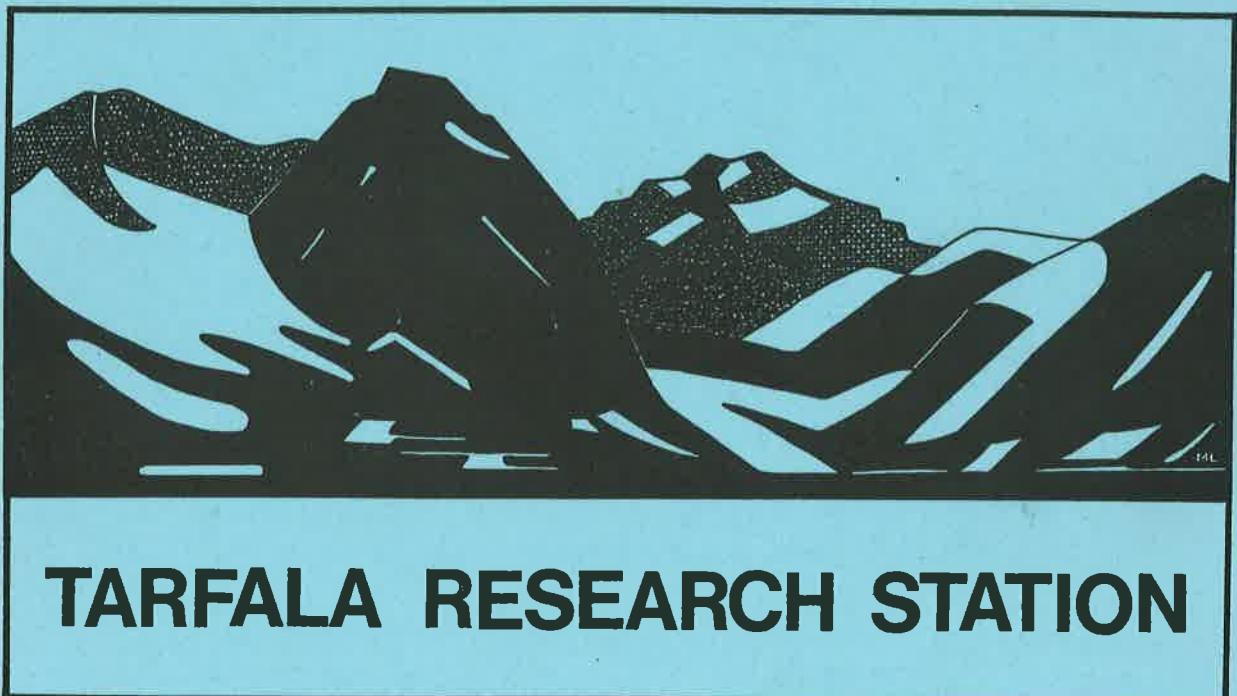


STOCKHOLMS UNIVERSITET
NATURGEOGRAFISKA
INSTITUTIONEN

UNIVERSITY OF STOCKHOLM
DEPARTMENT OF PHYSICAL GEOGRAPHY



ÅRSRAPPORT
ANNUAL REPORT
1987



TARFALA RESEARCH STATION

Rapport från Tarfala

Stockholm 1988
Gunhild Rosqvist red.

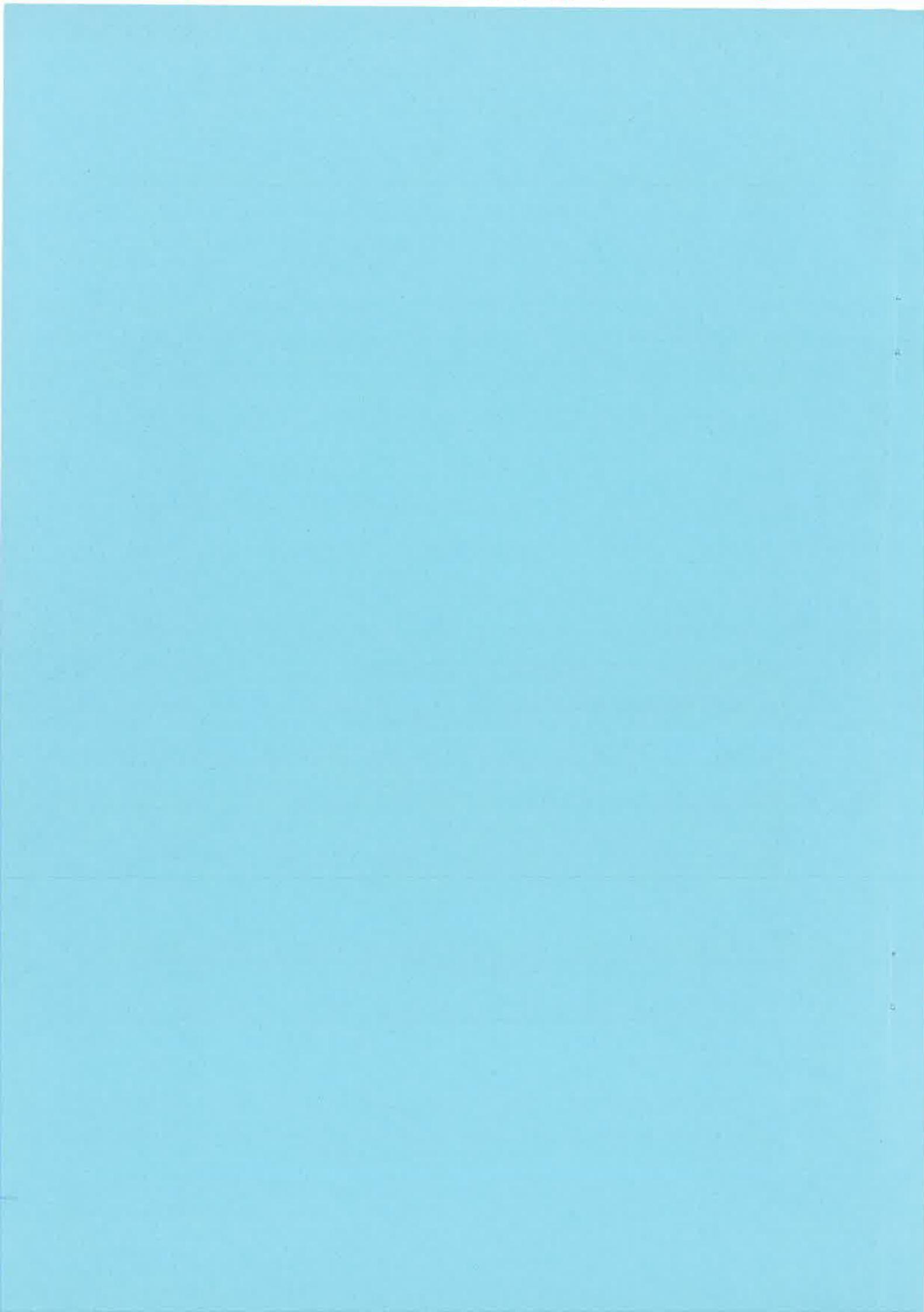


TABLE OF CONTENT

INTRODUCTION	1
COURSES AT TARFALA RESEARCH STATION	2-3
NEW EQUIPMENT	4
METEOROLOGICAL OBSERVATIONS IN TARFALA 1986-1987	5-15
NEW AUTOMATIC RECORDING WEATHER STATION	16-20
NEW MAPS OVER THE KEBNEKASIE AREA	21-24
MASS BALANCE STUDIES:	
STORGLACIÄREN 1986/87	25-29
BJÖRLINGS GLACIÄR 1986/87	30-35
RABOTS GLACIÄR 1986/87	30-35
TARFALA GLACIÄREN 1986/87	30-35
SYDÖSTRA KASKASATJÄKKAGLACIÄREN 1986/87	36-39
RIUKOJETNA 1985/86 AND 1986/87	40-46
STUDIES OF GLACIER DYNAMICS AND WATER PRESSURE ON STORGLACIÄREN	47-53
HYDROLOGY	
INPUT OF WATER TO STORGLACIÄREN FROM MELTING SNOW ON THE SURROUNDING VALLEY SIDES	55-60
BORE HOLE STUDIES	61-66
SHORT TERM VARIATIONS IN ICE DYNAMICS ON STORGLACIÄREN	67-69
INVESTIGATION OF THE ICE DYNAMICS OF RABOTS GLACIÄR DURING THE BALANCE YEAR 1985	70-76
MÄRMAGLACIÄREN	77-83
SNOWPROBINGS IN THE TARFALA VALLEY MAY/JUNE 1987	84
TARFALA RADIO COMMUNICATIONS - TRIALS AND SYSTEM DESIGN	85-86
NOTES	87

BIBLIOGRAPHY	88-90
REPORTS ON RESEARCH AT TARFALA RESEARCH STATION PAPERS PUBLISHED AFTER 1980	90-91
POPULAR SCIENCE	92
APPENDIX 1 PERSONNEL AND GUESTS 1986/87	93-96
APPENDIX 2 DAILY VALUES OF MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURE AND WINDSPEED	97-98
APPENDIX 3 SNOWSOUNDINGS ON STORGLACIÄREN MAY 1987	99
APPENDIX 4 STAKEPROTOCOL WINTER 1987/88	100
APPENDIX 5 WINTERACCUMULATION 1986/87 ON BJÖRLINGS GLACIÄR, RABOTS GLACIÄR, AND ON TARFALAGLACIÄREN.	101-103

INTRODUCTION

Tarfala Research Station is located in the Kebnekaise mountains, northern Sweden. The site was selected by Valter Schytt and Erik Woxnerud in 1945 because Storglaciären was a suitable glacier for mass balance studies and also because access was fairly simple. The purpose of the station was to facilitate research and education in glaciology and the high alpine environment. The need for a larger station became obvious when groups of students began to work on thesis projects at the station in the 1950's. Several new buildings were constructed in 1961.

In the beginning research was focused on the mass balance of Storglaciären. Later several other projects, in which long-term observations were essential, became a part of the routine program of the station. Among these projects there are studies of the mass balances of several other glaciers besides Storglaciären, as well as projects concerning weather, water discharge measurements, and glacier front observations. However, most of the research is conducted by scientists and groups of scientists using the facilities of the station but are supported by individual grants.

A first "annual report" was produced 1986. The report was, like this one, only intended to be a collection of short descriptions of field projects, with accompanying tables and graphs, which might be useful for scientists working at the station in the future. Because a large number of scientists working in Tarfala do not read Swedish, we have tried to at least include short abstracts in English. Unfortunately, we cannot afford the extra cost of translating the whole report.

The report includes a number of contributions written by people working at the station in 1987. The authors are responsible for their contributions. All results are preliminary.

Stockholm March 1988

Wibjörn Karlén
Professor

COURSES AT TARFALA RESEARCH STATION 1987

Tarfala Research Station frequently is used by groups of students during field courses. Around 30 persons, including the people working at the station, may be accommodated. Among other courses this year was a group preparing for fieldwork in Antarctica trained during a week in March. The station was used by a group of undergraduate students in July and August. In early July a group of high school students visited the station for 3 days, and 18 teachers and students from Tärendö Folkhögskola spent a few days at the station in early September.

Tarfalastationen har dimensionerats med tanke på att kurser skall kunna förläggas till stationen. Under året 1987, liksom under tidigare år, förlades en rad kurser för vilka näheten till glaciärer och högalpin miljö var central.

FÖRBEREDELSE FÖR ANTARKTIS 1987-1988

Den svenska regeringen har avsatt resurser för svensk forskning i Antarktis. Dessa medel administreras av Polarforskningssekretariatet, som skall svara för logistiken vid denna svenska satsning. Ett led i förberedelserna inför expeditionen sydsommaren 1987-1988 var en kurs för deltagarna, som förlades till Tarfalastationen. Kursen genomfördes den 14-21 mars. Centrala delar i kursprogrammet omfattade glaciologi, repteknik, sjukvård, radiotrafik meteorologi och motorkunskap. En stor och viktig del av kursen omfattade övningar där bl.a. spricklättring, snöbivackering, tältslagning, åtgärder vid brand, körsning med bandvagnar och snöskotrar övades. Utöver de 12 personer som skulle förberedas för arbete i Antarktis deltog ytterligare 12 personer som ledare eller observatörer, samt ett stort antal journalister. Bland observatörerna märktes David Drewry from British Antarctic Survey and Heinz Kohnen från Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.

SKOLUNGDOMSVECKA

I början av juli besöktes stationen av 12 skolungdomar från Stockholmstrakten. Kursen bekostades av FRN. Målet med verksamheten var att visa skolungdomar vad naturvetenskapliga studier på ett universitet innebär. Genom exkursioner och föreläsningar belystes naturvetenskapliga frågeställningar och metodik i allmänhet. Stationens läge och inriktningen på forskningen vid denna ledde dock till att kursen i första hand belyste ämnen som naturgeografi och kvartärgeologi. Tyvärr var vädret mycket dåligt under de dagar kursen var förlag till Tarfalastationen.

GEOVETENSKAP

Sedan slutet av 1950-talet har Naturgeografiska institutionen förlagt kurser som ingår i den ordinarie utbildningen till Tarfala. Under senare år har denna kurs getts som ett alternativ inom utbildningen i geovetenskap. Årets kurs, som lockade 5 deltagare, omfattade tiden 20 juli till den 7 augusti. Uppsatsämnena omfattade vattenkemi framför Storglaciären, vattenbalansen vid Lillsjöns utlopp samt avvägningar på Storglaciärens front.

TÄRENDÖ

Även 1987 besöktes stationen av en grupp elever och lärare från Tärendöskolan. Årets grupp, som besökte stationen i början av september, omfattade 18 lärare och elever. Trots ett ganska dåligt väder genomfördes exkursionerna enligt planerna.

ÖVRIGA KURSER

Utöver de ovan nämnda kurserna förlades några av STF arangerade kurser till stationen, och ett stort antal grupper orienterades om stationens verksamhet vid kortare uppehåll på Tarfala forskningsstation.

NEW EQUIPMENT

Peter Jansson

Computer hardware and software

This year a 20MB hard disc "PLUS HARDCARD" was installed on the computer that was brought to Tarfala last year. The hardcard holds a number of different software programs. The time consumed for filehandling and data operations has been dramatically reduced due to the storing capacity and easy access of the hardcard.

Dataloggers

An additional CSI 21X datalogger was brought to the station last year. This datalogger is used to monitor a new meteorological station set up in May 1987 (this equipment is described in a separate section below). The other datalogger was used on the glacier to monitor various instruments, such as those measuring temperature, rainfall and influx as well as reflected radiation. These measurements are also described in greater detail below.

Data from the dataloggers can now be plotted within a few hours after being retrieved. This makes possible unique opportunities to check field equipment and to respond to changes in the data by reconfiguring the experimental settings. Customized software was developed at the station to reduce and handle the data retrieved. This was necessary because the amounts of data retrieved by the loggers exceeded what was earlier considered to be normal by several orders of magnitude .

METEOROLOGICAL OBSERVATIONS IN TARFALA 1986-1987

Vivan Bergman

Alltsedan de glaciologiska studierna började i Tarfala har meteorologiska observationer utförts. I början kunde observationer enbart genomföras under de perioder då personal var verksam vid stationen. Senare införskaffades registrerande instrument, vilket medgav observationer även under vintern. De mekaniska instrumenten medgav maximal information under en månad utan tillsyn. Först när ett lokalt el-system införskaffades 1961 kunde data samlas även under längre perioder.

I denna rapport presenteras en liten del av det material som samlats. Bearbetningar och sammanställningar har utförts av Vivan Bergman. Variationer i klimatet belyses med hjälp av diagram. Innehåll och beräkningsmetoder ges i tabellhuvudena.

Temperatur

Tabell 1: Temperaturen från september 1986 till december 1987.

Månad	Medel-temp.	Medel-max.	Medel-min.	Maximi-temp.	Minimi-temp.
September 1986	-1,1	0,9	-3,3		
Oktober	-2,7	-0,7	-5,2		
November	-6,3	-3,9	-9,2		
December	-15,8	-12,3	-19,0		
Januari 1987	-20,9	-	-28,3		
Februari	-14,2	-11,0	-17,2	-2,6	-28,3
Mars	-12,4	-9,2	-15,9	-1,7	-28,0
April	-8,0	-4,2	-14,7	3,1	-24,9
Maj	-2,6	0,4	-6,0	7,0	-18,0
Juni	2,8	4,5	0,9	9,6	-13,1
Juli	6,0	8,7	3,2	21,5	-2,2
Augusti	3,7	5,9	1,4	14,1	-3,3
September	0,8	2,8	-1,4	8,6	-6,5
Oktober	0,3	2,0	-1,7	5,1	-7,8
November	-7,7	-5,0	-10,1	2,7	-18,1
December	-10,7	-7,6	-13,4	2,0	-18,8

Massbalansåret:

1986/1987 -6,0 -1,9 -13,1

Massbalansåren:

1965-1984 -4,0 -1,2 -6,9

Medelvärde:

Juni-Augusti 1987 4,2 Juni-Augusti 1965-84 5,5
Kalenderåret 1987 -5,2 Kalenderåren 1965-84 -3,9

Massbalansåret 1986/1987 var kallare än det varit under 20-årsperioden 1965-1984. Medeltemperaturen för sommar-månaderna, juni, juli och augusti, var 4,2 grader jämfört med "normalvärdet" 5,5 grader. Årets sommarmedeltemperatur är densamma som sommaren 1983, men temperaturen var 0,9 grader högre än den som uppmättes för sommaren 1975. Den lägsta temperaturen sedan registreringarna början uppmättes 1975. Vintermedeltemperaturen, september-maj, var -9,3 grader, vilket är drygt 2 grader kallare än under 20-årsperioden 1965-1984. Tyvärr saknas registreringar för en del av januari, varför värdena inte är helt jämförbara.

Tabell 2: Dygnsmedeltemperatur 1986.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEC
1	-9.3	-15.9	-14.1	-5.5	-3.2	1.8	3.7	10.4	2.2	2.1	-3.6	-11.2
2	-15.7	-10.2	-15.4	-6.0	0.6	4.0	2.5	8.3	3.3	0.2	-6.9	-13.5
3	-20.6	-6.6	-7.3	-6.5	1.6	8.2	3.3	7.5	3.4	-0.1	-8.6	-16.3
4	-16.2	-4.7	-14.4	-7.8	3.7	5.4	4.5	7.1	4.5	-4.6	-4.9	-14.9
5	-9.7	-10.1	-23.0	-9.6	4.6	6.4	4.7	7.2	1.7	-3.5	-5.6	-15.5
6	-11.5	-5.8	-14.8	-2.1	0.6	7.7	5.8	5.5	1.1	-4.7	-8.5	-15.7
7	16.0	-6.0	-4.1	-1.3	3.0	6.7	7.1	3.1	0.4	-1.4	-12.7	-12.1
8	-9.4	-12.9	-4.5	-4.2	2.1	8.0	7.9	4.7	1.0	-7.9	-9.7	-7.6
9	-13.4	-9.6	-3.2	-13.7	-0.3	4.7	6.2	7.1	1.1	-7.1	-5.4	-3.1
10	-16.2	-8.6	-4.9	-11.5	-0.6	5.4	6.2	7.6	0.0	-5.7	-6.4	-3.6
11	-14.9	-6.4	-5.2	-10.1	0.8	9.6	6.3	7.3	-0.2	-2.6	-8.5	-6.2
12	-14.6	-3.9	-3.0	-11.8	0.5	9.5	5.9	6.5	-0.5	3.0	-10.5	-12.1
13	-14.4	-7.2	-7.5	-11.1	-0.4	2.2	6.6	2.9	0.6	0.7	-8.4	-12.3
14	-16.9	-4.1	-9.8	-13.6	1.5	2.9	8.8	1.1	0.2	1.5	-3.7	-20.2
15	-13.8	-4.8	0.6	-14.1	0.8	2.6	10.1	3.0	-1.0	0.8	-0.7	-24.1
16	-14.7	-9.1	-0.1	-10.3	2.2	4.9	8.1	3.3	-1.0	-0.7	-2.1	-22.5
17	-12.9	-14.3	-5.5	-12.9	-1.6	10.9	9.2	4.2	-1.7	-5.0	-4.2	-19.7
18	-20.7	-20.8	-5.8	-14.1	1.1	12.0	10.1	2.7	-3.6	-1.6	-5.0	-20.4
19	-19.4	-13.9	-6.2	-13.4	0.4	5.4	7.6	1.1	-2.5	-1.9	-6.0	-18.3
20	-19.9	-11.2	-3.9	-13.2	1.5	2.3	5.4	1.4	-1.3	-2.2	-7.5	-15.6
21	-20.8	-15.8	-4.4	-12.3	3.3	1.3	6.6	1.4	-1.3	-4.3	-8.5	-14.2
22	-23.8	-12.8	-4.4	-8.9	2.5	3.8	7.8	1.9	-3.8	-3.6	-6.2	-19.1
23	-19.7	-16.4	-6.9	-4.6	-0.1	6.4	9.3	1.8	-7.1	-6.1	-4.3	-17.9
24	-11.2	-15.0	-6.6	-1.7	2.9	10.8	9.3	1.4	-3.4	-6.5	-5.0	-14.3
25	-10.6	-10.3	-4.3	0.1	1.7	12.5	8.2	1.2	-6.6	-3.6	-3.2	-18.3
26	-12.6	-10.7	-5.2	0.7	1.9	10.4	8.2	1.3	-7.4	-6.4	-5.7	-14.0
27	-11.5	-10.7	-5.8	0.0	0.2	6.2	10.4	1.3	-6.9	-4.1	-4.1	-14.7
28	-10.1	-7.9	-8.8	-0.6	-1.2	4.4	9.6	0.8	-2.5	-0.9	-5.1	-18.8
29	-11.0	-8.6	-4.6	0.2	5.0	10.1	0.6	-2.3	0.0	-6.1	-20.0	
30	-15.2	-6.3	0.3	0.4	3.9	12.2	1.0	-0.8	-2.2	-11.2	-26.1	
31	-14.2	-	-6.2	-	0.6	10.8	1.9	-	-4.3	-	-26.9	

Nederbörd

Nederbördsmätare av SMHI-typ sattes ut vid Tarfalastationen den 17 maj 1987 och sista observationen gjordes den 13 september. Observationer av nederbörden utanför stationen rapporteras i annat sammanhang.

