

Massebalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna, Svalbard - kontrollerende faktorer

*En studie av romlige og temporale variasjoner i massebalanse
og de mekanismer som styrer endringene.
Sammenlikning med Kongsvegen.*

Anders Baumberger



Hovedfagsoppgave i naturgeografi ved Institutt for geofag

UNIVERSITETET I OSLO

Mai 2007

Forord

Denne oppgaven inngår i Cand. scient. graden ved Avdeling for naturgeografi, Institutt for geofag, Universitetet i Oslo. Professor Jon Ove Hagen og forsker Kjetil Melvold har vært veiledere. Jeg vil takke begge to for samarbeidet og alt de har lært meg under feltarbeidene på Svalbard. De fortjener også en stor takk for at de alltid har tatt seg tid når jeg har trengt veiledning i de fire årene jeg har jobbet med oppgaven.

Takk også til forsker Jack Kohler og Ola Brandt ved Norsk Polarinstitutt for lærerike dager i felt og for velvillig å stille data fra Kongsvegen til min disposisjon. Senioringeniør Trond Eiken takkes også for prosessering av GPS-data.

En stor takk går til min kamerat og medstudent Even Loe for hjelp og faglige innspill som har vært til uvurderlig nytte i arbeidet med å forbedre oppgaven. Mange oppklarende diskusjoner omkring teoretiske finurligheter har det blitt, men våre turer i Norge, Sveits, på Svalbard og på Island har aldri latt oss glemme hva glasiologi er i praksis.

Norsk Polarinstitutt og Norges Forskningsråd takkes for stipendet som finansierte feltarbeidet våren 2004 og bidro til å utvide datagrunnlaget som oppgaven bygger på.

Den største takken går til min kommende kone Kari som med umåtelig tålmodighet har godtatt at Svalbard i perioder har vært mitt andre hjem og at oppgaven til tider har opptatt all min tid og energi. Uten denne støtten ville ikke oppgaven blitt en realitet.

Til slutt en takk til min tante Ursi som i 1991 gav meg boka *Die Arktis* som gjorde at løpet mitt var lagt.

-Måtte vi alle møtes ved Kronebreen 20. mars 2015 og oppleve lyset fra brefronten under total solformørkelse.

Siggerud, 25.03.07

Anders Baumberger

Sammendrag

Det samlede arealet til de målte breene på Spitsbergen utgjør kun ca 0.5 % av det totale brearealet og halvparten av disse breene har et areal under 10km^2 (Hagen et al. 2003). Ekstrapolasjon av målt massebalanse fra de målte breene til å gjelde hele Svalbard, introduserer derfor betydelig usikkerhet i resultatene.

Gjennom etableringen av en ny måleserie på Kronebreen/Holtedahlfonna (296 km^2), er formålet med denne studien å skaffe bedre kunnskap om romlige og temporale endringer i massebalansen på en av de største breene nordvest på Spitsbergen som antas å være mer representativ for de større brearealene. Resultatene fra Holtedahlfonna sammenliknes med resultater fra Kongsvegen med sikte på å forklare hvilke kontrollerende faktorer som påvirker de målte endringene i breenes massebalanse.

Resultatene viser at den årlige massebalansen på de to breene *endrer* seg tilnærmet likt, men at likevektslinja på Holtedahlfonna i gjennomsnitt er så mye som 112 m høyere enn på Kongsvegen i perioden 1996-2006. Dette til tross for at de to breene grenser til hverandre. Gjennomsnittlig årlig nettobalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna i fireårsperioden 2003-2006 var $-0.17 \pm 0.07\text{ km}^3$ std.avvik eller $-0.60 \pm 0.23\text{ m}$ std.avvik vannekv. hvorav kalving utgjør halvparten. Den årlige nettobalansen i perioden er ca 0.2 m vannekvivalenter mer negativ enn på Kongsvegen. Ca $\frac{3}{4}$ av differansen skyldes større ablasjon på Holtedahlfonna mens resten skyldes lavere vinterakkumulasjon.

Den store differansen i sommerablasjonen mellom breene skyldes ikke økt smelting på Kronebreen/Holtedahlfonna, men mindre refrysing av påfrosset is. Bidraget til massebalansen i form av påfrosset is kontrolleres i hovedsak av breens overflatetopografi og utbredelsen av sprekkområder som styrer tilgangen på smeltevann. Et større sprekkområde omkring likevektslinja til Holtedahlfonna gjør at området som potensielt kunne utgjort sonen med påfrosset is i stedet har netto ablasjon grunnet lite refrysing av smeltevann. Dette forklarer differansen i likevektslinjas høyde mellom de to breene. Konsekvensene av den relative økningen i ablasjonen i dette området forsterkes av at den hypsometriske kurven har toppunkt omkring likevektslinja på Holtedahlfonna. Resultatene understreker betydningen av påfrosset is, eller mangelen på dette, for massebalansen til breer på Svalbard.

Rekonstruksjonen av likevektslinjas høyde på Hortedahlfonna tilbake til 1996 viser at denne i gjennomsnitt ligger 58 m høyere de siste fire årene sammenliknet med syvårsperioden før. Endringen i likevektslinjas høyde indikerer en betydelig negativ utvikling i massebalansen de siste årene.

Resultatene fra studien av Kronebreen/Hortedahlfonna og sammenlikningen med Kongsvegen reiser tvil omkring de tidligere måleseriens representativitet for den samlede massebalansen på Svalbard. Beregninger for hele Svalbard viser en årlig nettobalanse på -0.120 ± 0.030 m vannekv. (Hagen et al. 2003) som utgjør kun $1/5$ av gjennomsnittlig årlig nettobalanse på Kronebreen/Hortedahlfonna i perioden 2003-2006. Dette store avviket kan delvis forklares med den negative utviklingen i breenes massebalanse de siste årene, men her foreslås i tillegg at tidligere valg av breer til etablering av måleserier ut fra økonomiske og praktiske hensyn kan ha ført til en systematisk underestimering av massebalansen på Svalbard dersom disse breene ikke har overflateforhold som er representative for det samlede brearealet og dermed heller ikke representativ massebalanse.

KRONEBREEN / HOLTEDAHLFONNA								
Areal	296 km ²							
Lengde	47 km							
Høydeintervall	0-1361 moh.							
Gjennomsnittlig overflatehelning	1.7°							
Helningsretning (Kronebreen/Hortedahlfonna)	V-SV / S							
Gjennomsnittlig ELA (1996-2006)	697 moh.							
Overflatehastighet (midtflytlinja på Hortedahlfonna 580-1126 moh. min-maks)	12-64 m/år							
MASSEBALANSE (vannekv.)	2003		2004		2005		2006	
	km ³ /år	m/år	km ³ /år	m/år	km ³ /år	m/år	km ³ /år	m/år
B _w overflate	0.15	0.51	0.15	0.50	0.14	0.46	0.20	0.67
B _s overflate	-0.23	-0.79	-0.33	-1.11	-0.28	-0.96	-0.15	-0.52
B _n overflate	-0.08	-0.27	-0.18	-0.61	-0.15	-0.49	0.04	0.14
Kalvingsrate	-0.08	-0.29	-0.08	-0.29	-0.08	-0.29	-0.08	-0.29
B _s inkludert kalving	-0,31	-1,08	-0,41	-1,40	-0,36	-1,25	-0,23	-0,81
B _n inkludert kalving	-0,16	-0,56	-0,26	-0,90	-0,23	-0,78	-0,04	-0,15
B _w kumulativ	0,15	0,51	0,3	1,01	0,44	1,47	0,64	2,14
B _s kumulativ, inkl. kalving	-0,31	-1,08	-0,72	-2,48	-1,08	-3,73	-1,31	-4,54
B _n kumulativ, inkl. kalving	-0,16	-0,56	-0,42	-1,46	-0,65	-2,24	-0,69	-2,39
ELA	755 moh.		785 moh.		755 moh.		641 moh.	
AAR	0.38		0.34		0.38		0.66	

Sammendrag av måleresultatene fra Kronebreen/Hortedahlfonna. Tallenes nøyaktighet er nærmere angitt i oppgaven.

Innhold

1	Innledning	1
2	Områdebeskrivelse	4
2.1	Svalbard	4
2.1.1	Glasiologi.....	4
2.1.2	Klima	6
2.2	Kronebreen / Holtedahlfonna.....	6
2.2.1	Massebalanse	8
2.2.2	Temperaturregime.....	9
2.3	Kongsvegen	9
3	Teori	11
3.1	Soneinndeling	11
3.2	Intern akkumulasjon	14
3.3	Påfrosset is	15
3.3.1	Sommerpåfrosset is.....	17
3.3.2	Høstpåfrosset is.....	19
3.4	Endring i kuldemagasinet som følge av refrysing	20
4	Metode og databehandling	24
4.1	Måling av massebalanse	24
4.1.1	Teori for måling av overflatebalanse	24
4.1.2	Teori for beregning av kalving	26
4.1.3	Anvendelse på Holtedahlfonna.....	29
4.1.4	Staker fra 1996.....	31
4.1.5	Feilkilder og nøyaktighet	32
4.2	Modellering av massebalanse med sensitivitetsdiagram	37
4.2.1	Teorigrunnlag.....	37
4.2.2	Anvendelse av sensitivitetsdiagrammet på Kongsvegen	39
4.2.3	Feilkilder og nøyaktighet	40
4.3	Måling av overflatehastighet	41
4.4	Georadarmålinger	42
4.4.1	Virkemåte og anvendelse på breer	42
4.4.2	Radaroppsettet	44
4.4.3	Prosessering av data.....	45
4.4.4	Anvendelse på Holtedahlfonna	49
4.4.5	Feilkilder og nøyaktighet	51
4.5	Grunne iskjerner	52
4.5.1	Boring av grunne kjerner og anvendelse av kjernedata	52
4.5.2	Feilkilder og nøyaktighet	53
5	Resultater	55
5.1	Massebalanse 2003	55
5.1.1	Spesifikk vinterbalanse	55
5.1.2	Snøfordeling.....	59
5.1.3	Spesifikk sommer- og nettobalanse	60
5.1.4	Total overflatebalanse	68
5.2	Kalving.....	70
5.3	Massebalanse 2004	71
5.3.1	Spesifikk overflatebalanse	71
5.3.2	Total massebalanse	74

5.4	Massebalanse 2005 og 2006	75
5.5	Sammenlikning med Kongsvegen	77
5.5.1	Sammenlikning med målt massebalanse	77
5.5.2	Sammenlikning med modellert massebalanse	79
5.6	Likevektslinjas høyde 1996-2002	84
5.7	Overflatehastighet	86
5.8	Soneinndeling og overflatekarakter	88
5.8.1	Ablasjonsområdet	89
5.8.2	Sonen med påfrosset is	92
5.8.3	Våtsnøsonen og perkolasjonssonen	93
5.8.4	Overflatekarakter	96
6	Diskusjon	99
6.1	Romlige variasjoner i overflatebalansen.....	99
6.1.1	Betydningen av refrysing.....	99
6.1.2	Betydningen av endring i albedo nedenfor firnlinja	106
6.1.3	Valg av ikke-lineær akkumulasjonsgradient.....	107
6.2	Kalvingens bidrag til massebalansen.....	107
6.3	Endringer i massebalansen siden 1996	108
6.4	Sammenlikning med Kongsvegen	108
6.4.1	Romlige variasjoner i massebalanse	108
6.4.2	Målte og modellerte endringer i massebalansen (2003-2006).....	110
6.5	Kontrollerende faktorer på massebalansen.....	111
7	Konklusjon	115
	Etterord.....	117
	Bibliografi.....	118
	Appendiks.....	124

1 Innledning

De observerte klimaendringene som jorda er inne i er mer intense i Arktis enn i øvrige deler av verden og konsekvensene av klimaendringene i Arktis påvirker hele det globale økosystemet (ACIA 2004). Svalbard utgjør med sine 36 600 km² iskapper og breer, et av de største bredekte områdene i Arktis (Hagen et al., 1993). Kunnskap om utviklingen av massebalansen til breene på Svalbard, som respons på de klimatiske betingelsene, er derfor svært viktig for forståelsen av klimaendringenes omfang og konsekvenser. Den overordnede motivasjonen bak denne oppgaven er å bidra til å øke denne forståelsen.

Kontinuerlige målinger av massebalanse på Svalbard har blitt gjort på stadig flere breer siden 1967. På Spitsbergen er det gjort målinger på 13 breer, men disse dekker til sammen kun ca 0.5 % av det samlede brearealet (Hagen et al., 2003). De fleste av disse er dessuten konsentrert omkring et begrenset område langs vestkysten. I tillegg er det gjort omfattende målinger på Austfonna (8120km²) siden 1998. Lav arealandel og dårlig geografisk spredning av de målte breene på Spitsbergen, gjør at det er knyttet betydelig usikkerhet til målingenes representativitet for den samlede massebalansen til breene på Svalbard. Ut fra den etablerte oppfatning at likevektslinjas høyde i stor grad er klimatisk bestemt, er den samlede årlige nettobalansen for Svalbard beregnet ved inter- og ekstrapolasjon til -0.120 ± 0.030 m vannekvivalenter inkludert kalving (Hagen et al., 2003).

Iskjerneboringer på Holtedahlfonna, ca 30km fra Kongsvegen (102 km²) hvor det er gjort massebalansemålinger siden 1987, gav en estimert likevektslinje 100-200 m høyere enn på Kongsvegen (Pourchet et al. 1995 ; Pinglot et al. 1999). Denne betydelige

differansen i likevektslinjas høyde på to tilstøtende breer ble kommentert som oppsiktsvekkende, men det ble ikke gjort noen nærmere undersøkelser som kunne forklare forskjellene. Oppdagelsen er imidlertid viktig ettersom den rokker ved oppfatningen av at massebalansen med god nøyaktighet kan ekstrapoleres over et større område med samme klima.

Denne oppgaven har som hovedmål å bygge videre på dette gjennom etableringen av en ny måleserie på nettopp Høltedahlfonna som sammen med Kronebreen (296 km²) er ca tre ganger så stor som Kongsvegen og langt større enn de øvrige målte breene på Spitsbergen. Gjennom målingene skal oppgaven gi svar på følgende problemstillinger:

- Er likevektslinja på Kronebreen/Høltedahlfonna faktisk betydelig høyere enn på Kongsvegen og eventuelt hvorfor?
- Hva er breens massebalanse og hvordan varierer denne i rom og tid?
- Hvilke kontrollerende faktorer påvirker breens massebalanse og hvordan henger disse mekanismene sammen?

Svarene er ment å gi bedre kunnskap om hvorvidt eksisterende målinger på Svalbard er representative for det samlede brearealet eller om det kan forventes at målingene over- eller underestimerer den samlede massebalansen. For å komme nærmere svaret på disse problemstillingene legges det opp til en sammenlikning av resultatene fra Høltedahlfonna med resultater fra Kongsvegen.

Feltarbeidene til oppgaven ble utført i april/mai 2003 og i april/mai og september 2004 som dekker balanseårene 2003 og 2004. Oppgaven inngår som en del av prosjektet EnviTools (*New Spaceborne Radar Methods for Glacier Characterisation as Tools for Arctic Environment and Resource Monitoring*) finansiert av Norges Forskningsråd NORKLIMA-program. Prosjektet har som mål å forbedre metodene for bruk av satellittbåren radar til ulike målinger av isbreer i Arktis. Feltarbeidet våren 2004 ble finansiert av et stipend til forskning i Arktis gitt av Norges Forskningsråd gjennom Norsk Polarinstitut.

Etter forespørsel fra veileder er oppgaven utvidet til også å omfatte balanseårene 2005 og 2006 basert på et redusert datagrunnlag fra feltarbeid utført vår og høst 2005 og 2006, utført av veileder Jon Ove Hagen og av Jack Kohler fra Norsk Polarinstitutt. Data fra Kongsvegen er innsamlet og levert av Jack Kohler og Ola Brandt ved Norsk Polarinstitutt.

Opgaven gir først en kort generell innføring i glasiologien og klimaet på Svalbard og en gjennomgang av resultatene fra tidligere studier på Kronebreen/Holtedahlfonna og Kongsvegen.

I teorikapittelet gis en innføring i soneinndelingen av breer og hvordan ulike former for refrysing påvirker massebalansen. Dette gjøres eksplisitt fordi andre studier viser at refrysing av smeltevann utgjør en betydelig andel av akkumulasjonen på breer på Svalbard (eg. Liestøl, 1975; Wold, 1976; Hagen & Liestøl, 1990). Dette er en av de viktigste kontrollerende faktorene på massebalansen og vies mye oppmerksomhet i oppgaven.

I metodekapittelet gis en gjennomgang av teori og anvendelsesformål for alle metodene som er brukt i studien. For hver metode er det lagt vekt på å beskrive de mange feilkilder som er knyttet til selve målingene og inter-/ekstrapolasjonen av disse. Her gjøres også et forsøk på å kvantifisere nøyaktigheten til målingene.

Resultatene presenteres med tilhørende forklaringer, mens diskusjonskapittelet tar for seg en overordnet vurdering av resultatene i forhold til oppgavens problemstilling. Basert på resultatene i oppgava gis til slutt en generalisert skjematisk framstilling av hvordan ulike kontrollerende faktorer, i tillegg til klimaet, påvirker massebalansen gjennom ulike tilbakekoplingsmekanismer.

Utvidelsen av oppgava til å dekke fire balanseår og sammenlikningen med Kongsvegen har gjort det betydelig enklere å vurdere resultatenes nøyaktighet og betydning i en større sammenheng, men har også gjort omfanget større enn opprinnelig tiltenkt.

2 Områdebeskrivelse

2.1 Svalbard

Svalbard omfatter alle øyer fra 74° til 81° N og 10° til 35° Ø med et samlet areal på ca 63 000 km² hvorav Spitsbergen er den største øya.

2.1.1 Glasiologi

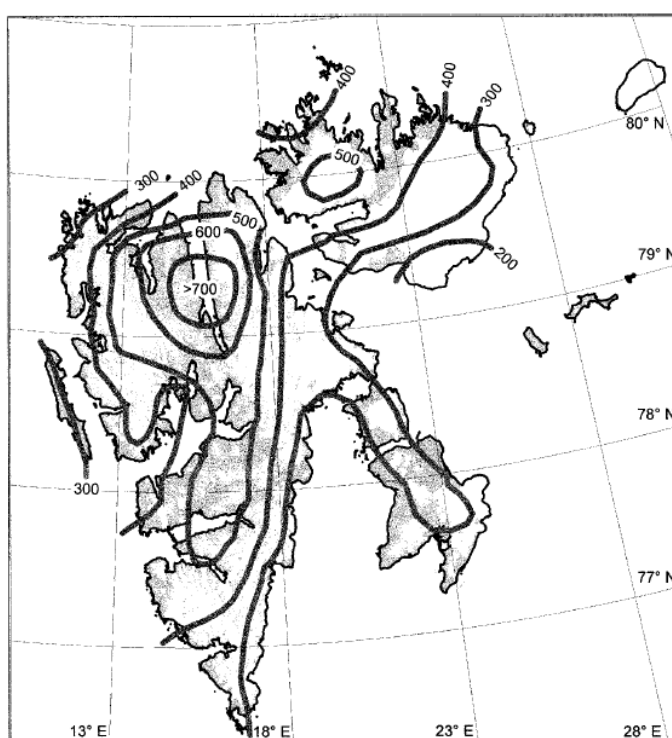
Breene på Svalbard dekker til sammen ca 36 600 km², og utgjør ca 60 % av det totale landarealet. Det gjør Svalbard til et av de største bredekte områdene i Arktis. Likevektslinjas høyde varierer fra ca 200 moh. på det laveste i øst, til over 700 moh. i innlandet i nord som vist i figur 2.1 (Hagen et al., 2003).

Breenes størrelse varierer fra små botnbreer til store iskapper og sammenhengende dalbresystemer, kun avgrenset av nunataker. De fleste store dal- og utløperbreene på Svalbard er tidevannsbreer. Disse har kalvingsfronter i havet som med få eller ingen unntak er grunnet på havbunnen (Dowdeswell, 1989; Lefauconnier & Hagen, 1991).

Kalvingsfronter utgjør ca 1000km (16 %) av den totale kystlengden på Svalbard (Dowdeswell, 1989) Flesteparten av breene på Svalbard er polytermale (eg. Liestøl, 1977; Bamber, 1987; Hagen et al., 1993; Lefauconnier et al., 1999). De øvrige er polare botnbreer av mindre størrelse (Hagen & Liestøl, 1990).

Det er observert nær 100 surge-hendelser på Svalbard i løpet av forrige århundre (Hagen et al., 1993). Enkelte studier viser at så mye som 90 % av breene kan være av

surge-type (Liestøl, 1988; Lefauconnier & Hagen, 1991; Hagen et al., 1993), mens andre viser til en langt lavere andel på ned til 13 % (Hamilton & Dowdeswell, 1996; Jiskoot et al., 2000). Overflatehastigheten på ulike breer varierer svært mye på Svalbard. På mindre dal- og botnbreer er det målt hastigheter på bare 2-6 m år⁻¹ (Liestøl, 1988; Etzelmüller & Sollid, 1996), mens hastigheter på flere hundre meter per år er målt på enkelte store dal- og utløperbreer (Dowdeswell & Collins, 1990; Lefauconnier et al., 1994). Under en surge kan hastigheten bli 10 - 10² ganger den normale (Raymond, 1987).



Figur 2.1. Likevektslinjas høyde (moh.) på Svalbard (Hagen et al. 2003).

Årlige massebalansemålinger på utvalgte breer de siste 30 årene samt rekonstruksjon av brefrontposisjoner tilbake til slutten av *Den lille istid* for 80-90 år siden, viser at breene ikke er i likevekt med dagens klima. Den gjennomsnittlige nettobalansen har vært negativ og det har vært en generell tilbakesmelting for alle breene på Svalbard i denne perioden (Hagen et al., 2003). En betydelig andel av akkumulasjonen skjer i form av påfrosset is (Liestøl, 1975; Wold, 1976; Hagen & Liestøl, 1990) Enkelte dal- og botnbreer har ikke lenger noe markant firnområde (Lefauconnier et al., 1999; Müller,

1961, Jonsson & Hansson, 1990) og på disse breene utgjør påfrosset is nær 100 % av nettoakkumulasjonen.

2.1.2 Klima

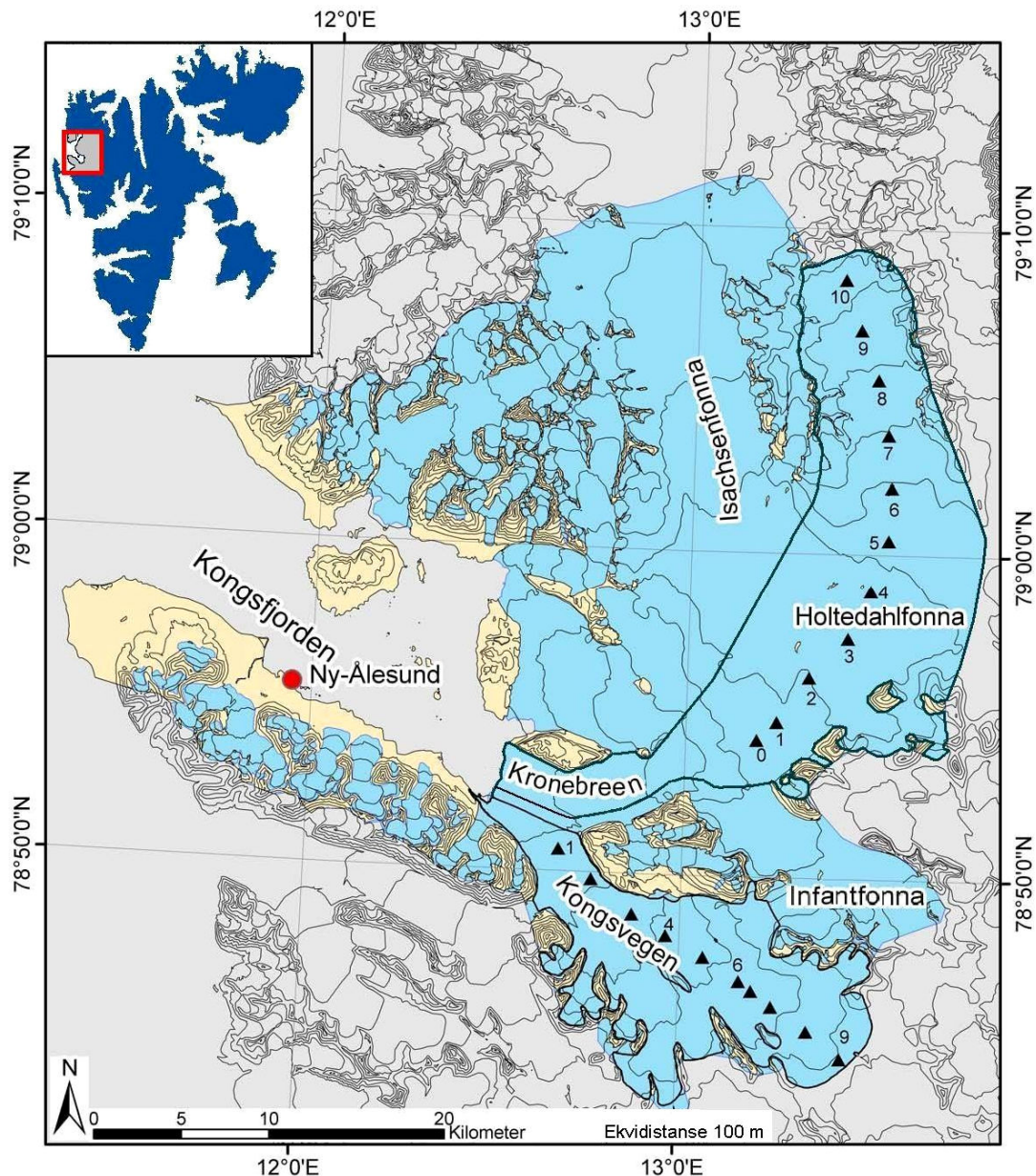
Svalbards beliggenhet helt nord i området som påvirkes av Golfstrømmen, gjør klimaet mildere enn øvrige områder på samme breddegrad. Perioder hvor polare høytrykk i nord og lavtrykk fra Nord-Atlanterhavet i sørvest vekselvis dominerer, kan medføre store variasjoner i vær og temperaturforhold. Dominerende vindretning ved samtlige målestasjoner styres i stor grad av nærliggende breer og dalsystemer (Hansen-Bauer et al., 1990). Den årlige nedbøren på Svalbard er størst i sørøst og avtar mot vest og nord, og indikerer en hovedvindretning fra sørøst (Hagen et al., 1993).

I Ny-Ålesund, ca 30 km vest for Holtedahlfonna, står en værstasjon hvor det er gjort kontinuerlige målinger siden 1969. Årlig gjennomsnittstemperatur er $-6.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Varmeste måned er juli (middeltemperatur $5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$). Januar og februar er kaldest med en middeltemperatur på ca $-14.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Hansen-Bauer et al., 1990). Selv over 800 moh. skjer det noe smelting på breene på de varmeste sommerdagene (Hagen & Liestøl, 1990). Dominerende vindretning hele året er sørøst, parallelt med Kongsfjorden. Den årlige nedbørsmengden er 550 mm, men det er knyttet usikkerhet til dette tallet hovedsakelig på grunn av problemer med måling av tørr snø (Hansen-Bauer et al., 1996).

Svalbard har permafrost med en tykkelse på ca 100-500 m, men *taliker* ($T \geq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) finnes under den tempererte delen av polytermale breer og under større innsjøer (Liestøl 1977).

2.2 Kronebreen / Holtedahlfonna

Kronebreen drenerer ut fra Holtedahlfonna og har en ca 3 km bred kalvingsfront innerst i Kongsfjorden. Kronebreen er den breen på Svalbard med høyest målt overflatehastighet (opptil 4 m dag^{-1}) i den nedre delen som er svært oppsprukket (Voigt 1965; Lefauconnier et al. 1994). Samløpet med Infantfonna og Kongsvegen vises av markante midtmorener. Det totale dreneringsområdet til Kronebreen er 296 km^2 hvorav Holtedahlfonna utgjør hovedbassenget.



Figur 2.2. Kart over dreneringsområdet til Kongsvegen (Melvold og Hagen, 1998) og Kronebreen/Holtedahlfonna med stakerekker. Kartet viser også samlet dreneringsområde for breene rundt Kongsfjorden (blått).

Navnet Snøfjellfonna blir av enkelte brukt om den øvre delen av Holtedahlfonna (Goto-Azuma et al., 1995; Pourchet et al., 1995) Ettersom dette ikke er et offisielt navn brukes navnet Holtedahlfonna om hele det øvre dreneringsområdet til Kronebreen i denne oppgaven. Liestøl (1988) bruker navnet Kronebreen om hele dreneringsområdet og tar da også med Infantfonna. Det er til denne oppgaven ikke gjort noen målinger på Infantfonna som utgjør en relativt stor andel av hele dreneringsområdet. Av hensyn til målingenes representativitet og resultatenes nøyaktighet holdes derfor Infantfonna utenom Kronebreens areal her. Med denne avgrensingen utgjør Kronebreen sammen

med Holvedahlfonna én bre (figur 2.2) som danner grunnlaget for massebalansemålingene.

Den underliggende berggrunnen i området består for det meste av skifer, silt- og sandstein (Orvin, 1940). Gjennomsnittlig erosjonsrate for det totale dreneringsområdet, inkludert Kongsvegen, er beregnet til ca 1 mm år⁻¹ (Elverhøi et al., 1980).

Den største målte istykkelsen på Holvedahlfonna er 530 m (Drewry et al., 1980). Dypere enn dette ble radarsignalet for svakt til å fanges opp og den oppgitte tykkelsen er således et minimumsestimat. Den totale lengden fra brefronten til toppen av Holvedahlfonna, ca 1360 moh., er 47 km. Gjennomsnittlig overflatehelning er 1.7°.

Omkring 1869 hadde Kronebreen et surge-framstøt. Under den maksimale utbredelsen lå brefronten ca 10 km lengre ut i Kongsfjorden. Også omkring 1948 rykket brefronten flere kilometer framover, men dette framstøtet var trigget av en surge på Kongsvegen (Liestøl, 1988).

2.2.1 Massebalanse

Det finnes svært lite massebalansedata fra Kronebreen/Holvedahlfonna. Ved datering av radioaktive isotoper i flere iskjerner fra akkumulasjonsområdet på Holvedahlfonna, er gjennomsnittlig årlig nettoakkumulasjon ved boreområdene tilbake til 1961 estimert (Goto-Azuma et al., 1995; Pinglot et al., 1994; Pourchet et al. 1995; Pinglot et al., 1999). Gjennomsnittlig årlig akkumulasjon ca 1200 moh. på Holvedahlfonna i perioden 1986-91 (0.57 m vannekv.) var inntil 20 % større enn i perioden 1961-86 (0.455 m vannekv.). Den målte endringen kan imidlertid skyldes økt deformasjon med dybden slik at 20 % er et maksimumsestimat. Pinglot et al. (1999) beregnet likevektslinjas høyde (ELA) til 650 moh. ved å ekstrapolere nettoakkumulasjonsgradienten ut fra to iskjerner øverst i akkumulasjonsområdet. Pourchet et al. (1995) beregnet ELA ved å ta utgangspunkt i gjennomsnittlig årlig nettoakkumulasjon i den nederste kjernen på Holvedahlfonna (750 moh.) og brukte en kjent nettobalansegradient fra Kongsvegen på 0.4 m vannekvivalenter/100 høydemeter som gav en ELA på 735 moh. Dette tilsvarer en AAR=0.5 (Accumulation Area Ratio – forholdet mellom akkumulasjonsområdets areal og breens totale areal) Ut fra disse resultatene bemerker Pourchet et al. følgende:

- Kronebreens AAR tilsier alene at breens totale nettobalanse har vært negativ siden 1986 eller lenger. Tatt i betraktning at Kronebreen også har et betydelig massetap i form av kalving er den totale massebalansen for perioden *sterkt negativ*.
- En endring i ELA fra Kronebreen (735 moh.) til Kongsvegen (520 moh.) over en strekning på kun ca 30 km, er *svært stor*.

Det gis imidlertid ingen forklaring på de store forskjellene i total nettobalanse og likevektslinjas høyde for de to tilstøtende breene Kronebreen og Kongsvegen. I stedet forklares det store avviket i forhold til Kongsvegen med at det valgte boreområdet muligens ikke var representativt, slik at Kronebreens faktiske ELA kan være lavere.

2.2.2 Temperaturregime

Kronebreen/Holtedahlfonna har et polytermalt (Ahlmann 1935) temperaturregime. Ved fronten til Kronebreen kommer det ut smeltevann hele året, noe som viser at breen er temperert ved sålen også om vinteren (Liestøl 1988). Dette underbygges av Kronebreens høye hastighet som må skyldes basal glidning i tillegg til intern deformasjon (Melvold, 1992; Lefauconnier et al., 2001). Funn av en distinkt intern reflektor under radarmålinger på Holtedahlfonna er blitt tolket som bunntopografi (Macheret, 1981), men senere studier viser til at signalet trolig er overgangen fra kald til temperert is eller en annen intern reflektor i breen. (Dowdeswell et al., 1984; Kotlyakov & Macheret, 1987).

2.3 Kongsvegen

Kongsvegen har et areal på 102 km² og strekker seg 26 km fra Kongsvegpasset (ca 800 moh.) ned mot Kongsfjorden med en kalvingsfront som i dag kun er noen få hundre meter bred. I akkumulasjonsområdet er det målt istykkelse opptil 440 m (Hagen & Sætrang, 1991). Breoverflaten har få/ingen sprekker bortsett fra på den nedre delen ved kalvingsfronten. Overflatehastigheten er målt til kun 1.4-3.6 m år⁻¹ (Melvold & Hagen, 1998). Gjennomsnittlig overflatehelning er 1.9°.

Kongsvegen hadde en aktiv surge-fase omkring 1948 og har siden bygget opp et reservoar i akkumulasjonsområdet som gjør at den har potensial til å starte en ny surge (Melvold & Hagen, 1998). Dette bekreftes også av nyere høydemålinger utført med differensiell GPS som viser en årlig oppbygning på 0.5 m i akkumulasjonsområdet og 1 m årlig senking av overflaten i ablasjonsområdet i perioden 1992-2004 (Hagen et al. 2005). Sammenlikning av breoverflatens høyde ved hjelp av en digital terreng modell fra 1995 og bakkemålinger med differensiell GPS i 2005, viser imidlertid at overflaten til hele breen ble lavere i perioden (Nuth, 2007). Dersom disse beregningene er korrekte tyder det på at breen med dagens klima ikke lenger bygger opp til en ny surge.

På Kongsvegen er det gjort årlige målinger av både sommer- og vinterbalanse siden 1987 (Hagen & Liestøl, 1990; Melvold & Hagen, 1998; Lefauconnier et al., 1999). I perioden 1987-97 var gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse 0.11 m vannekv. år⁻¹ (kalving er da utelatt siden den regnes som neglisjerbar). Gjennomsnittlig høyde på likevektslinja i denne perioden var 505 moh. Nettobalansegradienten er beregnet til ca 0.33 m 100 m⁻¹. Satellittbilder og kjerneboringer samt bakkeradarprofiler viser at påfrosset is utgjør en betydelig del av akkumulasjonen på Kongsvegen (König et al., 2001; König et al., 2002; Obleitner & Lehning, 2004).

Bakkeradarmålinger og temperaturmålinger viser at mesteparten av bremassen er temperert. I ablasjonsområdet er det et øvre 50-160 m tykt lag hvor temperaturen er under trykksmeltepunktet (Hagen & Sætrang, 1991; Björnsson et al., 1996).

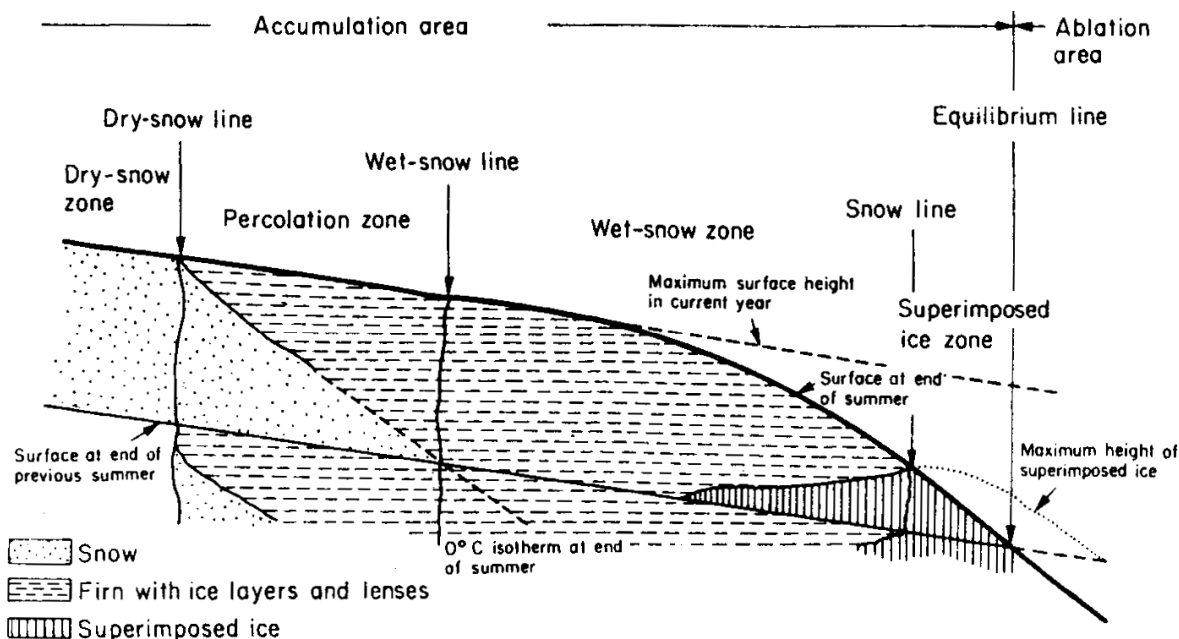
3 Teori

I en studie av faktorene som kontrollerer massebalansen på en bre, må romlige og temporale endringer i akkumulasjon og ablasjon kartlegges. Dette kan gjøres ved å bestemme utbredelsen til ulike soner på breen med definerte egenskaper knyttet til massebalansen. I dette kapitlet gis det en generell innføring og begrepsavklaring om soneinndeling av breer. Dette danner grunnlaget for kartlegging av hver enkelt soners utbredelse på Kronebreen/Holtedahlfonna. Ved soneinndelingen av breen skilles det mellom ulike former for akkumulasjon. Påfrosset is utgjør en vesentlig andel av akkumulasjonen på breer i Arktis og undersøkelser på Svalbard underbygger dette (eg. Liestøl, 1975; Wold, 1976; Hagen & Liestøl, 1990; Jonsson & Hansson, 1990; Lefauconnier et al., 1999). I tidligere studier er det fokusert mindre på andelen smeltevann som refryser i form av intern akkumulasjon i firnområdet, til tross for at denne akkumulasjonsformen i prinsippet avviker lite fra påfrosset is. Ettersom både intern akkumulasjon og påfrosset is antas å ha stor betydning for massebalansen på Holtedahlfonna, er det nødvendig med en egen gjennomgang av relevant teori basert på øvrige studier innenfor dette fagfeltet. Teori knyttet til de ulike *metodene* som brukes i oppgaven behandles for seg, som en del av metodekapitlet.

3.1 Soneinndeling

Inndelingen av breoverflaten i ulike *soner* eller *brefasis* ble først gjort av Benson (1961) og Müller (1962). I denne oppgaven brukes betegnelsen soner, og med *breoverflaten* menes ikke kun selve overflaten, men et øvre lag av breen der isen har en bestemt fysisk

karakter. Utbredelsen av de ulike sonene på en bre vil variere fra år til år avhengig av meteorologiske faktorer. Det finnes få breer der alle sonene er representert. Etter Paterson (1994) kan en breoverflate deles opp i inntil fire soner som utgjør akkumulasjonsområdet i tillegg til ablasjonsområdet (figur 3.2). Soneinndelingen tar utgangspunkt i situasjonen ved slutten av et balanseår, dvs. etter endt smeltesesong.



Figur 2.3. Soneinndeling av breoverflaten (Paterson 1994, basert på Benson, 1961 og Müller, 1962)

Tørrsnøsonen: Område øverst på breen hvor det ikke skjer noen smelting i løpet av et balanseår. Metamorfosen til is skjer her langsommere, kun som et resultat av et gradvis økende trykk fra nye snølag på overflaten. I følge Benson (1961) sammenfaller denne sonen i grove trekk med områder som har gjennomsnittlig årlig lufttemperatur ≤ -25 °C, noe som utelukker breene på Svalbard.

Perkolasjonssone: Nedenfor tørrsnøsonen begynner perkolasjonssonen der noe smelting skjer på overflaten i sommerhalvåret. Smeltevann fra overflaten perkoleres her nedover i snøpakken og refryser som *intern akkumulasjon* i form av overflateparallele islinser, hele islag, vertikale strukturer eller kun som en økning i snøens tetthet. På grunn av den vertikale lufttemperaturgradienten vil smeltemraten normalt øke nedover breen og følgelig blir den delen av snølaget som infiltreres tykkere i lavere høyde.

Våtsnøsonen: Grensen til denne sonen går der hele snølaget blir infiltrert av smeltevann fra overflaten. Smeltevannet gjør at all snøen i hele sonen holder 0 °C ved slutten av smeltesesongen. I denne sonen kan smeltevann potensielt infiltrere sommeroverflaten fra forrige balanseår som ligger under snødekket fra gjeldende balanseår. Dette kompliserer beregningen av breens massebalanse ettersom man her ikke bare kan se på intern akkumulasjon i snølaget fra gjeldende balanseår. I den nederste delen av sonen vil så mye smeltevann perkolere at det, ved refrysing, vil bygge seg opp et sammenhengende lag med *påfrosset is*, dannet oppå forrige balanseårs sommeroverflate.

Sonen med påfrosset is: Der hvor hele snølaget er omdannet til påfrosset is, markerer det overgangen til *sonen med påfrosset is*. Betegnelsen brukes med andre ord kun om området der påfrosset is synes på overflaten i slutten av smeltesesongen. Dette til tross for at det også dannes påfrosset is som er dekket av snø/firn nederst i våtsnøsonen (Koerner, 1970; Paterson 1994). *Snølinja* markerer overgangen fra våtsnøsonen til sonen med påfrosset is i slutten av balanseåret. Etter overgangen til nytt balanseår får snølinja betegnelsen *firnlinje*. *Firn* defineres som snø som har eksistert gjennom minst én smeltesesong uten å bli omdannet til is. Begrepet *flerårig firnlinje* brukes om overgangen mellom firn og påfrosset is som en midlet høyde for de siste årenes firnlinje.

Ablasjonsområdet: Området hvor det er *netto* smelting på breoverflaten i løpet av et balanseår. *Likevektslinja* definerer overgangen mellom akkumulasjons- og ablasjonsområdet og varierer normalt i høyde fra år til år. *Flerårig likevektslinje* brukes som en middelværdi på likevektslinjas høyde over en periode på flere år. Forkortelsen ELA brukes her for likevektslinjas høyde (etter eng. *equilibrium line altitude*). På breer som har en sone med påfrosset is, sammenfaller ikke firnlinja med likevektslinja, men vil ligge ovenfor. Overflaten i ablasjonsområdet består hovedsakelig av vanlig breis, men rett nedenfor likevektslinja kan det være et område med tidligere påfrosset is som er akkumulert ovenfor likevektslinja og senere transportert til ablasjonsområdet på grunn av breens dynamikk. En heving av likevektslinja vil også kunne gi en sone med tidligere påfrosset is i ablasjonsområdet.

3.2 Intern akkumulasjon

Intern akkumulasjon ble opprinnelig definert som tilførsel av masse til firn gjennom refrysing av perkolerende vann eller frysing av eksisterende vanninnhold i firnen (Trabant & Mayo 1985). Denne definisjonen utelukker refrysing av vann i *snølaget* fra gjeldende balanseår. Ut i fra et energibalanseregnskap er det ingen prinsipiell forskjell på om vannet refryser i årets snølag eller i firnen under. For breens massebalanse har det heller ingen betydning utover det rent metodiske (refrysing i firn krever at nøyaktige massebalansemålinger må ta hensyn til forhold under forrige balanseårs sommeroverflate). På bakgrunn av dette viser Schneider & Jansson (2004) til at begrepet intern akkumulasjon kan brukes uavhengig av om refrysingen skjer i firn eller i snølaget over. Dette gjøres også i denne oppgaven. Intern akkumulasjon kan dermed dannes på følgende måter (Schneider & Jansson 2004):

1. Refrysing av perkolerende smeltevann i kontakt med *kald* snø/firn.
2. Refrysing av vann som er bundet kapillært i temperert snø/firn når temperaturen senkes under trykksmeltepunktet om høsten/vinteren.

”Kald is” og ”kuldemagasin” - definisjoner

-Det er etter hvert blitt konvensjonelt både i engelsk og norsk faglitteratur å benytte betegnelsen *kald* snø/firn/is dersom temperaturen i mediet er under trykksmeltepunktet.

-Tilsvarende brukes begrepet *kuldemagasin* som et mål på hvor mye energi (følbar varme) som må tilføres en arealenhet av en kald breoverflate for å heve temperaturen i hele den underliggende issøylen til trykksmeltepunktet (eng. *cold wave* el. *cold content* (eg. Paterson, 1994; Benn & Evans, 1998)). Begrepet kan være misledende ettersom det ikke er snakk om noe magasin i fysisk forstand. Med definisjonene ovenfor er begrepene likevel både praktisk anvendbare og dessuten mye brukt i litteraturen.

