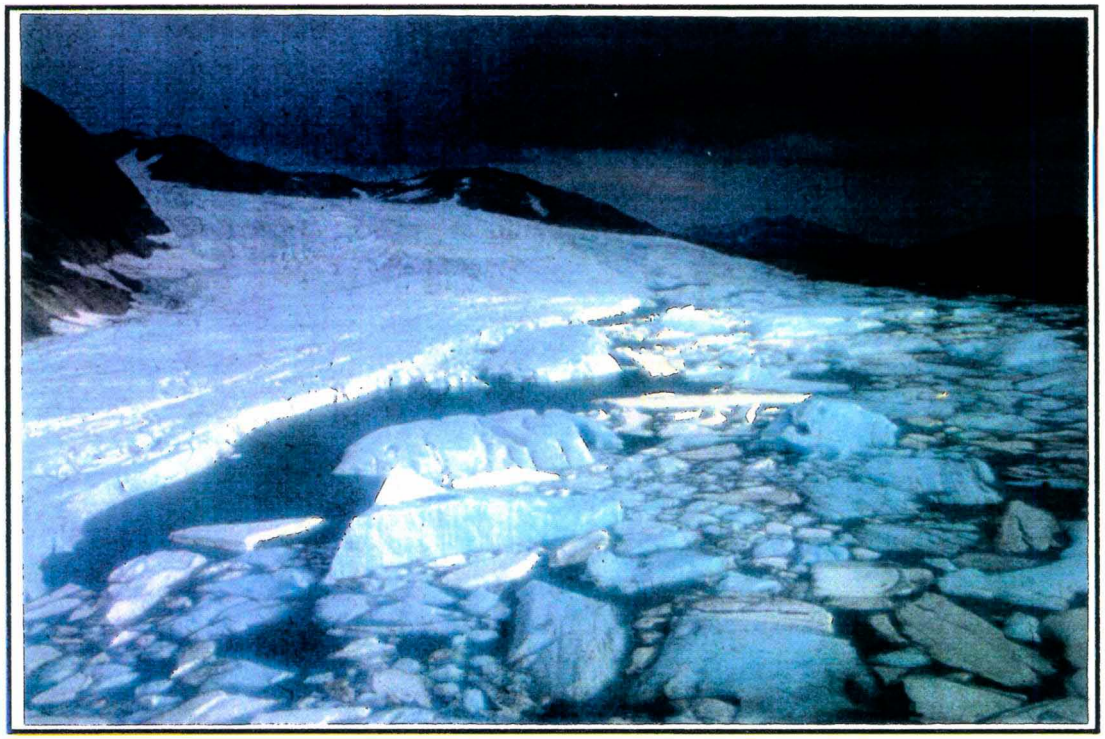
# RAPPORT

17 1995

NVE
NORGES VASSDRAGS-
OG ENERGIVERK

*Bjarne Kjøllmoen*
*Mike Kennett*

## BREUNDERSØKELSER PÅ SVARTISHEIBREEN 1988-94



*HYDROLOGISK AVDELING*

NORGES
VASSDRAGS- OG ENERGIDIREKTORAT
BIBLIOTEK

NVE
NORGES VASSDRAGS-
OG ENERGIVERK

| | |
|---|---|
| TITTEL<br>Breundersøkelser på Svartisheibreen 1988-94 | **RAPPORT**<br>Nr 17 1995 |
| SAKSBEHANDLER<br>Bjarne Kjøllmoen og Mike Kennett, HB | DATO 21.april 1995<br>RAPPORTEN ER Åpen |
| OPPDRAGSGIVER<br>STATKRAFT ENGINEERING A/S, SEB | OPPLAG 50 |

SAMMENDRAG

Svartisheibreen ble undersøkt med en rekke målinger f.o.m. 1988 t.o.m. 1994 i forbindelse med Melfjordutbyggingen. Massebalanse, brebevegelse, frontposisjon og breoverflatens høyde ble målt i alle årene, mens vannstanden i Heiavatnet ble målt fra 1990. Istykkelsen ble kartlagt i 1990. Dataene er blitt benyttet til å kartlegge dreneringsgrensene under breen, evaluere faren for flom (jøkulhlaup) fra Heiavatnet, modellering av breens fremtidige utvikling og korrelasjon av massebalansen med Engabreen.

Målinger av massebalanse og breens geometri tyder på at en massebalanse på ca. +0.5 m er nødvendig for å holde frontposisjonen stabil. Dette er i samsvar med resultatene fra en dynamisk modell av Svartisheibreen. En god korrelasjon mellom massebalansen på Svartisheibreen og Engabreen er blitt funnet.

Nåværende klima- og massebalansemodeller tyder på at Svartisheibreen kommer til å trekke seg ytterligere tilbake samtidig som isoverflaten senker seg. Dette vil føre til en økende fare for jøkulhlaup inntil de til slutt oppstår hvert år. Jøkulhlaupene kan bli meget store, med en vannføring som kan øke til noen hundre $m^3s^{-1}$ i løpet av ca. 2 døgn. Opptil halvparten av den årlige avrenningen fra breen vil kunne drenere ut av Heiavatnet i disse jøkulhlaupene.

EMNEORD/SUBJECT TERMS
Massebalanse, brebevegelse, frontposisjon, breoverflatehøyde, vannstand, istykkelse, vanndyp, dreneringsgrenser, jøkulhlaup, modellering, korrelasjon

ANSVARLIG UNDERSKRIFT

Arne Tollan
avdelingsdirektør

NORGES
VASSDRAGS- OG ENERGIDIREKTORAT
BIBLIOTEK

Kontoradresse: Middelthunsgate 29
Postadresse: Postboks 5091, Maj.
0301 Oslo

Telefon: 22 95 95 95
Telefax: 22 95 90 00

Postgiro: 0803 5052055

Omslagsbilde: Isfjell i Heiavatnet foran Svartisheibreen
Foto: Bjarne Kjøllmoen

## FORORD

I Statkrafts planer for Melfjordutbyggingen i Nordland inngår inntak av et bredemt vann ved fronten av Svartisheibreen. I denne forbindelse ble NVE, Seksjon Bre og Snø, bedt om å foreta undersøkelser og modellberegninger av breforholdene med tanke på framtidig utvikling av breen. Størst usikkerhet er det knyttet til utviklingen av det bredemte vannet og mulighetene for framtidige tappinger, såkalte jøkulhlaup.

Foreløpige modellberegninger ble foretatt før undersøkelsene startet i 1987. Senere ble nye modellberegninger utført i 1991 på grunnlag av 3 års målinger. Denne rapporten, som er et resultat av bestilling nr 93/80089 fra Statkraft Engineering A/S, SEB, bygger på 7 års målinger i perioden 1988-94. Rapporten inneholder en bred presentasjon av resultatene med analyser og modellberegninger.

Bjarne Kjøllmoen har vært prosjektansvarlig i hele perioden. En stor del av personalet ved Seksjon Bre og Snø har vært engasjert i feltarbeidet. Mike Kennett, Tron Laumann og Bjarne Kjøllmoen har hatt ansvaret for dataanalysen, mens Mike Kennett og Bjarne Kjøllmoen har utført hovedarbeidet med denne rapporten.

Oslo, april 1995

Gunnar Atterås
fung. seksjonssjef

## INNHOLDSFORTEGNELSE


| | Side |
|---|---|
| **1. INNLEDNING** | **7** |
| **2. MÅLINGER OG RESULTATER** | **9** |
| 2.1 Massebalanse | 9 |
| 2.2 Brebevegelse | 15 |
| 2.3 Frontposisjon | 16 |
| 2.4 Breoverflatens høyde | 17 |
| 2.5 Vannstand Heiavatnet | 18 |
| 2.6 Bretykkelse | 19 |
| 2.7 Vanndyp i Heiavatnet | 20 |
| **3. ANALYSER OG MODELLBEREGNINGER** | **21** |
| 3.1 Dreneringsgrensen mellom Heiavatnet og Slukta | 21 |
| 3.2 Muligheter for jøkulhlaup fra Heiavatnet | 23 |
| 3.3 Modellering av breens utvikling | 28 |
| 3.4 Korrelasjon av massebalanse med Engabreen | 31 |
| **4. KONKLUSJONER OG ANBEFALINGER** | **32** |
| **REFERANSER** | **34** |
| **VEDLEGG** | |
| Massebalansens fordeling med høyden, tabeller 1988-94 | |

## 1. INNLEDNING

Svartisheibreen er arbeidsnavnet på en bre sørvest for vestre Svartisen. Breen ligger i Rødøy kommune i Nordland (fig. 1). Den dekker et areal på 5.48 km$^2$ og strekker seg fra Steintinden (1533 m o.h.) og Svartisheia (1471 m o.h.) ned til et vann med høyde 774 m o.h. Breens overflate er blitt kartlagt fra flybilder tatt i 1968 og 1985. Vannet foran breen har fått navnet Heiavatnet. Ca. 400 m fra Heiavatnet er det en dyp kløft i fjellryggen langs den sørlige kanten av breen som har fått navnet Slukta (fig. 1). Avrenningen fra breen drenerer både via Heiavatnet over en fjellterskel og ned i Slukta, og under isen og ut i Slukta. Det er vanskelig å estimere vannføringen ut gjennom Slukta fordi denne er dekket av en snøfonn. Det finnes imidlertid et vannmerke, kalt Berget, nedstrøms breen. Før NVE's måleprogram begynte i 1987, fantes ingen feltmålinger fra breen. I 1989 og 1991 forekom det tapping av Heiavatnet under breen og ut gjennom Slukta.

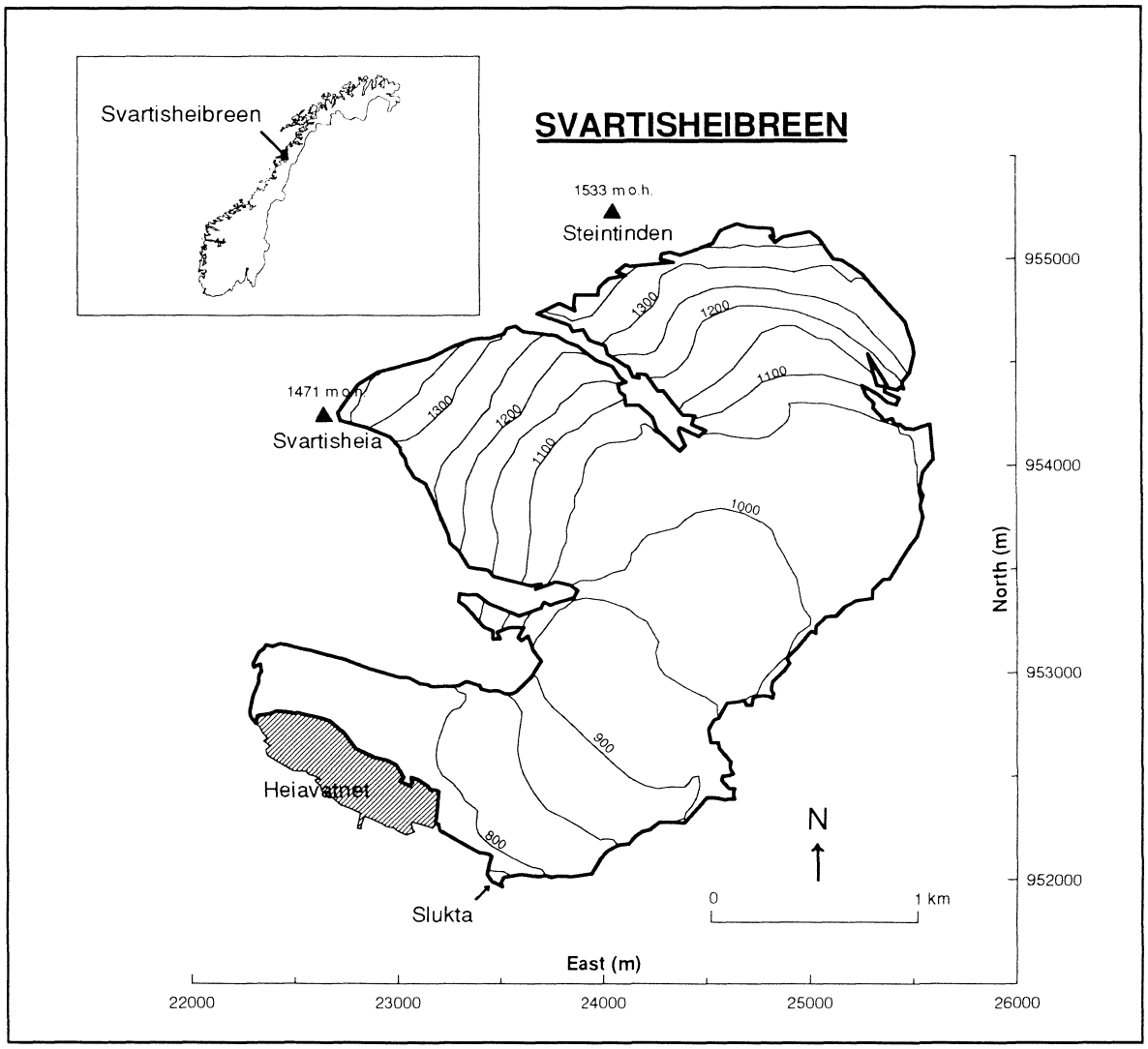



*Fig. 1. Svartisheibreen ligger i Rødøy kommune i Nordland. Den dekker et areal på 5.48 km$^2$. Foran breen ligger Heiavatnet som er delvis fylt med isfjell. Ca 400 m sørøst for Heiavatnet ligger den dype kløften i fjellet som har fått navnet Slukta.*

Avrenningen fra Svartisheibreen er planlagt utnyttet av Statkraft som en del av Melfjordutbyggingen. I følge de siste planene skal vannet tas inn i Slukta på ca. 700 m o.h. Men muligheten for å benytte Heiavatnet som et lite magasin har også vært av interesse, enten i tillegg til, eller i stedet for inntaket i Slukta. I den sammenhengen var det ønskelig å kartlegge dreneringsskillet mellom vannet som drenerer mot Heiavatnet, og direkte mot Slukta. Bunntopografien måtte derfor kartlegges ved bruk av breradar.

Kartene fra 1968 og 1985 og flybilder fra 1945 viste at breen hadde endret seg betydelig i løpet av denne tiden. Heiavatnet eksisterte ikke i 1945, og var kun 0.04 $km^2$ i areal i 1968. Sytten år senere hadde vannets areal økt til 0.24 $km^2$. Av stor betydning for vannkraftprosjektet er den fremtidige utviklingen av breen og vannet i løpet av prosjektets levetid, dvs. i 40 år etter utbygging. En numerisk simuleringsmodell måtte derfor benyttes til å estimere breens fremtidige utvikling under scenarier for ulik massebalanse og vannstand i Heiavatnet. Målinger av bunntopografien, massebalansen og brebevegelsen var nødvendig for å etablere en realistisk modell av breen.

Massebalansen framover er avgjørende for breens utvikling, men målingene er ressurskrevende. Det er imidlertid ventet at massebalanse skal måles på Engabreen, 20 km lenger nord, i mange år framover. Korrelasjonen av massebalansen mellom Svartisheibreen og Engabreen er derfor analysert.

Noen forberedende undersøkelser ble gjennomført før målinger begynte høsten 1987. I juli 1987 var det befaring på Svartisheibreen for å se om breen var egnet til breradarmålinger. Konklusjonen var at det var gode forhold for breradarkjøringer med NVE's eget radarsystem (NVE, 1987a). Det ble også påpekt at "Terrengformene er ... slik at det er rimelig å anta at tapping av sjøen under breen kan finne sted." Dette skjedde senere, i 1989, antageligvis for første gang siden den lille istiden på 1700-tallet. Også i 1987 ble NVE's simuleringsmodell BREMOD (Laumann, 1987) benyttet på Svartisheibreen. Konklusjonen var at det var mulig å styre brefrontens posisjon ved å regulere vannstanden i Heiavatnet (NVE, 1987b). Breens utvikling var imidlertid meget vanskelig å forutsi på grunn av mangel på data fra breen, og det ble derfor anbefalt at bunntopografi, vanndyp, massebalanse og brebevegelse ble målt for å forbedre modellen.