Tabell 3: Nederbörd vid Tarfalastationen 1987.

	Nederbördsmätare SMHI-typ	Pluviograf (datalogger)	Nederbörd 1964-1984 mm
	mm	mm	mm
Maj (17-31)	(10,5)		
Juni	55,9		63
Juli	64,1		129
Augusti	176,3	173,5 mm	110
September (1-13)	(33,2)	29,5	
Juni -augusti	296,3		302

Regn i större mängd, dvs mer än 15 mm, föll den 18 juni, 9 juli, den 22 augusti och den 8 september. Maximal nederbörcdsintensitet uppmätttes den 2 augusti då denna nådde värdet 5,5 mm/timme.

Vind

Det tidigare använda instrumentet för vindhastighet (Siemensskrivare) har fortsatt att ge bekymmer. Någon utvärdering av hela året ges därför ej här. Till den nya utrustningen, som är kopplad till dataloggern, hör en vindmätare, som började användas i maj. De här givna vindhastigheterna är registrerade av det nya instrumentet.

Medelvindhastighet 1987 1965-1984

Juni	1,9 m/s	3,0 m/s
Juli	3,2 m/s	2,8 m/s
Augusti	2,3 m/s	2,8 m/s

Maximal uppmätt vindhastighet, 25,5 m/s uppmätttes den 24 juli. Höga vindhastigheter uppmätttes även den 23 juli (23,8 m/s), 1 augusti (23 m/s), 30 juli (21,7 m/s), den 29 juli (21,4 m/s) och den 4 juli (20,2 m/s). Medelvinden samma dag var enbart 1,2 m/s. Den högsta medelvindhastigheten, 7,8 m/s, uppnåddes såväl den 3 som den 23 juli, och den näst högsta, 7,5 m/s registrerades den 29 juli. Drygt 6 m/s registrerades den 2 och den 28 juli (Fig. 1 och 2).

Tabell 4: Vindsektorer i grader, medelvindhastighet (m/s).

	0-45	45-90	90-135	135-180	180-225	225-270	270-315	315-360
Juni								
	1,46	1,63	2,15	1,89	1,82	1,45	3,65	1,69
Juli								
	1,74	1,90	4,13	3,51	2,38	1,70	3,72	3,14
Augusti (1-21)								
	1,47	1,50	2,91	1,62	2,13	3,04	2,06	2,19

Tabell 5: Dygnsmedelvind (m/s), uppmätt med den nya dataloggern

	juni	juli	augusti
1	1,9	2,1	2,2
2	1,6	3,8	3,2
3	1,4	7,8	5,1
4	1,5	2,6	3,8
5	2,6	3,8	-
6	2,8	5,4	-
7	1,3	2,7	2,6
8	1,8	1,6	1,9
9	2,0	2,3	2,4
10	1,8	3,1	1,8
11	0,9	1,6	1,8
12	1,1	1,9	2,1
13	1,0	1,4	2,8
14	1,5	1,4	1,6
15	1,7	2,0	2,0
16	2,0	2,3	2,9
17	3,1	2,2	2,0
18	2,6	2,5	1,2
19	1,6	2,7	1,3
20	2,3	2,4	1,7
21	1,6	5,2	
22	1,6	6,7	
23	2,2	7,8	
24	1,6	1,2	
25	1,6	2,1	
26	1,3	2,3	
27	1,6	2,1	
28	2,0	6,4	
29	3,0	7,5	
30	2,3	2,2	
31		1,1	

korrelation med äldre,
mekanisk vindmätare
monterad på termo-
meterburen: 0,97
skärningspunkt på
y-axeln 0,37
lutningskoefficient
0,93

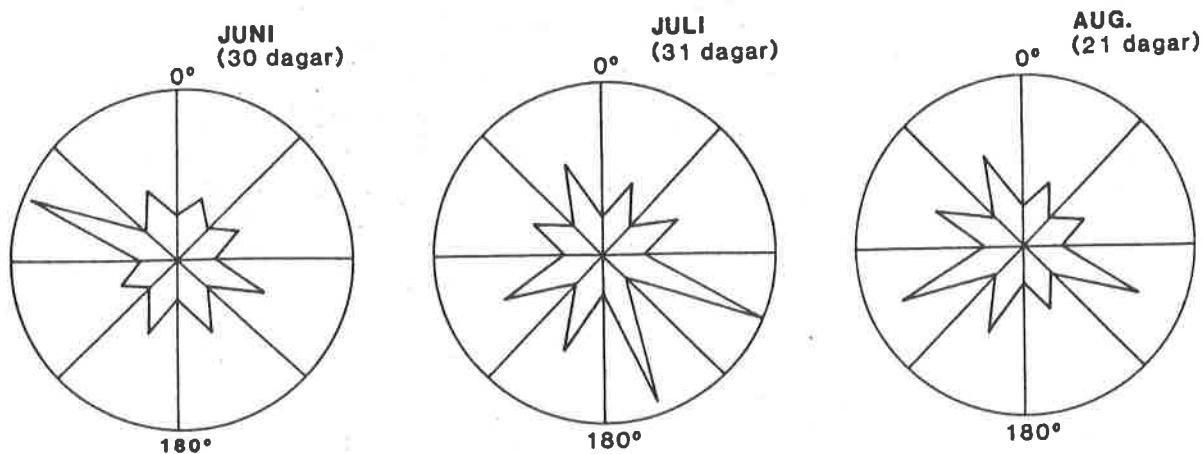


Fig. 1: Vindväg, Tarfala juni (30 dagar), juli (31 dagar) och augusti (21 dagar) 1987. Vindens väg har beräknats för sektorer om 45 grader.

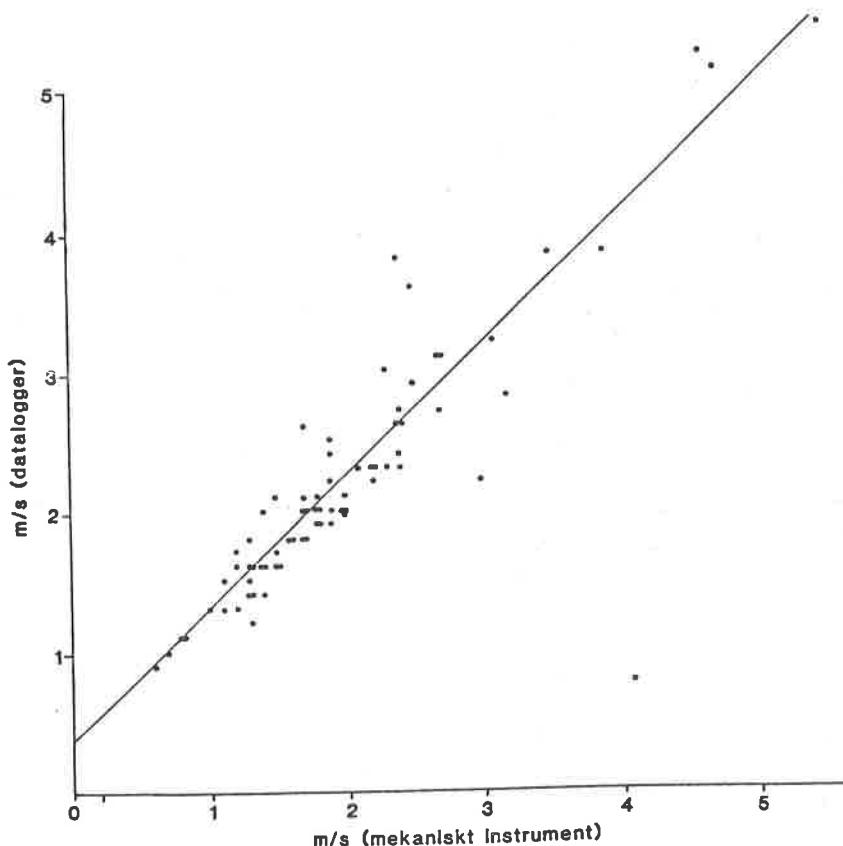


Fig. 2: Under sommaren 1987 installerades en datalogger till vilken bl.a. en vindmätare var kopplad. En jämförelse mellan en vindmätare av skålkorstyp försedd med räkneverk och det nya instrumentet visar en relativt god korrelation (0.97). Regressionsanalys visar att det äldre instrumentet har ett igångsättningsmotstånd som är större än det nya instrumentets motstånd. Resultaten är inte helt jämförbara då dataloggern registrerar dygnets medelvind mellan kl 00 och 24, medan det äldre instrumentet avlästes kl 07 svensk vintertid (08 svensk sommartid).

Sammanställning av meteorologiska data

Tabell 6 visar medeltemperaturen i Tarfala 1947-1987. Vid korta avbrott i observationerna har temperaturen beräknats med hjälp av data från Kiruna. Först på 1960-talet installerades de Siemensskrivare, som kunde ge registreringar även under vintermånaderna. Sommarmedeltemperaturen avser månaderna juni, juli och augusti. Medeltemperaturen är beräknad enligt formeln $(T07+T13+T19)/3$.

Tabell 6: Medeltemperaturer i Tarfala 1947-1987

ÅR	JAN	FEB	MAR	APR	MAJ	JUN	JUL	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEC	ÅRS MEDEL	SOMMAR MEDEL
1947						6.1	10.0							8.3
1948						3.2	8.9							5.7
1949						3.4	4.7							4.0
1950						5.1	7.0							7.5
1951						2.9	5.3							5.7
1952														
1953														
1954						5.3	9.2							7.0
1955						1.3	7.9							5.8
1956						4.9	8.2							6.3
1957						3.5	8.8							4.3
1958						3.2	5.8							5.9
1959						3.6	7.7							6.4
1960						4.8	9.3							
1961						5.8	8.6							6.3
1962						1.8	5.5							3.9
1963						3.3	5.4							5.2
1964						1.9	6.0							4.1
1965	-11.8	-10.2	-11.7	-5.7	-3.9	3.3	5.1	5.6	1.9	-2.4	-10.6	-14.2	-4.55	4.7
1966	-13.7	-18.7	-13.2	-10.1	-3.1	5.6	7.1	4.5	-1.0	-7.0	-6.8	-13.1	-5.86	5.7
1967	-13.4	-9.5	-7.3	-5.1	-0.5	2.5	5.9	6.8	3.7	-4.7	-4.7	-14.1	-3.37	5.1
1968	-15.2	-12.5	-10.3	-5.5	-4.5	3.6	5.2	4.6	0.4	-9.3	-5.7	-6.7	-4.66	4.5
1969	-11.8	-14.1	-9.5	-7.3	-3.6	4.7	7.0	9.5	0.8	-2.6	-10.0	-10.3	-3.93	7.1
1970	-11.6	-15.4	-11.3	-9.5	-1.2	7.4	7.7	6.9	1.2	-3.0	-10.5	-8.3	-3.97	7.3
1971	-11.5	-13.6	-13.2	-8.6	-2.8	4.0	5.8	6.0	1.4	-3.7	-9.7	-8.1	-4.51	5.3
1972	-8.1	-8.1	-8.5	-7.2	-1.4	6.7	9.5	6.7	0.8	-3.2	-8.6	-4.4	-2.15	7.6
1973	-8.4	-11.6	-7.9	-8.5	-2.3	3.4	9.5	4.1	-0.6	-6.7	-9.7	-12.5	-4.27	5.7
1974	-9.0	-9.8	-7.3	-3.9	-0.9	4.7	7.0	6.2	3.0	-5.6	-9.5	-9.1	-2.85	6.0
1975	-10.7	-7.6	-7.6	-7.6	-1.2	0.9	4.6	4.5	1.2	-3.0	-5.6	-11.0	-3.59	3.3
1976	-14.1	-7.8	-10.1	-7.6	0.5	2.7	6.4	6.7	-1.3	-5.9	-7.9	-11.2	-4.13	5.3
1977	-14.2	-12.9	-8.9	-10.1	-3.0	1.7	6.1	6.0	-0.3	-3.6	-7.3	-9.5	-4.67	4.6
1978	-12.9	-13.6	-11.5	-8.6	-1.5	4.4	7.0	4.9	-0.4	-5.4	-6.9	-13.5	-4.77	5.7
1979	-13.1	-11.7	-11.0	-7.0	-2.2	4.8	8.4	6.3	0.6	-4.9	-9.5	-9.6	-4.08	6.5
1980	-12.2	-9.7	-11.3	-4.9	-0.8	7.3	9.6	6.6	2.4	-5.4	-9.3	-11.5	-3.27	7.8
1981	-12.0	-10.2	-13.7	-6.3	1.0	1.1	7.3	5.3	1.6	-4.4	-9.0	-14.8	-4.51	4.6
1982	-12.6	-7.3	-9.3	-6.5	-2.0	0.0	6.3	6.0	0.0	-3.2	-6.4	-8.8	-3.65	4.1
1983	-10.4	-8.1	-11.3	-5.4	0.4	2.3	6.7	3.5	2.5	-4.5	10.1	-10.6	-3.75	4.2
1984	-12.9	-8.3	-11.0	-4.7	1.5	4.3	6.4	4.8	0.7	-4.3	-7.0	-6.6	-3.09	5.2
1985	-12.4	-15.8	-9.8	-9.4	-2.6	4.0	7.9	6.1	0.9	-2.2	-6.4	-15.0	-4.56	6.0
1986	-14.6	-10.2	-7.1	-7.5	1.0	6.2	7.5	4.9	-1.1	-2.7	-6.3	-15.8	-3.81	6.2
1987	-20.9	-14.2	-12.4	-8.0	-2.6	2.8	6.0	3.7						4.2

Temperaturtrender 1965-1986.

Sommartemperaturen har sjunkit i Tarfala under perioden 1965-1986. En studie av trenden för andra delar av året och angränsande områden visar att trenden inte är densamma. I sammanställningen nedan visas medeltemperatur och trend för några lokaler i norra Lappland.

Tabell 7:

Station 1965-1984	Årsmedel- temperatur grader C	Trend	Sommar- temp	Trend	Vinter- temp	Trend
Tarfala	-4,0	0,023	5,6	-0,017	-7,2	0,035
Katterjåkk	-1,7	-0,001	8,8	-0,001	-5,2	-0,008
Kvikkjokk	-1,5	0,002	11,5	-0,022	-5,9	0,025
Kiruna	-1,8	0,035	10,6	-0,017	-6,0	0,062
Karesuando	-2,5	0,012	11,3	-0,017	-7,1	0,023
Jokkmokk	-0,9	-0,036	12,9	-0,048	-5,6	-0,032

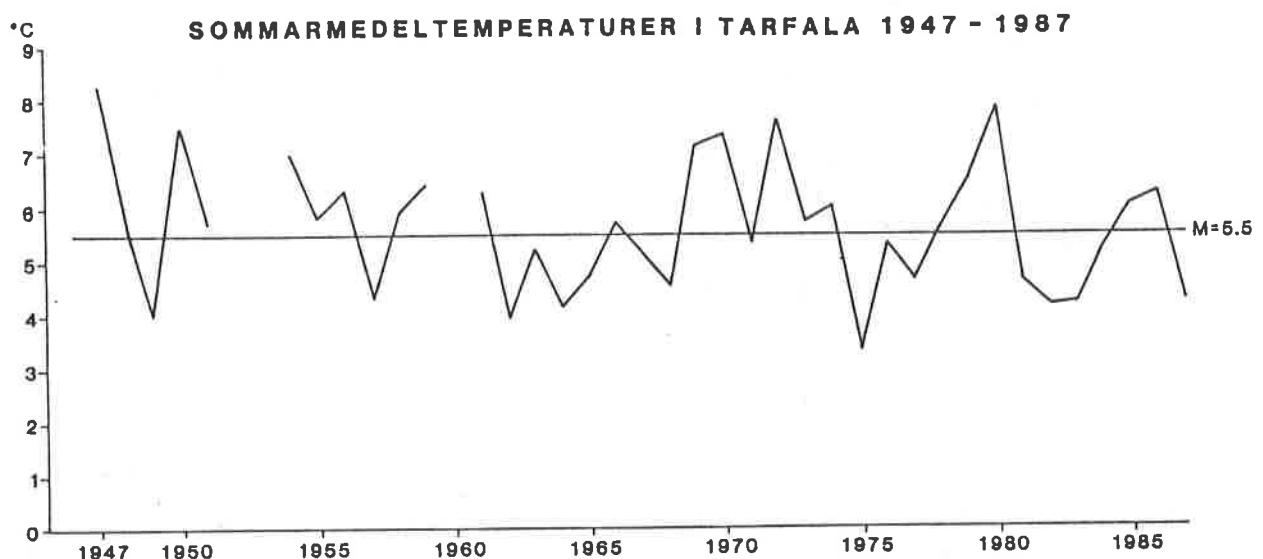


Fig. 3: Sommarmedeltemperaturen i Tarfala 1947-1987. Figuren visar medeltemperaturen för juni, juli och augusti. Vid korta avbrott i temperaturserien från Tarfala har temperaturen beräknats med hjälp av data från Kiruna.

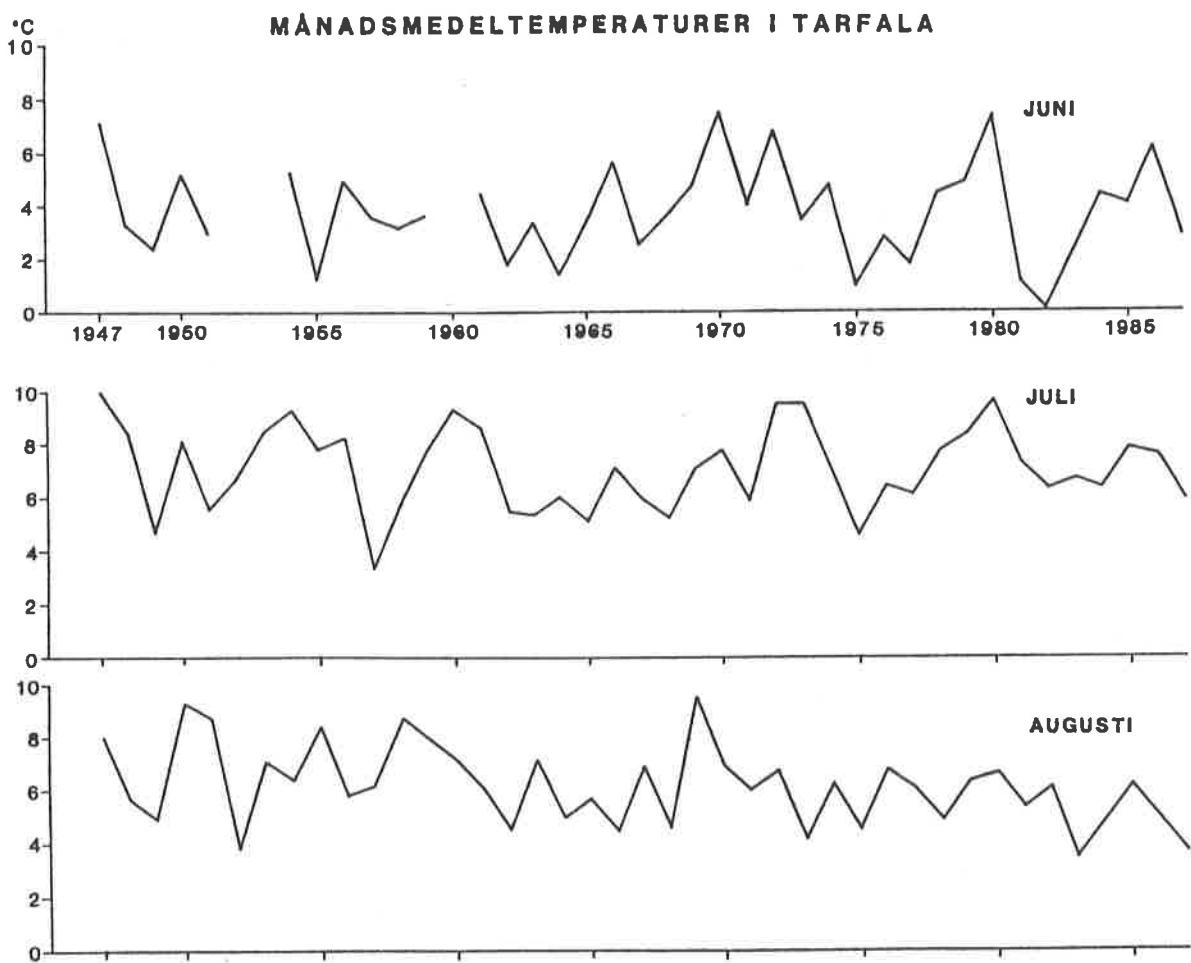


Fig. 4: Månadsmedeltemperaturerna för juni, juli och augusti i Tarfala 1947-1987. Vid korta avbrott i temperaturserien från Tarfala har temperaturen beräknats med hjälp av data från Kiruna.