Regnvann som fryser i snø/firn er i prinsippet også intern akkumulasjon, men er svært vanskelig å behandle separat fordi man sjelden måler nedbør i form av regn på breene. Intern akkumulasjon kan altså dannes over hele breen hvor det er snø/firn. *Netto* intern akkumulasjon forekommer imidlertid kun i perkolasjonssonen og i våtsnøsonen.

Det framgår av kapittel 3.3.2 at dannelsen av intern akkumulasjon i prinsippet er nokså lik dannelsen av påfrosset is. Hovedforskjellen er at massive lag med internt akkumulert is vil være separert av firnlag. De mellomliggende firnlagene vil også ha intern akkumulasjon i form av tetthetsøkning etter refrysing av smeltevann. Avhengig av vannmetningsgraden når denne firnen fryser vil den kunne ha en tetthet på opptil 830 kgm^{-3} . Er tettheten høyere defineres det som massivt islag (Paterson 1994).

3.3 Påfrosset is

Påfrosset is kan, i likhet med intern akkumulasjon, dannes på to forskjellige måter:

1. Ved at smeltevann fra snøoverflaten perkolerer ned og refryser i kontakt med kald breis (Schytt, 1949; Koerner, 1970; Palosuo, 1987; Jonsson & Hansson, 1990; Woodward, 1997). Slik påfrysing skjer i størst grad i begynnelsen av ablasjonssesongen, når breen har bygget opp et kuldemagasin gjennom vinteren. Denne typen påfrosset is betegnes som *sommerpåfrosset is*. På enkelte maritime breer i Arktis vil tilsvarende påfrysing i sjeldne tilfeller kunne skje om vinteren dersom lufttemperaturen i perioder overstiger 0°C . Isen betegnes da som *vinterpåfrosset is* (Wadham & Nuttall, 2002).
2. Påfrosset is kan også dannes når vann eller sørpe forekommer på en temperert breoverflate i slutten av ablasjonssesongen. Etter hvert som nullgrader-isotermen trenger nedover i breoverflaten på høsten vil dette vannet refryse og danne *høstpåfrosset is* (Wold, 1976). Denne formen for påfrosset is avviker fra den opprinnelige definisjonen som krevde at varmetapet fra smeltevannet gikk til et eksisterende kuldemagasin for at påfrosset is kunne dannes.

På Austfonna, den største iskappen på Svalbard, er det estimert at påfrosset is utgjør rundt 23-34 % av den totale nettoakkumulasjonen (Melvold & Hagen, 2001). På Midre Lovénbreen syd for Kongsfjorden utgjør påfrosset is 37 % av den totale nettoakkumulasjonen og andelen er ventet å stige med et framtidig varmere klima (Wright et al., 2005). På Meighen Ice Cap i arktisk Canada utgjør påfrosset is omkring 90 % av nettoakkumulasjonen (Koerner, 1970).

	Dannelsesperiode	Lokalisering	Dannelsesmåte	Fysisk/visuell karakteristikk
Intern akkumulasjon	Vår/Sommer når $T_{is} < 0$	I snø og firn på hele breen nedenfor tørrsnøsonen. Netto akk.: I snø og firn i perkolasjons- og våtsnøsonen	Smeltevann og evt. regnvann perkolerer i kald snø/firn og refryser.	Lag med firn og massiv is: Massive islag: Som sommerpåfrosset is Firnlag: Firn med høy tetthet (opptil 830 kgm^{-3})
	Høst når $T_{luft} < 0$		Temperert (vannholdig) snø/firn refryser som følge av varmetap hovedsakelig til atmosfæren.	Som høstpåfrosset is dannet i firn.
Vinterpåfrosset is	Vinter når $T_{luft} > 0$ og $T_{is} < 0$	Nedre del av lavtliggende (maritime) breer. Netto akk.: Trolig ingen på Svalbard	Smeltevann og evt. regnvann perkolerer gjennom hele snøpakka og refryser i kontakt med isoverflaten som har temperatur under 0°C	Som <i>hvit is</i> grunnet relativt liten tilførsel av regn-/smeltevann og høy fryserate.
Sommerpåfrosset	Vår/Sommer når $T_{is} < 0$	Ablasjons-området, sonen med påfrosset is og under firn i nedre del av våtsnøsonen. Ingen netto-akkumulasjon i ablasjons-området (jf. figur 3.1)		<i>Hvit is</i> : Hvit farge, høyt innhold av mikrobobler ($< 1 \text{ mm}$). Tetthet $830\text{-}860 \text{ kgm}^{-3}$ <i>Klar blå is</i> : Større iskrystaller og enten ingen bobler eller horisontale lag med store bobler ($> 2 \text{ mm}$ diameter). Tetthet ca 900 kgm^{-3} avhengig av bobleinnhold.
Høstpåfrosset is	Høst Når $T_{luft} < 0$	Netto akk.: Ablasjonsområdet og sonen med påfrosset is.	Temperert vannmettet snø/firn eller supraglasialt vann refryser som følge av varmetap hovedsakelig til atmosfæren.	Over snø/firnlinja: Uregelmessig struktur med irregulære luftbobler. Tetthet opp til 900 kgm^{-3} avhengig av vannmetning. Supraglasialt frosset vann: Identisk med vanlig is, med regulær vertikal stavstruktur. Tetthet 900 kgm^{-3}

Tabell 3.1. Samlet oversikt over ulike akkumulasjonsformer som følge av refrysing. Nærmere forklaringer og litteraturhenvisninger er gitt i teksten.

Skillet mellom intern akkumulasjon og påfrosset is kan sies å være kunstig etablert ettersom dannelsen i prinsippet skjer på samme måte. Forskjellen ligger hovedsakelig i at påfrosset is blir dannet direkte oppå påfrosset is fra tidligere balanseår eller oppå breis, mens netto intern akkumulasjon dannes i firn eller snø i firnområdet. Refrysingens bidrag til breens energibalanse er i prinsippet den samme enten smeltevannet refryser som påfrosset is eller intern akkumulasjon og dette omtales derfor samlet i kapittel 3.4. Tabell 3.1 gir en samlet oversikt over de ulike former for refrysing som kan finne sted på breoverflaten gjennom et balanseår.

Ulike lag med påfrosset is kan identifiseres ved å se på bl.a. krystallstruktur, sedimentinnhold, bobleinnhold, boblestørrelse, farge og kjemisk sammensetning. Ettersom svært mange faktorer virker inn på dannelsen av de ulike typene av påfrosset is, er det til dels stor variasjon i isens visuelle framtoning og kjemiske sammensetning. Sommerpåfrosset is er her mest omtalt ettersom den gir det største bidraget til massebalansen der det er gjort målinger (eg. Wold, 1976; Wadham & Nuttall, 2000).

Hvorvidt høstpåfrosset is dannes først eller sist i balanseåret er vanskelig å avgjøre ettersom det i følge definisjonen av et balanseår avhenger av om breen totalt sett har netto ablasjon eller netto akkumulasjon på høsten når isen dannes. Dette vil avhenge av smeltemraten lengre nede på breen, påfrysingsraten og vinterakkumulasjonsraten høyere oppe på breen. Trolig vil dannelsen av høstpåfrosset is normalt pågå både under slutten og inn i begynnelsen av et nytt balanseår. Ved massebalansemålinger er det mest hensiktsmessige å definere all høstpåfrosset is som et positivt bidrag til massebalansen i sommersesongen. Da blir isoverflaten under neste balanseårs snødekke referanseflaten, selv om noe av isen pr definisjon kan ha vært en del av kommende balanseårs akkumulasjon. Her gis en oversikt over ulike typer påfrosset is som baserer seg på tidligere studier blant annet på breer rundt Kongsfjorden.

3.3.1 Sommerpåfrosset is

Om vinteren er energifluksen i hovedsak rettet fra breoverflaten mot atmosfæren. Energitalpet fører til at det gradvis bygges opp et kuldemagasin i breens øvre lag. Utover våren reverseres energifluksen ved at følbare varme i lufta og kortbølget strålingsenergi inn mot breoverflaten gradvis overstiger energitalpet slik at breoverflaten varmes opp og smelter ved 0 °C. Når snøoverflaten begynner å smelte vil smeltevannet perkolere nedover i snøpakka og refryse ettersom temperaturen i isen fremdeles er under 0 °C. Smeltevann som når helt ned til den impermeable isoverflaten vil refryse her og danne et lag med påfrosset is.

Reduksjon av kuldemagasinet skjer hovedsakelig ved frigjøring av latent varme når smeltevannet refryser og ved absorpsjon av kortbølget solinnstråling samt varmeledning fra lufta (Paterson 1994). Utdypende teori for refrysingens påvirkning på

kuldemagasinet behandles for seg i kapittel 3.4 ettersom dette er felles for både intern akkumulasjon og påfrosset is og av stor betydning for breens energi- og massebalanse.

Overflatens helning, forekomst av sprekker og kanaler samt snølagets tykkelse og permeabilitet er av betydning for hvorvidt smeltevannet drenerer vekk eller om det forblir på overflaten og danner påfrosset is. Mye snø i forhold til lengden på ablasjonssesongen kan føre til at smeltevannet ikke når isoverflaten, men refryser som intern akkumulasjon i snølaget. Lite snø i forhold til mengden med smeltevann medfører mer overflateavrenning og mindre påfrosset is ettersom mindre vann bindes kapillært i snøpakka. Den optimale snødybden for dannelsen av påfrosset is vil derfor variere med de områdespesifikke temperaturforholdene (Koerner, 1970).

Minimumsfaktoren for dannelsen av påfrosset is på polytermale breer er i følge Wold (1976) vanntilførsel og ikke kuldemagasinet størrelse. Dette medfører at sommerpåfrosset is i teorien kan dannes gjennom hele ablasjonssesongen og at lengden på sesongen vil være avgjørende for hvor mye påfrosset is som dannes. Dannelsen vil imidlertid være størst i begynnelsen av smeltesesongen når temperaturgradienten i overflaten er størst.

Smeltevannets dreneringsmønster vertikalt og lateralt er svært komplekst og derfor vil også tykkelsen og utbredelsen av sommerpåfrosset is variere mye (Obleitner & Lehning 2004). Wadham & Nuttall (2000) finner ingen enkel sammenheng mellom høyde over havet og dannelsen av påfrosset is. Dette antas å skyldes variasjoner i overflatetopografien som styrer dreneringen av smeltevannet. Målinger av tykkelsen på laget med netto sommerpåfrosset is i slutten av ablasjonssesongen viste at tykkelsen økte med høyden som en følge av at ablasjonen avtar med høyden.

Sommerpåfrosset is har ofte en lagdelt struktur som hovedsakelig skyldes periodiske endringer i vannmetningsgrad i snølaget, styrt av meteorologiske faktorer. Snøens opprinnelige stratigrafi vil også bidra til å gi isen en lagdelt struktur. Wadham & Nuttall 2002 skiller mellom to typer sommerpåfrosset is etter isens visuelle karakter.

Hvit is: Liten tilførsel av smeltevann og hurtig refrysing vil gi et lag med små iskrystaller og lav tetthet. Slik er situasjonen i begynnelsen av ablasjonssesongen når

kuldemagasinet er størst og noe smeltevann perkolerer fra overflaten. Sommerpåfrosset is dannet slik kalles for *hvit is* (*white ice*) og har typisk tetthet $800\text{-}860\text{ kgm}^{-3}$. Isen kan lett skilles fra breis pga. fargen og høyt innhold av mikrobobler ($<1\text{ mm}$) (Wadham & Nuttall, 2000). Med Patersons (1994) definisjoner vil *hvit is* med tetthet lavere enn 830 kgm^{-3} strengt tatt gå under betegnelsen firn med intern akkumulasjon.

Klar blå is: Utover i ablasjonssesongen øker tilførselen av smeltevann samtidig som kuldemagasinet blir mindre. Snølaget kan da holde på mye vann kapillært eller, ved tilstrekkelig vanntilførsel og dårlig drenering, bli opptil 100 % vannmettet sørpe. Etter hvert som dette fryser vil det danne en *klar blå is* med store krystaller og lite bobler og med lik tetthet som vanlig breis (ca 900 kgm^{-3}). Der bobler forekommer i den klare blå isen er dette store bobler ($> 2\text{ mm}$) i horisontale lag (Jonsson & Hansson, 1990).

Dersom smelting på overflaten finner sted om vinteren og smeltevannet perkolerer til sommeroverflaten for så å refryse som et massivt islag, blir dette *vinterpåfrosset is* (Wadham & Nuttall 2000). Skjer refrysingen før vannet når sommeroverflaten regnes det som intern akkumulasjon. Dannelsen av vinterpåfrosset is er helt tilsvarende som for sommerpåfrosset is, bare at det skjer om vinteren. Fra 1997 til 2000 utgjorde vinterpåfrosset is hhv. 4, 9 og 8 % av den totale vinterakkumulasjonen på Midre Lovénbreen (Wadham & Nuttall 2000). Disse verdiene er trolig ikke representative for mer kontinentale breer og breer med større arealandel i høyere liggende områder på Svalbard, som for eksempel Holtedahlfonna, der temperaturene er lavere gjennom vinteren.

Med dagens klima utgjør vinterpåfrosset is kun en liten andel av den totale akkumulasjonen på enkelte maritime breer. Klimaendringer i Arktis er imidlertid ventet å gi størst utslag i økning i vintertemperaturen (Ginnis & Crane, 1994). Det kan medføre at vinterpåfrosset is i framtiden vil dannes på breer hvor det ikke dannes i dag.

3.3.2 Høstpåfrosset is

Ved slutten av ablasjonssesongen, når lufttemperaturen blir negativ vil smeltingen opphøre. Smeltevann og eventuelt regnvann vil da drenere vekk fra overflaten gjennom etablerte supraglasiale kanaler eller englasialt via sprekker, mouliner og kanaler.

Dersom breens overflatetopografi eller manglende dreneringssystem hindrer vannet i å drenere vekk, vil det bli liggende som vannmettet firn eller supraglasiale vannbassenger. Når dette fryser som følge av energitap til atmosfæren, dannes høstpåfrosset is (Wold, 1976; Obleitner & Lehning, 2004).

Isen i supraglasiale bassenger som fryser vil være identisk med ordinær vann-is med tetthet ca 900 kgm^{-3} og stående stavstruktur til forskjell fra den mer uregelmessige strukturen til breis. Det kan være vanskelig å se strukturen før isen har vært eksponert for tilstrekkelig solstråling som løser opp bindingene mellom krystallene (Wold 1976).

Høstpåfrosset is dannet i vannmettet snø/firn har irregulære luftbobler som minner om frossen sørpe. Dette kan skje i bassenger eller dårlig drenerte slake områder på breen over årets firnlinje eller som følge av at nysnø har blandet seg med overflatevannet.

Siden overflatetopografien viser seg å være av helt avgjørende betydning for dannelsen av høstpåfrosset is, er det vanskelig å si noe om akkumulasjonsgradienten for denne typen is (Obleitner & Lehning, 2004). Generelt burde imidlertid ablasjonsområdet og sonen med påfrosset is ha mindre vann bundet på overflaten ettersom disse områdene er snøfrie ved slutten av ablasjonssesongen, og vannet kan drenere friere på overflaten. Høstpåfrosset is er i stor grad oversett i litteraturen som omhandler påfrosset is. Dette kan skyldes at dannelsesprosessen avviker fra sommerpåfrosset is eller at akkumulasjonsformen ikke er av nevneverdig betydning på tempererte breer. Wold (1976) konkluderer imidlertid med at over en toårs måleperiode bidro høstpåfrosset is med hhv. 42 % og 32 % av den totale dannelsen av påfrosset is på Austre Brøggerbre syd for Kongsfjorden. På grunn av de spesielle betingelsene knyttet til breenes overflatetopografi og dreneringssystem vil mektigheten ha stor romlig variasjon på overflaten.

3.4 Endring i kuldemagasinet som følge av refrysing

På tempererte breer er all firn/is ved slutten av smeltesesongen temperert. Det betyr at kuldemagasinet størrelse ved inngangen til smeltesesongen i sin helhet utgjør bidraget til energi-/massebalansen. Ettersom dette ikke nødvendigvis er tilfellet på polytermale

breer hvor det fremdeles finnes kald is ved slutten av smeltesesongen, må man se på *endringen* i kuldemagasinet. Dette kan matematisk defineres som

$$\Delta Q = \int_{z=0}^h \rho_{is} c_{is} \frac{\partial T_{is}}{\partial t} dz \quad (3.1)$$

(etter Paterson, 1994). I likning 3.1 er ρ_{is} , c_{is} og T_{is} henholdsvis isens tetthet, spesifikke varmekapasitet og temperatur, t er tiden endringen måles over og h er breens tykkelse. $z=0$ tilsvarer bunnen av breen. ΔQ blir da en *energifluks* som tilsvarer endringen i energi per areal- og tidsenhet (Wm^{-2}) gjennom måleperioden. Endringen i kuldemagasinet kan også uttrykkes som en *energimengde per arealenhet* (Jm^{-2}) ved å multiplisere likning 3.1 med antall sekunder i måleperioden. Dette blir da et uttrykk for hvor mye varmeenergi som må tilføres en kvadratmeter av breoverflaten for å gjøre den underliggende isen temperert.

I praksis holder det å integrere likning 3.1 fra det dypet i breen hvor det ikke er noen årlige temperaturvariasjoner (*level of zero annual amplitude*), vanligvis 10-15 m, og opp til overflaten (Paterson, 1994). På polytermale breer vil det også nedenfor dette dypet være et kuldemagasin, men *endringen* ΔQ vil være lik null og kan derfor holdes utenfor i beregningene.

Endringen (reduksjonen) i kuldemagasinet gjennom smeltesesongen skyldes ulike former for energitransport inn i breoverflaten. Før smelting inntreffer på overflaten vil energitransporten ned i breen hovedsakelig skje ved varmeledning (termisk konduksjon) og i form av kortbølget innstråling. Opptil 90 % av den kortbølgede innstrålingen reflekteres på overflaten. Resten absorberes i breen ned til maksimalt to meters dyp i breis og mindre i snø. Under dette skjer all energitransport i form av termisk konduksjon så lenge det ikke er smeltevann i systemet. Luftsirkulasjon og forflytning av vanddamp er andre former for energitransport, men dette utgjør en liten andel av den samlede energitransporten og skjer dessuten kun i snødekket (Paterson, 1994).

Energifluksen som skyldes varmeledning er direkte proporsjonal med den vertikale temperaturgradienten i breen og den termiske konduktiviteten (K) til mediet og kan uttrykkes ved:

$$Q_c = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.2)$$

Det framgår av tabell 3.2 at is har en termisk konduktivitet som er opptil ca 40 ganger så høy som for snø. Likevel er isens konduktivitet lav sammenliknet med for eksempel kvarts og jern. Konsekvensen av dette er at et tykt snølag vil hindre varmeledningen fra atmosfæren til breoverflaten svært effektivt og at også den underliggende isen vil lede varme relativt langsomt.

Termofysisk egenskap	Verdi	Benevning	Referanse
Spesifikk varmekapasitet c , is/snø ($T=0^\circ\text{C}$)	$2.097 \cdot 10^3$	$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$	Paterson, 1994
Spesifikk smeltevarme, is/snø	$3.335 \cdot 10^5$	Jkg^{-1}	Paterson, 1994
Termisk konduktivitet K , is ($T=0^\circ\text{C}$)	2.10	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Paterson, 1994
Termisk konduktivitet K , snø $\rho=0.1 \text{ kgm}^{-3}$	0.05	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Sturm et al., 1997
Termisk konduktivitet K , snø $\rho=0.3 \text{ kgm}^{-3}$	0.13	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Sturm et al., 1997
Termisk konduktivitet K , snø $\rho=0.5 \text{ kgm}^{-3}$	0.44	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Sturm et al., 1997
Termisk konduktivitet K , luft (100kPa)	0.0262	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Lide, 2005
Termisk konduktivitet K , jern	80.2	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Lide, 2005
Termisk konduktivitet K , kvarts	8.80	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	Williams, 1989

Tabell 3.2. Termofysiske egenskaper til is og snø. Verdier for termisk konduktivitet til snø er beregnet ut fra likningene $K=0.023+0.234\rho$ (for $\rho=100 \text{ kgm}^{-3}$) og $K=0.138-1.01\rho+3.233\rho^2$ (for $\rho=300 \text{ kgm}^{-3}$ og $\rho=500 \text{ kgm}^{-3}$). Verdier for termisk konduktivitet til luft, jern og kvarts er tatt med for sammenlikning.

Når lufttemperaturen overstiger 0°C ved inngangen til smeltesesongen, og smeltevann begynner å perkolere ned i snøen, transporteres latent varmeenergi langt mer effektivt enn ved varmeledning. Denne energien frigjøres når smeltevannet refryser i form av intern akkumulasjon eller påfrosset is. Det framgår av tabell 3.2 at forholdet mellom spesifikk smeltevarme og spesifikk varmekapasitet til is er 159 K^{-1} ($3.335 \cdot 10^5 \text{ Jkg}^{-1} / 2.097 \cdot 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$). Det innebærer at refrysing av 1g smeltevann frigir energi tilsvarende det som trengs for å heve temperaturen til 159g snø/firn/is med 1 K. Dette er samme energimengde som først ble brukt til å smelte 1g snø på overflaten. Derfor vil selve refrysingen nede i den kalde breen ikke gi noe netto energibidrag til breen. Det er hastigheten på *transporten* av energien (perkolerende vann) og den store energimengden (latent varme) som gjør energifluksen inn i breoverflaten svært høy der hvor smeltevann perkolerer og refryser. Denne spesielle mekanismen gjør at polytermale breer har temperert is i firnområdet hvor smeltevannet kan perkolere og refryse. Nedenfor firnlinja har polytermale breer i hovedsak kald is ettersom mesteparten av smeltevannet renner av på den impermeable breoverflaten (Sverdrup, 1935; Liestøl, 1977).

Breens energi- og massebalanse henger nøye sammen både om smeltevannet refryser eller renner av på overflaten. Ettersom det er kuldemagasinet som er opphavet til dannelsen av påfrosset is og intern akkumulasjon, kan dette ses på som et positivt bidrag til massebalansen. Når kuldemagasinet reduseres som følge av refrysing vil bidraget til massebalansen kunne måles direkte i form av en masseøkning. Når reduksjonen i kuldemagasinet skyldes varmeledning og innstråling fra atmosfæren, uten noen refrysing, vil kuldemagasinet bidrag til massebalansen være indirekte i form av at energi absorberes som ellers ville ha blitt brukt til å smelte is (Schytt, 1949). I 350 m høyde på Etonbreen (Austfonna, Svalbard), var kuldemagasinet bidrag til massebalansen 0.3 m vannekvivalenter som er like mye som vinterakkumulasjonen på samme sted (Loe, 2005). Dersom disse beregningene er representative understreker det betydningen kuldemagasinet stedvis har for massebalansen til breer i Arktis.

Resonnementene ovenfor gjelder også for påfrosset is og intern akkumulasjon dannet om høsten. Forskjellen er at her eksisterer det ikke et kuldemagasin som reduseres. Mengden høstpåfrosset is og intern akkumulasjon tilsvarer da differansen mellom kommende vinters faktiske kuldemagasin og det kuldemagasinet som ville vært om det ikke hadde frosset på smeltevann om høsten.

Økning/reetablering av kuldemagasinet gjennom vinteren skjer hovedsakelig i form av varmeledning. Det følger av likning 3.2 at energifluksen til atmosfæren hovedsakelig avhenger av temperaturen i breoverflaten, lufttemperatur, snøens termiske konduktivitet (bestemt av tetthet) og snødekkets tykkelse. I sprekkområder vil energitapet bli spesielt stort før sprekkeene dekkes av snøbruer når kald luft fyller sprekkeene og sørger for stor temperaturgradient direkte mot isen i dypet.

4 Metode og databehandling

Metodekapittelet omfatter teori knyttet til hver enkelt metode og en gjennomgang av relevant terminologi. Her presenteres også de beregningene som ligger til grunn for å gjøre målte parametere om til anvendbare resultater. Videre presenteres de konkrete formålene med hver av metodene på Høltedahlfonna. Til slutt gis en gjennomgang av potensielle feilkilder og nøyaktigheten knyttet til bruken av den enkelte metode.

4.1 Måling av massebalanse

4.1.1 Teori for måling av overflatebalanse

Overflatebalansen på en bre bestemmes av forskjellen mellom akkumulasjon og ablasjon gjennom et balanseår. Akkumulasjon omfatter alle prosesser som tilfører breen masse. Dette skjer normalt i form av snø, men også refrysing av regn, snøras, og rimdannelse defineres som akkumulasjon. Refrysing av smeltevann er dermed per definisjon ikke akkumulasjon i denne betydningen ettersom masse ikke tilføres breen, men endrer kun form og eventuelt plassering. Tilsvarende omfatter ablasjon alle prosesser som bidrar til å fjerne masse fra breen. I tillegg til smelting, fordamping og sublimasjon, inkluderer det også kalving (Paterson, 1994). Vintersesongen i et balanseår på en gitt bre er definert som den perioden da breen har netto akkumulasjon, mens sommersesongen har netto ablasjon. Med en slik inndeling får man fire parametere som teoretisk grunnlag for beregning av massebalanse; sommerakkumulasjon, sommerablasjon, vinterakkumulasjon og vinterablasjon. Sommerakkumulasjonen og

vinterablasjonen vil på mange breer være tilnærmet lik null og i alle fall mindre enn de to øvrige størrelsene. Det er dessuten praktisk vanskelig å anslå disse ettersom feltarbeid på breene oftest kun gjennomføres ved slutten av henholdsvis vintersesongen og sommersesongen. De målte verdier er derfor i realiteten netto vinterbalanse og netto sommerbalanse som også er de verdiene som er av størst interesse for beregning av nettobalansen. Det er derfor vanlig å bruke begrepene *vinterbalanse* (b_w) og *sommerbalanse* (b_s) som da er nettoverdier for de respektive sesongene. Siden sommerbalansen per definisjon representerer et netto underskudd av masse i balanseregnskapet defineres denne som en negativ størrelse. Den årlige nettobalansen i et punkt på breoverflaten er dermed uttrykt som

$$b_n = b_w + b_s \quad (4.1)$$

Et balanseår er definert som tiden fra breens volum er på et minimum ved slutten av smeltesesongen, til neste minimum året etter. Begrepet *årlig* nettobalanse refererer altså ikke nødvendigvis til 365 dager, men til balanseåret som likevel over en periode på flere år i gjennomsnitt vil være 365 dager. Selv om et balanseår strekker seg over to kalenderår oppgis balanseår ofte kun med ett årstall. (Eks.: Balanseåret 2003 går fra høsten 02 til høsten 03).

Likning (4.1) gir *spesifikk* nettobalanse (b_n). Spesifikke verdier fås ved å måle høyden på den akkumulerte eller nedsmeltede snøen/isen relativt til forrige balanseårs sommeroverflate i et punkt på breen og multiplisere det med den gjennomsnittlige relative tettheten til materialet (relativt til vannets tetthet). Dette gir en verdi for akkumulert eller smeltet masse oppgitt i vannekvivalenter som et lengdemål (m). Ved å plote b_n mot høyde over havet får man *nettobalansegradienten* for det gjeldende balanseåret og man finner høyden på årets likevektslinje der nettobalansen er lik null. Kalving, som utgjør en vesentlig komponent i massebalansen til Kronebreen/Holtedahlfonna, holdes utenfor beregning av overflatebalansen.

For å finne breens *totale* nettobalanse (B_n) må de spesifikke verdiene integreres opp med hensyn på breens arealfordeling. Total årlig nettobalanse blir da et mål på breens samlede økning eller minking i *volum* (m^3 eller km^3) vannekvivalenter i løpet av balanseåret. Ved å dividere volumet på breens areal gir det total balanse oppgitt som et

lengdemål (m vannekvivalenter). Total massebalanse kan også oppgis som et *massemål* (kg eller tonn) ved å gange volumet med vannets tetthet. Det teoretiske grunnlaget for beregning av total massebalanse *på overflaten* er gitt ved

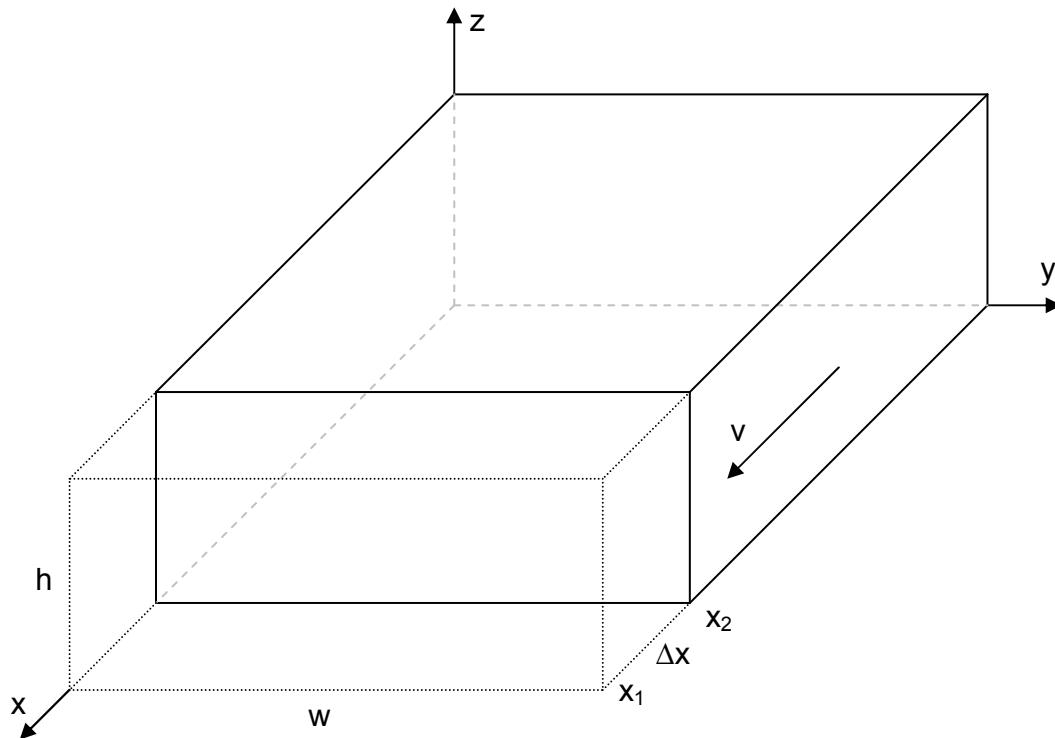
$$B_n = \int_{S(akk)} b_n dS + \int_{S(abl)} b_n dS \quad (4.2)$$

(Paterson 1994) hvor $S_{(akk)}$ og $S_{(abl)}$ er arealet til henholdsvis akkumulasjons- og ablasjonsområdet. Her tas ikke hensyn til eventuell smelting som skjer subglasialt, noe som er svært vanskelig å estimere og som i følge Paterson er neglisjerbart sett i forhold til overflatesmeltingen. Likning 4.2 synliggjør total netto akkumulasjon og total netto ablasjon, men for kun å finne B_n holder det i praksis å integrere b_n over hele breens areal i én operasjon.

4.1.2 Teori for beregning av kalving

Siden b_n her utelukkende representerer materialbalansen på breens overflate må det legges til et separat bidrag C for kalvingen for å finne B_n . Lefauconnier et al. (1994) oppgir en kalvingsrate på $0.25 \text{ km}^3\text{år}^{-1}$ for hele brefronten inkludert de mindre bidragene fra Infantfonna og Kongsvegen. Beregning av kalvingsraten til Kronebreen inngikk i utgangspunktet ikke som en del av denne oppgaven og følgelig ble det heller ikke utført målinger under feltarbeidet som grunnlag for en slik beregning. Det er likevel klart at Lefauconniers resultat ikke gir et tilfredsstillende nøyaktig estimat for *dagens* kalving fra Kronebreen (uten Infantfonna og Kongsvegen) og det er derfor nødvendig å beregne kalvingen på nytt ut i fra tilgjengelige data. Det er her valgt en tilnærming som kombinerer bruk av tidligere publiserte dybdeprofildata langs kalvingsfronten med oppdaterte publiserte overflatehastighetsdata beregnet fra satellittbilder. Her gis en gjennomgang av den metodiske tilnærmingen til beregningen av kalvingen.

Utgangspunktet er en betraktning av bretunga som en massiv, udeformerbar kloss (figur 4.1) med målt hastighet (v), tykkelse (h) og bredde (w). I tillegg til disse størrelsene må endringen i frontens posisjon langs x-aksen før og etter balanseåret måles ($\Delta x = x_2 - x_1$).



Figur 4.1. Prinsippskisse av kalvende bretunge satt i et referansekoordinatsystem. x_1 er brefrontens posisjon ved begynnelsen av en måleperiode (for eksempel et balanseår), og x_2 er posisjonen ved slutten. $\Delta x = x_2 - x_1$. v er is hastighet.

Ettersom kalving i likhet med sommerbalansen alltid gir et negativt bidrag til breens massebalanse er det naturlig å også definere denne som en negativ størrelse. Volumet av kalvingen (C) oppgitt i vannekvivalenter kan i henhold til det ovennevnte da beregnes på følgende måte

$$C = -w \cdot h(v \cdot t - \Delta x) \cdot \rho_r \quad (4.3)$$

der ρ_r er isens relative tetthet (0.9) og t er tiden som normalt settes til ett balanseår.

I praksis vil imidlertid både h , v og Δx variere avhengig av hvor på kalvingsfronten man måler. Nøyaktigere beregninger krever derfor i teorien at $h(y)$, $v(y)$ og $\Delta x(y)$ integreres opp over hele kalvingsfrontens bredde. I tillegg varierer hastigheten med høyden (z) som følge av intern deformasjon i breen, slik at det teoretisk sett må regnes med hastigheter som er midlet over breens tykkelse (\bar{v}). Likning 4.3 kan dermed uttrykkes som følger

$$C = -\rho_r \int_{y=1}^w h_y(\bar{v}_y \cdot t - \Delta x_y) dy \quad (4.4)$$

For å bestemme \bar{v}_y må hastighetsfordelingen langs z-aksen ($v(z)$) finnes for hele h_y . Ved å anta at all indre deformasjon skjer som plastisk deformasjon (ingen skjærplan) og at y- og z-komponenten til brebevegelsen er null, kan hastighetsfordelingen med z finnes ut i fra det følgende

$$v_y(z) = v_{s,y} - \frac{2A}{n+1} (\rho \cdot g \cdot \sin \alpha_y)^n (h_y - z)^{n+1} \quad (4.5)$$

(Paterson, 1994) hvor $v_{s,y}$ er overflatastighet og α_y er breens overflatahelning. Siste ledd i likning 4.5 er Glen's lov integrert opp med hensyn på z. For $z = 0$ representerer dette leddet bidraget fra indre deformasjon i den totale overflatastigheten og $v(z=0)$ tilsvarer da basal glidning. Parameteren A og eksponenten n fra Glen's lov settes i følge Paterson hhv. lik $6.8 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1} (\text{kPa})^{-3}$ og 3. A varierer imidlertid sterkt med isens temperatur. Den oppgitte verdi gjelder for temperert is og likning 4.5 forutsetter at temperaturen ikke varierer med z. Gitt premissene for likning 4.5 kan dermed gjennomsnittshastigheten i et dybdeprofil ved kalvingsfronten \bar{v}_y uttrykkes på følgende måte

$$\bar{v} = \frac{\sum_{z=1}^h (v_s - \frac{2A}{n+1} (\rho \cdot g \cdot \sin \alpha)^n (h-z)^{n+1})}{h} \quad (4.6)$$

Breens totale massebalanse (B_n) kan dermed uttrykkes *teoretisk* ved å summere likning 4.2, som gir total overflatastighet, og likning 4.4 som gir kalvingsbidraget. I praktisk anvendelse må imidlertid integralene gjøres om til beregninger basert på diskrete verdier for definerte areal-/lengdeenheter. Den hypsometriske kurven som brukes til arealberegningene, lages på grunnlag av en digital terrengmodell som gjør at arealverdier for én meters høydeintervaller på breoverflaten kan beregnes. Til kalvingsberegningene deles brefronten inn i 100 meters lengdeenheter (i_1, i_2, i_3, \dots) langs y-aksen og kalvingen beregnes separat for hver enhet for så å summeres. Likning 4.2 og 4.4 gir da følgende uttrykk for de *praktiske* beregningene av total nettobalanse (B_n):

$$B_n = \sum_h b_{n,h} S_h - \rho_r \sum_i h_y (\bar{v}_y \cdot t - \Delta x_y) \quad (4.7)$$

4.1.3 Anvendelse på Holtedahlfonna

Under feltarbeidet våren 2003 ble det etablert en stakerekke langs midtflytlinja på Holtedahlfonna. Stakerekka består av totalt elleve staker benevnt HDF0-10 med 3 km innbyrdes avstand (figur 2.2). Dette dekker den øverste delen av ablasjonsområdet fra 535 moh. og hele akkumulasjonsområdets høydeintervall opp til 1126 moh. Mesteparten av ablasjonsområdet (Kronebreen) er logistisk vanskelig tilgjengelig pga bresprekker. Den nederste staken (HDF0) ble boret ned etter at den øvrige stakerekka var etablert, for å forlenge stakerekka så langt ned mot sprekkområdet som mulig. Denne staken står kun ca halvannen km nedstrøms HDF1.

Stakemålinger ble gjort vår og høst 2003-2006. Måleserien går i praksis tilbake til høsten 2002, ettersom sommeroverflaten fra 2002 ble identifisert under snølaget våren 2003.

Stakehøyde ble målt direkte på staken relativt til is-/firnoverflaten. Snødyb ble målt med sondestang rundt staken for å finne en representativ gjennomsnittsverdi, ettersom mikrotopografien gjør at verdiene kan variere relativt mye over korte avstander. Sommerbalansegradienten bestemmes kun på bakgrunn av stakemålingene ettersom ablasjonen normalt regnes å være godt korrelert til høyden over havet uten store romlige variasjoner for øvrig (Liestøl, 1995). Siden dette ikke gjelder for akkumulasjonen ble det gjort kontinuerlige målinger av snødyb ved bruk av georadar over større deler av breen. Dette utgjør datagrunnlaget til beregning av akkumulasjonsgradienten og omtales for seg i kapittel 4.4. Tetthetsmålinger ble gjort i snøsjakt og fra iskjerner. Snøtetthetsdata fra Kongsvegen, målt av Jack Kohler og Ola Brandt ved Norsk Polarinstitutt, ble også brukt. I snøsjaktmålingene ble det brukt sylinder med kjent volum. Iskjernene hadde kjent diameter (75 mm), og sag ble brukt til å lage rette kuttfletter slik at volumet kunne bestemmes. For måling av masse ble det brukt fjærvekt.

Sommerbalansegradienten er beregnet ved interpolasjon mellom stakemålingene og ved ekstrapolasjon høyere enn HDF10. Ekstrapolasjon fra HDF0 og helt ned til brefronten (ca 15 km) ville introdusere en stor usikkerhet i verdiene for dette høydeintervallet (27-535 moh.). Som en antatt beste tilnærming er det derfor her valgt å benytte massebalansedata fra Kongsvegen opp til 350 moh. ut i fra antagelsen om tilnærmet lik

massebalanse for de to tilstøtende breene i dette høydeintervallet. Målingene på Kongsvegen ble gjort parallelt med målingene på Holvedahlfonna av Jack Kohler og Ola Brandt ved Norsk Polarinstitut. I det resterende høydeintervallet opp til HDF0 (350-535 moh.) er det brukt interpolasjon mellom målingene fra Kongsvegen og Holvedahlfonna.

For å kunne beregne total overflatebalanse på Kronebreen/Holvedahlfonna ble det generert en hypsometrisk kurve utelukkende for dreneringsbassenget vist i figur 2.2. Den digitale terrengmodellen (20 m x 20 m celler) som danner grunnlaget for kurven er utarbeidet og levert av Norsk Polarinstitut. I programvaren ArcMap ble et klassifisert digitalt kart over området lagt oppå terrengmodellen. Breens dreneringsområde ble deretter ”klippet” ut sammen med høydemodellen. For en mest mulig presis bestemmelse av dreneringsområdet ble det brukt oppdaterte satellittbilder i tillegg til det digitale kartet. Der hvor det ikke finnes noen synlige midtmorener ble isskillet funnet ved hjelp av høydekotene i kartet ut i fra antagelsen om at brebevegelsen er parallell med overflathelningen. Grensen mot Infantfonna ble bestemt ut fra en tydelig midtmorene som var godt synlig i et ASTER satellittbilde fra 06.08.01 (Kääb et al., 2005).

I ArcMap ble det laget en kurve som viser antall celler i høydemodellen for hver høydemeter innenfor dreneringsområdet. Den hypsometriske kurven fås deretter ved å multiplisere antallet celler med arealet av hver celle (400 m²) og plotte det mot høyde. Total vinter sommer- og netto overflatebalanse ble til slutt funnet ved å multiplisere de spesifikke verdiene for hver høydemeter fra balansegradientene med tilhørende areal fra den hypsometriske kurven og summere opp over hele breens høydeintervall som vist i likning 4.7.

For kalvingsberegningene ble verdier for henholdsvis $h(y)$, $v(y)$ og $\Delta x(y)$ funnet på følgende måter: Istykkelsen $h(y)$ (summen av dybden under vann, funnet ved ekkolodd, og høyden på kalvingsfronten over vann) ble målt av Lefauconnier et al. (1994). Hastighetsfordelingen på overflaten ved kalvingsfronten $v(y)$ er funnet ved å trekke ut et tverrprofil fra et hastighetsfelt for hele Kronebreen. Hastighetsfeltet for perioden 1999-2002 er beregnet og levert av Andreas Kääb ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo, basert på repeterte Landsat 7 og ASTER satellittbilder (Kääb et al., 2005).

Endring i brefrontposisjon $\Delta x(y)$ ble funnet ved sammenlikning av SPOT satellittbilde fra 08.08.1986 og ASTER-bilde fra 06.08.2001. Bidraget til kalvingen som en følge av endring i brefrontposisjon blir dermed i dette tilfellet en årlig middelvei over 15 år. Dette er en klar fordel ettersom målet ikke er å fange opp en eventuell tilfeldig anomalitet i brefrontens forflytning for det gjeldende balanseår (som for eksempel kan skyldes bunntopografien eller tilfeldige sprekkemønstre som gir grunnlag for en kortere periode med økt eller redusert kalving). Målet er å finne en representativ verdi for kalvingens årlige bidrag til den totale massebalansen styrt av klimatiske forhold og breens *reaksjonstid* (tiden det tar for at en gitt endret klimatisk påvirkning på breens massebalanse gir utslag i dynamikken ved brefronten).

Overflatehelningen α_y som inngår i likning 4.6 ble beregnet ut fra terrengmodellen. Denne, sammen med parametrene $h(y)$, $\bar{v}(y)$ og $\Delta x(y)$ danner grunnlaget for beregningen av kalvingsbidraget på Holvedahlfonna i likning 4.7.

4.1.4 Staker fra 1996

Våren 1996 boret Bernhard Lefauconnier (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Cedex) ned to staker på Holvedahlfonna i området som da ble antatt å være i nærheten av likevektslinja. Snødyb og stak høyde over isoverflaten ble målt. I tillegg ble stakenes posisjon målt inn med differensiel GPS. Målet var da å følge opp målingene for å utvide kunnskapen om massebalansen/likevektslinja til breene rundt Kongsfjorden til også å omfatte en av de største breene i området. Under feltarbeidet våren 2003 ble begge stakene gjenfunnet og målingene ble gjentatt.

Selv om disse stakene representerer et svært begrenset datagrunnlag, gir de verdifull informasjon ettersom måleperioden strekker seg over syv år (balanseårene 1996 t.o.m. 2002). Det faktum at ingen av stakene verken er smeltet helt ut eller snødd ned i denne perioden viser at de står i nærheten av likevektslinja. For en nærmere bestemmelse av høyden på den gjennomsnittlige likevektslinja over de syv årene, brukes dataene til å etablere en gjennomsnittlig nettobalansegradient som ekstrapoleres til den høyden hvor akkumulasjonen tilsvarer ablasjonen i perioden. Resultatet brukes til å vurdere hvorvidt den beregnede likevektslinja i balanseårene 2003 t.o.m. 2006 er representativ for gjennomsnittet i syvårsperioden før 2003.

4.1.5 Feilkilder og nøyaktighet

Siden beregning av total massebalanse forutsetter bruk av mange typer data innhentet på ulike måter, er en eksakt fastsetting av nøyaktigheten vanskelig. I tillegg til måleusikkerheten i de ulike målingene, er det knyttet usikkerhet til inter- og ekstrapolasjon av punktverdiene og til kartgrunnlaget som er brukt. For å anslå nøyaktigheten i resultatene er det her valgt en tilnærming som støtter seg på øvrige studier av usikkerhet knyttet til massebalansemålinger. Metodene brukt på Holvedahlfonna vurderes opp mot dette og feilestimatet justeres etter de stedsspesifikke og metodiske avvik som gjelder her.

Felles for målinger av stak høyde, snødyp, og tetthet er at de gir data med relativt stor nøyaktighet, men kun i punkter på breen. Sammen med høypresisjons GPS data er dette datagrunnlaget tilstrekkelig for en relativt nøyaktig bestemmelse av høyden på likevektslinja i balanseåret. For beregning av total massebalanse derimot, er det knyttet betydelig usikkerhet til interpolasjonen av disse verdiene mellom stakene og særlig til ekstrapolasjonen utenfor stakerekka. Utfordringen er å finne ut hvordan man kan la punktverdiene danne grunnlag for best mulig beregning av breens faktiske massebalanse og å kvantifisere nøyaktigheten til resultatene.

