablació està condicionada per l'estratificació sedimentària però també per la deformació que el gel ha experimentat durant el seu recorregut des de la zona d'acumulació, el qual comporta les següents modificacions:

Variació de la textura del gel quan és sotmès a grans esforços de cisalla, la qual es caracteritza per una **disminució de la mida de gra** (*fine ice*) (Allen *et al.*, 1960)

**Aprimament de les capès** definides per l'estratificació sedimentària, més o menys accentuat en funció de la deformació a la que estan sotmeses.

Aparició d'**estructures de deformació** (veure capítol 7), dúctils o fràgils, les quals poden arribar a esborrar totalment l'estratificació sedimentària.

## 2.1.5 La Glacera Johnsons, una glacera temperada

### 2.1.5.1 Temperatura del mantell nival

Al llarg dels anys inclosos en aquest treball, s'han anat realitzant diferents estudis en relació a la temperatura del mantell nival, tots ells al Dom Dorotea, a 330 m d'altitud (veure Figura 2.8):

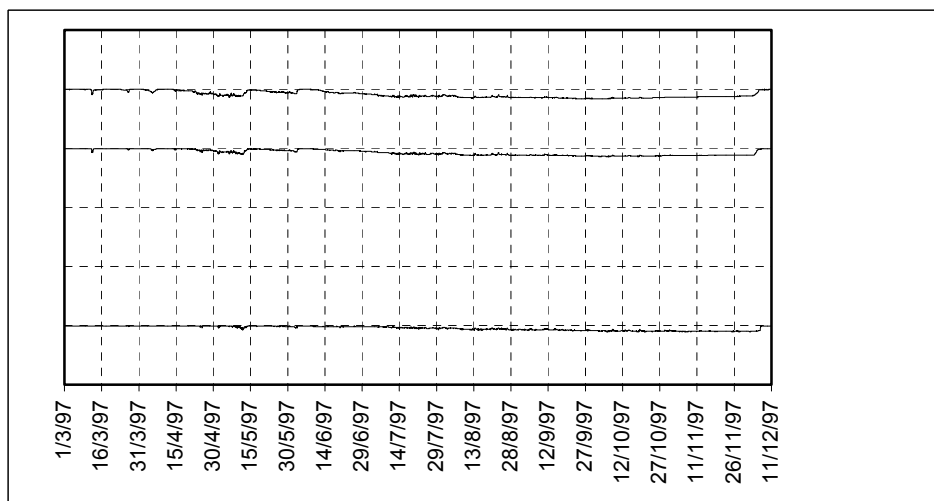
Durant dos anys, s'han determinat temperatures del mantell nival mitjançant la instal·lació de sensors de temperatura a diferents profunditats, que han funcionat durant tot l'hivern:

Durant la campanya 1997-98 es van instal·lar 5 sensors de temperatura (proporcionats pel LGGE, Grenoble) en un forat de 6 m de profunditat distribuïts cada 50 cm, i es van deixar durant el període 24/2/97 al 19/1/98 registrant una temperatura cada hora. La Figura 2.5(a) presenta la corba de temperatura dels tres sensors que es van recuperar, situats inicialment a 0,5, 1 i 2,5 m de profunditat. S'hi observa l'atenuació de les temperatures en profunditat, corresponent a l'efecte aïllant de la neu i *firn* que dificulta la penetració de l'ona tèrmica. Així,

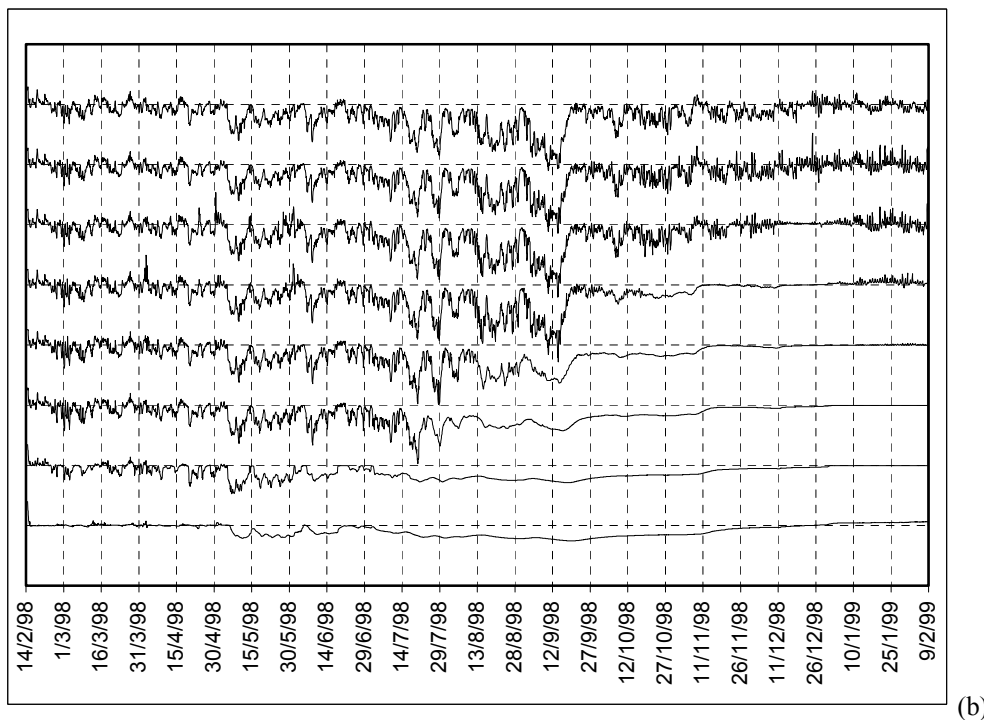
les temperatures del sensor situat a 0,5 m de profunditat quasi van arribar als  $-4^{\circ}\text{C}$  mentre que a 2,5 m de profunditat sols s'arribà als  $-2^{\circ}\text{C}$ . A l'estiu, la temperatura registrada a les tres profunditats es manté al voltant de  $0^{\circ}\text{C}$ .

Durant la campanya 1998-99, vam instal·lar 8 sensors de temperatura (termistors, proporcionats pel l'INM) separats 30 cm, de manera que dos quedaven a l'interior del mantell nival i sis a l'exterior, i es van deixar durant el període 14/2/98 a 9/2/99 registrant un valor cada 2 hores (Figura 2.5(b)). Els valors obtinguts als sensors enterrats durant l'hivern, que oscil·len al voltant de  $-5^{\circ}\text{C}$ , presenten temperatures lleugerament més baixes que les obtingudes pels sensors de l'any anterior (veure fig. dcp6a), la qual cosa és coherent amb la menor profunditat a la que es troben, almenys inicialment. També s'hi observen pics de temperatura propers a  $0^{\circ}\text{C}$  que són reflex de pujades de la temperatura exterior (veure punt 2.1.1), fet destacable alhora de justificar l'estructura interna del mantell nival, tal com veurem més endavant. Per altra banda, les temperatures d'estiu registrades pels sensors enterrats mostren un perfil isotèrmic al voltant dels  $0^{\circ}\text{C}$ , lleugerament creixent en profunditat.

Aquesta configuració tal com l'hem considerat en aquest estudi, permet detectar el ritme d'acumulació i ablació del mantell nival a partir de l'amplitud de les oscil·lacions de la temperatura que registra cada sensor. Això és possible pel fet que el mantell nival és aïllant i suavitza la temperatura al seu interior, de manera que el registre continu de temperatures experimenta una disminució sobtada d'amplitud quan el sensor queda cobert de neu. L'anàlisi d'aquest registre en relació a aquest objectiu es presenta al punt 4.3.1.2.. En aquest sentit, cal tenir en compte els resultats de Paterson, 1994 que explica que la determinació de la temperatura del mantell nival mitjançant sensors és molt complicada perquè la profunditat d'enterrament del sensor varia degut als processos d'ablació i acumulació (Rabus i Echelmeyer, 1998 descriu uns estudis de temperatura del mantell nival que es realitzen amb l'ajuda d'un sensor d'ultrasons que detecta l'alçada de la neu i en permet la correcció del seu efecte). Altres problemes alhora de considerar aquests registres són que els mateixos sensors poden actuar com conducte per on percola l'aigua, i que els sensors propers a la superfície s'escalfen per efecte de la radiació.



(a)



**Figura 2.5** Registres de temperatura a diferents profunditats del mantell nival. Les divisions de l'eix d'ordenades corresponen a intervals de  $20^{\circ}\text{C}$  alhora que l'escala vertical és proporcional a l'espaiat entre sensors per cada gràfica. (a) Temperatures a 0,5, 1 i 2,5 m a l'interior del mantell nival durant el període 24/2/97 a 19/1/98. Els extrems del registre no es mostren degut a anomalies dels valors obtinguts, segurament per motius de mal aïllament. (b) Temperatures a sensors espaiats 30 cm durant el període 14/2/98 a 9/2/99. Inicialment, la superfície de la neu es troba 5 cm per sobre del segon sensor.

Els perfils de neu que s'han anat realitzant durant les campanyes que inclou aquest estudi inclouen mesures de temperatura cada 10 cm al llarg del mantell nival. El conjunt d'aquestes dades indica que durant l'estiu, el mantell nival té una temperatura molt constant de poques dècimes per sota de  $0^{\circ}\text{C}$ .

En un sondeig de 15,2 m de profunditat realitzat durant l'estiu 1994-95, les temperatures registrades cada metre oscil·laren entre  $-0,1^{\circ}\text{C}$  i  $-0,3^{\circ}\text{C}$ , reflectint un perfil isotèrmic (Furdada *et al.*, 1999).

Els valors de temperatura obtinguts a la Glacera Johnsons a partir dels anteriors experiments són coherents amb la distribució de temperatura en profunditat corresponent a les glaceres temperades, de manera que, tèrmicament, la Glacera Johnsons es considera una glacera temperada (Furdada *et al.*, 1999).

#### 2.1.5.2 Procés de metamorfisme de la neu per presència d'aigua

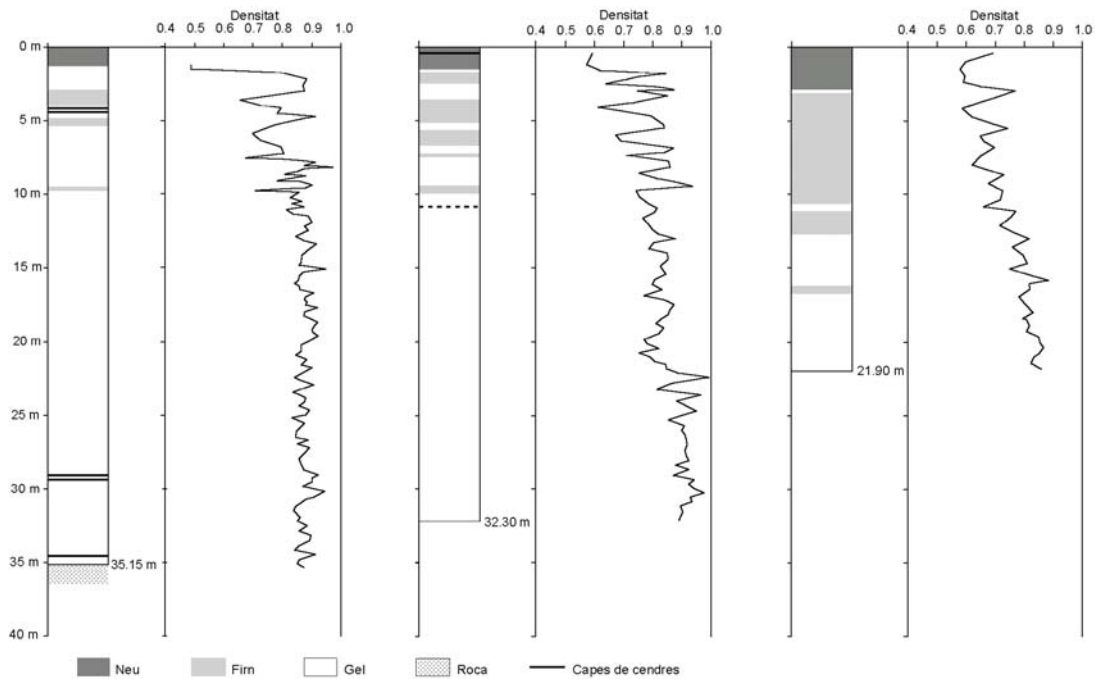
La temperatura que hem vist que presenta el mantell nival de la Glacera Johnsons és compatible amb la presència d'aigua al seu interior, la qual caracteritza totalment la seva estructura i el seu funcionament segons hem pogut determinar a partir de les següents observacions.