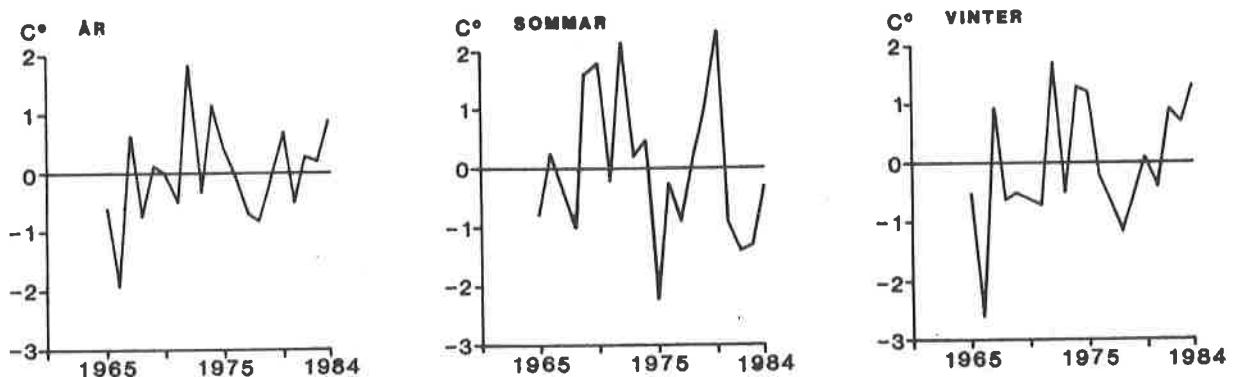


Fig. 5: Temperaturens avvikelse från samma periods medelvärde. Vid beräkning av avvikelsen har medeltemperaturen för åren 1965-1984 utnyttjats.

5 -års lopande sommarmedeltemperaturer under perioderna A-G
15-dagars perioder

Tarfala 1946-1987

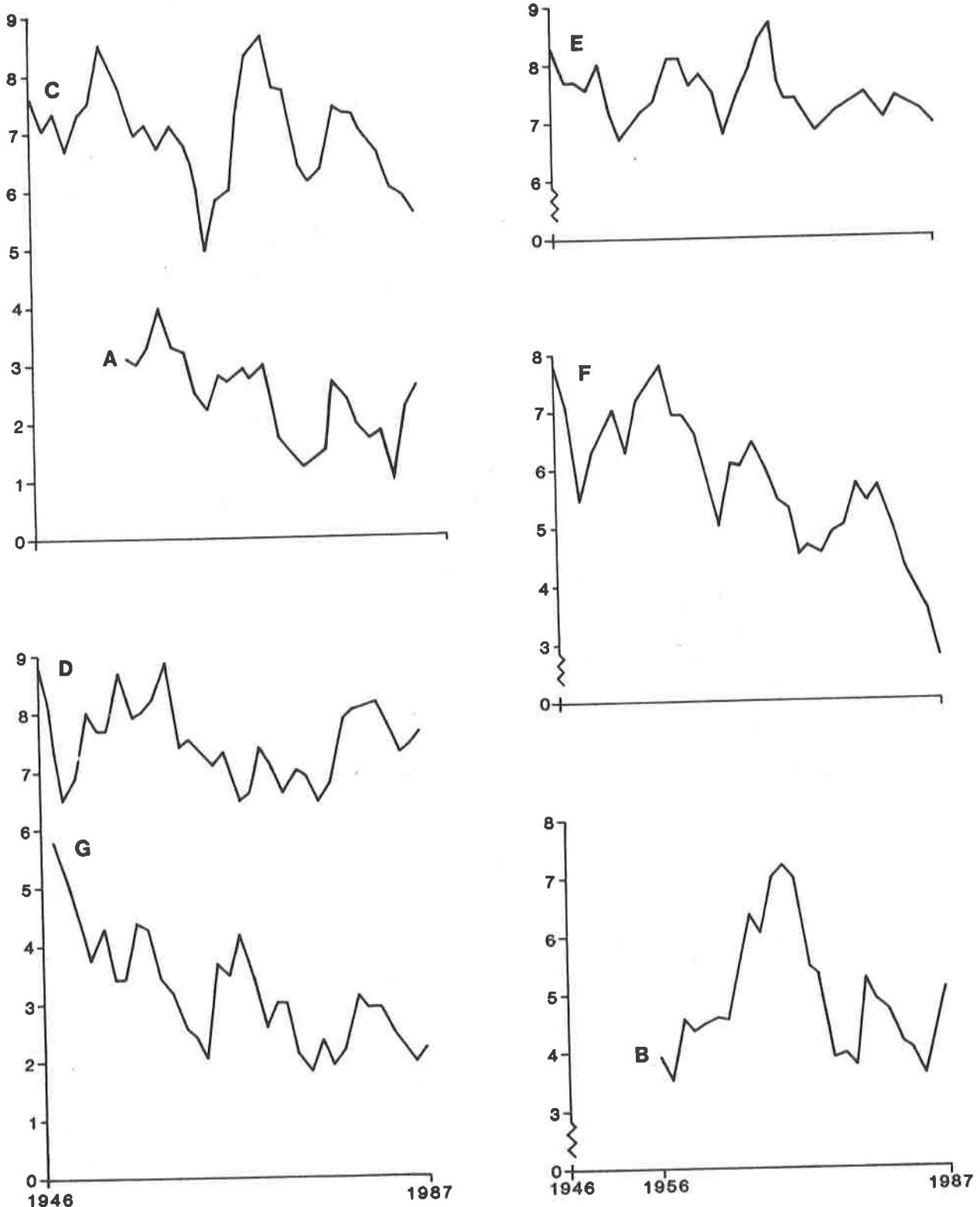


Fig. 6: Lopande medelvärden för temperaturer i Tarfala under 15-dagarsperioder 1946-1987. Period A, 31 maj-14 juni; B, 15-29 juni; C, 30 juni-14 juli; D, 15-29 juli; E, 30 juli-13 augusti; F, 14-28 augusti; G, 29 augusti-12 september.

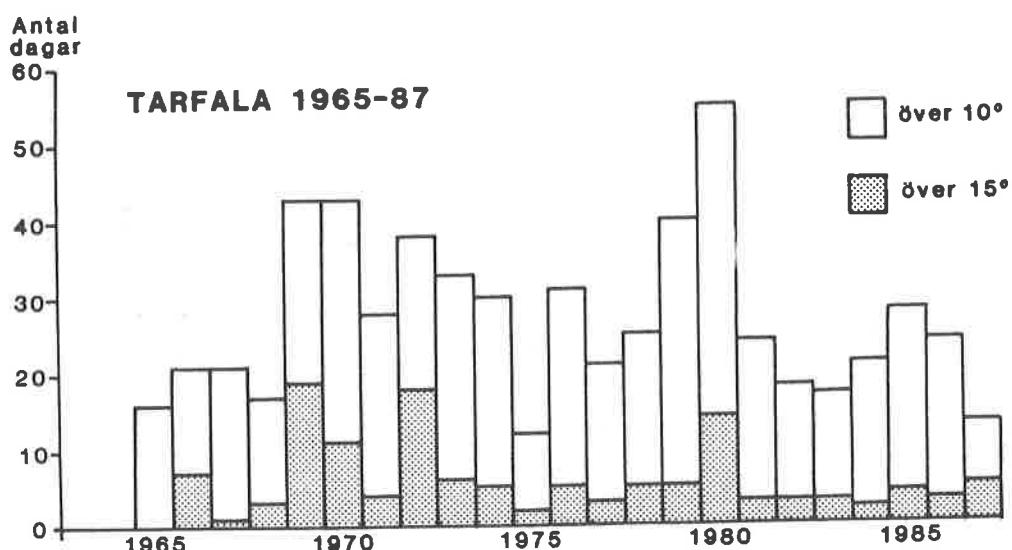


Fig. 7: Diagrammet visar under hur många dagar temperaturen överstigit 15 grader respektive 10 grader Celsius under somrarna 1965-1987.

TEMPERATURENS DAGLIGA OCH ÅRLIGA VARIATION I TARFALA FÖR PERIODEN 1965-84

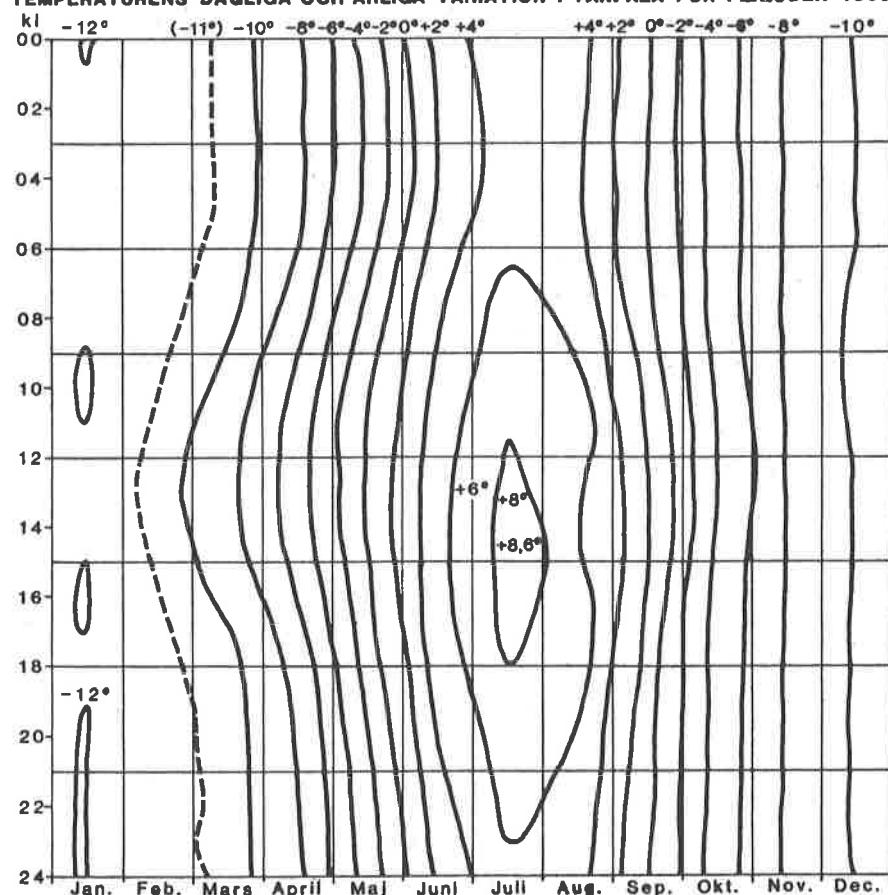


Fig. 8: Sammanfattning av medeltemperaturen i Tarfala under åren 1965-1984. Medeltemperaturen för januari månad når för delar av dygnet -12 grader.

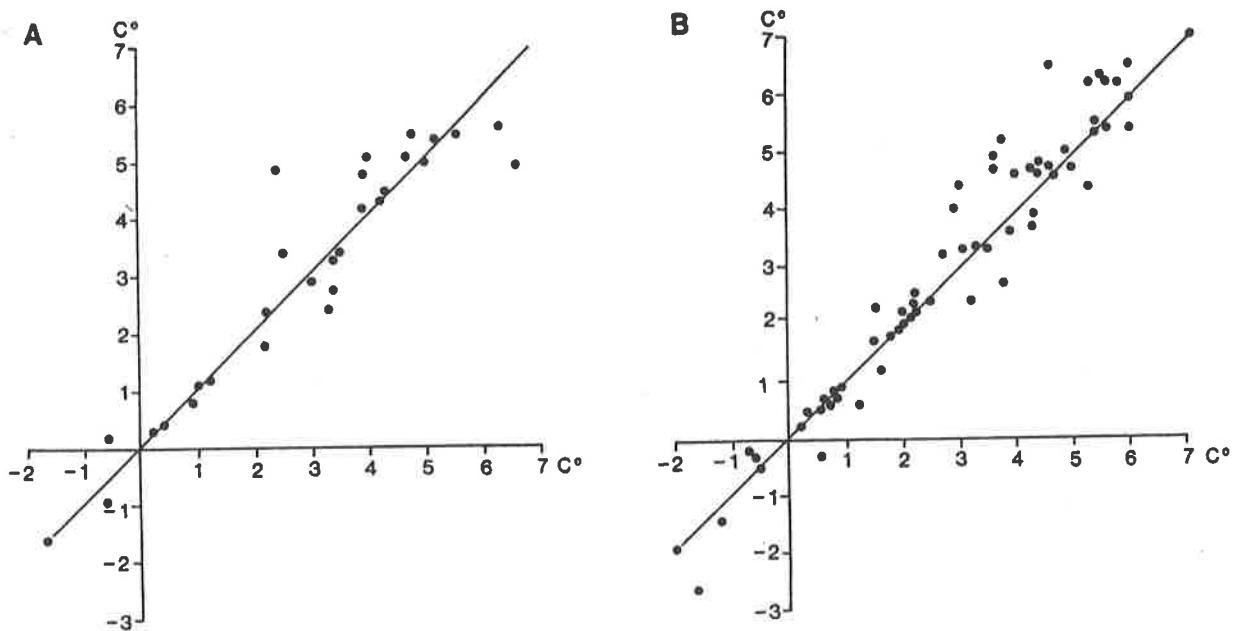


Fig. 9: Vädret har från och med slutet av maj 1987 börjat registreras vid en ny mast med nya och delvis på annat sätt konstruerade givare. En jämförelse med de äldre instrumenten visar i vad mån resultaten kan jämföras.

A: En jämförelse mellan temperaturer registrerade av Siemensskrivare och givare placerad i temperaturbur av SMHI-modell (x-axeln) och den nya dataloggerns registreringar (y-axeln).

B: En jämförelse mellan avläsningar (Hg-termometer) i temperaturburen (X-axeln) och den nya dataloggerns registreringar. Korrelationskoefficienten är 0.97 och lutningskoefficienten 1.06.

THE NEW AUTOMATIC RECORDING WEATHER STATION, 1987 A TEST YEAR

Peter Jansson

Introduction

The new automatic weather station was installed in late May by Michael Östling. This station contains a complete set of meteorological sensors for monitoring the weather conditions at the Tarfala station. The equipment had been used by Östling during the winter for his avalanche project at Riksgränsen. A program for the 21X datalogger was set up to collect data from the instruments. The first of June was set as the official start of this test.

The meteorological station

The meteorological station consists of a mast on which most of the sensors and equipment are attached. A weatherproof box is fastened to the mast, creating a safe environment for the CSI 21X datalogger, a 220V AC outlet and an 12V AC/DC adaptor. The mast is situated on the site hitherto used for meteorological observations at Tarfala Research Station.

Meteorological instruments

Temperature and humidity are monitored by a ROTRONIX YA-100 combined temperature and humidity probe. The accuracy of this instrument is about 0.2°C and --% humidity. The wind sensor is a YOUNG WINDMONITOR. This equipment gives both wind direction and speed. Influx radiation is measured with a LI-COR PYRANOMETER LI-200SB. This instrument has an accuracy of 5%. In addition to this sensor there is also a NET RADIOMETER Q3. Precipitation data is acquired by means of a tipping bucket rain gauge. This gauge was calibrated in May and proved to give 0.16 mm of water per pulse. How accurately this rain gauge records precipitation compared to the standard SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) rain gauge is yet to be evaluated. The largest gain lies, however, in the increased resolution of precipitation data, making it possible to look at relative intensities on a scale less than one minute. The instruments described above constitute the setting used throughout the 1987 summer season. Some additional instruments are available for different seasonal measurements.

Three Pt-100 temperature gauges are available for earth temperature measurements during the summer season. These will be put in operation during the summer of 1988. An additional Pt-100 is available for stream water temperature. Four copper-constantan thermocouples are also available for snow temperature measurements during the winter season.

In addition to these, a heated tipping bucket rain gauge has been bought to replace the previously mentioned one to record wet snow precipitation in the early season. Finally, an air pressure transducer has been ordered and will be installed upon arrival to complete the equipment.

Measurement program

During the summer season of 1987 the sensors have been monitored every ten seconds. Measurements of temperature, humidity, wind speed and direction and influx radiation were averaged over one hour periods and these averages were stored. Rain fall recorded by the tipping raingauge was first recorded in ten minutes summaries. This proved to be a very memory consuming way of keeping record of periods with no rain. A modification was made by the author in the datalogger program at midsummer that enabled storage of precipitation data whenever a pulse came from the tipping bucket raingauge. This way, data was stored only when there was rainfall. Furthermore the resolution of the data was lowered to ten seconds, which is well below the accuracy of the raingauge itself.

At the end of the season the datalogger program was completely rewritten to comply with the new equipment arriving at the end of the summer, but also to enable measurements during the entire year. The new program gives the same output as the program used during the summer season but for the period May 1st to September 31st. From October 1st to April 31st the output will be three hour averages instead of one hour. It will also enable measurements of snow temperature during the period. This had to be done in order to receive continuous recordings during winter when visits to the station by personnel are scarce and the memory of the datalogger risks being overwritten. Data from the datalogger was continuously processed throughout the season. As an example some of the data are shown below, such as temperature (Fig.10), influx radiation (Fig.11) and windspeed (Fig.12). A compilation of daily maxima and minima of some meteorological parameters is given in appendix 2.

Temperature Tarfala 1987

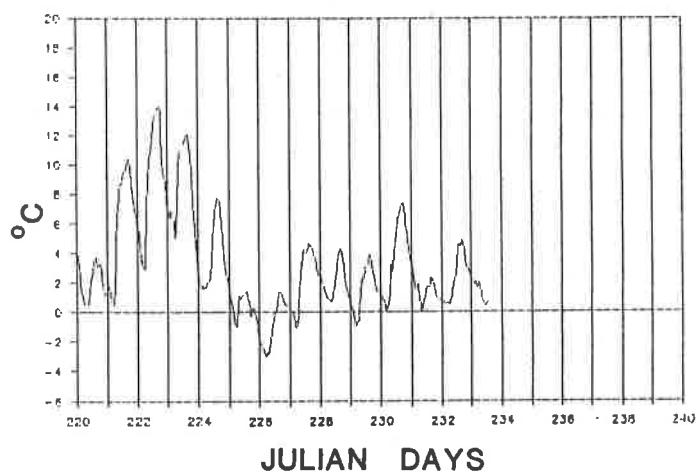
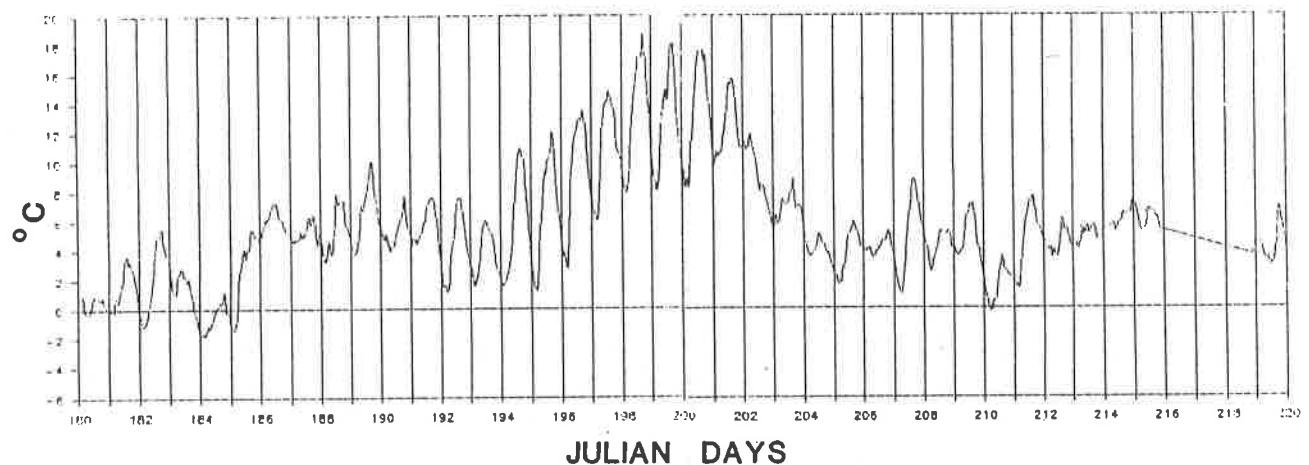
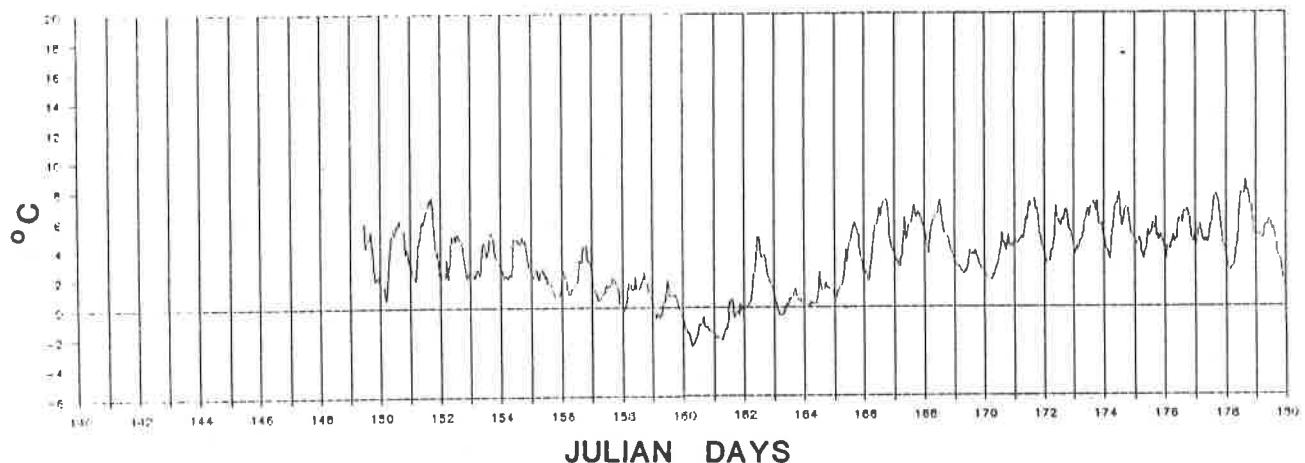


Fig.10: Temperatures (1-hour averages) at Tarfala Research Station 1987. Day 152 is 1st of June, 182 is the 1st of July and 213 is the 1st of August.