På Storglaciären i Sverige har 30-50 ablasjonsstaker, seks årlige sjaktmålinger av tetthet og flere hundre snøsonderinger på den ca 3 km² store breen, gitt en ellers sjelden mulighet til å sammenlikne massebalanserresultater fra målinger hvor alle dataene inngår, med reduserte datasett (Jansson, 1999). Gitt at resultatene er overførbare, kan dette brukes til å anslå nøyaktigheten i resultatene fra Hovedahlfonna som har et begrenset datasett, størrelsen på breen tatt i betraktning.

Gjennomsnittlig sommerbalanse for Storglaciären ble beregnet både ut i fra hele stakenettverket og ut fra en lineær ablasjonsgradient basert på kun syv staker langs midtflytlinja. Over tre balanseår viste resultatene et avvik i sommerbalansen mellom de to metodene på hhv 0.03, 0.11 og 0.07 m vannekvivalenter. På grunnlag av dette konkluderer Jansson med at relativt gode resultater for sommerbalanse kan oppnås med et begrenset antall staker slik tilfellet er på de fleste målte breer inkludert Hovedahlfonna.

For vinterbalansemålingene på Storglaciären ble det gjort en tilsvarende sammenlikning mellom resultater basert på sonderingsdata fra et omfattende grid-basert datasett over hele breen og fra noen utvalgte profiler. Også her viste resultatene at det var små avvik (0-0.07 m vannekvivalenter) mellom vinterbalansen beregnet ut i fra profilene og fra hele grid-datasettet.

Jansson konkluderer med at nøyaktigheten knyttet til beregning av akkumulasjons- og ablasjonsgradienten samt ekstrapolasjonen av disse ligger innenfor ± 0.1 m vannekvivalenter i gjennomsnitt for hele breen med et begrenset måleoppsett. Det framgår ikke hvorvidt den oppgitte nøyaktigheten representerer ett standardavvik eller en absolutt øvre/nedre grense, men her antas førstnevnte ettersom det i realiteten er umulig å fastsette absolutte grenser for nøyaktigheten.

Holtedahlfonna er ca 100 ganger større enn Storglaciären, men til gjengjeld er snøfordelingen og smeltingen trolig mer homogen som en følge av mindre påvirkning fra omkringliggende topografi og jevnere overflatetopografi. Det antas her at den oppgitte nøyaktigheten kan overføres til Holtedahlfonna med noen endringer:

Området nedenfor stake HDF0 er det området på breen som har størst negativ nettobalanse og som er mest oppsprukket. Endret overflatekarakter i forhold til de øvrige deler av Holtedahlfonna utløser i utgangspunktet et ekstra stort behov for målinger i dette området, noe som ikke var mulig å gjennomføre. Overflatekarakteristikken introduserer også økt usikkerhet i den valgte alternative løsningen med å bruke massebalansedata fra Kongsvegen i det nedre høydeintervallet, ettersom Kongsvegen er tilnærmet fri for sprekker. Undersøkelser fra Nigardsbreen i Sør-Norge viser til 17 % økt smelting i svært oppsprukne områder sammenliknet med en jevn breoverflate (Karlén, 1965). Det er grunn til å anta at Kronebreen har en høyere ablasjonsrate enn Kongsvegen i den nedre delen, men det er umulig å kvantifisere avviket ut i fra tiggjengelige data. De avvikende overflateforholdene kan også ha en annen konsekvens med motsatt virkning. Som en følge av Kongsvegens svakt konvekse overflate og nesten ingen sprekker, er målt snødyp på Kongsvegen trolig en underestimert i forhold til akkumulert snømengde på Kronebreen. Med dominerende vindretning fra sørøst, vil dessuten snø fra Kongsvegen kunne akkumuleres på Kronebreen og forsterke denne effekten ytterligere. Inntil disse forhold er underlagt

nærmere studier som inkluderer målinger på Kronebreen, tas det her utgangspunkt i at stakemålingene på Kongsvegen er representative også for Kronebreen opp til 350 moh. Området nedenfor HDF0 utgjør 20 % av breens totale overflateareal. Den oppgitte feilmarginen for breens totale overflatebalanse vil derfor i praksis kun være representativ for 80 % av breens overflateareal, mens den resterende delen har en ukjent usikkerhet.

På Holvedahlfonna er snøsonderingsprofilene erstattet av radarprofiler som grunnlag for beregning av vinterbalansen. I tillegg til feilmarginen på ± 0.1 m vannekvivalenter std. avvik som skal fange opp romlige variasjoner i nettobalansen, må det derfor legges til en feilmargin knyttet til usikkerhet i beregningen av snødyp fra radarbildene. Denne er beregnet til ± 0.04 m vannekvivalenter std. avvik og omtales for seg i kapittel 4.4.

Ettersom massebalansemålingene på Holvedahlfonna kun er gjort ned til forrige sommeroverflate, tas det ikke hensyn til eventuell internt akkumulert is fra inneværende balanseår i firnen under sommeroverflaten. Dette fører til en potensiell underestimering av akkumulasjonen og representerer en feilkilde som ikke er tatt med i ovennevnte feilestimat. De fleste studier av massebalanse unnlater å nevne dette som en mulig feilkilde. Schneider og Jansson (2004) fant at 3-5 % av nettoakkumulasjonen på Storglaciären bestod av internt akkumulert is i firn. Iskjernene fra Holvedahlfonna viste imidlertid at sommeroverflaten i firnområdet var markert av et massivt islag slik at det vanskelig kan ha perkolert vann til den underliggende firnen. Her antas derfor at akkumulasjon av internt akkumulert is kan ses bort fra på Holvedahlfonna uten å øke unøyaktigheten i resultatene. En slik antakelse er for øvrig vanlig å gjøre i massebalansemålinger (Cogley & Adams, 1998).

I tillegg til usikkerhet i målingene og i ekstrapolasjonen av disse, kommer feilkilder knyttet til det digitale kartmaterialet som ligger til grunn for beregning av total nettobalanse. I Janssons nøyaktighetsangivelse på ± 0.1 m vannekvivalenter std. avvik er denne usikkerheten tatt med, men utgjør en nesten ubetydelig andel på grunn av svært godt kartmateriale for Storglaciären. Kartgrunnlaget som er brukt på Holvedahlfonna er mindre nøyaktig og feilestimatet bør derfor legges til som et eget bidrag. Én feilkilde er nøyaktigheten i terrengmodellen som oppgis å være ca ± 10 m std. avvik. Feilmarginen knyttet til modellgrunnlaget fastsettes ut i fra hvilken påvirkning avvikene har på massebalansen. Med en gjennomsnittlig vertikal nettobalansegradient på 0.24 m

vannekv./100 m (presenteres i kapittel 5.1) gir det en gjennomsnittlig feilmargin på ca ± 0.02 m vannekvivalenter std.avvik. En annen feilkilde ligger i at modellen er laget på bakgrunn av flyfoto fra 1966 hvilket betyr at høyden på breoverflaten i teorien kan ha endret seg betydelig som følge av klimatiske og/eller dynamiske tilpassninger siden modellen ble laget. Ved hjelp av et kinematisk GPS-profil langs stakerekka var det imidlertid mulig å korrigere for avviket mellom modellhøyder og faktiske 2003 høyder. Dette ble gjort ved å trekke ut fra modellen de samme x-y punktene som ble kjørt med georadar langs midtflytlinja og sammenlikne høydeverdiene. Under korreksjonen ble det antatt lik endring i hele bredden som langs midtflytlinja.

Den tredje feilkilden, som er vanskeligere å kvantifisere, er den manuelle avgrensingen av Kronebreen/ Holvedahlfonnas dreneringsområde. Størst usikkerhet er det her knyttet til avgrensingen mot Isachsenfonna/Kongsbreen i vest og tilsvarende mot breene i øst. Siden grensen mot Infantfonna i syd er markert av en tydelig midtmorene som var godt synlig er det knyttet mindre usikkerhet til denne. Avgrensingen av dreneringsbassenget mot breene i øst og vest ble gjort med utgangspunkt i kart, basert på de samme flyfoto som terrengmodellen fra 1966, med 50 m ekvidistanse ut i fra den forutsetning at brebevegelsen følger overflatehelningen. Størst feil i total overflatebalanse får man av å overestimere akkumulasjonsområdets areal samtidig som ablasjonsområdet underestimeres eller omvent. På Holvedahlfonna er den største usikkerheten i avgrensing av breen i høydeområdet nært likevektslinja. Det er en fordel ettersom b_w og b_s i dette området er små størrelser slik at feil avgrensing her gir mindre feilutslag ved beregning av total nettobalanse og i beste fall vil feilene utlikne hverandre. Ut fra en samlet vurdering av usikkerheten knyttet til avgrensingen av dreneringsområdet, vektet i forhold til avstanden fra likevektslinja, antas bidraget til den totale feilmarginen ikke å overstige ± 0.03 m vannekvivalenter std.avvik som tilsvarer ca 10 % av nettobalansen på overflaten.

Etter justeringene knyttet til måleoppsettet på Holvedahlfonna, er Janssons (1999) opprinnelige feilestimat på ± 0.1 m vannekvivalenter std. avvik hevet til ± 0.2 m vannekvivalenter std.avvik. Verdien viser at det er betydelig usikkerhet knyttet til massebalansen, men dette samsvarer med sammenliknbare feilestimater fra tilsvarende studier. Hagen et al. (1999) oppgir ± 0.23 og ± 0.19 m vannekvivalenter på hhv sommer og vinterbalansen til Kongsvegen. Med et liknende måleoppsett (men uten bruk av

georadar) på Svalbard kom Nuttall (2001) fram til en feilmargin på ± 0.20 m vannekvivalenter std.avvik etter en detaljert feilforplantningsanalyse. Nuttall refererer dessuten til flere massebalansestudier med tilsvarende verdier.

På grunn av Kronebreens høye kalvingsrate, vil usikkerheten i kalvingsberegningene bli relativt mindre i forhold til breer med lavere kalvingsrate. Lefauconnier et al. (1994) oppgir ingen nøyaktighet verken på kalvingsestimatet eller på istykkelsen (h_y) ved kalvingsfronten. Sistnevnte inngår i datasettet for beregning av kalvingsraten for balanseåret 2002-03. Den største usikkerheten her er trolig ikke knyttet til måleusikkerheten ved ekkolodd målingene og målingene av kalvingsfrontens høyde over vannet, men til endring i kalvingsfrontens tykkelse siden målingene ble utført i perioden 1983-86. Med en antatt jevn netto nedsmelting/dynamisk tilpasning av breoverflaten på -17.5 m siden 1966, slik ekstrapolasjon av differansen mellom høydemodellen og differensiell GPS langs stakerekka tilsier, gir det en total senking på -8.3 m siden 1986. Det er naturligvis stor usikkerhet knyttet til dette tallet, men en beste tilnærming er å først trekke fra 8.3 m på dataene fra 1986. Som en feilmargin settes videre ± 8.3 m std.avvik av gjennomsnittlig estimert bretykkelse. Innenfor ett standardavvik er da 1986-tykkelsen et maksimalanslag samtidig som det tas høyde for at nedsmeltingen har vært inntil dobbelt så stor som anslått gjennom tyveårsperioden.

Brehastigheten ved kalvingsfronten midlet over breens tykkelse (\bar{v}_y) har to usikkerheter knyttet til seg. Den ene er nøyaktigheten i målingene av overflatehastighet. Denne er oppgitt til ± 0.02 m dag⁻¹ (Kääb et al. 2005). Den andre feilen er knyttet til flere antakelser i konverteringen fra overflatehastighet til hastighet midlet over hele bretykkelsen med hensyn på indre plastisk deformasjon jfr. likning 4.5. Det framgår imidlertid av resultatene i kapittel 5.1.5 at middelhastigheten med dypet avviker maksimalt 1‰ fra den totale overflatehastigheten. Det betyr i praksis at nesten hele brebevegelsen skyldes basal glidning og den målte overflatehastigheten kan dermed settes lik middelhastigheten ($v_y = \bar{v}_y$). Usikkerhet knyttet til beregning av middelhastigheten kan dermed også ses bort fra. Den totale feilmarginen knyttet til hastighetsdataene settes derfor til ± 7.3 m år⁻¹ std. avvik.

Endring av brefrontposisjon ut i fra satellittbilder ble bestemt innenfor en nøyaktighet på ± 100 m. Siden tidsserien er på 15 år tilsvarer det en feilmargin på ± 6.7 m std.avvik innenfor ett balanseår.

En feilkilde i kalvingsberegningene er knyttet til tettheten (ρ_r) i likning 4.7. Dersom man antar at brefronten består av massiv breis, slik Lefauconnier (1994) gjør i sine kalvingsberegninger, kan den relative tettheten settes til 0.9. Dette vil imidlertid uansett føre til en overestimering av kalvingen ettersom det er kjent at Kronebreen er svært oppsprukket. En eksakt kvantifisering av sprekkevolumet er ikke mulig, men en enkel tilnærming kan gi grunnlag for å beregne hvilken størrelsesorden sprekkevolumet utgjør. Ut i fra helikopterbilder tatt av brefronten under feltarbeidet i 2004 gjøres her en simpel antakelse om at breoverflaten har 4 m brede og 20 m dype tversgående sprekker med 4 m mellomrom. Det understrekes at dette er et svært grovt overslag uten noe datarunnlag, ment for å gjøre kalvingsberegningene så nøyaktige som mulig innenfor det tilgjengelige datasettets rammer. Med en gjennomsnittlig istykkelse på 89 m medfører overslaget at det faktiske isvolumet utgjør 94 % av brevolumet. Et mer nøyaktig mål på kalvingen oppnås derfor ved å la ρ_r i likning 4.7 representere isens *gjennomsnittlige* relative tetthet som da blir en veid middelvei vektet med hensyn på volumet av breisen og sprekkevolumet ($\rho_r = 0.94 \times 0.9$).

4.2 Modellering av massebalanse med sensitivitetsdiagram

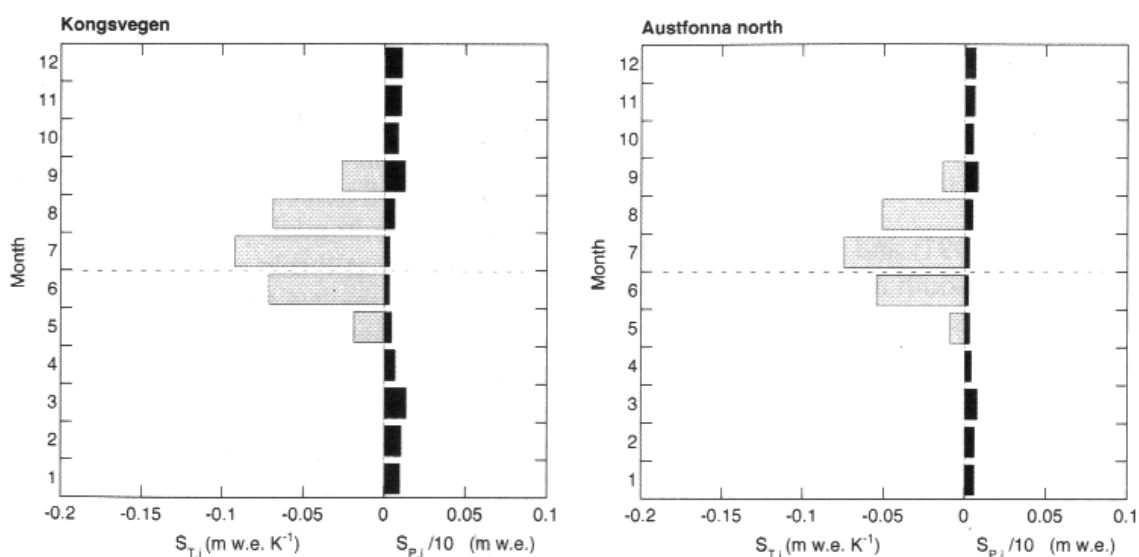
4.2.1 Teorigrunnlag

Ettersom målingene av massebalanse på Holtedahlfonna kun har gått over fire år, er sammenlikning med målinger fra Kongsvegen av stor betydning for å vurdere resultatene. En sammenlikning av massebalansen bør vise tilnærmet lik *utvikling* for de to breene gjennom fireårsperioden. For at dette skal gjelde, må følgende forutsetninger være oppfylt:

1. De meteorologiske forholdene ved de to breene endrer seg tilnærmet likt.
2. Breene responderer tilnærmet likt på disse endringene.

Den første forutsetningen rommer ikke et krav om like meteorologiske betingelser, men om tilnærmet like *endringer*, hvilket er en rimelig antakelse tatt i betraktning den korte avstanden mellom breene. (Eksempelvis vil Holtedahlfonna normalt ha lavere månedsmiddeltemperaturer enn Kongsvegen på grunn av en langt større arealandel i høyereliggende områder, men en gitt *endring* i månedsmiddeltemperatur i området bør normalt inntreffe på begge de tilgrensende breene).

For å finne ut om det er hold i forutsetningen i punkt 2, vises det til Oerlemans et al. (2001; 2005) som har brukt lengre måleserier med vær- og massebalansedata til å lage sensitivitetsdiagrammer for breer over hele Arktis. På Svalbard ble det generert



Figur 4.2. Sensitivitetsdiagram som viser månedlige bidrag til endring i total årlig massebalanse ved 1K økning i lufttemperatur (grå), og 10 % nedbørsøkning (svart), sammenliknet med en gitt referanseperiode (Oerlemans et al. 2005).

diagrammer for Austfonna nord, Austfonna sør og Kongsvegen (figur 4.2) som viser månedlige bidrag til endring i den totale massebalansen med en temperaturøkning på 1 K og 10 % økt nedbør, sammenliknet med en gitt referanseperiode.

Oerlemans et al. fant at det er store forskjeller i sensitivitet mellom ulike deler av Arktis, men innbyrdes på de undersøkte Svalbardbreene er både den totale modellerte endringen i massebalansen og fordelingen gjennom året, svært lik. Oerlemans et al. (2005) bruker middelerverdier fra Austfonna og Kongsvegen som representativ verdi for alle breene på Svalbard. Det at Austfonna og Kongsvegen har tilnærmet like

sensitivitetsdiagram gir ingen garanti for at også Kronebreen/Holtedahlfonna har tilsvarende, men det underbygger denne antakelsen, ikke minst med tanke på den korte avstanden til Kongsvegen. Det tas derfor her utgangspunkt i at breene responderer tilnærmet likt på gitte endringer i temperatur- og nedbørsforhold.

Under de nevnte forutsetninger vil anvendelse av sensitivitetsdiagrammet være et supplement til *målingene* på Kongsvegen og Holtedahlfonna når måleresultatene skal vurderes opp mot hverandre og opp mot de meteorologiske forholdene i måleperioden.

Sensitivitetsdiagrammet anvendes her til å modellere endringen i sommerbalanse for Kongsvegen ved hjelp av tilgjengelige temperaturdata for de fire balanseårene 2003 til 2006, som utgjør måleperioden på Holtedahlfonna. Med det utgangspunkt at breenes massebalanse bør ha en tilnærmet lik utvikling gjennom fireårsperioden, sammenliknes til slutt modellert og målt sommerbalanse på Kongsvegen, med målt massebalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna. Vinterbalansen holdes utenfor slik det er nærmere forklart i kapittel 5.4.

4.2.2 Anvendelse av sensitivitetsdiagrammet på Kongsvegen

De oppgitte månedlige sensitivitetsverdiene for Kongsvegen gjelder per 1K økning i lufttemperatur relativt til en *langtids gjennomsnittsverdi* for breen. Oerlemans et. al oppgir ikke noe krav til lengden på referanseperioden. Det stilles likevel krav om at perioden ikke må være så lang at breen har hatt en vesentlig endring i geometri eller kalvingsrate. Her er det valgt å bruke femårsperioden fra september 1997 til september 2002 til definerings av referanseverdier for temperatur. Testårene er de påfølgende fire balanseårene hvor det er gjort målinger på Holtedahlfonna parallelt med måleserien på Kongsvegen.

Målingene som utgjør datagrunnlaget for referanseperioden og testperioden er gjort ved en værstasjon i Ny Ålesund (8 moh.) som er drevet av Meteorologisk Institutt. Døgnverdier for middeltemperatur ved stasjonen er hentet fra den offentlige databasen *e-klima* drevet av Meteorologisk Institutt.

Brefronten til Kronebreen/Kongsvegen ligger 14 km sydøst for Ny-Ålesund. Holvedahlfonna og Kongsvegen ligger i sin helhet innenfor en radius på 40km fra værstasjonen. Oerlemans et al. anvender sensitivitetdiagrammet for Svalbard på alle breene og forutsetter da like endringer i de meteorologiske forholdene over hele øygruppen, altså over langt større avstander enn 40km. Likevel er det her valgt en tilnærming som først tester hvorvidt målte endringer i lufttemperatur i Ny-Ålesund er representative for endringene på Kongsvegen, før værdataene anvendes som modellinput.

For temperaturmålingene ble dette gjort ved å sammenlikne månedsmiddeltemperaturer ved stake 6 på Kongsvegen 536 moh. i perioden september 2002 til september 2004, med data fra Ny-Ålesund i samme periode. (I tillegg til arbeidet på Holvedahlfonna ble det under feltarbeidene blant annet også foretatt vedlikehold, oppgraderinger og datainnsamling fra fire automatiske værstasjoner på Kongsvegen ved stake 1, 4, 6 og 9.) Resultatene (figur 5.14) viser at man med en relativt lav feilmargin (± 0.21 °C std.avvik) kan anta lik endring i lufttemperatur i Ny-Ålesund og ved stake 6 på Kongsvegen.

4.2.3 Feilkilder og nøyaktighet

Denne metoden benytter et enkelt datagrunnlag med god målenøyaktighet, men har betydelige feilkilder knyttet til forenklingene som modellen bygger på. Temperatursensoren på værstasjonen på Kongsvegen har en nøyaktighet på ± 0.3 °C. Nøyaktigheten i temperaturmålingene fra Ny-Ålesund er ikke oppgitt, men bør i alle fall ikke være dårligere enn nøyaktigheten på Kongsvegen. ± 0.3 °C tilsvarer ± 0.08 m vannekvivalenter i årlig sensitivitet for sommerbalansen. I tillegg kommer den nevnte usikkerhet knyttet til variasjoner i lufttemperaturgradienten mellom Ny Ålesund og Kongsvegen på ± 0.21 °C std.avvik. Større avvik mellom beregnet og målt massebalanse må da skyldes feilkilder som er knyttet til selve modellen og/eller målingene av massebalansen.

Den største feilkilden til modellen er at den eneste inputparameteren er lufttemperatur. 100 % av overflateablasjonen på Svalbard skyldes transport av følbar varme/konveksjon og stråling inn i breoverflata (Liestøl, 1995; Loe, 2005). Ved fastsetting av sensitivitetdiagrammet for Kongsvegen ble det brukt en energibalansmodell som

relaterte lufttemperatur til disse størrelsene (inkludert endring i albedo). Ettersom korrelasjonen mellom lufttemperatur og ablasjon ikke er konstant vil modellert ablasjon kunne avvike fra den faktiske ablasjonen. Dette gjelder ikke minst dersom de klimatiske forholdene har endret seg vesentlig siden perioden 1969-1999 som utgjør grunnlaget for beregningen av sensitivitetsdiagrammet. Oerlemans et al. (2005) oppgir ikke noen tallfestet nøyaktighet i sensitivitetsdiagrammet for Kongsvegen.

Ved sammenlikning med målt sommerbalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna kommer feilkilder knyttet til overførbarheten i tillegg til de potensielle feilkildene i modellen og massebalansemålingene. Forutsetningen om at lufttemperaturen forandrer seg tilnærmet likt på de to breene kan være feil, selv om den viser seg å være gyldig mellom Kongsvegen og Ny Ålesund. Forutsetningen om at breene responderer tilnærmet likt på gitte endringer i de meteorologiske forholdene, kan være en annen feilkilde. Dette kan skyldes områdespesifikke forhold som avviker mellom de to breene. Eksempelvis vil breer med ulik hypsometrisk kurve gjøre at breene reagerer ulikt på en gitt endring i de meteorologiske forholdene. Det samme gjelder breer med ulik overflatekarakter som blant annet kan føre til ulik albedo og ulikt supraglasielt dreneringssystem, som igjen påvirker overflatebalansen. På kalvende breer vil også den totale overflatebalansen endres ulikt i forhold til breer uten kalving under gitte endringer i de meteorologiske forholdene. Ettersom Kronebreen/Holtedahlfonna avviker fra Kongsvegen både med annen hypsometrisk kurve, stedvis annen overflatekarakter og kalving, antas dette å være en reel feilkilde som det må tas høyde for ved sammenlikning av de to breene. Til gjengjeld har også Austfonna en helt annen hypsometrisk kurve en Kongsvegen og dessuten en betydelig andel av nettobalansen som skyldes kalving, uten at sensitivitetsdiagrammet avviker betydelig fra diagrammet til Kongsvegen.

4.3 Måling av overflatehastighet

Under feltarbeidene våren 2003 og 2004 ble posisjonen til stakene i stakerekka målt inn med differensiel GPS. Som basestasjon ble henholdsvis stake HDF1, HDF2 og HDF3 brukt avhengig av hvor det var mest praktisk. I tillegg ble det målt fra et fastpunkt på Annekammen (691 moh.) ved Kongsvegen og fra et fastpunkt i Ny Ålesund. De statiske

målingene ble gjort med antenna montert oppå stakene og deretter korrigert for stakehøyde.

Ettersom det ble gjort to målinger av hver stake med ca ett års mellomrom, kan posisjonsdataene brukes til å bestemme gjennomsnittlig årlig overflatehastighet på breen ved vektorberegninger. Dette brukes blant annet til å korrigere massebalansedata for stakeforflytning. For beregninger over ett balanseår kan stakeforflytningen neglisjeres. Ved bruk av gamle staker til rekonstruksjon av den flerårige likevektslinja over de siste syv år er det derimot korrigert for stakeforflytningen. Overflatehastigheten er dessuten av betydning for tolkingen av iskjernene. Selv om det ikke er noen netto akkumulasjon av påfrosset is i ablasjonsområdet, vil det i iskjernene likevel finnes påfrosset is i området fra likevektslinja og en viss avstand nedover i ablasjonsområdet på grunn av brebevegelsen. Hvor mye ”gammel” påfrosset is som finnes i ablasjonsområdet bestemmes av nettobalansegradienten omkring likevektslinja, overflatehelning og overflatehastighet.

Nøyaktigheten i de statiske GPS dataene for stakeposisjon er bedre enn for de kinematiske målingene som har en oppgitt nøyaktighet på ± 5 cm horisontalt og ± 10 cm i høydeangivelsene (jf. kapittel 4.4.5). Dette er godt innenfor det som kreves for nøyaktig beregning av brebevegelse på Høltedahlfonna over ett år ettersom overflatehastigheten er relativt sett høy langs hele midtflytlinja.

4.4 Georadarmålinger

4.4.1 Virkemåte og anvendelse på breer

En georadar består av en kontrollenhet med pulstrigger, senderantenne (transmitter) og mottakerantenne (receiver). Brukeren kommuniserer med utstyret ved hjelp av programvare installert på en bærbar PC som også er radarens lagringsenhet. Til forskjell fra en vanlig radar er radiobølgene i en georadar rettet nedover i bakken.

Et radarprofil består av mange punktmålinger etter hverandre. Hver punktmåling er representert ved en elektromagnetisk puls som sendes fra senderantenna og forplanter seg nedover i forplantningsmediet (for eksempel breis). Signalet reflekteres når det treffer en signifikant overgang i forplantningsmediets dielektriske konstant (ϵ). Det reflekterte signalet registreres av mottakerantenna og lagres som funksjon av tid.

Når man kjenner toveis gangtid til en reflektor og antenneseparasjonen må man finne signalets hastighet i mediet for å kunne bestemme reflektorens dyp. Signalets hastighet varierer med isens dielektriske konstant (ϵ). Variasjoner i isens tetthet, kjemiske sammensetning, kornstørrelse og særlig vanninnhold gjør beregningen av forplantningshastigheten vanskelig (Kohler et al., 1997). I akkumulasjonsområdet, bestående av snø og en ofte kompleks stratigrafi av firn og is, er det derfor spesielt vanskelig å beregne forplantningshastigheten i mediet. Forplantningshastigheten i isen kan også beregnes direkte ved sammenlikning av radarprofilet og en iskerne boret ved profilet. Ved å identifisere reflektorer fra radarbildet i kjernen, kan man måle avstanden til reflektoren langs kjernen og beregne hastigheten. En annen direkte måling av signalhastighet kan gjøres ved en *common mid-point profile* måling (CMP). Metoden gjør bruk av en nedsenket kunstig punktreflektor. Sender- og mottakerantenna trekkes i hver sin retning fra utgangsposisjonen loddrett over punktreflektoren mens målingene pågår og signalhastighetens variasjon med dypet beregnes ut i fra toveis gangtid, vist reflektordyp og antenneseparasjonen.

Sammenlikning med iskjerner langs et radarprofil løser et sentralt problem ved bruk av radar knyttet til tolkningen av reflektorene i profilene. Styrken på det reflekterte radarsignalet varierer med størrelsen på endringen i ϵ , reflektorens ruhet og vinkelen signalet treffer reflektoren med (Hamran, 1996). I et radarbilde kan man imidlertid kun angi hvor reflektorene befinner seg og hvor sterke de er. Hvilke fysiske forhold i breen som skaper endringen i den dielektriske konstanten, må tolkes dersom man ikke har iskjerner eller andre typer målinger til verifikasjon.

Radaroppsettet og valg av trasé tilpasses avhengig av hvilke typer indre strukturer man ønsker å detektere med radaren. Valg av antennefrekvens er avgjørende for hvor dypt signalene kan penetrere og hvor god vertikal oppløsning radarbildet får. Lave frekvenser har større penetrasjonsdyp og lavere vertikal oppløsning enn høyfrekvente signaler.

Reflektorer som er tynnere enn radarsignalet's bølgelengde kan være vanskelige å detektere, men flere slike reflektorer vil kunne sees i radarbildet som en enkeltreflektor med gjennomsnittlige dielektriske egenskaper (Harrison, 1973; Clough, 1977).

I 1948 ble georadar første gang brukt på isbre på Seward Glacier i Alaska (Kovacs et al., 1995), og i dag brukes georadar i utstrakt grad til forskning på breer. Med ulike oppsett er georadar blitt brukt til å detektere en rekke forskjellige indre strukturer i breer. Georadar har vist seg effektiv til å kartlegge overgangen mellom kald og temperert is i polytermale breer (e.g. Ødegård et al., 1992; Bjørnson et al., 1996; Ødegård et al., 1997) ettersom det er stor forskjell på den dielektriske konstanten til ferskvann ($\epsilon=80$) og is ($\epsilon\approx 3.2$). Kartlegging av bunntopografien kan gjøres ved bruk av lavfrekvente signaler som ikke absorberes fullstendig av bl.a. vanninnhold i isen før signalene når bresålen (e.g. Østen, 1998). Georadar er også brukt i massebalansestudier og muliggjør rekonstruksjon av nettoakkumulasjonen i gitte perioder tilbake i tid dersom man kan identifisere reflektorer i firnområdet som kan dateres (e.g. Kohler et al., 1997; Pälli et al., 2002). Andre anvendelser av georadar på breer er bl.a. deteksjon av endringer i tetthet (Clough, 1977), vanninnhold (Murray et al., 2000), bobleinnhold (Macheret & Zhuravlev, 1982), krystallstruktur (Harrison, 1973), sedimentinnhold (Arcone et al. 1995), og kjemisk sammensetning (Gudmandsen, 1975) samt deteksjon av den flerårige firnlinjen (Engeset & Ødegård 1999; Melvold et al. 2001; Engeset et al. 2002), sub- og englasialt dreneringsnettverk (Østen, 1998) og indre frakturer som tegn på tidligere surge-framstøt (Murray et al., 1997; Woodward et al., 2003).

4.4.2 Radaroppsettet

Til denne oppgaven er det benyttet et georadarsystem trukket av snøscooter med slede. Radarens kontrollenhet, GPS-systemet og strømforsyning ble plassert på sleden. For å unngå støy fra sleden i radarbildet, ble radarantennene montert på en glassfiberstang 2 m bak sleden i direkte kontakt med snøoverflaten. Bærbar PC som ble brukt til styring av måleparametere, kontinuerlig display av de innsamlede data og lagring av disse, ble montert på scooteren. Dette muliggjorde en kontinuerlig overvåking av datainnsamlingen slik at feil som oppstod ble oppdaget og korrigert umiddelbart, i tillegg til at måleparameterne ble justert for å oppnå optimal kvalitet på dataene.

Georadaren er av typen RAMAC/GPR fra MALÅ GeoScience med 500 MHz skjermet antenne. De reflekterte signalene ble logget med 512 samples. For at minst mulig informasjon mellom hvert sample skal gå tapt bør samplefrekvensen være stor i forhold til antennefrekvensen. For RAMAC/GPR er anbefalt samplefrekvens satt til minst seks ganger antennefrekvensen for best mulig resultat. Det ble her samlet med en frekvens på 5890 MHz. Dette gir et tidsvindu på 87 ns (tidsvindu = ant. sampler/ samplingsfrekvens) som igjen gir et radarbilde ned til 7-10 m dyp avhengig av signalets forplantningshastighet. Det ble også kjørt med 1024 samples på samme frekvens. Dette gir et tidsvindu på 174 ns og en tilsvarende dobling av dybden i radarbildet.

Transmitteren ble trigget på tid med et intervall på 0.1 s. Scooterens gjennomsnittsfart varierte fra 3-5 ms⁻¹ avhengig av overflateforholdene. Dette gir en horisontal oppløsning på 0.3 – 0.5 meter. Årsaken til variasjonen i gjennomsnittshastighet/ horisontal oppløsning var til dels store variasjoner i overflateforholdene. I områder med mye sastruger måtte hastigheten reduseres for å unngå brudd i radardataene.

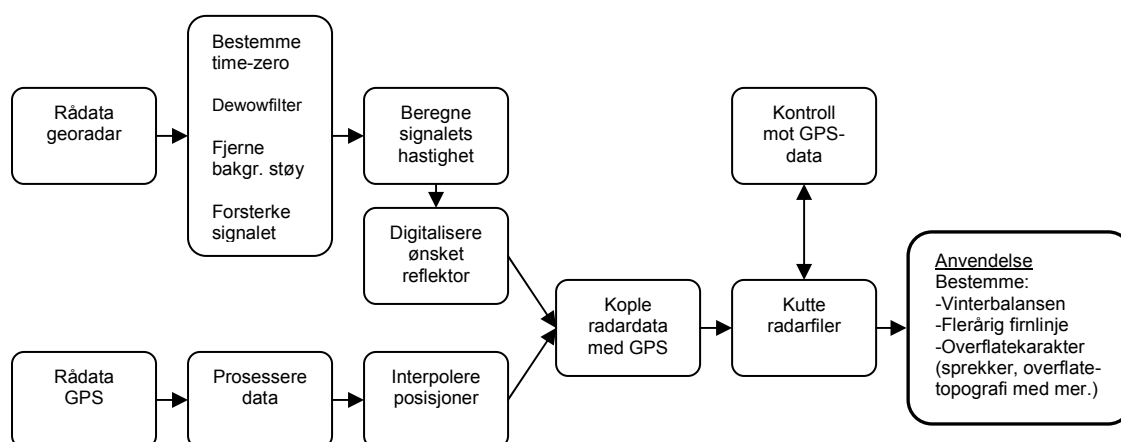
Parallelt med innsamlingen av radardata ble posisjonsdata logget ved hjelp av differensiell kinematisk GPS. Rover-antenna var festet på et landmålingsstativ på scootersleden med kjent antennehøyde relativt til snøoverflaten og kjent posisjon relativt til radarantennen. Med et kinematisk oppsett blir det gjort kontinuerlige målinger av roverantennas posisjon relativt til basestasjonene for økt målenøyaktighet. Basestasjonene var de samme som ble brukt for de statiske målingene av stakeposisjon (kapittel 4.3). GPS-data ble logget med intervaller på ett sekund.

4.4.3 Prosessering av data

Rådata fra georadaren ble importert i programvaren ReflexW (versjon 3.5) for videre prosessering og kopling med GPS data (figur 4.3).

I første operasjon forskyves hvert enkelt profil vertikalt slik at vist nullnivå i radarbildet sammenfaller med snøoverflaten (time-zero). Forskyvningen er en gitt avstand som er konstant for hele radarprofilen. Denne avstanden ble funnet ved å se på plottet til én enkeltpuls fra radaren og identifisere den første reflektoren, som da representerer snøoverflaten. Dypet til denne reflektoren settes lik null og hele radarprofilen forskyves

tilsvarende. I andre operasjon anvendes et *dewow-filter* for fjerning av eventuelt lavfrekvent støy i radarbildet. Det ble forsøkt med ulike filterparametre for å optimalisere virkningen uten at det hadde noen vesentlig effekt i radarbildet. Deretter anvendes et filter som fjerner bakgrunnsstøy i radarbildet. Bakgrunnsstøy er reflekterer som ikke har opphav i breoverflaten, men som dannes av direktesignaler fra transmitteren som registreres av mottakeren. Bakgrunnsstøyen kan også skyldes at signalet reflekteres av medier i tilknytning til selve radarsystemet eller scooteren/sleden. Bakgrunnsstøyen er tilnærmet konstant i tid/dyp og styrke gjennom hele profilet og vises derfor i radarbildet som overflateparallele lineære reflekterer. Det er disse linjene støyfilteret fjerner og erstatter med et tomrom i radarbildet. Eventuelle reelle reflekterer i breen i samme dyp som den fjernede bakgrunnsstøyen går dermed tapt i radarbildet. Til slutt i prosesseringen forsterkes signalet i dypet slik at alle registrerte reflekterer vises i radarbildet uavhengig av reflektordyp. Radarsignalet sprer seg og dempes i forplantningsmediet og reflekterer i dypet vil dermed framstå som svakere i radarbildet enn de reelt er. På et gitt dyp vil de reflekterte signalene bli så svake at de ikke registreres av mottakeren. Dette vil variere med antennefrekvensen og forplantningsmediets dielektriske egenskaper. Med en 500 MHz antenne, et forplantningsmedium bestående av snø/is under frysepunktet og et tidsvindu som gav et dyp ned til kun ca 20 meter, var dette godt innenfor signalenes rekkevidde. De reflekterte signalene ble imidlertid vesentlig svakere med økt dyp og det var dessuten forskjeller i demping fra profil til profil avhengig av hvor på breen målingene ble gjort. Det ble derfor tilpasset en egen *time-gain* funksjon til hvert av profilene slik at alle reflektorene ble tydelige i radarbildet.



Figur 4.3. Arbeidsgangen fra rådata (georadar og GPS) til posisjonsbestemte dybdedata.

For videre analyse av radardataene må reflektorenes dyp (d) beregnes og man må da kjenne radarsignalet hastighet (v) i forplantningsmediet. Hastigheten varierer med materialets dielektriske konstant (ϵ) og kan uttrykkes som

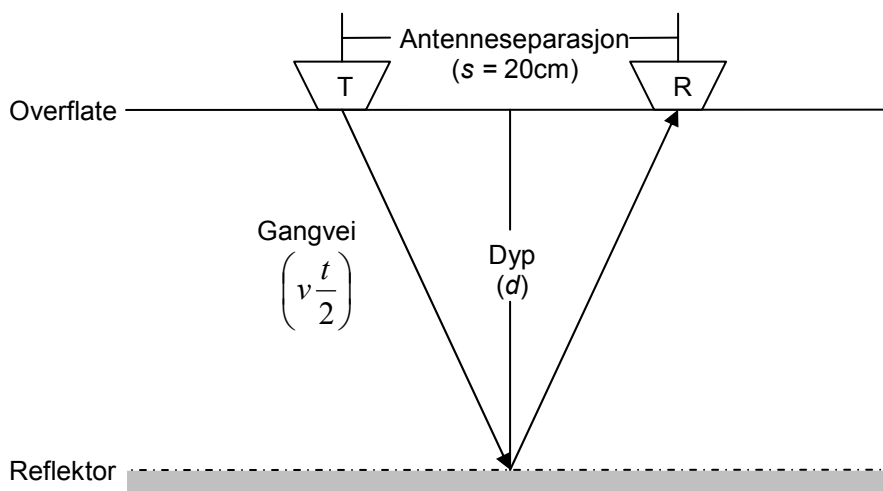
$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (4.8)$$

(Kovacs et al. 1995) der c er hastigheten til en elektromagnetisk bølge i vakuum ($2.998 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$). Til denne oppgaven ble forplantningshastigheten (v) beregnet ved hjelp av empiriske metoder for beregning av ϵ . Det ble ikke benyttet kunstig reflektor til CMP-analyse.

De reflekterte signalene plottes i radarbildet som en funksjon av *toveis* gangtid (t). Antenneseparasjonen (s) gjør at signalets gangvei i mediet er noe lengre enn reflektorens faktiske dyp (figur 4.4). Geometrien gjør at forskjellen i reflektordyp og signalets gangvei blir størst ved små dyp og stor antenneseparasjon.

$$d = \sqrt{\frac{(vt)^2}{4} - \frac{s^2}{4}} \quad (4.9)$$

Likning 4.9 korrigerer for avviket som skyldes antenneseparasjonen ved beregning av reflektorens dyp.



Figur 4.4. Det geometriske grunnlaget for beregning av reflektordyp.

Likning 4.8 og 4.9 gir dermed reflektordyp uttrykt ved

$$d = \sqrt{\frac{(tc)^2}{4\varepsilon} - \frac{s^2}{4}} \quad (4.10)$$

hvor parametrene t , c og s er kjente. Den dielektriske konstanten (ε) må altså beregnes for å finne reflektorens dyp. På en isbre varierer ε med breisens vanninnhold, saltholdighet, tetthet og temperatur (Hamran 1996). Ved beregning av ε må det i praksis brukes gjennomsnittlige egenskaper for forplantningsmediet som grunnlag for bergningene. Dersom man utelukkende måler i områder hvor temperaturen i breen er under trykksmeltepunktet, kan man se bort i fra vanninnhold som ellers i stor grad påvirker ε . Flere studier (e.g. Robin, 1975) har vist empirisk at den dielektriske konstanten ε , under denne forutsetning, korrelerer godt med mediets tetthet (ρ) alene. Kovacs et al. (1995) underbygger og modifierer de tidligere studiene av den empirisk etablerte sammenhengen mellom ε og ρ . Sammenhengen oppgis som

$$\varepsilon = (1 + 0,845\rho)^2 \quad (4.11)$$

der ρ angir mediets tetthet relativt til ferskvanns tetthet.

For ren breis med en relativ tetthet $\rho = 0.9$ gir likning 4.11 en $\varepsilon = 3.1$ og likning 4.8 gir en signalhastighet $v = 169.7 \text{ m}(\mu\text{s})^{-1}$. Dette gjelder for beregninger av dybder i ablasjonsområdet, men det følger av likning 4.8 og 4.11 at man bør justere ε for undersøkelser i andre deler av breen avhengig av tettheten målt i iskjernene.

Når forplantningshastigheten er kjent, er neste steg å identifisere bestemte reflektorer i radarbildet avhengig av hva man ønsker å måle. Med programvaren Reflex kan enkeltreflektorer identifiseres og digitaliseres enten automatisk eller manuelt. Ved automatisk digitalisering markeres den ønskede reflektoren ut i fra plottet til en enkeltpuls vist i et eget *wiggle-bilde* og samme reflektoren identifiseres og markeres så automatisk i resten av profilet. Variasjoner i reflektorenes dyp og styrke gjør at programmet velger feil reflektor utover i profilet og for å unngå dette ble digitaliseringen gjort manuelt. Dette gjøres direkte i radarbildet, men forutsetter at man i tillegg bruker wiggle-bildet av enkeltsignalene fortløpende slik at det blir enklere å

identifisere samme reflektor gjennom hele profilet. Data fra digitaliseringen lagres i form av toveis gangtid (som konverteres til dybder) plottet mot skuddnummer.

Ettersom signalene fra transmitteren kun er svakt retningsbestemt, måler man kun avstand til en bestemt reflektor og ikke den nøyaktige posisjonen. Dette er et særlig stort problem der man kan ha sidereflekser utenfor kjøretraseen som fanges opp i radarbildet. For å korrigere for dette kan hele datasettet *migreres*. I datasettet til denne oppgaven har ikke dette vært nødvendig ettersom de fleste reflektorene i breen er helt eller tilnærmet overflateparallele slik at radaren til enhver tid registrerer faktisk dyp og plassering. Et unntak er reflektorer skapt av en- og supraglasiale kanaler samt sprekker, men nøyaktig posisjonsbestemmelse av disse faller utenfor formålet med denne oppgaven.

GPS-dataene ble etterprosessert uavhengig av radardataene av Trond Eiken ved Institutt for geofag. Hver posisjon ble logget med intervaller på ett sekund og lagret med tilhørende tidspunkt. Tilsvarende gjelder for hver enkelt radarpuls som ble trigget med intervaller på 0.1 sekund. Under feltarbeidet ble differansen mellom GPS-klokken og klokken i radarens lagringsenhet notert, slik at disse under prosesseringen kunne synkroniseres. For å kunne knytte hvert enkelt radarskudd til en bestemt posisjon, ble GPS dataene kjørt gjennom to programmer i Visual Basic som er skrevet av veileder Kjetil Melvold i forbindelse med prosessering av radar/GPS-data i tidligere studier. Hver radarpuls ble her knyttet til ett tilhørende tidspunkt. Videre ble det beregnet en posisjon for hver enkelt puls ved lineær interpolasjon mellom de kjente GPS-punktene. Ved bruk av tidspunktene ble radardataene til slutt koplet med GPS-dataene. Etter koplingen har hver enkelt radarpuls en bestemt posisjon.