La **forma i diàmetre dels grans** de neu de la Glacera Johnsons, mostren clarament el resultat dels processos vinculats a la presència d'aigua al mantell nival. Segons Furdada *et al.* (1999) els grans de



neu són arrodonits, amb dimensions de fins 2-3 mm, algunes de gra més fi (menor o igual a 0.5 mm) i hi abunden els nivells de gel compacte corresponents a capes de regel.

Les observacions en relació a l'**evolució de la densitat en profunditat**, indiquen que no és possible definir-hi un patró regular de densificació. Aquesta informació deriva de varis sondeigs realitzats durant les campanyes 1994-95 (Furdada *et al.*, 1999) i 1999-2000 (dades no publicades) i d'observacions de camp (Vilaplana i Pallàs, 1993). Les corbes de densitat en profunditat d'alguns testimonis de gel que mostra la Figura 2.6 revelen importants variacions puntuals de la densitat que afecten tant capes del mantell nival de l'any en curs com, puntualment, capes de *firn* més profundes (comunicació personal Pourchet, 1998), les quals són responsables de trencar la regularitat del procés de densificació en profunditat. Una conseqüència d'aquest fet és la dificultat d'establir una profunditat per la localització del canvi de *firn* a gel ja que l'alternança de capes de densitats corresponents a *firn* i a gel no s'arriba a regularitzar. Estudis semblants realitzats a les illes King George (cota 250) i Nelson (cota 325), situen aquest límit entre els 12 i 20 m en el primer cas (Orheim i Govorukha, 1982) i a 25-26 m en el segon (Qin *et al.*, 1994), la qual cosa indica que el sondeig descrit per Furdada *et al.* (1999) possiblement no va travessar aquest límit.



**Figura 2.6** Corbes de densitat i estratigrafia dels sondeigs realitzats a tres localitats de la Glacera Johnsons durant la primera fase de la campanya 1999-00. S'observa com, tot i que es produeix un augment de la densitat en profunditat, hi ha moltes oscil·lacions corresponents a capes de regel intercalades.

Per altra banda, s'observa que la **variació estacional de la densitat** és més important que la variació anual, la qual cosa és indicativa de la importància dels processos de cicle estacional, especialment la fusió estival (comunicació personal Pourchet, 1998). Aquest fet ha estat detectat en l'anàlisi de les

mesures de densitat obtingudes per calcular el balanç de massa que es fa al punt 4.3.2.2, on s'ha obtingut que la variable mes és significativa.

Finalment, la presència d'aigües de fusió a la superfície de la Glacera Johnsons durant l'estiu és molt habitual, sobretot durant els dies més calorosos. Garcia i Sospedra (1993) analitzen la composició de la columna d'aigua de la Caleta Johnsons (veure punt 2.2.1) i troben que les aigües de fusió procedents de la Glacera Johnsons formen una làmina d'aigua superficial més tèrbola d'aproximadament 1 m de gruix.

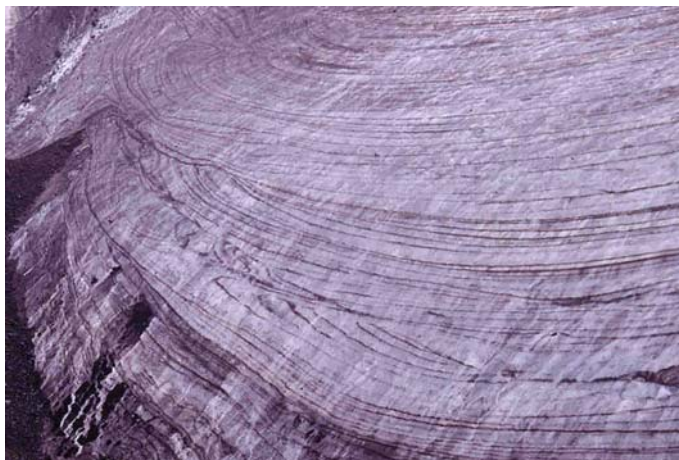
### 2.1.5.3 Estratificació sedimentària

L'estratificació sedimentària del mantell nival de la Glacera Johnsons és visible a l'interior d'esquerdes gràcies a les nombroses capes de regel que generen relleus positius. El seu estudi mostra que està constituït per múltiples capes de textures diferents, des de centimètriques a decimètriques, subparal·leles a la superfície, i que no és possible establir-hi la periodicitat anual. Noble (1965) i Qin *et al.* (1994), que descriuen l'estratigrafia de testimonis de sondeigs realitzats a les illes King George i Nelson, mostren altres exemples on no és possible identificar les característiques anuals del mantell nival degut a la presència d'estructures de fusió. Aquesta estructura és coherent amb les temperatures observades en aquesta àrea (veure punt 2.1.1), que fan possible la presència puntual de processos de fusió al llarg de tot l'any (Corbera i Granada, 1997).

Per altra banda, s'han observat variacions importants del gruix de les capes degudes a processos de redistribució de la neu per efecte del vent (Vilaplana i Pallàs 1993; Furdada *et al.* 1999). A la Glacera Johnsons aquest procés es produeix en funció de la relació entre l'orientació dels pendents de la topografia i el vent predominant del nord-est (Rodríguez i Llasat, 1997). En primer lloc, s'observa que les divisòries d'aigües experimenten erosió, mentre que les àrees situades a sotavent d'aquestes, experimenten sobreacumulació. Aquest fenomen ha estat observat al Dom Dorotea i aigües avall d'aquest, al voltant de la cota 250, degut a la suau ondulació que presenta la topografia en aquest sector, mentre que a la cubeta del voltant de la cota 275 s'hi produeix una sobreacumulació de neu ventada (veure punt 2.2.2, veure Figura 2.9). En segon lloc, l'obstacle que representa el Pic Johnsons en relació a la direcció predominant del vent, dona lloc a una zona d'acumulació a sotavent que s'estén aigües avall al llarg d'una franja de pocs centenars de metres d'amplada, paral·lela al marge nord de la glacera (veure Figura 2.9).

Les observacions de com ha estat modificada l'estratificació sedimentària en profunditat corresponen a la part baixa de la glacera, on les capes de gel hi són identificables perquè tallen la superfície. A la pràctica però, és difícil identificar-les perquè les diferents textures que teníem al mantell nival han evolucionat per donar lloc a un cos de gel molt més homogeni. En el cas de la Glacera Johnsons, la presència de capes de cendra interestratificades és de gran ajuda alhora d'identificar les capes (veure punt 7.1.1). De l'observació de la seva disposició se'n deriva que l'estratificació sedimentària està afectada per una deformació a gran escala que augmenta progressivament aigües avall (veure capítol 7). Localment, hem observat relacions angulars entre capes, com els contactes que afloren en superfície en forma de conjunts d'arcs convexes

aigües avall que convergeixen als laterals (Figura 2.7), els quals hem atribuït a discordances degudes al flux descrites al punt 2.1.4.1 (comunicació personal Hambrey, 1999).



**Figura 2.7** Discordances entre les capes d'estratificació sedimentària a la superfície del Lòbul Bae (veure Figura 2.8).

## 2.2 Forma de les glaceres

### 2.2.1 Forma i dimensions de les glaceres: la Glacera Johnsons, una glacera amb forma d'amfiteatre

Les masses de gel reben noms diferents en funció de les seves dimensions i de la seva forma, és a dir, la del substrat on reposen. El termes següents s'utilitza sols per fer referència a les **grans masses de gel** que, segons Cogley i Adams (1998) són, per convenció, les que cobreixen l'**Antàrtida i Groenlàndia**:

**Inlandsis** (*ice-sheet or ice plateau*): és una massa de gel de grans dimensions que recobreix quasi completament una gran extensió de terra, de manera que la topografia del substrat no afecta el flux del gel. La part més elevada, on el flux del gel és lent, rep el nom de **dom** (*dome*) mentre que camí de la perifèria, es formen **corrents de gel** (*ice streams*) (sense límits rocosos) o **glaceres de desguaç** (*outlet glaciers*) (amb límits rocosos) que desemboquen al mar, sovint interceptades per cadenes muntanyoses entre les quals el gel flueix cap a cotes més baixes donant lloc a les **llengües** (*ice tongue*). La **plataforma** (*ice-shelf*) és la part marginal de l'inlandsis que no té substrat perquè reposa directament sobre el mar. En aquest context, la **línia de terra** (*grounding line*) és la línia al llarg de la qual el gel deixa de reposar sobre el substrat per surar al mar originant la plataforma. A l'inlandsis antàrtic, les plataformes més importants en extensió són la de Ronne, al mar de Weddell i la de Ross al mar de Ross, i són nombroses les llengües de gel que s'escolen entre les Muntanyes Transantàrtiques, algunes de les quals han estat referenciades en aquest treball, com la Lower Taylor Glacier (Hamilton i Hayes, 1961). A Groenlàndia, el corrent de gel Jakobshavns Isbrae drena un 6,5% de l'inlandsis (Bindschaller, 1984).

Segons aquesta classificació, la resta de masses de gel es consideren **masses de gel petites**, tot i que puguin constituir grans extensions. Quan s'hi fa referència es parla de **glaceres i petits casquets** en contraposició amb els inlandsis antàrtic i de Groenlàndia, tot i que, des d'un punt de vista morfològic, aquests termes tenen altres implicacions:

**Casquet** (*ice-cap*): és un inlaundis de dimensions més petites que les de l'antàrtic o el de Groenlàndia. Alguns exemples als quals ens hem referit en aquest treball són el de Barnes, a l'Illa Baffin, al Canadà (Hudleston, 1976) i el de l'Illa Nelson, a l'arxipèlag de les Shetland del Sud (Ren *et al.*, 1995).

**Camp de gel** (*ice-field*): és un casquet on el flux està influenciat per la topografia del substrat, de manera que a la perifèria el desguaç es produeix mitjançant glaceres de vall. Ens són un bon exemple els "Campo de Hielo Patagónico Norte" i "Campo de Hielo Patagónico Sur".

**Glacera de muntanya o alpina** (*mountain or alpine glacier*): és una massa de gel que omple un relleu negatiu. Típicament consten d'una zona de **capçalera** ampla on la glacera es forma i d'on el flux convergeix cap al **canal o llengua** que condueix el gel cap a cotes més baixes, a vegades mitjançant una zona de fort pendent anomenada **cascada de gel** (*ice-fall*). A la part baixa, el canal s'eixampla, el flux divergeix i la glacera s'acaba al **front** (*snout*), que pot ser en forma de **rampa** o de **penya-segat** que reposa sobre el substrat (*grounded glacier*) o de penya-segat que cau directament al mar (*tide-water glacier*). També són glaceres de muntanya aquelles que no consten de totes aquestes parts, que anomenem de la següent manera:

**Glacera de circ o de capçalera** (*cirque or valley-head glaciers*), quan la glacera està emplaçada a l'interior d'un aflorament rocós en forma de circ o capçalera i la llengua no s'arriba a desenvolupar. Generalment, es tracta de glaceres de muntanya en retrocés, a les quals sols els resta la part més alta. Un exemple tractat en aquest treball és la Charles Rabot Bre, a Noruega (Hambrey, 1976).

**Glacera de vall** (*valley glaciers*), quan la part més extensa de la glacera és la llengua. Són les glaceres més ben estudiades perquè generalment tenen formes regulars i simètriques fàcils d'interpretar. Moltes de les glaceres a les quals es fa referència en aquest treball són glaceres de vall, les més conegudes de les quals són la Saskatchewan Glacier, al Canadà (Meier, 1960), la Griesgelscher, a Suïssa (Hambrey *et al.*, 1980).

**Glaceres de peudemón** (*piedmont glaciers o lobes*), són glaceres on la part terminal està molt desenvolupada degut a que hi ha espai i material suficient perquè el flux escampi el gel com en un gran delta. Un exemple molt conegut per la seva espectacularitat és la Malaspina Glacier, a Alaska (Sharp, 1958).

### ***La Glacera Johnsons a l'Illa Livingston***

Dins d'aquest marc, l'Illa Livingston comprèn petites masses de gel de diferents tipus que recobreixen el 70% de la seva extensió.