Siden høsten 1987 har det blitt utført årlige målinger av massebalansen og brebevegelsen. I 1989 skjedde det en uttapping fra Heiavatnet under breen. Slike uttappinger under breer kalles jøkulhlaup. Overvåking av vannstanden ble satt i gang høsten 1990. Istykkelsen ble kartlagt i 1990 med breradar. I 1993 var det et forsøk med radarmålinger av vanndypet i Heiavatnet. Målingene og resultatene er beskrevet nedenfor. Målingene er deretter brukt til beregning av dreneringsgrenser, mulighetene for jøkulhlaup, breens framtidig utvikling, og korrelasjonen med Engabreens massebalanse.

## 2. MÅLINGER OG RESULTATER

### 2.1 Massebalanse

Massebalansen på Svartisheibreen er målt over en 7-årsperiode fra 1988-1994. I denne perioden er det målt både svært høye og svært lave verdier for vinter- og sommerbalansen.

Massebalansen er målt etter en stratigrafisk metode, som er beskrevet i f.eks Roland & Haakensen (1985) og Østrem & Brugman (1991). Det betyr at alle målingene refererer seg til foregående års sommeroverflate (SO) ethvert sted på breen. Dette medfører at balanseårets lengde kan variere litt fra nedre til øvre del av breen.

Vinterbalansen er målt i første halvdel av mai. Snødypet er målt ved sonderinger langs utvalgte profiler. For å kontrollere sonderingene, er snødypet blitt avlest på målestaker. I de mest snørike vintrene var målestakene nedsnødd under akkumulasjonsmålingene. Dersom det i tillegg var vanskelig å kjenne SO med sonderinger, ble det gjort kjerneboringer for å påvise denne. Snøens tetthet er målt ett fast sted midt på breen. Ut fra snødyp og tetthet er vinterbalansen bestemt for hvert målepunkt. Stakeplasseringer, sonderingsprofiler og sted for tetthetsmåling er vist på kartutsnittet i fig. 2.

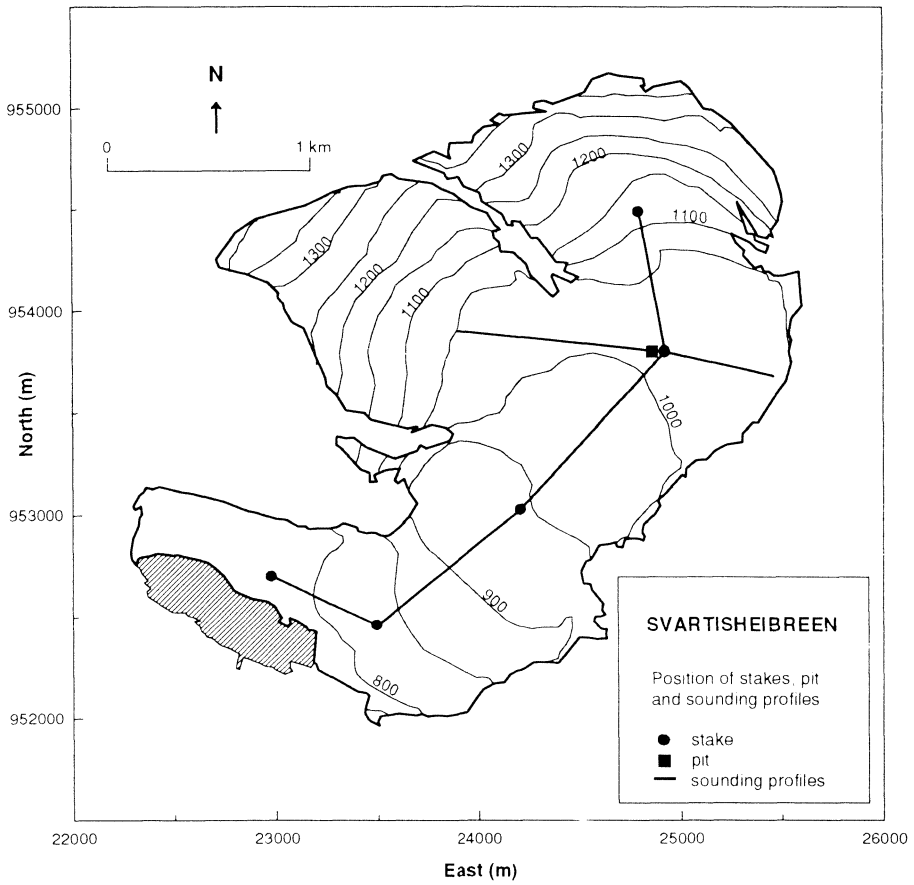



*Fig. 2. Beliggenheten av staker, tetthetssjakt og sonderingsprofiler på Svartisheibreen 1988-94.*

Sommer- og nettobalansen er målt ved punktavlesninger på målestakene. Under likevektslinjen er nettobalansen negativ. Det betyr at det smelter mer snø og is på sommeren enn det kommer snø i løpet av vinteren. Over likevektslinjen er nettobalansen positiv. Tettheten på den gjenværende snøen er erfaringsmessig antatt å være 0.6 g/cm$^3$. Etter spesielt kjølige somrer er tettheten på den gjenværende snøen blitt målt under minimumsmålingene på høsten.

Punktmålingene for hhv vinter-, sommer- og nettobalanse er plottet i et diagram. De respektive kurvene er trukket, og en middelverdi for hver 50. høydemeter er angitt. De årlige resultatene er vist i tabeller (vedlegg) og diagrammer (fig. 3 og 4).

Fig. 3 viser vinter- og sommerbalansens fordeling med høyden for de 7 målte årene, og fig. 4 viser tilsvarende kurver for nettobalansen.

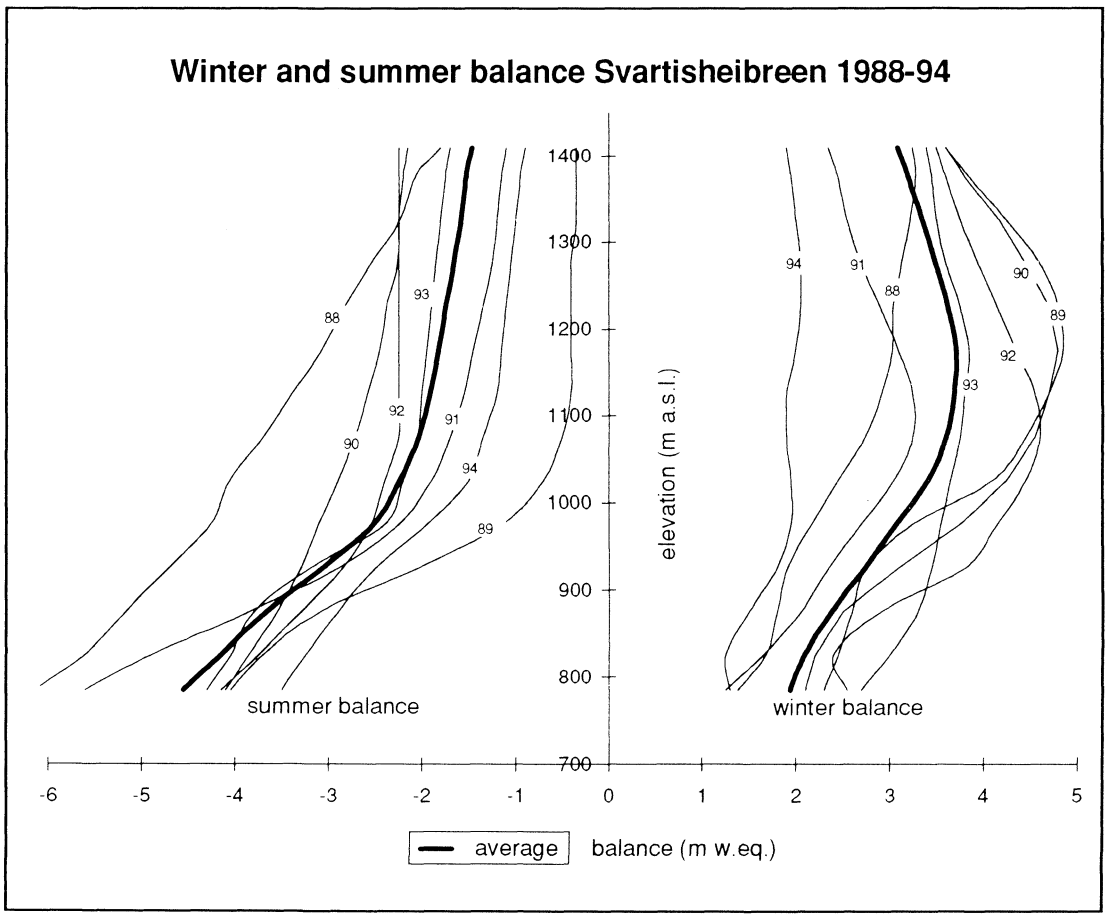



*Fig. 3. Vinter- og sommerbalansens fordeling med høyden for balanseårene 1988-94. Gjennomsnittskurven er uthevet.*

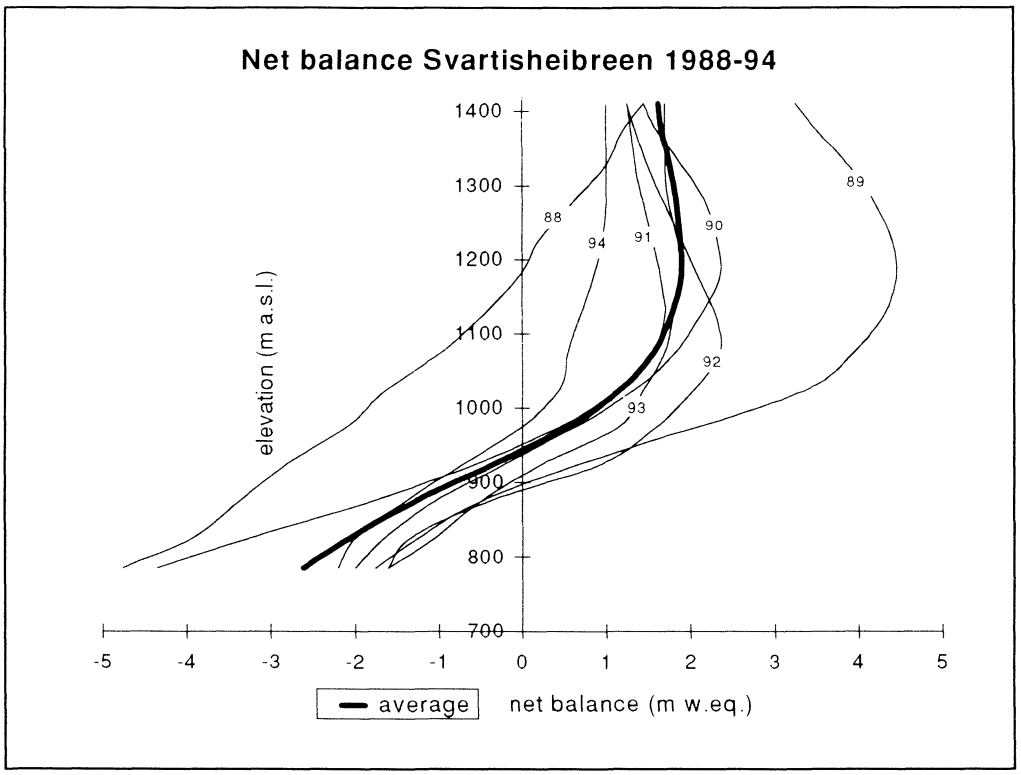



*Fig. 4. Nettobalansens fordeling med høyden for perioden 1988-94. Middelverdikurven er uthevet.*

Fig. 3 viser store variasjoner i den årlige fordelingen av både vinter- og sommerbalansen i perioden 1988-94. For vinterbalansen avviker spesielt 1994 fra middelkurven pga svært lite vinternedbør. Kurvenes form viser avtagende vinterbalanse over ca 1200 m o.h. Dette skyldes vinddrift av snøen som følge av topografien rundt breen. Dette akkumulasjonsmønsteret gjentar seg hvert år.

De to første årene i måleperioden (1988 og 1989) skiller seg ut blant kurvene for sommerbalansen. Kurvenes form er imidlertid relativt like hvert år med en liten gradient fra toppen av breen (1420 m o.h.) ned til likevektslinjen (900-950 m o.h.), og en stor gradient under likevektslinjen. Denne endringen i kurvenes gradient rundt likevektslinjen har sammenheng med at det kommer fram blåis på den nedre delen av breen utover sommeren. Den mørke blåisen absorberer mer varme, og smeltingen øker i forhold til den lyse snøflaten over likevektslinjen.

I fig. 4 som viser årlig fordeling av nettobalansen, er kurvene stort sett sammenfallende bortsett fra de to første årene som avviker en del fra gjennomsnittskurven.

De årlige resultatene for hele breen er vist i tabell 1 og fig. 5.

| Year | $b_w$ | $b_s$ | $b_n$ | ELA |
|---|---|---|---|---|
| 1988 | 2.42 | 4.03 | -1.61 | 1180 |
| 1989 | 3.72 | 1.36 | 2.36 | 900 |
| 1990 | 3.79 | 2.97 | 0.82 | 930 |
| 1991 | 2.61 | 2.44 | 0.17 | 950 |
| 1992 | 3.89 | 2.68 | 1.21 | 900 |
| 1993 | 3.50 | 2.59 | 0.91 | 890 |
| 1994 | 1.83 | 1.85 | -0.02 | 975 |
| 1988-94 | 3.11 | 2.56 | 0.55 | |

*Tabell 1. Vinterbalanse ($b_w$), sommerbalanse ($b_s$), nettobalanse ($b_n$) og likevektslinjens høyde (ELA) på Svartisheibreen i perioden 1988-94.*

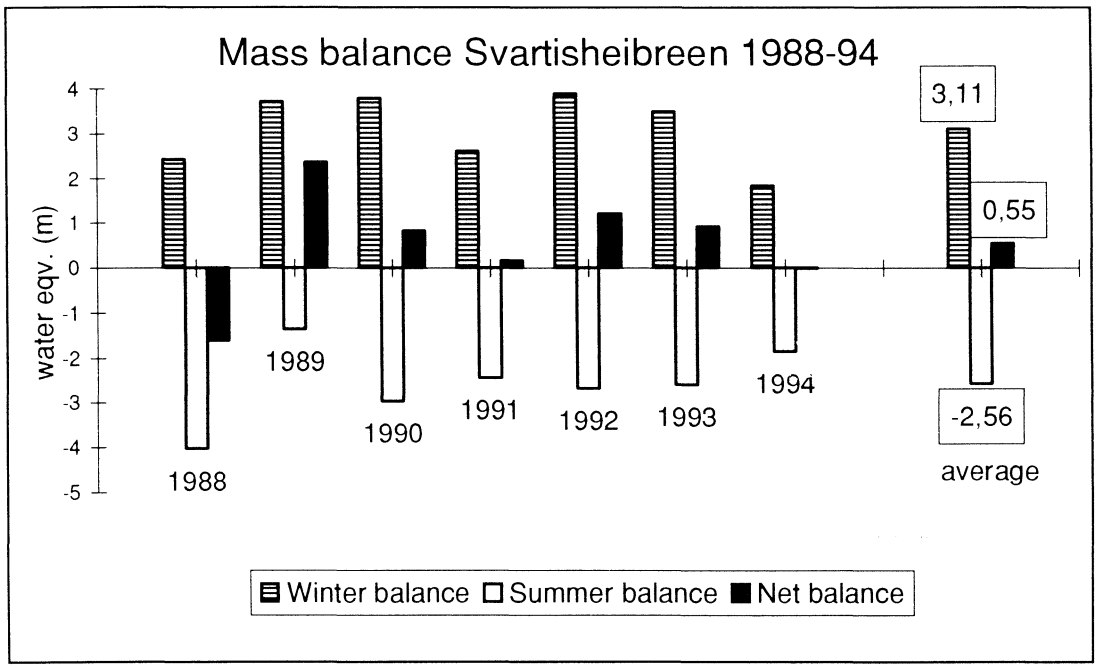



*Fig. 5. Årlig variasjon i vinter-, sommer- og nettobalanse for Svartisheibreen mellom 1988 og 94, samt middelverdier for samme periode.*

Tabell 1 og fig. 5 viser at vinterbalansen varierte mellom 1.83 og 3.89 m, med middelverdi på 3.11 meter. Sommerbalansen varierte fra 1.36 til 4.03 m, med middelverdi på 2.56 meter. Ett år i måleperioden 1988-94 ga solid underskudd i nettobalansen, to av årene var breen omtrent i likevekt, og fire av årene ga klare overskudd. Gjennomsnittet for nettobalansen er +0.55 meter. Usikkerheten i de årlige resultatene er anslått til ±0.20 m

for vinter- og sommerbalansen, og ±0.30 m for nettobalansen.