Ettersom radaren ble trigget på tid i stedet for kjørt distanse, ble det i starten og slutten av hvert profil logget data en viss tid mens scooteren stod stille. Siden hver radarpuls har kjent posisjon kunne stykkene med uønskede data identifiseres ved å se på hvilke skudd som hadde identisk posisjon. Disse dataene ble så klippet bort fra datasettet.

4.4.4 Anvendelse på Holtedahlfonna

Georadardataene fra Holtedahlfonna hadde primært som formål å forsøke å identifisere de ulike sonene på breen (først og fremst identifisering av flerårig firnlinje) og å gjøre

kontinuerlige målinger av snødyp. Det var også ønskelig å identifisere tidligere årslag av påfrosset is, firn og intern akkumulasjon i den grad det lot seg gjøre ut fra radarbildene. I tillegg ble forekomsten av sprekkområder og supraglasiale kanaler langs radartraseene kartlagt. I tillegg til å posisjonsbestemme radardataene, ble GPS dataene brukt til å lage et detaljert profil av overflatetopografien langs midtflytlinja.

I følge soneinndelingen til Benson og Müller (figur 3.1) er sonen med påfrosset is, gitt at denne finnes, avgrenset av likevektslinja nederst og firnlinja øverst. Ser man på sonens gjennomsnittlige utbredelse over flere år, vil avgrensingen bestemmes av den flerårige likevektslinja og firnlinja. Ettersom den flerårige likevektslinja rent fysisk kun representerer overgangen mellom nylig dannet påfrosset is i akkumulasjonsområdet og eldre påfrosset is som er transportert til ablasjonsområdet, er det vanskelig å detektere denne overgangen i radarbildet. Med et liknende radaroppsett foreslår imidlertid Engeset og Ødegård (1999) at overgangen fra en kraftig enkeltreflektor til flere svake separate reflektorer kan representere nedre grense til sonen med påfrosset is (likevektslinja) fra siste balanseår. Firnlinja representerer en mer markant overgang fra firn og internt akkumulert is i våtsnøsonen til sonen med påfrosset is. Derfor kan firnlinja identifiseres i radarbildet som overgangen mellom et område med kun svake interne reflektorer, til våtsnøsonen med mange og kraftige reflektorer (Engeset & Ødegård, 1999; Melvold et al., 2001; Engeset et al., 2002). Hvor distinkt firnlinja er, avhenger i stor grad av de klimatiske forholdene. Store årlige fluktuasjoner i firnlinja vil gi en diffus flerårig firnlinje som har mer karakter av en sone som de siste årene vekselvis har utgjort våtsnøsonen og sonen med påfrosset is. I slike tilfeller vil det være vanskelig å definere en eksakt høyde på firnlinja. Dette problemet forsterkes på breer med lav helningsgradient, som på Holtedahlfonna, ettersom en liten endring av høyden på firnlinja vil representere store endringer i sonenes respektive arealandel. For å fange opp eventuell romlig variasjon i høyden på firnlinja ble det kjørt tre parallelle strekk i lengderetningen på Holtedahlfonna.

Med kjent høyde på firnlinja bestemt ut fra GPS/radardata, og kjent likevektslinje fra stakemålinger, er grensene mellom henholdsvis ablasjonsområdet, sonen med påfrosset is og våtsnøsonen identifisert. Dersom likevektslinja i det undersøkte balanseåret ligger nedenfor den flerårige firnlinja, ligger sonen med påfrosset is i høydeintervallet mellom disse. Ligger likevektslinja i et balanseår ovenfor den flerårige firnlinja finnes det ingen

sone med påfrosset is i dette balanseåret. Overflaten i den øverste delen av ablasjonsområdet vil da bestå av lag med akkumulert firn fra tidligere balanseår.

Dersom likevektslinja og flerårig firnlinje er sammenfallende blir dette overgangen mellom ablasjonsområdet og firn-/akkumulasjonsområdet. Etersom flerårig firnlinje kan tas ut fra radardataene, og gjennomsnittlig høyde på likevektslinja over en periode på åtte år kan bestemmes ut fra de gamle stakene på Holtedahlfonna, gir det mulighet til å kartlegge flerårig soneinndeling på Holtedahlfonna og vurdere målingene i fireårsperioden 2003 t.o.m. 2006 opp mot dette.

Bruk av georadar til måling av snødyppet i radarprofilene har den store fordelen at kontinuerlige målinger kan gjøres relativt raskt over store områder sammenliknet med tradisjonelle stakemålinger. Med en avstand på 0.3-0.5 m mellom radarskuddene fanges småskalavariasjoner i snødyppet opp og bedrer nøyaktigheten i datasettet. Måling av snødyp med tilsvarende georadaroppsett er gjort tidligere på Svalbard (e.g. Engeset & Ødegård, 1999). Resultatene viste en klar økning i snødyp med høyde over havet, men også store lokale variasjoner (størrelsesorden opptil 1 m snø over avstander på noen hundre meter). Slike variasjoner gjør at tradisjonell snøsondering kan gi store feilutslag dersom ikke måletettheten er tilstrekkelig høy, mens problemet reduseres betydelig ved bruk av georadar.

4.4.5 Feilkilder og nøyaktighet

Tatt i betraktning at reflektorene i radarbildet er tilnærmet overflateparallele, er den horisontale oppløsningen på 0.3 – 0.5 m tilstrekkelig til å fange opp endringer i reflektordyp med god nøyaktighet.

I følge produsenten av georadaren, Malå GeoScience, gir $\frac{1}{4}$ av signalets bølgelengde (λ) et godt estimat for den maksimale vertikale oppløsningen. Med 500 MHz antenne gir det en vertikal oppløsning på 0.11 m i snø med en relativ tetthet på 0.38 som gir en signalhastighet på $226 \text{ m}(\mu\text{s})^{-1}$. Omregnet i vannekvivalenter gir det en oppløsning på 0.04 m. Nøyaktighet i bestemmelsen av snødyppet settes derfor her til ± 0.04 m vannekvivalenter std.avvik og tilsvarende ± 0.07 m vannekv for is.

Reflektorer som er tynnere enn den vertikale oppløsningen med kort avstand imellom vil likevel kunne vises som én enkeltreflektor med gjennomsnittlige egenskaper for alle reflektorene og dermed gi et fortegnnet bilde av de reelle fysiske forholdene i breen. Selv om en reflektor er tykkere enn den vertikale oppløsningen har man ingen garanti for at den vil vises i radarbildet. Foruten en viss tykkelse må også endringen i reflektorens dielektriske egenskaper være stor nok til at radarsignalet reflekteres i overgangen mellom de to mediene, noe som viser seg å være den største utfordringen knyttet til identifisering av ulike årslag i påfrosset is ut fra radardata.

Ringing i radarbildet gjør at en enkeltreflektor kan vises som flere identiske reflektorer under hverandre. Dersom man digitaliserer feil reflektor vil dette introdusere en konstant feil over hele profilet som vil kunne gi en vesentlig feil i målt tykkelse. Dette problemet unngås langt på vei når man har iskjerner og sonderinger av snødyp til å verifisere at valgt reflektor i radarbildet er den faktiske reflektoren.

Ved bruk av differensiel GPS oppnås god nøyaktighet i posisjonsbestemmelsen av radardataene. Eiken et al. (1997) oppgir $\pm 5\text{cm}$ i horisontal nøyaktighet og $\pm 10\text{cm}$ i høydeangivelsene i et tilsvarende måleoppsett på Kongsvegen. Her forutsettes god satellittgeometri og dessuten en baselinje (avstand til basestasjon) på mindre enn 10km. Under målingene på Holtedahlfonna var det god satellittgeometri men flere av profilene ble kjørt med en baselinje på over 10km slik at nøyaktigheten kan være noe dårligere uten at det har noen større praktisk betydning for resultatene.

4.5 Grunne iskjerner

4.5.1 Boring av grunne kjerner og anvendelse av kjernedata

Ved hjelp av et PICO (Polar Ice Coring Office) iskjernebor (75 mm i diameter) ble det våren 2003 og våren 2004 boret henholdsvis 9 og 12 iskjerner på en halv meter til seks meters dyp langs stakerekka. Under det første feltarbeidet da Holtedahlfonnas soneinndeling fremdeles var ukjent, var hovedformålet med kjerneboringen først å få oversikt over soneinndelingen på breen. Dybde og tykkelse på hvert enkelt lag i

kjernene ble målt og lagene ble forsøkt identifisert som enten vanlig breis, påfrosset is, firn og internt akkumulert is i firn. Kjernedataene ble videre brukt til å tolke og validere radarprofiler langs stakerekka. På denne måten kombineres georadarens muligheter til å gjøre målinger over store områder, med gode direktemålinger i punkter på breen hvor det er boret. Tilsvarende er gjort på flere andre breer på Svalbard (e.g. Melvold og Hagen, 2001; Pälli et al., 2002).

Utgangspunktet for å skille ulike årslag med påfrosset is er en antakelse om at hver sommeroverflate kjennetegnes av at isen inneholder eoliske sedimenter fra omkringliggende fjell og nunataker. (Koerner 1989). Tilsvarende studier på Kongsvegen viser at det er en holdbar antakelse i dette området hvor det er stor tilgang på eolisk materiale (Wadham & Nuttall 2000). Sedimentlagene identifiseres som spredte eoliske partikler i iskjernene (ikke rene lag kun bestående av sedimenter)

I tillegg til sedimentlag kan isens tetthet og visuelle parametere som struktur/lagdeling, farge og bobleinnhold gi en indikasjon på typen påfrosset is/intern akkumulasjon og dermed også om når på året det er dannet jf. tabell 3.1. Under feltarbeidet i 2004 ble det gjort detaljerte studier av disse parametrene. Tetthetsdataene fra kjernene i sonen med påfrosset is og firnområdet er særlig viktige for å komplettere massebalansemålingene fra balanseåret 2002-2003. Gjennom sommersesongen øker tettheten til firnen betydelig som en følge av trykk- og særlig temperaturmetamorfose. I tillegg dannes massive lag med internt akkumulert is i firnen. Ved å se bort i fra dette, og kun benytte stakehøyde som mål på ablasjonen, ville det føre til en kraftig overestimering av ablasjonen. Dette unngås ved å bruke tetthetsdata fra kjernene til å bestemme hvor mye av vinterakkumulasjonen som har blitt til påfrosset is, firn eller internt akkumulert is og hvor mye som faktisk har smeltet bort.

4.5.2 Feilkilder og nøyaktighet

Som punktmålinger har tetthetsdata fra iskjernene svært stor nøyaktighet. Usikkerheten ved bruk av kjerner til å bestemme nettoakkumulasjonen er knyttet til inter- og ekstrapolasjon av verdiene og til selve tolkningen av kjernene. Dette inngår i feilmarginene som er oppgitt for massebalansemålingene i kapittel 4.1.5.

Ved tolkningen av iskjernene må det tas forbehold i antakelsen om at hvert årslag med påfrosset is er representert ved et sedimentlag på sommeroverflaten. Dersom den flerårige sonen med påfrosset is ligger nedenfor likevektslinja et år, vil flere årslag med påfrosset is kunne smelte bort. Det kan også hende at sommeroverflaten akkurat i det punktet hvor det bores, ikke har noen sedimenter slik at senere akkumulerte lag over vil tolkes som en del av samme års akkumulasjon av påfrosset is. Ved tolkningen av iskjernene er det derfor helt avgjørende å se verdiene i sammenheng med de øvrige massebalansedata for å vurdere om isen mellom to sedimentlag faktisk representerer ett årslag med påfrosset is. I denne vurderingen inngår også topografiske forhold og eventuell kjennskap til sprekker og dreneringsforhold i området som spiller en vesentlig rolle for dannelsen av påfrosset is (Obleitner & Lehning, 2004).

5 Resultater

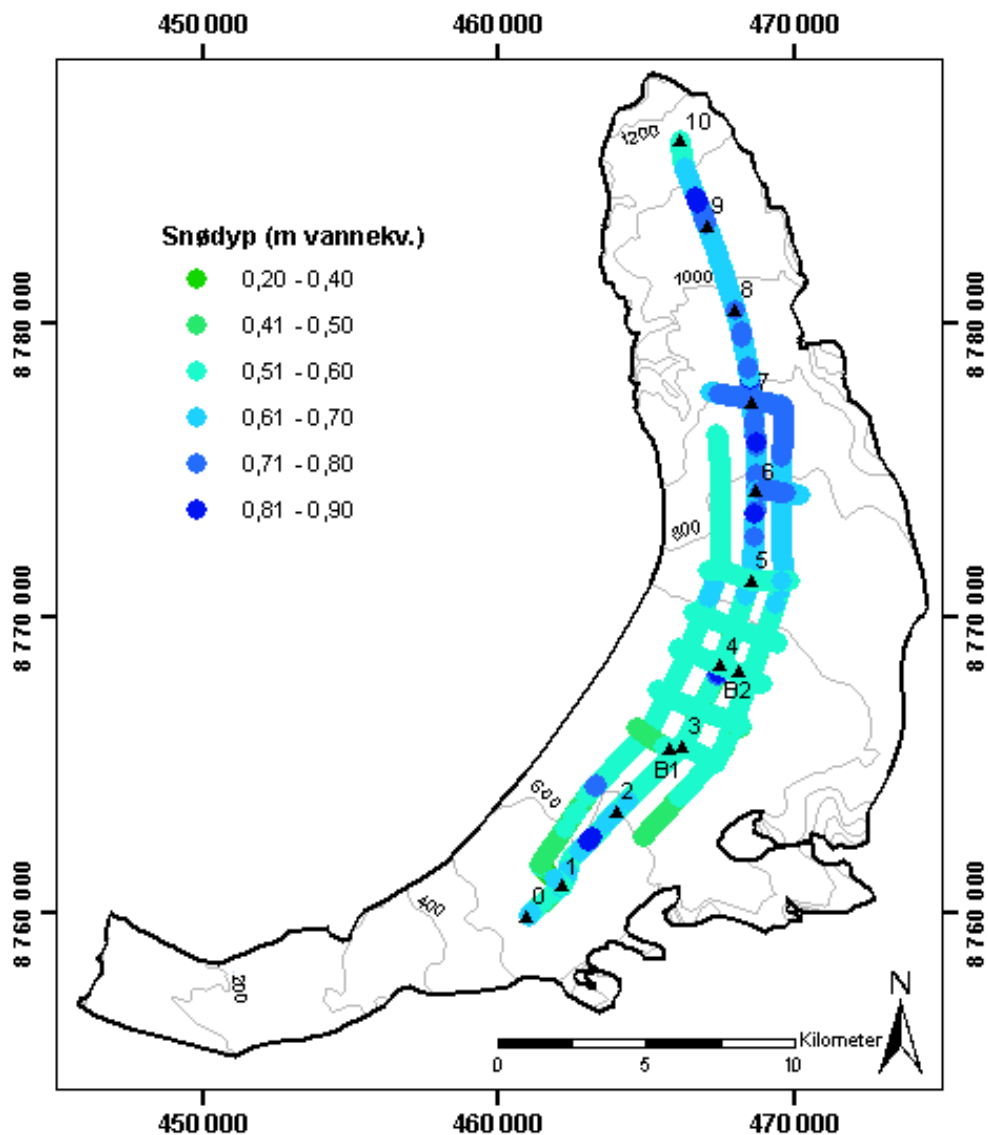
Her presenteres datagrunnlaget og resultatene av beregningene som er omtalt i metodekapittelet. Resultatene presenteres etter faglig innhold og ikke etter hvilken metode som er benyttet, ettersom de ulike metodene er brukt overlappende til ulike formål. Datagrunnlaget og de enkelte resultatene kommenteres her, mens en mer overordnet diskusjon gis i kapittel 6.

5.1 Massebalanse 2003

5.1.1 Spesifikk vinterbalanse

Datagrunnlaget til vinterbalansen på Holtedahlfonna består av totalt ca 120 000 radarskudd med en gjennomsnittlig avstand på ca 0.4 m. Radartraseene som er brukt til måling av snødyp er vist i figur 5.1. Figuren viser også hovedtrekkene i snøfordelingen i måleområdet (omregnet i m vannekvivalenter og klassifisert).

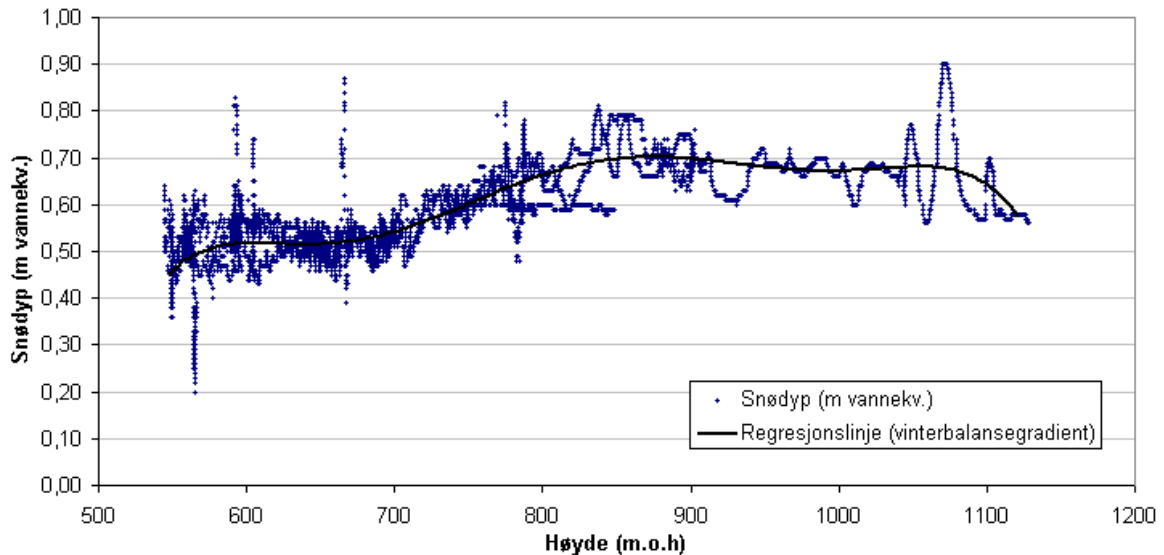
Snødypet øker som forventet med høyden på breen, men over ca 850 moh. er det i hovedsak avtagende snødyp med høyden. Variasjoner i snødypet innenfor hver av klassene fanges ikke opp i figuren. Det samme gjelder variasjoner i snødypet som følge av bl.a. sprekker og kanaler med en utbredelse mindre enn 70 m som er kartets oppløsning.



Figur 5.1. Kart over radartraseer og målt snødyb omregnet i vannekv. UTM-sone 33X. Ekvidistanse 100 m.

For omregning til vannekvivalenter ble det brukt tetthetsdata fra totalt 10 snøsjakter i høydeintervallet 187-725 moh. på Kongsvegen og fra 625 moh. på Holtedahlfonna. Selv om snøtettheten har liten romlig variasjon sammenliknet med snødypet ble det forsøkt å utlede funksjoner for variasjon i snøtetthet med høyde og snødyb som forklaringsvariabler. Dette for å gi hver gridcelle i høydemodellen en egen tilpasset verdi for tetthet bestemt av snødyb og høyde over havet. Plot av gjennomsnittstetthet for hver av sjaktene mot henholdsvis høyde og snødyb viste at det ikke var noen korrelasjon mellom disse parametrene. En lineær regresjon gav R^2 -verdier på henholdsvis 0.02 og 0.01 for hvert av plottene. Heller ingen andre funksjoner viste noen korrelasjon. Det konkluderes følgelig med at gjennomsnittet av de 10 sjaktmålingene

(380 kgm^{-3} med et standardavvik på 300 kgm^{-3}) gir et beste mål på tettheten i hver gridcelle uavhengig av snødyb og høyde. Denne tettheten ble også brukt til å finne forplantningshastigheten til radarsignalet i snø, som i følge likning 4.8 og 4.11 ble beregnet til $226 \text{ m} (\mu\text{s})^{-1}$.

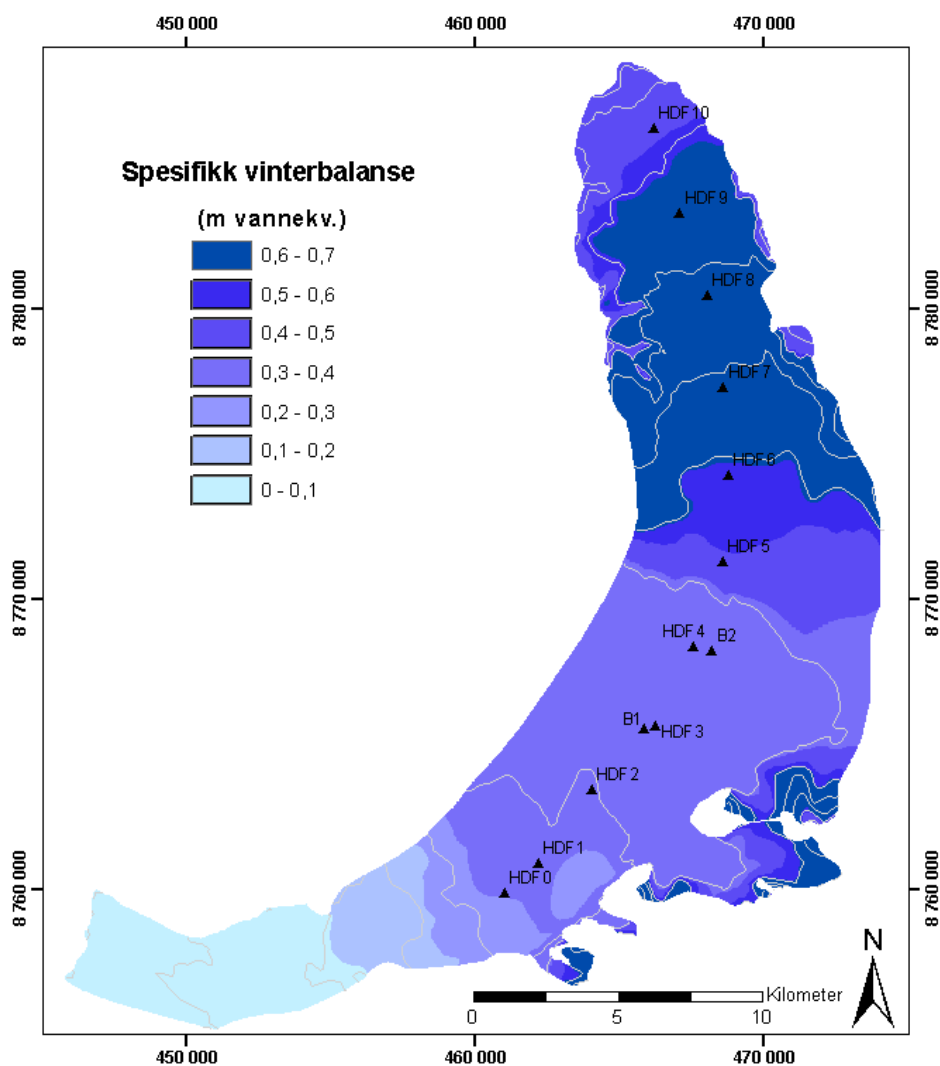


Figur 5.2. Datagrunnlaget for fastsetting av vinterbalansegradient. Hvert punkt representerer middelveien fra 10 radarpulser som utgjør en strekning på 3-5 m.

For å finne vinterbalansegradienten på grunnlag av de posisjonsbestemte dybde-dataene, ble dataene plottet mot høyde over havet som vist i figur 5.2. Valg av regresjonsfunksjon som vinterbalansegradient ble gjort ut fra en vurdering av hva som regnes å være mest representativt for den målte snøfordelingen som funksjon av høyde. En forenklet antakelse om lineær økning i spesifikk vinterbalanse med høyde på breen, fungerer godt på mange breer, men det framgår av figur 5.2 at dette passer dårlig på Høltedahlfonna (lineær gradient gav $R^2=0.52$). Alternativt vil en glidende middelvei for hele datasettet gi en vinterbalansegradient som er svært godt tilpasset datasettet. Ettersom vinterbalansegradienten skal være mest mulig representativ for hele breen i høydeintervallet fra 535-1126 moh. er det imidlertid ikke ønskelig å la store lokale variasjoner i datasettet knyttet til blant annet småskalatomografi og kanaler i radartraseen framstå som representative for hele brearealet i det aktuelle høydeintervallet. Ved å tilpasse en 6.-ordens polynomfunksjon ($R^2=0.71$) til datasettet (vist i figur 5.2) gav det en balansegradient hvor småskalavariasjonene er midlet ut samtidig som de større trendene i datasettet fanges opp.

Ovenfor HDF10 ble balansegradienten ekstrapolert. Snødyppet varierer for mye i intervallet 1000 – 1100 moh. til å vise en klar trend. Som et anslag er vinterbalansen over 1120 moh. satt konstant til 0.58 m vannekvivalenter. Dette er en ekstrapolasjon av gjennomsnittsbalansen over 1100 moh hvor vinterbalansen er tilnærmet konstant. Arealet ovenfor HDF10 utgjør kun 4.3 % av det totale overflatearealet på breen slik at feil i ekstrapolasjonen gir relativt små utslag i den totale vinterbalansen.

Nedenfor HDF0 er vinterbalansegradienten definert som den beste regresjonsfunksjonen tilpasset akkumulasjonsdata fra Kongsvegen opp til 350 moh og data fra Holtedahlfonna nedenfor HDF1. Vinterbalansegradienten for hele Kronebreen/Holtedahlfonna er vist i figur 5.5. Gjennomsnittlig akkumulasjonsgradient målt i vannekvivalenter er 0.08 m/100 m fra 27-850 moh. og -0.03 m/100 m fra 850-1120 moh.



Figur 5.3. Distribuert vinterbalanse. UTM-sone 33X. Ekvidistanse 100 m.

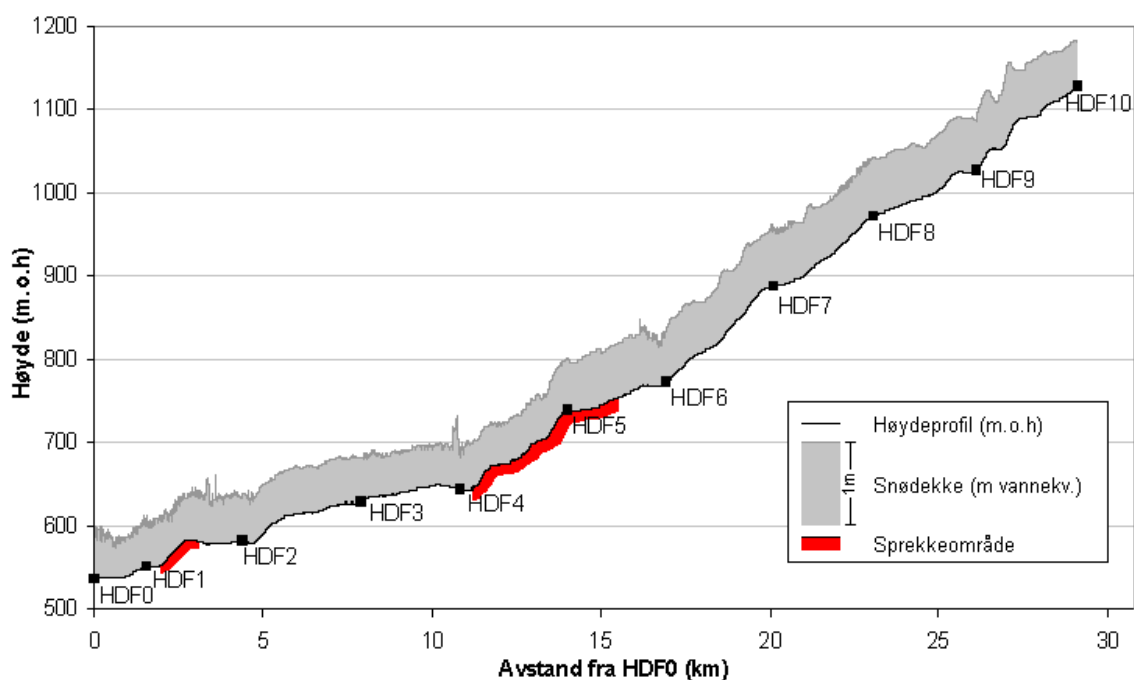
Akkumulasjonsgradienten implementert i høydemodellen til Høltedahlfonna gir en distribuert vinterbalanse for hele breen som vist i figur 5.3.

5.1.2 Snøfordeling

Georadarmålingene gir detaljert informasjon om romlig snøfordelingsmønster. Dette kan brukes til å tolke hvilke faktorer som påvirker snøfordelingen på Høltedahlfonna.

Det avtagnede snødyppet over ca 850 moh. er sammenfallende med der Høltedahlfonna blir smalere og omkranset av fjell på begge sider (figur 2.2). Ved vinder med østlig eller vestlig komponent vil den øvre delen av breen delvis ligge i nedbørskyggen som gjenspeiles i en redusert akkumulasjonsgradient i dette området.

Figur 5.2 viser enkelte store variasjoner i snødyppet som ikke kun kan forklares av omkringliggende topografi.. Dette er variasjoner som har liten betydning for breens samlede massebalanse, men som gir informasjon om overflateforholdene på breen. Høy romlig oppløsning i radar-/GPS-datasettet muliggjør plotting av snødybdeverdier oppå breens overflateprofil for å finne forklaringer på småskalavariasjonene (figur 5.4).



Figur 5.4. Høydeprofil og småskala snøfordeling (omregnet til vannekvivalenter) langs stakerekka og omtrentlig vertikal utbredelse til sprekkeområder som ble identifisert i radarbildene.

Figur 5.4 viser at det er minst variasjon i snødypet på den slakeste delen av breen, ca 600–700 moh.. Her er breoverflaten jevn og avstanden til omkringliggende topografi relativt stor. Dette fører til mer laminære vindforhold og jevnere redistribusjon av snøen som gjenspeiles i lite varierende snødyp.

Figuren viser også at de mest markante toppene i snødypet (nedenfor HDF2 og HDF4) forekommer i områder med forsenkninger i breoverflaten. I ablasjonsområdet er dette typiske områder med supraglasiale kanaler såfremt det ikke er i sprekkområder. Følgelig er disse toppene tolket som kanaler med økt snødyp. Sonderinger under feltarbeidet våren 2004 og direkte observasjoner fra helikopter høsten 2004 bekreftet at dette er dreneringskanaler. Kanalene er dessuten inntegnet på topografisk kart over breen fra 1999. I figur 5.2 er disse toppene representert ved 20-30 punkter som tilsvarer ca 100 meter på breoverflaten. Dette skyldes trolig at radarprofilene delvis følger kanalene og forklarer dessuten hvorfor kanalene også vises i figur 5.1 som har en oppløsning på 70 m. De to toppene nedenfor HDF2 er samme kanal som blir krysset to ganger.

Mellom HDF7 og HDF8 vises en ru snøoverflate. Dette er sastruger med en horisontal utbredelse i størrelsesorden 1-10 meter. Området med sastruger er i dette tilfellet sammenfallende med en innsnevring på breen som gjør at Høltedahlfonna her er på det smaleste. En slik innsnevring vil normalt føre til en trakteeffekt der vinden som går parallelt med breens lengderetning øker i styrke. Dette kan forklare utbredelsen av sastruger i området.

Nedenfor HDF2 er det et tilsynelatende tilsvarende område med en ru snøoverflate. Under radarkjøringen var imidlertid snøoverflaten i dette området helt jevn. Det betyr at det varierende snødypet må skyldes ujevn isoverflate under snødekket. En ujevn overflate er vanlig i ablasjonsområdet på større breer på Svalbard som følge av småskala supraglasialt dreneringsmønster. Radarbildene viser også at det forekommer mye sprekker i området, noe som også kan bidra til å skape variasjoner i snødypet.

5.1.3 Spesifikk sommer- og nettobalanse

Det er i praksis kun vinterbalansen og nettobalansen ved stakene som måles direkte, mens sommerbalansen regnes ut ved å trekke vinterbalansen fra nettobalansen.

Stake	N	E	H	b_w	b_s	b_n
HDF0	8759865	460994	535	0,53	-1,04	¹ -0,51
HDF1	8760883	462151	550	0,57	-1,00	-0,43
HDF2	8763424	464006	580	0,57	-0,89	-0,32
B1	8765527	465830	628	0,55	² -0,84	² -0,29
HDF3	8765648	466242	630	0,53	-0,74	-0,21
HDF4	8768369	467548	642	0,53	³ -1,19	³ -0,66
B2	⁴ 8768212	⁴ 468186	⁴ 658	0,54	-0,97	-0,43
HDF5	8771269	468565	738	0,59	-0,72	-0,13
HDF6	8774281	468746	772	0,63	-0,28	0,35
HDF7	8777311	468583	888	0,68	-0,24	0,44
HDF8	8780451	468017	973	0,68	-0,19	0,50
HDF9	8783312	467063	1026	0,61	-0,13	0,48
HDF10	8786206	466177	1126	0,55	-	-

1. Stakehøyde målt høsten 2003 av Jack Kohler, Norsk Polarinstittutt
2. Staken står skjevt (ca 48° senitvinkel).
3. Staken står i kanal (0.45 m dyp). Verdier er korrigert for kanaldypet
4. Posisjon målt i 2004

Tabell 5.1. Stakeposisjon og spesifikk massebalanse for balanseåret 2003. Posisjoner er oppgitt i UTM-sone 33X og høyder i meter over havnivå. Massebalanse er oppgitt i m vannekvivalenter.

Datasettet i tabell 5.1 er basert på følgende grunnlag:

Nedenfor likevektslinja settes vanligvis tettheten til breis til 900 kgm^{-3} . Iskjernedata fra Holtedahlfonna (appendiks I) viser imidlertid at tettheten til breis nedenfor likevektslinja varierer, og at de fleste verdiene ligger lavere enn 900 kgm^{-3} . For stakene HDF0-HDF5 ble det brukt en gjennomsnittsverdi på 850 kgm^{-3} for breis. Gjennomsnittet ligger innenfor Patersons (1994) intervall for tetthet til breis som oppgis å være $830\text{-}917 \text{ kgm}^{-3}$. Det framgår av de oppgitte visuelle parametrene og av tettheten til hvert lag i iskjernene (appendiks I) at variasjonene gjenspeiler forhold ved dannelsen over likevektslinja. Her er lag med påfrosset is og/eller intern akkumulasjon dannet og siden transportert ned i ablasjonsområdet. Dersom transporten ikke går over tilstrekkelig lang tid eller skjer i tilstrekkelig stort dyp, vil tettheten og strukturen delvis bevares slik at isen i øvre deler av ablasjonsområdet får lavere tetthet enn 900 kgm^{-3} .

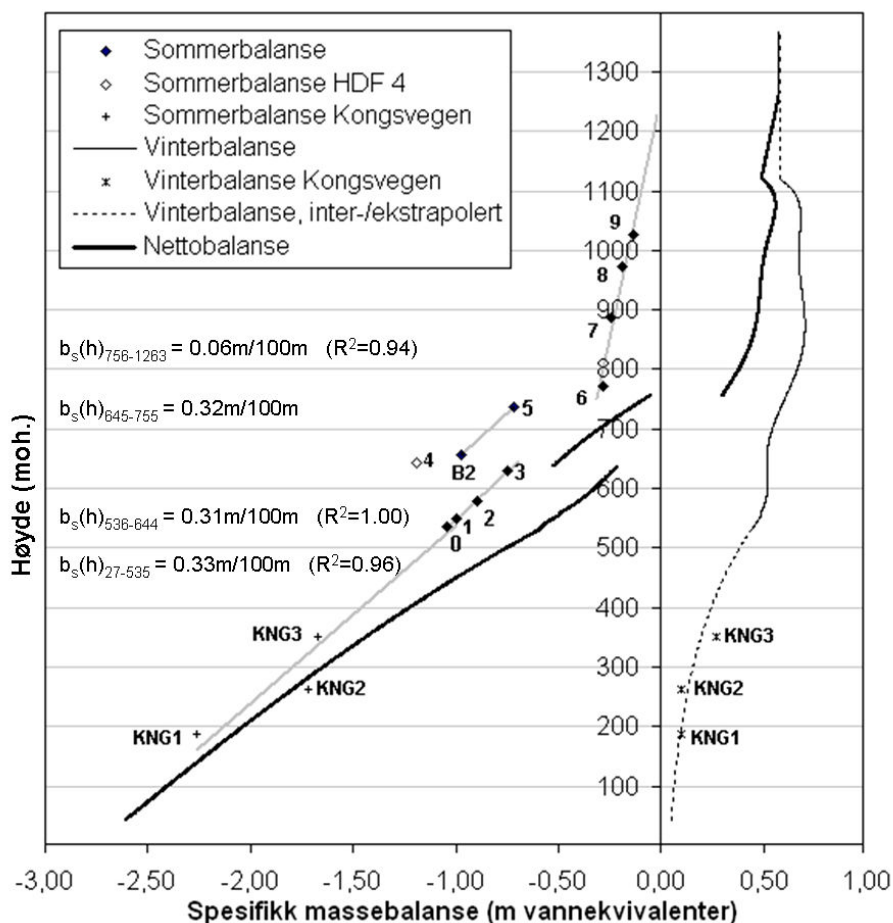
Iskjernen fra HDF5 boret våren 2003 viser at staken står i det flerårige firnområdet selv om årets massebalanse var negativ ved staken. Her er det brukt tetthet 850 kgm^{-3} for beregning av spesifikk massebalanse ved HDF5 ettersom iskjernen viser at under sommeroverflaten 2002 var det et 0.29 m tykt islag over firnen. Endring i stakehøyden til HDF5 gjennom balanseåret var 0.15 m og det betyr at all netto smelting var i dette islaget.

Over likevektslinja ble det brukt tetthetsdata fra totalt seks iskjerner boret ovenfor HDF5 og opp til HDF8 (appendiks I). Dette gav en gjennomsnittstetthet på 450 kgm^{-3} . Denne verdien ligger i nedre del av Patersons (1994) intervall for firntetthet som oppgis å være $400\text{-}830 \text{ kgm}^{-3}$.

Som det framgår av tabell 5.1 står stak B1 skjevt. Erfaringer fra værstasjoner og staker for øvrig på Svalbard tilsier at det kan dannes så mye rim på staken gjennom en vinter at den vil kunne bøyes av vekten i kombinasjon med det vindfanget som rimet utgjør. At tilsvarende ikke har skjedd med B2 kan trolig forklares med at denne står nærmere likevektslinja og står derfor dypere og helt loddrett slik at eventuell riming her ikke har vært tilstrekkelig til å bøye staken. For massebalansemålinger over ett år vurderes måleusikkerheten knyttet til B1 å være for stor til at denne inngår i datasettet til balansegradientene. HDF3 befinner seg dessuten i samme høyde og nært B1 slik at data for området er ivaretatt av denne staken. Stake B1 brukes til beregning av gjennomsnittlig årlig likevektslinje for 1996-2002. Feil knyttet til måleusikkerhet ved B1 fordeles da over 7 år og reduseres tilsvarende.

Snøsonderinger våren 2004 viser at stak HDF4 ble boret ned midt i den ca 0.45 m dype kanalen som også vises i radarbildene nedenfor staken. Spesifikk sommer- og nettobalanse for HDF4 (tabell 5.1) er korrigert for kanaldypet slik at verdiene refererer til den omkringliggende sommeroverflaten. Likevel viser balanseverdiene en høy ablasjon sammenliknet med de øvrige stakene. På grunn av påvirkningen fra kanalen antas massebalansen rundt HDF4 ikke å være representativ for resten av breen i denne høyden, og er derfor holdt utenfor ved beregning av sommer- og nettobalansegradientene. B2 befinner seg kun ca 700 m fra HDF4 og data fra denne staken brukes i beregningen av massebalansegradientene.

Resultatene fra stakemålingene viser at det ikke er noen enkel sammenheng mellom høyde og spesifikk sommerbalanse på hele Holvedahlfonna sett under ett. Selv om sommerbalansen normalt regnes å korrelere godt med høyden på breen (Liestøl 1995), viser punktmålingene fra Holvedahlfonna at det her må være andre faktorer, i tillegg til høyde, som påvirker sommerbalansen. Valg av sommerbalansegradienter for ulike deler av breen (figur 5.5) ble gjort etter sammenlikninger med overflatekarakteren på de ulike



Figur 5.5. Massebalansegradienter for balanseåret 2003. Sommerbalansegradienter er beregnet og angitt separat for henholdsvis Kronebreen, høydeintervallet nedenfor sprekkområdet på Holtedahlfonna, sprekkområdet og høydeintervallet ovenfor. Over 1263 moh. er $b_s(h)=0$. Nedenfor HDF0 er resultatene basert på data fra Kongsvegen.

delene av breen, bestemt ut fra radarbildene og direkte observasjoner. Figur 5.5 viser at stake B2 og HDF5 har balanseverdier som er klart lavere enn det høyden skulle tilsi, både om man sammenlikner med stakene i akkumulasjonsområdet ovenfor eller i ablasjonsområdet nedenfor. Radarbildene og direkte observasjoner gjort høsten 2004 viser et stort sprekkområde som begynner omtrent i høyde med B2 og slutter mellom HDF5 og HDF6. Radarbildene viste et tilsvarende ca én km langt sprekkområde mellom HDF1 og HDF2, men i dette området finnes det ingen stakemålinger. Sprekkområdene ble også stedvis identifisert i radartraseene som ble kjørt parallelt med stakerekka. Observasjonene som ble gjort høsten 2004 viste at omfanget av sprekker varierer. På det meste strekker sprekkområdet seg ut i hele breens bredde og stedvis nedenfor høyden til HDF4 som her er definert som nedre grense for sprekkområdet (645 moh.) som vist i

figur 5.4. Også øvrige steder på breen ble det observert sprekkområder både i radartraseene og utenfor, men disse er av vesentlig mindre utbredelse.

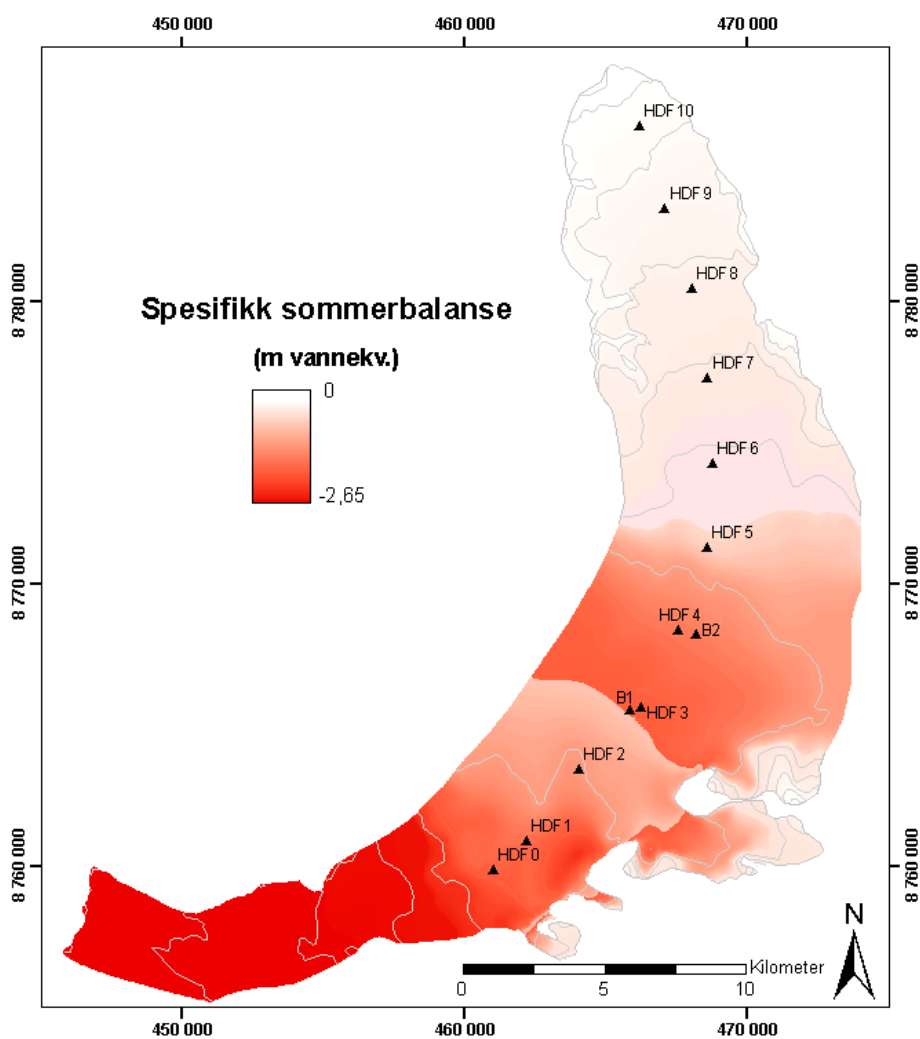
De avvikende resultatene ved B2 og HDF5 sammen med observasjonene av sprekkområdet er bakgrunnen for at det her er valgt en egen sommerbalansegradient for dette området som vist i figur 5.5. Dette er i overensstemmelse med Karléns (1965) målinger som viser til økt ablasjon i sprekkområder sammenliknet med områder uten sprekker i samme høyde. Sprekkområdet mellom HDF1- HDF2 samt de øvrige mindre observerte områdene med sprekker har ingen stakemålinger og det er derfor vanskelig å estimere den økte smeltingen kun på bakgrunn av balanseverdiene for B2 og HDF5. Her er det derfor valgt å se bort i fra de øvrige mindre sprekkområdene hvor det ikke er gjort stakemålinger. Denne tilnærmingen gjør trolig at ablasjonen underestimeres i disse områdene. En annen tilnærming krever både et tettere stakenettverk og en nærmere klassifisering av hele breens overflatekarakter. Tilsvarende kreves det både en mer nøyaktig avgrensning av det definerte sprekkområdet i høydeintervallet 645-755 moh, og langt større måletetthet innefor dette området for å kunne fastsette den reelle massebalansen i dette høydeintervallet mer nøyaktig. Gradientene i figur 5.5 antas å gi den beste tilnærmingen ut fra de tilgjengelige data. Alternativet, som er å tilpasse én (fortrinnsvis lineær) funksjon til datasettet, fordi dette passer godt på andre målte breer, ville gitt gradienter som samsvarer svært dårlig med de målte og observerte forholdene.