Radiation Tarfala 1987

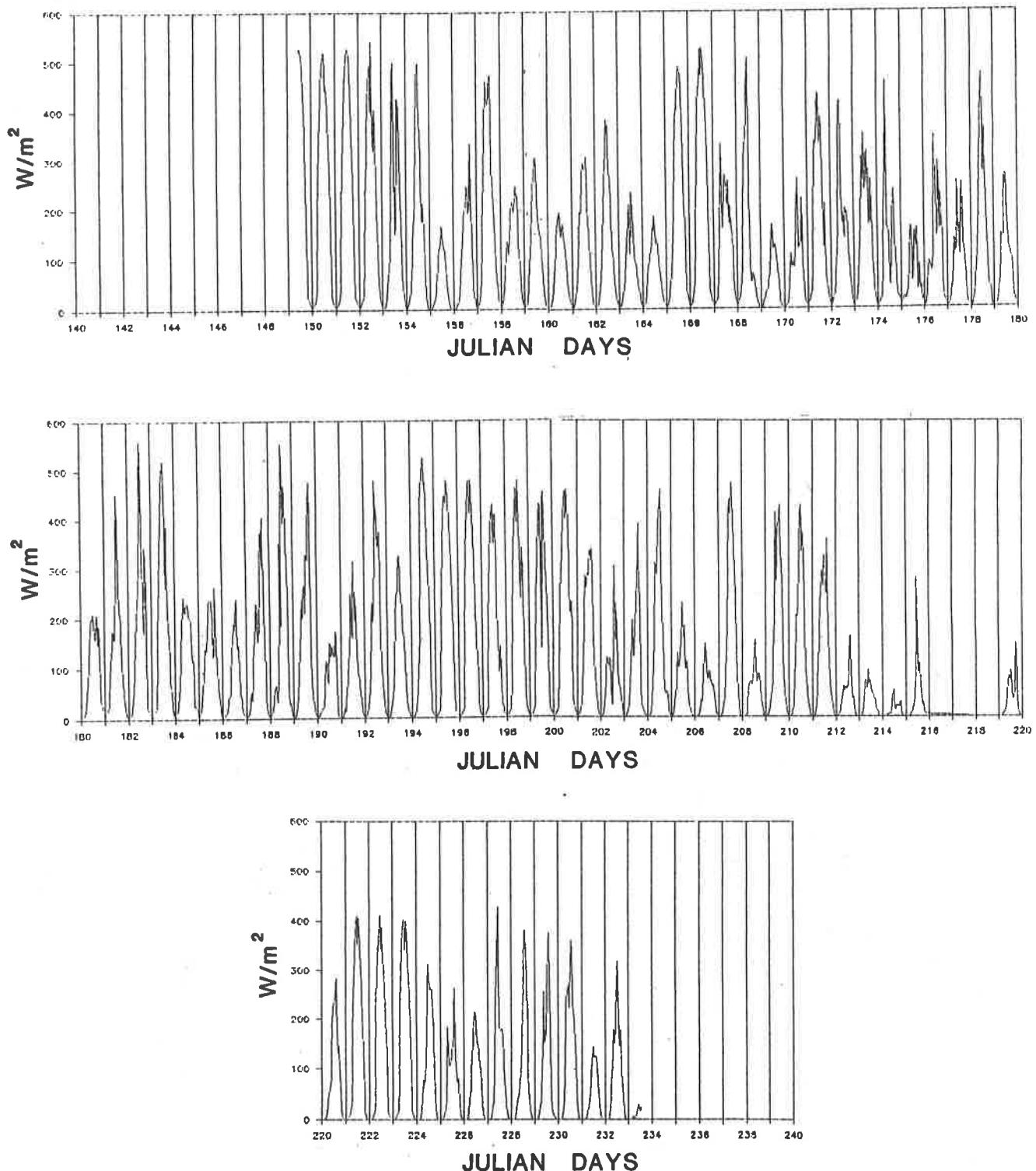


Fig.11: Influx radiation (1-hour averages) at Tarfala Research Station 1987. A julian day key is given in the text to figure 10.

Windspeed Tarfala 1987

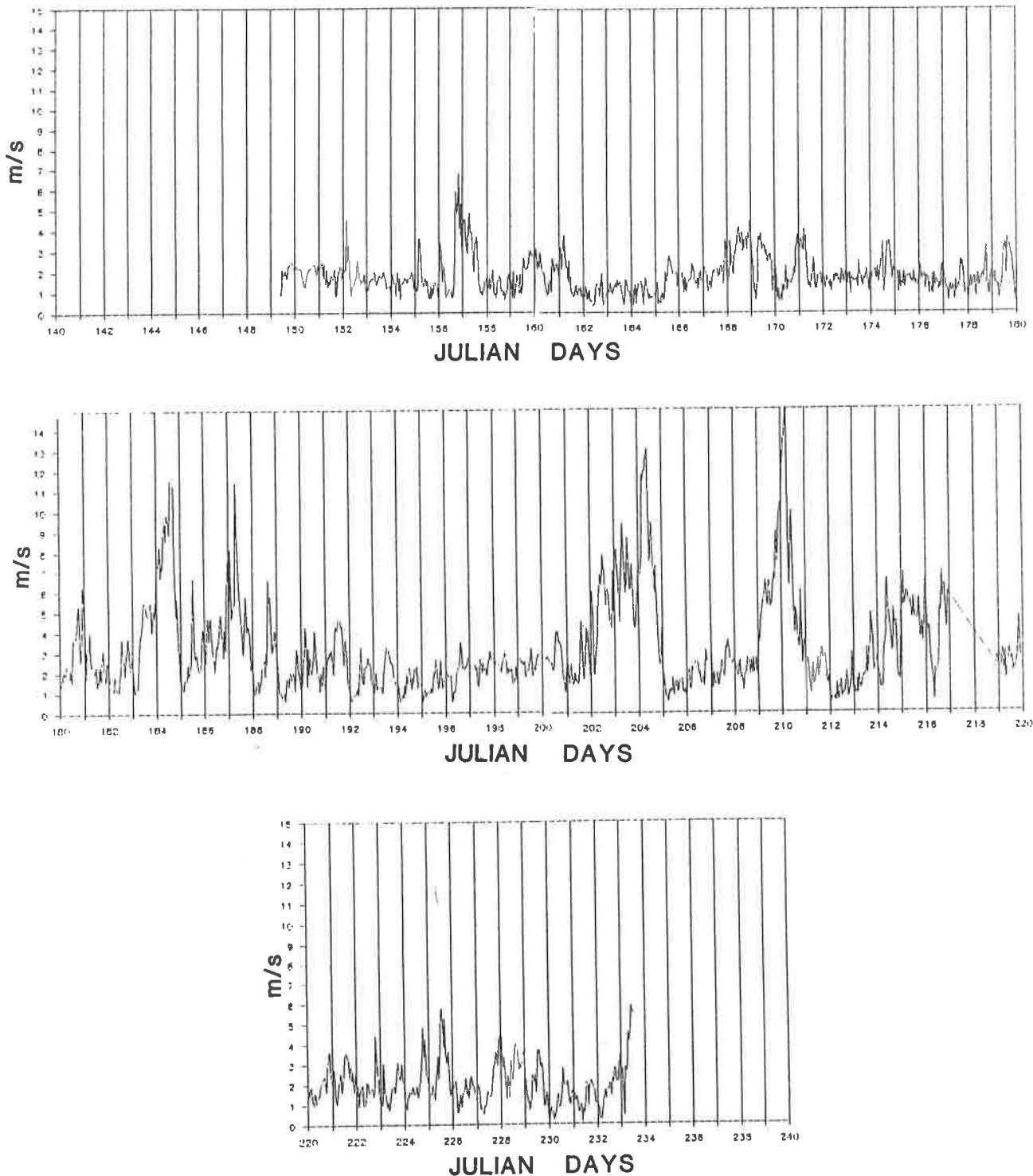


Fig. 12: Windspeed (1-hour averages) at Tarfala Research Station 1987. A julian day key is given in the text to figure 10.

NEW MAPS OVER THE KEBNEKAISE AREA

Per Holmlund

Three new maps of the glaciers in the Kebnekaise massif have been constructed at the Department of Physical Geography. One covers the drainage basin of the upper Tarfala basin, the second covers the Rabots glaciär and the third one cover the whole massif. The first two were printed in the scale 1:10 000 in October 1987 and the third was printed in the scale 1:20 000 by LiberKartor in early 1988.

Inledning och bakgrund

När den glaciologiska verksamheten kom igång i Tarfala vid mitten av fyrtioalet kom behovet av en arbetskarta att prioriteras högt. Området flygfotograferades för första gången 1946 av flygvapnet. Emellertid täckte inte flygsträken hela det för ändamålet intressanta området. En ny fotografering utfördes därför 1949 från ca 3000 m höjd. Även denna gång utfördes fotograferingen av flygvapnet. Det geodetiska underlaget för kartkonstruktionen gjordes i efterhand genom inmätning i fält av block etc, som kunde urskiljas i flygbilderna. Kartan trycktes i skalan 1:20 000 och publicerades i Geografiska Annaler 1951 av Erik Woxnerud.

1959 togs den första serien av lodbilder som skulle komma att bilda underlag till Kartverkets nya topografiska karta i skalan 1:100 000. Ur dessa bilder konstruerades genom Valter Schytts försorg, en ny arbetskarta över Storglaciären och Isfallsglaciären i skalan 1:10 000. Denna karta publicerades i en förenklad form i Svensk Naturvetenskap (1962). Skalan är ca 1:20 000.

1973 trycktes den första fotogrammetriskt utförda detaljkartan som hade konstruerats med hjälp av punkter signalerade i fält. Kartan bygger på flygbilder som togs den 14 september 1969 och är tryckt i skala 1:10 000. Kartan har inte publicerats i sin helhet, men bildar underlag för kartskisser m.m. i publikationer efter 1973. Valter Schytt, som var ansvarig för de två senare kartorna, såg det angeläget att skapa en kontinuitet i kartframställningarna. 1979 planerades därför en ny fotografering, som signalerades i fält i augusti samma år. Tyvärr passade inte de få solskensdagarna i slutet av denna sommar in i Lantmäteriverkets planering och fotograferingarna fick skjutas upp till året efter. Sommaren 1980 var solig och varför flygfotograferingar kunde utföras såväl den 29 juli som den 18 augusti. Fotomaterialet omfattar svartvita bilder från 4600 m flyghöjd och IR-bilder från 9200 m respektive 3000 m flyghöjd. Det svartvita stråket går i ost-västlig riktning och täcker ett ca 10 km brett och 20 km långt område. Då bildmaterialet var av god kvalitet beslutades att hela stråket skulle karteras.

En överenskommelse fattades med LiberKartor enligt vilken kartan skulle omfatta hela Kebnekaisemassivet ner till STF:s turiststation i Ladtjovagge. Kartan skulle täcka ett ur turistisk synvinkel intressant område och skulle därmed kunna försäljas till allmänheten. Överenskommelsen innebar vidare att höghöjdsbilderna i IR måste utnyttjas för karteringen av den sydligaste delen av området samt att kartan skulle renritas, graveras och färdigställs på institutionen. Renritningsarbetet kom att bli mer omfattande än vi från början kunnat ana p.g.a luckor mellan kartblad och korsande höjdkurvor i branta partier. Lyckligtvis pågick samtidigt en omkonstruktion av 1959 års karta, som bygger på flygbilder från låg höjd med mycket god upplösning. Vissa klipp-partier kunde därmed "lånas" från denna.

Namnsättning

Problem uppstod vid namnsättningen på kartorna. De flesta namn är av lapsk härkomst och har inarbetats och använts flitigt sedan generalstabskartan över området kom ut år 1888. För några år sedan började Lantmäteriverket ge ut en serie fjällkartor med en delvis ny namnsättning, med en stavning av lapska namn som ofta är obegriplig. Jag har kontaktat namnkunniga samer ochbett om råd i frågan, och det har visat sig vara ett känsligt ämne, så känsligt att samerna inte vill offentliggöra sina namn. De agerar för samernas sak i språksakfrågan, men de är eniga om att principerna har fått överskugga det sunda förfuften vid den senaste namnsättningen på fjällkartorna. I Svenska Fjällklubbens tidning "Till Fjälls" skrivs apropå denna frågeställning att "Hur man än ser på detta problem kan man konstatera att fjällkartorna är gjorda för praktisk användning i fält av turister och fjällvandrare. Samerna brukar klara sig utan kartor." Jag har valt att använda den gängse, i litteraturen inarbetade namnsättningen som finns på det topografiska kartbladet 29 I över Kebnekaise och Nya Fjällkartan blad BD 6 och BD 8. Vissa korrigeringar har dock gjorts där namnen på dessa kartor varit felaktiga eller där annan stavning är att föredra. I vissa fall har dubbel namnsättning varit nödvändig såsom i fallet Tarfalajåhka, där namnsättningen på den topografiska kartan är felaktig enligt samerna. Tarfalajåhka existerar, men den är belägen på en annan plats. Det riktiga namnet på jåkken är enligt samerna Smadjejåhka. Begreppet Tarfalajåhka är emellertid så inarbetat, inte minst i vetenskaplig litteratur, att det vore dumt att inte ta med det. Namnet är därför medtaget men inom parentes. I Tarfaladalen förekommer en blandning av lappska och svenska namn med de stavningar, som har använts i vetenskaplig litteratur.

Vissa höjduppgifter har ändrats sedan den topografiska kartläggningen i början på sextioåret. Höjderna på de nya kartorna bygger på den stereomodell som användes vid överföringen från flygbilderna samt på de fältmätningar som utfördes under sommaren 1986. Höjden på Sydtoppen är satt till 2114 m vilket är ett medelvärde av de mätningar som gjorts från Tarfaladalen åren 1947-1985.

Informationen i kartorna

Tarfalakartan omfattar ett större område än någon tidigare detaljkarta över området. Såväl bergspartier som glaciärer är noggrant karterade. Kartan innehåller dessutom resultat från radioekosonderingar, som har utförts 1979-1986. Detta har bl.a. medfört att Storglaciärens södra begränsning har omtolkats och glaciärens area har därmed ökat med ca 10 ha. Valter Schytts intention var att en karta skulle produceras ungefär vart 10:e år. De hittills producerade kartorna från åren 1949, 1959, 1969 och 1980, har bl.a. utnyttjats för verifiering av de i fält utförda massbalansmätningarna på Storglaciären (Holmlund 1987 a.).

Moräner har klassats som tillhörande en av två grupper, som i princip skiljs åt av glaciärens yttre begränsning. På glaciären har jag skilt mellan talus på is och mittmoräner. Talus på is skulle i och för sig kunna innefatta den senare termen, men då denna är morfologisk har jag bedömt att den har ett bildvärde. Utanför glaciären heter huvudgrupperna, markerad moränrygg resp. större änd- eller sidomorän med markerat krön. Den senare formen avser främst s.k. ice-cored moraines. En mellanform finns också med för större änd- eller sidomoräner av voluminös karaktär, som saknar egentligt krön. Längs Storglaciärens södra sida finns en nyckellokal för moränernas klassificering. Den moränrygg som går längs glaciärens tunga har överst klassats som talus på is medan dess nedre del har klassats som isfyllt morän. Gränsen mellan dessa former sammanfaller med glaciärens gräns som här har dragits vid ett isdjup på 15-20 meter. Detta isdjup har valts av två skäl. Dels är det en naturlig gräns inom kartbladen och dels kan isens rörelse förmodas vara liten inom dessa tunna partier. Den övre delen av "sidomoränen" vilar på tämligen mäktig glaciäris medan den nedre är strikt lateral och vilar på en förhållandevis tunn isbädd. Med utgångspunkt från detta nyckelområde har lokalerna vid Storglaciärens norra sida, vid Tarfala- och Kebnepakteglaciären samt vid Björlings och Enquists glaciärer kunnat inordnas i klassificeringssystemet.

Sprickorna har karterats efter deras storlek och frekvens i bilderna. Beroende på ljusets infallsvinkel mot sprickorna har vissa skenbara olikheter uppstått. Kompletteringar efter fältobservationer har därfor gjorts framför allt i partier där sprickornas mängd och storlek har blivit underrepresenterade vid karteringen.

Glaciärbrunnarna är karterade med hjälp av 1980 års flygbilder samt kompletterade efter fältmätningar utförda sommaren 1981 (Holmlund 1982).

De rösade lederna är karterade från flygbilderna och är därmed noggrant återgivna. "Östra leden", mellan Kebnekaise fjällstation och Toppstugan har, i enlighet med önskemål från turistnäringen, inte ritats ut eftersom leden kräver mycket god fjällvana. Sträckningen av de orösade lederna kan ses som rekommendationer där egentliga stigar saknas.

Slutord

Jag vill först rikta en tanke och ett tack till Valter Schytt som initierade detta projekt men som tyvärr inte fick vara med om konstruktions- och tryckningsarbetet. Olle Hedbom har med sitt kartografiska kunnande och sin positiva attityd varit ett ovärderligt stöd. Eivor Granbom har graverat och ritat kartorna. Hon har inte bara fått visa sina tekniska och konstnärliga färdigheter utan också sitt tålmod när hon har arbetat med ett stundom svårtolkat underlag. Are Areschoug och Bertil Fagerlund gjorde den omfattande stereografiska överföringen från flygbilder till kartkoncept. Marianne Lindström gjorde stereoarbetet på 1959 års flygbilder över Tarfaladalen. Sigrid Bergfelt har assisterat med sitt kunnande under hela konstruktionsarbetet. Wibjörn Karlen har under arbetets gång bidragit med många värdefulla synpunkter som i hög grad har förbättrat kartorna. Jag vill även rikta ett varmt tack till Bertil Eriksson vid Sjöfartsverket som genom sitt tillmötesgående löste tryckningsfrågan på ett generöst sätt. Thomas Mann, chef för LiberKartor, har med entusiasm tagit sig an Högfjällskartan och visat stor generositet vid reproduktionsarbetena vid framställningen av de andra två kartorna.

Ekonomiskt stöd har givits från Carl Mannerfelts och Axel Lagrelius fonder samt från Naturvetenskapliga Forskningsrådet.

STORGLACIÄREN 1986/87

Peter Jansson

The 1986/87 mass balance of Storglaciären was strongly positive. The winter balance was 1.69 m water equivalent (w.eq.) and the summer balance was 1.22 m w.eq. This gives a net balance of +0.48 m w.eq., which is the fourth largest positive mass balance recorded on Storglaciären. This adds another year to the previous 41 years of continuous mass balance measurements on Storglaciären (Fig. 15).