I beregningene er det ikke tatt hensyn til kalvingen ut i Heiavatnet. Brefrontens posisjon har i løpet av måleperioden vært stabil. Kalvingen antas derfor å utgjøre en masse-reduksjon av breen omtrent lik det beregnede gjennomsnittlige overskuddet på ca 0.5 m vannekvivalenter eller ca 3 mill.$m^3$ vann.

I det følgende er resultatene for hvert år i måleperioden 1988-94 omtalt i forhold til balanseårets værsituasjon ut fra nærliggende meteorologiske stasjoner og "Klimatologisk månedsoversikt" fra DNMI. Forøvrig henvises det til mer detaljert informasjon for hvert enkelt år i NVE's rapportserie "Glasiologiske undersøkelser i Norge"

1988
Vinternedbøren i Svartisenområdet var generelt omkring det normale. På Svartisheibreen ble vinterbalansen beregnet til 2.42 meter. En meget varm sommer (1-2°C over det normale) medførte en rekordartet avsmelting på alle breer. På Svartisheibreen ble sommerbalansen beregnet til 4.03 meter. Balanseåret 1987-88 ga dermed et underskudd på 1.61 m vannekvivalenter.

1989
Vinteren ble preget av temperatur,- nedbør- og vindrekorder. I januar og februar fikk breområdene opptil 4 ganger normal nedbør og temperaturen lå 8-10°C over det normale. For Svartisheibreen førte dette til en vinterbalanse på 3.72 meter. Sommeren ble derimot svært kald og sommerbalansen ble bare 1.36 meter. Beregningene av nettobalansen viste dermed et solid overskudd på 2.36 m vannekvivalenter.

1990
Vinteren 1989-90 ble svært lik den foregående med store nedbørmengder på breene. Vinterbalansen på Svartisheibreen ble 3.79 m, dvs litt mer enn året før. Sommeren ble omtrent som normal, mens godvær langt ut i september førte til ekstra lang ablasjons-sesong. Sommerbalansen ble 2.97 m, mens nettobalansen viste et overskudd på 0.82 m vannekvivalenter.

1991
Vinternedbøren var omtrent som normalt, noe som førte til en vinterbalanse på 2.61 meter. Sommeren kan også karakteriseres som normal. Den ga en sommerbalanse på 2.44 meter. Nettobalansen ble som for de fleste andre breer i Norge nær null, +0.17 m vannekvivalenter.

1992
Vinteren var preget av vestavær og stor akkumulasjon på breene. På Svartisheibreen ble vinterbalansen hele 3.89 meter. Sommeren startet med en varm mai og juni som ga mye smelting på breene, men fortsettelsen ble kaldere enn normalt. Sommerbalansen ble 2.68 m, og nettobalansen ga et overskudd på 1.21 m vannekvivalenter.

1993
Vinteren 1992-93 ble omtrent som den foregående med vedvarende vestavær og mye

nedbør. Dette resulterte i en vinterbalanse på 3.50 meter. I motsetning til året før var mai og spesielt juni svært kald, mens juli og første halvdel av august hadde høye temperaturer. Sommerbalansen ble 2.59 m, og nettobalansen 0.91 m vannekvivalenter.

1994
Svært lite nedbør gjennom hele vinteren førte til en rekordlav vinterbalanse på bare 1.83 meter. Sommeren var noe kaldere enn normalt og sommerbalansen ble 1.85 meter. Breen var dette året omtrent i likevekt.

I 7-årsperioden mellom 1988 og 1994 har massebalanseforholdene vært svært forskjellige. Fire av årene (89, 90, 92 og 93) var svært nedbørrike, og de to første årene opplevde vi én spesielt varm (88) og én spesielt kald sommer (89). Dette førte til store årlige variasjoner i både vinter- og sommerbalansen.

Fig. 6 viser sammenhengen mellom nettobalansen og likevektslinjens høyde fra målingene på Svartisheibreen i perioden 1988-94. En trendlinje er beregnet for årene 1990-94. Nettobalansekurvene for ekstemeårene 1988 og 1989 er annerledes (fig. 4) slik at disse årene passer dårlig med trendlinjen. Vi antar derfor at høyden på likevektslinjen kan benyttes til å estimere massebalansen på Svartisheibreen så lenge nettobalansen ikke er ekstremt (positiv eller negativ).

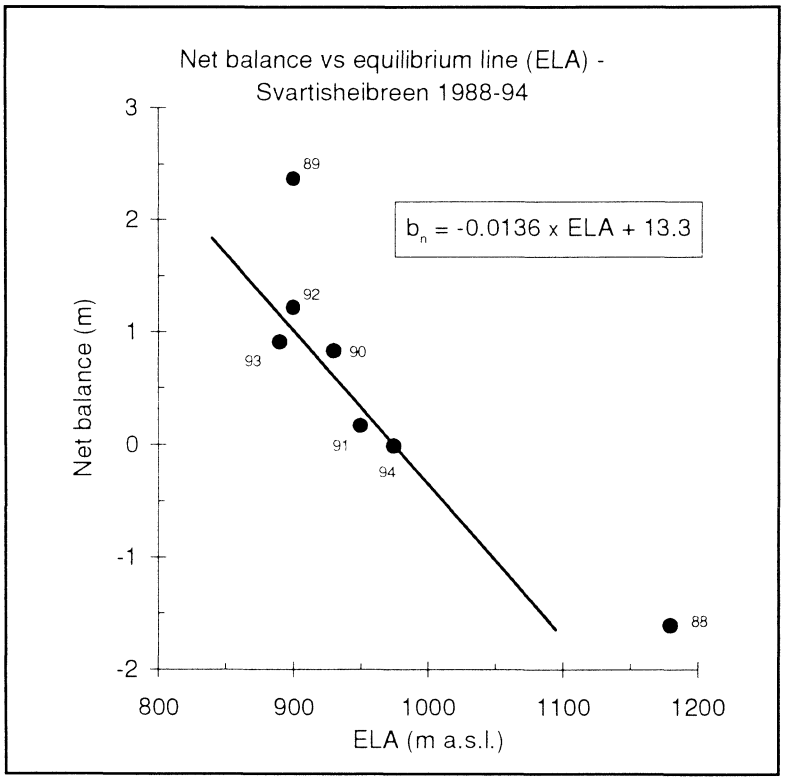



*Fig. 6. Korrelasjon mellom likevektslinjens høyde og nettobalansen for Svartisheibreen.*

## 2.2 Brebevegelse

Brebevegelsen skjer både ved glidning langs bunnen og ved indre deformasjon i isen. Deformasjonen skyldes isens plastiske egenskaper. Glidningen langs bunnen er avhengig av flere faktorer som friksjon mellom isen og underlaget, breoverflatens helning, istykkelsen og vanntransporten langs bunnen. Breens hastighet forandrer seg stadig. Døgnvariasjonene skyldes i stor grad værforholdene, mens breens massebalanse har stor betydning for langtidsvariasjonene.

Svartisheibreens horisontale bevegelse er målt ved at staker er boret ned i breen langs senterlinjen og koordinatfestet på ulike tidspunkt. Forandringene i stakeposisjonene er registrert og breens middelhastighet og retning i måleperioden er beregnet. Det er målt og beregnet hastigheter på et varierende antall staker (4-8) i perioden 1990-94.

Resultater fra målingene på fem forskjellige stakeposisjoner er vist på kartutsnittet i fig. 7. Hastigheten varierer nedover breen. De største hastighetene finner vi i de bratte partiene over 1050 m o.h. og nedenfor brefallet under 850 m o.h. med en middelhastighet på ca 45 m/år. Lavest hastighet er naturlig nok målt på de flate områdene rundt 1000 m o.h. med 16 m/år. Nøyaktigheten på målingene er i størrelsesorden ±1.5 m/år. Det er ikke målt vesentlige endringer i hastighetsmønsteret i løpet av perioden 1990-94.

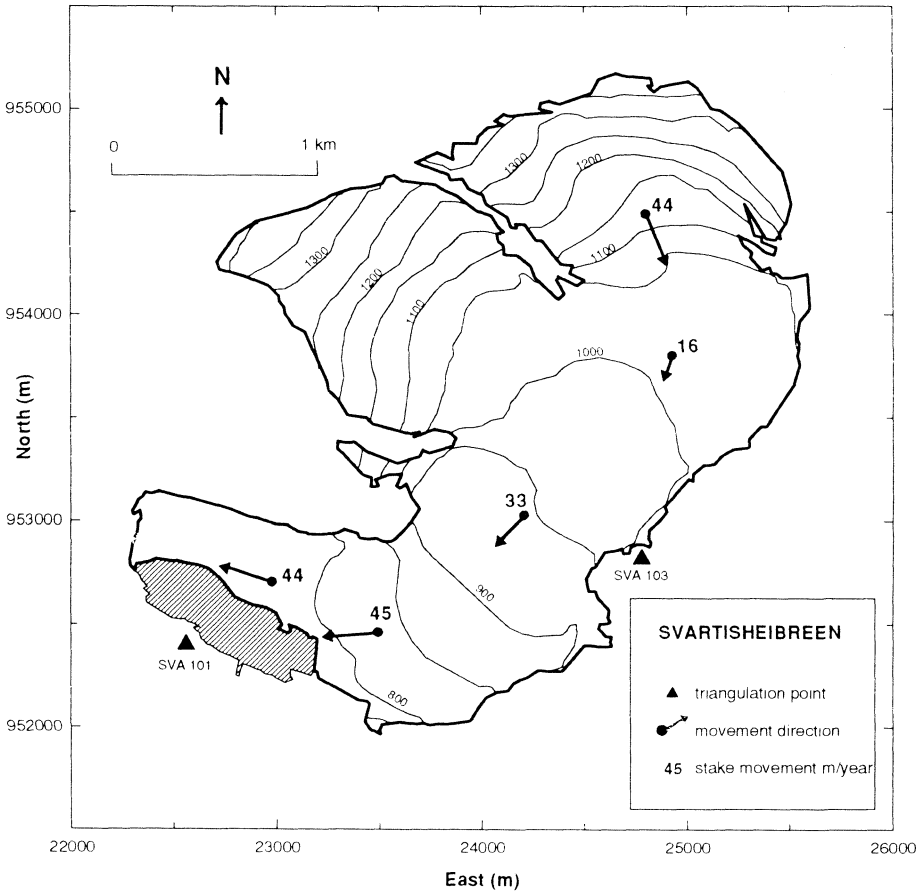



*Fig. 7. Kartet viser målt brebevegelse på Svartisheibreen i perioden juli 1990 til september 1994. Bevegelsen er angitt i m/år og pilene viser bevegelsesretningen.*

## 2.3 Frontposisjon

Brefronten på Svartisheibreen ender i Heiavatnet. Frontposisjonen er derfor i tillegg til forholdet mellom isbevegelse og avsmelting i brefronten, også bestemt av kalvingen.

Kart fra 1968 og 1985 viser at brefronten i denne perioden trakk seg merkbart tilbake. I 1968 var kun et lite vann på 0.04 $km^2$ synlig. I 1985 hadde vannets areal økt til 0.24 $km^2$.

Siden breundersøkelsene startet på Svartisheibreen er frontposisjonen blitt kartlagt i 1992, 93 og 94. Resultatene viser at fra 1985 til 1992 hadde breen trukket seg ytterligere tilbake og vannet hadde økt sitt areal til ca 0.32 $km^2$. Etter 1992 ser det ut til at frontens tilbaketrekking har stoppet opp. Dette har sammenheng med de siste årenes relativt store masseoverskudd. Brefronten har de siste årene vært delvis vanskelig å definere på grunn av utydelig overgang mellom bre og flytende isfjell.

Fig. 8 viser brefrontens posisjon og Heiavatnets areal i 1968, 85 og 92.

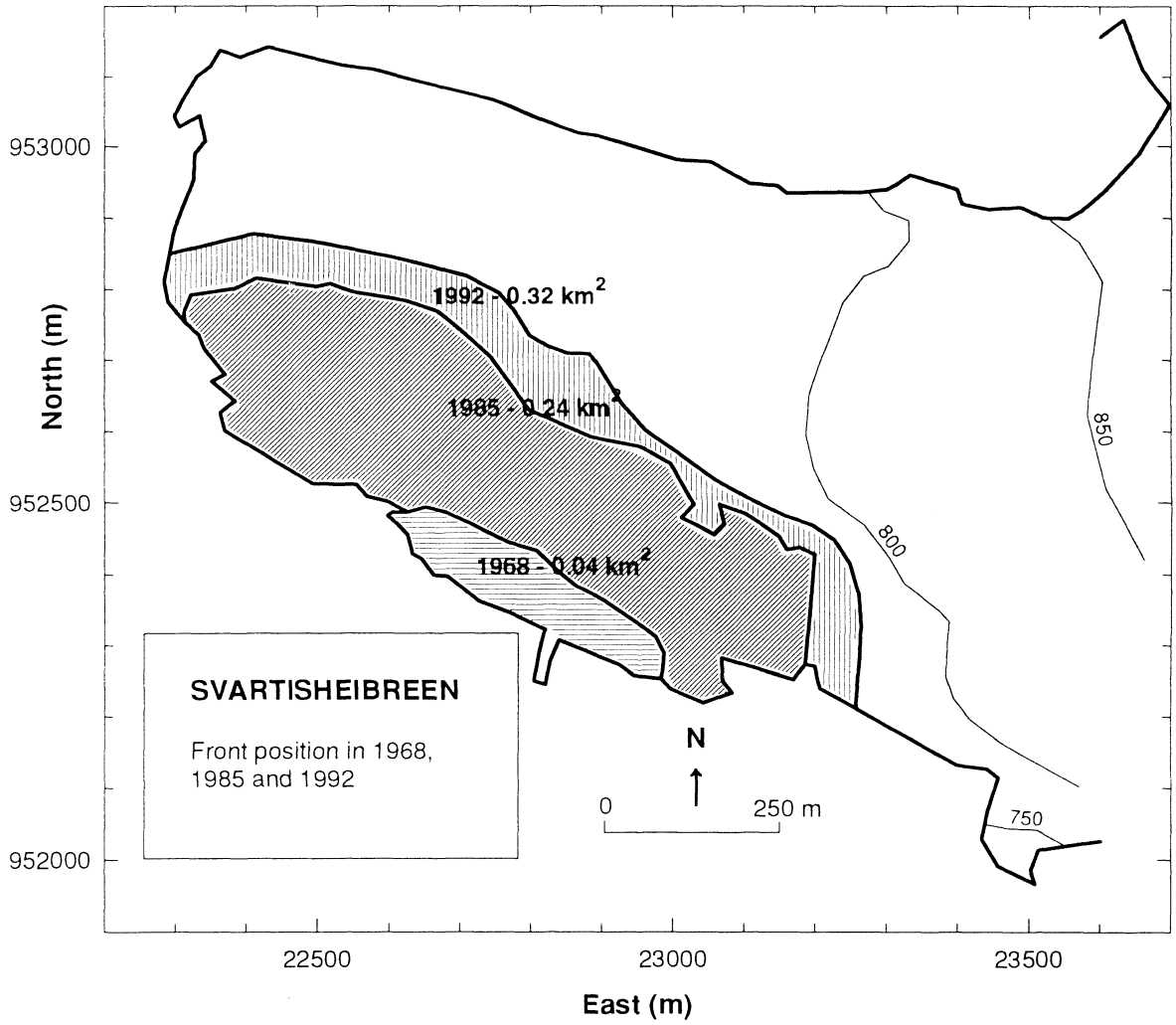



*Fig. 8. Svartisheibreens frontposisjoner og Heiavatnets areal i 1968, 1985 og 1992.*

## 2.4 Breoverflatens høyde

Breoverflatens høyde er avhengig av breens massebalanse og istransporten nedover breen. For å dokumentere eventuelle høydeendringer, er enkelte punkter på breoverflaten langs et lengdeprofil målt inn i 1989 og 1994. Høyden på de samme punktene er funnet ut av kart fra hhv 1968 og 1985, og sammenlignet. Resultatet er vist i fig. 9. Siden 1968 har breoverflaten sunket 3-4 m i de øvre områdene, og 15-20 m nede ved Heiavatnet. Det mest kritiske området når det gjelder jøkulhlaup ligger mellom Heiavatnet og Slukta, ca 1200-1700 m fra fronten. Her ser det ut til at breoverflaten har sunket ca 15 m siden 1968. Trendlinjene i figur 10 er basert på få punktmålinger, og må derfor leses med en viss forsiktighet. Likevel viser målingene en klar tendens til at breoverflaten er blitt brattere mellom 1968 og 1994.