Figur 5.5 viser at ablasjonen mellom HDF0 og HDF3 er godt korrelert til høyden med en vertikal ablasjonsgradient på 0.31 m vannekv./100 m. Videre viser figuren at dataene er forholdsvis godt korrelert med data fra de tre nederste stakene på Kongsvegen ($R^2=0.96$) og gir dessuten tilnærmet lik ablasjonsgradient som ovenfor HDF0. Siden hele Kronebreen har sprekker er det fare for at ablasjonen underestimeres ettersom stakemålingene er gjort i områder uten sprekker på Kongsvegen. Bare massebalansemålinger fra Kronebreen kan gi et tallfestet mål på den reelle massebalansen til denne delen av breen. I mangel på dette gjøres her den simple antakelsen at økt vinterakkumulasjon på Kronebreen, relativt til den konvekse overflaten på Kongsvegen, motvirker den antatt høyere ablasjonen på Kronebreen.

Oppsummert viser sommerbalansemålingene i figur 5.5 at gradienten i hele ablasjonsområdet er ca 0.32 m vannekv./100 m med god korrelasjonsverdi, men at

denne er forskjøvet med en konstant -0.35 m vannekvivalenter i det definerte sprekkeområdet. Den totale sommerbalansen for Kronebreen/Holtedahlfonna beregnes ut fra disse gradientene.

Fra HDF6 er det også god lineær korrelasjon mellom ablasjon og høyde, men her er gradienten betydelig lavere enn i ablasjonsområdet (0.06 m vannekv./100 m). Nærmere utdyping av mulige fysiske forklaringer på de ulike gradientene i hhv. ablasjonsområdet, sprekkeområder og i akkumulasjonsområdet diskuteres i kapittel 6.

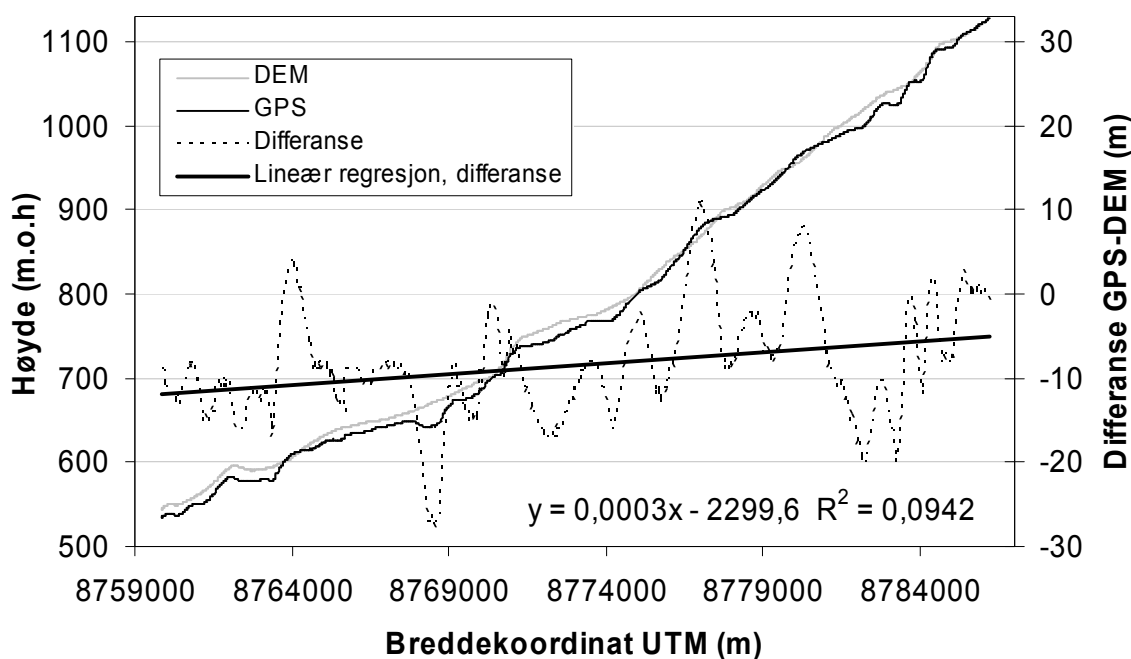


Figur 5.6. Spesifikk sommerbalanse. UTM-sone 33X. Ekvidistanse 100 m.

For å visualisere effekten av de ulike ablasjonsgradientene distribuert over hele breen, ble gradientene implementert i høydemodellen som vist i figur 5.6. Dataene er ikke klassifisert fordi det ville medføre at avviket i sprekkeområdet ville blitt visket ut av klassegrensene. Figuren viser at ablasjonen avtar raskt nedenfor sprekkeområdet, mens

variasjonene er små ovenfor. Effekten av sprekkområdet vises tydelig i form av økt ablasjon i området som normalt skulle vært en glidende overgang med økt høyde.

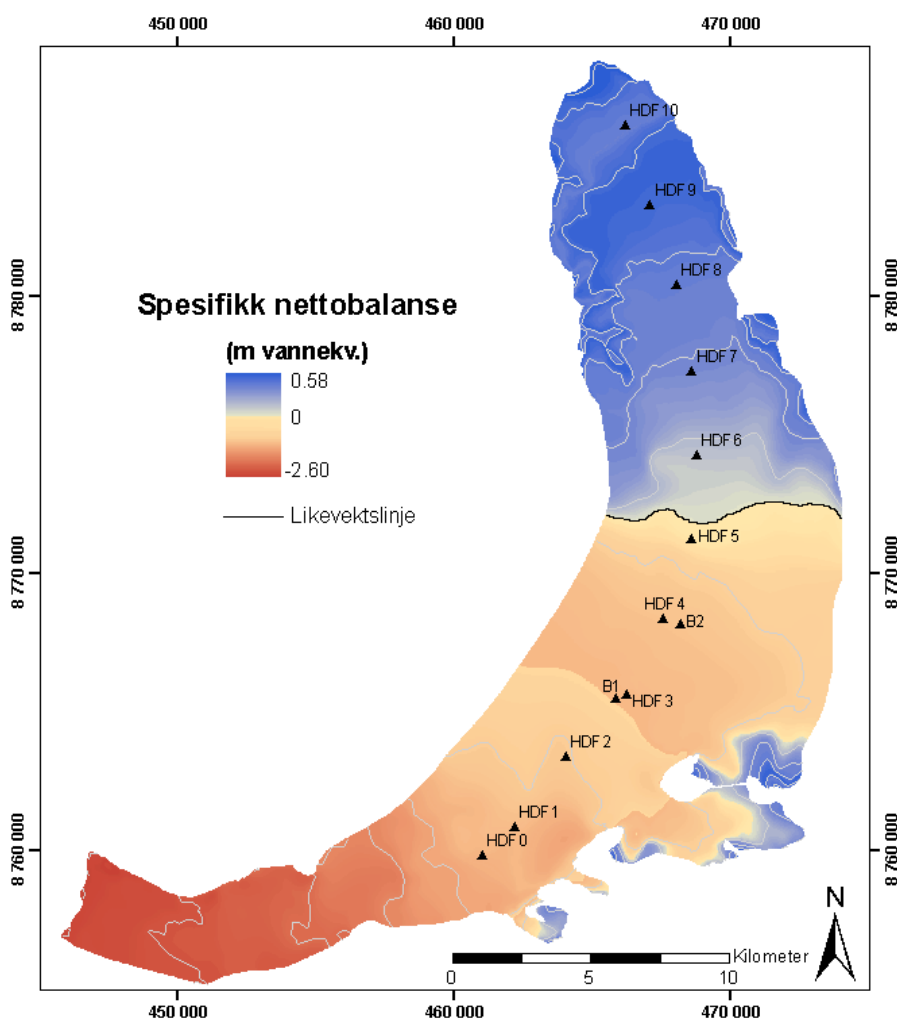
Figur 5.6 avslører en svakhet ved høydemodellen. Nedre grense for det definerte sprekkområdet vises ca 3 km lengre nede på breen enn hva som er tilfelle, og sprekkområdet framstår som større enn det reelt er. Dersom høydemodellen ble brukt direkte til beregning av total massebalanse ville breens massebalanse blitt mer positiv ettersom den reelle breoverflaten ligger lavere enn det modellen oppgir.



Figur 5.7. Modellhøyde (DEM) og reel høyde (kinematisk GPS) langs stakerekka.

For å finne ut av og korrigere denne feilen, ble alle cellene i høydemodellen som inneholder koordinater fra det kinematiske GPS-profilet langs stakerekka identifisert. Høyden til disse gridcellene ble så plottet mot x-koordinaten sammen med GPS-dataene (figur 5.7). Resultatene viser at den faktiske høyden på breoverflaten ligger gjennomsnittlig 8.6 m lavere enn det modellen oppgir. Ved de største feilutslagene ligger dagens breoverflate hhv. 28 m under og 10 m over modellhøyden. Området med størst feilutslag (-28 m), er i tillegg ett av de slakeste og bredeste områdene på breen. Denne kombinasjonen gjør at feil i høydemodellen gir store utslag i den beregnede massebalansen i dette området som sammenfaller med nedre grense for sprekkområdet. Dette forklarer forskyvningen av grensen til sprekkområdet i figur 5.6 og 5.8

Selv om feilen i høydemodellen gir betydelig mindre utslag ellers på breen, ville det likevel føre til at breens massebalanse synes mindre negativ enn den faktisk er. For å unngå dette ble det ved beregning av total massebalanse, først laget en korrigert hypsometrisk kurve på bakgrunn av differansen som er plottet i figur 5.7. Ovenfor HDF10 og nedenfor HDF0 ble det gjort en forenklet korrigerings ved ekstrapolasjon av den lineære regresjonen til differansen. Alle verdier for total massebalanse og andre resultater basert på breens arealfordeling er beregnet ut fra den korrigerede høydemodellen. Korrigeringen er gjort med den antakelse at differansen mellom reel overflatehøyde langs GPS-traséen (midtflytlinja) og modellhøyden langs samme profil er representativt for hele breens bredde.



Figur 5.8. Distribuert nettobalanse. UTM-sone 33X. Ekvidistanse 100 m.

Figur 5.5 gir en nettobalansegradient for hele Kronebreen/Holtedahlfonna på gjennomsnittlig 0.24 m vannekv./100 m. Lagt over høydemodellen gir det en distribuert nettobalanse som vist i figur 5.8. Likevektslinja for balanseåret ligger på 755 moh. som

gir en $AAR=0.38$. Det framgår av figuren at det er den øvre grensen til sprekkområdet som styrer likevektslinjas høyde dette året. I følge Hawkins (1985) krever breer i midlere og høyere breddegrader (herunder arktiske breer) normalt AAR-verdier mellom 0.55-0.65 for å være i balanse. Dette gjelder imidlertid kun overflatebalansen slik at størrelsesforholdet i praksis må være større på kalvende breer som Høltedahlfonna.

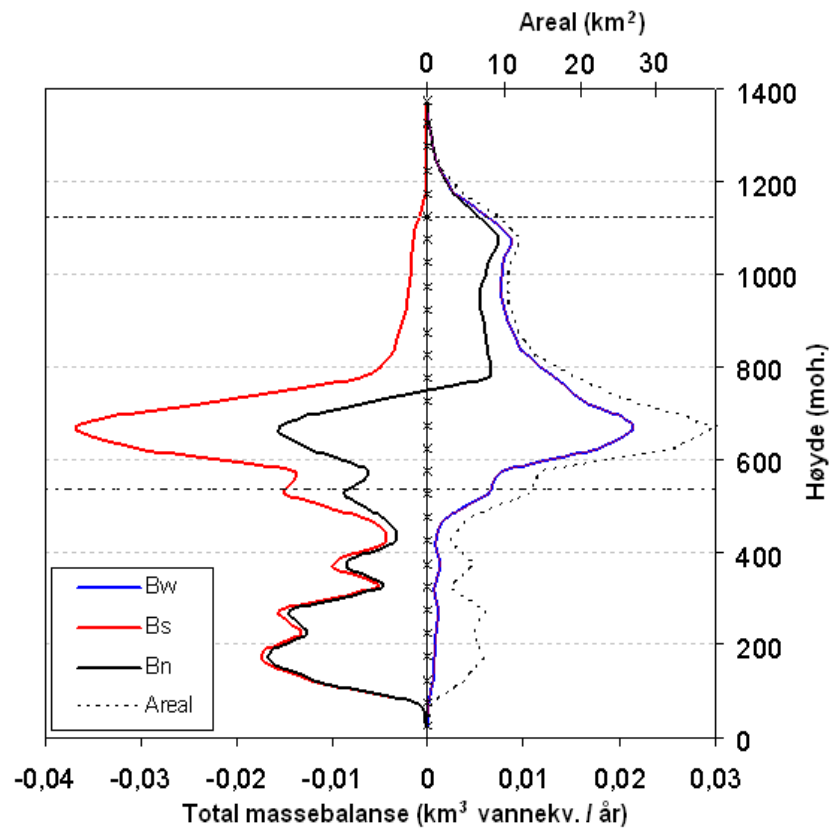
Dersom man ser bort fra forskyvningen av ablasjonsgradienten i sprekkområdet og ekstrapolerer gradienten fra ablasjonsområdet uten sprekker, ville det gitt en likevektslinje på 685 moh. Dette ville gitt en sterk økning i AAR til 0.52 pga breens hypsometri i området rundt likevektslinja. Betydningen av sprekkområdet og andre faktorer som påvirker breens massebalanse diskuteres nærmere i kapittel 6.

5.1.4 Total overflatebalanse

Den hypsometriske kurven som ble generert fra høydemodellen viste kunstige høye arealverdier med 50 m mellomrom og tilsvarende lave verdier mellom 50 m-kotene. Årsaken til dette er at modellen er laget på grunnlag av kart med 50 m ekvidistanse (som igjen er laget ved fotogrammetrisk konstruksjon etter flybilder fra 1966). Algoritmen som ble brukt til å interpolere høyder har gitt kotene unormalt høye verdier på bekostning av områdene imellom. Denne feilen har liten innvirkning på beregningene av total balanse ettersom toppene fordeler seg symmetrisk rundt kotene, slik at feilene utligner hverandre. Unntakene er i svært kupertede områder eller dersom en større endring i massebalansegradienten treffer midt på en 50 m-kote. For å utligne disse toppene er den hypsometriske kurven plottet med arealverdier som er midlet over 50 m-høydeintervaller (figur 5.9). Den totale massebalansen er beregnet for 1 m høydeintervaller ut fra den korrigerede hypsometriske kurven og summert opp.

Figur 5.9 viser henholdsvis total vinter, sommer og nettobalanse plottet med gjennomsnittsverdier for hvert 50 m-intervall. Høydeintervallet til stakerekka er markert for å vise hvor det er gjort direkte målinger av massebalansen. Arealet i dette høydeintervallet utgjør 76 % av breens samlede overflateareal.

Figur 5.9. Hypsometrisk kurve og total massebalanse for 50 m høydeintervaller. Midten av hvert høydeintervall er markert med kryss på akse. Høydeintervallet til stakerekka (535-1126 moh.) er markert med mørke stiplede linjer.



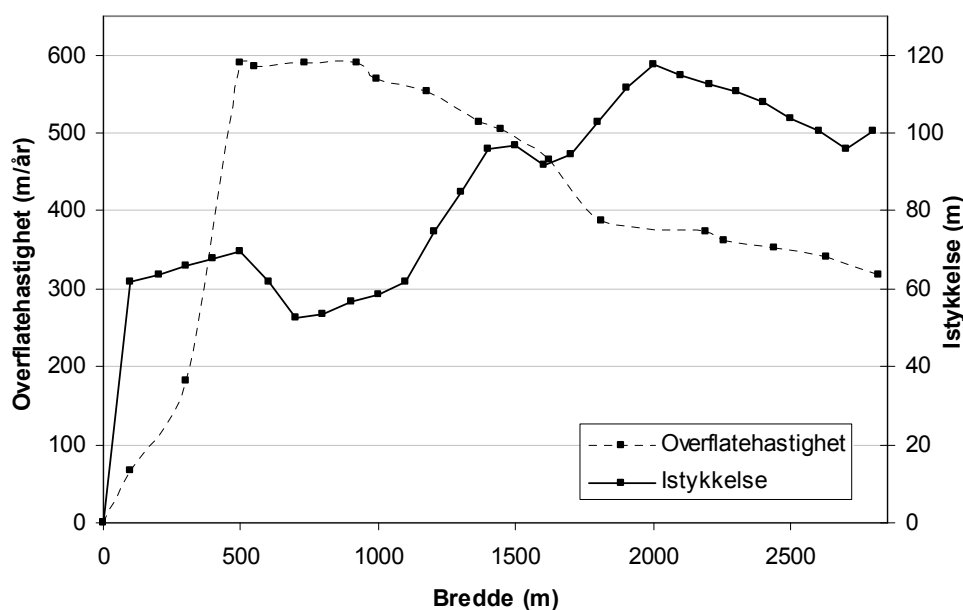
Breens totale nettobalanse i balanseåret var $-0.08 \text{ km}^3 \pm 0.06 \text{ km}^3$ vannekvivalenter std.avvik. Dette tilsvarer $-0.27 \text{ m} \pm 0.2 \text{ m}$ vannekvivalenter std.avvik. Resultatet viser at overflatebalansen var negativ i balanseåret også innenfor den oppgitte feilmarginen. Øvrige verdier for arealandeler og total overflatebalanse er gitt i tabell 5.2. Den hypsometriske kurven i figur 5.9 har en markert topp omkring 675 moh. Dette viser at en senking av likevektslinja til eksempelvis 600 moh. ville medført en sterk økning i breens AAR og dermed også i breens massebalanse.

Høydeintervall moh.	B_w		B_s		B_n		Areal	
	km^3	m	km^3	m	km^3	m	km^2	%
27-534	0,01	0,04	-0,10	-0,34	-0,09	-0,30	58	20
535-1126	0,13	0,45	-0,13	-0,44	0,00	0,01	226	76
1127-1361	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	12	4
SUM	0,15	0,51	-0,23	-0,79	-0,08	-0,27	296	100

Tabell 5.2. Total massebalanse i balanseåret 2003. Intervallet 535-1126 moh. er høydeintervallet til stakerekka. Spesifikke verdier angir bidraget fra hvert høydeintervall til massebalansen på hele breen. Massebalanseverdier er oppgitt i m vannekvivalenter.

5.2 Kalving

Til kalvingsberegningene ble det etablert et koordinatsystem for fronten av Kronebreen som vist i figur 4.1. Høyde- og hastighetsprofilen til brefronten er vist i figur 5.10 der avstand langs fronten måles fra nord mot midtmorena til Infantfonna i sør. Kalvingsfronten er 2.8 km bred med en maksimal istykkelse på 118 m. Største overflatehastighet er ca 600 m år^{-1} som tilsvarer ca 1.64 m dag^{-1} .



Figur 5.10. Overflatehastighet (Kääb et al. 2005) og istykkelse (basert på data fra Lefauconnier et al. 1994) ved kalvingsfronten. Bredden angir avstand fra frontens avgrensning i nord.

Kalvingsberegningene ble gjort separat for 100 m intervaller langs brefronten og deretter summert for totalt årlig kalvingsvolum. Hastighetsfordelingen med dypet i hvert intervall ble beregnet fra likning 4.5. På grunn av Kronebreens høye hastighet viser det seg at endringen i hastighet med dypet, som følge av indre deformasjon i breen, er neglisjerbar sammenliknet med den totale overflatehastigheten. Ved å sette inn $z=0$ i likning 4.5 for den delen av brefronten som har størst istykkelse $h=118 \text{ m}$ finnes overflatehastigheten der hvor bidraget fra indre deformasjon er størst. Med en gjennomsnittlig overflatehelning $\alpha=2.9^\circ$ som er brukt for hele brefronten (beregnet fra høydemodellen) gir likning 4.5 et bidrag fra intern deformasjon til den totale overflatehastigheten på 1.8 m år^{-1} . For ishastighet midlet over breens tykkelse settes alle $z=0-118 \text{ m}$ inn i likning 4.6. Dette gir en midlere ishastighet som er 0.4 m år^{-1} lavere

enn den totale overflatehastigheten. Med gjennomsnittlig årlig overflatehastighet for hele brefronten på 414 m år^{-1} betyr det at bidraget fra intern deformasjon til den gjennomsnittlige ishastigheten er på under 1‰ på Kronebreen. Det konkluderes derfor med at overflatehastigheten til Kronebreen kan brukes som middelhastighet direkte i likning 4.4 og 4.7.

Dybde- og hastighetsdataene ble interpolert lineært mellom målepunktene som vist i figur 5.10. Gjennomsnittsverdier for hvert 100 m-intervall ble så brukt til å regne ut volumet.

Sammenlikningen mellom satellittbildene fra 1986 og 2001 viste at brefronten i sum har hatt konstant posisjon. Det kan tenkes at fronten har oscillert i løpet av perioden hvilket i så fall betyr at kalvingsraten for balanseåret 02-03 kan ha vært høyere eller lavere enn beregnet. Det har liten betydning ettersom formålet her er å finne et årlig kalvingsvolum som er representativt for en lengre periode. Kalvingsbidraget som følge av endring i brefrontposisjonen (Δx) gjennom balanseåret i likning 4.4 og 4.7 settes derfor lik $0 \text{ m} \pm 6.7 \text{ m std.avvik}$.

Med antakelsen om et totalt sprekkevolum på 6 % av bremassen og relativ istetthet på 0.9 blir den gjennomsnittlige tettheten ρ_r i likning 4.7 lik 0.864. Dette gir et årlig kalvingsvolum på $-0.08 \text{ km}^3 \pm 0.01 \text{ km}^3$ std.avvik vannekvivalenter. Dette tilsvarer $-0.29 \text{ m} \pm 0.04 \text{ m std.avvik vannekvivalenter}$. Den totale årlige massebalansen til Kronebreen/Holtedahlfonna som inkluderer både overflatebalanse og kalving (likning 4.7) blir dermed $-0.16 \text{ km}^3 \pm 0.07 \text{ km}^3$ std.avvik vannekvivalenter som tilsvarer $-0.56 \text{ m} \pm 0.23 \text{ m std.avvik vannekvivalenter}$.

5.3 Massebalanse 2004

5.3.1 Spesifikk overflatebalanse

Datagrunnlaget for beregning av massebalansen i balanseåret 2004 består av stakemålinger og snøsonderinger i høydeintervallet HDF0-HDF10. Som grunnlag for vinterbalansegradienten ble det i tillegg gjort 49 punktmålinger av snødyp med 500 m

mellomrom langs stakerekka fra HDF2 til HDF10. Ved hvert av de 49 punktene ble det gjort 4-8 målinger i en radius på ca 3 m for å finne representative verdier for snødypet, uavhengig av breens mikrotopografi.

Stake	H	b _w	b _s	b _n
HDF0	¹ 535	-	-	-1,45
HDF1	550	0,36	-1,64	-1,28
HDF2	578	0,36	-1,74	-1,38
B1	628	0,34	-	-
HDF3	630	0,38	-1,05	-0,67
HDF4	¹ 641	² 0,44	-	-
B2	658	0,42	-0,99	-0,57
HDF5	738	0,57	-0,87	-0,30
HDF6	770	0,68	-0,61	0,08
HDF7	885	0,72	-0,57	³ 0,16
HDF8	972	0,76	-0,32	³ 0,44
HDF9	1024	0,72	-0,27	³ 0,45
HDF10	1127	0,67	-0,09	³ 0,58

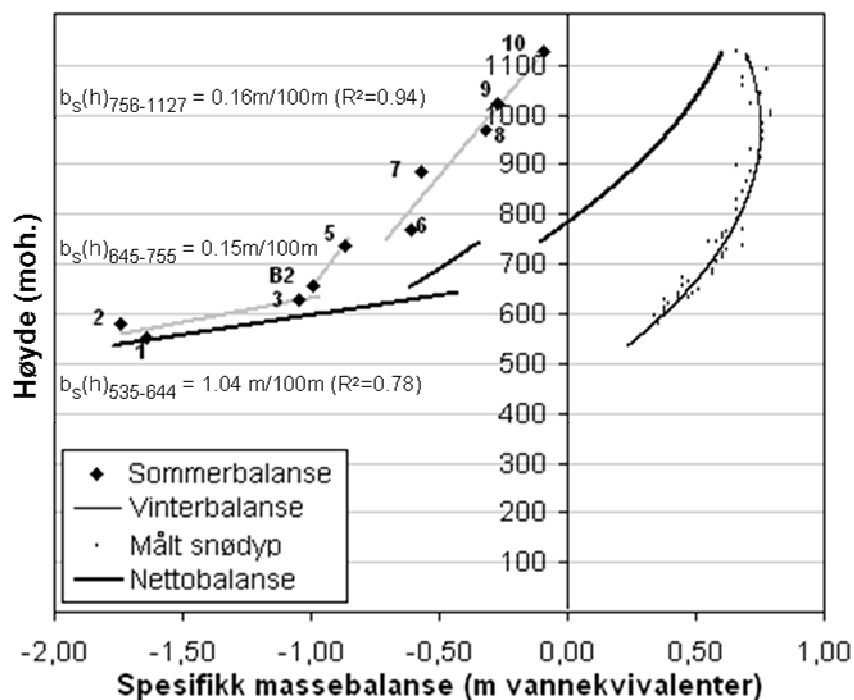
1. Høyde målt våren 2003
2. Målt utenfor kanal
3. Målt våren 2005 av Jon Ove Hagen, Inst. for Geofag, UiO

Tabell 5.3. Spesifikk massebalanse for balanseåret 2004. Høyder er oppgitt i meter over havnivå. Massebalanse er oppgitt i m vannekvivalenter.

Stakemålingene for beregning av sommer-/nettobalanse ble gjort høsten 2004. Da ble også HDF0 målt siden denne var tilgjengelig fra helikopter (Staken ble ikke målt våren 2004 pga. sprekker som vanskeliggjorde tilgangen). Stake HDF7-HDF10 ble ikke målt inn høsten 2004, men sommeroverflaten ble funnet og stakehøyder ble målt relativt til denne våren 2005. HDF4 hadde smeltet ut av kanalen og ble ikke funnet. B1 ble heller ikke målt.

Punktmålingene og balansegradientene for det målte høydeintervallet er vist i figur 5.11. Vinterbalansegradienten er mindre detaljert enn for balanseåret 02-03 pga et svært redusert datasett, men viser i hovedsak samme mønster som foregående balanseår. Gradienten er positiv (gjennomsnittlig 0.11 m vannekv./100 m) opp til 990 moh. og svakt negativ (-0.04 m vannekv./100 m) ovenfor. Årsaken til det avtagende snødypet øverst på breen er trolig den samme omtalte effekten av nedbørsskygge som vil ha noe varierende utslag og posisjon fra år til år, avhengig av vind- og nedbørsforhold.

Sommerbalansedataene viser et nokså likt *mønster* som gjenspeiler sprekkeområdet slik som året før, men det er store forskjeller i gradientenes størrelse og i spesifikk sommerbalanse.



Figur 5.11. Massebalansegradienter for balanseåret 2004 i det målte høydeintervallet 535-1127 moh.

Det mest oppsiktsvekkende ved datasettet er den store ablasjonen ved stakene HDF1 og HDF2. Sammenliknet med foregående balanseår er ablasjonen ved disse stakene gjennomsnittlig 0.75 m vannekvivalenter større. Ettersom ablasjonen ved de øvrige stakene i gjennomsnitt kun var 0.20 m vannekvivalenter større enn foregående balanseår, er det vanskelig å forklare de målte verdiene ved HDF1 og HDF2. Siden dette kun er to målepunkter er gradienten sårbar for mulige ikke-representative forhold rundt stakene. Det ble imidlertid ikke observert verken sprekker, kanaler, mørkt sedimentlag på overflaten eller andre forhold ved stakene, som kan forklare den store ablasjonen. Den målte nettobalansen ved HDF0 indikerer at også denne staken hadde en sommerbalanse omkring -1.8 m vannekvivalenter.

Sommerbalansegradienten i sprekkeområdet mellom 645-755 moh. er på -0.15 m vannekv./100 m. Det er imidlertid også her knyttet usikkerhet til målingenes representativitet for hele sprekkeområdet ettersom det kun er to staker i området. B2 og HDF5 har spesifikke verdier som ligger hhv 0.27 og 0.24 m vannekvivalenter under forventet verdi dersom man ekstrapolerer gradienten nedenfor opp til B2 og gradienten i akkumulasjonsområdet ned til HDF5. Målingene fra de to balanseårene indikerer at

sprekkområdet i gjennomsnitt har ca 0.3 m vannekvivalenter økt ablasjon sammenliknet med ekstrapolerte verdier fra overflaten uten sprekker ovenfor og nedenfor.

Den gjennomsnittlige nettobalansegradienten for hele det målte høydeintervallet på breen er -0.40 m vannekv./100 m. Det framgår av figur 5.11 at ablasjonen dette balanseåret var så stor at likevektslinja ikke sammenfaller med øvre del av sprekkområdet 755 moh. slik tilfelle var året før, men ligger 30 høydemeter over på 785 moh. Dette gir en AAR=0.38.

5.3.2 Total massebalanse

Med en rimelig antakelse om at breens overflateareal er likt fordelt med høyde som året før, beregnes total overflatebalanse (tabell 5.4) for det målte høydeintervallet (535-1127 moh.) ved hjelp av den hypsometriske kurven. Tabellen viser at total vinterbalanse gikk ned med 2.0 % mens det var 41.7 % økt total ablasjon sammenliknet med foregående balanseår. Gitt at endringene i massebalansen i måleområdet, som dekker 76 % av det samlede brearealet, er representativt for hele breen, gir det en total overflatebalanse $B_w=0.15 \text{ km}^3$, $B_s=-0.33 \text{ km}^3$ og $B_n=-0.18 \text{ km}^3$ vannekvivalenter. Verdiene tilsvarer hhv. 0.50 m, -1.11 m og -0.61 m vannekvivalenter. Dette er en økning i negativ netto overflatebalanse på 0.34 m vannekvivalenter sammenliknet med balanseåret 2003.

	B_w		B_s		B_n	
	km^3	m	km^3	m	km^3	m
2003 (535-1127)	0,13	0,46	-0,13	-0,44	0,00	0,01
2004 (535-1127)	0,13	0,45	-0,19	-0,63	-0,05	-0,18
% av 2003 (535-1127)	98,0		141,7			
2003 Hele breen	0,15	0,51	-0,23	-0,79	-0,08	-0,27
2004 Hele breen	0,15	0,50	-0,33	-1,11	-0,18	-0,61

Tabell 5.4. Total massebalanse (2004) i det målte høydeintervallet og for hele breen. Her forutsettes likt forhold $B_{(535-1127)}/B_{(\text{hele breen})}$ som i balanseåret 2003. Spesifikke verdier angir høydeintervallets bidrag til massebalansen fordelt over hele breens areal.

Det er vanskelig å fastsette nøyaktigheten til dette resultatet, men feilmarginen er noe større enn for tilsvarende resultat fra året før på ± 0.2 m vannekvivalenter std.avvik pga. et redusert datasett for vinterakkumulasjon.

Med antatt lik kalvingsrate som for 2003 gir resultatene for 2004 en total massebalanse på -0.27 km^3 eller $-0.90 \text{ m vannekvivalenter}$.

5.4 Massebalanse 2005 og 2006

De spesifikke verdiene for balanseårene 2005 og 2006 er utelukkende basert på stakemålinger utført vår og høst begge årene. Fremgangsmåten for fastsetting av balansegradientene er tilsvarende som for balanseåret 2004.

HDF0 smeltet ut og ble ikke blitt erstattet med ny stake på grunn av den vanskelige tilgjengeligheten i overgangen til Kronebreens sprekkområde. B1 og B2 er ikke målt og inngår derfor heller ikke i resultatene som er vist i tabell 5.5. HDF4 som stod i en supraglasial kanal, er erstattet med ny stake i samme høyde, men trukket ca 30 m vestover fra den opprinnelige posisjonen. Vanskeligheter med å identifisere sommeroverflata ved HDF10 våren 2005 gjør at vinter- og dermed også sommerbalansen for denne staken mangler, men nettobalansen ble målt høsten 2005. Tabell 5.5 viser at hovedtrekkene fra de to foregående balanseårene gjentok seg i 2005 og 2006.

Stake	H	2005			2006		
		b_w	b_s	b_n	b_w	b_s	b_n
HDF1	550	0,34	-1,23	-0,89	0,51	-1,03	-0,52
HDF2	576	0,46	-1,16	-0,71	0,56	-1,00	-0,44
HDF3	628	0,34	-0,85	-0,51	0,49	-0,71	-0,21
HDF4	640	0,65	-1,40	-0,76	0,80	-0,76	0,04
HDF5	738	0,38	-0,71	-0,33	0,61	-0,55	0,06
HDF6	768	0,57	-0,39	0,18	0,78	-0,05	0,73
HDF7	882	0,68	-0,32	0,36	0,97	-0,07	0,90
HDF8	971	0,67	-0,27	0,39	0,93	-0,08	0,85
HDF9	1022	0,65	-0,18	0,46	0,93	-0,04	0,89
HDF10	1127	-	-	0,50	0,97	-0,08	0,89

Tabell 5.5. Spesifikk massebalanse for balanseåret 2005 og 2006. Høyder er oppgitt i meter over havnivå. Massebalanse er oppgitt i m vannekvivalenter.

Det reduserte datasettet for vinterakkumulasjon viser til dels store variasjoner mellom stakene, men har en generell økning opp til HDF7 og svakt avtagende snødyp ovenfor, slik som i 2003 og 2004.

Resultatene i tabellen viser at både HDF4 som står mellom dreneringskanalen og sprekkområdet og HDF5, som står i sprekkområdet, også disse to balanseårene har langt høyere ablasjon enn det høyden tilsier når man ekstrapolerer ablasjonsgradienten fra ablasjonsområdet nedenfor videre inn i sprekkområdet. I 2005 hadde HDF1, 2 og 3 en lineær ablasjonsgradient ($R^2=0.97$). HDF4 og HDF5 hadde gjennomsnittlig 0.86 m vannekvivalenter økt smelting i forhold til denne gradienten for sine respektive høyder. Også i 2006 hadde HDF1, 2 og 3 en lineær ablasjonsgradient ($R^2=0.94$), mens HDF4 og HDF5 hadde gjennomsnittlig 0.22 m vannekvivalenter økt smelting i forhold til gradienten nedenfor. Et annet trekk som er likt for alle fire balanseårene er at ablasjonsgradienten er markant slakere i akkumulasjonsområdet enn i ablasjonsområdet.

Likevektslinja i 2005 var 755 moh. som gir en AAR=0.38. I likhet med i 2003, da den var på samme høyde, styres likevektslinja også dette året av den øvre grensen til sprekkområdet. Dersom HDF4 og HDF5 hadde fulgt samme ablasjonsgradient som stakene nedenfor, ville likevektslinja vært ca 30 m lavere. Tabell 5.5 viser at vintermedbøren ved samtlige staker var høyere i balanseåret 2006 enn i 2005, i tillegg til at det var mindre smelting ved alle stakene. Dette gjør at likevektslinja for 2006 ble senket med 114 m fra året før til 641 moh. som gir en AAR=0.66.

For fastsetting av total overflatebalanse for hele breen inkludert Kronebreen er det brukt samme metode som for 2004. Her antas da at den prosentvise endringen i overflatebalansen til måleområdet, sammenliknet med 2003, er representativ for den totale endringen i massebalansen til hele breen. Måleområdet dekker 76 % av det totale brearealet og begrenser feilutslag knyttet til denne antakelsen. Total overflatebalanse for måleområdet og for hele breen i 2005 og 2006 vises i tabell 5.6 og 5.7.

	B_w		B_s		B_n	
	km ³	m	km ³	m	km ³	m
2003 (535-1127)	0,13	0,46	-0,13	-0,44	0,00	0,01
2005 (535-1127)	0,12	0,41	-0,16	-0,54	-0,04	-0,13
% av 2003 (535-1127)	90,2		121,7			
2003 Hele breen	0,15	0,51	-0,23	-0,79	-0,08	-0,27
2005 Hele breen	0,14	0,46	-0,28	-0,96	-0,15	-0,49

Tabell 5.6. Total massebalanse (2005) i det målte høydeintervallet og for hele breen. Her forutsettes likt forhold $B_{(535-1127)}/B_{(hele\ breen)}$ som i balanseåret 2003. Spesifikke verdier angir høydeintervallets bidrag til massebalansen fordelt over hele breens areal. Massebalansen er oppgitt i vannekvivalenter.

Forutsatt konstant kalvingsrate blir den totale nettobalansen for Kronebreen/Holtedahlfonna, som inkluderer overflatebalansen og kalvingsvolumet i 2005, -0.23 km^3 vannekvivalenter som tilsvarer -0.78 m vannekvivalenter.

	B_w		B_s		B_n	
	km ³	m	km ³	m	km ³	m
2003 (535-1127)	0,13	0,46	-0,13	-0,44	0,00	0,01
2006 (535-1127)	0,17	0,59	-0,09	-0,29	0,09	0,30
% av 2003 (535-1127)	129,7		66,2			
2003 Hele breen	0,15	0,51	-0,23	-0,79	-0,08	-0,27
2006 Hele breen	0,20	0,67	-0,15	-0,52	0,04	0,14

Tabell 5.7. Total massebalanse (2006) i det målte høydeintervallet og for hele breen. Her forutsettes likt forhold $B_{(535-1127)}/B_{(hele \ breen)}$ som i balanseåret 2003. Spesifikke verdier angir høydeintervallets bidrag til massebalansen fordelt over hele breens areal. Massebalansen er oppgitt i vannekvivalenter.

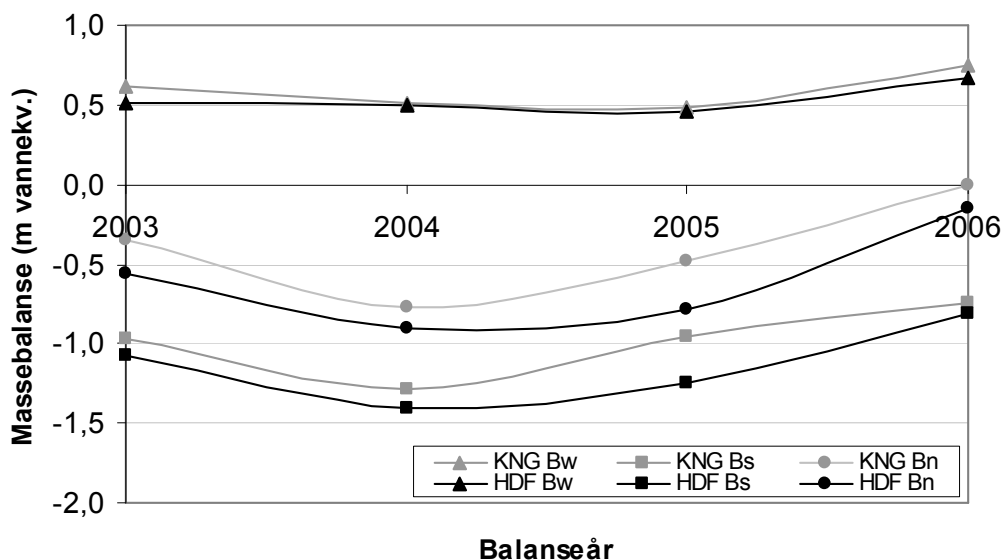
Tabell 5.7 viser at overflatebalansen til Kronebreen/Holtedahlfonna var positiv i 2006. Den totale massebalansen inkludert kalving var derimot -0.04 km^3 vannekvivalenter tilsvarende -0.14 m vannekvivalenter

5.5 Sammenlikning med Kongsvegen

5.5.1 Sammenlikning med målt massebalanse

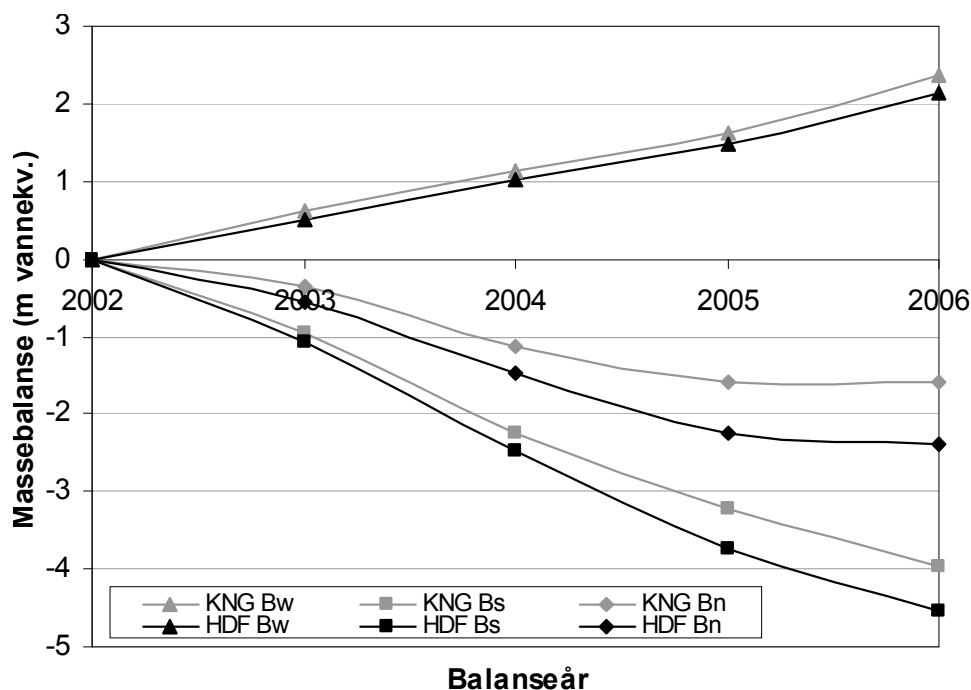
Figur 5.12 viser en sammenlikning av massebalansen til Kongsvegen og Kronebreen/Holtedahlfonna i balanseårene 2003 til 2006. Figuren viser at vinterbalansen er lik på de to breene i 2004 og 2005 mens Kongsvegen hadde 0.1 m vannekvivalenter høyere vinterbalanse i 2003 og 2006.

Det er et betydelig avvik i sommerbalansen mellom de to breene. I gjennomsnitt har Kronebreen/Holtedahlfonna 0.15 m vannekvivalenter høyere årlig sommerablasjon enn Kongsvegen i måleperioden. Det største avviket var 0.29 m vannekvivalenter i 2005 som tilsvarer over 30% økt ablasjon relativt til Kongsvegen.



Figur 5.12. Årlig massebalanse på Kongsvegen og Kronebreen/Holtedahlfonna i balanseårene 2003 t.o.m. 2006. Kalving er inkludert.

Balanssekurvene viser at breenes sommer- og vinterbalanse *endres* forholdsvis likt fra år til år som en respons på endringer i de meteorologiske forholdene i området. Selv om endringen i massebalansen på de to breene er tilnærmet lik, gjør den økte ablasjonen i kombinasjon med lavere vinterakkumulasjon på Kronebreen/Holtedahlfonna at utviklingen her er betydelig mer negativ gjennom fireårsperioden som vist i figur 5.13.



Figur 5.13. Kumulativ massebalanse på Kongsvegen og Kronebreen/Holtedahlfonna i balanseårene 2003 t.o.m. 2006. Balanseåret 2002 er referanseår hvor balansen settes lik null.

Det framgår av figuren at Kongsvegen har en kumulert sommerablasjon på -4.0 m vannekvivalenter gjennom fireårsperioden mens ablasjonen på Kronebreen/Holtedahlfonna var -4.6 m vannekvivalenter i samme periode. Kumulert nettobalanse for de to breene er hhv. -1.6 m og -2.4 m vannekvivalenter. Dette gir en forskjell i kumulert nettobalanse på 0.8 m vannekvivalenter over fireårsperioden.

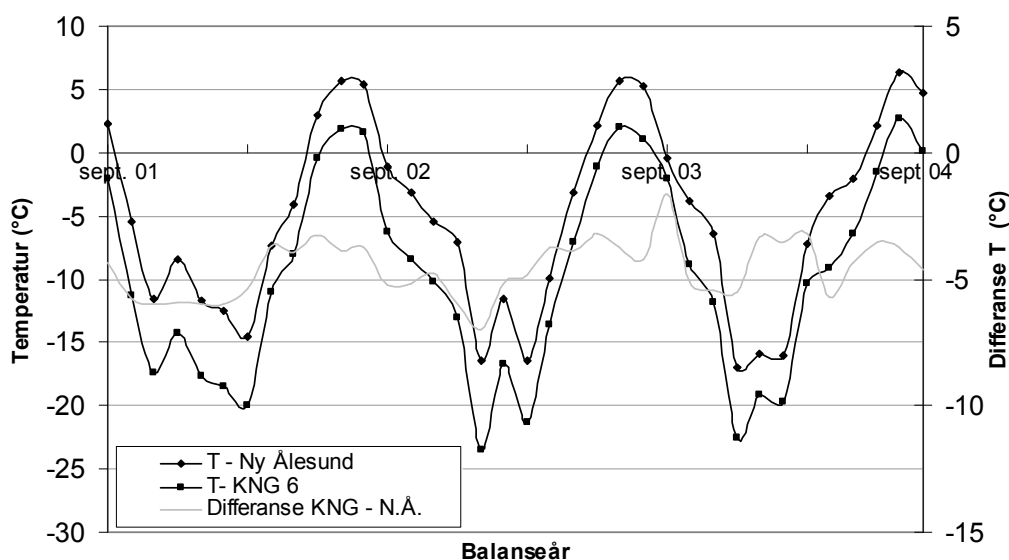
Etter en måleperiode på fire år konkluderes det med at årlig *endring* i massebalanse for de to breene er tilnærmet lik, men at årlig nettobalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna er gjennomsnittlig 0.2 m vannekvivalenter mer negativ enn på Kongsvegen, hvorav ca $\frac{3}{4}$ av dette skyldes høyere sommerablasjon.