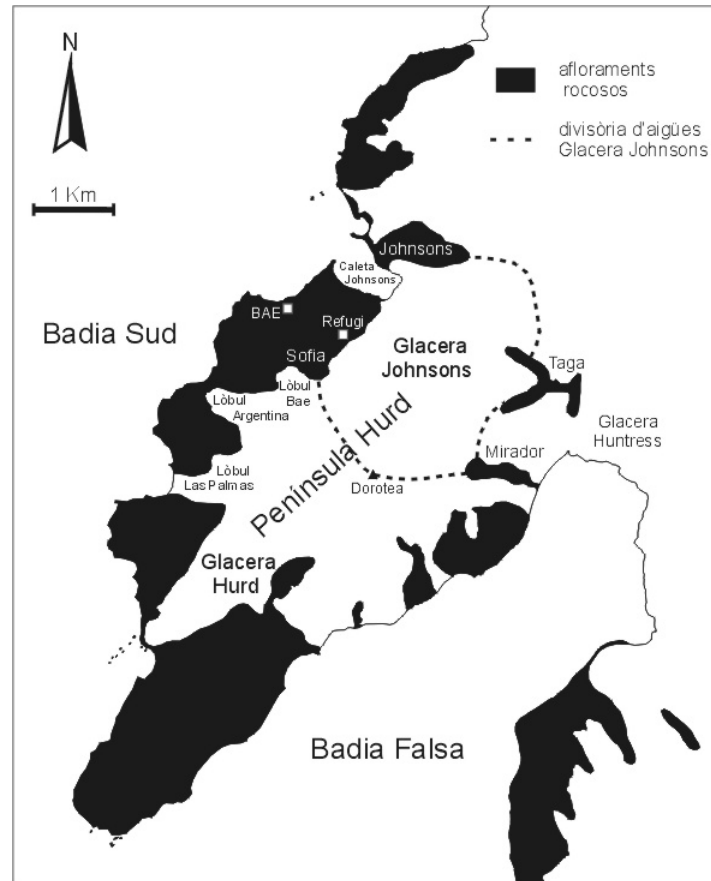
La part oest de l'illa presenta un relleu suau, amb alçades mitges de 300 m, i està coberta, excepte la Península Byers, per un casquet glacial que acaba al mar amb penya-segats d'uns 30 m d'alçada. Els gruixos de gel que s'han obtingut a la divisòria d'aigües d'aquest sector són d'aproximadament 200 m (comunicació personal Navarro, 2001).

La part sud-est de l'illa és la més muntanyosa, amb el Mount Friesland de 1790 m que corona el punt més alt de l'illa. Les valls estan ocupades per grans glaceres de vall, la majoria de les quals arriben fins al mar.

La part compresa entre les dues anteriors presenta un relleu muntanyós suau, amb alçades màximes de 500 m. Està coberta per petits casquets glacials, més o menys separats entre ells per afloraments rocosos aïllats que sobresurten uns 200 m per sobre el gel. Algunes mesures puntuals del British Antarctic Survey dutes a terme a durant els anys 70 indiquen gruixos de gel entre 200 i 400 m (comunicació personal Vaughan, 1990). La Península Hurd, on està situada la Glacera Johnsons, és en aquest sector, concretament, entre Badia Falsa i Badia Sud. Consta d'un petit casquet glacial, amb una alçada màxima al Dom Dorotea, de 330 m, i de nombroses llengües que desemboquen al mar o acaben en rampa o penya-segat sobre les platges.

La Glacera Johnsons comprèn la part nord-oest del casquet de Península Hurd (Figura 2.8). És una glacera petita, amb una extensió d'aproximadament 5 km<sup>2</sup> i forma d'amfiteatre (ocupa un sector circular de 130 graus) que s'estreny en direcció al mar. La Caleta Johnsons on desemboca la Glacera Johnsons, constituïa la seva continuació en forma de llengua, per confluir amb la gran glacera que ocupava l'actual Badia Sud (Pallàs, 1996).

Els afloraments rocosos que limiten la Glacera Johnsons són el del **Pic Sofia** (274 m) que constitueix el marge lateral nord-oest, el del **Mirador** (307 m) i el **Pic Taga** (362 m) al sud-est, i el del **Pic Johnsons** (340 m), que limita amb el marge lateral nord.



**Figura 2.8** Península Hurd a l'Illa Livingston, amb la ubicació de la Glacera Johnsons i principals lòbuls i glaceres que drenen el casquet glacial que la cobreix. S'hi representa la Base Antàrtica Espanyola (BAE) i el Refugi que actua de suport a les tasques que es desenvolupen sobre la glacera. Amb negre, els afloraments rocosos amb els noms dels que limiten la Glacera Johnsons.

### 2.2.2 Topografia superficial de la Glacera Johnsons

La determinació de la topografia superficial d'una glacera té molt interès alhora de desenvolupar gran part dels estudis glaciològics. Al llarg de la història s'han anat succeint diferents mètodes per obtenir aquesta informació, cada cop més ràpids i més exactes. Alguns dels més utilitzats actualment són:

Els mètodes de **topografia clàssica**, que són els que s'han utilitzat des dels inicis de l'estudi de les glaceres i encara s'apliquen actualment degut a la bona precisió que proporcionen, tot i que progressivament van sent substituïts per tècniques més modernes. És un mètode d'aplicació *in situ*, consistent en posicionar una xarxa de punts a la superfície amb un teodolit o estació total mitjançant el procediment que es descriu detalladament al capítol 3 d'aquest treball.

El **sistema de posicionament global** (GPS de *Global Positioning System*) també és un mètode *in situ* però el seu desenvolupament ha suposat un avanç considerable respecte els mètodes de topografia clàssica, principalment per la rapidesa i la no necessitat de visibilitat alhora de posicionar els punts, tot

i que no soluciona els problemes d'inaccessibilitat. Alguns treballs on s'ha aplicat aquesta metodologia per l'estudi de glaceres són Even-Tzur i Papo (1996) i Thomas *et al.* (2000).

La **fotogrametria** constitueix el primer mètode d'obtenir informació topogràfica sense contacte amb la superfície, consistent en generar un model digital del terreny a partir de la superposició de dues imatges estereoscòpiques d'una mateixa àrea. Ha estat una eina molt utilitzada als Alps durant els darrers 90 anys (Rentsch *et al.*, 1990) sobretot perquè és senzilla i de cost relativament baix, i permet topografiar zones inaccessibles. Alguns exemples de la seva aplicació a glaceres són Lundstrom *et al.* (1993) i Fastook *et al.* (1995).

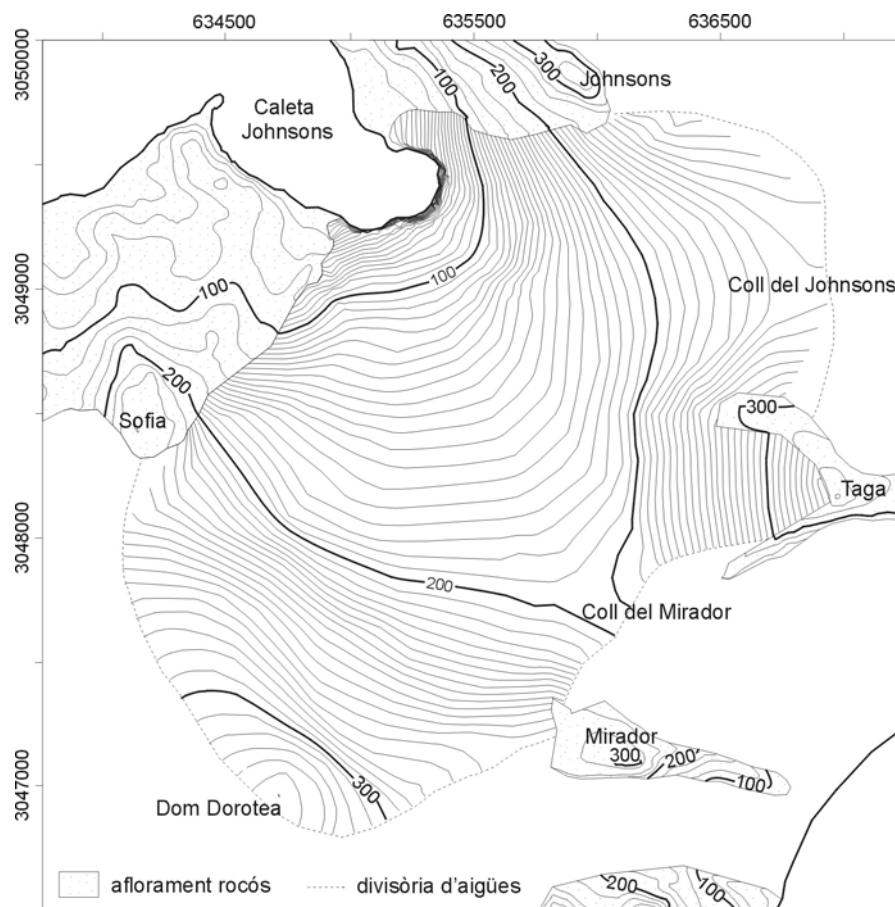
L'**altimetria satèl·lit** és el mètode que ha permès accelerar l'obtenció de models digitals del terreny de les àrees més remotes de la terra. Així, des del 1991, s'ha obtingut un 80% de la topografia de l'Antàrtida i la totalitat de Groenlàndia mitjançant l'altímetre dels satèl·lits europeus ERS1 i ERS2 (Rémy *et al.*, 2000). És un mètode remot, la qual cosa permet estudiar àrees molt extenses, de difícil accés i independentment de les condicions meteorològiques. Es basa en mesurar el temps d'anada i tornada d'un senyal emès verticalment i reflectit per la superfície, i així deduir la distància entre el satèl·lit i el punt reflector. Va ser concebut per estudiar els oceans i per això la seva aplicació a la topografia glacial té alguns problemes, el més important dels quals és que l'ona penetra per les capes de neu i no es reflecteix únicament a la superfície real.

La **interferometria radar** (InSAR, de Satellite Interferometric Synthetic Aperture Radar) permet obtenir l'elevació de la superfície mitjançant la comparació d'imatges de RADAR fetes des de diferents posicions. Els principis del funcionament de la interferometria es descriuen a varis articles (Joughin *et al.*, 1996). La seva aplicació ha estat molt exitosa sobretot en l'obtenció de velocitats de desplaçament de la superfície (veure punt 6.1.2.5).

A la Glacera Johnsons, la topografia superficial s'ha determinat mitjançant **topografia clàssica** (veure capítol 3). El recobriment es va realitzar entre els dies 20 de gener i 10 de febrer de l'any 1999, utilitzant una estació total estacionada al vèrtex de referència Sofia (veure fig. met2). Els punts posicionats es distribueixen al llarg de línies de màxim pendent amb un espaiat de 100 a 200 m en funció de la regularitat de la topografia. Les zones marginals de la glacera i la part més proper al front, s'han cobert mitjançant fotogrametria amb fotografies del mateix any 1999. En total, s'han triangulat uns 600 punts amb el mòdul Geopak Geoterrain 5.0 del Microstation. La topografia obtinguda és la que mostra la Figura 2.9. S'hi observen les següents característiques:

La morfologia de la superfície és convexa al voltant de les divisòries d'aigües i còncava aigües avall, amb una àrea central força plana. Els pendents són màxims paral·lelament al marge lateral nord, amb valors de fins 13° mentre que a la resta de la glacera el pendent mitjà per sobre dels 200 m és al voltant de 9° i per sota al voltant de 5°. Aprop del front, els pendents augmenten considerablement, amb valors puntuals del 15°.

Tot i que l'extensió de l'àrea topografiada no va molt més enllà dels límits de la glacera, són observables les **divisòries d'aigües** i la seva geometria en forma de dom o de coll. Així, s'identifica el **Dom Dorotea** entre els afloraments del Pic Sofia i Mirador, que amb 330 m limita la glacera pel sud-oest mitjançant una ampla carena, més enllà de la qual s'estén la Glacera Hurd. Entre el Mirador i el Pic Taga, al sud-est, hi ha el **Coll del Mirador**, molt suau i amb una altitud de 200 m, el qual dona lloc a la llengua que desemboca al fons de Badia Falsa. Entre els pics Taga i Johnsons, el **Coll del Johnsons** limita la glacera per l'est, amb una altitud de 240 m i un relleu molt suau que s'estén, aigües enllà de la Glacera Johnsons, per donar lloc a la Glacera Huntress.