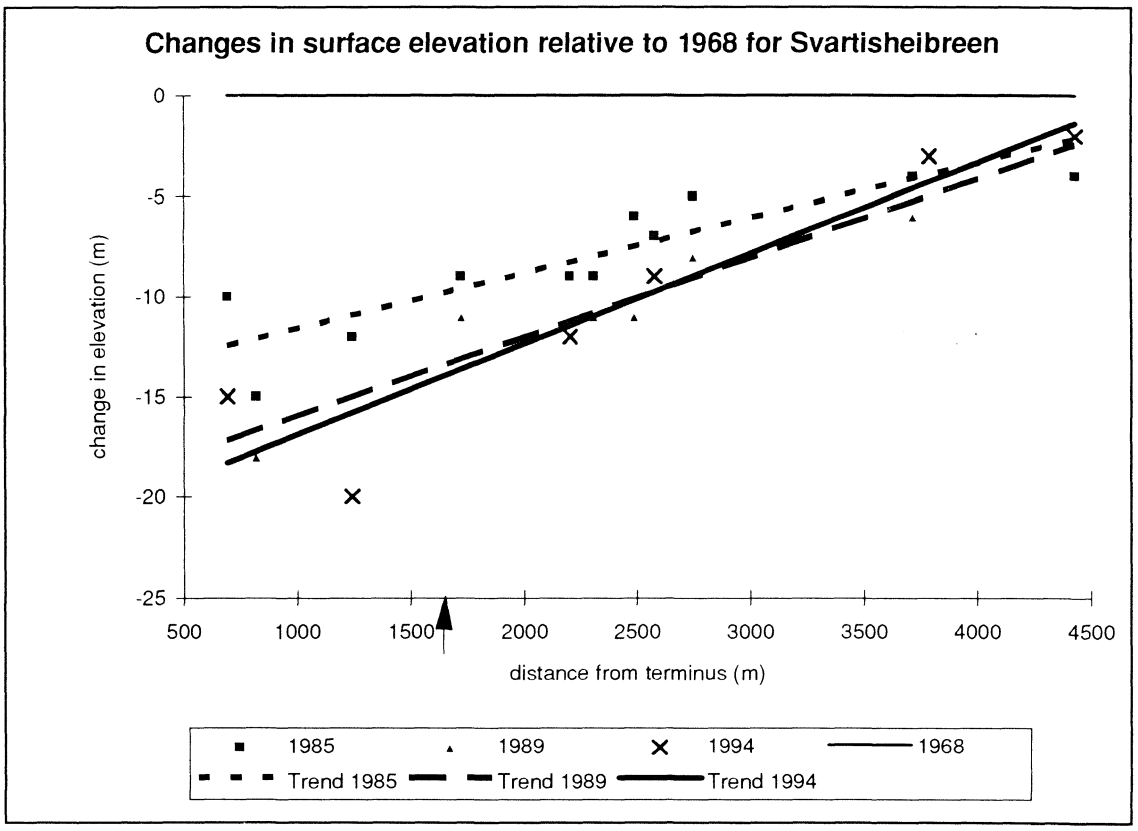



*Fig. 9. Isoverflatehøyder målt i enkelte punkter for årene 1985, 1989 og 1994. Høydene fra 1968 danner 0-nivået i en basislinje. Trendlinjene viser en klar tendens til at breoverflaten har sunket mer nærmere fronten. Pilen viser omtrent beliggenheten av Slukta. Her har breoverflaten sunket rundt 15 m siden 1968.*

## 2.5 Vannstand Heiavatnet

Under sommerbesøket i august 1989 ble det observert at vannstanden i Heiavatnet var flere meter under overløpet. Dette kunne ikke forklares med annet enn at vannet var bredemt, og at det hadde forekommet en tapping under breen.

For å finne ut når, og over hvor lang tid en eventuell ny tapping ville skje, ble det satt i gang vannstandsregistreringer i Heiavatnet høsten 1990. En trykkcelle ble lagt ut i vannet på ca 25 m dybde. Trykkcellen ble koblet til en datalogger med lagringsenhet, og vannstanden ble logget én gang i timen. Drift og vedlikehold av målestasjonen viste seg å bli vanskelig. Mye snø vinterstid gjorde stasjonen utilgjengelig store deler av året. I tillegg medførte kalvende isfjell fra breen til brudd i kabel og sensorhode. Alle disse problemene gjorde sitt til at det er flere og til dels lange brudd i dataserien. Tross disse problemene er det registreringer fra tre perioder, derav én periode hvor et jøkulhlaup fant sted. Resultatene er vist i fig. 10.

I den første perioden fra 30.september 1990 til 15.juni 1991 ble det registrert et jøkulhlaup mellom 7. og 15.april. I løpet av disse åtte dagene sank vannstanden med nesten 6 m. Fram til 7.juni steg vannstanden med 2 m før det igjen skjedde en senkning på vel 2 m i løpet av tre døgn.

I den andre perioden med registreringer som er fra 30.september 1991 til 25.mai 1992 holdt vannstanden seg lav til slutten av mars 1992. Da ser det ut til at vannstanden igjen begynte å stige. Dette betyr at kanalen holdt seg åpen 8-10 måneder etter tappingene i april og juni 1991. Visuelle observasjoner i 1992, 93 og 94 tilsier at vannet har vært oppfylt fra sommeren 92 til september 94.

Den siste perioden med registreringer er fra 28.mai 1994 til 14.september 1994. I denne perioden var det heller ikke jøkulhlaup. Mindre variasjoner i vannstanden rundt 774 m o.h. kan skyldes høy vannføring inn til Heiavatnet eller isoppstuving ved utløpet.

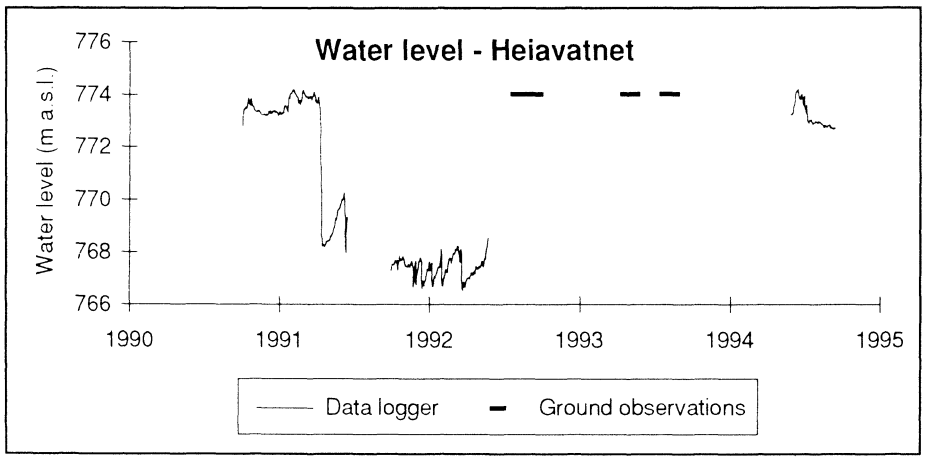



*Fig. 10. Vannstandsregistreringer i Heiavatnet i tiden 30.september 1990 til 15.september 1994.*

## 2.6 Bretykkelse

Istykkelsesmålinger ble utført våren 1990 ved hjelp av breradar. Satellittnavigasjon (GPS) ble benyttet og vi antar at usikkerheten i posisjon ligger på ±50 m. Tykkelsen er beregnet for 811 punkter langs 20 km radarprofiler. I beregningene er det benyttet en radiobølgehastighet i is på 169 m/µs.

For konstruksjon av kart ble de beregnede tykkelsesverdiene interpolert over et grid på 100x110 m. "Universal kriging" ble benyttet som interpoleringsmetode. Punkter langs brekanten og på fjellet i nærheten av breen ble brukt i interpolasjonen for å gi et mer komplett grid. Til interpolering og konstruksjon av kart ble programpakken Surface II (Sampson 1978) benyttet. Usikkerheten i dybden antas å være ±15 m.

Fig. 11 viser de profiler som er kjørt, og som danner grunnlaget for bunntopografikartet i fig. 12. Kartet viser en dyp botn med en terskel på ca 750 m o.h. omtrent 1 km innenfor dagens (1990) brefront. Heiavatnets vannspeil (774 m o.h.) kan følges langt inn i botnen. Breen er 50 - 100 m dypere enn antatt i forbindelse med modellberegningene i 1987.

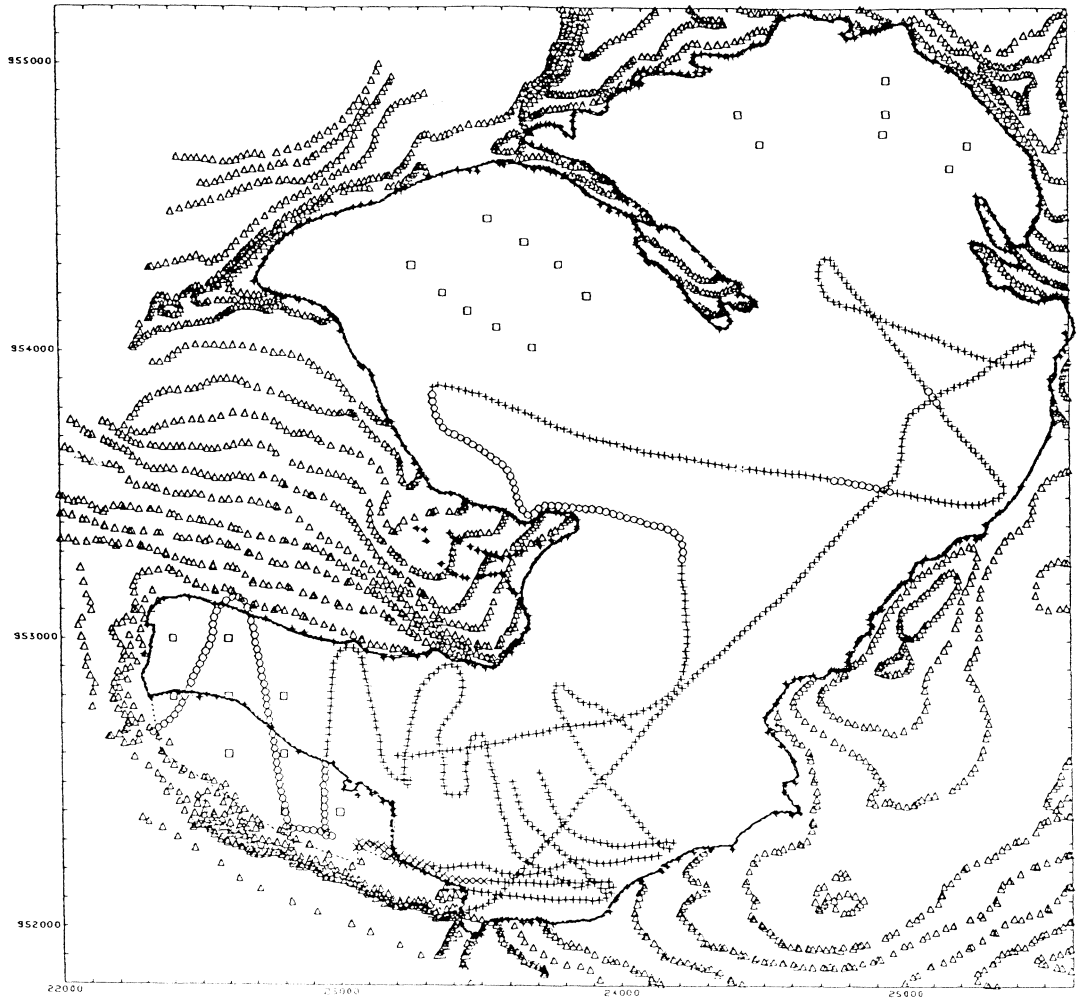



*Fig. 11. Datagrunnlaget for istykkelsesberegninger: + gode radardata, × usikre radardata, O ingen data, □ antatt istykkelse, △ punkter utenfor breen.*

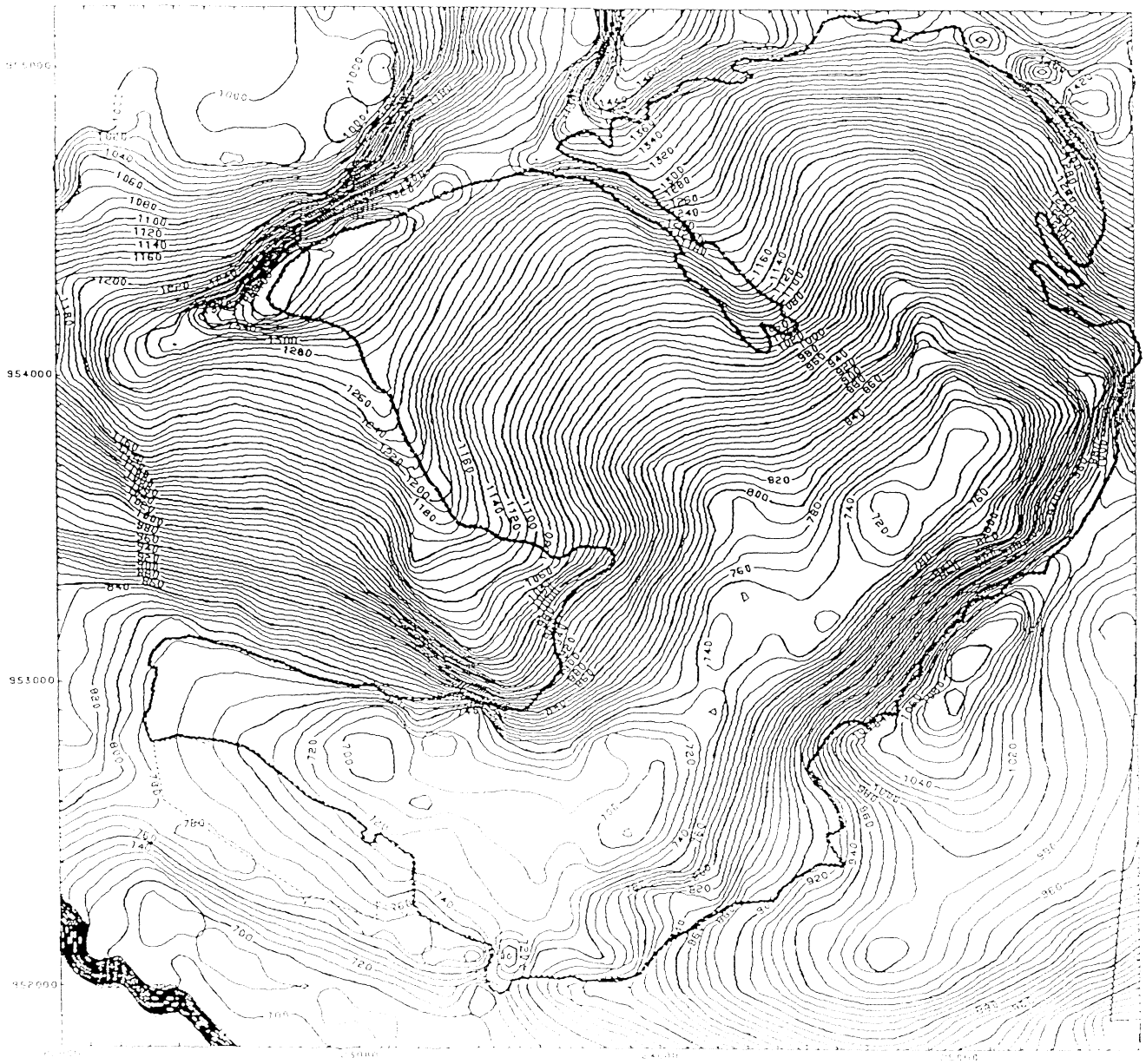



*Fig 12. Svartisheibreens bunntopografi.*

## 2.7 Vanndyp i Heiavatnet

Opplodding av Heiavatnet med båt og ekkoloddutstyr ble forsøkt flere ganger i forbindelse med massebalansemålinger, men forholdene var for vanskelig med tettpakkede isfjell i vannet og et islagt vann. Det ble derfor bestemt å prøve NVE's digitale breradar til kartlegging av vanndypet i 1993. Breradaren hadde ikke vært prøvd før til dette formålet, men vanndyp er blitt målt med radar av andre, bl.a. i Norge og USA. Målingene på Heiavatnet var dessverre ikke vellykket. Vi antar at dette skyldtes et komplisert underlag under antennene med veksling mellom bre, isfjell og islagt vann. Vanndyp er derfor fortsatt dårlig kjent.