Alternativt kan det vurderes om avviket mellom breene skyldes en systematisk feil ved måleoppsettet/beregningene av massebalansen for en av (eller begge) breene, som gir tilnærmet likt utslag hvert år. Dette kan ikke utelukkes som en mulig feilkilde, men resultatene av stakemålingene som viser at likevektslinja på Holtedahlfonna ligger gjennomsnittlig over 100 m høyere enn på Kongsvegen, tilsier at det skal være et signifikant avvik i massebalansen mellom de to breene.

5.5.2 Sammenlikning med modellert massebalanse

Før sensitivetsdiagrammet (figur 4.2) ble brukt på Kongsvegen, ble det gjort en test av hvorvidt målte endringer i temperatur og nedbørsforhold i Ny Ålesund er representative for endringene på Kongsvegen. Figur 5.14 viser målt månedsmiddeltemperatur ved værstasjonen i Ny Ålesund og ved stake 6 på Kongsvegen i perioden fra september 2001 til september 2004. Figuren viser en klar sammenheng mellom lufttemperaturen ved de to værstasjonene. Gjennomsnittlig vertikal temperaturgradient er $-0.87^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ $\pm 0.21^{\circ}\text{C}$ std.avvik. Med en årlig sensitivitet på $-0.28\text{ m vannekvivalenter pr. }1\text{ K}$ temperaturøkning, gir variasjon i temperaturgradienten en feilmargin i modellert massebalanse på $\pm 0.06\text{ m vannekvivalenter}$ innenfor ett standardavvik, knyttet til variasjoner i temperaturgradienten mellom Ny Ålesund og Kongsvegen.

Figur 5.14 viser at temperaturredifferansen har en periodisitet som er sammenfallende med balanseårene. Den vertikale temperaturgradienten, blir i hovedtrekk mindre negativ



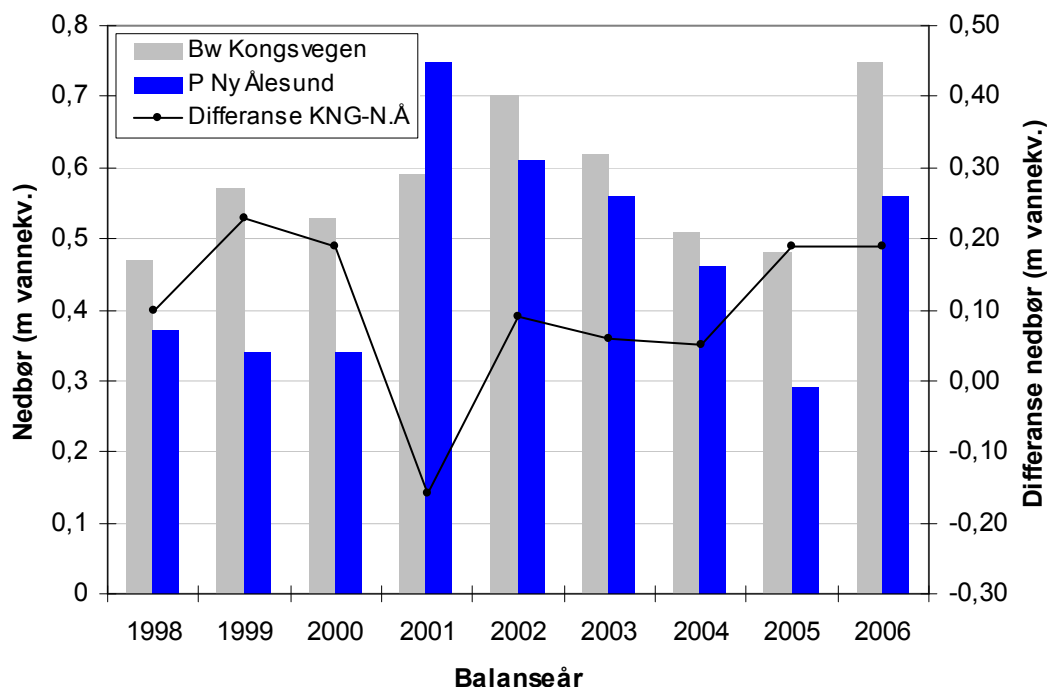
Figur 5.14. Månedsmiddeltemperatur i Ny Ålesund og ved stake 6 på Kongsvegen

med høyere temperatur i sommermånedene. Sesongvariasjonene i temperaturgradienten vises tydelig av forskjellen i gjennomsnittsgradienten for de seks varmeste månedene i året (april-september) og de seks kaldeste (hhv. -0.74 °C og -0.94 °C pr.100 m). Det betyr at temperaturgradienten for en bestemt måned varierer mindre enn det som er oppgitt for hele året samlet. Den oppgitte feilmarginen på ± 0.06 m vannekvivalenter må derfor anses som et maksimumsestimat. Resultatene viser at temperaturdata fra Ny Ålesund kan brukes som input i sensitivitetsdiagrammet.

Fordelen ved å benytte data fra Ny Ålesund er at her finnes en sammenhengende homogen dataserie som dekker hele referanseperioden (balanseårene 1998 t.o.m. 2002) og testperioden (balanseårene 2003 t.o.m. 2006). I tillegg har sammenlikningen mellom Kongsvegen og Ny Ålesund en mulig overføringsverdi til de øvrige breene i området som ikke har tilgjengelige værdata fra egne værstasjoner, eksempelvis Høltedahlfonna. Resultatene av sammenlikningen underbygger Oerlemans et al. sin forutsetning om at gitte målte endringer i temperatur kan brukes over større områder.

I tillegg til feilmarginen på ± 0.06 m vannekvivalenter innenfor ett standardavviks variasjon i temperaturgradient, kommer feilkilden knyttet til sensornøyaktighet på ± 0.08 m vannekvivalenter som gir en total feilmargin på ± 0.14 m vannekvivalenter.

Tilsvarende bruk av sensitivitetsdiagrammet (figur 4.2) til å beregne vinterbalansen med utgangspunkt i målte endringer i vinternedbør i Ny Ålesund lar seg ikke gjøre. Figur 5.15 viser en sammenlikning mellom målt vinterbalanse på Kongsvegen i balanseårene 1998-2006 og målt nedbør ved værstasjonen i Ny Ålesund i tilsvarende periode hvert år.



Figur 5.15. Vinterbalanse på Kongsvegen og målt nedbør i Ny Ålesund i tilsvarende periode på året (1. september – 1. mai).

Nedbørsdataene fra Ny Ålesund er korrigert for en gjennomsnittlig årlig underestimering av reell nedbørsmengde hovedsakelig knyttet til problemer med målenøyaktigheten ved snøfall i sterk vind ($>7\text{ms}^{-1}$) og lave temperaturer ($<-6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Reell årlig nedbørsmengde er beregnet å være 50% høyere enn de offisielle målingene ved værstasjonen i Ny Ålesund (Hanssen-Bauer et al., 1996) og dette er derfor lagt til.

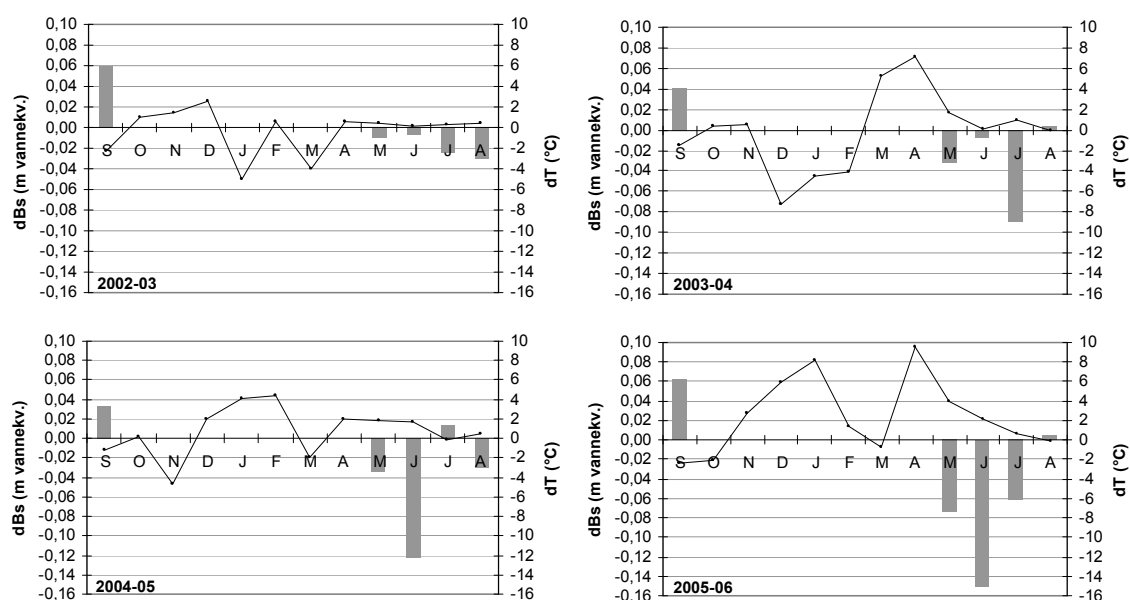
Figur 5.15 viser ingen sammenheng mellom de målte størrelsene som kan forklares ut fra tilgjengelige data. Differansen er verken tilnærmet konstant eller korrelert til nedbørsmengde. I hovedtrekk viser figuren at nedbøren på Kongsvegen, med unntak av 2001, er noe høyere enn i Ny Ålesund.

Resultatene tyder på at effekten av orografisk forsterket nedbør på Kongsvegen normalt overstiger nedbørsgradienten som gir redusert nedbør med økt avstand til kysten (nedbørsskygge). Siden orografisk forsterket nedbør styres av vind- og topografiske forhold kan det gi store lokale utslag, slik resultatene viser er tilfellet i dette området.

Variasjonen i avvikene kan også skyldes usikkerheten knyttet til ettpunktsmåling av tørr vinternedbør jf. Hanssen-Bauer et al. (1996).

Det er uansett ikke mulig å benytte årlige endringer i vinternedbør i Ny Ålesund som input i sensitivitetsdiagrammet ettersom disse endringene vanskelig kan relateres til forholdene på Kongsvegen. Sensitivitetsdiagrammet anvendes derfor kun til å beregne sommerbalansen for de fire balanseårene 2003 t.o.m. 2006. Hovedhensikten med bruk av sensitivitetsdiagrammet var uansett å beregne *ablasjonen* for å kvantifisere avviket mellom målt sommerbalanse og forventet sommerbalanse ut fra målt lufttemperatur.

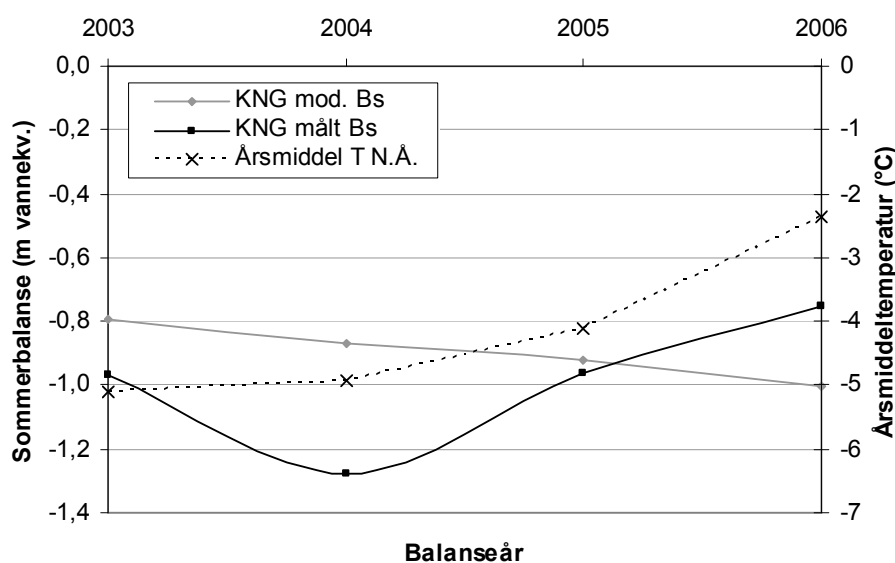
Langtids månedsmiddeltemperatur (referansetemperatur) for januar ble definert ved å ta gjennomsnittet av månedsmiddeltemperaturen for hver av januarmånedene i de fem referanseårene (balanseårene 1998 t.o.m. 2002). Tilsvarende ble gjort for de øvrige 11 månedene i året. Månedlige temperaturavvik i hvert av balanseårene 2003 t.o.m. 2006, er da differansen mellom månedsmiddeltemperatur og referansetemperatur for den aktuelle måneden som vist i figur 5.16. Temperaturavviket multipliseres med den månedlige sensitiviteten som da gir månedlige bidrag til endring i sommerbalansen for hvert av de fire balanseårene relativt til gjennomsnittlig årlig massebalanse i referanseperioden (figur 5.16).



Figur 5.16. Temperaturavvik (graf) på Kongsvegen i hvert av balanseårene 2003 t.o.m. 2006 i forhold til referanseperioden (balanseårene 1998 t.o.m. 2002). Søylen viser månedlige bidrag til endring i massebalansen relativt til referanseperioden.

Ettersom sensitivitetdiagrammet (figur 4.2) gir null sensitivitet i perioden oktober-april, framgår det av figur 5.16 at ingen av disse månedene bidrar til endring i ablasjonen, uavhengig av temperaturavviket. Videre viser figur 5.16 at september var kaldere enn referanseverdien i alle fire testårene og at dette i følge modellen bidrar til å redusere ablasjonen med opptil 0.06 m vannekvivalenter. I balanseåret 2003 var dette, i følge modellen, nok til å utligne økningen i ablasjonen den påfølgende sommeren. I hvert av de påfølgende årene er ikke dette tilfelle og modellen gir netto ablasjon relativt til referanseperioden.

Summering av de månedlige bidragene til endring i sommerbalansen, gir modellert årlig endring i sommerbalanse. Dette summert med gjennomsnittlig målt årlig sommerbalanse i referanseperioden (-0.78 m vannekvivalenter) gir modellerte absoluttverdier for sommerbalansen som vist i figur 5.17.



Figur 5.17. Modellert og målt sommerbalanse på Kongsvegen i balanseårene 2003 t.o.m. 2006. Årsmiddeltemperatur i Ny Ålesund i samme periode.

I figur 5.17 er modellert sommerbalanse plottet sammen med målt sommerbalanse på Kongsvegen og årsmiddeltemperatur i Ny Ålesund, som grunnlag for sammenlikning. Figuren viser at målt og modellert sommerbalanse for Kongsvegen stemmer svært lite overens både i absoluttverdi og i de relative endringene fra år til år. Fra 2003 til 2004 viser modellen 0.07 m vannekvivalenter økt ablasjon mot 0.31 m i følge målingene.

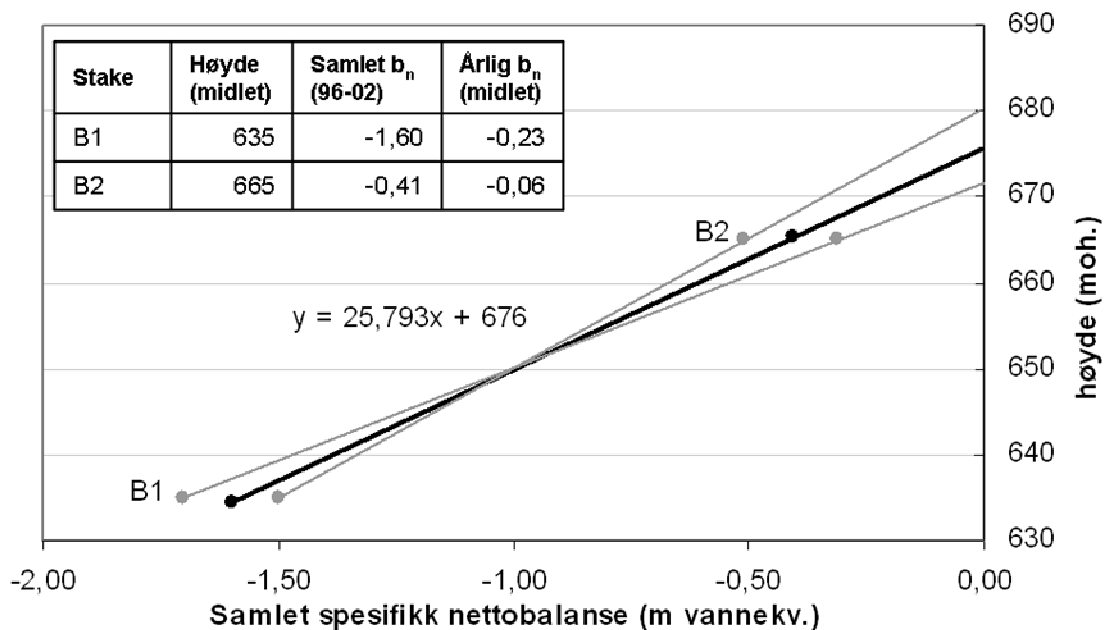
Dette gjør at forskjellen mellom målt og modellert sommerbalanse i 2003 på 0.18 m vannekvivalenter øker til 0.41 m vannekvivalenter i 2004.

For 2005 og 2006 øker ablasjonen, i følge modellen, ytterligere med ca -0.7 m vannekvivalenter hvert av årene. I de samme to balanseårene viser målingene på Kongsvegen en reduksjon i ablasjonen på henholdsvis 0.32 og 0.21 m vannekvivalenter. Fra å underestimere smeltingen med 0.41 m vannekvivalenter i forhold til målte verdier i 2004, gir modellen 0.25 m vannekvivalenter mer smelting enn målt i 2006. At modellen og de målte verdier samsvarer i 2005 må sees på som en tilfeldighet, de øvrige verdiene tatt i betraktning.

Ser man på endring i lufttemperatur i den aktuelle perioden er det klart at modellen svarer mer til forventede verdier enn det måleresultatene gjør. Det er ikke overraskende at den modellerte negative endringen i sommerbalansen samsvarer med temperaturkurven, ettersom modellen er basert nettopp på lufttemperatur. Derimot er det påfallende at den målte smeltingen på Kongsvegen avtar i måleperioden samtidig med at årsmiddeltemperaturen stiger. Det at måleresultatene for Holvedahlfonna samsvarer med resultatene fra Kongsvegen og ikke med de modellerte verdiene eller temperaturutviklingen, tilsier at forklaringen ikke nødvendigvis skyldes feil i målingene av massebalansen på Kongsvegen, men heller at lufttemperatur alene ikke nødvendigvis kan brukes til å modellere sommerbalansen. Dette diskuteres nærmere i kapittel 6.

5.6 Likevektslinjas høyde 1996-2002

Figur 5.18 viser samlet nettobalanse for balanseårene 1996 t.o.m. 2002 for stake B1 og B2. Omregnet i gjennomsnittlig årlig nettobalanse blir det henholdsvis -0.23 og -0.06 m vannekvivalenter. Resultatene viser at B2 står svært nære gjennomsnittlig ELA for denne perioden, slik intensjonen var da staken ble boret ned. Ved å trekke en lineær nettobalansegradient mellom de to stakene og ekstrapolere denne til balansen er null, gir det en gjennomsnittlig ELA=676 moh. for måleperioden. Stakenes høyde er korrigert for stakeforflytning gjennom syvårsperioden, og de oppgitte høyder er middelveidier.

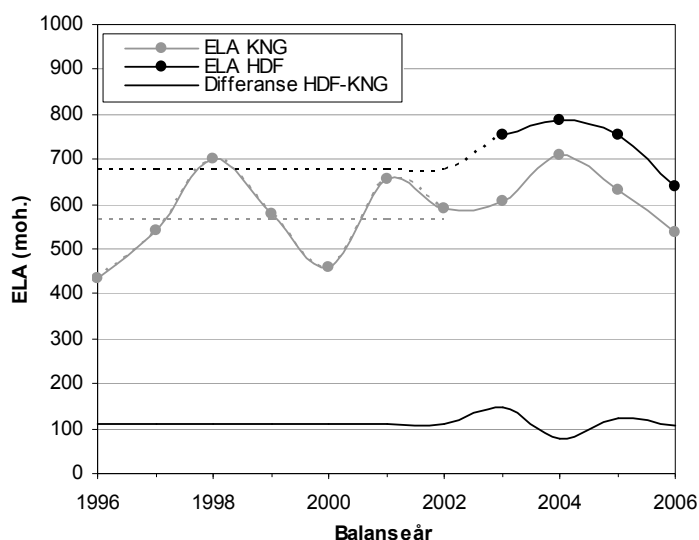


Figur 5.18. Samlet nettobalanse ved stake B1 og B2 i balanseårene 1996 t.o.m. 2002. Ekstrapolert balansegradient viser gjennomsnittlig ELA i perioden, 676 moh. (mørk linje) Grå linjer viser maksimalt feilutslag i estimert ELA dersom reel nettobalanse 635 og 665 moh. avviker ± 0.1 m vannekv. fra de målte verdier.

Bruk av kun to staker til fastsetting av ELA vi normalt introdusere betydelig usikkerhet ved ekstrapolasjon. Dersom stakene står tett vil gradienten være følsom for unøyaktighet i målingene og eventuelle ikke-representative forhold ved en eller begge stakene. Dersom stakene i tillegg står langt fra likevektslinja, gir feil gradient store utslag på resultatet. På Holtedahlfonna står de to stakene ca 4 km fra hverandre og B2 står kun 11 høydemeter under gjennomsnittlig ELA. Dette, i tillegg til at måleperioden strekker seg over 7 balanseår, gjør at gjennomsnittlig ELA kan fastsettes med svært god nøyaktighet. De grå gradientene i figur 5.18 viser utslaget på ELA når det tas høyde for ± 0.1 m vannekvivalenter feil i målingene eller i målingenes representativitet ved hver av stakene. For gradienten som gir ELA=680 moh., er det tatt utgangspunkt i at reel nettobalanse ved B1 var 0.1 m høyere (mindre negativ) enn målt for perioden *samtidig* som at nettobalansen var 0.1 m vannekvivalenter lavere enn målt ved B2. Motsatt gjelder for gradienten som gir ELA=672 moh. Det framgår av figuren at uslagene på Holtedahlfonna blir svært små på grunn av stakenes lange innbyrdes avstand og den korte avstanden fra B2 til likevektslinja. Med det nevnte eksemplet blir utslaget på ELA ± 4 høydemeter. Resultatene sier ingenting om årlige variasjoner i ELA.

Sammenlikning av målt ELA på Holvedahlfonna med rekonstruert gjennomsnittlig ELA for 1996-2002, viser i hvilken grad de fire måleårene er representative for breens masebalanse de siste 11 år. Gjennomsnittlig ELA for 2003-2006 er 734 moh. mot 676 moh. i 1996-2002. Differansen, som representerer en heving av ELA på 58 høydemeter, indikerer at Kronebreen/Holvedahlfonna i sum har hatt en betydelig negativ utvikling av massebalansen de siste årene. Gjennomsnittlig ELA i hele perioden 1996-2006 er 697 moh.

Figur 5.19. ELA på Kongsvegen og Holvedahlfonna i balanseårene 1996 t.o.m. 2006. Stiplede linjer viser gjennomsnittsverdier for perioden 1996-2002. I hele perioden er gjennomsnittlig differanse mellom ELA på de to breene 112 m.

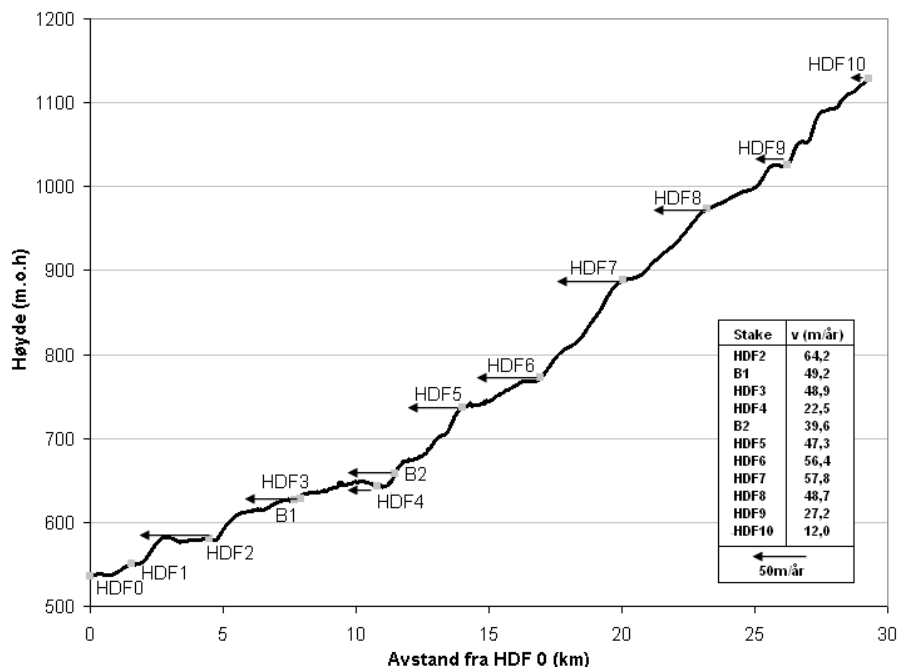


En sammenlinkning av resultatene fra Holvedahlfonna, med tilsvarende resultater fra Kongsvegen, er vist i figur 5.19. I perioden 1996-2002 var gjennomsnittlig ELA på Kongsvegen 565 moh., 111 m lavere enn på Holvedahlfonna mot 113 m i 2003-2006. Resultatene fra 2003-2006 tilsier at ELA på de to breene endres forholdsvis likt, men dette vil kun en lengre måleserie på Holvedahlfonna, parallelt med målingene på Kongsvegen, gi mer viten om. At gjennomsnittlig differanse i perioden 1996-2002 er tilnærmet lik differansen for 2003-2006, underbygger antakelsen om at ELA endres tilnærmet likt på de to breene. Under denne forutsetningen kan ELA på Holvedahlfonna rekonstrueres for hvert av balanseårene i perioden 1996-2002 ved å legge 111 m til ELA på Kongsvegen.

5.7 Overflatehastighet

Figur 5.20 viser hastighetsfordelingen langs høydeprofilen til Holvedahlfonna. Fra HDF10 og ned til den flerårige likevektslinja som ligger omkring 700 moh., er det en generell økning i overflatehastigheten. Med forbehold om jevn bunntopografi, kan

denne økningen forklares med at isfluksen øker mot likevektslinja og dermed vil også overflatehastigheten øke når endringen i tverrsnittsarealet ovenfor likevektslinja er tilnærmet null ($dA/dx \approx 0$). Arealfordelingen med høyde øker nedenfor HDF6 og dette kan forklare at overflatehastigheten avtar noe ved HDF5.



Figur 5.20. Høydeprofil med årlig overflatehastighet ved stakene.

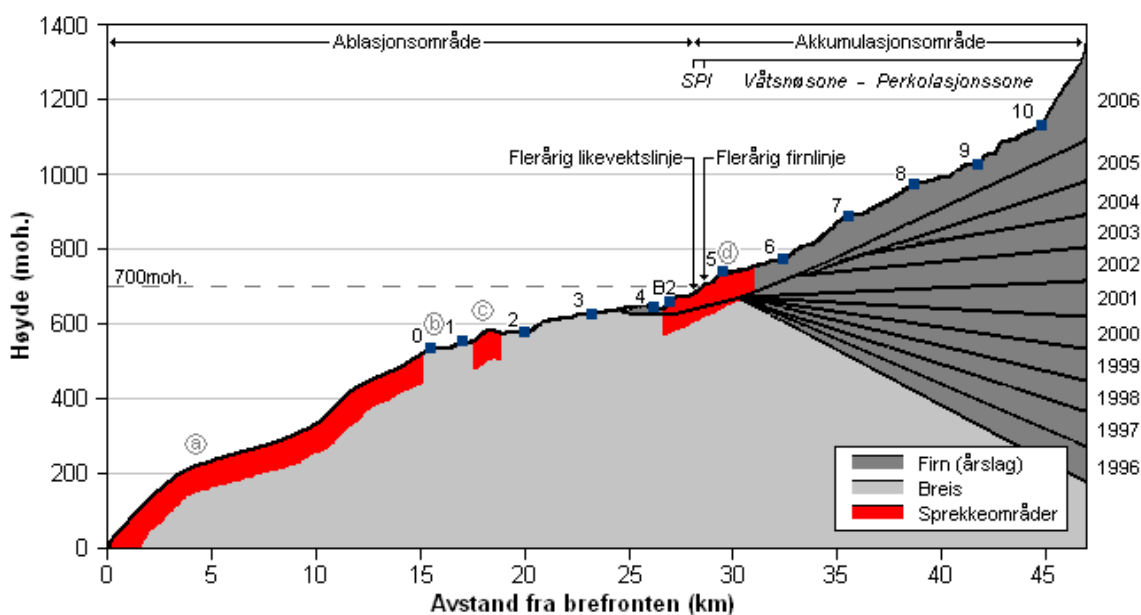
Nedenfor likevektslinja varierer overflatehastigheten betydelig over korte avstander. Dette kan ikke alene forklares med avstanden til likevektslinja eller hypsometrien. Det er heller ingen synlig sammenheng mellom overflatehastighet og overflatehelning. Dette til tross for at hastighetskomponenten som skyldes indre deformasjon er svært følsom for endringer i overflatehelning ($v_{\text{indre def.}} \sim \sin^3 \alpha$ jf. likning 4.5). I likhet med målingene fra Kronebreen viser de høye overflatehastighetene på Høltedahlfonna at det er basal glidning som utgjør hovedkomponenten av den totale overflatehastigheten og at breen dermed må være temperert ved sålen. Dette innebærer at hastighetskomponenten som skyldes indre deformasjon, styrt av overflatehelning og bremning, gir små utslag på den totale overflatehastigheten.

Variasjonene i overflatehastighet kan dermed trolig best forklares ut fra de hydrologiske, geologiske og topografiske forholdene ved bresålen. Forskjeller i det subglasiale dreneringssystemet eller fordelingen av løsmateriale langs bresålen kan påvirke den målte romlige variasjonen i overflatehastighet. Bunntopografien påvirker også overflatehastigheten ved at større helning gir høyere basal glidning og ved

endringer av tverrsnittsarealet langs breens lengdeprofil. Ettersom en gitt isfluks må passere et gitt tverrsnittsareal, er tverrsnittsarealet omvendt proporsjonalt med overflatehastigheten. Nærmere fastsetting av de nevnte forholds innbyrdes påvirkning på dynamikken til Høltedahlfonna er vanskelig og krever bedre kunnskap blant annet om breens bunntopografi og subglasiale temperatur- og dreneringsforhold.

5.8 Soneinndeling og overflatekarakter

Ved kartlegging av utbredelsen til de ulike sonene på Høltedahlfonna tas det utgangspunkt i gjennomsnittlige forhold for perioden 1996-2006. Radardata, iskjerner og stakene fra 1996 gjør det mulig å fastsette den omtrentlige utbredelsen til sonene tilbake til 1996. Figur 5.21 viser den flerårige soneinndelingen samt utbredelsen av de største sprekkområdene på breen.



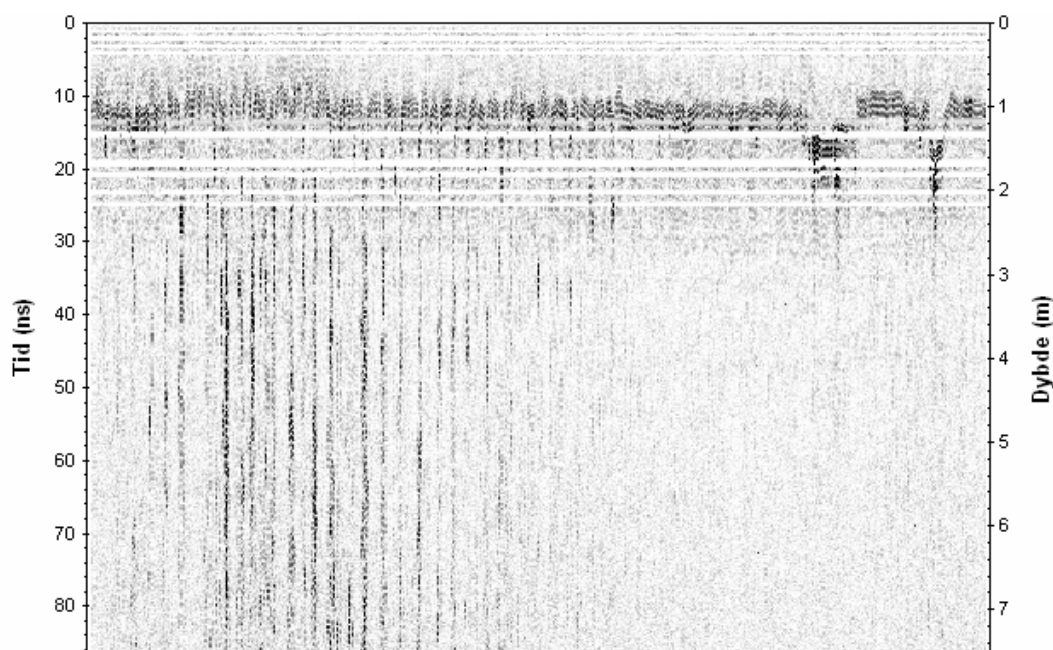
Figur 5.21. Soneinndeling og overflatekarakter på Kronebreen/Høltedahlfonna i perioden 1996 t.o.m. 2006. Ablasjonsområdet strekker seg opp til gjennomsnittlig ELA 697 moh. Flerårig firnlinje er beregnet til 712 moh. slik at den gjennomsnittlige utbredelsen til sonen med påfrosset is (SPI) kun spenner over 15 høydemeter. Over 712 moh. utgjør våtsnøsonen og perkolasjonssonen breens firnområde. Firnlinjas årlige høyde vises av utbredelsen til hvert årslag med firn. (Gjennomsnittlige forhold for perioden 1996-2001). Angivelsen av sprekkområdene viser den omtrentlige utbredelsen langs midtfløytlinja. Bokstavene a-d refererer til bilder av breens overflatekarakter vist i figur 5.26.

Det framgår av figuren at gjennomsnittlig likevektslinje (697 moh.) er tilnærmet sammenfallende med flerårig firnlinje (712 moh.). Dette innebærer at den flerårige sonen med påfrosset is på Høltedahlfonna har svært begrenset utstrekning (ca 3 % av

totalt overflateareal), i motsetning til hva som er vanlig på breer på Svalbard. Datagrunnlaget for fastsettingen av sonenes og sprekkområdenes utbredelse presenteres nærmere nedenfor.

5.8.1 Ablasjonsområdet

Ablasjonsområdets øvre grense defineres av den flerårige likevektslinja som i elleveårsperioden var 697 moh. Denne ble funnet ved fastsetting av gjennomsnittlig ELA for perioden 1996-2002 og 2003-2006 ved hjelp av stakemålinger og vinterbalansemålinger som vist i kapittel 5.1-5.6. Det var ikke mulig å bestemme flerårig ELA ut fra radarbildene som en overgang fra én enkeltreflektor til flere tette reflektorer fra årslag med påfrosset is.

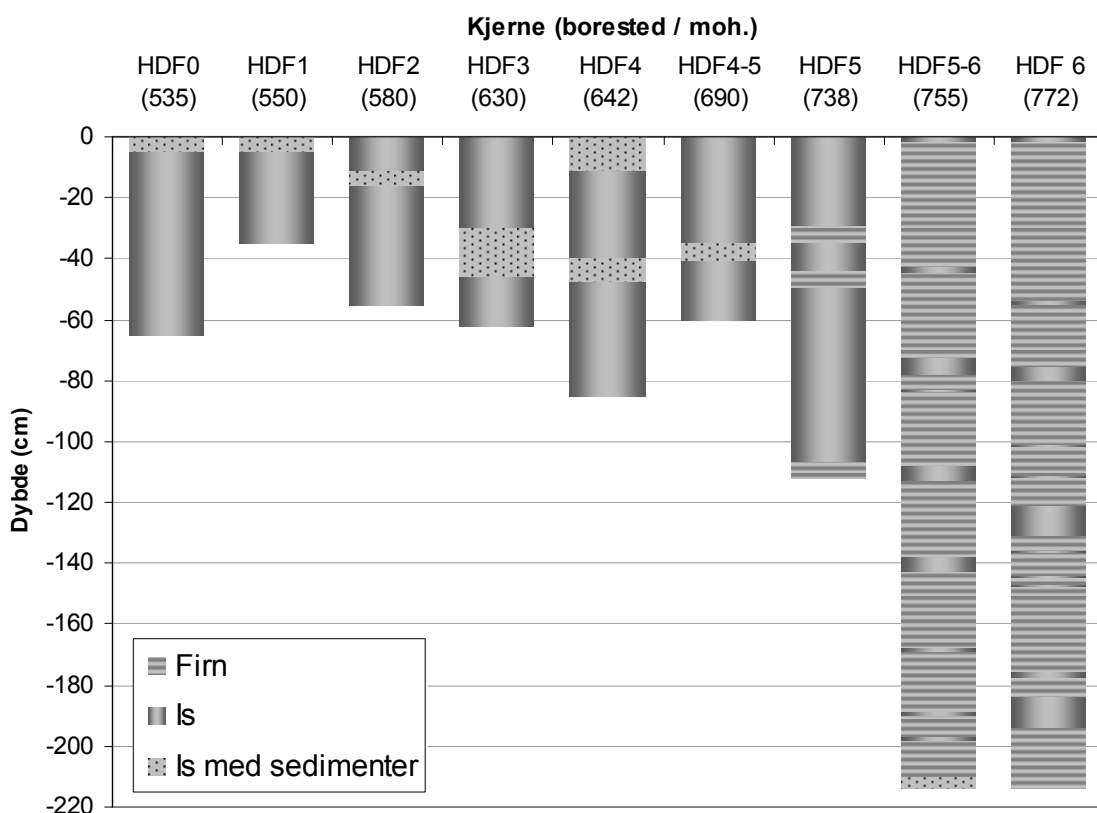


Figur 5.22. Radarbilde fra ablasjonsområdet. 1.5 km lang strekning mellom HDF1 og HDF2. Ved dybdekonverteringen er det brukt istetthet $\rho=0.9 \text{ kgm}^{-3}$ som gir en signalhastighet $v=169.7\text{m}(\mu\text{s})^{-1}$ jf. likning 4.10 og 4.11. De vertikale reflektorene er sprekker i området som er vist i figur 5.26c.

Figur 5.22 viser et eksempel på hvordan ablasjonsområdet ser ut i et radarbilde. Ablasjonsområdet kjennetegnes av få eller ingen horisontale reflektorer under den øverste reflektoren på ca 1 m dyp, som er overgangen mellom snødekket og sommeroverflaten. Dette skyldes at ablasjonsområdet utelukkende består av breis som har en forholdsvis homogen struktur. De vertikale reflektorene viser ett av tre større

sprekkområder i ablasjonsområdet som er inntegnet i figur 5.21 og omtales nærmere i kapittel 5.7.4.

Figur 5.23 viser grunne iskjerner boret våren 2003. Overflaten på kjernene tilsvarer da sommeroverflaten i balanseåret 2002. Rekonstruert ELA på Holtedahlfonna i 2002 er 710 moh. (jf. kapittel 5.6). Dette innebærer at alle kjernene opp til og med HDF4-5 er boret i ablasjonsområdet. Ablasjonsområdet på breer som har tilgang på eolisk transporterte sedimenter fra omkringliggende topografi, kjennetegnes normalt av sedimenter på overflaten som øker i mengde nedover breen fordi stadig flere årslag med sedimenter smelter fram. Noe av sedimentene transporteres vekk med smeltevannet, men iskjernene fra 2004 (appendiks I) viser at sedimentene smelter ca 2-5cm ned i isen pga. absorpsjon av solenergi slik at disse er vanskelig å transportere vekk med smeltevannet. Kjerne HDF0, 1 og 4 har sedimentlag på overflaten, mens i kjerne HDF2, 3, og 4-5 er sedimentlaget dekket av et massivt islag på hhv 11, 30 og 35cm.



Figur 5.23. Iskjerner boret våren 2003. Referanseflaten er sommeroverflaten i balanseåret 2002.

Kjernedataene tolkes som følger:

HDF0 og 1 står i ablasjonsområdet og sedimentlaget er et resultat av flere års akkumulasjon av eoliske sedimenter som har smeltet fram. Sedimentlagene i HDF2, 3 og 4-5 tolkes som sommeroverflaten og islaget over tolkes som høstpåfrosset is som skyldes ansamling av vann/sørpe ved slutten av smeltesesongen. Nettobalansen ved disse kjernene kan likevel ha vært negativ slik den rekonstruerte ELA viser, så lenge ablasjonen overstiger summen av vinterakkumulasjonen i begynnelsen av balanseåret og mengden høstpåfrosset is i slutten. Radarbildene viser at det er sprekkområder både ovenfor og nedenfor kjerne HDF4-5 (boret helt til venstre i figur 5.24), men ingen i nærheten av kjernen. Kjernen er dessuten boret på det slakeste partiet midt mellom HDF4 og HDF5. Dette gjør at sørpe/smeltevann kan ha blitt til høstpåfrosset is i dette området. Kjerne HDF4 er boret kun noen meter fra smeltevannskanalen. Her er det ikke noe islag over sedimentlaget, noe som kan forklares med at smeltevannet har drenert vekk før refrysing i form av høstpåfrosset is.

Tolkningen av iskjernene i ablasjonsområdet underbygges av mer detaljerte undersøkelser av iskjernene våren 2004 (appendiks I). Overflaten på disse kjernene tilsvarer sommeroverflaten i balanseåret 2003 da likevektslinja var 755 moh. I likhet med året før har HDF2 og HDF3 et massivt islag over sedimentlaget (hhv 37 og 10cm). Også HDF3-4, som er boret i mellom, har 32cm is over sedimentlaget. HDF4 har heller ikke dette året noe lag med høstpåfrosset is. Den endelige konklusjonen om at isen over sedimentlagene er høstpåfrosset is kommer av tetthetsmålingene og strukturbeskrivelsen til disse islagene sammenliknet med isen under sedimentlagene. Gjennomsnittlig tetthet for isen over sedimentlagene i kjernene fra ablasjonsområdet er 750 kgm^{-3} , mot 870 kgm^{-3} for isen fra og med sedimentlagene og dypere. Også strukturen på islaget over sedimentlaget passer med beskrivelsen av høstpåfrosset is og avviker fra strukturen til isen under. Forskjellen er mindre ved HDF4 ettersom denne ligger nært den flerårige likevektlinja og isen har her bevart noe av sin struktur fra dannelsen i akkumulasjonsområdet. (Hoveddelen av akkumulasjonen i den nederste delen av akkumulasjonsområdet består av internt akkumulert is fra vannmettet firn (jf. kjerne HDF 5 i figur 5.23) og denne kan ha liknende struktur som høstpåfrosset is.)

I balanseåret 2002 ville sommerbalansen ved de seks kjernene i ablasjonsområdet i gjennomsnitt vært 0.11 m vannekvivalenter mer negativ dersom det ikke hadde vært for

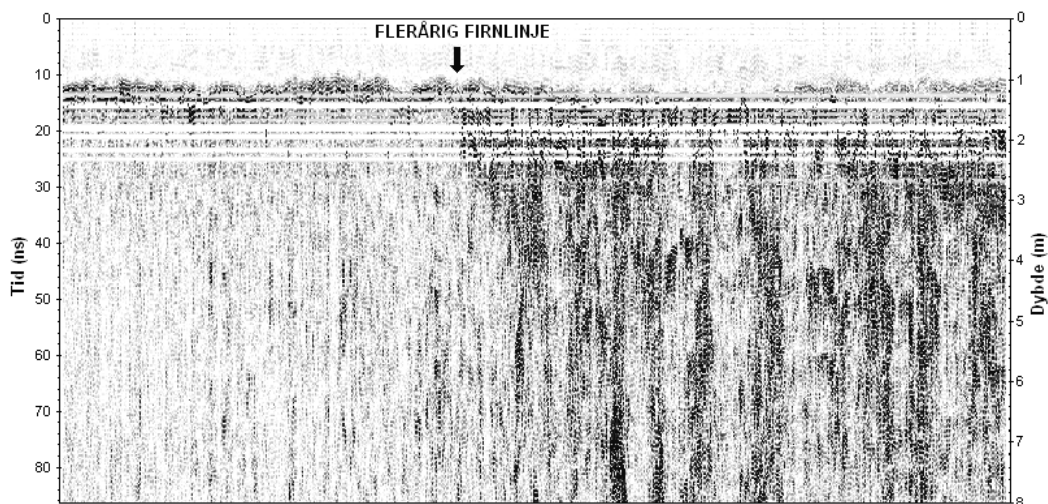
akkumulasjon av høstpåfrosset is. Akkumulasjonen av høstpåfrosset is varierer fra 0 til 0.26 m vannekvivalenter, tilsynelatende avhengig av dreneringsforholdene i området. Iskjernene fra balanseåret 2004 viser at i balanseåret 2003 var tilsvarende bidrag til motvirking av sommerbalansen grunnet dannelse av høstpåfrosset is 0.12 m vannekvivalenter, varierende fra 0 til 0.28 m vannekvivalenter. På grunn av de store variasjonene i mektighet er det vanskelig å tallfeste nærmere den totale akkumulasjonen av høstpåfrosset is nedenfor likevektslinja på Kronebreen/ Høltedahlfonna.