**Figura 2.9** Topografia de la Glacera Johnsons amb els topònims utilitzats en aquest treball. És el resultat de la triangulació de 600 punts obtinguts a principis de l'any 1999 mitjançant topografia clàssica i fotogrametria. Modificada de Ximenis *et al.* (2000).

El **front glacial**, constituït en part per penya-segat i en part per rampa, té una extensió total de 700 m i una direcció nord-est. El penya-segat s'estén al llarg de 500 m al sector de més al sud-oest, reposant directament sobre la platja o caient al mar, i presenta una alçada mitja de 50 m i un traçat sinuós, còncav glacera endins. La part en forma de rampa, s'allarga els darrers 200 m cap al nord-est, reposant sobre l'ampla platja de la riba nord-est de la Caleta Johnsons. L'observació detallada de la forma del penya-segat permet identificar-hi una inflexió que, al sector de més al nord-est, provoca que el front s'introdueixi dins la glacera definint un sector circular que penetra uns 50 m respecte el que seria la continuació del front del sector sud-oest (dades de posició del front del gener 1999). L'alçada del



penya-segat en aquesta part és entre 10 i 15 m major que al sector de més al sud-oest. Al llarg d'aquest treball fem referència sovint a aquests dos sectors com el **sector nord-est del front**, que és la part que penetra glacera endins, i el **sector sud-oest del front**.

Aigües avall del Dom Dorotea s'observen unes ondulacions de la superfície de la glacera originades per una franja amb menys pendent que s'estén entre les cotes 280 i 250 aproximadament, enmig del vessant regular, donant lloc a una petita cubeta i un ressalt aigües avall d'aquesta.

En una zona d'aproximadament 200 m<sup>2</sup> situada al voltant de les coordenades X=635600, Y=3049100 la topografia presenta una irregularitat considerable, tot i que quasi no s'aprecia a les corbes de la Figura 2.9. Es tracta d'una àrea deprimida, allargada aigües avall i limitada lateralment per una petita carena al sud mentre que el costat nord enllaça suaument amb la topografia dels voltants. Igualment, mentre que el límit inferior de l'oest és suau, la capçalera situada a l'est és abrupte, amb la formació d'esquerdes curtes i amb importants desplaçaments verticals (veure punt 7.1.3.5). Aquesta àrea, que experimenta una important sobreacumulació de neu ventada té una especial significació tal com veurem al punt 8.2.1.

### 2.2.3 Topografia basal de la Glacera Johnsons

La topografia basal també és un aspecte molt important de determinar, especialment, quan es tracta de desenvolupar models de glaceres. Els mètodes més utilitzats són:

La **prospecció sísmica**, amb els procediments de reflexió i refracció, és un mètode que ha donat bons resultats en la seva aplicació amb gel, tot i que és lent i logísticament complicat (Benjumea, 1999). Els mètodes sísmics són tècniques geofísiques que utilitzen el temps de viatge d'ones acústiques a través del subsòl per determinar-ne la seva estructura, ja que l'energia es refracta o reflecteix als contactes on hi ha canvis d'impedància acústica (producte de la densitat del material per la velocitat de l'ona) que és una propietat característica de cada material. Alguns treballs on s'han aplicat aquestes tècniques són Lozej *et al.* (1995) i Nolan i Echelmeyer (1999).

La **radioecosonda**, en canvi, està sent una tècnica molt més aplicada per l'estudi del gruix de glaceres, degut principalment a la seva rapidesa. La base del mètode és propera a la de la prospecció sísmica de reflexió. En aquest cas, es mesuren els temps de viatge d'ones electromagnètiques que es propaguen pel subsòl reflectint-se a contactes on s'hi produeix un canvi de permitivitat elèctrica dels materials. És per aquest motiu, que la presència d'aigua dificulta en gran mesura l'aplicació del mètode. La radioecosonda, en general, presenta una millor resolució vertical que els mètodes sísmics, de manera que és possible obtenir informació de l'estratigrafia englacial, les condicions tèrmiques basals o la fàbrica del gel (Bogorodsky *et al.*, 1985). Algun estudi on s'ha aplicat aquesta tècnica és el de Flowers *et al.* (1999).

A la Glacera Johnsons, la topografia basal s'ha determinat mitjançant **prospecció sísmica**, amb la col·laboració de personal del “Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos”, Universidad de Granada (Benjumea, 1999). La Figura 2.10 mostra el mapa resultant de la triangulació dels 600 punts obtinguts al llarg dels perfils de sísmica de reflexió i de refracció que es van realitzar durant les campanyes 1996-97 i 1997-98.

Durant les campanyes 1999-2000 i 2000-2001, un equip del “Departamento de Matemática Aplicada a las Tecnologías de la Información” de la “Universidad Politécnica de Madrid” ha realitzat perfils de **radioecosonda** per tota la glacera, dels quals es disposa d'uns resultats preliminars (Benjumea *et al.*, 2000; Vasilenko *et al.*, in press).

Durant la campanya 2000-2001, s'ha obtingut la batimetria de la Caleta Johnsons amb l'adquisició de 1800 punts amb ecosonda (Ecosonda/GPS Furuno GP1610CF) (comunicació personal Garcia-Sellés, 2001). El mapa resultant, que incorpora la Figura 2.10, presenta molta similitud amb l'obtingut per Garcia i Sospedra (1993).

De l'observació de la Figura 2.10, juntament amb els resultats preliminars dels perfils obtinguts amb radioecosonda ((comunicació personal Navarro, 2001; dades no considerades alhora d'elaborar el mapa), se n'extreuen les següents conclusions:

La conca glacial de la Glacera Johnsons té una morfologia semblant a la de la superfície del gel. Presenta una zona central amb un relleu suau que, cap als vessants i les divisòries d'aigües, esdevé més ondulat i amb un pendent més pronunciat. Els gruixos de gel que s'obtenen tenen valors màxims de 170 m al centre de la conca, tot i que, puntualment, arriben a 200 m al Coll del Johnsons (comunicació personal Navarro, 2001).

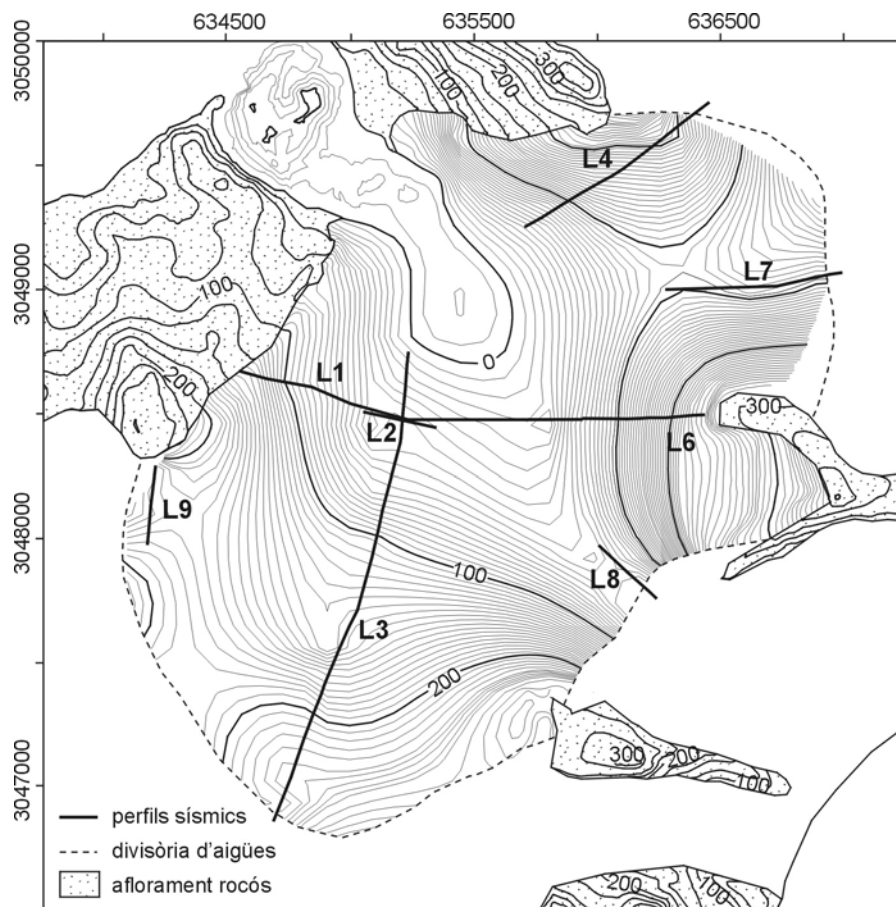
Al llarg dels perfils longitudinals la morfologia és suau, tot i les irregularitats que provoquen variacions locals de gruix de més del 30%. En general, el gruix del gel augmenta cap al centre de la conca i torna a disminuir aprop del front.

Transversalment, segons els perfils sub-perpendiculars al flux, s'observa clarament la morfologia de conca, amb gruixos de gel màxims al centre, coincidint amb l'àrea de topografia de la superfície més plana descrita al punt 2.2.2. Al llarg dels colls que funcionen com divisòries d'aigües, el pendent del substrat és força accentuat en apropar-se als afloraments rocosos que els limiten. En el cas de les carenes, i en concret, al llarg de la divisòria d'aigües que limita la glacera entre el Mirador i el Pic Sofia, passant pel Dom Dorotea, el relleu presenta fortes irregularitats amb oscil·lacions de l'ordre dels 20-30 m (comunicació personal Navarro, 2001).

Els perfils L3 i L4, corresponents als perfils d'estaques descrits al punt 3.2.1.2, presenten gruixos de gel considerablement diferents, amb valors 30 m majors al perfil L3.

Sota el Dom Dorotea, aproximadament 700 m aigües avall d'aquest, es produeix un ressalt en la topografia del substrat que limita una petita cubeta. El gruix de la glacera en la vertical i aigües avall del ressalt disminueix lleugerament, mentre que aigües amunt, augmenta considerablement. Aquestes irregularitats es manifesten en superfície donant lloc a ondulacions suaus de la topografia segons hem vist al punt 2.2.2, de manera que el sector que ocupa la cubeta, on els gruixos de gel són majors, es manifesta en superfície amb la disminució de pendent esmentada.

El reflector que defineix la interfase entre el gel i el substrat és doble. Benjumea (1999) l'interpreta com una capa d'entre 1 i 4 m de gruix, constituïda per una barreja de gel i sediments basals, a la qual li correspon una densitat intermitja entre la del gel i la del substrat. Hart (1998) descriu alguns mecanismes responsables de la formació de capes de contacte d'aquest tipus.



**Figura 2.10** Topografia del substrat de la Glacera Johnsons obtingut amb prospecció sísmica i batimetria de la Caleta Johnsons obtinguda amb ecosonda. S'hi indica la posició i nomenclatura dels perfils de sísmica realitzats.

La batimetria de la Caleta Johnsons (Garcia i Sospedra, 1993; comunicació personal Garcia-Sellés, 2001) indica que està formada per dues cubetes, la proximal al SE, de poc més de 10 m de profunditat, i la distal al NW, de fins 28 m de profunditat, les quals s'atribueixen a dues fases de retrocés de la glacera (Garcia i Sospedra, 1993). La unió del mapa batimètric de la Caleta Johnsons amb el mapa del substrat de la glacera, permet veure que la corba corresponent a la línia de costa (extrapolada, no hi ha

punts en aquesta àrea) penetra uns 600 m sota la glacera en direcció sud-est. Segons aquesta configuració, la part del front on hi ha més profunditat correspon amb el sector nord-est del front (segons hem definit al punt 2.2.2), mentre que al sector del sud-oest, la profunditat esdevé progressivament més soma. Concretament, el centre de la cubeta coincideix amb les primeres desenes de metres després que el front hagi experimentat la inflexió que separa aquests dos sectors (veure punt 2.2.2).