# 3. ANALYSER OG MODELLBEREGNINGER

## 3.1 Dreneringsgrensen mellom Heiavatnet og Slukta

Vann drenerer i breen ved perkolasjon gjennom snø og firn, eller gjennom sprekker i isen. Shreve (1972) har vist at vann i isen beveger seg vinkelrett på ekvipotensialflater der potensialet er definert som

$$\Phi = p_w + \rho_w \cdot g \cdot Z \qquad 1)$$

Z er punktets høyde over havet, $p_w$ er vanntrykket, $\rho_w$ er vannets tetthet og g er tyngdens akselerasjon.

I porer og hulrom fylt med vann er vanntrykket lik istrykket, mens det i en vannkanal minker med økende vannstrøm og kanalhelling (Röthlisberger, 1972). Vanntrykket blir lik atmosfæretrykket dersom vannstrømmen når en kritisk verdi (Hooke, 1984).

Nær dreneringsgrensene i akkumulasjonsområdet vil antagelig vanntrykket være lik istrykket fordi vannkanalene er små. Andre steder på breen vil vanntrykket, pga. økt vannføring, i snitt bli lavere enn istrykket og settes lik

$$p_w = k \cdot \rho_i \cdot g \cdot H \qquad 2)$$

der $\rho_i$ er isens tetthet, H er istykkelsen og k er en skaleringsfaktor, $0 \leq k \leq 1$.

Dreneringsgrensen på bunnen av breen finnes på grunnlag av bunnpotensialet $\Phi_b$ som er gitt av

$$\Phi_b = k \cdot \rho_i \cdot g \cdot H + p_w \cdot g \cdot Z_b \qquad 3)$$

der $Z_b$ er lik høyden over havet for brebunnen. Vann på bunnen av breen beveger seg vinkelrett på $\Phi_b$-kotene.

Vannets dreneringsgrense på breoverflaten beregnes ved å følge vannstrømningsretningen oppover fra dreneringsgrensen på brebunnen. Denne grensen ligger som regel mellom dreneringsgrensen for vann på bunnen, og selve isskillet. I disse beregningene har vi imidlertid antatt at vannets dreneringsgrense på overflaten er lik dreneringsgrensen på bunnen fordi istykkelsen er liten.

Fig. 13 viser kart over breens bunnpotensial samt dreneringsgrensen mellom Heiavatnet og slukta, for k=1 (kurve A). Potensialet er beregnet i forhold til Heiavatnet (774 m o.h.). Tilsvarende kart er blitt brukt til å beregne dreneringsgrensene for k=0.9 (kurve B) og k=0.7 (kurve C). Til sammenligning er isskillet også tegnet (kurve D). For k<0.6 ville Heiavatnet drenere under isen og all drenering fra Svartisheibreen går ut Slukta. Tabell 2 viser fordeling av Svartisheibreens areal til Heiavatnet og til Slukta for ulike dreneringsgrenser.

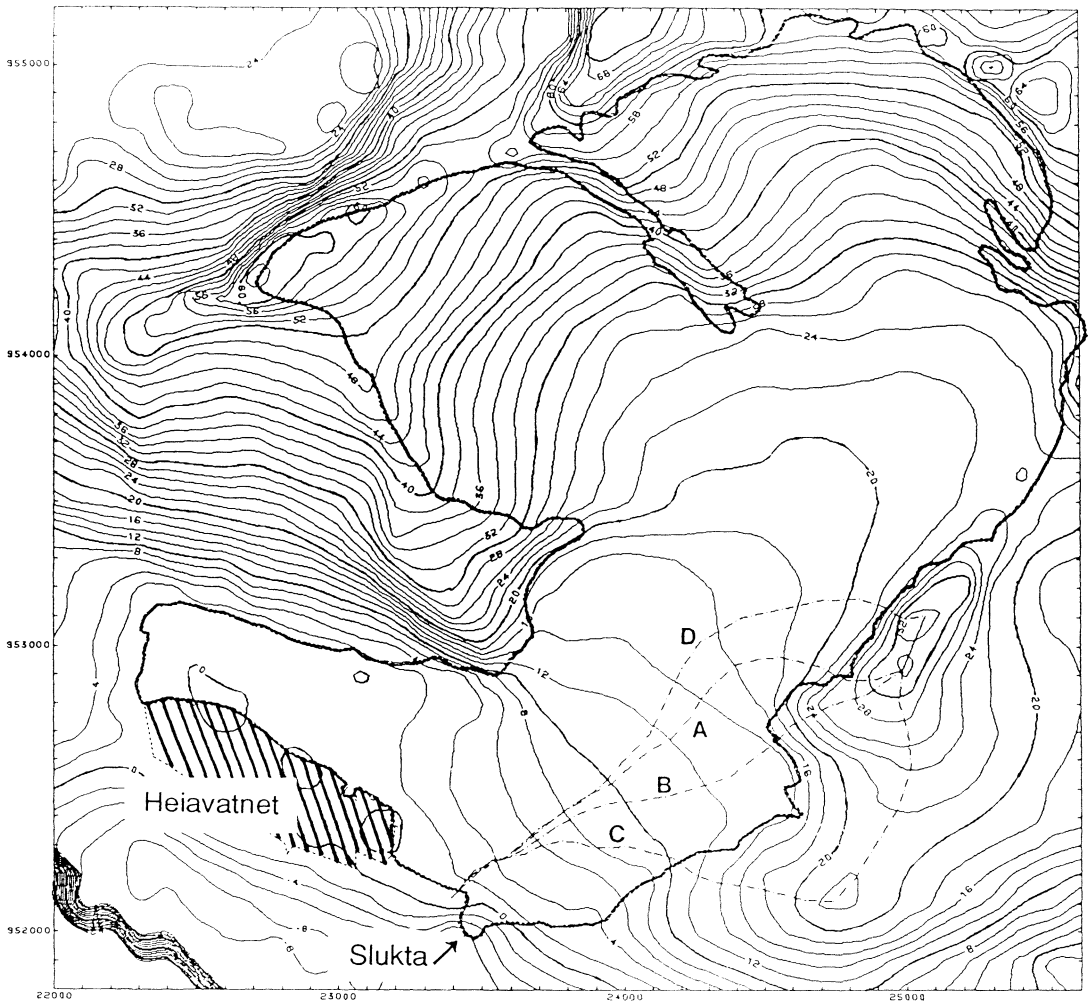



*Fig. 13. Svartisheibreens bunnpotensial (bar) for k = 1, i forhold til potensialet i Heiavatnet (774 m o.h.). Kurver A, B og C viser dreneringsgrense mellom Heiavatnet og Slukta for hhv. k = 1, 0.9 og 0.7, mens D er isskillet.*

| Grense | Heiavatnet ($km^2$) | Slukta ($km^2$) | Andel Slukta |
|---|---|---|---|
| Dreneringsgrensen, k = 1 | 4.99 | 0.51 | 9% |
| Dreneringsgrensen, k = 0.9 | 5.16 | 0.34 | 6% |
| Dreneringsgrensen, k = 0.7 | 5.34 | 0.16 | 3% |
| Isskillet | 4.83 | 0.67 | 12% |

*Tabell 2. Fordelingen av Svartisheibreens areal til Heiavatnet og til Slukta for ulike dreneringsgrenser og isskillet.*

I praksis er ikke k konstant under hele breen. Vi antar f.eks. at k er mindre i midten av breen enn ut mot kantene. Erfaring fra bl.a. Austdalsbreen (Laumann, 1990) viser at vanntrykket også varierer med årstidene. Dreneringsarealet mot slukta er imidlertid lite for alle aktuelle verdier av k.

Dreneringsgrensen vil muligens kunne forandres noe ved å endre vannstanden i Heiavatnet. En lavere vannstand vil bety lavere trykk under den nederste delen av tungen, slik at vann fra et større areal drenerer til Heiavatnet. Sunnhordaland Kraftlag har klart å påvirke dreneringsgrensene på Folgefonni på denne måten i forbindelse med Blåfalliutbyggingen.

Dreneringsgrensen mellom Heiavatnet og Slukta vil kunne bestemmes ved sporstoffmålinger om sommeren. Sporstoffet (f.eks. Rhodamin) legges i sprekker i isoverflaten, og eventuelt detekteres noen timer etterpå i Slukta.

## 3.2 Muligheter for Jøkulhlaup fra Heiavatnet

Et jøkulhlaup er en flom fra et isdemt vann, som plutselig tømmes i løpet av noen timer eller dager (Clague & Mathews, 1973). De fleste sjøer tømmer seg når vannstanden blir så høy at isen nesten flyter, slik at vannet kan renne i en kanal under breen. Dette skjer vanligvis en eller flere ganger hvert år. Vi kjenner til to jøkulhlaup fra Heiavatnet - i 1989 og 1991 - og tror at disse er de eneste siden vannet ble dannet. Vannstanden har ellers vært konstant på 774 m o.h., og vi antar at det er fortynningen av breen de siste årene som har ført til Jøkulhlaupene (se §2.4). Jøkulhlaupet i 1991 er godt dokumentert via logging av vannstanden i Heiavatnet.

Fig. 14a viser vannstanden i vannet under jøkulhlaupet som varte fra ca. 7. til 15. april 1991. Fig. 14b viser netto vannføring ut av Heiavatnet på grunnlag av endring i vannstanden. Vannføringen stiger jevnt til over 3 $m^3/s$ og holder seg noenlunde konstant i 3 dager før den faller raskt igjen til null. Kurven ligner ikke med jøkulhlaup andre steder der vannføringen øker nærmest eksponentielt til flere hundre eller tusen $m^3/s$ før den stopper plutselig. Den lave vannstanden resten av sommeren er likevel nokså typisk fordi den nye kanalen holder seg åpen resten av sommeren, og lukker seg først når smeltingen opphører om vinteren.

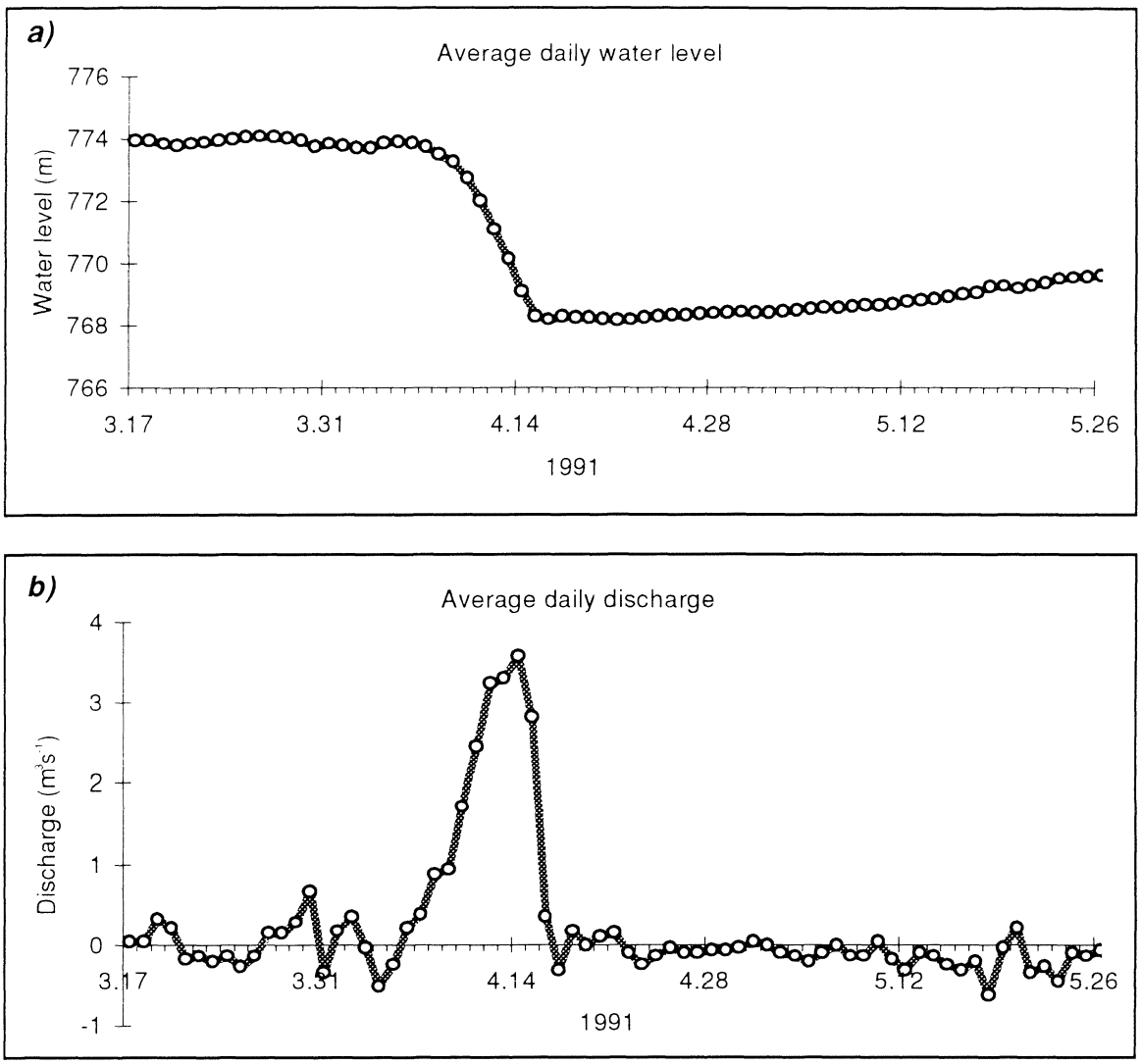



*Fig. 14. a) Vannstand (døgnmidler) i Heiavatnet fra 17.03 - 26.05.91. b) Netto vannføring (døgnmidler) ut av Heiavatnet på grunn av endring i vannstanden.*

Vi har utviklet en enkel modell for å prøve å forklare det som er observert. På denne måten kan vi estimere vannføringen hvis forholdene endrer seg. Modellen bygger på to ligninger. Den første beskriver vannføringen Q i forhold til kanalens diameter d og hellingen β i hydraulisk head langs en semisirkular subglasial kanal:

$$Q = K_q * d^{2.5} \beta^{0.5}$$

(Hooke, 1984), der $K_q$ har verdien 4.5 $s^{-1}m^{0.5}$. Den andre beskriver hvor mye kanalveggene smelter på grunn av vannets fall og tap i vannets temperatur:

$$dd/dt = ((Q\ \rho_w\ g\ h + Q\ T\ C\ \rho_w) / \rho_i\ s\ L)^{0.5} * 8 / pi$$

der *dd/dt* er raten av økning i kanaldiameter d, $\rho_w$ og $\rho_i$ er tettheten for hhv. vann og is, g er tyngdens akselerasjon, h er fallhøyden, T er temperaturen i vannet, C er

vannets varmekapasitet og L er latentvarme for smelting av is. Vi antar heretter at vannets temperatur er 0°C. Fig. 15a viser parameterne som benyttes i modellen. β er konstant med posisjon langs kanalen. β, Q, d og h beregnes i tidsstep inntil vannstanden når $h_2$. Modellen er blitt testet på data fra jøkulhlaup fra Strupvatnet i 1969 og Demmevatn i 1937, (Clague and Matthews, 1973) og fungerer rimelig bra for en såpass forenklet modell. Tabell 3 viser den maksimale observerte og modellerte vannføringen.