Winter balance

The survey of the 1986/87 winter balance was carried out May 18th to May 21st. The lower part of the ablation area was surveyed on the 18th of May. The measurements in the ablation area were finished the next day. Finally, the accumulation area was surveyed on the 21st of May. Snow density distribution throughout the snow pack was studied in four pits dug so that they gave information about the snow conditions on the day of the corresponding survey. The survey was performed according to the standard for winter balance measurements. The distance between the sites probed was 100 m (Appendix 3). A total of 287 points were probed. A number of these measurements were made outside the standard net at points close to the glacier margin where the accumulation is known to change rapidly within a short distance. A map was drawn on the basis of the water equivalent values obtained at each point of the standard net. The winter balance was obtained by first measuring all the areas with different w.eq. values in each 20 m elevation interval of the glacier. These results were then multiplied by the mean w.eq. value, i.e. the average mass balance, for each area. After summation, values for the winter balance in each 20 m elevation interval were obtained (Table 8). The sum of these values gives the 1986/87 winter balance. The 1986/87 winter balance was $5.13 \times 10^6 \text{ m}^3$ of water, or a specific value of 1.69 m w.eq. on the entire glacier.

Summer balance

The summer season started on the 21st of May and lasted until the 14th of September. The season was dominated by very low temperatures. In early August temperatures dropped below freezing and stayed low throughout August. Precipitation during this period came in the form of snow. Late in the season temperatures rose again and further ablation took place. The summer balance was continuously studied throughout the season. The ablation area was surveyed 14 times while 13 surveys were made in the accumulation area (Fig. 16). Pits were dug simultaneously with the surveys to follow the changes in density distribution in the snow pack. A map was drawn based on the mass balance figures on the 14th of September for each of the 68 stakes that were monitored throughout the season. In

the uppermost part of the firn area, where there are no stakes, ablation was assumed to be correlated with altitude in accordance with the ablation gradient (Haefeli 1962). The ablation gradient is obtained by means of linear regression analysis of the ablation values for the stakes, as a function of their altitude. Calculation of the summer balance was made in an identical manner as that of the winter balance (Table 8). The 1986/87 summer balance was $3.69 \times 10^6 \text{ m}^3$ of water or a specific value of 1.22 m w.eq. on the entire glacier.

Net balance

The specific net balance in 1986/87 as a function of altitude varies from -0.70 m at 1320-1340 m a.s.l., to 0 m at 1410 m a.s.l. (the equilibrium line by definition); and to +2.36 at 1700-1720 m a.s.l. The results are shown in figures 13 and 14, and in table 8. The areal net balance for the 1986/87 balance year was $+1.44 \times 10^6 \text{ m}^3$ water or a specific value of +0.48 m w.eq. on the entire glacier. The winter balance of 1986/87 is roughly equal to the winter balance of 1985/86. The difference in net balance is due only to the difference in summer balance.

Table 8: Mass balance 1986/87 Storglaciären.

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance total 10^3 m^3	spec. m	Summer balance total 10^3 m^3	spec. m	Net balance total 10^3 m^3	spec. m
1	1130-1140	4	5.85	1.63	6.75	1.88	-0.90	-0.25
2	1140-1160	8	13.65	1.63	15.75	1.88	-2.10	-0.25
3	1160-1180	12	17.98	1.55	19.92	1.72	-1.90	-0.17
4	1180-1200	23	30.33	1.29	40.66	1.73	-10.33	-0.44
5	1200-1220	41	50.66	1.24	72.47	1.78	-21.81	-0.53
6	1220-1240	59	74.23	1.25	94.54	1.60	-20.31	-0.34
7	1240-1260	69	78.40	1.13	109.19	1.57	-30.79	-0.44
8	1260-1280	87	86.04	0.99	140.59	1.62	-54.55	-0.63
9	1280-1300	70	76.64	1.10	117.16	1.68	-40.52	-0.58
10	1300-1320	86	112.91	1.31	136.73	1.58	-23.82	-0.28
11	1320-1340	146	136.19	0.93	239.00	1.63	-102.80	-0.70
12	1340-1360	247	205.88	0.84	355.89	1.44	-150.02	-0.61
13	1360-1380	271	271.37	1.00	344.98	1.27	-73.61	-0.27
14	1380-1400	216	243.22	1.13	289.28	1.34	-46.06	-0.21
15	1400-1420	100	159.46	1.59	112.65	1.13	46.81	0.47
16	1420-1440	65	124.55	1.91	73.46	1.13	51.09	0.78
17	1440-1460	60	101.15	1.69	67.50	1.13	33.65	0.56
18	1460-1480	91	137.58	1.51	102.30	1.13	35.29	0.39
19	1480-1500	162	298.61	1.85	179.67	1.11	118.95	0.74
20	1500-1520	178	385.97	2.17	196.26	1.10	189.70	1.06
21	1520-1540	113	243.33	2.16	122.30	1.08	121.03	1.07
22	1540-1560	97	191.11	1.97	104.39	1.08	86.72	0.89
23	1560-1580	121	243.90	2.02	131.40	1.09	112.51	0.93
24	1580-1600	150	338.50	2.25	131.36	0.88	207.13	1.38
25	1600-1620	142	360.39	2.54	124.36	0.88	236.02	1.66
26	1620-1640	143	403.52	2.82	127.86	0.89	275.66	1.93
27	1640-1660	123	345.69	2.82	107.45	0.88	238.24	1.94
28	1660-1680	78	208.31	2.67	68.36	0.88	139.94	1.79
29	1680-1700	49	128.54	2.62	42.94	0.88	85.61	1.74
30	1700-1720	17	55.15	3.23	14.94	0.88	40.21	2.36
	1130-1720	3028	5129.08	1.69	3690.08	1.22	1439.00	0.48

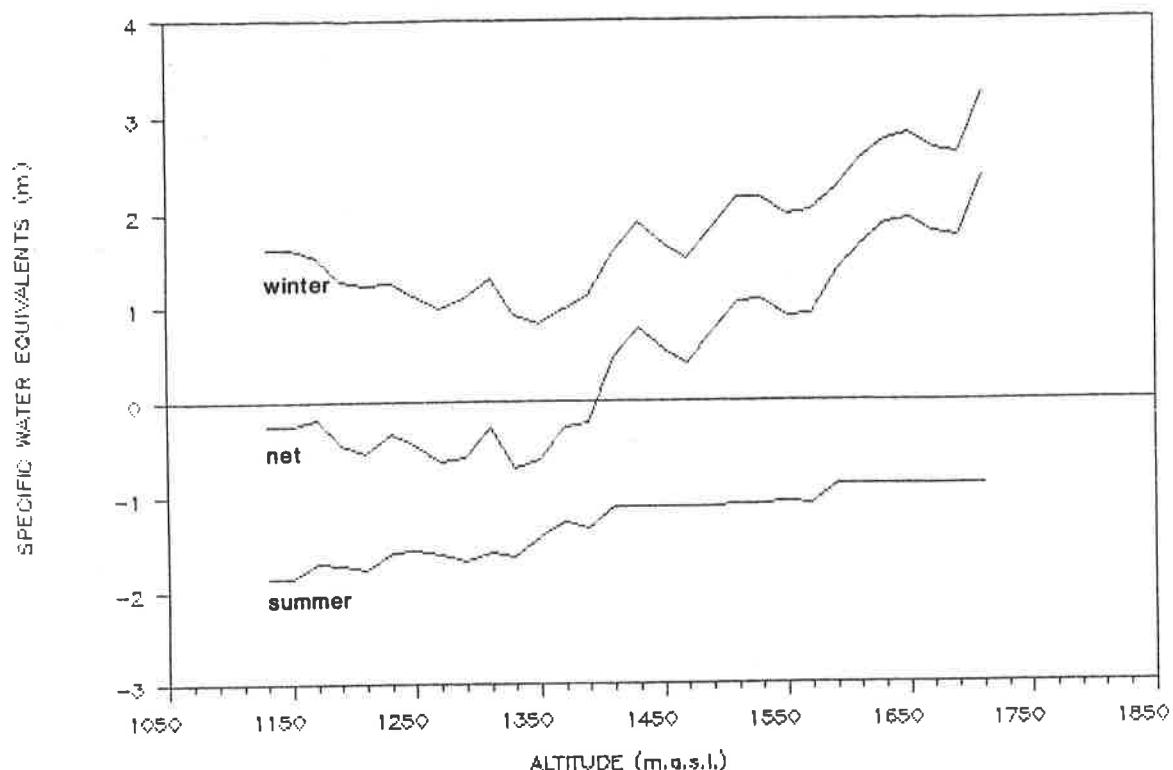


Fig. 13: The standard mass balance diagram of Stor-glaciären, showing specific winter, summer and net balances as a function of altitude 1986/87.

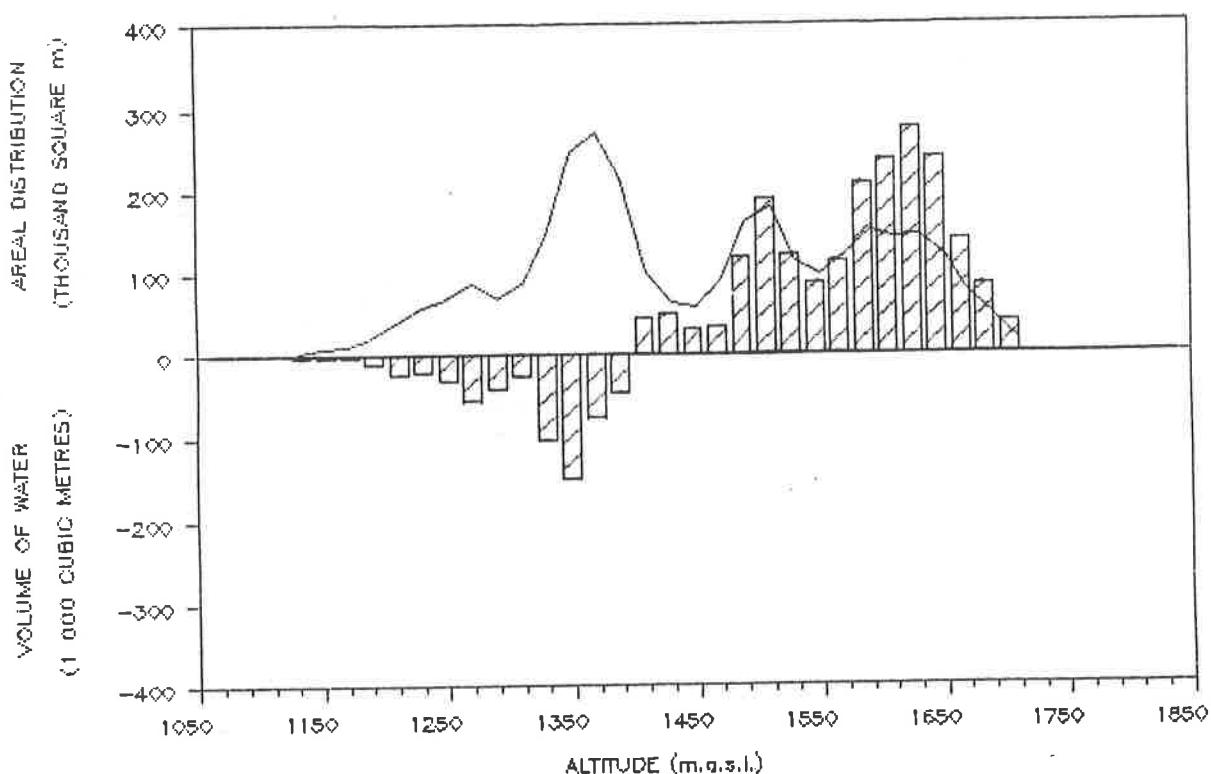


Fig. 14: The areal net balance and areal distribution as a function of altitude 1986/87.

STORGLACIÄREN

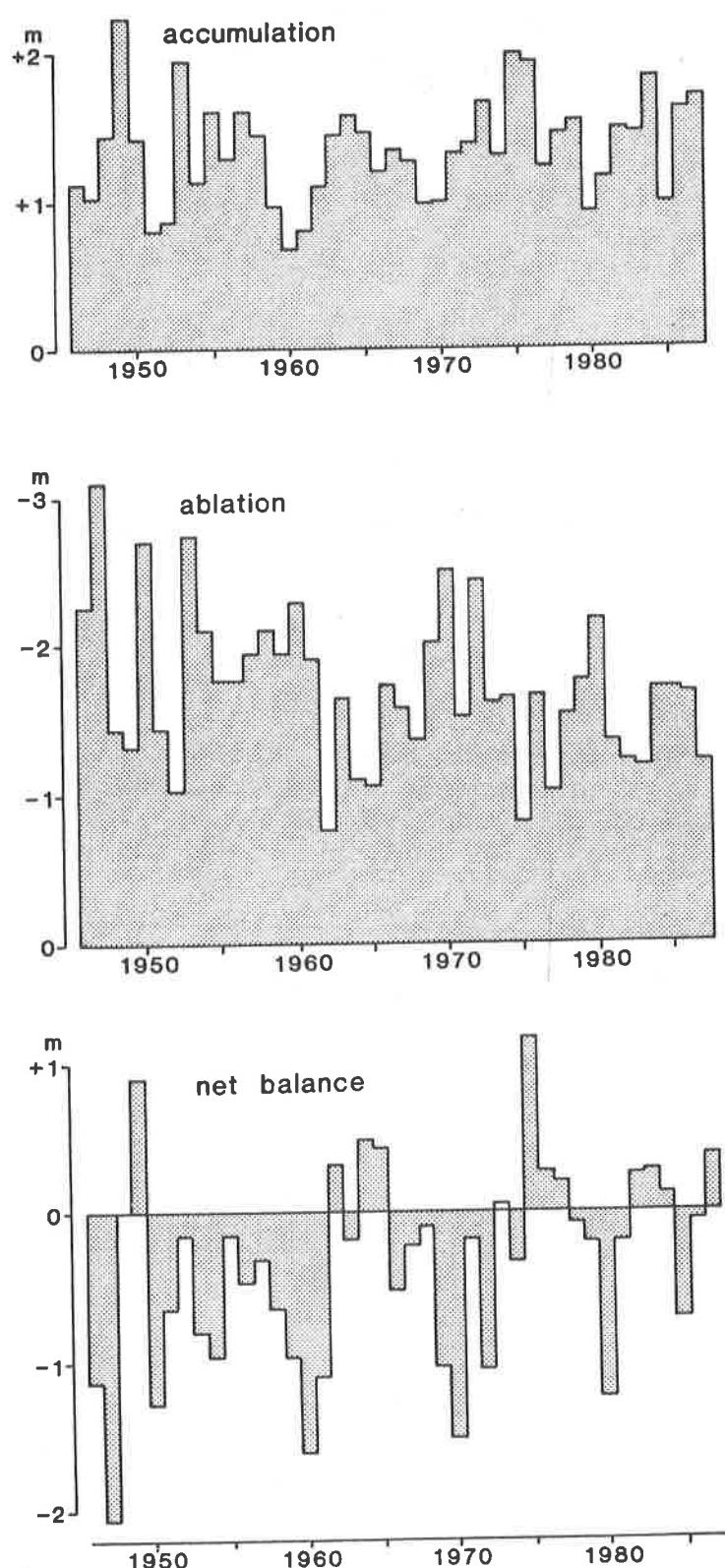


Fig. 15: The massbalance diagram of Storglaciären 1946–1987.

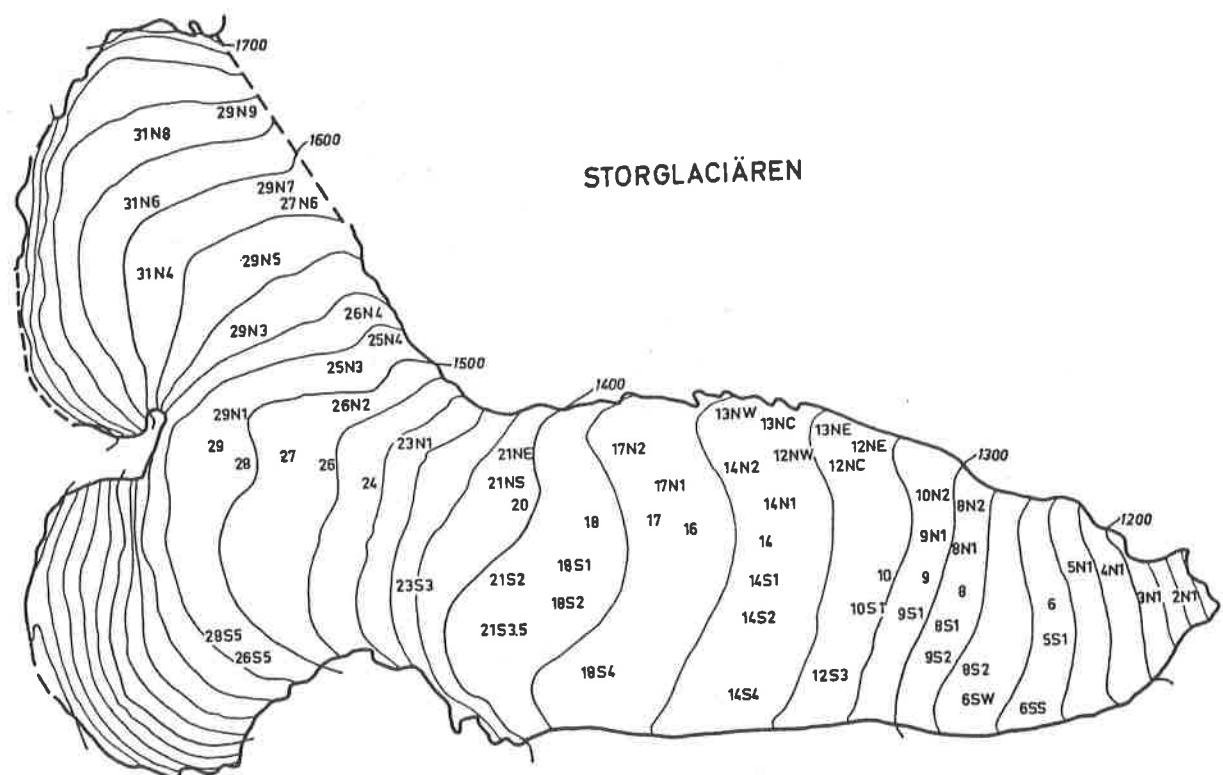


Fig. 16: Stakepositions on Storglaciären, September 1987.

MASS BALANCE STUDIES OF BJÖRLINGS GLACIÄR, RABOTS GLACIÄR
AND TARFALA GLACIÄREN

Veijo Pohjola

The mass balances of Björlings glaciär, Rabots glaciär and Tarfalaglaciären were studied during 1986/87. This report deals with the winter, summer and net balances for each glacier. The net balance of each of the three glaciers was, expressed in meter water equivalents: Björlings glaciär, +0.5 m, Rabots glaciär, +0.2 m and Tarfalaglaciären, +0.9 m.

Inledning

I Kebnekaisemassivet finns ett tiotal glaciärer med varierande storlek och exponeringsläge (Schytt 1959). Tidigare har massbalansstudier endast bedrivits på Storglaciären, men de senaste åren har massbalanstudierna i massivet utvidgats till att omfatta fler glaciärer. De glaciärer, förutom Storglaciären, som studerades 1986/87 i Kebnekasiemssivet är:

Björlings glaciär (1.4 km^2); en nischglaciär vilken ligger sydöst om Kebnekases sydtopp inom höjdintervallet 1410-2010 m ö.h.. Ca 50% av dess yta ligger inom intervallet 1575-1650 m.ö.h., vilket ger ett flackt intryck. Glaciären är överfordjupad under denna flacka del. Massbalansen på glaciären har undersökts 1982/83 (Moberg 1984), 1984/85 (Stroeven och van de Wal 1985) och 1985/86 (Tarfala Årsrapport 1986).

Rabots glaciär (3.9 km^2); glaciären ligger väster om Kebnekaise och är den största i massivet. Morfologiskt sett är den en dalglaciär. De tre nischer som försörjer glaciären är osymmetriskt fördelade till glaciärens södra sida, vilket ger glaciären en komplex isdynamik. Massbalansstudier på glaciären har utförts sedan 1982 (Haeberli 1987, Stroeven and van de Wal 1987, Tarfala Årsrapport 1986).

Tarfalaglaciären (0.9 km^2); glaciären är mycket brant och radioekosonderingar visar att glaciären är tunn. Den ligger inom ett höjdintervall på 1390-1790 m ö.h på Tarfalatjåkkas östsida. Glaciären betecknas av Östrem et al. (1973) som en "ice apron", dvs en mindre glaciär som saknar nischväggar. Tidigare undersökningar har visat att glaciären är mycket känslig för klimatiska förändringar. Dess massbalans har också undersökts 1985/86 (Tarfala Årsrapport 1986).

Metod

Vinterbalansen har kvantifierats med hjälp av snösonderingar utförda i slutet av ackumulationssäsongen. Sonderingspunkterna ligger i profiler över den undersökta glaciären med 100 meters intervall. Stakar eller karakteristiska morfologiska element har tjänat som riktmärken. Under snötaxeringen har även ett eller ett par snöschakt grävts i vilka snöns densitet undersökts. Sommarbalansen beräknades med hjälp av de stakmätningar och sonderingar, som utfördes i slutet av ablationssäsongen. Ablationen i dessa punkter användes till att beräkna en

ablationsgradient för respektive glaciär. Ablationen plottades mot stakarnas höjd över havet och en linjär funktion av förhållandet beräknades genom en regressionsanalys.