#### **2.2.4 Línies de flux en superfície a la Glacera Johnsons**

Les **línies de flux en superfície** representen la projecció sobre la superfície del desplaçament de les partícules de gel i poden aproximar-se a partir de considerar la direcció de màxim pendent. Les línies de flux en superfície de la Glacera Johnsons han estat traçades perpendicularment a les corbes de nivell, tot considerant un espaiat constant entre elles de 100 m a la corba de nivell de 195 m, que és la més elevada per on passa tota la massa de la glacera (veure Figura 2.10). D'aquesta manera, a més d'obtenir informació de la seva direcció, també n'obtenim de l'evolució aigües avall i aigües amunt del seu espaiat, el qual és indicatiu del grau de confluència o divergència del flux. La Figura 2.11 presenta les línies de flux obtingues segons aquest procediment. S'hi observen les següents característiques:

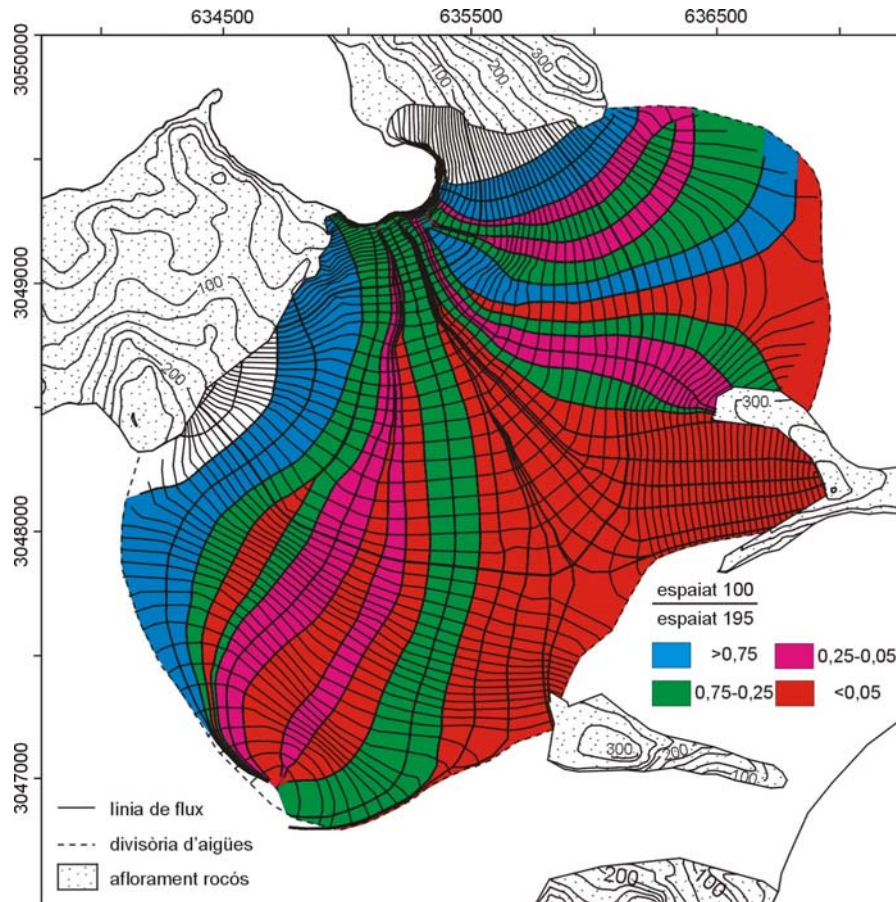
L'espaiat entre les línies de flux disminueix aigües avall a la major part de la glacera, la qual cosa indica que ens trobem en un règim de confluència de fluxos. Segons l'esquema general en el qual el flux de les glaceres convergeix a la zona d'acumulació i divergeix a la zona d'ablació (Benn i Evans, 1998, pg 19), les línies de flux de la Glacera Johnsons mostren característiques corresponents a la zona d'acumulació d'una glacera tipus.

Transversalment, la confluència no és homogènia sinó que apareixen àrees on és molt pronunciada mentre altres mantenen aproximadament el mateix espaiat entre línies de flux. L'anàlisi detallat d'aquest aspecte permet separar diferents subconques en funció del grau de confluència. A la Figura 2.11 hi hem considerat un índex de confluència baix, mitjà, elevat o molt elevat segons si la relació entre l'espaiat a la cota 100 i a la cota 195 és major de 0,75, entre 0,75 i 0,25, entre 0,25 i 0,05 o menor de 0,05, respectivament. Tot i la simplificació que comporta aquest esquema pel fet de no considerar els moviments verticals del gel, és útil per treure'n algunes observacions:

Segons l'escala de graus de confluència establerta, la glacera en ha quedat artificialment dividida en tres sectors, amb el sector central amb molta confluència. Al sud-oest, hi ha la subconca que flueix aigües avall del Dom Dorotea, que s'estén fins al marge amb l'aflorament del Pic Sofia. La subconca del nord-est engloba el gel des de l'inici del Coll del Johnsons fins a l'aflorament rocós del mateix nom. Aquests dos sectors es caracteritzen per presentar graus de confluència baixos o mitjans als marges i una o vàries àrees centrals amb valors de confluència elevats o molt elevats. El sector que limita els dos anteriors, que comprèn tot el gel que flueix des del Pic Taga, Coll del Mirador i fins al Mirador, presenta una confluència molt elevada.

Segons les divisions establertes, parlarem de la **Unitat de Flux Johnsons** i de la **Unitat de Flux Sofia**, amb la **Unitat de Flux Central** que actua com eix de simetria.

Un cop al front glacial, aquesta divisió coincideix amb la divisió que hem establert en relació a característiques del penya-segat (veure punt 2.2.2), de manera que, el sector nord-est del front on es produeix la inflexió que penetra glacera endins rep el gel de la Unitat de Flux Johnsons, mentre que la Unitat de Flux Central, desemboca exactament on es produeix la inflexió del front i la Unitat de Flux Sofia acaba al sector sud-oest del front.



**Figura 2.11** Mapa amb la topografia i les línies de flux. Les línies de flux han estat obtingudes segons la direcció perpendicular a les corbes de nivell. Els colors indiquen el grau de confluència que hem establert a partir del canvi d'espaiat entre les línies de flux a la cota 195 i la cota 100, amb el contorn ressaltat a la figura.

La longitud de les línies de flux experimenta variacions importants transversalment des del sud-oest al nord-est, amb valors que canvien des d'aproximadament 2500 m (línia de flux amb origen al Dom Dorotea) a 1200 m (línia de flux amb origen a l'extrem nord-oest del Coll del Johnsons), respectivament.

Segons les línies de flux, la major part del gel de la Glacera Johnsons desemboca al sector del front en forma de penya-segat, el qual, segons hem vist, presenta més o menys profunditat d'aigua. Sols una

petita porció de l'extrem nord en contacte amb el Pic Johnsons, i una part més considerable de l'extrem oest, en contacte amb l'aflorament del Pic Sofia, comprèn línies de flux que finalitzen sobre la roca, amb fronts en forma de rampa.

### 2.3 Conclusions

Les principals conclusions sobre la caracterització de la Glacera Johnsons que s'extreuen d'aquest capítol són:

La Glacera Johnsons és una glacera temperada, tal com ho demostren les temperatures properes a 0°C del mantell nival i primeres capes de *firn*, l'abundància de cossos de regel a l'interior del mantell nival i la conseqüent irregularitat en l'evolució de la densitat en profunditat.

El mantell nival de la Glacera Johnsons presenta variacions de gruix degut a l'efecte del transport de la neu pel vent. Aquestes anomalies estan ben localitzades, tractant-se principalment del resultat de l'erosió a les divisòries d'aigües i de la sobreacumulació de neu ventada a sotavent d'aquestes i del Pic Johnsons.

La Glacera Johnsons és una glacera petita en forma d'amfiteatre que s'estreny aigües avall. El relleu a les divisòries d'aigües és convex i esdevé còncav aigües avall, amb una àrea força plana al centre. Els pendents màxims són els 13° que trobem al marge nord de la glacera, en contacte amb el Pic Johnsons. El front glacial, de 700 m de longitud, presenta una part en forma de rampa i una part en penya-segat, la qual hem dividit amb els sectors nord-est i sud-oest a banda i banda d'una inflexió en la seva trajectòria, de manera que el sector nord-est correspon a la part on el front penetra una cinquantena de metres glacera endins.

El substrat de la conca que conté la Glacera Johnsons és suau, amb un pendent més accentuat als marges i divisòries d'aigües. Els gruixos de gel màxims són de 170 m al centre de la glacera i 200 m al Coll del Johnsons. La corba corresponent a la cota zero penetra uns 600 m cap a l'interior de la glacera. Sota el front glacial, la profunditat augmenta al sector nord-est del front, amb el valor màxim a sota del punt on aquest experimenta la inflexió.

El flux de la Glacera Johnsons és convergent, amb variacions transversals de la longitud de les línies de flux i del grau de confluència. La variació transversal del grau de confluència l'hem utilitzat per diferenciar tres sectors: un sector central (Unitat de Flux Central) amb molta confluència, i uns sectors laterals (unitats de flux Johnsons i Sofia) caracteritzats per una menor confluència als marges i una major confluència al centre. S'observa que el flux de les unitats Johnsons i Central desemboca al sector nord-est del front, mentre que el flux de la unitat Sofia ho fa al sector sud-oest, i sols una petita part del gel més marginal de les unitats de flux Johnsons i Sofia acaba la seva trajectòria directament sobre terra.

### 3 MÈTODES GENERALS: EL POSICIONAMENT D'ESTAQUES

Els mètodes utilitzats per dur a terme aquest estudi han estat molts i molt variats degut a l'ampli ventall de disciplines que hi intervenen. L'obtenció d'informació a la glacera constitueix gran part d'aquests procediments, que sovint requereixen el **posicionament geogràfic** del punt on s'ha obtingut el valor d'un paràmetre. Per altra banda, a l'hora d'estudiar l'evolució espacial de certes característiques de la glacera, com la velocitat superficial, és important assegurar la consistència entre mesures mitjançant la **identificació del punt** on s'ha realitzat l'observació per tal de poder-lo localitzar posteriorment.

El posicionament d'estaques clavades a la superfície de la glacera ha resultat ser un mètode adequat per al desenvolupament d'aquest treball i constitueix la font de gran part de les dades que hi intervenen. En concret, la determinació de la velocitat superficial ha estat efectuada per comparació de la posició d'una mateixa estaca al llarg del temps, però també les mesures per obtenir el balanç de massa han estat recollides a les estaques, aprofitant que se'n coneixia la seva ubicació. El procediment de posicionament, per altra banda, ha estat utilitzat molt sovint alhora de localitzar observacions fetes sobre la glacera, principalment, de tipus estructural.

L'objectiu d'aquest capítol és descriure àmpliament el mètode de posicionament d'estaques utilitzat per obtenir les dades que posteriorment analitzarem als capítols 4, 6 i 7. La resta de procediments que també han estat utilitzats en la realització d'aquest treball es descriuen a cadascun dels capítols on s'hi fa referència.

#### 3.1 Mètodes d'estudi de les glaceres

Una glacera és un sistema natural complex que, al llarg de la història de la glaciologia, ha estat estudiat des de diferents vessants i amb diferents tècniques. Des dels primers observadors fins l'actualitat, el flux del gel ha estat l'aspecte que més interès ha aixecat, i amb ell, la necessitat de mesurar-lo, i per tant, d'identificar punts en la superfície de la glacera per tal de comparar-ne la seva posició en el temps. Al llarg de la història s'han utilitzat diferents marcadors i diferents sistemes de posicionament: des d'una cabana situada sobre el gel que Josef Hugi posicionava l'any 1830 mitjançant visuals a punts de referència externs a la glacera (Clarke, 1987) fins les tècniques d'interferometria utilitzades actualment. I entre aquests dos extrems, s'han anat succeint múltiples tècniques desenvolupades paral·lelament a una millora del coneixement de les glaceres que ha permès fixar objectius d'estudi més concrets i especialitzar la metodologia. Així, per exemple, quan Harry F. Reid, el 1896, va descobrir que el flux no és paral·lel a la superfície sinó que es dirigeix cap endins a la zona d'acumulació i emergeix a la zona d'ablació (Clarke, 1987), les pedres de colors utilitzades fins aquell moment van ser substituïdes per marcadors que visualitzin el desplaçament vertical, com les estaques. Actualment, l'estudi de masses de gel més grans, tipus casquet glacial o grans inlandsis, ha obligat a canviar els mètodes de posicionament amb estació total o GPS per tècniques desenvolupades des d'avió o satèl·lit. Aquesta evolució ha anat acompanyada d'una millora de la qualitat de les dades i sobretot d'un estalvi de temps.

### 3.2 El mètode de posicionament d'estaques aplicat a la Glacera Johnsons

L'aplicació d'aquest mètode a la Glacera Johnsons s'ha realitzat utilitzant una estació total com eina de posicionament. Esquemàticament, el procediment consta de les següents etapes:

L'elecció i instal·lació d'una **xarxa d'estaques**, la geometria de la qual és funció dels paràmetres que es volen determinar i la morfologia de la glacera.