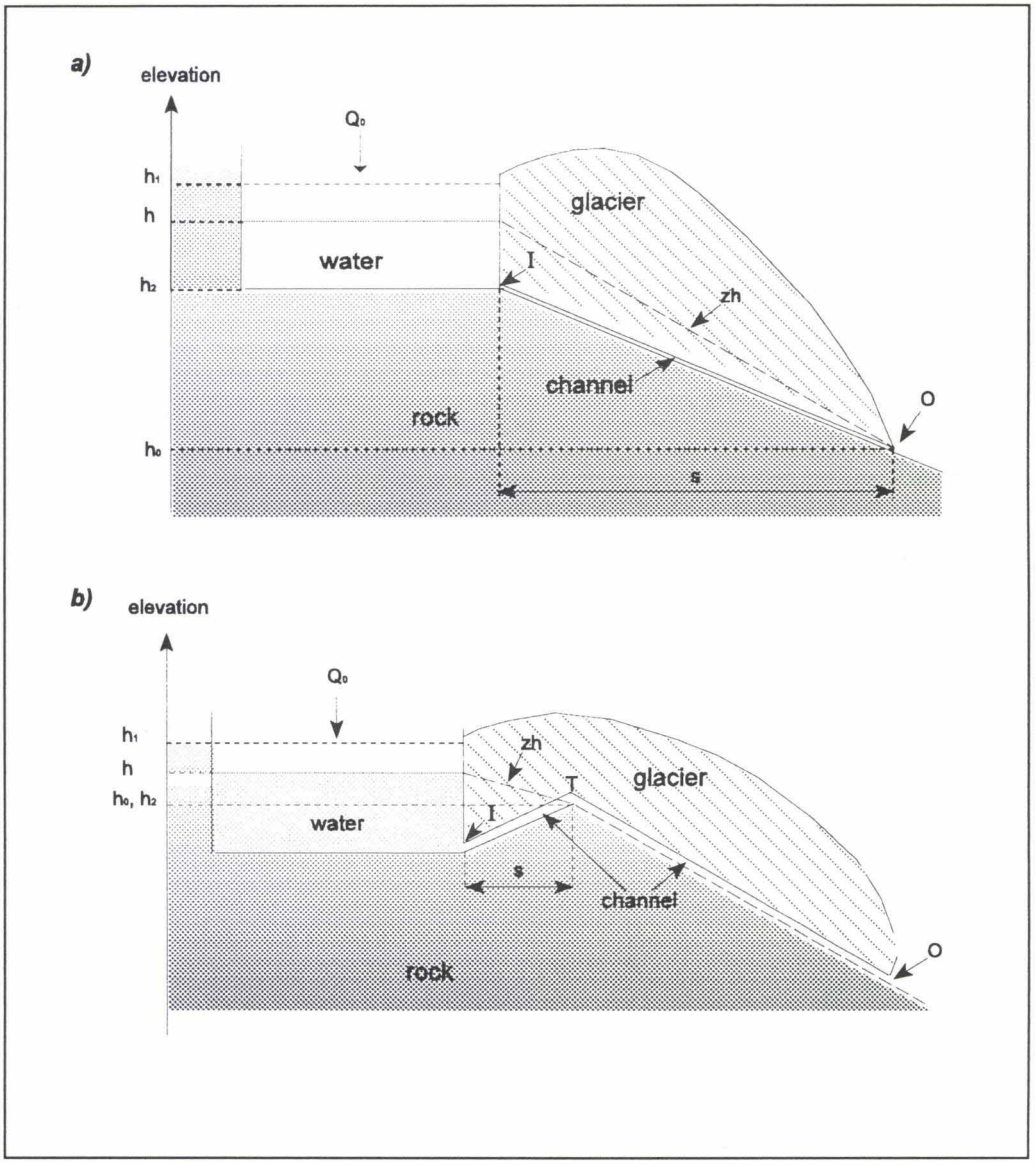



*Fig. 15. a) Skissert snitt gjennom en bre langs jøkulhlaupkanalen, og parametere brukt i en numerisk modell av et jøkulhlaup: h - vannstand; $h_1$, $h_2$, - vannstanden hhv. før og etter jøkulhlaupet; $h_0$ - høyde på kanalutløpet; zh - hydraulisk head; I, O - hhv. kanalinnløpet og -utløpet; $Q_0$ - vannføringen inn til vannet.*
*b) Skissert snitt gjennom en bre langs jøkulhlaupkanalen med terskel T under isen: $h_0$ - høyde på det effektive kanalutløpet ved T.*

| Vann | $h_0$ (m) | $h_1$ (m) | $h_2$ (m) | s (m) | A ($m^2$) | $Q_{obs}$ ($m^3s^{-1}$) | $Q_{max}$ ($m^3s^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Strupvatnet, 1969 | 0* | 186* | 173* | 1000 | 200 000 | 150 | 150 |
| Demmevatn, 1937 | 0* | 406* | 327* | 3000 | 150 000 | 1000 | 540 |
| Heiavatnet, 1991 | 700 | 774 | 768 | 600 | 300 000 | 3.5 | 55 |

*Tabell 3. Maksimal vannføring beregnet i modellen, $Q_{max}$, på grunnlag av observerte verdier for $h_0$, $h_1$, $h_2$, s og A, sammenlignet med den maksimale observerte vannføringen, $Q_{obs}$. $Q_0$ = 0.1 $m^3s^{-1}$. *høyder i forhold til utløpet.*

Det er god overenstemmelse for Strupvatnet og Demmevatn. Det må nevnes at det er stor usikkerhet i verdien på s for Demmevatn, og antagelig også i $Q_{obs}$. Men modellen fungerer dårlig for Heiavatnet. Vi tror dette skyldes en terskel på 668 m o.h. under isen slik at den hydrauliske gradienten er redusert i den første delen av kanalen. Situasjonen er skissert i fig. 15b. Gradienten fra terskelen til utløpet (kanal TO) er nå større enn fra vannet til terskelen (kanal IT), slik at det er kanal IT som kontrollerer vannføringen, og kanal TO er åpen. Vi benytter derfor modellen på kanal IT til å beregne vannføringen. Det effektive utløpet er nå ved terskelen slik at h0 = h2. Nå er det kun s (avstanden til terskelen) og $Q_0$ (vannføring inn i Heiavatnet) som er ukjent. I tabell 4 er ulike kombinasjoner av s og $Q_0$ vist som gir den observerte maksimale vannføringen.

| s (m) | $Q_0$ ($m^3s^{-1}$) | $Q_{max}$ ($m^3s^{-1}$) | t (dager) |
|---|---|---|---|
| 210 | 1 | 3.5 | 14 |
| 140 | 0.3 | 3.4 | 9 |
| 120 | 0.1 | 3.4 | 8 |
| 110 | 0.01 | 3.4 | 8 |

*Tabell 4. Kombinasjoner av s og $Q_0$ i en modell med terskel for Svartisheibreen som gir den observerte maksimale vannføringen (3.5 $m^3/s$). t er tiden til maksimal vannføring etter at vannføringen har oversteget 1 $m^3/s$. Det observerte jøkulhlaupet i 1991 varte 6 dager.*

Fig. 16 viser den modellerte vannstanden og vannføringen for ett av tilfellene, og ligner bra med dataene fra 1991. $Q_0$ er ikke kjent, men den er antageligvis mye mindre enn 1 $m^3s^{-1}$ i april. Vi konkluderer derfor at jøkulhlaupkanalen gikk over en fjellterskel på 668 m o.h. under breen, og at denne terskelen lå 100 - 200 m fra brefronten.

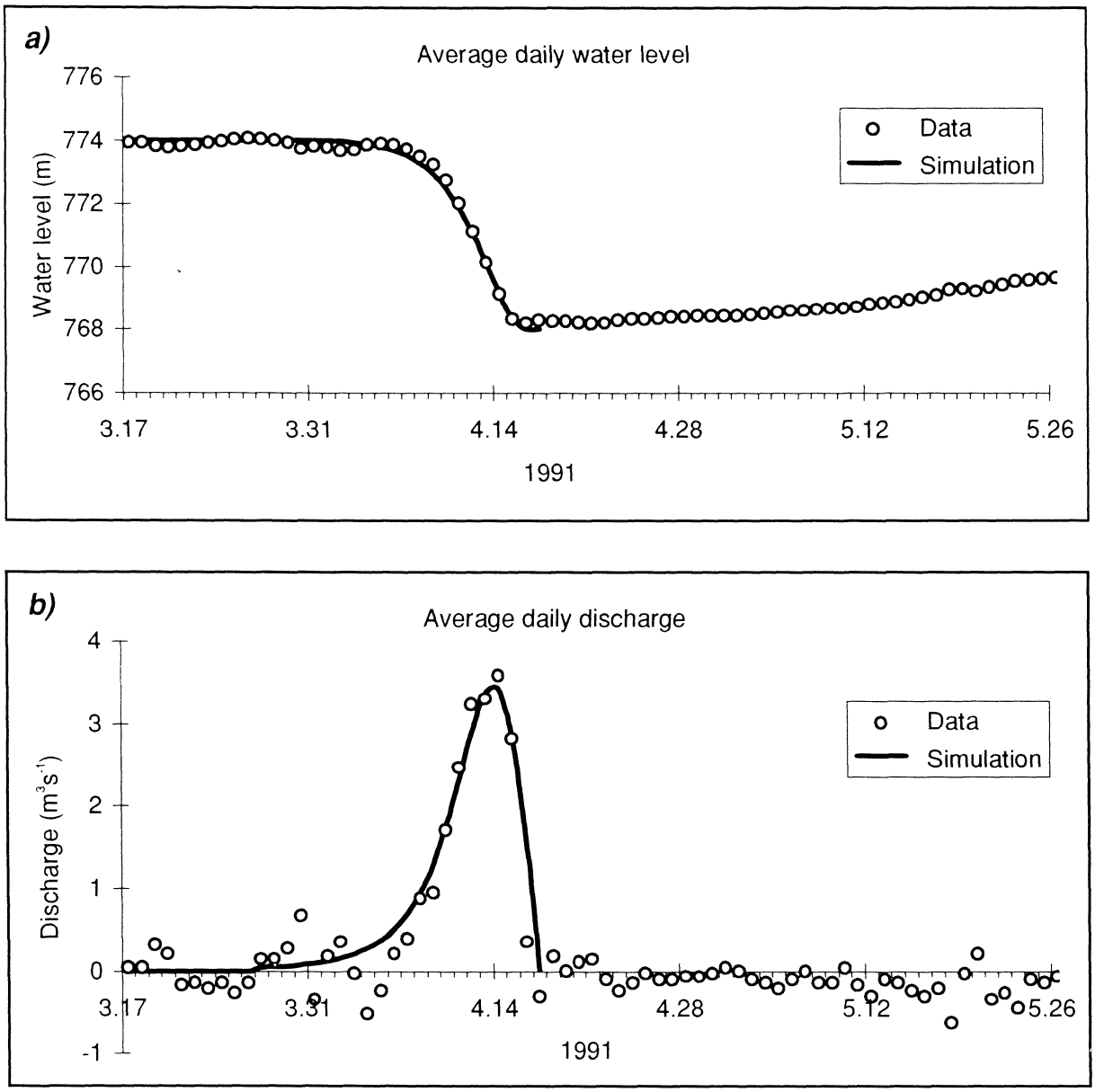



*Fig. 16. Modellert vannstand (a) og vannføring (b) som funksjon av tid for $Q_0$ = 0.1 $m^3s^{-1}$ og s = 120 m.*

Plassering av kanalen under breen er ukjent, men det er kun langs kanten av breen mellom Heiavatnet og Slukta at en terskel på 668 m o.h. under breen vil kunne eksistere (fig. 12). Kløften langs kanten vil ha en tendens til å samle sublgasial drenering, slik at vanntrykket kan være lavt her. Bunntopografikartet er ikke nøyaktig nok til å kunne lokalisere selve terskelen, men kartet tyder på at den må være nærmere Heiavatnet enn Slukta, i tråd med konklusjonen fra modelleringen.

Det finnes ingen vannstandsdata fra jøkulhlaupet i 1989, men feltobservasjoner tyder på at vannstanden etter jøkulhlaupet var omtrent den samme som i 1991. Det har ikke vært Jøkulhlaup siden 1991 selv om breen ikke er blitt tykkere. Vi antar at trigger forholdene ikke var riktige verken i 1990 eller 1992/94.

Triggermekanismen for jøkulhlaup fra Svartisheibreen er fortsatt ukjent. Temperaturdata fra Glomfjord tyder på en varm periode i 1991 som begynte 3. april. En lignende varm periode er registrert også i april 1989, men vi vet ikke når jøkulhlaupet i 1989 fant sted. Det er derfor vanskelig å vurdere hvilke forhold som fører til at jøkulhlaup skjer bare enkelte år.

Med modellen kan vi nå estimere størrelsen på jøkulhlaup hvis breen blir tynnere og/eller trekker seg tilbake. Plasseringen av jøkulhlaupkanalen vil kunne endre seg hvis breen forandrer seg. Vi antar at vannet vil kunne finne en mer gunstig måte å drenere ved å gå rundt terskelen etterhvert som breen trekker seg tilbake, slik at situasjonen vil ligne andre jøkulhlaup, dvs. uten terskel under isen som skissert i fig. 15a. Tabell 5 viser resultater for modellkjøringer for Heiavatnet uten terskel med ulike verdier for laveste vannstand. Her har vi antatt at vannets areal er konstant uansett vanndybde. I tillegg vil jøkulhlaupet antageligvis skje før vannstanden har nådd 774 m o.h. Disse tingene gjør at $Q_{max}$ kan være overestimert. På den annen side vil arealet være enda større hvis breen trekker seg tilbake. Varmere vann vil øke den maksimale vannføringen, men vi regner ikke med at vanntemperaturen vil være mer enn 0°C. Tallene i tabellen er derfor usikre, men de viser at jøkulhlaup i fremtiden vil kunne føre til meget store vannføringer.

| $h_2$ (m) | V (x $10^6 m^3$) | $Q_{max}$ ($m^3s^{-1}$) | t (timer) |
|---|---|---|---|
| 768 | 1.8 | 75 | 38 |
| 760 | 4.2 | 170 | 43 |
| 750 | 7.2 | 300 | 47 |
| 740 | 10.2 | 360 | 49 |

*Tabell 5. Resultater for modellkjøringer uten terskel for Heiavatnet med ulike verdier for laveste vannstand $h_2$: V - total volum vann i jøkulhlaupet; $Q_{max}$ - maksimal vannføring; t - tiden til maksimal vannføring etter at vannføringen har passert 1 $m^3s^{-1}$. $h_1$ = 774 m o.h., $h_0$ = 700 m o.h., A = 300 000 $m^2$, T = 0 °C, s = 500 m og $Q_0$ = 0.1 $m^3s^{-1}$ i disse kjøringene.*

## 3.3 Modellering av breens utvikling

Breens framtidig utvikling under ulike scenarier for klima og vannstand i Heiavatnet ble analysert ved hjelp av en numerisk modell for breens dynamik. Modellen er utviklet i Norge av Laumann (1987) og er blant annet benyttet på Austdalsbreen (Laumann, 1990) og Folgefonna (Laumann & Tvede, 1989). En grov dynamisk modell for Svartisheibreen ble laget i 1987. Modellen ble forbedret i 1991 ved hjelp av data om istykkelse, isbevegelse og massebalanse for årene 1988-90, samt kart fra 1968 og 1985. Modellen ble kalibrert med utgangpunkt i kartet fra 1968, og parameterne (hovedsaklig glidning og kalvingskonstanten) ble justert inntil den modellerte utvikling fram til 1985. Ishastighetene stemte rimelig bra med dataene.

Kalving er proporsjonal med vanndyp foran breen (Funk og Röthlisberger, 1989), men kalvingskonstanten ser ut til å være lavere for Svartisheibreen (ca. 0.6 $år^{-1}$) enn

for andre breer (ca. 2 $år^{-1}$). Dette kan skyldes at Heiavatnet er islagt og fylt med isfjell det meste av året, slik at det er lite sirkulasjon.