Ablationsfunktionen ges av:

$$a = kz + C$$

där a = ablationen

k = ablations gradienten

z = stakens höjd över havet

C = konstant

På Tarfalaglaciären beräknades två ablationsgradienter då ablationen var för komplex för att beskrivas av ett enkelt linjärt föhållande.

Resultat

Björlings glaciär

Mätningen av vinterbalansen utfördes den 30:e maj. Snödjupet sonderades i 87 punkter och snöns densitet undersökters i ett schakt. Densiteten var 0.47 g/cm^3 . Vinterbalansen gav en volym av $1.20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett vattenvärde på 0.84 m vatten (Tabell 9).

Ablationen under sommaren mättes vid sju stakar på glaciären. De sju stakarna hade tyvärr en begränsad vertikal spridning. Detta faktum innebar att ingen pålitlig ablationsfunktion kunder beräknas. Då Sydöstra Kaskasatjåkkoglaciären har en exponering och orientering vilken liknar den Björling har, användes ablations- radienten från den förra, vilken var -0.47 cm/m . Ablationen beräknades av:

$$a = 8.05 - (0.47 \cdot 10^2 z)$$

Sommarbalansen gav en total förlust på $0.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten, vilket i vattenvärde motsvarar -0.4 m .

Tabell 9: Massbalans 1986/87 Björlings glaciär.

Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		10^3 m^2	total spec. m	10^3 m^2	töthal spec. m	10^3 m^2	total spec. m
1	1410-1450	9	2	0.2	12	1.3	-10
2	1450-1490	21	7	0.3	24	1.1	-16
3	1490-1530	31	15	0.5	29	1.0	-14
4	1530-1570	91	82	0.9	70	0.8	12
5	1570-1610	314	334	1.1	182	0.6	152
6	1610-1650	450	255	0.6	175	0.4	80
7	1650-1690	203	144	0.7	41	0.2	103
8	1690-1730	177	155	0.9	2	0.0	153
9	1730-1770	86	113	1.3	0	0.0	113
10	1770-1810	23	38	1.6	0	0.0	38
11	1810-1850	16	30	1.9	0	0.0	30
12	1850-1890	8	15	1.9	0	0.0	15
13	1890-1930	2	4	1.9	0	0.0	4
14	1930-1970	3	6	1.9	0	0.0	6
15	1970-2010	1	2	1.9	0	0.0	2
		1410-2010	1435	1202	0.8	535	0.4
						667	0.5

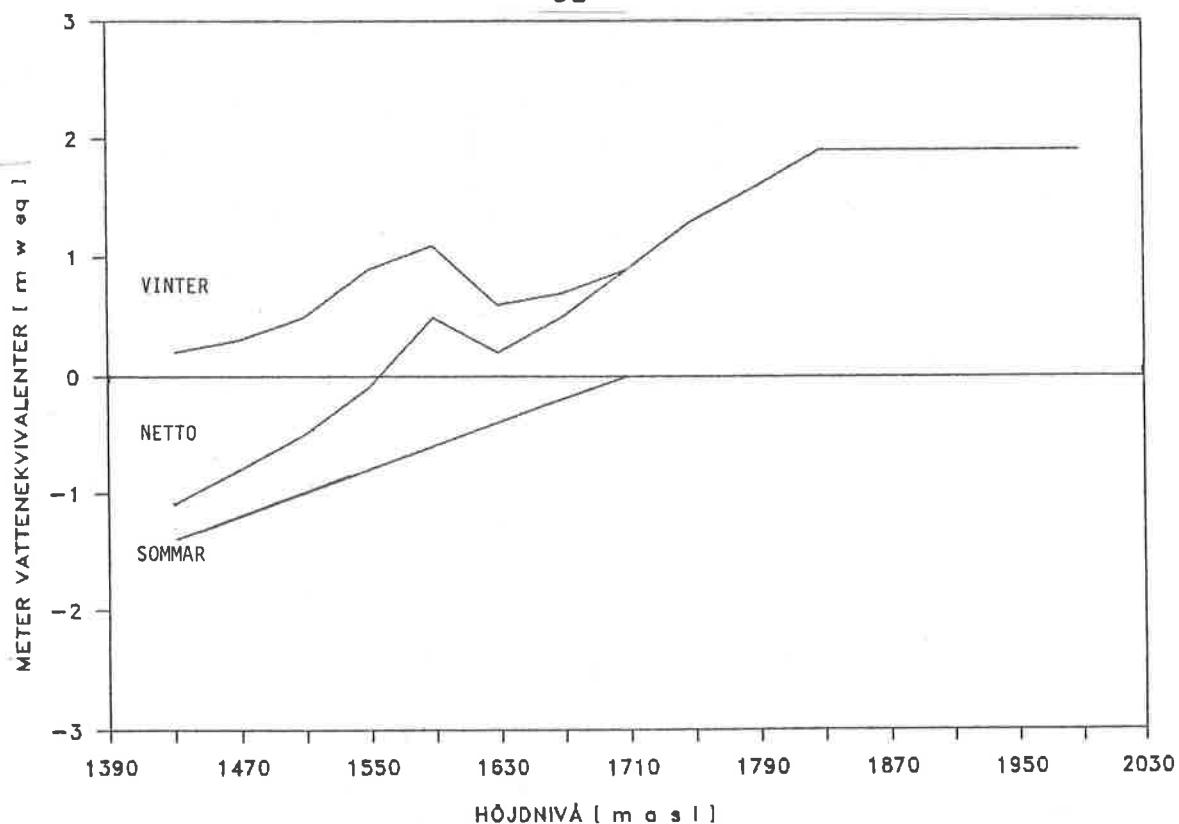


Fig. 17: Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet för Björlings glaciär 1986/87.

Den beräknade nettobalansen synes plottad mot sommar och vinterbalanserna i figur 17. Nettot blev ett positivt vattenvärde på 0.5 m. Den totala volymen av tillskottet i vatten beräknades till $0.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten.

Rabots glaciär

Mätningen av snöackumulationen på Rabots glaciär utfördes den 18 maj. Snödjupet mättes i 205 punkter och två snöschakt grävdes för bestämning av snöns densitet. Det ena schaktet grävdes högt uppe i ett av glaciärens ackumulations-nischer och det andra grävdes på mitten av glaciärens tunga. Densiteten var vid ackumulationsnischen 0.45 g/cm^3 och vid det nedre schaktet 0.43 g/cm^3 . Vinterbalansen gav totalt ett tillskott på $4.55 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten till glaciären. Detta ger per ytenhet ett vattenvärde på +1.2 m. Ablationsundersökningen företogs den 10 september. Tio stakar, väl spridda på glaciären mättes. Dessutom sonderades snödjupet mellan de stakar som låg i de översta delarna av glaciären. Årets ablationgradient beräknades till -0.24 cm/m . Ablationen i varje höjdintervall gavs av:

$$a = 4.20 - (0.24 \cdot 10^{-2} z)$$

Sommarbalansen gav en total vattenförlust på $3.68 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten. Vattenförlusten per ytenhet var -1.0 m (Tabell 10, Fig. 18). Massbalansåret 1986/87 gav ett netto på $+0.2 \text{ m}$ vatten per ytenhet. Uttryckt i total volym vatten ger detta ett tillskott av $0.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten. Jämviktslinjen beräknades att 1986/87 ligga vid 1335 m ö. h.

Tabell 10: Massbalans 1986/87 Rabots glaciär.

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance total 10^3 m^3	Winter balance spec. m	Summer balance total 10^3 m^3	Summer balance spec. m	Net balance total 10^3 m^3	Net balance spec. m
1	1060-1100	42	15	0.4	69	1.6	-54	-1.3
2	1100-1140	97	48	0.5	151	1.6	-103	-1.1
3	1140-1180	158	107	0.7	231	1.5	-124	-0.8
4	1180-1220	220	169	0.8	301	1.4	-132	-0.6
5	1220-1260	366	316	0.9	465	1.3	-149	-0.4
6	1260-1300	439	403	0.9	518	1.2	-115	-0.3
7	1300-1340	271	263	0.1	293	1.1	-30	-0.1
8	1340-1380	512	600	1.2	507	1.0	93	0.2
9	1380-1420	323	425	1.3	291	0.9	134	0.4
10	1420-1460	243	312	1.3	194	0.8	118	0.5
11	1460-1500	333	455	1.4	236	0.7	219	0.7
12	1500-1540	378	562	1.5	231	0.6	331	0.9
13	1540-1580	184	294	1.6	96	0.5	198	1.1
14	1580-1620	116	187	1.6	49	0.4	138	1.2
15	1620-1660	82	137	1.7	27	0.3	110	1.3
16	1660-1700	49	86	1.8	12	0.2	74	1.5
17	1700-1740	39	69	1.8	5	0.1	64	1.6
18	1740-1780	23	41	1.8	1	0.1	40	1.7
19	1780-1820	10	18	1.8	0	0.0	18	1.8
20	1820-1860	9	17	1.9	0	0.0	17	1.9
21	1860-1900	7	13	1.9	0	0.0	13	1.9
22	1900-1940	6	11	1.9	0	0.0	11	1.9
	1060-1940	3907	4548	1.2	3677	0.1	871	0.2

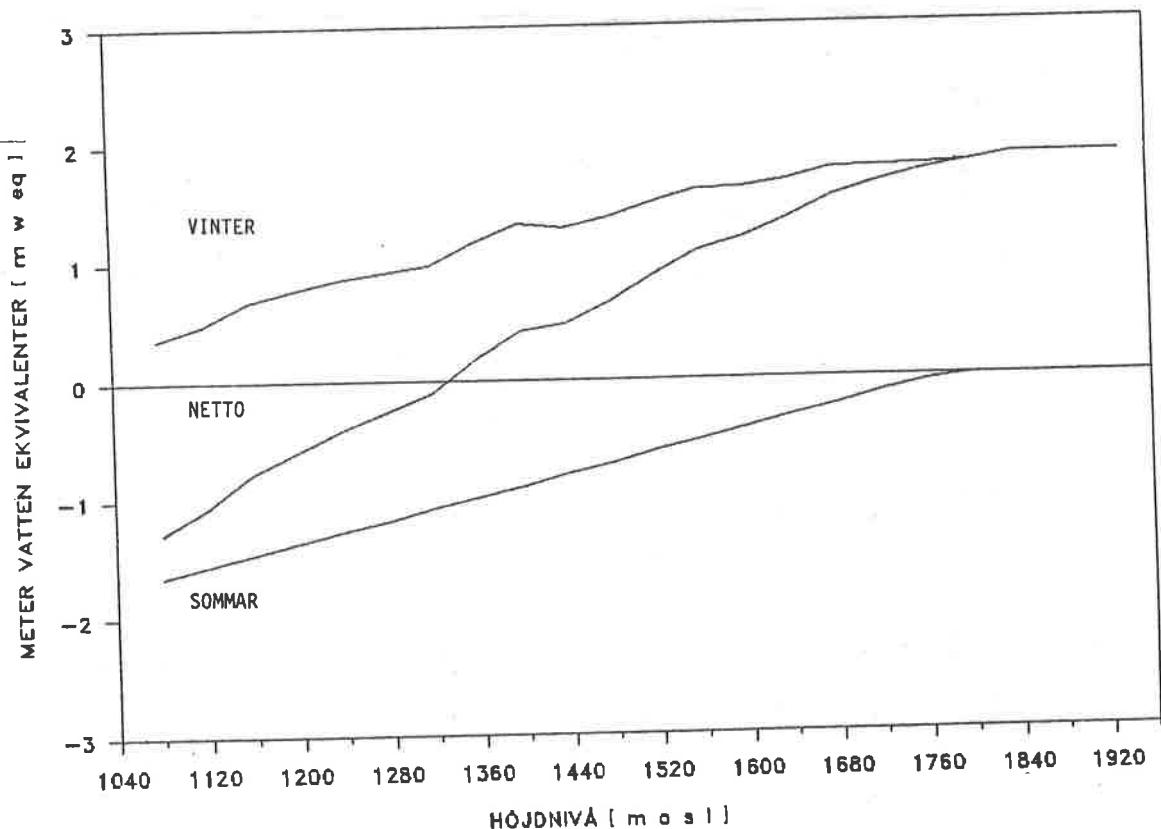


Fig. 18: Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet för Rabots glaciär 1986/87.

Tarfaglaciären

Snötaxeringen på Tarfalaglaciären utfördes den 24 maj. Snön sonderades i 48 punkter och ett snöschakt grävdes i vilket snöns densitet bestämdes. Snöns densitet befanns vara 0.47 g/cm^3 . Årets vinterbalans beräknades till $1.61 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten. Detta ger ett vattenvärde på +1.9 m.

Under året borrade fyra stakar ned i en longitudinell profil längs Tarfalaglaciären. De fyra stakarna användes till ablationsberäkningen på glaciären. Vid analyseringen av ablationen befanns den vara för komplex för att beskrivas av endast en ablationsgradient. Därför beräknades två ablationsgradienter för Tarfala glaciären. De beräknade ablationsgradienterna var för höjdintervallet 1390-1510 m -0.09 cm/m och för höjdintervallet 1510-1790 m ö.h. -0.88 cm/m. Ablationen i varje höjdintervall beräknades genom:

$$\begin{aligned} a &= (0.09 \cdot 10^{-2} z) - 0.07 \\ \text{och} \\ a &= 14.42 - (0.88 \cdot 10^2 z) \end{aligned}$$

Den totala ablationen gav en massförlust på $0.84 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten, vilket per ytenhet ger -1.0 m vatten.

Bokslutet för Tarfalaglaciärens massbalans 1986/87 blir ett tillskott på +0.9 m vatten per ytenhet. Det ger ett nettotillskott av $0.76 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten (Tabell 11, Fig. 19). Ablationen överskred inte ackumulationen på någon punkt, därför utbildades det inte någon jämviktslinje på Tarfalaglaciären detta år.

Slutsats

Den främsta orsaken till att det hydrologiska året 1986/87 gav en positiv massbalans var att sommaren 1987 var kall och regnfattig, vilket gav en låg ablation. Ackumulationen var normal jämfört med tidigare år.

Tabell 11: Massbalans 1986/87 Tarfala glaciären.

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance		Summer balance		Net balance	
			10^3 m^3	total spec. m	10^3 m^3	total spec. m	10^3 m^3	total spec. m
1	1390-1430	95	168	1.8	116	-1.2	52	0.6
2	1430-1470	146	259	1.8	180	-1.2	79	0.5
3	1470-1510	146	255	1.7	185	-1.3	70	0.5
4	1510-1550	125	219	1.7	170	-1.4	49	0.4
5	1550-1590	110	201	1.8	110	-1.0	91	0.8
6	1590-1630	97	197	2.0	63	-0.6	134	1.4
7	1630-1670	63	128	2.0	19	-0.3	109	1.7
8	1670-1710	52	111	2.1	0	0.0	111	2.1
9	1710-1750	23	51	2.2	0	0.0	51	2.2
10	1750-1790	8	19	2.4	0	0.0	19	2.4
	1390-1790	865	1608	1.9	843	-1.0	765	0.9

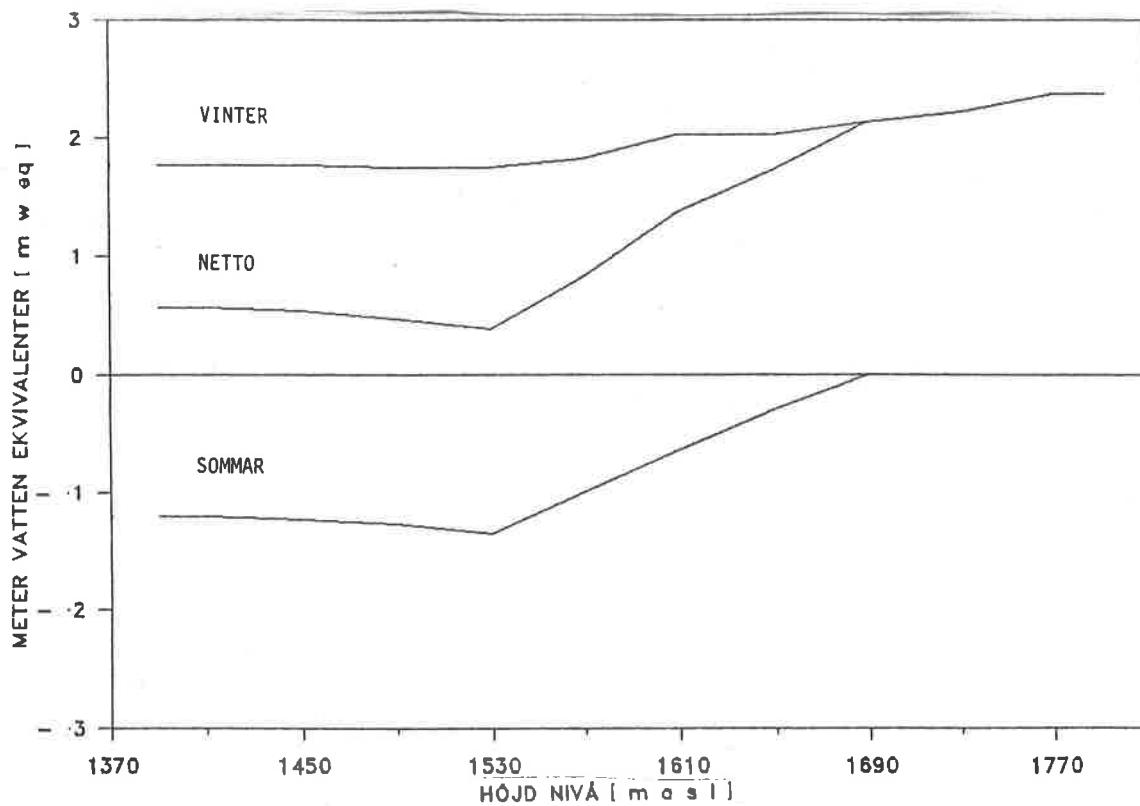


Fig. 19: Specifik vinter-, sommar och nettobalans som en funktion av höjden över havet för Tarfala glaciären 1986/87.

SYDÖSTRA KASKASATJÅKKAGLACIÄREN 1986/87

Håkan Grudd

The mass balance of Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären has been investigated during 1986/87. The winter balance was 1.56 m w.eq. and the summer balance was -1.13 m w. eq., giving a positive net balance of 0.42 m.

Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciärens massbalans har beräknats för andra året i följd. Metoderna som används är desamma som finns beskrivna i 1986 års Tarfalarapport (Grudd 1986).

Vinterbalans

En snöinventering utfördes 29-30:e maj varvid snödjupet bestämdes i 125 punkter på glaciären och snöns densitet bestämdes i ett schakt. Medeldensiteten vid schaktet var 0.42 Mg/m^3 och detta värde användes för hela glaciären. Vinterbalansen fram till 30:e maj beräknades till $698.4 * 10^3 \text{ m}^3$ vatten. Den 5:e juni kom ett kraftigt snöfall och den 10:e kom ytterligare snö. Dessa snömängder mättes aldrig på Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären, däremot mättes den nya snön vid stakarna på Storglaciären och dessa värden användes för att uppskatta snömängderna på olika höjder på Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären. Den totala vinterbalansen beräknades till $776.1 * 10^3 \text{ m}^3$ vatten, vilket ger det specifika värdet 1.56 m.

Sommarbalans

Av det staknät på 10 stakar som sattes ut 1986 återfanns efter vintern endast 5 stycken, de andra var översnöade eller förstörda av laviner. På de fem återstående stakarna mättes ablationen under sommaren. Under en 19 dagars period mättes ablationen vid ytterligare fyra stakar som sattes ut på ett sådant sätt att ett så stort höjdintervall som möjligt täcktes in. Stakar placerades ut i vardera av de två stora snöfält som ligger i anslutning till moränryggen framför glaciären, och två stakar placerades i det mycket branta snöfält som utgör glaciärens översta östliga del. På detta sätt täcktes 575 höjdmetrar in. Jämfört med sommarens totala ablation antogs ablationen under 19 dagarsperioden vara procentuellt sett lika stor för alla stakar, och vid beräkningen av ablationsgradienten räknades därför de fyra extra stakarnas värden upp till 100% med hjälp av medelvärdet av de övriga fem stakarnas procentsatser, vilket var 29.8% (Fig. 20). Den översta staken fick en högre ablation än staken nedanför. Detta borde inte vara fallet med en höjdskillnad på 150 m. Den översta staken stod emellertid nära klipporna ovanför glaciären (ca 10 m) och detta kan vara orsaken till den större avsmältningen. Denna stake togs ej med vid beräkningen av ablationsgradienten.

Ablationsgradienten beräknades till $0.18 \cdot 10^{-2}$ m/m och ablationen för varje delyta på glaciären beräknades med formeln $-0.177 \cdot 10^{-2} \cdot H + 3.934$ där H är höjden över havet för varje delytas mittpunkt. Sommarbalansen beräknades till $564.8 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger det specifika värdet 1.13 m.