El disseny d'una xarxa de **vèrtexs de referència** estables i de coordenades conegudes, a partir del qual es tingui visibilitat sobre tot el conjunt d'estaques instal·lades. És important tenir en compte el **mètode topogràfic** que s'utilitzarà per determinar les coordenades de les estaques des d'aquests vèrtexs, ja que la seva geometria pot condicionar en gran part la qualitat de les mesures.

Prèviament al procediment de mesura, és **necessari estudiar el funcionament de l'instrument de que utilitzarem per posicionar**, les seves possibilitats i les seves limitacions.

Realització del **procediment de mesura**, on hi intervenen, com a mínim, dues persones: una primera que s'ocupa del localitzar els punts per posicionar i situar-hi el reflector, i una segona que fa les mesures des dels vèrtexs de referència.

Finalment, a partir dels paràmetres geomètrics que determina l'estació total, **calcular les coordenades** dels punts posicionats.

#### 3.2.1 Les estaques

##### 3.2.1.1 Tipus d'estaques

Les estaques que hem utilitzat per fer aquest estudi, que anomenem **estaques de moviment**, consten de tres peces (Figura 3.1):

El cos de l'**estaca**, de fusta i cilíndric, amb l'extrem inferior en forma cònica. Va pintada d'un color visible per facilitar la seva localització i envernissada amb algun producte que la protegeixi contra el fred i la humitat. En aquest estudi hem treballat amb dos models d'estaques lleugerament diferents:

La primera generació d'estaques que es va instal·lar era de fusta d'avellaner (*Corylus avellana*), d'aproximadament 280 cm de longitud i 3 cm de diàmetre. Es tractava de branques no polides i no perfectament cilíndriques, la qual cosa dificulta la seva introducció i extracció del gel.

Les segones estaques plantades són de pi melis (*Pinus sylvestris*), de 365 cm de longitud i 3 cm de diàmetre. Estan polides i la seva secció és perfectament cilíndrica.

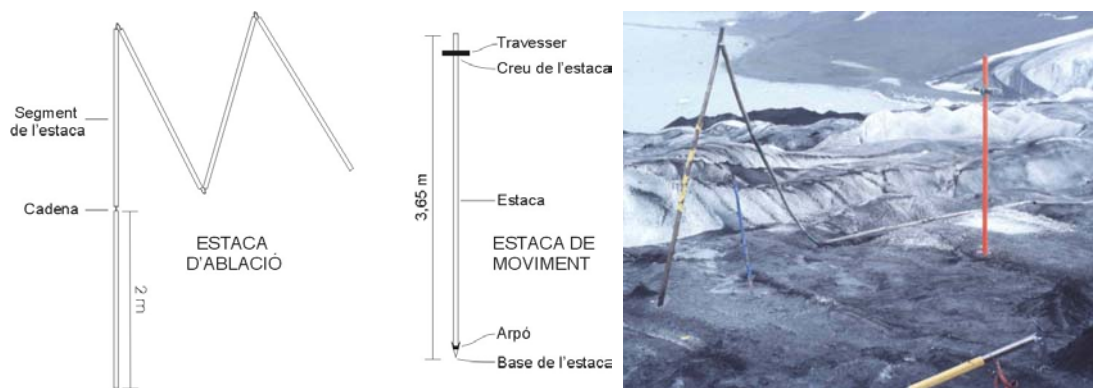
L'**arpó** de ferro, una peça amb forma d'ham per tal que l'estaca quedi ben clavada al gel i aquest no l'escupi. Aquesta peça va col·locada uns 20 cm de la base de l'estaca, amb les punxes amunt.



El **travesser**, és un tros de barra de ferro d'uns 30 cm de longitud que fixem a 20 cm de la punta superior de l'estaca per tal de localitzar un punt per fer les mesures, que anomenem **creu**.

Sobre la superfície de la glacera, cada estaca està individualitzada per mitjà d'una etiqueta que conté el número que l'identifica.

Per altra banda, hi ha les **estaques d'ablació**, sols utilitzades per mesurar-hi aspectes relacionats amb el balanç de massa. Es tracta d'estaques més llargues que les de moviment (Figura 3.1), constituïdes per cinc segments de 2 m cadascun, pintats de colors diferents i units per una cadena de pocs centímetres. Aquestes estaques estan ubicades al voltant d'algunes de les estaques de moviment de la zona d'ablació, i amb els seus 10 m de longitud articulada, tenen l'objectiu d'aguantar grans quantitats d'ablació sense caure.

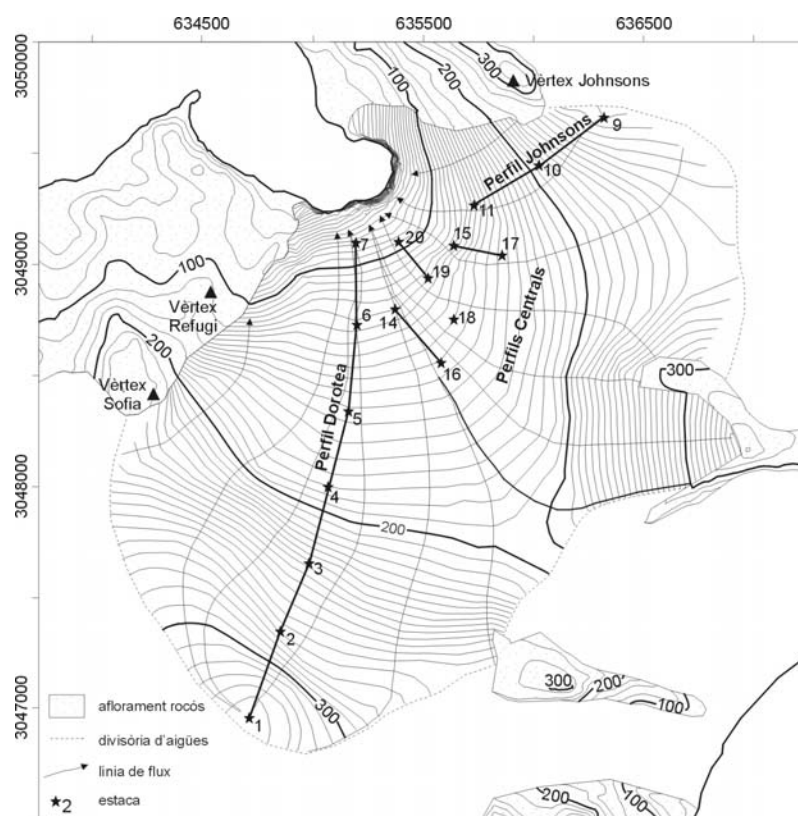


**Figura 3.1** Estaca d'ablació i estaca de moviment amb totes les seves parts. A l'estaca d'ablació, cada segment va pintat d'un color diferent.

### 3.2.1.2 La xarxa d'estaques

La configuració de la xarxa d'estaques que s'instal·larà a la superfície d'una glacera depèn del tipus d'estudi que s'hi vol realitzar i de la morfologia de la glacera. Per exemple, els estudis de velocitat superficial de tota una glacera requereixen una xarxa regular d'estaques, amb perfils longitudinals paral·lels a les línies de flux (hi ha models matemàtics sobre flux glacial (Thompson *et al.*, 1982) que permeten predir la direcció aproximada de les línies de flux) amb les estaques espaiades almenys una vegada el gruix del gel i durant una extensió lateral almenys 5 vegades el gruix del gel (Whillians i Van der Veen, 1989). En canvi, pels estudis de deformació al voltant d'una zona de confluència, serà més adequat instal·lar una malla d'estaques més densa, constituint triangles regulars per observar-ne la seva deformació (Hambrey i Müller, 1978; Chadwell, 1999). Per altra banda, les característiques morfològiques de la glacera, com el tipus de glacera i les seves dimensions (veure punt 2.2.1), condicionen enormement el disseny de la xarxa d'estaques (Whillians i Van der Veen, 1989; Chadwell, 1999).

El nombre d'estaques de moviment instal·lades sobre la superfície de la Glacera Johnsons al llarg de totes les campanyes és de 20, de les quals, les estaques 3, 4, 5, 6, 7, 11, 12, 16, 17 i 19 van acompanyades d'una estaca d'ablació (totes elles plantades al febrer del 1995 excepte la 6 i 19 que van ser plantades al febrer del 97) (Figura 3.2). Les estaques de moviment 1 a 17, van ser plantades durant la primera fase de la campanya 1994-95, seguint aproximadament dues línies de flux de la glacera i cobrint la part central més baixa. D'aquesta manera s'establí el que anomenem **perfil Dorotea** (estaques 1 a 8, aigües avall), i **perfil Johnsons** (estaques 9 a 13, aigües avall) al sector sud-oest i nord-est, respectivament. Les estaques 14 a 17, juntament amb les estaques 18 a 20 (que van ser plantades un any més tard), constitueixen els **perfils centrals** de la part baixa de la glacera, situats entre els perfils Dorotea i Johnsons, amb l'objectiu de cobrir l'àrea de confluència. L'espaiat longitudinal resultant d'aquesta distribució oscil·la entre 300 i 450 m per la majoria d'estaques. Per tal de considerar els resultats d'aquest estudi amb la major qualitat possible, les estaques dels perfils centrals han estat distribuïdes segons els perfils 16-14, 18, 19-20 i 17-15, aigües avall i del sud-oest al nord-est, respectivament. El criteri per establir aquests perfils és la proximitat de l'àrea font de cada estaca segons les línies de flux que les contenen (veure punt 2.2.4). Com es pot observar, hem considerat que l'estaca 18 no pertany al perfil 19-20, ja que la línia de flux que la conté té una trajectòria molt diferent que la de les línies de flux que contenen les estaques 19 i 20.



**Figura 3.2** Posició de les estaques sobre la Glacera Johnsons. El número al costat de cada punt indica el nom de l'estaca. Les línies que uneixen estaques representen els perfils establerts, amb el nom adjunt. Es mostren algunes línies de flux, definides segons el procediment descrit al punt 2.2.4 i la ubicació dels vèrtexs de referència que s'han utilitzat: Sofia, Johnsons i Refugi, amb coordenades ( $X=634263,188$ ;  $Y=3048412,648$ ;  $Z=266,762$ ), ( $X=635894,245$ ;  $Y=3049815,37$ ;  $Z=330,417$ ) i ( $X=634526,264$ ;  $Y=3048895,084$ ;  $Z=138,271$ ), respectivament (sistema de coordenades UTM).

Al llarg dels anys que ha durat l'estudi, i degut al flux de la glacera, les estaques 13 (a principis del 1995), 8 (a principis del 1995), 12 (al llarg del 1996) i 7 (a principis del 1999) han desaparegut, segurament caigudes al mar un cop arribades al front glacial. Donat que les estaques 8 i 13 es van perdre a principis del període comprès per aquest estudi, no les considerarem.

A l'hora de caracteritzar els perfils d'estaques amb l'objectiu d'establir variables per analitzar els resultats de balanç de massa i velocitat superficial que es presenten als capítols 4 i 6, respectivament, ha estat necessari obtenir els següents paràmetres, els valors dels quals es mostren a la Figura 3.3.

	<b>longitud de la línia de flux (m)</b>	<b>pendent al voltant de cada estaca (graus)</b>	<b>cota primera posició desembre 1994 (m)</b>
<b>perfil Dorotea</b>			
1	2456 (estaca 1)	0	330
2		8.3	279
3		8.6	245
4		5.9	195
5		4.2	169
6		4.5	138
7		10.8	103
<b>perfil 16-14</b>			
16	2394 (estaca 16)	3.8	157
14		5.4	136
<b>perfil 18</b>			
18	1541 (estaca 18)	4.6	152 (desembre 1995)
<b>perfil 19-20</b>			
19	1995 (estaca 19 i 20)	7.5	135 (desembre 1995)
20		9.5	109 (desembre 1995)
<b>perfil 17-15</b>			
17	1657 (estaques 17 i 15)	6.4	172
15		13	146
<b>perfil Johnsons</b>			
9	1195 (estaca 9)	0	271
10		10.4	216
11		12	151
12		8.6	96

**Figura 3.3** Característiques dels perfils d'estaques, amb la longitud de la línia de flux que hem considerat més representativa de cada perfil (entre parèntesi, l'estaca per on passa), el pendent mitjà i la cota per cada estaca.