Resultatene av simuleringene er vist i fig. 17. Figurene viser frontposisjoner i forhold til 1985 for ulike klimascenarier og vannstander i Heiavatnet. Klimascernariene er representert ved forskjellige massebalanseverdier. Massebalanseverdier på 1 m/år og -1 m/år over flere år er relativt store verdier. Til sammenligning er midlere netto-balanse 0.55 m for perioden 1988-94.

På alle figurene ser man betydningen av både de klimatiske og de kalvings-dynamiske forhold for breer som ender i vann. Fig. 17a viser f.eks at selv om breen er i klimatisk likevekt, dvs. at arealet over og under likevektslinja er avpasset det påtrykte klima, er kalvingen så stor at breen likevel vil trekke seg tilbake. Det samme ser man, dog i mindre grad, også for en vannstand på 765 m o.h. (fig. 17b), mens brefronten stabiliseres for $b_n$ = 0 når vannstanden er sunket til 720 m o.h. (fig. 17c).

Betydningen av plutselige endrede kalvingsforhold illustreres klart i alle figurene. Tydeligst vises dette for et påtrykt varmt klima, $b_n$ = -1 m/år. Forklaringen på den raske tilbaketrekkingen er at brefronten gradvis blir tynnere inntil den begynner å flyte. Store deler brekker derfor av på grunn av oppdrift. Særlig stor betydning får denne effekten når breen er flat og bunnen heller nedover oppstrøms.

Slike forhold er for øvrig godt dokumentert ved de såkalte "tidewater-glaciers" i Alaska, som plutselig kan trekke seg flere km tilbake på grunn av endrede kalvings-forhold. Sannsynligvis er dette også en del av forklaringen på den raske tilbakegangen av Nigardsbreen (Jostedalsbreen) gjennom vannet.

For alle simuleringene med $b_n$ = -1 m/år ser det ut til at fronten i løpet av 20 til 50 år vil trekke seg så langt tilbake at Heiavatnet vil drenere naturlig ut i Slukta. Det er imidlertid sannsynlig at Heiavatnet vil tømme seg under isen før dette (se kap. 3.2). For $b_n$ = 0 m/år (likevekt) indikerer beregningene at brefronten ikke når dette nivå i løpet av de neste 50-60 år, mens en positiv nettobalanse på 1 m/år gir framrykking av breen for alle vannstander i Heiavatnet.

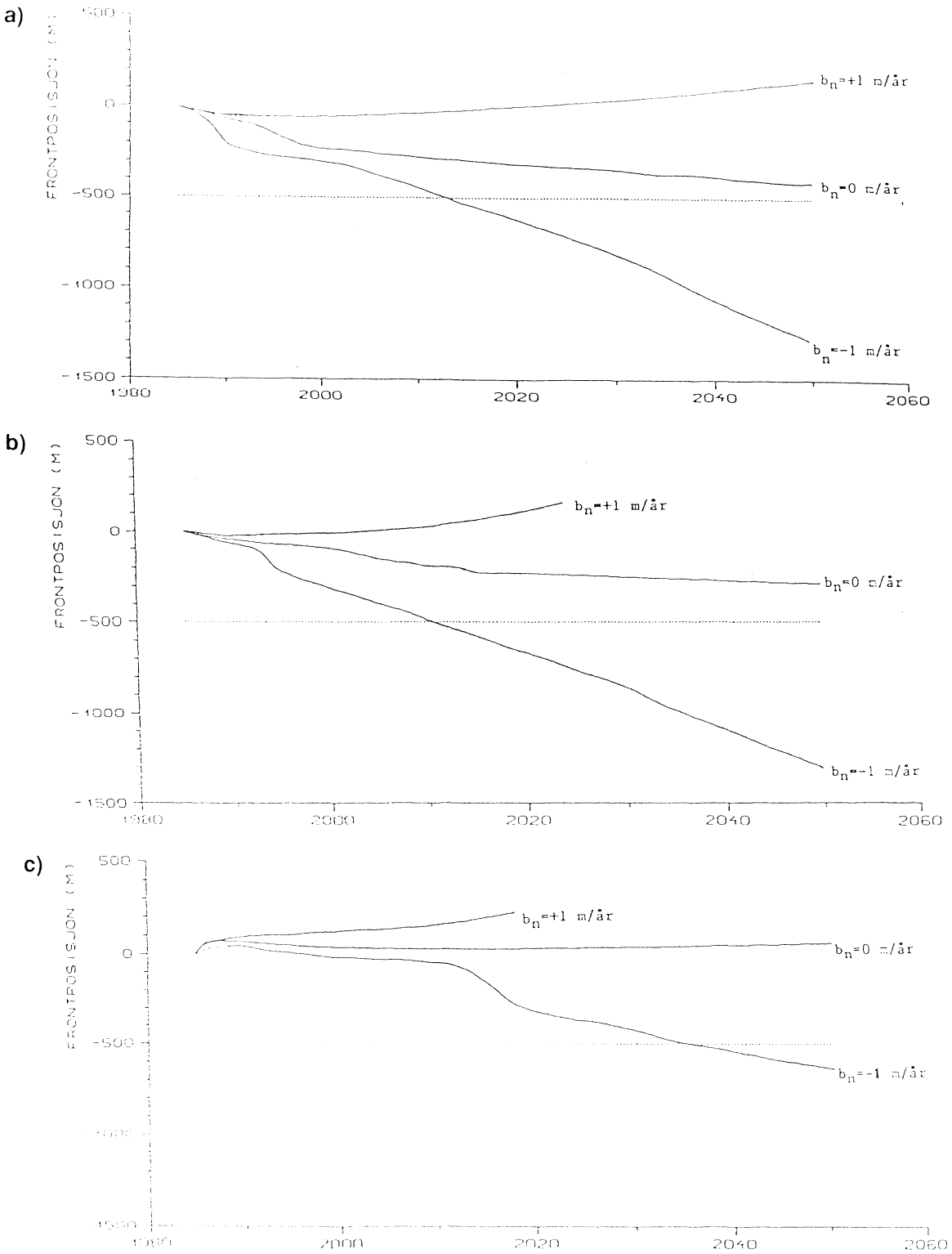



*Fig. 17. Beregnet frontposisjon i forhold til posisjonen i 1985 for ulike klimascenarier ($b_n$ er nettobalansen i m vannekvivalenter). Den stiplede linja angir breens sannsynlige posisjon når Heiavatnet drenerer naturlig ut av Slukta. Vannstanden er henholdsvis: a) 774m o.h. b) 765 m o.h.* c) 720 m o.h.

Siden modellberegningene i 1991 har det vært flere massebalanse- og hastighetsmålinger. Disse viser at nettobalansekurven er litt annerledes i form i forhold til den som var benyttet i modellen, men dette har liten betydning for resultatene. Hastighetene er også noe høyere nederst på breen enn antatt i 1991, slik at breen kanskje vil reagere litt raskere på endringer i klima og vannstand enn forutsett i modellen. Den målte nettobalansen siden 1988 er +0.55 m og breens front har vært omtrent stabil. Dette stemmer bra med modellresultatene. Vi tror derfor at modellen er realistisk, og at en positiv nettobalanse på ca. 0.5 m er nødvendig for at fronten skal være stabil for å kompensere kalving i Heiavatnet.

Klima- og massebalansemodeller indikerer negativ massebalanse de nærmeste tiårene. Dette vil i så fall føre til tilbaketrekking av fronten og flere jøkulhlaup (se kap. 3.2).

## 3.4 Korrelasjon av massebalanse med Engabreen

Korrelasjonsberegninger av massebalansen er basert på 7 års målinger i perioden 1988-94. Korrelasjonene er foretatt med Engabreen som i likhet med Svartisheibreen er en kystnær bre med mye nedbør. Resultatene fra nettobalansen er sammenlignet for å kunne gi et estimat på framtidige endringer av massebalansen på Svartisheibreen. Sammenhengen mellom årlig midlere nettobalanse er analysert ved hjelp av lineær regresjon. Resultatet er vist i fig. 18.

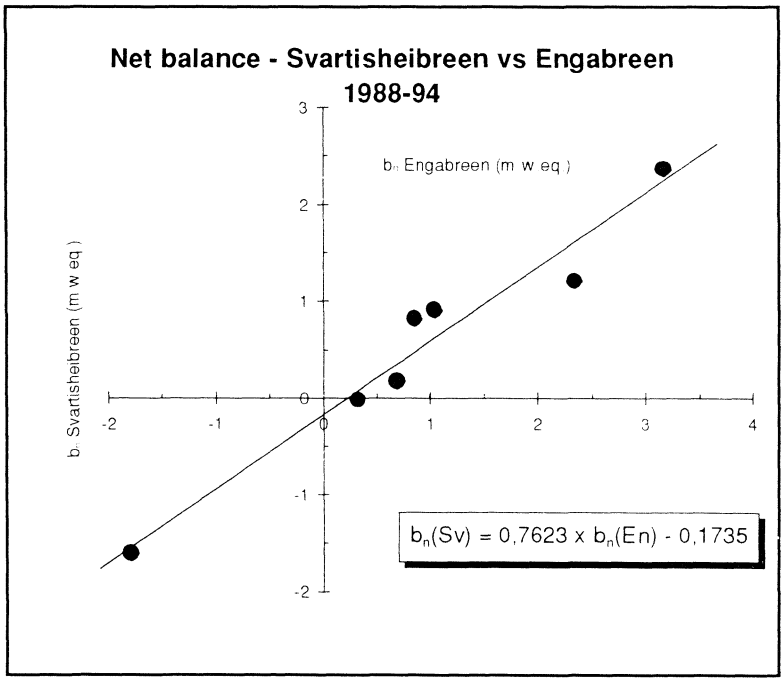



*Fig. 18. Regresjonsanalyse av nettobalansen mellom Svartisheibreen og Engabreen i perioden 1988-94. Ligningen beskriver en lineær sammenheng mellom de to breenes nettobalanse. Den R-kvadrerte verdien, som er et mål på trendlinjens og dermed også ligningens pålitelighet, er 0.95. Dess nærmere denne verdien kommer opp mot 1.0, dess større er formelens pålitelighet.*

Analysen viser en relativt god korrelasjon i nettobalansen for de to breene. Verdiene for Svartisheibreen er gjennomgående lavere enn for Engabreen.
Usikkerheten i de årlige estimatene ved bruk av formelen i fig. 18, er anslått til ±0.30 meter.

## 4. KONKLUSJONER OG ANBEFALINGER

Svartisheibreens nåværende tilstand er rimelig godt kjent etter målingene fra 1988 til 1994. Den største usikkerheten er vanndypet i Heiavatnet. Dette er uvesentlig for analysene i kap. 3 så lenge breen er stabil. Men vanndypet ville vært nyttig for å kunne fastsette forholdet mellom kalving og vanndyp. Bedre istykkelsesdata mellom Heiavatnet og Slukta ville vært til hjelp for å kunne estimere fremtidige jøkulhlaup hvis breen trekker seg ytterligere tilbake, og flere målinger av isoverflatehøyden i dette området trengs for å kartlegge dagens situasjon. Sporstoffmålinger omkring dreneringsgrensene i kap. 3.1 vil kunne brukes til å kontrollere beregningene.

Det som gjenstår av analyser er hovedsaklig korrelasjonen mellom meteorologiske data og Svartisheibreens massebalanse, og en oppdatert dynamisk modell for Svartisheibreen som benytter senere data om massebalanse, isbevegelse og frontposisjon.

Dannelsen av Heiavatnet foran breen siden 1945 har hatt stor betydning, spesielt siden 1968 med en rask tilbaketrekking. Erfaring fra andre breer, f.eks. Nigardsbreen, Engabreen og Austerdalsisen, viser at tilbaketrekkingen kan bli flere hundre meter på ett år når et vann dannes foran breen. Tilbakegangen av Svartisheibreen har imidlertid stoppet opp på grunn av et massoverskudd de siste årene. Målinger av massebalanse og breens geometri tyder på at en "klimatisk" massebalanse (den som skyldes akkumulasjon og ablasjon på breens overflate) på ca. +0.5 m er nødvendig for å holde frontposisjonen stabil.. Dette betyr at kalving i Heiavatnet tilsvarer nå ca. -0.5 m vannekvivalenter fordelt over hele breen. Kalvingen blir antageligvis større hvis breen trekker seg ytterligere tilbake. I så fall må den klimatiske massebalansen være enda mer posiitiv for å holde den nye frontposisjonen stabil. Breen er derfor svært følsom for fremtidige klimaendringer.

Jøkulhlaupene i 1989 og 1991 men ikke de andre 5 årene siden 1988 viser at breen er i en overgangsfase mellom ingen jøkulhlaup og jøkulhlaup hvert år. Sannsynligheten for jøkulhlaup vil øke hvis breen blir tynnere mellom Heiavatnet og Slukta inntil jøkulhlaup oppstår hvert år. Triggermekanismen for jøkulhlaup er ikke kjent, men den kan ha sammenheng med høy lufttemperatur i begynnelsen av smeltesesongen. En mer detaljert analyse av de meteorologiske dataene vil kanskje kunne fortelle hvilke forhold som fører til jøkulhlaup.

En dynamisk modell av Svartisheibreen tyder også på at en massebalanse på ca. +0.5 m vil holde brefronten stabil, i samsvar med målingene. Modellen forutsier også en tilbaketrekking på ca. 10 m/år hvis nettobalansen er lik null.

Nåværende klima- og massebalansemodeller tyder på en reduksjon i masse-

balansen på norske breer de nærmeste tiårene. I så fall kommer Svartisheibreen til å trekke seg ytterligere tilbake samtidig som isoverflaten senker seg. Dette vil føre til en økende fare for jøkulhlaup inntil de etterhvert oppstår hvert år før vannstanden når 774 m o.h., slik at avrenningen fra breen slutter å gå over fjellterskelen. Jøkulhlaupene kan bli meget store, med en vannføring som øker til noen hundre $m^3s^{-1}$ i løpet av ca. 2 døgn. Opptil halvparten av den årlige avrenningen fra breen (ablasjon, kalving og sommernedbør på breen, totalt ca. 20 mill. $m^3$) vil kunne drenere gjennom Slukta i dette jøkulhlaupet. Jøkulhlaupkanalen vil antageligvis ikke lukke seg igjen før vinteren.

Ved målinger av Svartisheibreens og Engabreens massebalanse har vi etablert en korrelasjon mellom dem, slik at massabalansen på Svartisheibreen nå kan estimeres rimelig bra ved hjelp av data fra Engabreen.

Utviklingen av Svartisheibreen og Heiavatnet samt tidspunkt og størrelse på fremtidige jøkulhlaup kan imidlertid ikke estimeres. Vi anbefaler derfor at breen og vannet overvåkes videre med enkle metoder for å skaffe informasjon om eventuelle fremtidige forandringer, på følgende metoder (i prioritert nytte/kostnad rekkefølge):

- Logging av vannstand i Heiavatnet. Dataene forteller tidspunkt, varighet og størrelse på jøkulhlaup. Målingene gjøres på samme måte som beskrevet i kap. 2.5, dvs. med trykksensor og datalogger. Dette krever ett besøk hvert år.
- Bilder av Heiavatnet hver høst. Dataene forteller frontposisjon, mengde isfjell og om vannet er fullt. Bildene tas fra ett fastpunkt ovenfor vannet.
- Måling av isoverflatehøyde mellom Heiavatnet og Slukta hver høst. Dataene forteller om faren for jøkulhlaup øker eller avtar. Dataene skaffes fra flyfoto eller ved landmåling.
- Bilder av snølinjen og måling av en stake ved likevektslinjen hver høst. Dataene benyttes til å kontrollere massebalansen som er estimert ut i fra data fra Engabreen.

## REFERANSER

Clague, J.J. og Mathews, W.H.
1973: The magnitude of jökulhlaups: Journal of Glaciology, vol. 12, No. 66 (side 501-504).

Funk, M. og Röthlisberger, H.
1989: Forecasting the effect of a planned reservoir that will partially flood the tongue of Unteraar Glacier in Switzerland: Annals of Glaciology, vol. 3.

Hooke, R. Leb.
1984: On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure: Journal of Glaciology, vol. 30 (side 180-187).

Laumann, T.
1987: En dynamisk modell for isbreers bevegelse: V-publikasjon nr. 8, NVE Vassdragsdirektoratet Hydrologisk avdeling.