Nettobalans

På grund av de ovanligt låga temperaturerna under sommaren var det först i slutet av säsongen som ett begränsat område med smälte fram mitt på tungan och det är endast inom detta område som glaciären uppvisar någon negativ nettobalans (se figurerna 21 och 22 och tabell 12). Någon jämviktslinje är inte möjlig att definiera. Nettobalansen blev kraftigt positiv med ett specifikt värde på +0.42 m, vilket motsvarar en volym av $211.3 \cdot 10^3 \text{ m}^3$.

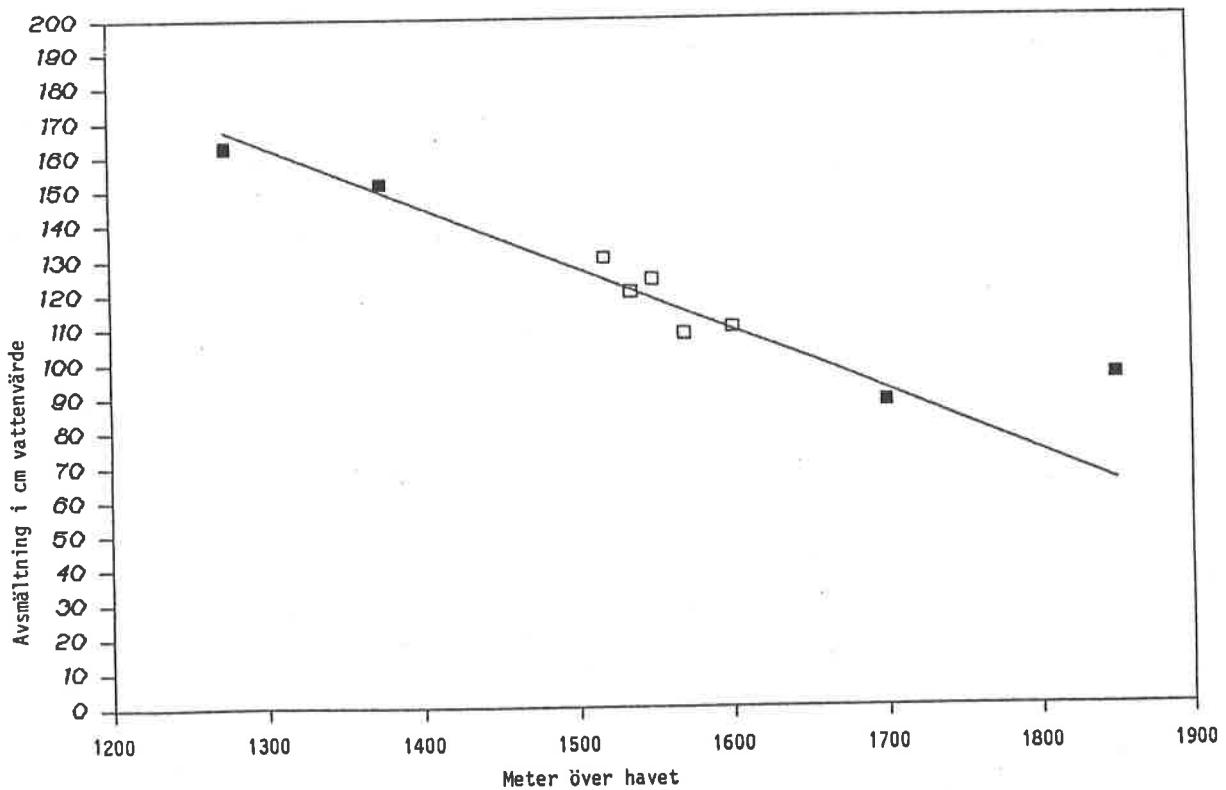


Fig. 20: Rutorna visar ablationen mätt vid stakar på glaciären. De fyllda rutorna motsvarar de fyra extra stakarna där ablationen mättes under en 19 dagars period. Linjen är beräknad genom linjär regression.

Tabell 12:
Massbalans 1986/87 Sydöstra Kaskasatjåkkaglacären

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^2 m^2	Winter balance total m^3	Winter balance spec. m	Summer balance total m^3	Summer balance spec. m	Net balance total m^3	Net balance spec. m
1	1400-1420	30	5390	1.80	4316	1.44	1074	0.36
2	1420-1440	60	9599	1.60	8424	1.40	1175	0.20
3	1440-1460	156	22318	1.43	21279	1.36	1039	0.07
4	1460-1480	195	28852	1.48	25989	1.33	2863	0.15
5	1480-1500	291	38734	1.33	37688	1.30	1046	0.04
6	1500-1520	360	42682	1.19	45218	1.26	-2536	-0.07
7	1520-1540	545	67101	1.23	66554	1.22	547	0.01
8	1540-1560	550	71233	1.30	65385	1.19	5847	0.11
9	1560-1580	450	61778	1.37	52041	1.16	9737	0.22
10	1580-1600	380	52764	1.39	42552	1.12	10212	0.27
11	1600-1620	497	84259	1.70	53757	1.08	30502	0.61
12	1620-1640	398	77546	1.95	41746	1.05	35800	0.90
13	1640-1660	270	56162	2.08	27412	1.02	28750	1.06
14	1660-1680	213	43051	2.02	20890	0.98	22161	1.04
15	1680-1700	128	24338	1.90	12095	0.94	12243	0.96
16	1700-1720	125	23829	1.91	11346	0.91	12483	1.00
17	1720-1740	130	26390	2.03	11375	0.87	15016	1.16
18	1740-1760	91	17357	1.91	7655	0.84	9702	1.07
19	1760-1780	50	8866	1.77	3993	0.80	4873	0.97
20	1780-1800	37	6964	1.88	2841	0.77	4123	1.11
21	1800-1820	10	2098	2.10	723	0.72	1375	1.37
22	1820-1840	23	4835	2.10	1582	0.69	3254	1.41
	1400-1840	4989	776150	1.56	564864	1.13	211286	0.42

SYDÖSTRA KASKASATJÅKKAGLACIÄREN 1986/87

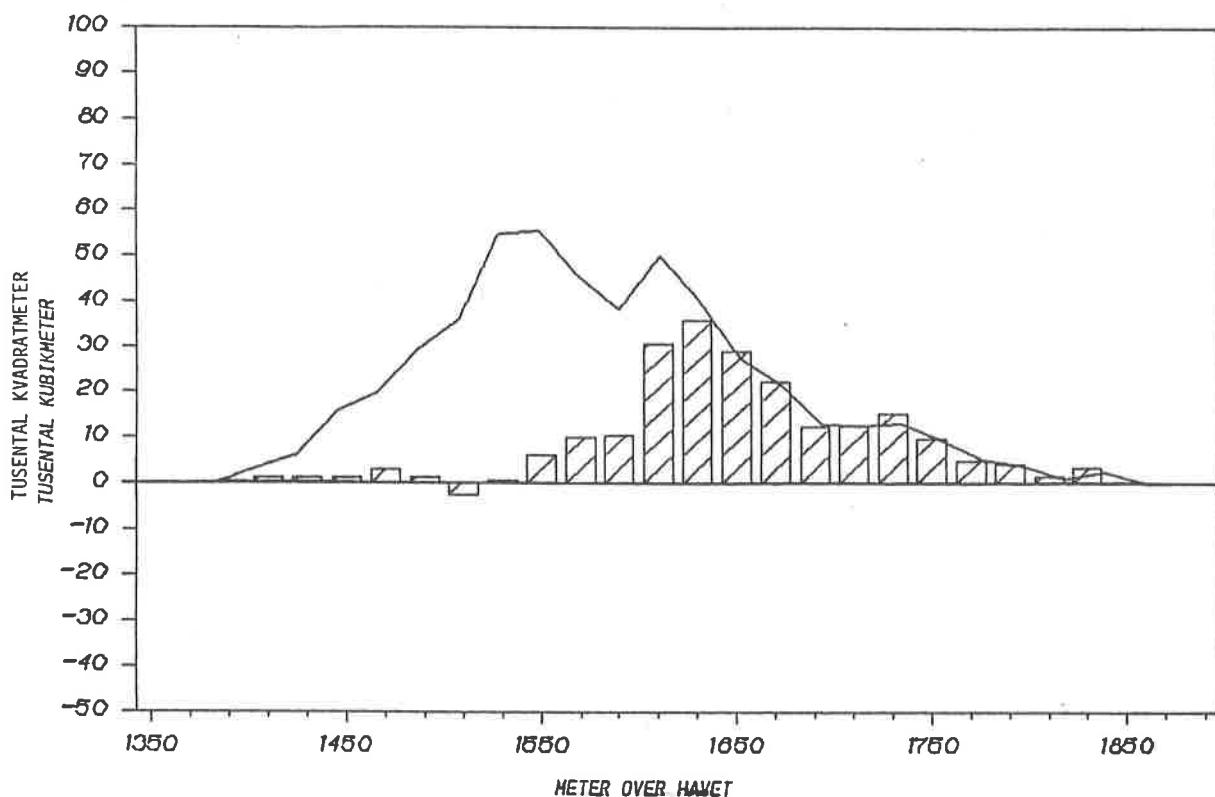


Fig. 21: Stapeldiagrammet visar nettobalansens volym som en funktion av höjden över havet. Kurvan visar areafördelningen.

SYDÖSTRA KASKASATJÄKKAGLACIÄREN 1986/87

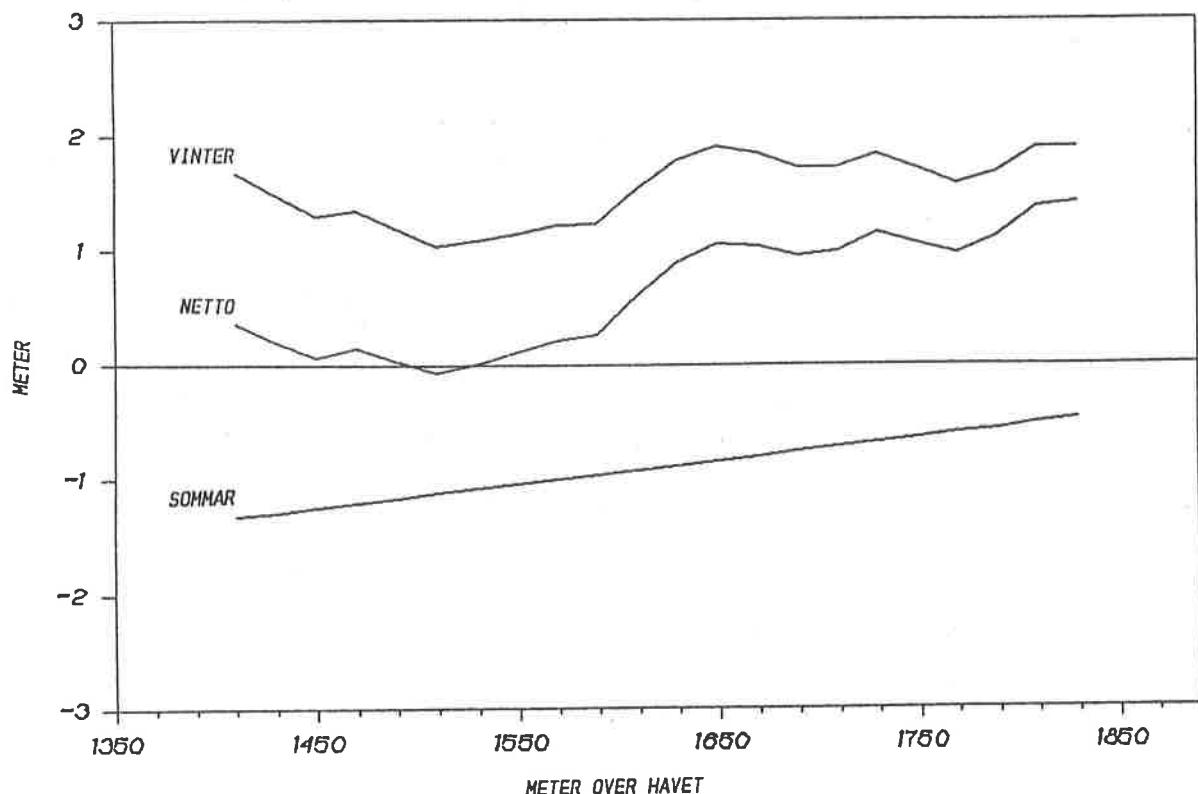


Fig. 22: Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet.

RIUKOJETNA

Gunhild Rosqvist

Riukojietna, which is classified as an ice cap, is located 35 km northwest of Kebnekaise. The mass balance for 1985/86 and for 1986/87 has been investigated. In 1985/86 the net balance was -0.54 w.eq. and in 1986/87 -0.26 m w.eq.

Inledning

Detta avsnitt redovisar resultaten från 1985/86 och 1986/87 års massbalansundersökningar på Riukojietna. Glaciären, som är belägen 35 km nordväst om Kebnekaise, täcker en fjällplatå och har en yta motsvarande 4.6 km^2 . Glaciären är belägen inom höjdintervallet 1150 till 1450 m ö.h.

Massbalansen 1985/86

Glaciärens vinterbalans har kvantifierats med utgångspunkt från snösonderingar utförda i slutet av vintersäsongen. Sonderingspunkterna är lagda som profiler (100 m mellan varje punkt) och karakteristiska morfologiska element har använts som riktmärken. Mätningen av 1985/86 års vinterbalans utfördes 10-11 maj 1986. Snödjupet sonderades i 113 punkter. Vid beräkningen av vattenvärden användes ett snödensitetsvärde från Storglaciären som uppmätts vid samma tidpunkt. Utrustning för mätning av densitet var inte tillgänglig på Riukojietna p.g.a. utebliven helikoptertransport. Vid beräkningen av vinterbalansen har en densitet på 0.44 Mg m^{-3} använts. En karta ritades på basis av vattenvärdena (Fig.23). Genom att mäta alla areor med olika vattenvärde inom varje 20 m höjdintervall kunde glaciärens ackumulation bestämmas. Kartan digitaliseras och areorna beräknades med digitaliseringssystemet MIDAS. Areorna multipliceras med medelvattenvärdet, dvs. medelackumulationen för varje område. En summering gav vinterbalansen i varje 20 m höjdintervall, och summan av dessa värden gav vinterbalansen. Vinterbalansen för 1985/86 var $5.58 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på $+1.23 \text{ m}$ för hela glaciären (Tabell 13).

I juni 1986 borrade 12 ablationsstakar ner i glaciären. Stakarna placerades ut i två längdprofiler (Fig.24). I augusti mättes stakarnas position in med Geodimeter 140. Stakarnas placering på kartan (Östrem et al. 1973) beräknades utifrån två fixpunkter och plottades med hjälp av en Polar koordinatograf. Sommarens ablation mättes den 28-29 augusti 1986. Linjär regressionsanalys av ablationsvärdena för stakarna gav ablationsgradienten, -0.3 cm/m . Produktmoment korrelationskoefficienten blev $r=-0.69$. Med denna dåliga korrelation anses inte ablationsgradienten vara ett lämpligt uttryck för ablationens variation med höjden över havet

En möjlig förklaring till den dåliga korrelationen kan vara glaciärens flacka yta. Den jämnt fördelade ackumulationen orsakar förmodligen också en jämn framsmältningsgrad av isytan. Gränsen mellan snö och is förflyttar sig då snabbt över glaciären. Eftersom albedoskillnaderna mellan snö och is är stor har detta betydelse för ablationsgradienten. En snabb förflyttning av gränsen mellan snö och is bör resultera i en låg ablationsgradient. Ablationsgradienten som uttryck för ablationens avtagande med höjden är lämpligast att applicera på glaciärer som är belägna inom ett relativt stort höjdintervall. Ablationen beräknades istället genom att ge varje 20 m höjdintervall den närmast belägna stakens ablationsvärde. Inom de intervall där två stakar är belägna användes medelvärdet av ablationsvärdena. Beräkningen av sommarbalansen gjordes på samma sätt som för vinterbalansen. Sommarbalansen för 1986 var $8.16 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på -1.77 m .

Nettobalansen för massbalansåret 1985/86 var $-2.49 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på -0.54 m (Tabell 13, Fig. 25 och 26). Den specifika nettobalansen varierar från -1.17 m v eq i glaciärens lägre delar till -0.15 m i intervallet 1360-1380 m ö.h. Någon jämviktslinje gick inte att definiera detta massbalansår på Riukojietna. Ett ca 100 m brett band av pålagrad is noterades mellan 1350 m och 1420 m ö.h.

Tabell 13: Massbalans 1985/86 Riukojietna.

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance		Summer balance		Net balance	
			total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m
1	1140-1160	10.6	11.93	1.13	24.6	-2.3	-12.67	-1.17
2	1160-1180	34.5	38.80	1.13	80.0	-2.3	-41.20	-1.71
3	1180-1200	48.5	47.84	0.98	113.0	-2.3	-65.16	-1.32
4	1200-1220	66.9	66.54	0.99	155.2	-2.3	-88.66	-1.31
5	1220-1240	94.0	106.60	1.13	218.1	-2.3	-111.50	-1.17
6	1240-1260	131.4	152.75	1.16	282.5	-2.2	-129.75	-1.04
7	1260-1280	190.4	231.49	1.22	415.1	-2.2	-183.60	-0.98
8	1280-1300	256.5	315.42	1.23	559.2	-2.2	-243.78	-0.97
9	1300-1320	403.2	506.38	1.26	667.4	-1.7	-171.02	-0.44
10	1320-1340	506.6	646.02	1.27	781.7	-1.5	-135.68	-0.23
11	1340-1360	430.7	548.42	1.27	693.4	-1.6	-144.98	-0.33
12	1360-1380	434.8	543.10	1.25	626.1	-1.4	-83.00	-0.15
13	1380-1400	415.6	519.58	1.25	602.6	-1.5	-83.00	-0.25
14	1400-1420	381.8	485.10	1.27	717.8	-1.9	-232.70	-0.66
15	1420-1440	682.7	835.32	1.22	1283.5	-1.9	-448.18	-0.68
16	1440-1456	517.1	614.14	1.19	930.8	-1.8	-316.64	-0.61
	1140-1456	4601.0	5669.3	1.23	8160.98	-1.77	-2491.52	-0.54

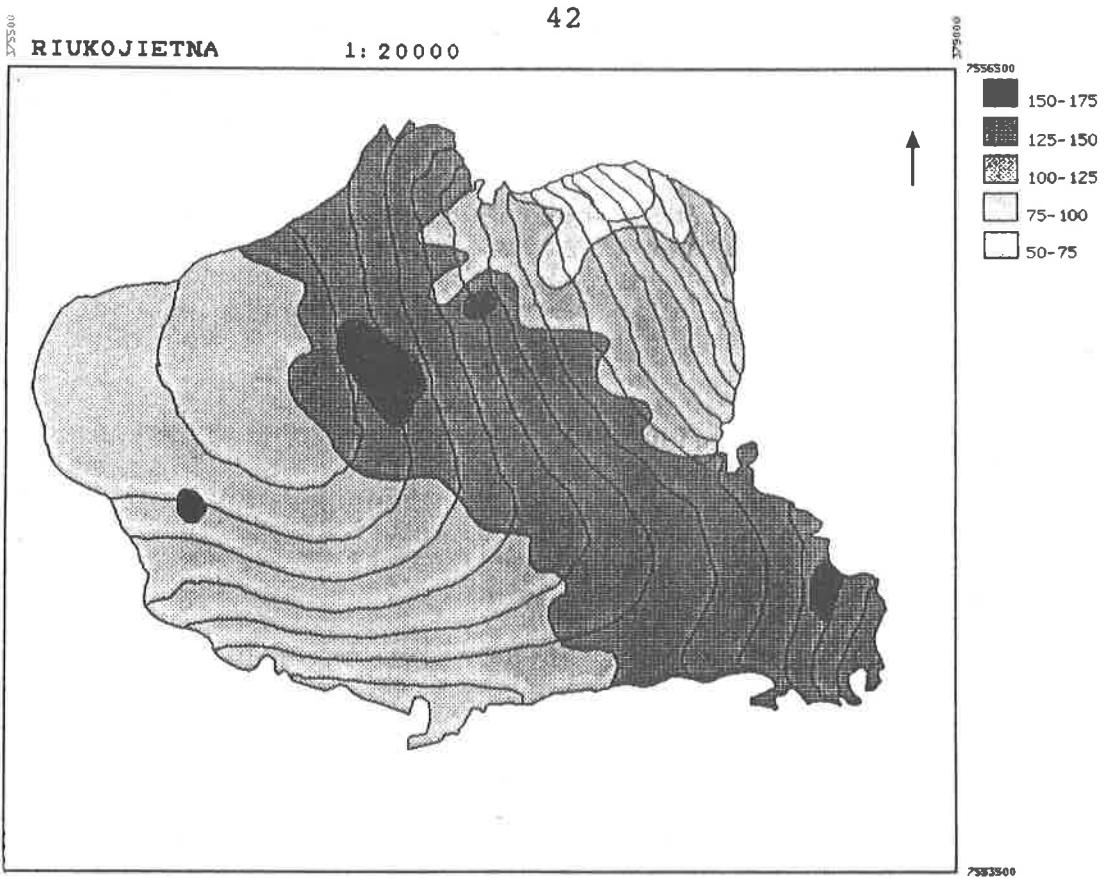


Fig. 23: Vinterbalansen 1985/86.