La **longitud total de la línia de flux de cada perfil** ha estat obtinguda sobre el document digital que mostra la Figura 2.11, que permet calcular la longitud d'elements disposats en un espai tridimensional. La línia de flux que representa cada perfil ha estat seleccionada per criteris morfològics, considerant la que, al llarg de tot el seu recorregut, segueix millor la tendència de tot el perfil.

El **pendent a cada estaca** ha estat obtingut a partir de l'espaiat i el desnivell entre les corbes de nivell del mapa topogràfic que presenta la Figura 2.9. En un primer moment, hem considerat un pendent local al llarg del recorregut total de l'estaca i un pendent més regional que engloba desnivells majors de 10 m aigües amunt i aigües avall del recorregut total de l'estaca. L'elecció del pendent que millor representa la topografia per on es desplaça l'estaca l'hem basat en la diferència entre aquests dos valors, de manera que valors semblants indiquen el pendent regular que ens interessa, i valors diferents indiquen irregularitats en la topografia que hem estudiat i exclòs per l'obtenció del valor final. Segons Paterson (1994), el pendent que condiciona el flux és el calculat per distàncies 10 vegades el gruix de la glacera, de manera que petites irregularitats en la topografia de la superfície no tenen importància. Nosaltres considerem que, donades les petites dimensions de la Glacera Johnsons, aquesta proporció no hi és aplicable, tot i que segueixi sent cert que les petites irregularitats en la topografia de la superfície no influeixin el flux.

Aquests valors, ens permeten fer algunes observacions sobre les característiques dels diferents perfils:

El perfil del Dorotea és el més llarg (2456 m) i el que experimenta més desnivell (330 m fins al nivell del mar), amb un pendent mitjà de 6,5 graus (considerant una alçada del front de 50 m). De la **comparació del perfil Dorotea amb el perfil Johnsons**, que és l'altre que té estacues des de la divisòria d'aigües fins al front, se'n desprèn que tot i que el perfil Johnsons és més curt (1195 m) i experimenta menys desnivell (271 m fins al nivell del mar), té un pendent mitjà molt més elevat, de 10,5 graus (considerant una alçada del front de 50 m).

La **distribució del pendent a cada estaca** al llarg del perfil del Dorotea, diferencia un sector a la part alta (estacues 1 a 4) amb pendents pronunciats, entre 5 i 9 graus, que disminueixen a la part central de la glacera (estacues 5 i 6), amb valors al voltant dels 4-5 graus i que tornen a augmentar fins valors majors de 10 graus prop del front (estaca 7). Les estacues corresponents als perfils centrals, estan ubicades a l'àrea central més plana, i tenen pendents entre 4-5 graus, que també augmenten prop del front. L'estaca 15 presenta un pendent molt elevat ja que pertany a una zona molt irregular topogràficament però prou extensa com per ser considerada (veure punt 2.2.2). Els pendents del perfil Johnsons són els més regulars al llarg de tot el perfil, amb valors que oscil·len entre els 9 i 12 graus.

### 3.2.1.3 Manteniment de les estaques: caigudes i replantaments

Al llarg de les campanyes, les estaques s'inclinen degut al fenomen de reptació que afecta la neu del mantell nival o perquè la fusió a la zona d'ablació fa disminuir la part de l'estaca que resta enterrada al gel i n'eixampla el forat (**estaca inclinada**), sovint fins fer-la caure (**estaca caiguda**). Ocasionalment poden desaparèixer enterrades sota la neu, trencar-se o caure dins d'una esquerda (**estaca perduda**). Tots aquests motius fan que sigui molt important el manteniment de la xarxa d'estaques, la intensitat del qual depèn de la quantitat d'acumulació o ablació que es produeixi. El **replantament d'estaques** consisteix en l'extracció i la reinstal·lació d'una estaca que estava inclinada o caiguda. Ocasionalment, en el cas d'haver perdut una estaca, és necessari plantar-ne una de nova. Al punt 3.3.2, es fa referència a les conseqüències que aquests fenòmens provoquen sobre l'obtenció de les coordenades de l'estaca, així com les mesures que cal realitzar per corregir-les.

### 3.2.2 El sistema de referència

Posicionar les estaques sobre la superfície de la glacera requereix un **sistema de referència** per les coordenades. El sistema de referència que hem utilitzat és el sistema global de coordenades UTM.

Per ubicar l'estació total dins del sistema de coordenades UTM necessitem almenys dos **vèrtexs de referència**, és a dir, dos punts estables de coordenades conegudes. Per l'estudi de la Glacera Johnsons, hem utilitzat tres vèrtexs de referència, el vèrtex **Sofia**, el vèrtex **Johnsons** i el vèrtex **Refugi** (veure Figura 3.2), els quals van ser establerts a partir del vèrtex Bae, posicionat amb GPS (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Els vèrtexs de referència han de ser visibles entre ells i tenir visibilitat sobre tots els punts que es volen posicionar. Per assegurar la seva conservació al llarg dels anys, és recomanable monumental·los, és a dir, marcar·los amb algun sistema permanent, com la col·locació de geopunts o piquetes.

Per altra banda, indicar que tots els angles que s'utilitzen alhora de tractar les dades de posició (també per les dades estructurals, al capítol 7) fan referència al nord del sistema de coordenades UTM (Nutm). La conversió que cal considerar per passar del nord magnètic (Nmg), que mesurem amb la brúixola, al Nutm, consisteix en sumar  $16^\circ$  a l'observació obtinguda amb la brúixola (Nmg), corresponents a la declinació ( $-14,55^\circ$  a l'estiu del 1998, comunicació personal Gaya, 1998) i la convergència al meridiana a Livingston ( $-1,42^\circ$ ).

### 3.2.3 El procés de posicionament

El posicionament de punts a la superfície de la glacera requereix la participació de, com a mínim, dues persones. Una d'elles té la tasca de localitzar els punts i posar-hi el reflector perquè l'altra, des del teodolit, pugui realitzar la mesura.

Durant les campanyes realitzades hem utilitzat dos tipus de teodolits. A la primera campanya, es va utilitzar un teodolit model WILD T1 sense distanciómetre incorporat, utilitzant el mètode topogràfic d'intersecció per localitzar els punts (Whyte i Paul, 1985). La resta de campanyes, s'ha treballat amb un

teodolit amb distanciòmetre incorporat o **estació total**, model Geodolite 504 de Geotronics, el funcionament del qual segueix la del mètode topogràfic de radiació (Whyte i Paul, 1985). El **distanciòmetre** és un mecanisme electrònic (EDM, *Electronic Distance Measurement*) que funciona considerant el temps d'anada i retorn d'un feix de raigs infraroigs reflectit al **reflector** ubicat al punt a posicionar, de manera que el semi-producte d'aquest temps per la velocitat de transmissió de les ones d'infraroig a l'atmosfera dóna lloc a la distància entre l'estació total i el reflector.

Degut a que l'autora d'aquest treball ha realitzat totes les mesures amb l'estació total, el procediment que descriurem correspon al següent amb aquest aparell. Igualment, totes les especificacions tècniques i consideracions a les que fem referència, són particulars d'aquest aparell.

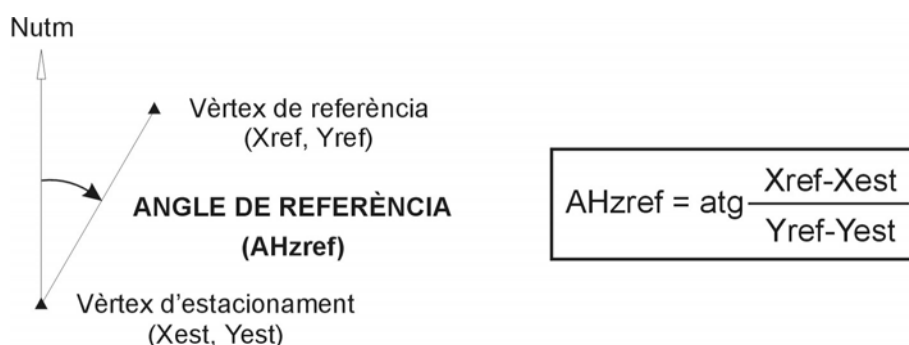
### 3.2.3.1 La feina al teodolit

#### *Estacionament: posicionament i orientació*

**Estacionar** l'estació total consisteix en posicionar-la i orientar-la dins del sistema de coordenades de referència escollit, en el nostre cas, el sistema de coordenades UTM.

**Posicionar** l'estació total consisteix en col·locar-la a sobre el vèrtex de referència, assegurant que quedi sobre la vertical del monument que identifica el vèrtex. Posteriorment, caldrà entrar digitalment les **coordenades del vèrtex (Xestació, Yestació, Zestació)**.

**Orientar** l'estació total dins del sistema de coordenades, consisteix en donar-li la horitzontalitat (i conseqüentment la verticalitat) i orientar-lo respecte el Nutm. La horitzontalitat s'aconsegueix per mitjà dels mecanismes d'**anivellament** (procediment manual) i **compensació** (procediment electrònic de precisió) incorporats a l'estació total. L'orientació de l'aparell respecte el Nutm s'obté a partir de considerar l'**angle horitzontal de referència (AHzRef)**, que és l'angle, al pla horitzontal, entre el Nutm i un altre dels vèrtexs geodèsics, amb centre a l'estació total (Figura 3.4).



**Figura 3.4** Angle de referència. Construcció geomètrica vista en planta.

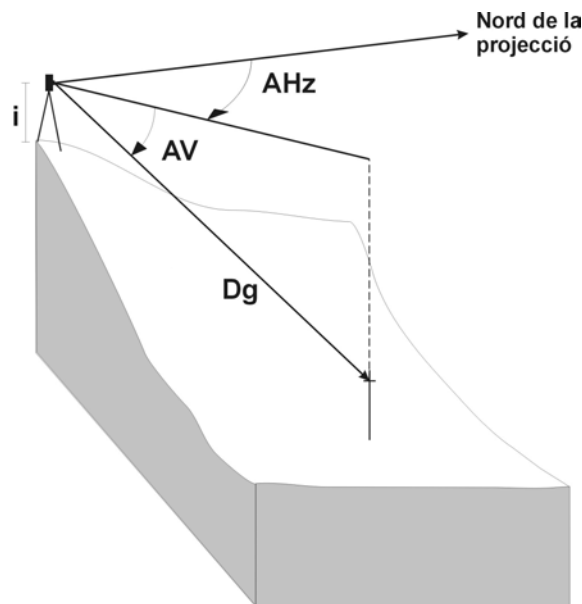
Abans de procedir amb les mesures, és necessari introduir alguns paràmetres que l'estació total utilitza pels seus càlculs interns:

El **paràmetre i** és la distància vertical entre el centre òptic de l'estació total i el vèrtex d'estacionament (veure Figura 3.5), necessari per obtenir les coordenades en relació a la cota dels vèrtex enlloc de la cota del pla horitzontal de l'estació total.

En el cas d'estacions totals que apliquin automàticament la correcció de refracció i d'esfericitat, serà necessari introduir les **variables ambientals** i el **radi terrestre** (veure punt 3.3.2)

### Procediment de mesura

La construcció geomètrica en què es basa el funcionament de l'estació total és la del **mètode topogràfic de radiació**, que consisteix en expressar la ubicació d'un punt en l'espai mitjançant dos angles i una distància (Figura 3.5).



**Figura 3.5** Elements geomètrics necessaris per expressar la ubicació d'un punt segons el mètode de radiació.

L'**angle horitzontal** ( $AH_z$ ), és l'angle entre el nord de la projecció (prèviament, l'estació total ha estat posicionada i orientada segons un sistema de coordenades de referència) i la vertical del punt que volem posicionar, obtingut al pla horitzontal que conté l'estació total.

L'**angle vertical** ( $AV$ ), és l'angle entre la visual del punt que volem posicionar i l'horitzontal, obtingut al pla vertical que conté l'estació total i el punt.

La **distància geomètrica** ( $D_g$ ) és la distància entre l'estació total i el punt.

L'obtenció de les coordenades del punt a partir d'aquests paràmetres ( $AHz$ ,  $AV$  i  $Dg$ ) és directe mitjançant les següents expressions:

$$X = X_{estació} + Dg \sin AV \sin AHZ \quad (3.1)$$

$$Y = Y_{estació} + Dg \sin AV \cos AHZ \quad (3.2)$$

$$Z = Z_{estació} + Dg \cos AV - i \quad (3.3)$$

### **Consideracions**

**Precisió de les mesures.** Segons la configuració que hem escollit, l'estació total treballa amb graus centesimals pels paràmetres angulars, que expressa amb 4 decimals. L'aparell rota segons un eix vertical per fixar el paràmetre  $AHz$  segons el Nutm establert (de 0 a +200 i a -200), i segons un eix horitzontal per fixar el paràmetre  $AV$ , amb origen al zenit (de 0 a 400). L'**error de resolució de les mesures angulars** és de 3'' ( $Eres(AHz)$  i  $Eres(AV)$ ). La distància geomètrica l'hem mesurada amb metres, expressant el resultat amb tres decimals i amb un **error de resolució** de  $\pm 5 \text{ mm} + 5 \text{ ppm}$  ( $Eres(Dg)$ ).