Laumann, T.
1990: Austdalsbreen - Konsekvenser av Jostedalsutbyggingen. Norges Vassdrags- og Energiverk, Hydrologisk avdeling. Oppdragsrapport nr. 6-90.

Laumann, T. og Tvede, A.M.
1989: Simulation of the effects of climate changes on a glacier in western Norway. Conference on Climate and Water, Helsinki september 1989. Publ. of Academy of Finland 9/89 (side 339-352).

NVE
1987a: VHB-notat nr. 5/87. Befaring av Svartisheibreen.

NVE
1987b: VHB-notat nr. 6/87. Foreløpige modellberegninger for Svartisheibreen.

Roland, E. og Haakensen, N.
1985: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1982. Rapport 1-85 fra Hydologisk avdeling, NVE (102 sider).

Röthlisberger, H.
1972: Water pressure in intra- and subglacial channels: Journal of Glaciology, vol. 11 (side 177-203).

Sampson, R.J.
1978: Surface II graphic system. Computer Services Section, - Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas.

Shreve, R.L.
1972: Movement of water in glaciers. - Journal of Glaciology, vol. 11, no.62 (side 205-214).

Østrem, G. og Brugman, M.
1991: Glacier mass balance measurements, National Hydrology Research Institute Science Report nr. 4 (224 sider).

## Mass balance Svartisheibreen1987/88 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 25 mai 1988 | | Summer ablation Measured 18 okt 1988 | | Net balance Summer surfaces 1987 - 1988 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 3,25 | 0,03 | -1,80 | -0,02 | 1,45 | 0,01 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 3,28 | 0,46 | -2,07 | -0,29 | 1,21 | 0,17 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 3,22 | 0,81 | -2,24 | -0,56 | 0,98 | 0,25 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 3,13 | 1,16 | -2,55 | -0,94 | 0,58 | 0,21 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 3,04 | 1,00 | -2,83 | -0,93 | 0,21 | 0,07 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 3,03 | 1,09 | -3,08 | -1,11 | -0,05 | -0,02 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 2,92 | 0,99 | -3,39 | -1,15 | -0,47 | -0,16 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 2,74 | 0,96 | -3,70 | -1,30 | -0,96 | -0,34 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 2,45 | 2,62 | -4,06 | -4,34 | -1,61 | -1,72 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 2,17 | 1,37 | -4,26 | -2,68 | -2,09 | -1,32 |
| 900 - 950 | 0,54 | 1,91 | 1,03 | -4,71 | -2,54 | -2,80 | -1,51 |
| 850 - 900 | 0,31 | 1,80 | 0,56 | -5,17 | -1,60 | -3,37 | -1,04 |
| 800 - 850 | 0,35 | 1,68 | 0,59 | -5,61 | -1,96 | -3,93 | -1,38 |
| 770 - 800 | 0,43 | 1,38 | 0,59 | -6,14 | -2,64 | -4,76 | -2,05 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1987 - 1988

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **13,26** | **-22,08** | **-8,82** |
| specific (m) | **2,42** | **-4,03** | **-1,61** |

## Mass balance Svartisheibreen1988/89 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 21 mai 1989 | | Summer ablation Measured 05 okt 1989 | | Net balance Summer surfaces 1988 - 1989 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 3,60 | 0,04 | -0,35 | 0,00 | 3,25 | 0,03 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 3,85 | 0,54 | -0,35 | -0,05 | 3,50 | 0,49 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 4,25 | 1,06 | -0,35 | -0,09 | 3,90 | 0,98 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 4,60 | 1,70 | -0,40 | -0,15 | 4,20 | 1,55 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 4,80 | 1,58 | -0,40 | -0,13 | 4,40 | 1,45 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 4,85 | 1,75 | -0,40 | -0,14 | 4,45 | 1,60 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 4,70 | 1,60 | -0,40 | -0,14 | 4,30 | 1,46 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 4,45 | 1,56 | -0,50 | -0,18 | 3,95 | 1,38 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 4,10 | 4,39 | -0,70 | -0,75 | 3,40 | 3,64 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 3,25 | 2,05 | -1,15 | -0,72 | 2,10 | 1,32 |
| 900 - 950 | 0,54 | 2,75 | 1,49 | -2,05 | -1,11 | 0,70 | 0,38 |
| 850 - 900 | 0,31 | 2,60 | 0,81 | -3,10 | -0,96 | -0,50 | -0,16 |
| 800 - 850 | 0,35 | 2,45 | 0,86 | -3,70 | -1,30 | -1,25 | -0,44 |
| 770 - 800 | 0,43 | 2,30 | 0,99 | -4,05 | -1,74 | -1,75 | -0,75 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1988 - 1989

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **20,40** | **-7,45** | **12,94** |
| specific (m) | **3,72** | **-1,36** | **2,36** |

## Mass balance Svartisheibreen1989/90 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 12 mai 1990 | | Summer ablation Measured 29 sep 1990 | | Net balance Summer surfaces 1989 - 1990 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 3,60 | 0,04 | -2,15 | -0,02 | 1,45 | 0,01 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 3,80 | 0,53 | -2,20 | -0,31 | 1,60 | 0,22 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 4,17 | 1,04 | -2,25 | -0,56 | 1,92 | 0,48 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 4,45 | 1,65 | -2,26 | -0,84 | 2,19 | 0,81 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 4,70 | 1,55 | -2,38 | -0,79 | 2,32 | 0,77 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 4,80 | 1,73 | -2,45 | -0,88 | 2,35 | 0,85 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 4,70 | 1,60 | -2,58 | -0,88 | 2,12 | 0,72 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 4,55 | 1,59 | -2,72 | -0,95 | 1,83 | 0,64 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 4,25 | 4,55 | -2,90 | -3,10 | 1,35 | 1,44 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 3,75 | 2,36 | -3,11 | -1,96 | 0,64 | 0,40 |
| 900 - 950 | 0,54 | 3,10 | 1,67 | -3,30 | -1,78 | -0,20 | -0,11 |
| 850 - 900 | 0,31 | 2,50 | 0,78 | -3,55 | -1,10 | -1,05 | -0,33 |
| 800 - 850 | 0,35 | 2,20 | 0,77 | -3,85 | -1,35 | -1,65 | -0,58 |
| 770 - 800 | 0,43 | 2,10 | 0,90 | -4,10 | -1,76 | -2,00 | -0,86 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1989 - 1990

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **20,76** | **-16,28** | **4,48** |
| specific (m) | **3,79** | **-2,97** | **0,82** |

## Mass balance Svartisheibreen1990/91 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 20 mai 1991 | | Summer ablation Measured 30 sep 1991 | | Net balance Summer surfaces 1990 - 1991 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 2,35 | 0,02 | -1,10 | -0,01 | 1,25 | 0,01 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 2,45 | 0,34 | -1,15 | -0,16 | 1,30 | 0,18 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 2,55 | 0,64 | -1,20 | -0,30 | 1,35 | 0,34 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 2,70 | 1,00 | -1,25 | -0,46 | 1,45 | 0,54 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 2,90 | 0,96 | -1,35 | -0,45 | 1,55 | 0,51 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 3,10 | 1,12 | -1,45 | -0,52 | 1,65 | 0,59 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 3,25 | 1,11 | -1,55 | -0,53 | 1,70 | 0,58 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 3,25 | 1,14 | -1,70 | -0,60 | 1,55 | 0,54 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 3,05 | 3,26 | -1,90 | -2,03 | 1,15 | 1,23 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 2,70 | 1,70 | -2,25 | -1,42 | 0,45 | 0,28 |
| 900 - 950 | 0,54 | 2,35 | 1,27 | -2,90 | -1,57 | -0,55 | -0,30 |
| 850 - 900 | 0,31 | 2,05 | 0,64 | -3,85 | -1,19 | -1,80 | -0,56 |
| 800 - 850 | 0,35 | 1,65 | 0,58 | -4,90 | -1,72 | -3,25 | -1,14 |
| 770 - 800 | 0,43 | 1,25 | 0,54 | -5,60 | -2,41 | -4,35 | -1,87 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1990 - 1991

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **14,30** | **-13,36** | **0,95** |
| specific (m) | **2,61** | **-2,44** | **0,17** |

## Mass balance Svartisheibreen1991/92 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 27 mai 1992 | | Summer ablation Measured 12 sep 1992 | | Net balance Summer surfaces 1991 - 1992 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 3,50 | 0,04 | -2,25 | -0,02 | 1,25 | 0,01 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 3,60 | 0,50 | -2,25 | -0,32 | 1,35 | 0,19 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 3,75 | 0,94 | -2,25 | -0,56 | 1,50 | 0,38 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 3,95 | 1,46 | -2,25 | -0,83 | 1,70 | 0,63 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 4,15 | 1,37 | -2,25 | -0,74 | 1,90 | 0,63 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 4,35 | 1,57 | -2,25 | -0,81 | 2,10 | 0,76 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 4,55 | 1,55 | -2,25 | -0,77 | 2,30 | 0,78 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 4,60 | 1,61 | -2,25 | -0,79 | 2,35 | 0,82 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 4,45 | 4,76 | -2,40 | -2,57 | 2,05 | 2,19 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 4,15 | 2,61 | -2,55 | -1,61 | 1,60 | 1,01 |
| 900 - 950 | 0,54 | 3,80 | 2,05 | -2,85 | -1,54 | 0,95 | 0,51 |
| 850 - 900 | 0,31 | 2,90 | 0,90 | -3,30 | -1,02 | -0,40 | -0,12 |
| 800 - 850 | 0,35 | 2,40 | 0,84 | -3,75 | -1,31 | -1,35 | -0,47 |
| 770 - 800 | 0,43 | 2,55 | 1,10 | -4,15 | -1,78 | -1,60 | -0,69 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1991 - 1992

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **21,29** | **-14,67** | **6,62** |
| specific (m) | **3,89** | **-2,68** | **1,21** |

## Mass balance Svartisheibreen1992/93 – traditional method

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 05 mai 1993 | | Summer ablation Measured 29 sep 1993 | | Net balance Summer surfaces 1992 - 1993 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 3,40 | 0,03 | -1,70 | -0,02 | 1,70 | 0,02 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 3,45 | 0,48 | -1,75 | -0,25 | 1,70 | 0,24 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 3,50 | 0,88 | -1,80 | -0,45 | 1,70 | 0,43 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 3,60 | 1,33 | -1,85 | -0,68 | 1,75 | 0,65 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 3,75 | 1,24 | -1,90 | -0,63 | 1,85 | 0,61 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 3,85 | 1,39 | -1,95 | -0,70 | 1,90 | 0,68 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 3,80 | 1,29 | -2,00 | -0,68 | 1,80 | 0,61 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 3,75 | 1,31 | -2,05 | -0,72 | 1,70 | 0,60 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 3,65 | 3,91 | -2,20 | -2,35 | 1,45 | 1,55 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 3,55 | 2,24 | -2,40 | -1,51 | 1,15 | 0,72 |
| 900 - 950 | 0,54 | 3,45 | 1,86 | -3,20 | -1,73 | 0,25 | 0,14 |
| 850 - 900 | 0,31 | 3,30 | 1,02 | -3,80 | -1,18 | -0,50 | -0,16 |
| 800 - 850 | 0,35 | 3,00 | 1,05 | -4,05 | -1,42 | -1,05 | -0,37 |
| 770 - 800 | 0,43 | 2,70 | 1,16 | -4,30 | -1,85 | -1,60 | -0,69 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1992 - 1993

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **19,19** | **-14,16** | **5,03** |
| specific (m) | **3,50** | **-2,58** | **0,92** |

**Mass balance Svartisheibreen1993/94 – traditional method**

| Altitude (masl) | Area ($km^2$) | Winter accumulation Measured 12 mai 1994 | | Summer ablation Measured 15 sep 1994 | | Net balance Summer surfaces 1993 - 1994 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) | Specific (m w.eq.) | Volume ($10^6$ $m^3$) |
| 1400 - 1420 | 0,01 | 1,90 | 0,02 | -0,90 | -0,01 | 1,00 | 0,01 |
| 1350 - 1400 | 0,14 | 1,95 | 0,27 | -0,95 | -0,13 | 1,00 | 0,14 |
| 1300 - 1350 | 0,25 | 2,00 | 0,50 | -1,00 | -0,25 | 1,00 | 0,25 |
| 1250 - 1300 | 0,37 | 2,05 | 0,76 | -1,05 | -0,39 | 1,00 | 0,37 |
| 1200 - 1250 | 0,33 | 2,05 | 0,68 | -1,10 | -0,36 | 0,95 | 0,31 |
| 1150 - 1200 | 0,36 | 2,00 | 0,72 | -1,15 | -0,41 | 0,85 | 0,31 |
| 1100 - 1150 | 0,34 | 1,90 | 0,65 | -1,20 | -0,41 | 0,70 | 0,24 |
| 1050 - 1100 | 0,35 | 1,90 | 0,67 | -1,35 | -0,47 | 0,55 | 0,19 |
| 1000 - 1050 | 1,07 | 1,95 | 2,09 | -1,50 | -1,61 | 0,45 | 0,48 |
| 950 - 1000 | 0,63 | 1,95 | 1,23 | -1,95 | -1,23 | 0,00 | 0,00 |
| 900 - 950 | 0,54 | 1,80 | 0,97 | -2,50 | -1,35 | -0,70 | -0,38 |
| 850 - 900 | 0,31 | 1,50 | 0,47 | -2,90 | -0,90 | -1,40 | -0,43 |
| 800 - 850 | 0,35 | 1,25 | 0,44 | -3,25 | -1,14 | -2,00 | -0,70 |
| 770 - 800 | 0,43 | 1,30 | 0,56 | -3,50 | -1,51 | -2,20 | -0,95 |

Total area 5,48

Total for whole glacier between summer surfaces 1993 - 1994

| | Winter acc. | Summer abl. | Net bal. |
|---|---|---|---|
| volume ($10^6$ $m^3$) | **10,01** | **-10,16** | **-0,16** |
| specific (m) | **1,83** | **-1,85** | **-0,03** |

Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energiverk (NVE)
Adresse: Postboks 5091 Majorstua, 0301 Oslo

## I 1995 ER FØLGENDE RAPPORTER UTGITT:

Nr 1 Lars-Evan Pettersson: Flomberegning Fossheimselva (087.B1Z). (11 s.)

Nr 2 Jim Bogen og Rolf Tore Ottesen: Suldalslågens sedimentkilder. (17 s.)

Nr 3 Lars-Evan Pettersson: Flomfrekvensanalyser for Vestlandet. (15 s.)

Nr 4 Bjarne Krokli: Flomberegning for Finnbuavatn (036.CE) og Vasstølvatn (036.CC). (19 s.)

Nr 5 Randi Pytte Asvall: Mel kraftverk. Vanntemperatur i Vetlefjordelva etter utbygging. (17 s.)

Nr 6 Bjarne Krokli: Flomberegning for Austre og Vestre Middyrvatn (036.G). (19 s.)

Nr 7 Bjarne Krokli: Flomberegning for Votnamagasinet (036.F). Foreløpig rapport. (12 s.)

Nr 8 Leif J. Bogetveit: Vannføringsobservasjoner i Holobekken. (3 s.)

Nr 9 Ole Einar Tveito og Hege Hisdal: Disaggregation of large scale climatological information. (14 s.)

Nr 10 Einar Sæterbø: Fisketiltak i Litledalselva. (10 s.)

Nr 11 Rune Dahl, Hans Otnes og Frode Trengereid: Årsrapport for Norges vassdrags- og energiverks (NVEs) havarigruppe. (19 s.)

Nr 12 Truls Erik Bønsnes og Jim Bogen: Sedimenttransport i Sogna, Vikka og Risa ved Gardermoen hovedflyplass i 1994. (23 s.)

Nr 13 Lars-Evan Pettersson: Flomberegning Sviland Kraftverk (029.2Z). (16 s.)

Nr 14 Bjarne Kjøllmoen: Massebalansemålinger Trollbergdalsbreen (161.F) 1990-94. Sluttrapport. (27 s.)

Nr 15 Lars-Evan Pettersson: Flomberegning Råsjøen (002.CABB). (16 s.)

Nr 16 Joar Skauge og Einar Sæterbø: Erosjon i Orkla ved Ekli. (18 s.)

Nr 17 Bjarne Kjøllmoen og Mike Kennett: Breundersøkelser på Svartisheibreen 1988-94. (35 s.)