5.8.2 Sonen med påfrosset is

Den øvre grensen til sonen med påfrosset is er definert av den flerårige firnlinja. Under feltarbeidet våren 2003 ble den omtrentlige posisjonen til firnlinja for noen år tilbake identifisert ved hjelp av grunne iskjerner som vist i figur 5.23. Kjernerdataene viser at firnlinja i årene før 2003 lå ett sted mellom 690 og 738 moh. De massive lagene med is mellom de tynnere lagene med firn i kjernen fra HDF5 (738 moh.) viser at det i dette området er en betydelig andel intern akkumulasjon som er typisk i nedre delen av firnområdet (våtsnøsonen), nært overgangen til sonen med påfrosset is. Kerne HDF5-6 og kerne HDF6 viser at andelen internt akkumulert massiv is er raskt avtagende høyere oppe på breen.

Fastsettelsen av firnlinjas høyde ut fra kjernerdata underbygges av radarmålingene som vist i figur 5.24. Radarbildet viser en overgang i styrken på det reflekterte signalet som inntreffer omkring 700 moh. Denne overgangen tolkes som overgangen fra massiv is til firnområdet bestående av lag med firn og internt akkumulert is vekselvis. Radarbildet viser at overgangen er forholdsvis markant. Dette tolkes som at firnlinja har vært nokså stabil i dette området de senere årene, men det utelukkes ikke at høyden kan ha variert betydelig i enkeltår, selv om dette ikke vises i radarbildet. Området som vises i figur 5.24 er en del av sprekkområdet som omfatter stakene B2 og HDF5. De vertikale reflektorene fra sprekkene gjør at lagene med firn og is ovenfor firnlinja er lite tydelige.

Firnlinjas årlige høyde i balanseårene 2003 t.o.m. 2006 ble ikke bestemt ved stakemålingene på høsten. Dette skyldes både nysnø som gjør det vanskeligere å få oversikt over overflatekarakteren, og at overflaten også i firnområdet kan bestå av massiv internt akkumulert is over firnen på grunn av overflatesmeltingen om sommeren.



Figur 5.24. Radarbilde fra området tolket som overgangen mellom is og firn (flerårig firnlinje, ca 700 moh.). Profilet er 1 km langt og ender ved HDF5. Ved dybdekonverteringen er det brukt samme istetthet som i figur 5.22 for ablasjonsområdet ettersom iskjernedataene (figur 5.23) viser at også nedre del av firnområdet har overvekt av internt akkumulerte islag.

Derfor er kjernedata eller radarbilder avgjørende for å bestemme firnområdets utbredelse og dette mangler for balanseårene 2004-2006. Kjerne HDF6, boret våren 2004, ca 1.5 km oppstrøms og 12 høydemeter over likevektlinja på 755 moh., viser at akkumulasjonen her skjedde i form av firn med intern akkumulert is, og ikke som sammenhengende påfrosset is. Dette tyder på at firnlinjas høyde, i likhet med syvårsperioden før, er tilnærmet sammenfallende med ELA. Dersom dette også gjelder balanseårene etter 2003 gir det en gjennomsnittlig flerårig firnlinje for hele perioden på 712 moh, 15 høydemeter over gjennomsnittlig ELA for samme periode. Disse resultatene viser at den flerårige sonen med påfrosset is på Holtedahlfonna har en vertikal utbredelse på ca 15 høydemeter omkring 700 moh. som tilsvarer ca 6 % av akkumulasjonsområdet. Resultatene fra iskjernene tydeliggjør imidlertid at skillet mellom sonen med påfrosset is og våtsnøsonen er nokså teoretisk i likhet med skillet mellom påfrosset is og intern akkumulasjon når sistnevnte skjer i form av massive islag, slik tilfellet er nederst i våtsnøsonen.

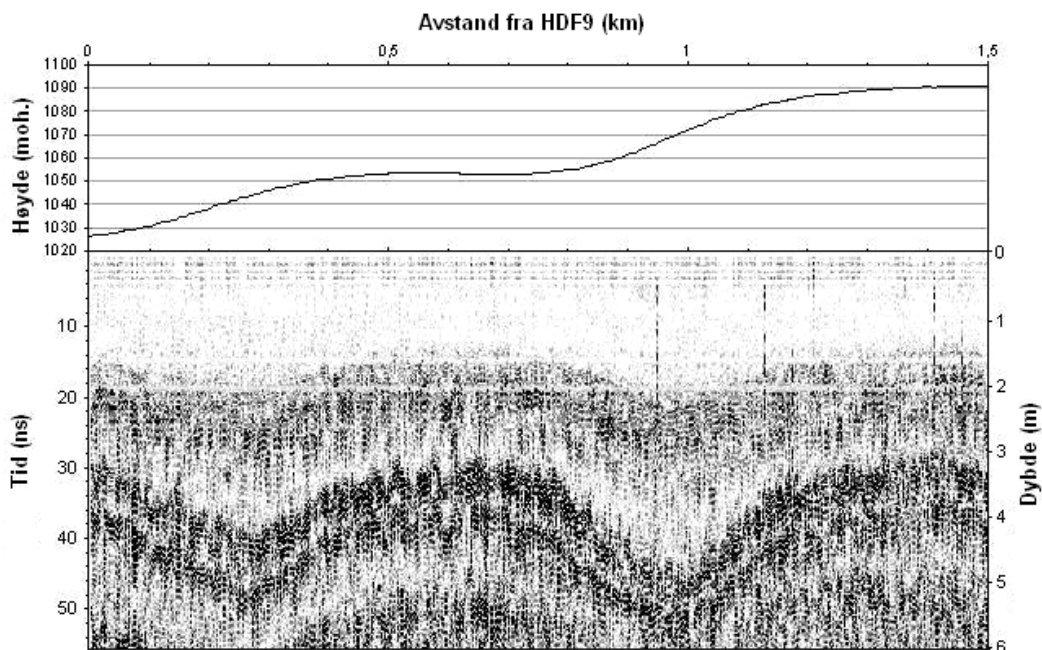
5.8.3 Våtsnøsonen og perkolasjonssonen

Ideelt sett skulle radarbildene og iskjernene fra våren 2003 kunne brukes til å identifisere tykkelsen til hvert enkelt årslag i akkumulasjonsområdet, for deretter å finne årlig nettoakkumulasjon noen år tilbake i tid. Kjernedataene viser imidlertid at det er

vanskelig å identifisere hvert enkelt årslag i kjernene kun ut fra tettheten og den visuelle karakteristikken. Gjennomsnittlig årlig nettoakkumulasjon ved stakene i måleperioden 03-06 kan gi et estimat på tykkelsen til hvert årslag tilbake i tid. Dette kan videre sammenliknes med kjernedataene. Eksempelvis har HDF6 en gjennomsnittlig årlig nettoakkumulasjon på 0.34 m vannekvivalenter i måleperioden. Med lik nettoakkumulasjon i årene før, representerer den 212cm lange kjernen fra HDF6 3.5 balanseår når lengden omregnes i vannekvivalenter med vekting av andelen firn og is. Dette passer med de tre tykke lagene med massiv is som kan tolkes som grensen mellom to årslag. Denne tolkningen stemmer med den idealiserte modellen i figur 3.1 som viser at det i våtsnøsonen vil dannes et lag med påfrosset is oppå forrige balanseårs firnlag, men at islaget ikke utgjør hele årsakkumulasjonen slik det gjør i sonen med påfrosset is. Tolkningen innebærer at den øvre grense for våtsnøsonen i 3-4 årsperioden før 2003, var høyere enn den øverste kjernen HDF6, 772 moh. Det er ikke gjort noen nærmere undersøkelser for å fastsette grensen mellom våtsnøsonen og perkolasjonssonen. Denne grensen har dessuten har liten praktisk betydning for breens massebalanse.

Figur 5.23 viser sedimentlag i alle kjernene i ablasjonsområdet mens ingen av kjernene fra firnområdet hadde synlige sedimentlag i tilsvarende dyp. Årsaken kan være at mengden eolisk materiale er sporadisk fordelt eller at sedimentlagene eksisterer i kjernene, men er vanskeligere å identifisere i firn fordi firnen er mindre gjennomsiktig enn is og fordi sedimentlagene er mindre kompaktert. Dette viser uansett at sedimentlag ikke kan brukes til å identifisere årslag i firnområdet på Holtedahlfonna.

I likhet med iskjernedataene viser figur 5.25 at ulike lag med firn og internt akkumulert is i firnområdet kan identifiseres i radarbildet, men at det ikke lar seg gjøre å bestemme enkelte årslag når referanseflater mangler. Iskjerne- og radardata egner seg her derfor best til fastsetting av sonenes utbredelse/firnlinjas høyde, og ikke til å rekonstruere tidligere års nettoakkumulasjon i firnområdet. Dersom man kan datere en bestemt reflektor (for eksempel et radioaktivt lag) i én eller flere iskjerner, viser figur 5.25 at radardataene fra firnområdet er svært godt egnet til å regne ut gjennomsnittlig årlig nettoakkumulasjon, langs hele radarprofilen, forutsatt lik tetthet som i referansekjernene.



Figur 5.25. Radarbilde og høydeprofil som starter ved HDF9 og dekker 1.5 km mot HDF10. Ved dybdekonverteringen er det brukt firntetthet $\rho=0.45 \text{ kgm}^{-3}$ som gir signalhastighet $v=216.5\text{m}(\mu\text{s})^{-1}$ jf. likning 4.10 og 4.11.

Radarbildene i firnområdet gir informasjon om snøfordelingen langs profilene, både for balanseåret 2003 og årene før. Bildet viser en klar sammenheng mellom overflatetopografi og vinterakkumulasjon. I 2003 var snødybden i de to bratteste partiene på det meste ca 0.5 m større enn i de slakere partiene rundt. Dette tilsvarer en økning i vinterakkumulasjonen på ca 33 % over avstander på ca 300 m. Reflektorene under sommeroverflaten viser tilsvarende snøfordelingsmønster over flere år. Resultatene tydeliggjør de potensielle feilutslagene som er knyttet til stakemålinger, iskjernedata og snømålingers representativitet på breer/deler av breer med ujevn overflatetopografi. Problemet kan reduseres ved å velge plassering av staker, boreområder og snøsonderingsprofiler som fanger opp forskjellene. Eksemplet i figur 5.25 er hentet fra ett av områdene på Holvedahlfonna med størst variasjon i overflatetopografien, noe som reduserer problemet for øvrig på breen. Bruk av sammenhengende radarprofiler til snømålinger sikrer også bedre representativitet.

Andelen av nettoakkumulasjonen i form av intern akkumulasjon i balanseåret 2003 kan beregnes. Differansen i stak høyde gir et mål på akkumulasjonen ved staken som et lengdemål uten hensyn til tetthet. Dersom ikke noe smeltevann hadde perkolert ned i snøpakke og refryst (ingen temperaturmetamorfose), ville tettheten til firnen på slutten av smeltesesongen vært lik snøens tetthet på slutten av vinteren. Antakelsen forutsetter

den forenkling at man ser bort fra metamorfose som følge av normalstresset fra overliggende snødekke. Økningen i tetthet i årslaget med firn blir da et mål på hvor mye smeltevann som har perkolert og refryst gjennom smeltesesongen. Det at samtlige kjerner i figur 5.23 består av massiv is/islag på overflaten, gjør at det her antas at smeltevannet ikke perkolerer ned i firnen fra 2002. Tre av kjernene som ble boret våren 2004 står i firnområdet ved en stake (HDF6, 7 og 8). Tetthetsøkningen gjennom smeltesesongen ved disse stakene var hhv. 80, 80 og 110 kgm⁻³. Dette tilsvarer hhv. 0.06, 0.08 og 0.12 m vannekvivalenter som utgjør 18, 18 og 24 % av spesifikk nettobalanse ved stakene.

Ettersom målinger kun er gjort ved tre staker, kan det ikke slutes at resultatene er gyldige for hele firnområdet. En ekstrapolasjon av verdiene til toppen av breen gir økt refrysing med høyde. Dette er vanskelig å forklare ettersom tilgangen på smeltevann avtar med høyden. Den tilsynelatende økningen kan derfor heller skyldes trykkmetamorfose som følge av økt snødybde med høyden. Siden dette ikke kommer fram i beregningene må resultatene anses som maksimumsanslag på refrysingsandelen, hvor det tas høyde for at noe skyldes trykkmetamorfose. De tre stakene/iskjernene dekker et høydeintervall som utgjør ca 60 % av firnområdets totale areal i 2003. Dersom det gjennomsnittlige maksimalanslaget for refrysingsandel i de tre kjernene (20 % av nettoakkumulasjonen) er representativt for hele firnområdet, er dette samtidig et estimert mål på refrysingens samlede bidrag til nettoakkumulasjonen over likevektslinja på Høltedahlfonna ettersom breen ikke hadde noen sone med netto påfrosset is i 2005.

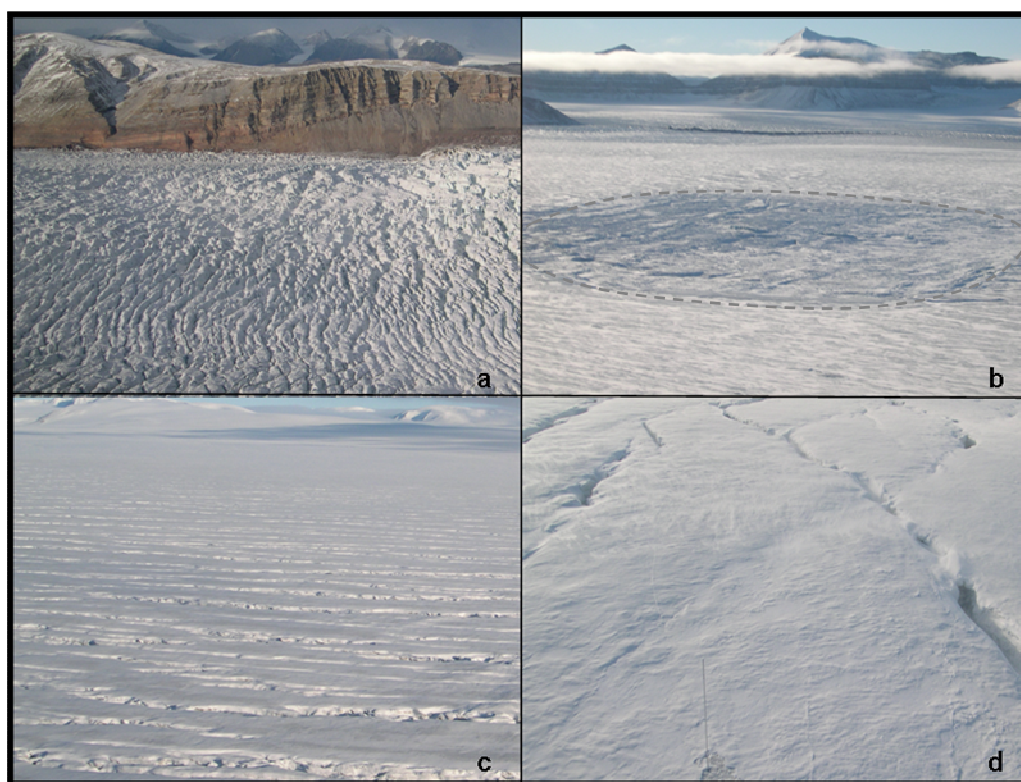
Alle stakemålingene ved HDF10 viser netto smelting i ablasjonssesongen. Dette viser at grensen til tørrsnøsonen ligger over 1126 moh, trolig over breens maksimale høyde. Arealet ovenfor staken utgjør uansett kun 4 % av breens totale overflateareal slik at våtsnøsonen/perkolasjonssonen i praksis utgjør hele firnområdet i måleperioden.

5.8.4 Overflatekarakter

Figur 5.21 viser den vertikale utbredelsen til de største sprekkområdene på Høltedahlfonna. Sprekkområdene er vist i figur 5.26 benevnt a, c og d. I tillegg kommer mindre områder med sporadiske sprekker som ble identifisert i flere av radarbildene.

Som det framgår av bildene i figur 5.26, er det stor forskjell i overflaten på Kronebreen (a) sammenliknet med sprekkområdene på Holtedahlfonna (c og d). På Kronebreen er sprekkene så store at vinterens snødekke legger seg nede i sprekkene, i motsetning til på Holtedahlfonna der snøbruer over sprekkene hindrer luftsirkulasjon mellom sprekkene og atmosfæren. Om sommeren er arealet av breis som er eksponert for innstråling og luftsirkulasjon større på Kronebreen pr. overflatearealenhet. Felles for sprekkområdene er at smeltevann ikke drenerer i supraglasiale kanaler, men en-/subglasialt.

Mellom disse sprekkområdene finnes områder på breoverflaten hvor smeltevann samles og danner supraglasiale sjøer med en lengde i størrelsesorden opptil 0.5 km. Hydrologisk kan disse sjøene betraktes som motpoler til sprekkområdene ettersom alt smeltevann samles til vannstanden når overløpsnivået. Bilde c i figur 5.26 viser et eksempel på en supraglasial sjø der vannet ble tappet i løpet av smeltesesongen 2004. Den sterke reflektoren i radarsignalet fra et profil som ble kjørt over sjøen våren 2003, indikerer at smeltevann eksisterte under isen gjennom hele vintersesongen og at sjøen ikke ble tappet i 2002. Sjøen ble heller ikke tappet i 2003.



Figur 5.26. Overflatekarakterer fra ulike deler av breen. a) Overflatekarakter typisk for hele Kronebreen. b) Supraglasial sjø vest for HDF1 c) Sprekkområdet mellom HDF1 og HDF2. d) Sprekkområdet ved stake HDF5 som vises nederst i bildet. Alle bildene er tatt 9. september 2004. Lokalisering er vist i figur 5.21.

Den supraglasiale sjøen som eksistere gjennom hele 2002 og 2003, men som ble tappet i 2004 viser hvordan romlige og temporale endringer i overflatekarakteren påvirker overflatehydrologien, som igjen påvirker energifluksen og massebalansen. De supraglasiale sjøene har i seg selv liten samlet utstrekning i forhold til brearealet for øvrig, og deres påvirkning på overflatebalansen er tilsvarende begrenset. Overflatehelning og smeltevannets dreneringsmønster på hele breen påvirker imidlertid hvorvidt smeltevannet refryser på overflaten eller drenerer vekk som et negativt bidrag til massebalansen. Derfor må massebalanseresultatene på hele Kronebreen/Holtedahlfonna sees i sammenheng med den sterkt varierende overflatekarakteren.

6 Diskusjon

I dette kapitlet diskuteres mulige forklaringer på de målte og observerte forholdene som er presentert i resultatdelen. Først diskuteres resultatene fra Kronebreen/Holtedahlfonna separat, for deretter å sees i sammenheng med resultatene fra Kongsvegen. Det legges vekt på å forklare hvordan ulike mekanismer fører til romlige og temporale variasjoner i massebalansen på de to breene. Dette danner til slutt grunnlaget for en mer generalisert beskrivelse av hvordan ulike kontrollerende faktorer påvirker massebalansen på breer, både direkte og via tilbakekoplingsmekanismer.

6.1 Romlige variasjoner i overflatebalansen

6.1.1 Betydningen av refrysing

Den romlige variasjonen i *ablasjonen* skiller Kronebreen/Holtedahlfonna fra de øvrige målte breene rundt Kongsfjorden. Dette fordi flere av stakene har betydelig høyere ablasjon enn det høyden skulle tilsi, relativt til de øvrige stakene på breen. Tilnærmingen med å beregne en egen ablasjonsgradient for sprekkområdet i høydeintervallet 645-755 moh, basert på data fra stakene HDF4, B2 og HDF5 underbygges av andre studier som viser til økt ablasjon i sprekkområder (e.g. Karlén 1965) og av det faktum at mønsteret gjentar seg i alle målingene ved disse tre stakene, i alle fire måleårene.

Koplingen mellom økt ablasjon og forekomsten av sprekker kan imidlertid være noe missledene. Overflatekarakteren ved hver av de tre stakene tilsier at det ikke nødvendigvis er sprekke i seg selv som er hovedårsaken til at ablasjonen øker. HDF5 har sprekker i få meters avstand på alle kanter, slik bildet i figur 5.26d viser, men dette er ikke tilfelle for B2. Her er det ingen sprekker i umiddelbar nærhet, men staken står i ett av de bratteste områdene på breen med sprekker i områdene omkring. Felles for disse stakene er at smelte vann kan dreneres effektivt bort framfor å refryse på overflaten i form av påfrosset is. Ved HDF4 er det verken sprekker eller bratt overflate, men her drenerer smelte vannet vekk via en supraglasial kanal. Også når staken ble flyttet ca 30 m vekk fra kanalen, viste sommerbalansemålingene i 2005 og 2006 fremdeles svært høy ablasjon relativt til de øvrige stakene i ablasjonsområdet. Disse observasjonene viser at smelte vannets laterale dreneringsmønster, er av svært stor betydning for sommerablasjonen. Dette gjelder uavhengig av om vannet drenerer vekk gjennom omkringliggende sprekker og videre englasialt eller via supraglasiale kanaler. Bratt overflate bestående av is (ikke firn eller snø) bidrar ytterligere til hurtig avrenning. Det er altså ikke *smeltingen* på overflaten, men *andelen smelte vann* som refryser i form av høst- /sommerpåfrosset is, som gir store lokale variasjoner i sommerbalansen.

Tilsvarende kan resonnetet ovenfor gi en forklaring på at ablasjonen ved HDF1 og HDF2 økte med hele 0.75 m vannekvivalenter i gjennomsnitt fra 2003 til 2004, mot kun 0.20 m i gjennomsnitt ved de øvrige stakene på breen. I de to påfølgende balanseårene viste sommerbalansen til de to stakene normale verdier igjen, sammenliknet med de øvrige stakene. Så store lokale avvik kan vanskelig forklares med meteorologiske forhold. En nærliggende forklaring er at det i 2004 har oppstått flere sprekker i tilknytning til det eksisterende sprekkeområdet mellom HDF1 og HDF2, slik at smelte vannet har drenert vekk i stedet for å refryse på overflaten. Iskjernen ved HDF2 (appendiks I) viser at det året før ble dannet 0.28 m vannekvivalenter høstpåfrosset is ved staken. Dersom det i 2004 ikke var tilgang på smelte vann for dannelse av påfrosset is, kan dette sammen med den generelle økningen i ablasjonen ved de øvrige stakene (0.20 m vannekvivalenter) forklare 0.48 m av 0.75 m vannekv. i økt smelting. I tillegg kommer bidraget fra sommerpåfrosset is som også påvirkes av dreneringsforholdene. Dette bidraget kan ikke måles i ablasjonsområdet etter sommersesongen pga netto smelting. At kortvarige endringer i overflatekarakteren faktisk forekommer, og dessuten får stor betydning for overflatedreneringen i dette området, viser den observerte

supraglasiale sjøen vest for HDF1 (figur 5.26b) som eksisterte gjennom hele balanseåret 2002 og 2003, men som ble tappet på sommeren 2004. Dette skjedde da det oppstod en forbindelse til det englasiale dreneringssystemet som følge av endringer i bredynamikken dette året.

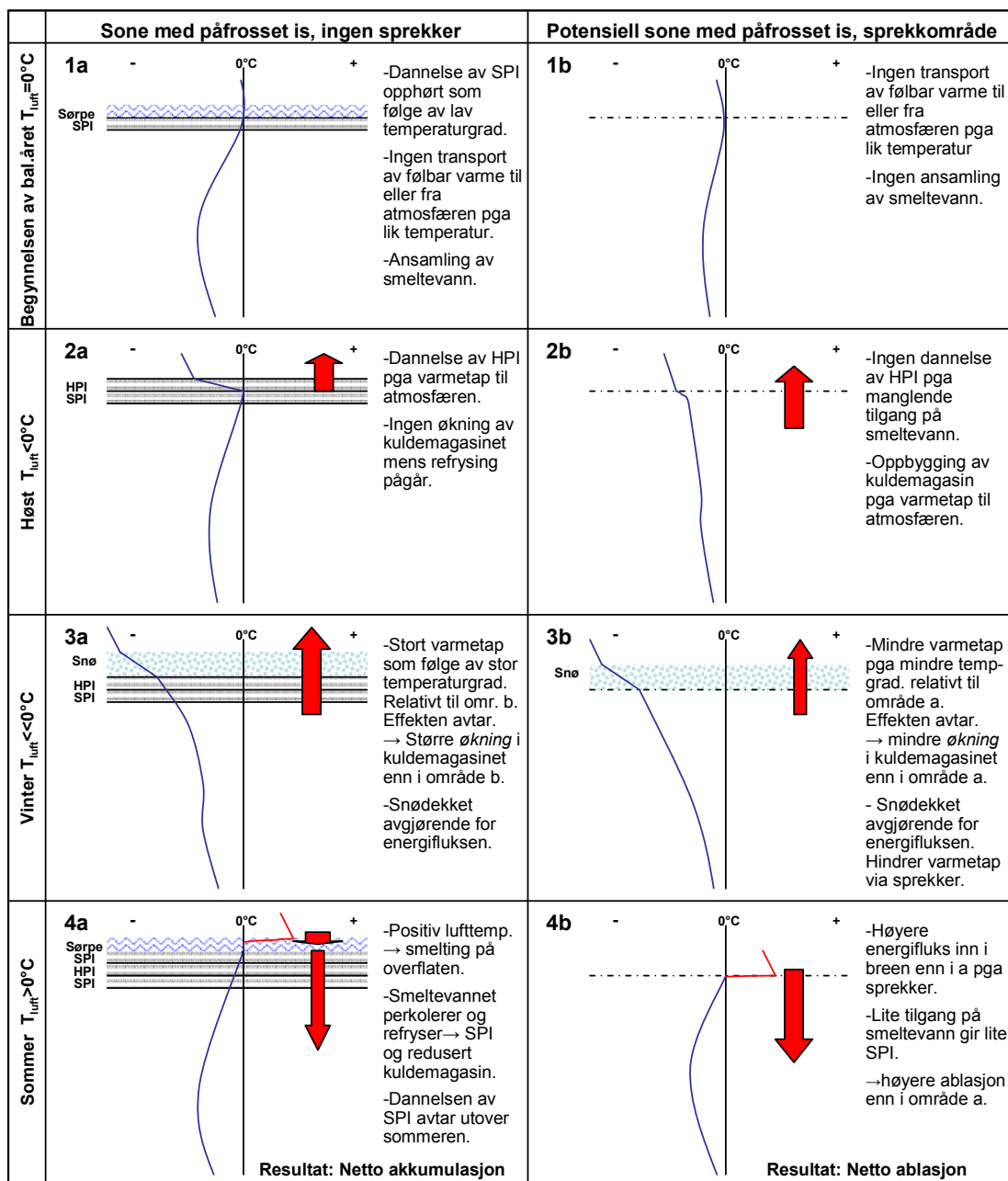
Resultatene fra Holtedahlfonna viser at mengden påfrosset is, eller mangelen på dette, er av stor betydning for breens massebalanse. Lite tilgang på smeltevann gir mindre påfrosset is og dermed høyere sommerablasjon enn i områder hvor smeltevannet samles i bassenger eller bindes kapillært i snø/firn for så å refryse. Dette samsvarer med andre studier som også fremhever smeltevannets dreneringsmønster som avgjørende for hvor mye påfrosset is som dannes (Schytt, 1949; Wold, 1976; Obleitner & Lehning, 2004). Smeltevannets betydning for refrysingen og dermed også for massebalansen krever likevel en nærmere forklaring ettersom koplingen er mer sammensatt enn den framstilles i litteraturen. Når kuldemagasinet til breen reduseres om sommeren som følge av refrysing på overflaten, kan kuldemagasinet bidrag til massebalansen måles direkte i form av masseøkningen. Dette er situasjonen der hvor det er tilgang på smeltevann. I de områdene hvor smeltevannet drenerer vekk før det refryser, frigjøres ikke latent varme som reduserer kuldemagasinet. Energimengden i vannet transporteres vekk fra systemet. Det gjenværende kuldemagasinet utgjør da et indirekte bidrag til massebalansen ved at tilsvarende energimengde må absorberes av breoverflaten før ytterligere smelting inntreffer, sammenliknet med områdene med påfrosset is der kuldemagasinet er redusert. Resonnementet blir nokså tilsvarende for høstpåfrosset is selv om breoverflaten her er temperert. Der hvor det er tilgang på smeltevann vil energitapet til atmosfæren føre til dannelse av høstpåfrosset is framfor å senke temperaturen i breen. Der hvor ingen refrysing finner sted, fører energitapet til at det bygges opp et kuldemagasin som et indirekte bidrag til massebalansen. Spørsmålet blir da hvorfor målinger på Holtedahlfonna, Kongsvegen og andre breer på Svalbard likevel viser økt massebalanse i områder med tilgang på smeltevann som refryser.

I figur 6.1 presenteres en idealisert sammenlikning av energi- og massebalansen i et område på breen med god tilgang på smeltevann for refrysing og i et område med sprekker (hurtig avrenning av smeltevann før det refryser). Forklaringen er basert på betraktninger av energiflukt mellom atmosfæren og breoverflaten som beskrevet i kapittel 3.4. Rute 1a-4a i figuren blir samtidig en skjematisk framstilling av dannelsen

av høst- og sommerpåfrosset is gjennom et balanseår. Rute 1b-4b kan sammenliknes med sprekkområdet nedenfor likevektlinja på Holtedahlfonna. Dette er et område som potensielt kunne utgjort sonen med påfrosset is, men som på Holtedahlfonna er en del av ablasjonsområdet grunnet lav tilgang på smeltevann som refryser.

Rute 1a/b beskriver situasjonen ved slutten av ablasjonssesongen/overgangen til nytt balanseår når lufttemperaturen og temperaturen i breoverflaten er 0 °C. I a skjer det lite eller ingen refrysing av smeltevann som følge av lav temperaturgradient i breen. (Tidligere i ablasjonssesongen har det blitt dannet sommerpåfrosset is som har frigjort latent varme og hevet temperaturen i breoverflaten slik at refrysingen avtar). I b har det blitt dannet sommerpåfrosset is tidlig i ablasjonssesongen da smeltevannet var bundet kapillært i snøen, men når snøpakka mettes med vann vil ytterligere smelting gi avrenning englasialt via sprekkene. Ablasjonen overstiger summen av akkumulasjonen av snø og sommerpåfrosset is. I begge områdene skjer all transport av følbare varme internt i breen (ikke mellom breen og atmosfæren) og transporten går sakte som følge av lav temperaturgradient (likning 3.2). Når lufttemperaturen synker under 0 °C ved inngangen til akkumulasjonssesongen rettes energifluksen fra breoverflaten til atmosfæren.

Rute 2a/b beskriver situasjonen om høsten med negativ lufttemperatur og lite/ingen snø. Dette gir stor temperaturgradient og høy energifluks ut av breoverflaten jf. varmeledningslikningen (likning 3.2). Tabell 3.2 viser at is har lav termisk konduktivitet sammenliknet med berggrunn (eks. kvarts) men over 40 ganger så høy som nysnø med tetthet 0.1 kg, derfor er lengden på perioden uten snø av stor betydning for størrelsen på kuldemagasinet. Området i a får størst temperaturgradient ettersom vannet på overflaten holder 0 °C og energitapet brukes til å refryse vannet/sørpen på overflaten og danne høstpåfrosset is. Refrysingen frigjør latent varme som holder den underliggende isen temperert på overflaten slik at den store temperaturgradienten opprettholdes helt til alt vannet er frosset og istemperaturen begynner å synke under 0 °C. I b omsettes ikke energitapet i masseøkning, men bygger opp et kuldemagasin i breen. Dette skjer effektivt selv om transporten hovedsakelig skjer ved varmeledning. Årsaken er sprekkene som gir stor kontaktflate mellom is og luft ned til ca 20-30 meters dyp. Vind og konveksjon opprettholder energifluksen ved at luft transporteres ut av sprekkene og erstattes av ny kald luft med høyere tetthet.



Figur 6.1. Idealisert sammenlikning av vekselvirkningen mellom energi- og massebalanse i et område uten sprekker og et område med sprekker på en polytermal bre. Den blå temperaturkurven kan brukes som mål på kuldemagasinet størrelse ned til ca 10 m dyp hvor de årlige temperatursvingningene i følge Paterson (1994) kan regnes som neglisjerbare. Sammenlikningen viser hvordan breen kan øke massebalansen gjennom refrysing uten at reduksjonen i kuldemagasinet gir påfølgende økt ablasjon relativt til sprekkeområdet. Røde piler viser retningen til energifluksen mellom breen og atmosfæren. Energifluksen internt i breen endrer ikke kuldemagasinet og vises derfor ikke. SPI og HPI er hhv sommer- og høstpåfrosset is.

Rute 3a/b viser utviklingen til temperaturprofilen i de to områdene gjennom vinteren. Når snødekke og lufttemperatur settes likt i de to områdene, vil energitapet i område a likevel være høyere som en følge av mye større temperaturgradient, sammenliknet med område b. Dette fordi isoverflaten i område a har vært temperert gjennom høsten så

lenge refrysingen har pågått. I tillegg er sprekkene nå dekket av snøbruer som gjør at den omtalte effekten av sprekkene som effektive ledere av energi ut av breen, nå opphører. Differansen i energifluksen (likning 3.2) gjør at kuldemagasinet definert i likning 3.1 øker raskere i område a enn i b. Dette gir en indirekte nettogevinst til massebalansen i område a i form av økt kuldemagasin relativt til område b, og vil føre til økt refrysing når smeltesesongen inntreffer. Forskjellen i energifluksen avtar utover vinteren etter hvert som temperaturgradienten i område a nærmer seg gradienten i område b. Snøens tykkelse og tetthet som funksjon av tidspunkt på vinteren, vil være avgjørende for hvor stort varmetapet til atmosfæren blir i de to områdene.

Rute 4a/b viser at energifluksen snur og rettes fra atmosfæren inn i breen om sommeren. I område a brukes energitilførselen til å smelte snø som perkolerer til den impermeable isoverflaten og refryser i form av et lag med sommerpåfrosset is. Den latente varmen som frigjøres under refrysingen reduserer kuldemagasinet svært effektivt. Laget med påfrosset is øker i tykkelse gjennom sommeren helt til temperaturgradienten i breen blir så lav at energifluksen ned i breen kompenseres av solinnstråling, eller at tilgangen på smeltevann opphører. I område b vil energifluksen inn i breen være større enn i a fordi sprekkene gir stor kontaktflate mellom isen og atmosfæren. Dette gjør at kuldemagasinet reduseres raskere og gir økt smelting relativt til område a. Sprekkene fungerer altså som en energiventil gjennom året. Mesteparten av tiden med negativ lufttemperatur, hindrer snøbruer varmetap til atmosfæren. Motsatt gjelder i sommersesongen da åpne sprekker bidrar til høy energifluks inn i breen. Denne effekten, som påvirker energibalansen og bidrar til økt ablasjon i sprekkområder, kommer i tillegg til smeltevannets betydning for massebalansen gjennom refrysing.

Resonnementet ovenfor bygger på den idealiserte forutsetningen om at smeltevann som drenerer ned i sprekker transporteres vekk fra breen via en- og subglasiale forbindelser. Observasjoner fra Kronebreen/Holtedahlfonna viser at i enkelte tilfeller fylles sprekker med smeltevann som refryser før det drenerer vekk, men omfanget av denne typen akkumulasjon er svært vanskelig å måle.

Den økte ablasjonen i høydeintervallet mellom ca 645 og 755 moh. bidrar til å heve flerårig ELA på Holtedahlfonna til 697 moh. Videre er sonen, som potensielt kunne hatt netto akkumulasjon av sommerpåfrosset is, desimert til ca 6 % av breens totale

akkumulasjonsområde. Det gjennomsnittlige bidraget fra sommerpåfrosset is til breens totale nettoakkumulasjon er dermed neglisjerbart ettersom sonen med påfrosset is i følge beregningene *gjennomsnittlig* utgjør et smalt belte på 15 høydemeter ovenfor likevektslinja hvor nettoakkumulasjonen er tilnærmet lik null. (I praksis er det ingen sone med påfrosset is de fleste årene, mens sonen dekker mer enn 15 høydemeter i andre år, avhengig av likevektslinjas høyde i forhold til sprekkområdet.) Til sammenlikning utgjør sonen med påfrosset is på Austfonna ca 65 % av breens totale akkumulasjonsområde (Melvold & Hagen, 2001).

Den hypsometriske kurven (figur 5.8) viser at økningen i ELA, som følge av høyere ablasjon i sprekkområdet, gir spesielt store utslag i massebalansen på Holtedahlfonna ettersom breens arealandel er størst i høydeintervallet omkring likevektslinja. Eksempelvis ville ELA i 2003 sunket fra 755 moh. til 685 moh. dersom nettobalansegradienten fra ablasjonsområdet nedenfor ble brukt også i sprekkområdet (antatt ingen sprekker). Den totale overflateablasjonen for hele breen ville da blitt 13 % eller 0.10 m vannekv. mindre negativ. Dette ville gitt en økning i breens totale nettobalanse (inkludert kalving) fra -0.56 til -0.46 m vannekvivalenter.

Iskjernedataene viste at det i ablasjonsområdet i 2002 og 2003 i gjennomsnitt var hhv. 0.11 m og 0.12 m vannekvivalenter netto akkumulasjon av høstpåfrosset ved de seks boreområdene. Mektigheten varierte imidlertid så mye (0-0.28 m vannekv.) at det ikke er mulig å fastsette det totale bidraget til breens massebalanse. I likhet med sommerpåfrosset is er trolig også andelen av høstpåfrosset is lavere på Kronebreen/Holtedahlfonna enn på breer med mindre utbredelse av sprekkområder.

Bidraget fra intern akkumulasjon utgjorde gjennomsnittlig 20 % av nettoakkumulasjonen ved de målte stakene i firnområdet i 2003. Med unntak av den nederste delen av firnområdet som er et sprekkområde, er det ingen grunn til at Holtedahlfonna skal ha lavere andel refrysing av intern akkumulasjon, sammenliknet med øvrige breer på Svalbard, men det foreligger ingen verdier fra andre studier på Svalbard til sammenlikning.

I mangel av både akkumulasjons- og ablasjonsdata fra Kronebreen, er det her benyttet massebalansedata fra Kongsvegen i tillegg til målingene på Holtedahlfonna. En annen

tilnærming ville vært å overføre resultatene fra sprekkområdet på Holvedahlfonna til Kronebreen. Resultatene fra Holvedahlfonna viser en tilnærmet konstant økning i ablasjonen på ca 0.3 m vannekvivalenter i sprekkområdet, sammenliknet med områdene rundt. Kronebreen utgjør ca 19 % av hele breens samlede areal. Denne alternative tilnærmingen ville derfor kun gitt -0.06 m vannekvivalenter økt ablasjon i breens samlede massebalanse og dette er godt innenfor det oppgitte feilestimatet. Da er det heller ikke tatt høyde for at Kronebreen trolig har økt vinterakkumulasjon i forhold til Kongsvegen, som følge av redistribusjon av snø, som i følge Hansen-Bauer et al. (1990) kan være betydelig på Svalbard.

6.1.2 Betydningen av endring i albedo nedenfor firnlinja

Stakemålingene på Holvedahlfonna viser at sommerbalansegradienten er slakere over likevektslinja enn nedenfor. Det betyr at ablasjonen avtar raskere med høyden i ablasjonsområdet enn i akkumulasjonsområdet. Beregnede balansegradienter for ulike regioner på Svalbard viser at dette er et generelt trekk i massebalansen, men endringen i gradienten inntreffer opptil 400 høydemeter over ELA på enkelte breer (Hagen et al. 2003). Forklaringen på de ulike gradientene ligger trolig i ulike endringer i overflatens albedo gjennom smeltesesongen. Økt vinterakkumulasjon med høyde i kombinasjon med avtagende smelting med høyde gjør at breis normalt vil eksponeres nederst på breen først. Gjennom smeltesesongen vil snølinja gradvis trekke oppover breen og stadig større andel av breen vil ha eksponert breis. Avhengig av sedimentkonsentrasjon på overflaten har breis en albedo mellom 15 og 51 % mens smeltende snø har 66-88 % (Paterson 1994). Dette betyr at opptil ca fem ganger så mye av den innkomne kortbølgete solinnstrålingen absorberes av områdene med eksponert breis, sammenliknet med snødekte områder på breen. På grunn av endring i snølinjas høyde gjennom ablasjonssesongen vil perioden med eksponert breis være lengst nederst på breen og avta opp til årets firnlinje. Dette fører til en ytterligere avtagende smelting med høyden over havet opp til firnlinja. Over firnlinja er albedoen mer eller mindre konstant gjennom ablasjonssesongen ettersom hele området per definisjon er dekket av snø. Her styres sommerbalansegradienten derfor i hovedsak av den vertikale lufttemperaturgradienten. (Kortbølget innstråling bidrar også betydelig til smeltingen, men i motsetning til lufttemperatur er strålingen ikke tilsvarende korrelert til høyde over havet og styrer dermed ikke størrelsen på *gradienten*.) Dette kan også forklare at

endringen i gradienten inntreffer høyere på andre breer på Svalbard hvor det er en sone med påfrosset is, mens endringen inntreffer ved likevektslinja på Holvedahlfonna ettersom det her er sammenfallende med firnlinja.

6.1.3 Valg av ikke-lineær akkumulasjonsgradient

Ved fastsetting av vinterbalansegradientene på Holvedahlfonna, er det i alle måleårene benyttet gradienter som varierer med høyden og som er negative over ca 900 moh. Begrunnelsen for ikke å bruke lineære gradienter, er ønsket om best mulig samsvar mellom målte forhold og beregnet massebalanse på Holvedahlfonna, uavhengig av hva som er vanlig på andre målte breer. Den avtagende vinterakkumulasjonen øverst på breen er forklart med nedbørsskygge som følge av omkringliggende topografi. Dypere iskjerner fra akkumulasjonsområdet til Holvedahlfonna underbygger bruken av negativ akkumulasjonsgradient øverst på breen (Pourchet et al. 1995). Iskjernene viser avtagende nettobalanse over 900 m.o.h i perioden 1986 til 1991, noe som indikerer at dette er et varig trekk ved akkumulasjonsmønsteret på Holvedahlfonna.

6.2 Kalvingens bidrag til massebalansen

Årlig kalvingsrate fra Kronebreen ble beregnet til $0.08 \pm 0.01 \text{ km}^3$ std.avvik vannekvivalenter. Dette utgjør kun ca 1/3 av volumet som ble beregnet av Lefauconnier et al. (1994) som gav 0.25 km^3 is pr år. Dette tallet presenteres som en maksimumsverdi ettersom volumet av sprekker ikke er trukket fra. Videre understrekes det at beregningene bygger på at kalvingsfronten har en gjennomsnittlig årlig tilbakesmelting på ca 200 m pr. år og at dette trolig vil stoppe opp "*innen få år*". Sammenlikning av satellittbilder fra 1986 og 2001 viser at den forventede stansen i tilbaketrekkingen inntraff like etter disse kalvingsberegningene og bidrar til å redusere kalvingsraten betydelig. Et så markant opphold i kalvingsfrontens forflytning kan ikke forklares med tidligere endringer i massebalansen ettersom disse signalene dempes gjennom responstiden som for større breer i Arktis kan være i størrelsesorden 100-1000 år (Paterson 1994). Den mest nærliggende forklaringen er at en mindre andel av bretinga er gjenstand for oppdrift, slik at mindre is kalver og brefronten stabiliserer seg.

Andre årsaker til at kalvingsraten nå er nedjustert er at bidraget fra Infantfonna her er utelatt og at brefronten er blitt tynnere. Overflatehastigheten har ikke endret seg betydelig fra 1986 til 2002.

Den høye overflatehastigheten på Kronebreen gjør at det oppgitte feilestimatet blir lite relativt til kalvingsvolumet. Dette gir økt nøyaktighet i fastsettingen av breens samlede massebalanse i forhold til om all ablasjon hadde skjedd i form av overflatesmelting som er vanskeligere å beregne nøyaktig.