**Errors que corregeix l'estació total.** Els paràmetres de sortida de l'estació total són  $AHz$ ,  $AV$  i  $Dg$ . A més, si el tenim posicionat dins d'un sistema de coordenades global com en el procediment descrit, també ens proporciona les coordenades  $X$ ,  $Y$  i  $Z$  del punt. L'algoritme que utilitza per fer aquest càlcul consisteix en l'aplicació de les fórmules (3.1), (3.2) i (3.3) i, opcionalment, en la correcció dels errors d'esfericitat i de refracció (veure punt 3.3.2).

**Altres aplicacions més enllà del posicionament.** El mode *tracking* és una opció disponible a aquest model d'estació total (per oposició al mode estàndard, que és el que s'utilitza pel posicionament), que permet replantejar punts, és a dir, localitzar espacialment un punt conegudes les seves coordenades o els paràmetres  $AHz$ ,  $AV$  i  $Dg$ . Consisteix en invertir els passos del procediment de posicionament i, amb l'ajuda dels raigs que dispara contínuament l'estació total en busca del reflector, anar localitzant els elements geomètrics corresponents a  $AHz$ ,  $AV$  i  $Dg$ .

#### **3.2.3.2 La feina a la glacera**

La persona que es mou sobre la superfície de la glacera, ha de desenvolupar les següents tasques en relació al procediment de posicionament:

Posar el reflector a la creu de l'estaca, orientat cap a l'estació total per tal de facilitar-ne la seva localització. En el cas d'haver de posar el reflector a un altre lloc (perquè l'estaca està trencada, per mala visibilitat, etc...), haurà d'assegurar-se de mesurar tots els paràmetres necessaris per poder corregir l'efecte de la diferent posició del reflector a les coordenades finals.



Prendre totes les mesures que faci falta per corregir possibles inclinacions i caigudes d'estaques (veure punt 3.3.2).

### 3.3 Errors i correccions de les dades de posició

Les dades de posició poden estar afectades per varis tipus d'errors derivats de les diferents etapes del procediment descrit fins aquí. A continuació, analitzem l'origen d'aquests errors i discutim la necessitat de corregir-los, i si és el cas, proposem la correcció. És important tenir una idea del nivell de precisió màxim amb el que es vol treballar, ja que assolir una major precisió, pot implicar un esforç innecessari si no se n'ha d'obtenir cap benefici. En aquest treball, considerem menyspreables els errors menors de 10 cm.

#### 3.3.1 Errors derivats de l'estacionament de l'estació total

Són errors que provoquen una desviació del zero, que poden ser deguts a errors en la xarxa de vèrtexs de referència o al procés d'estacionament. El seu efecte és sistemàtic a totes les dades.

En relació a un possible **mal posicionament dels vèrtexs de referència dins la xarxa global**, serà important considerar sempre unes mateixes coordenades dels vèrtexs per tal d'assegurar la consistència de les observacions. En aquest cas, no hi haurà errors relatius entre els punts posicionats i sols passarà que el sistema de referència serà local i no solidari amb el sistema de coordenades global. Verificar l'existència d'aquest error, suposa posicionar de nou els vèrtexs de referència i comprovar-ne les diferències, la qual cosa no ha estat realitzada en aquest estudi, ja que sempre s'ha treballat des dels mateixos vèrtexs i amb les mateixes coordenades.

En el cas de **no estacionar l'estació total en la vertical del vèrtex de referència** a l'inici d'una sessió de mesures, generarem un error igual a la discrepància entre el vèrtex real i el suposat per l'estacionament a totes les mesures de la sessió. Aquest error l'hem considerat menyspreable donada la seva possible magnitud (<1 cm) condicionada per la mida dels geopunts instal·lats als vèrtexs de referència.

Durant el procés d'orientació de l'estació total dins el sistema de coordenades, és l'usuari qui introdueix l'**angle horitzontal de referència** ( $AH_z Ref$ ) i, per tant, és susceptible a equivocar-se. En aquest cas, totes les mesures d'angle horitzontal seran errònies respecte el sistema de referència global però consistents amb el sistema local definit per l'angle horitzontal de referència entrat. Un cop detectat l'error (per comparació dels valors de  $AH_z$  a punts coneguts), és senzill fer-ne la correcció adequada restant la diferència entre l'angle horitzontal de referència entrat i el correcte.

Els possibles **moviments de l'estació total durant la sessió de mesures** per efecte del vent, ensopegades amb el trípede o moviments del sòl, poden provocar que es desnivelli, és a dir, perdi la horitzontalitat, o que es desorienti, és a dir, perdi el nord del sistema de referència global. En el cas de desnivellar-se, l'estació total queda bloquejada, obligant a l'usuari a tornar a donar-li la

horizontalitat mitjançant els procediments de compensació i fins i tot d'anivellament descrits anteriorment (veure punt 3.2.3.1). Si el que es veu afectat és el nord del sistema de referència global, l'usuari pot no adonar-se'n i seguir treballant. Per aquest motiu, és aconsellable controlar l'angle horitzontal de referència amb certa freqüència, apuntant l'estació total cap al vèrtex de referència, verificant l'angle i corregint-lo quan sigui necessari.

### 3.3.2 Errors derivats del procediment de mesura

Deriven de fenòmens ambientals i geomètrics intrínsecs al procediment de mesura. També considerem en aquest apartat els errors accidentals que tenen lloc durant aquest mateix període.

#### 3.3.2.1 Error de refracció

L'**error de refracció** afecta sistemàticament la cota del resultat (error altimètric). És degut a la desviació que experimenta la trajectòria d'una ona electromagnètica quan viatja per medis amb diferents índexs de refracció. Aquesta desviació depèn de la longitud de l'ona que viatja i de la composició i estat de l'atmosfera, principalment, temperatura i pressió. En una atmosfera normal, amb capes d'aire de densitat decreixent cap amunt, la desviació que es genera és cap a la terra, de manera que veiem els objectes més amunt en l'horitzó del que estan en realitat. La **correcció de refracció** ( $Cr$ ) que haurem de fer consistirà en restar a la cota la quantitat obtinguda a partir de:

$$Cr = -n \frac{Dg^2}{2R} \quad (3.4)$$

on  $n$  és l'índex de refracció del medi per on viatja l'ona,  $Dg$  és la distància geomètrica de la mesura a corregir, i  $R$  és el radi terrestre, a Livingston, 6340 Km.

L'índex de refracció a sobre d'una glacera pren valors propers a 1, de manera que la correcció que hem de fer a la cota és d'uns 7 cm per distàncies geomètriques d'un quilòmetre i al voltant de 30 cm quan la distància geomètrica és de dos quilòmetres. Cada estació total considera un índex de refracció base en funció de la longitud de l'ona que utilitza i unes condicions atmosfèriques de referència, de manera que la distància calculada sols serà correcta sota aquestes condicions. Llavors, alhora de considerar condicions atmosfèriques diferents, hem d'introduir les dades de temperatura i pressió a l'estació total per tal que pugui fer-ne la correcció adequada.

### 3.3.2.2 Error d'esfericitat

L'**error d'esfericitat** també afecta sistemàticament a la cota del resultat (error altimètric). És degut al fet de treballar amb plans sobre la superfície esfèrica de la terra, de manera que un punt que veiem a l'horitzó a cota zero en realitat té una cota positiva. La **correcció d'esfericitat** ( $C_e$ ) consisteix en sumar una quantitat a la cota obtinguda, la qual ve descrita per:

$$C_e = \frac{Dg^2}{2R} \quad (3.5)$$

on  $Dg$  és la distància geomètrica de la mesura a corregir i  $R$  és el radi terrestre, a Livingston, 6340 Km.

S'observa que, en el cas especial de la superfície d'una glacera, la contribució conjunta de la correcció de refracció i de la correcció d'esfericitat és nul·la, de manera que no és necessari aplicar cap de les correccions.

### 3.3.2.3 Errors accidentals

Els **errors accidentals**, són errors no sistemàtics generats per irregularitats durant el procés de mesura, que poden ser degudes a equivocacions (per exemple, copiar malament un resultat) o limitacions logístiques (estaques inclinades o caigudes).

Les **equivocacions** poden controlar-se considerant el valor mitjà d'observacions repetides, la qual cosa també millora la precisió de les coordenades estimades (Chadwell, 1999). Molt sovint, es considera la mitja de la mesura feta normalment i una segona mesura feta amb el telescopi de l'estació total invertit (Kenie i Petrie, 1990). En aquest estudi no hem considerat cap d'aquests procediments.

La **inclinació** d'una estaca suposa un desplaçament del punt que posicionem que afecta les coordenades  $X$ ,  $Y$  i  $Z$ . La manera d'actuar per corregir aquest efecte és realitzar la mesura a la creu, com habitualment, i prendre el valor dels paràmetres que caracteritzen la inclinació per tal de poder-la corregir (tot i que sempre és millor replantar l'estaca de nou). Aquesta correcció és puntual per cada observació d'una estaca inclinada i requereix disposar del valor dels següents paràmetres:

L'**angle d'inclinació** ( $\alpha$ ), és l'angle agut que hi ha entre superfície del gel i l'estaca.

La **direcció de la inclinació** ( $\beta$ ) és l'angle respecte el Nutm de la projecció de l'estaca inclinada sobre la superfície del gel.

Les correccions que s'apliquen a les coordenades obtingudes de l'estació total, venen donades per:

$$\Delta X = L \sin \beta \cos \alpha \quad (3.6)$$

$$\Delta Y = L \cos \beta \cos \alpha \quad (3.7)$$

$$\Delta Z = L(1 - \sin \alpha) \quad (3.8)$$

on  $L$  és la longitud total de l'estaca.

Els **replantaments** poden ser de diferents tipus en funció de si es fan al mateix punt o no i de si l'estaca vella està caiguda o no:

Quan es tracta d'un replantament d'una estaca no caiguda que pot fer-se al mateix lloc de l'antiga posició, sols cal corregir la variació de la cota de les dues estakes, i la sèrie de mesures continua sense interrupció.

En canvi, quan es replanta una estaca caiguda però encara s'identifica el forat on estava clavada, el replantament pot fer-se al mateix lloc de manera que no hi ha error en les coordenades  $X$  i  $Y$ , però no hi ha correcció possible per la cota i cal considerar una sèrie nova per aquesta coordenada.

Quan, per alguna raó (hi ha una esquerda o el forat on està clavada l'estaca s'ha fet massa gros...), cal replantar una estaca a una posició diferent, poden corregir-se les tres coordenades considerant el canvi de posició entre l'estaca antiga i la nova (distància i direcció) i la variació de la seva alçada. Si aquesta correcció s'aplica a totes les dades posteriors al replantament, aquest no suposarà cap interrupció de la sèrie.

Finalment, en el cas del replantament d'una estaca caiguda que no sabem on estava, serà necessari considerar una nova sèrie a partir de l'estaca replantada.

### 3.3.3 Errors associats al procediment de càlcul

L'**error de resolució de les coordenades** (Eres) és l'error resultant d'operar amb els paràmetres  $AHz$ ,  $AV$  i  $Dg$ , que tenen un error associat degut a la resolució de l'aparell (veure punt 3.2.3.1). S'obté considerant la representativitat que cadascun d'aquests errors té sobre el resultat final mitjançant la següent expressió:

$$Eres(Y) = \left| \frac{\delta Y}{\delta x_1} \right| Eres(x_1) + \left| \frac{\delta Y}{\delta x_2} \right| Eres(x_2) + \dots + \left| \frac{\delta Y}{\delta x_n} \right| Eres(x_n) \quad (3.9)$$

on la funció  $Y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$  representa cadascuna de les coordenades d'un punt segons les fórmules (3.1), (3.2) i (3.3), de manera que l'error que cometem és un per cada coordenada de cada punt que hem mesurat. Els valors obtinguts per l'error de resolució de les mesures de posició estan compresos entre 1 i 8 cm.