6.3 Endringer i massebalansen siden 1996

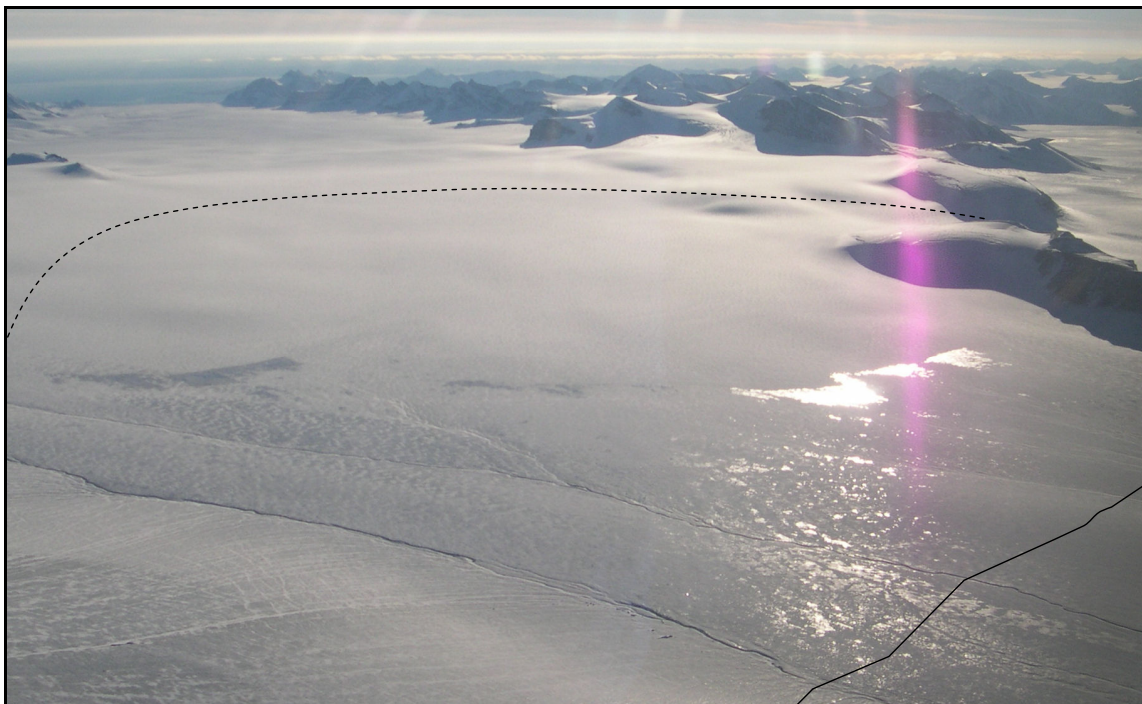
Hagen et al. (2003) viser til at de målte breene på Svalbard har hatt negativ nettobalanse over de siste ca 30 årene, men at det ikke er observert noen generell økning i ablasjonen. Hevingen av likevektslinja på Høltedahlfonna (gjennomsnittlig 58 høydemeter i perioden 2003-2006 i forhold til perioden 1996-2002) indikerer imidlertid at breen i likhet med Kongsvegen har hatt en betydelig negativ *endring* i massebalansen de siste fire årene. Dersom dette er representativt for de øvrige breene på Svalbard, innebærer det at den relativt stabile negative massebalansen gjennom flere tiår, nå er i ferd med å bli mer negativ.

6.4 Sammenlikning med Kongsvegen

6.4.1 Romlige variasjoner i massebalanse

Resultatene fra Høltedahlfonna bekrefter det tidligere studier (Pourchet et al., 1995; Pinglot et al., 1999) antydte; at likevektslinja på Høltedahlfonna er over 100 m høyere enn på Kongsvegen til tross for den korte avstanden mellom breene. I elleveårsperioden fra 1996 t.o.m. 2006 var gjennomsnittlig forskjell i ELA 112 m. Gjennomsnittlig årlig nettobalanse på Høltedahlfonna var 0.2 m vannekvivalenter (50 %) mer negativ enn på Kongsvegen de fire siste balanseårene.

Den store forskjellen i nettobalanse viser at Kongsvegen ikke nødvendigvis kan brukes som representativ bre for den samlede massebalansen på nordvest-Spitsbergen. Dersom resultatene fra Kronebreen/Holtedahlfonna, som er ca tre ganger så stor som Kongsvegen, er representativ for de store breområdene i denne delen av Spitsbergen, er nettobalansen betydelig mer negativ enn tidligere antatt. Resultatene fra Holtedahlfonna reiser spørsmålet om hensyn til logistikk, økonomi og andre praktiske forhold ved etablering av måleserier for massebalanse på Svalbard kan ha ført til en systematisk overestimering av Svalbards samlede massebalanse. Dette kan være tilfelle dersom de målte breene har en overflatekarakter som fremmer dannelsen av påfrosset is og dermed fører til økt massebalanse, mens store deler av det samlede brearealet har forhold som er mer tilsvarende Kronebreen/Holtedahlfonna. Arealet av de målte breene på Spitsbergen (utenom Kronebreen/Holtedahlfonna) utgjør kun ca 0.5 % av det samlede brearealet (Hagen et al., 2003) og dårlig representativitet vil derfor kunne føre til betydelige feil.



Figur 6.2. Del av akkumulasjonsområdet til Kongsvegen opp til isskillet mot Sveabreen. Svart linje markerer gjennomsnittlig ELA i perioden 1996 t.o.m. 2006, 585 moh. Stiplet linje markerer likevektslinjas høyde på breen dersom den hadde vært like høy som på Holtedahlfonna i samme periode (697 moh.) Høstpåfrosset is vises i store deler av området både ovenfor og nedenfor den flerårige likevektslinja.

Eksempelet Kongsvegen-Kronebreen/Holtedahlfonna illustrerer hvordan ytre kontrollerende faktorer kan gi så vidt store forskjeller i ELA for to breer til tross for at de påvirkes av tilnærmet identisk lokalklima.

Figur 6.2 viser omtrent det samme høydeintervallet på Kongsvegen som utgjør sprekkområdet på Holtedahlfonna. På Kongsvegen befinner området seg ovenfor den flerårige likevektslinja 585 moh. som følge av akkumulasjon av betydelige mengder påfrosset is. Figuren viser høstpåfrosset is, men også sommerpåfrosset is vil dannes i de samme områdene hvor det er tilgang på smeltevann så lenge det er kuldemagasin i breen. Sonen med påfrosset is utgjør ca 43 % av det totale akkumulasjonsområdet (Wadham & Nuttall, 2000) mot ca 6 % på Holtedahlfonna. Dersom smeltevannet hadde drenert vekk i stedet for å akkumuleres som påfrosset is, ville likevektslinja blitt hevet også på Kongsvegen.

6.4.2 Målte og modellerte endringer i massebalansen (2003-2006)

Sammenlikningen mellom Kronebreen/Holtedahlfonna og Kongsvegen, viser at differansen både i likevektslinjas høyde og i massebalansen er forholdsvis konstant over tid. Dette betyr at breene responderer tilnærmet likt på gitte endringer i de meteorologiske forholdene. Det som er oppsiktsvekkende er at begge breenes respons på de meteorologiske forholdene viser mindre negativ massebalanse samtidig som årsmiddeltemperaturen stiger gjennom fireårsperioden 2003 t.o.m. 2006.

Figur 5.17 viser så store avvik mellom målt og modellert *årlig* sommerbalanse gjennom fireårsperioden at den forholdsvis lave differansen i målt og modellert *kumulert* sommerbalanse synes å være et utslag av feil som delvis utlikner hverandre. Dette viser at sensitivitetsdiagrammet, som utelukkende er basert på endringer i lufttemperatur, ikke nødvendigvis gir et korrekt bilde av endringene i sommerbalansen. Målingene av massebalanse på Kongsvegen kan naturligvis inneholde feil, men den relative endringen i massebalanse fra ett balanseår til et annet må regnes som svært pålitelig ettersom samme måleoppsett benyttes hvert år. Det kan derfor utelukkes at massebalansen i 2005 og 2006 ble mer negativ slik sensitivitetsdiagrammet viser, når stakemålingene på Kongsvegen viser det motsatte. Dette underbygges av målingene på Holtedahlfonna som følger utviklingen i *målt* massebalanse på Kongsvegen.

Konklusjonen om at måleresultatene på breene gjengir de faktiske endringer i sommerbalansen korrekt i motsetning til sensitivitetsdiagrammet, krever da en forklaring på hvordan dette kan skje parallelt med økningen i lufttemperatur på 2.7 °C

± 0.21 °C std.avvik. over fireårsperioden. Målingene viser økt ablasjon med økt årsmiddeltemperatur i 2004, så forklaringen tar utgangspunkt i balanseårene 2005 og 2006 der ablasjonen avtok med økt temperatur.

Figur 5.16 viser at mesteparten av temperaturøkningen i 2005 og 2006 skjedde i vinterhalvåret. Dette kan ikke forklare at smeltingen avtok, men økning i vintertemperatur får mindre konsekvenser for sommerablasjonen, enn om hele økningen var i sommertemperaturen.

Hovedforklaringen ligger trolig i modellens forenkling ved å forutsette at lufttemperaturen har en kjent, tilnærmet konstant korrelasjon til energifluksen inn/ut av breoverflaten som skjer i form av stråling og følbare varme/konveksjon. Den målte sommerbalansen tilsier imidlertid at atmosfæriske forhold som bl.a. skydekke, vind og sommernedbør, har ført til variasjoner i sommerbalansen som ikke fanges opp av lufttemperaturen alene.

En annen mulig forklaring er knyttet til overflatealbedo. Sensitivitetsdiagrammet forutsetter at det ikke er noen kopling mellom vinterbalansen og sommerablasjonen, og ser dermed bort fra effekten av årlige endringer i overflatealbedo. Vinterbalansen på Kronebreen/Holtedahlfonna og Kongsvegen økte med ca 50 % fra 2005 til 2006. Dette innebærer en betydelig forlengelse av perioden hvor ablasjonsområdet er dekket av snø som har opptil ca fem ganger så høy albedo som breis (Paterson, 1994). Denne effekten kan forklare at 2006 hadde minst smelting samtidig som det var det varmeste året i måleperioden.

6.5 Kontrollerende faktorer på massebalansen

Den nye måleserien som er etablert på Holtedahlfonna har, sammen med målingene på Kongsvegen, vist at store forskjeller i massebalanse forekommer innenfor korte avstander med tilnærmet samme klima. Oppfatningen av at høyden på likevektslinja og breers massebalanse styres av lokalklimaet, kan dermed føre til betydelige feil ved inter-/ekstrapolasjon av resultatene fra enkelte målte breer til større bredekte områder.

Basert på studien av Kongsvegen og Kronebreen/Holtedahlfonna gis her en mer generalisert oversikt over hvilke kontrollerende faktorer som i tillegg til klima, enten direkte eller gjennom ulike tilbakekoplingsmekanismer, påvirker massebalansen til polytermale breer (figur 6.3).

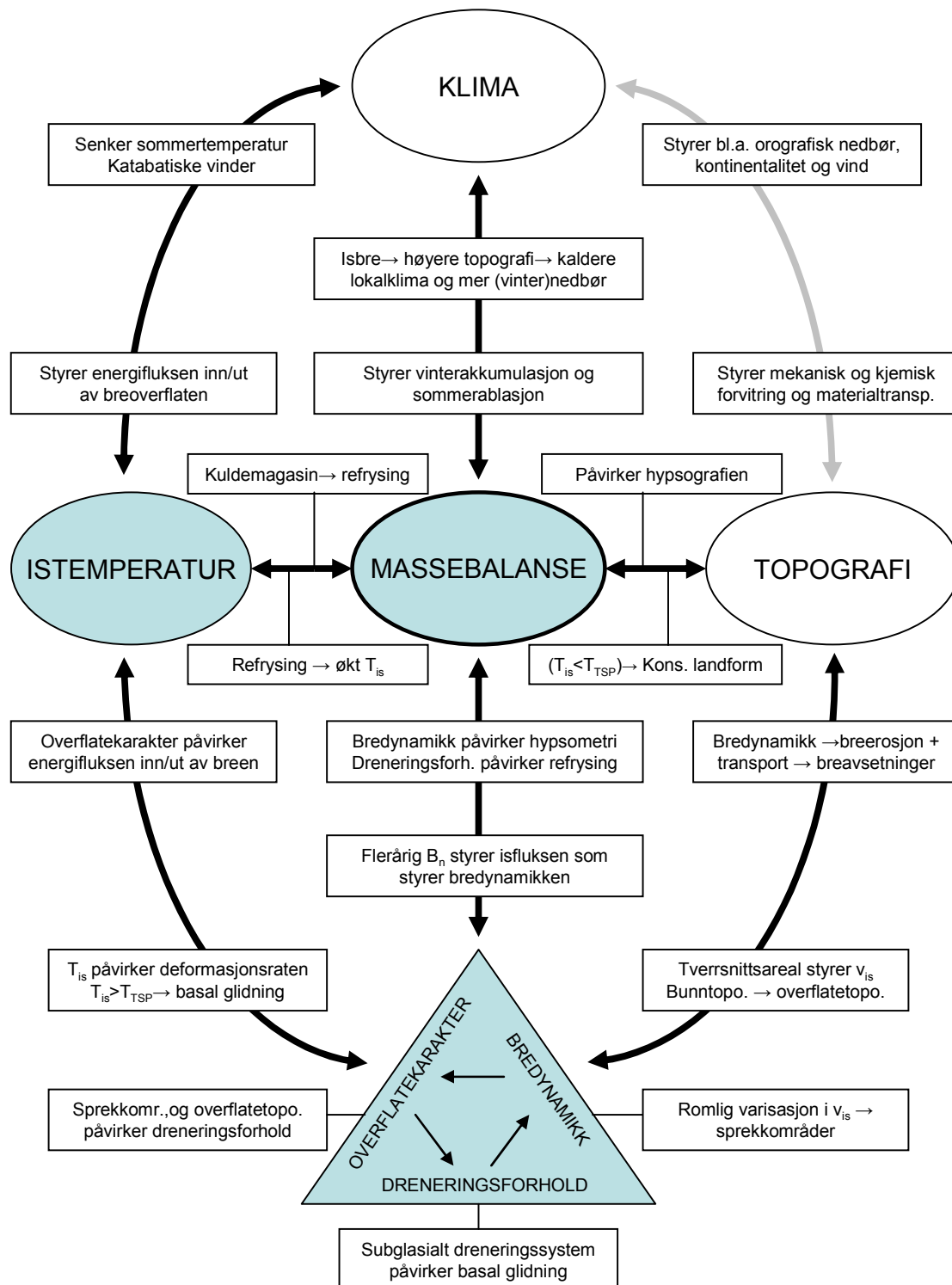
Det er naturlig å begynne med topografiens betydning for massebalansen ettersom denne i et kort perspektiv kan defineres som en konstant ytre faktor på en gitt bre. Topografien påvirker massebalansen direkte ved at den styrer breens arealfordeling med høyde. Topografiens påvirkning på klimaet er strengt tatt ikke en del av glasiologien, men har indirekte stor betydning ettersom den bl.a. styrer orografisk nedbør, grad av kontinentalitet og vindforhold. På Kongsvegen gir den orografiske forsterkningen av frontnedbøren økt nedbør sammenliknet med Ny Ålesund. Dette gjelder delvis også Holtedahlfonna, men her demper topografien samtidig denne effekten ved å skape nedbørsskygge på deler av breen.

Klimaet påvirker topografien direkte gjennom mekanisk og kjemisk forvitring og påvirker også fluvial og eolisk materialtransport. Gjennom oppbyggingen av breer påvirker klimaet topografien enten dynamisk i form av breerosjon som gir makro erosjonsformer og større breavsetninger, eller ved at breen konserverer landformene der temperaturen er under trykksmeltepunktet ved sålen.

Når klimaet fører til dannelsen av breer ved at vinterakkumulasjonen over tid overstiger sommerablasjonen gir det positive tilbakekoplinger. Hevingen av overflaten medfører kaldere lokalklima. Dette gir både mer orografisk nedbør og øker andelen av nedbøren som kommer i form av snø. Dessuten vil albedoen gjøre at mindre solinnstråling absorberes. I tillegg til klimaets direkte påvirkning på massebalansen i form av vinterakkumulasjon og sommerablasjon, påvirker energifluksen mellom breen og atmosfæren istemperaturen. Dette gir et indirekte positivt eller negativt bidrag til breens massebalanse ved at kuldemagasinet øker eller reduseres.

Istemperaturens/kuldemagasinet direkte bidrag til massebalansen i form av refrysing styres ikke bare av klima, men også av flere faktorer som kan relateres tilbake til topografiens betydning. Bunn- og omkringliggende topografi styrer i stor grad romlige

endringer i breens tverrsnittsareal. Disse endringene fører igjen til romlige endringer i bredynamikken som styrer dannelsen av sprekkområder.



Figur 6.3. Kontrollerende faktorer på massebalansen til polytermale breer. Gjensidige vekselvirkninger og indirekte tilbakekoplingsmekanismer gjør at alle faktorene påvirker hverandre og må derfor ideelt sett betraktes samlet for en adekvat forståelse av romlige og temporale endringer i massebalansen.

I tillegg påvirker bunntopografien overflatetopografien (helning). Overflatetopografi og forekomsten av sprekker samt overflatematerialet (snø/firn/is) definerer til sammen breens overflatekarakter. Overflatekarakteren er av stor betydning for dreneringsforholdene. Dersom overflatekarakteren gjør at smeltevann blir på overflaten, vil det refryse og føre til økt massebalanse så lenge istemperaturen er tilstrekkelig lav. Refrysingen vil frigjøre latent varme som hever istemperaturen. Dersom overflatekarakteren gjør at smeltevannet drenerer englasialt og videre subglasialt, vil dette bidra til å holde temperaturen langs bresålen ved trykksmeltepunktet og opprettholde bredynamikken som igjen opprettholder utbredelsen av sprekkområdene. Her vil ikke refrysing på overflaten bidra til økning av massebalansen. Reduksjon av kuldemagasinet skjer da ikke som følge av frigjøring av latent varme. Derimot vil kuldemagasinet reduseres effektivt om sommeren pga stor kontaktflate mellom breisen og atmosfæren i sprekkområder.

Bredynamikken påvirker hypsometrien som igjen avgjør hvilken betydning balansegradientene får for den totale massebalansen. Kalvingsraten styres også av bredynamikken. Dette leder til spørsmålet om hvorvidt langtids massebalanse på Kronebreen/Holtedahlfonna faktisk er mer negativ enn på Kongsvegen slik resultatene viser. Dersom Kongsvegen gjennomgår en surge vil den hypsometriske kurven endres betydelig og ablasjonen i form av kalving og overflatesmelting vil øke dramatisk over en periode på få år. Den reelle differansen i massebalansen mellom to breer oppnås derfor først når økningen i ablasjonen under en eventuell surge midles over hele den inaktive perioden og legges til den årlige målte massebalansen.

Dersom Kongsvegen ikke lenger bygger opp til en ny surge, er de målte forskjellene i nettobalanse mellom Kronebreen/Holtedahlfonna og Kongsvegen reelle forskjeller. Den beregnede årlige nettobalansen for hele Svalbard, $-0.120 \text{ m} \pm 0.030 \text{ m}$ vannekv. (Hagen et al. 2003) utgjør kun $1/5$ av gjennomsnittlig årlig nettobalanse på Holtedahlfonna i perioden 2003-2006 og kan vise seg å være en betydelig overestimert av den reelle nettobalansen, ikke minst ettersom resultatene fra Holtedahlfonna viser en negativ utvikling de siste fire årene sammenliknet med elleveårsperioden før.

7 Konklusjon

Likevektslinja på Kronebreen/Holtedahlfonna (697 moh.) var i elleveårs perioden 1996-2006 gjennomsnittlig 112 m høyere enn på Kongsvegen, til tross for den korte avstanden mellom breene, slik tidligere studier antydte. Resultatene fra de fire siste balanseårene tilsier at ELA på de to breene endres tilnærmet likt.

Den nyetablerte måleserien på Holtedahlfonna viser at Kronebreen/Holtedahlfonnas gjennomsnittlige årlige nettobalanse i fireårsperioden 2003-2006 var $-0.17 \pm 0.07 \text{ km}^3$ std.avvik eller $-0.60 \pm 0.23 \text{ m}$ std.avvik vannekvivalenter hvorav kalving utgjør halvparten. Årlig gjennomsnittlig nettobalanse er 0.2 m vannekvivalenter mer negativ enn på Kongsvegen. Ca $\frac{3}{4}$ av differansen skyldes høyere ablasjon på Kronebreen/Holtedahlfonna mens resten skyldes mindre vinterakkumulasjon.

Årlig sommer og vinterbalanse endres relativt likt på de to breene gjennom fireårsperioden 2003-2006. Nettobalansen på de to breene i 2006, som var det varmeste året i måleperioden, var 0.4 m vannekvivalenter mindre negativ enn i 2003, som følge av både mindre sommerablasjon og økt vinterakkumulasjon. Dette viser at lufttemperaturen alene ikke er korrelert til sommerablasjonen.

Gjennomsnittlig ELA i perioden 2003-2006 ligger 58 m over ELA for perioden 1996-2002 på begge breene. Dette indikerer at breene i sum har hatt en betydelig negativ utvikling i massebalansen de siste fire årene, sammenliknet med årene før. På Holtedahlfonna gir endringer i ELA spesielt store utslag i total massebalanse ettersom arealfordelingen med høyde har et toppunkt omkring likevektslinja ca 700 moh. Dersom

resultatene fra disse to breene representerer en generell trend i breenes massebalanse på Svalbard, betyr det at en periode på flere tiår med tilnærmet konstant negativ massebalanse nå er i ferd med å erstattes av en periode med mer negativ nettobalanse.

Overflatebalansen på Høltedahlfonna viser store romlige variasjoner i sommerablasjonen som er knyttet til breens overflatekarakter. Der hvor overflatetopografien og forekomsten av sprekker gir hurtig avrenning av smeltevann blir ablasjonen ca 0.35 m vannekvivalenter mer negativ enn der hvor smeltevannet refryser på overflaten som et positivt bidrag til massebalansen.

Ett større sprekkområde i høydeintervallet 645-755 moh. kan alene forklare $\frac{2}{3}$ (0.10 m vannekv.) av den økte sommerablasjonen i forhold til Kongsvegen. Sprekkområdet er årsaken til at den gjennomsnittlige sonen med påfrosset is på Høltedahlfonna kun utgjør ca 6 % av breens akkumulasjonsområde mot ca 43 % på Kongsvegen. Nettoakkumuleringen av sommerpåfrosset is på Høltedahlfonna er dermed neglisjerbar ettersom sonen med påfrosset is kun har en teoretisk utbredelse langs likevektslinja. Resultatene viser at den lave andelen påfrosset is på Høltedahlfonna, som følge av hurtig avrenning av smeltevann, utgjør en avgjørende kontrollerende faktor på breens massebalanse. Dette forklarer de store lokale romlige variasjonene både internt på breen og forskjellene i ELA og massebalansen relativt til Kongsvegen.

Resultatene fra studien av Kronebreen/Høltedahlfonna og sammenlikningen med Kongsvegen reiser spørsmålet om de tidligere måleseriens representativitet for den samlede massebalansen på Svalbard. Hagen et al. (2003) sine beregninger for Spitsbergen er basert på målinger av 13 mindre breer med en samlet utbredelse som utgjør ca 0.5% av det totale brearealet. Målingene for hele Svalbard gav da en årlig nettobalanse på -0.120 ± 0.030 m vannekvivalenter som er kun $\frac{1}{5}$ av gjennomsnittlig årlig nettobalanse på Kronebreen/Høltedahlfonna i perioden 2003-2006. Dette store avviket forklares her delvis med at breene har hatt en betydelig negativ utvikling i massebalansen de siste årene. I tillegg foreslås det her at tidligere valg av breer til etablering av måleserier ut fra praktiske hensyn kan ha ført til en systematisk underestimering av massebalansen på Svalbard dersom disse breene ikke har overflateforhold som er representative for de større breene på Spitsbergen.

Etterord

Samtidig som arbeidet med oppgaven har gitt svar på mange av de problemstillingene som stod ubesvart før etableringen av måleserien på Høltedahlfonna, har nye spørsmål dukket opp.

Det mest framtrædende spørsmålet er nok i hvilken grad målingene på Kronebreen/Høltedahlfonna er representative for Svalbards samlede massebalanse sammenliknet med tidligere beregninger. For å komme nærmere svaret på dette bør det først gjøres ytterligere studier av hvordan breens overflatekarakter og smeltevannets dreneringsmønster påvirker massebalansen gjennom refrysingsprosesser. En slik tilnærming krever mer nøyaktig kartlegging av utbredelsen til sprekkområdene og dreneringskanalene samt overflatehelning og overflatens infiltreringsevne enn det som er gjort til denne oppgaven. Videre bør disse parametrenes innbyrdes betydning for massebalansen bestemmes nærmere gjennom høyere måletetthet av ablasjonen i utvalgte typeområder på breen. På den måten kan man med større grad av nøyaktighet relatere romlige variasjoner i massebalansen, ikke bare til de meteorologiske betingelsene, men også til områdespesifikke overflateforhold.

Dersom man på sikt, ved hjelp av fly- og satellittbilder, klassifiserer alle de bredekte arealene på Svalbard med hensyn på overflatekarakter/dreneringsforhold, vil inter- og ekstrapoleringen av massebalansen fra etablerte måleserier potensielt kunne gjøres med en vektet korrigeringsfaktor for disse forholdene. En slik tilnærmingen antas å gi et bedre estimat for den samlede massebalansen på Svalbard enn dagens beregninger både fra Kronebreen/Høltedahlfonna og fra de øvrige målte breene.

Bibliografi

ACIA, (2004), *Impacts of a warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment*, Cambridge University Press

Ahlmann, H. W. (1935), "Contribution to the physics of glaciers" *Geographical Journal*, **86**, 97-113

Bamber, J.L. (1987), "Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers", *Annals of Glaciology* **9**, 5-10.

Benn, D.I. og Evans, D.J.A. (1998), *Glaciers & Glaciation*, Arnold

Benson, C.S. (1961), "Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet", *Folia Geographica Danica* **9**, 13-37.

Björnsson, H., Gjessing, Y., Hamran, S-E., Hagen, J.O., Liestøl, O., Pálsson, F. og Erlingsson, B. (1996), "The thermal regime of polythermal glaciers mapped by multi-frequency radio echo sounding", *Journal of Glaciology* **42**(140), 23-31.

Cogley, J. G. og Adams, W. P. (1998), "Mass balance of glaciers other than the ice sheets" *Journal of Glaciology*, **44**(147), 315-325.

Dowdeswell, J.A., Drewry, D.J., Liestøl, O., Orheim, O. (1984), "Radio echo-sounding of Spitsbergen glaciers: Problems in the interpretation of layer and bottom returns" *Journal of Glaciology* **30**(104), 16-21.

Dowdeswell, J.A. (1989), "On the nature of Svalbard icebergs", *Journal of Glaciology* **35**(120), 224-234.

Dowdeswell, J.A. og Collin, L. (1990), "Fast flowing outlet glaciers ov Svalbard ice caps", *Geology* **18**(8), 778-781.

Drewry, D.J., Liestøl, O. Neal, C. S. Orheim, O. og Wold, B. (1980), "Airborne radio echo sounding of glaciers in Svalbard", *Polar Record* **20**(126), 261-275.

Eiken, T., Hagen, J.O. og Melvold, K. (1997), "Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers", *Annals of Glaciology* **24**, 157-163.

Elverhøi, A., Liestøl, O. og Nagy, J. (1980), "Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen", Norsk Polarinstitut. Skrifter nr. 172, 33-58, Norsk Polarinstitut, Oslo.

Engeset, R.V. og Ødegård R.S. (1999), "Comparison of annual changes in winter ERS-1 SAR images and glacier mass balance of Slakbreen, Svalbard", *International Journal of Remote Sensing* **20**(2), 259-271.

Engeset, R.V., Kohler, J., Melvold, K. og Lundén, B. (2002), "Change detection and monitoring of glacier mass balance and facies using ERS SAR winter images over Svalbard", *International Journal of Remote Sensing* **23**(10), 2023-2050.

Etzelmüller, B. og Sollid, J.L. "Long term mass balance of selected polythermal glaciers on Spitsbergen, Svalbard", *Norsk Geografisk Tidsskrift* **50**, 55-66.

Goto-Azuma, K., Koshima, S., Kameda, T., Takahashi, S., Watnabe, O., Fujii, Y., Hagen, J.O. (1995), "An ice-core chemistry record from Snøfjellaafonna, northwestern Spitsbergen", *Annals of Glaciology* **21**, 213-218.

Hagen, J.O. og Liestøl, O. (1990), "Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950-88", *Annals of Glaciology* **14**, 102-106.

Hagen, J.O. og Sætrang, A. (1991), "Radio-echo soundings of polythermal glaciers with low-frequency radar", *Polar Research* **9**(1), 99-107.

Hagen, J.O., Liestøl, O., Roland, E. og Jørgensen, T. (1993), *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*, Meddelelser nr. 129, Norsk Polarinstitutt, Oslo.

Hagen, J.O., Melvold, K., Eiken, T., Isaksson, E. og Lefauconnier, B. (1999) "Mass balance methods on Kongsvegen, Svalbard" *Geografiska annaler* **81A**(4), 593-601.

Hagen, J.O., Melvold, K., Pinglot, F. og Dowdeswell, J. (2003), "On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic", *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **35**(2), 264-270

Hagen, J.O., Eiken, T., Kohler, J. og Melvold, K. (2005), "Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic response?", *Annals of Glaciology* **42**, 255-261.

Hamilton, G.S. (1996), "Controls on glacier surging in Svalbard", *Journal of Glaciology* **42** (140), 157-168.

Hamran, S.-E. (1996), *Radar in Glaciology*. UNIS-kompedium, upublisert.

Hansen-Bauer, I., Solås, M.K. og Steffensen, E.L. (1990), *The climate of Spitsbergen, Klima* (Rapport, 39/90), Det norske meteorologiske institutt, Oslo.

Hansen-Bauer, I., Førland, E.J. og Nordli, P.Ø. (1996), *Measured and true precipitation at Svalbard, Klima* (Rapport, 31/96), Det norske meteorologiske institutt, Oslo.

Hawkins, F. (1985), "Equilibrium-line altitudes and palaeo-environments in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada", *Journal of Glaciology* **31**, 205-213.

Jansson, P. (1999), "Effects of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären", *Geografiska annaler* **81A**(4), 633-642.

Jonsson, S. og Hansson, M. (1990), "Identification of annual layers in superimposed ice from Storöyjökulen in northeastern Svalbard", *Geografiska annaler* **72A**(1), 41-54.

- Jiskoot, H., Murray, T., Paul, B. (2000), "Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard", *Journal of Glaciology* **46**(154), 412-422 .
- Karlén, W. (1965), "Ablation i sprickområden" I: Pytte, R. og Østrem, G. "Glasiologiske undersøkelser i Norge 1964" Meddelande nr. 14, Hydrologisk avdeling, Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, 65-66.
- Koerner, R.M. (1970), "Some observations on superimposition of ice on the Devon Island ice cap, N.W.T. Canada", *Geografiska Annaler* **52A**(1), 57-67.
- Koerner, R.M. (1989), "Ice core evidence for extensive melting of the Greenland ice sheet during the last interglacial", *Science* **244**, 964-968.
- Kohler, J., Moore, J., Kennett, M., Engeset, R. og Elvehøy, H. (1997), "Using ground-penetrating radar to image previous years' summer surfaces for mass-balance measurements", *Annals of Glaciology* **24**, 355-360.
- Kotlyakov, V.M. og Macheret, Y.Y. (1987), "Radio echo-sounding of polythermal glaciers in Svalbard: some problems and results of Soviet studies", *Annals of Glaciology* **9**, 151-158.
- Kovacs, A., Gow, A.J. og Morey, R.M. (1995), "The in-situ dielectric constant of polar firn revisited", *Cold regions science and technology* **23**, 245-256.
- König, M., Wadham, J., Winther, J-G., Kohler, J. og Nuttall, A-M. (2002), "Detection of superimposed ice on the glaciers Kongsvegen and Midre Lovénbreen, Svalbard, using SAR satellite imagery", *Annals of Glaciology* **34**, 335-342.
- König, M., Winther, J-G. og Isaksson, E. (2001), "Measuring snow and glacier ice properties from satellite", *Reviews of Geophysics* **39**(1), 1-27.
- Kääb, A., Lefauconnier, B. og Melvold, K. 2005, "Flow field of Kronebreen, Svalbard, Using repeated Landsat 7 and ASTER data", *Annals of Glaciology* **42**, 7-13.
- Lefauconnier, B. og Hagen J.O. (1991), Surging and calving glaciers in eastern Svalbard, Meddelelser nr. 116, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Lefauconnier, B., Hagen, J.O. og Rudant, J.-P. (1994), "Flow speed and calving rate of Kongsbreen glacier, Svalbard, using SPOT images", *Polar Research* **13**(1), 59-65.
- Lefauconnier, B., Hagen, J.O., Ørbæk, J.B., Melvold, K. og Isaksson, E. (1999), "Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate", *Polar research* **18**(2), 307-313.
- Lide, D.R. (2005), CRC Handbook of chemistry and physics. 86th edition. CRC Press.
- Liestøl, O. (1975), "Glaciological work in 1973", *Norsk Polarinstitut Årbok, 1973*, 181-192.

Liestøl, O. (1977), "Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen", *Norsk Polarinstitutt Årbok 1975*, 7-29.

Liestøl, O. (1988), "The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen", *Norsk Geografisk Tidsskrift* **42**, 231-238.

Liestøl, O. (1995), Kompendium i glasiologi. Rapportserie i naturgeografi. Rapport nr 3, Universitetet i Oslo.

Loe, E. (2005), Energi- og massebalanse på Etonbreen – En studie av kuldemagasinet påvirkning på massebalansen på en del av Austfonna, Svalbard. Hovedfagsoppgave i naturgeografi, Universitetet i Oslo. 77s.

Macheret, Y.Y. (1981), "Forms of glacial relief on Spitsbergen glaciers", *Annals of Glaciology* **2**, 45-51.

McGinnis, D.L. og Crane, R.G. (1994), "A multivariate analysis of arctic climate in GCMs", *Journal of Climate* **7**, 1240-1250.

Melvold, K. (1992), Studier av brebevegelse på Kongsvegen og Kronebreen. Hovedfagsoppgave i geografi, Universitetet i Oslo.

Melvold, K. og Hagen, J.O. (1998), "Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1964-95", *Journal of Glaciology* **44**(147), 394-404.

Melvold, K. og Hagen, J.O. (2001) hentet fra: The Response of Arctic Ice Masses to Climate Change (ICEMASS). Modelling, Remote Sensing and Field Measurements. Final Report. European Commission, Framework IV, Environment and Climate Research Programme (DG XII), contract ENV4-CT97-0490), Universitetet i Oslo, P01-1-22.

Müller, F. (1962), "Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg island, N.W.T., Canada", *Journal of Glaciology*, **4**, 302-313.

Nuth, C. (2007), Geodetic massbalance of Svalbard glaciers 1936-2004. Masteroppgave i geofag. Universitetet i Oslo. 94s.

Nuttall, A.-M. (2001), The quiescent phase of Finsterwalderbreen, a surge-type glacier in Svalbard. Doktoravhandling, University of Bristol.

Obleitner, F. og Lehning, M. (2004), "Measurement and simulation of snow and superimposed ice at the Kongsvegen glacier, Svalbard (Spitzbergen)", *Journal of Geophysical Research* **109**, 1-12.

Oerlemans, J., Rolstadt, C., de Ruijter de Wildt, M., van de Wal, R. og de Wolde, J.R. (2001) hentet fra: The Response of Arctic Ice Masses to Climate Change (ICEMASS). Modelling, Remote Sensing and Field Measurements. Final Report. European Commission, Framework IV, Environment and Climate Research Programme (DG XII), contract ENV4-CT97-0490), Universitetet i Oslo, P02- 1-9.

- Orvin, A. K. (1940), Outline of the geological history of Spitsbergen, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 78, Norges Svalbard- og Ishavsundersøkelser, Oslo.
- Palosuo, E. (1987), "Ice layers and superimposition of ice on the summit and slope of Vestfonna, Svalbard", *Geografiska Annaler*, **69A**, 289-296.
- Paterson, W.S.B. (1994), The physics of glaciers. 86th edition. Butterworth-Heinemann.
- Pinglot, J.F., Pourchet, M., Lefauconnier, B., Hagen, J.O., Vaikmäe, R., Punning, J.M., Watnabe, O, Takahashi, S. og Kameda, T. (1994), "Natural and artificial radioactivity in the Svalbard glaciers" *Journal of Environmental Radioactivity*, **25**, 161-176.
- Pinglot, J.F., Pourchet, M., Lefauconnier, B., Hagen, J.O., Isaksson, E., Vaikmäe, R. og Kamiyama, K. (1999), "Accumulation in Svalbard glaciers deduced from ice cores with nuclear tests and Chernobyl reference layers", *Polar Research* **18**(2), 315-321.
- Pourchet, M., Lefauconnier, B., Pinglot, J.F. og Hagen, J.O. (1995) "Mean net accumulation of ten glacier basins in Svalbard estimated from detection of radio-active layers in shallow ice cores", *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **31**, 73-84
- Pälli, A., Kohler, J.C., Isaksson, E., Moore, J.C., Pinglot, J.F., Pohjola, V.A. og Samuelsson, H. (2002), "Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground-penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier" *Journal of Glaciology*, **48**(162), 417-424.
- Raymond, C.F. og Dowdeswell, J.A. (1987), "How do glaciers surge? A review", *Journal of Geophysical Research*, **92** (B9), 9121-9134.
- Robin, G. de Q. (1975), "Velocity of radio waves by means of a bore-hole interferometric technique", *Journal of Glaciology*, **15**(173), 151-159.
- Schneider, T. og Jansson, P. (2004), "Internal accumulation in firn and its significance for the mass balance of Storglaciären, Sweden", *Journal of Glaciology*, **50**(168), 25-34.
- Schytt, V. (1949), "Re-freezing of the melt-water on the surface of glacier ice", *Geografiska Annaler*, **31**(1-2), 222-227.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. og Morris, K. (1997), "The thermal conductivity of seasonal snow", *Journal of Glaciology*, **43**(143), 26-41.
- Sverdrup H.U., (1935), "The temperature of the firn on Isachsen's Plateau and general conclusions regarding the temperature of the glaciers on West-Spitsbergen" *Geografiska Annaler*, **17**, 53-88.
- Trabant, D.C. og Mayo L.R. (1985), "Estimation and effects of internal accumulation on five glaciers in Alaska" *Annals of Glaciology*, **6**, 113-117.
- Voigt, U. (1965), "Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen (Kingsbay, Westspitzbergen)", *Petermanns geographische Mitteilungen*, **109**(1), 1-8.

Wadham, J.L. og Nuttall, A.-M. (2000), Impact of Superimposed Ice on the Mass Balance of North-West Spitsbergen Glaciers. Final Report, 47 s.

Wadham, J.L. og Nuttall, A.-M. (2002), "Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at a maritime high Arctic glacier", *Journal of Glaciology* **48**(163), 545-551.

Williams, P.J. (1989) Frozen Earth: Fundamentals of geocryology. I Williams, P.J. (red.) og Smith, M.W. Cambridge University Press.

Woodward, J., Sharp, M. og Arendt, A. (1997), "The influence of superimposed-ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change", *Annals of Glaciology* **24**, 186-190.

Wold, B. (1976), En glasiologisk undersøkelse av Austre Brøggerbre, Spitsbergen. Hovedfagsoppgave i geografi, Universitetet i Oslo, Oslo, 81 s.

Wright, A., Wadham, J., Siegert, M., Luckmann, A. og Kohler, J. (2005), "Modelling the impact of superimposed ice on the mass balance of an arctic glacier under scenarios of future climate change", *Annals of Glaciology* **42**, 277-283.

Ødegård, R., Hamran, S.E., Bø, P.H., Etzelmüller, B., Vatne, G. og Sollid, J.L. (1992) "Thermal regime of a valley glacier, Erikbreen, northern Spitsbergen", *Polar Research*, **2**, 69-79.

Ødegård, R.S., Hagen, J.O. og Hamran S.E. (1997) "Comparison of radio-echosounding (30-1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, southern Spitsbergen, Svalbard" *Annals of Glaciology*, **24**, 262-267.

Østen, K. (1998), Radio-ekko undersøkelser på Midtdalsbreen, Sør-Norge. Hovedfagsoppgave i geografi (geomorfologi), Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, Oslo, 47 s.

Appendiks

I) Iskjerner boret i perioden 25.04-01.05 2004

Kjerne/ dyp (cm)	Beskrivelse	Tetthet (kgm ⁻³)
HDF2	580 moh.	
0-16	Klar is med store luftbobler < ca 10 mm. Avlange, vertikale luftbobler ca 1x5 cm, HPI	740
16-25	Klar/hvit farge, masse luftbobler ca 2 mm. Mange lange sigarformede luftbobler ca 1x8 cm, HPI	640
25-37	Klar is med luftbobler, 2-5 mm, HPI	880
37-42	Likner 25-37, men med store sedimenter	820
42-46	Hvit/klar farge, mange små bobler ca 1 mm.	830
HDF3	630 moh.	
0-10	Tydelige vertikale strukturer (mye luft). Hvit,uklar, minner om frossent vann/slush. Enkelte sedimenter, tyder på sørpe (ikke kun vann) som kan bære noe sedimenter. Ujevn isoverflate (toppen på kjernen) Merk: Ujevn side på kjernen kan gi unøyaktig tetthetsmåling. HPI	608
10-14	Klar is med svært store sedimenter	900
14-25	Noe hvitere is med markante 0.5-1.5 cm klare islag som har luftbobler (0.5-1.5 cm) Dvs. lagene er like tykke som boblene. Den øvrige hvitere isen har mye bobler ca 1-5 mm.	900
HDF3-4	636 moh.	
0-32	Vertikale strukturer som ved HDF3, sedimentkorn på overflaten. HPI	750
32-136	32-34cm dyp: Mye store sedimenter. Hele kjernen: Mye små bobler ca 1 mm. Horisontale lag (ca 0,5 cm med 0,4-0,5 cm bobler i dybdene: 52,55,57,107, 111,112,116 cm. Også ellers en lagdelt struktur, men mindre markante lag.	900
136-151	136-141 cm dyp: Svært mye sedimenter. Mest 140-141 cm. Advoktert SO fra akkumulasjonsområdet fra år med mye smelting og eller mye eolisk sedimenttransport. 141-151 cm dyp: flere, men mindre bobler enn over.	820
HDF4	Boret ca 2 m vest for staken/dreneringskanalen, 642 moh.	
0-15	Mye sedimenter i klar is med bobler	750
15-107	Is som ser ut som frossen sørpe, lagdeling, ca 1 cm tykke hvite lag. Irregulære luftbobler <1cm ellers små bobler < ca 1 mm. 48-61 cm: Små brunkornede sedimenter spredd utover i isen.	850
HDF4	Boret ca 6 m øst for staken/dreneringskanalen, 642 moh.	
0-15	Mye sedimenter i klar is. Tydelig at sedimentene har opprinnelse fra overflaten: De største har smeltet/sunket lengst ned. Mye bobler 1 mm-5 mm. Mye store avlange vertikale bobler ca 0,5x1,5 cm. De store svarte sedimentkornene ca 1 mm er silt/leire som kitter seg sammen under nedsmeltingen.	750
15-40	Klar mørk is med mye bobler <5 mm. Hvite islag med større bobler ved 16-19 cm og 26-27 cm.	900
41-68	40-41 Brune finkornede sedimenter Ellers: Klar lys is med mye små bobler ca 1 mm + diffuse lag med større irregulære bobler, ser ut som frossen sørpe.	860
HDF5	738 moh	
0-25	Firn. Svært lite, nesten usynlig sedimentlag på overflaten. 10-13 cm: Depth hoar med sedimenter. 13-21: Firn eller snøis. 21-25: Depth hoar med sedimenter.	460
25-132	Klar is. 46-57: Hvitere, ser ut som frossen sørpe. Hvitere lag 1-2cm tykt ved 125 og 130 cm dyp. Mye små og store bobler <1 mm – ca 5 mm.	860
132-146	Firn	650
146-196	Lik 25 -132. 161-164 cm: Bånd med hvit is.	860

HDF5-v	Boret ca 1 km vest for HDF5, 738 moh.	
0-21	Firn med fire islag på ca 0,5 cm. Svært lite sedimenter på overflaten.	380
21-24	Islag med sedimenter.	850
24-32	Firn, nesten is	590
32-212	Massiv is med store irregulære bobler, minner om frossen sørpe. 149cm dyp: Markant lag med sedimenter. Noe forskjell i fargetone på isen over og under, men ellers likt.	860
HDF5+	Boret ca 300 m nord for HDF5, 740 moh.	
0-21	Firn, ingen sedimenter på overflaten.	450
21-28	20-21: Islag. Under: Firn, med enkelte islag 0,5-1 cm tykke	420
80-99	Firn som gradvis går over til is. 86-90 Mørk is med sedimenter.	610
99-125	Is, med bobler ca 2 mm	820
125-144	Firn	490
HDF5++	Boret ca 700 m nord for HDF5, 745 moh.	
0-25	Ingen sedimenter på overflaten. 0,5cm islag på 12, 14 og 15cm dyp.	330
25-48	Hardere firn (overgangen fra 0-25 cm er gradvis)	430
48-71	Firn med massivt islag på 62-64 cm.	500
73-115	Firn	540
HDF5-6	760 moh.	
0-1	Islag med sedimenter	850
1-36	Firn med 0,5cm islag ved 7,5cm og 1cm islag ved 10-11cm.	400
36-40	Klar is med mye bobler ca 2 mm Ø	770
40-67	Firn	520
67-73	Is med bobler ca 2 mm	820
73-81	Hard firn	350
81-84	Islag	820
84-93	Firn med 1cm islag.	490
HDF6	772 moh.	
0-5	Islag, ikke massiv.	540
5-20	Firn	420
20-21	Islag	850
21-51	Firn med 0,5cm islag på 34cm dyp	450
51-110	Firn med 1cm islag på 96cm dyp	470
HDF7	888 moh.	
0-47	Firn med små islinser	450
47-48	Islag	850
48-77	Firn med flere islag < 0,5cm	470
77-115	Firn	430
HDF8	973 moh.	
0-19	Firn	390
19-32	Firn	440
32-35	Islag	850
35-73	Firn	470
73-79	Islag	850
79-120	Firn med fem islag på 0,5-1,5cm.	480