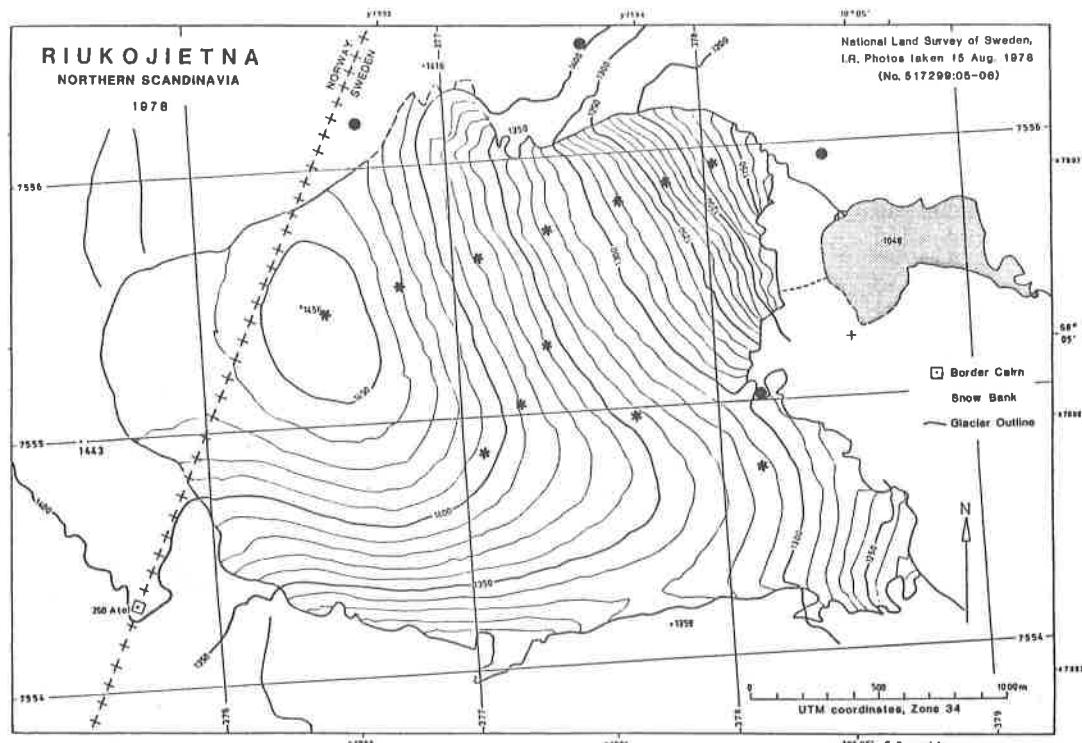


Fig. 24: Stjärnorna visar de 12 stakarnas placering på glaciären, punkterna representerar fixpunkter (Karta: Östrem et al. 1978.)

RIUKOJETNA 1985/86

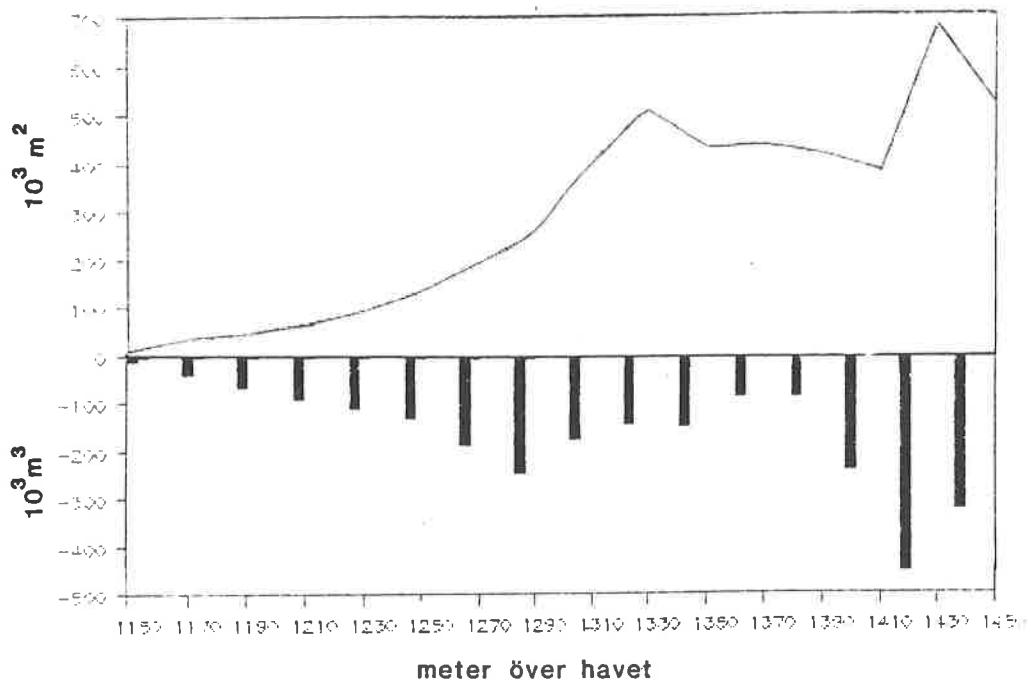


Fig. 25: Kurvan visar areafördelningen och staplarna representerar nettobalansens volym som en funktion av höjden över havet 1985/86.

RIUKOJETNA 1985/86

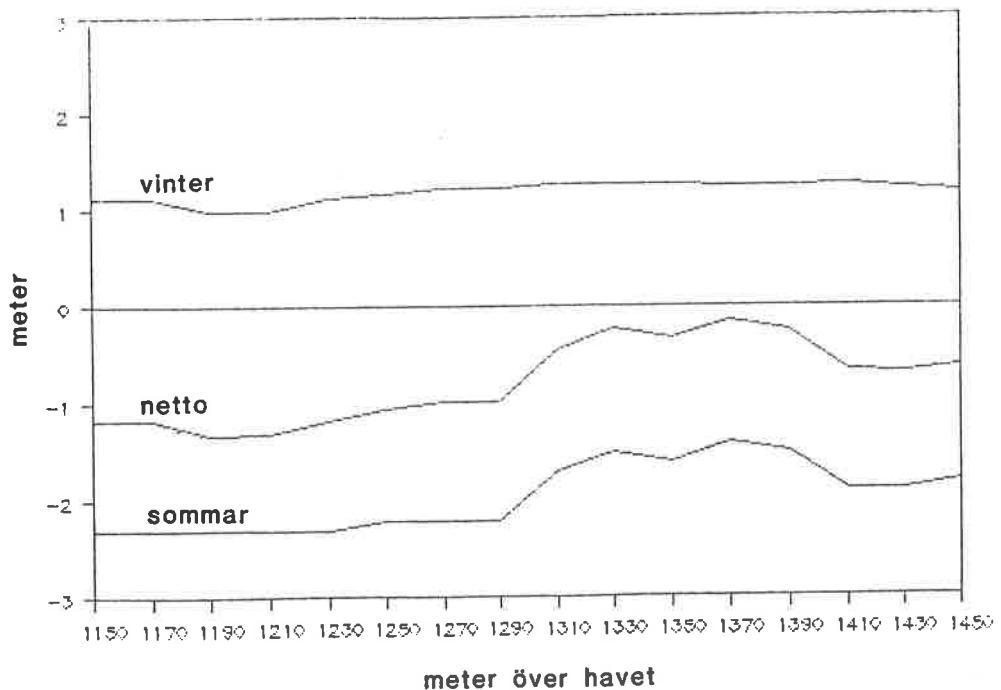


Fig. 26: Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet 1985/86.

Massbalansen 1986/87

Mätningen av 1986/87 års vinterbalans utfördes 4-5 maj 1987. Snödjupet sonderades i 105 punkter. Ett försök gjordes att sondera i samma profiler som 1986 men då sikten var obefintlig kunde inga riktmärken användas. Sonderingen fick göras utan skoter då denna fastnat i halvmetern nysnö på den nordvästra glaciärtungan. Snöns densitet mättes i två schakt. Vid beräkningen av vinterbalansen har en densitet på $0.40 \text{ Mg}^{-3}\text{m}$ använts för områden med mer än 2.5 m ackumulation av snö och en densitet på $0.36 \text{ Mg}^{-3}\text{m}$ för områden med mindre än 2.5 m ackumulation. Vinterbalansen beräknades på samma sätt som 1985/86 års vinterbalans (Fig.27). Vinterbalansen för 1986/87 var $4.93 \times 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på +1.07 m (Tabell 14).

Tabell 14: Massbalans 1986/87 Riukojietna.

	Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance		Summer balance		Net balance	
			total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m
1	1140-1160	12.8	11.53	0.90	20.7	1.6	-9	-0.7
2	1160-1180	31.1	30.91	0.86	50.4	1.6	-20	-0.7
3	1180-1200	50.7	44.66	0.88	82.1	1.6	-37	-0.7
4	1200-1220	66.9	62.51	0.93	115.0	1.7	-53	-0.8
5	1220-1240	93.2	97.53	1.05	169.3	1.8	-72	-0.8
6	1240-1260	132.4	144.73	1.09	206.4	1.6	-62	-0.5
7	1260-1280	189.3	204.29	1.08	319.7	1.7	-115	-0.6
8	1280-1300	253.0	274.45	1.08	427.3	1.7	-153	-0.6
9	1300-1320	400.4	447.65	1.12	505.7	1.3	-58	-0.2
10	1320-1340	511.2	568.95	1.11	609.9	1.2	-41	-0.1
11	1340-1360	427.2	472.20	1.11	503.9	1.2	-32	-0.1
12	1360-1380	434.7	476.93	1.10	529.5	1.2	-53	-0.1
13	1380-1400	416.1	464.52	1.12	565.5	1.4	-101	-0.3
14	1400-1420	375.4	426.53	1.14	474.5	1.3	-48	-0.2
15	1420-1440	681.4	679.38	1.00	861.3	1.3	-182	-0.3
16	1440-1456	518.2	522.78	1.00	693.9	1.4	-171	-0.4
	1140-1456	4594.0	4929.54	1.07	6135.1	1.33	-1207	-0.26

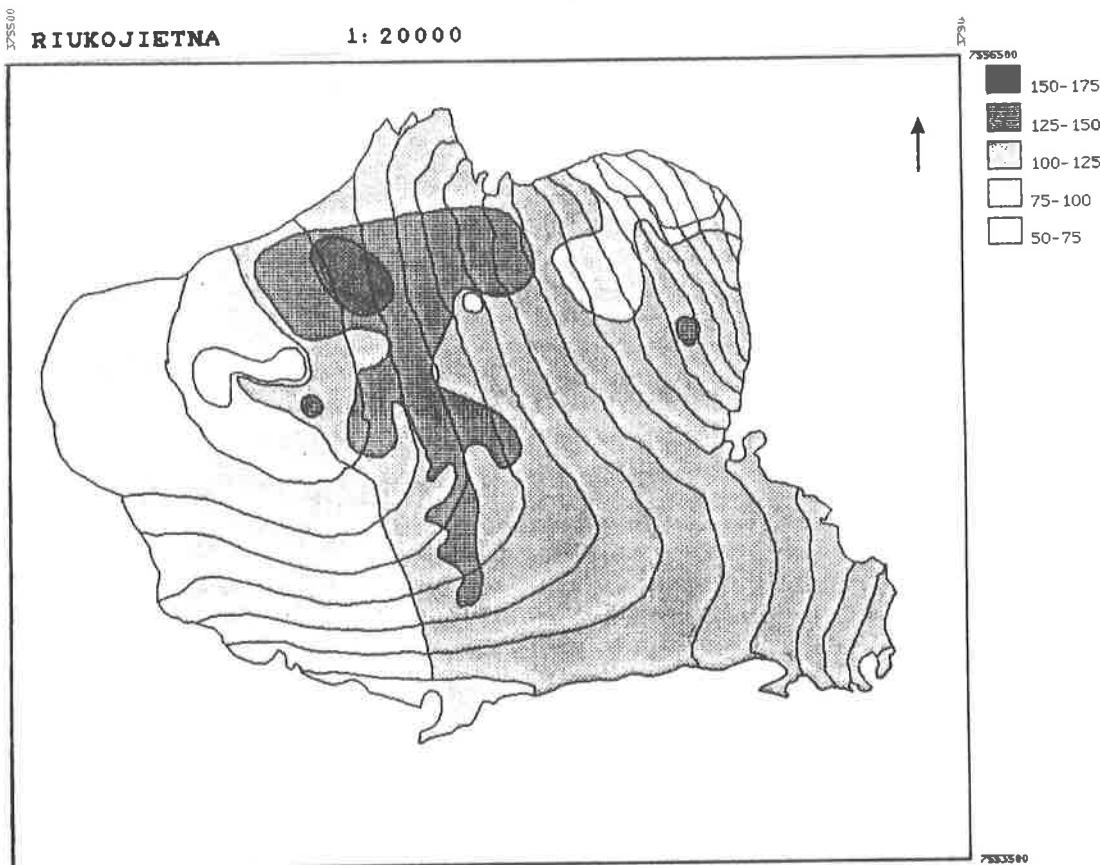


Fig. 27: Vinterbalansen 1986/87.

Mätningen av 1987 års sommarbalans utfördes 23-24 augusti, genom att sommarens ablation mättes vid de 12 stakarna. Glaciären var täckt av ett ca 0.5 m tjockt nysnölager. Detta omöjliggjorde en bestämning av eventuella snörester d.v.s ett ackumulationsområde. Stake 6 gick inte att finna, förmodligen var den ursmält och översnöad. Antagandet gjordes att all vinterackumulation hade smält bort. Någon jämviktslinje antas inte heller existera detta massbalansår. Ablationsgradienten beräknades till -0.3 cm/m. Produkt moment korrelationskoefficienten var $r=-0.55$. Eftersom korrelationen inte är bättre, användes inte ablationsgradienten för bestämning av sommarbalansen. Varje höjdintervall gavs istället ablationsvärdet för den närmast placerade staken. Alltså, användes samma metod som vid beräkningen av sommarbalansen 1986. Sommarbalansen för 1987 var $6.14 \cdot 10^3 \text{ m}^3$, vilket ger ett specifikt värde på -1.3 m. Den specifika nettobalansen för massbalansåret 1986/87 varierar från -0.8 m i glaciärens lägre delar och till -0.1 m kring 1350 m ö.h. Nettobalansen för hela glaciären var -0.26 m. Uttryckt i total volym innebär detta en förlust om $-1.21 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ vatten för Riukojietna under massbalansåret 1986/87 (Tabell 14, Fig. 28 och 29).

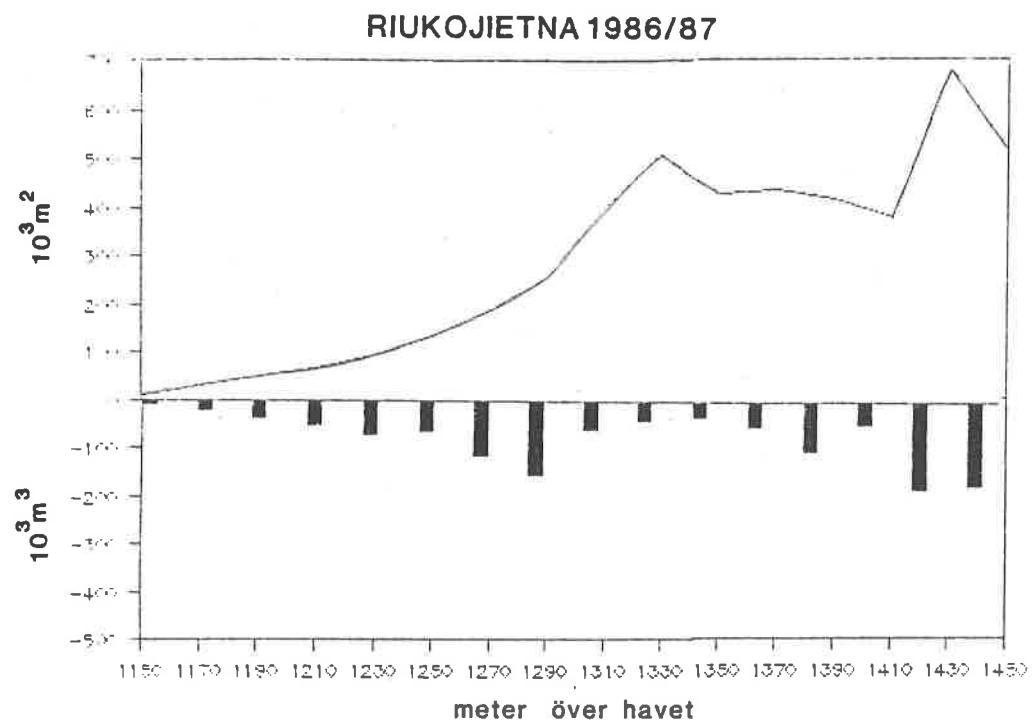


Fig. 28: Kurvan visar areafördelningen och staplarna representerar nettobalansens volym som en funktion av höjden över havet 1986/87.

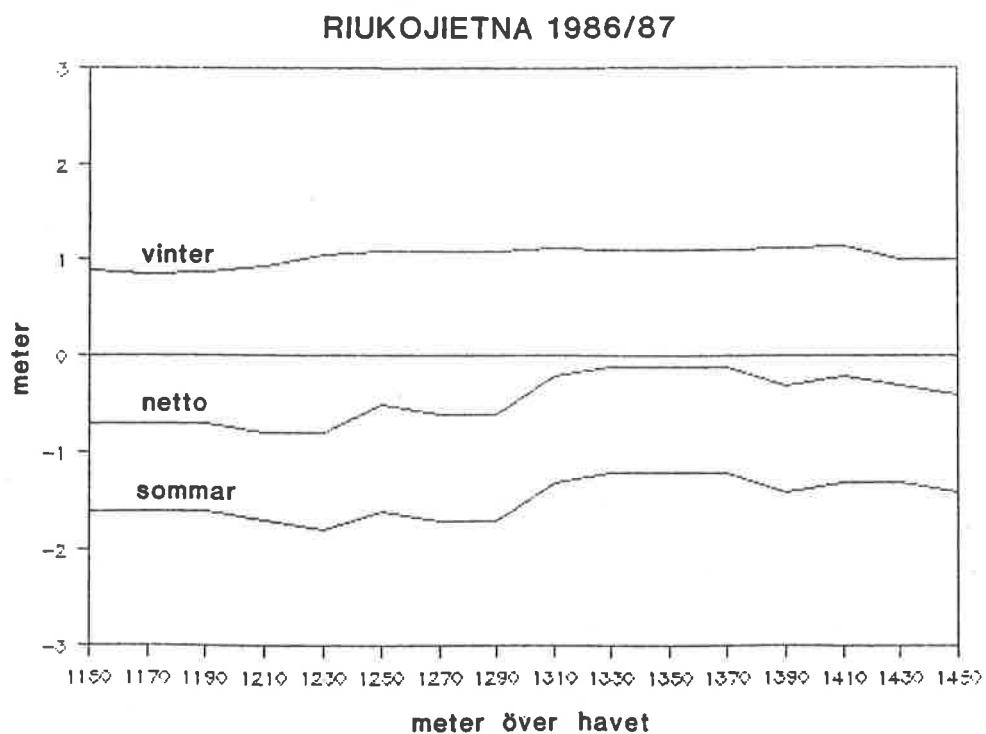


Fig. 29: Specifik vinter-, sommar- och nettobalans som en funktion av höjden över havet 1986/87.

STUDIES OF GLACIER DYNAMICS AND WATER PRESSURE ON
STORGLACIÄREN

Roger LeB. Hooke

Velocity measurements

We continued daily (weather permitting) velocity measurements on strain nets 23 and 45 (Fig. 30). In these surveys the positions of the stakes are over-determined, as angles and distances are measured from a fixed point on the valley side, and distances between stakes are also measured on the glacier. Thus, for the final analysis we can use a least-square procedure to obtain stake coordinates. However, for preliminary analysis we use only the angle and distance measurements to obtain velocities for individual stakes (Fig. 31), as this can be done on a PC in the field.

In general, velocities this year seem to have been slightly lower than in 1986, a change that we attribute to the colder weather. However, the change is not as much as might have been expected. We infer from this that conduits in the ice did not open as much as they usually do. Thus, despite the lower water inputs, water pressures periodically rose to the point that summer velocities were as much as twice the winter velocity for periods of a day or two. Such summers are valuable as they extend the range of conditions under which we have observed the glacier, and thus allow models to be tested over a wider range of conditions.

In a new experiment this year, we used a computer-controlled electronic distance meter (EDM) to make continuous measurements of the distance from a fixed point in front of the glacier to the stake in the center of strain net 45 (Fig. 30) over periods of a day or two at a time. By differentiation of the resulting curve, we will be able to obtain velocities. A principal objective of this experiment is to determine velocities over time periods that are short compared with that of the diurnal cycle of water pressures that is observed on warm days.

Borehole studies

Deformation measurements were made in borehole 87-1 (Fig. 30) located about half way between the centerline and the southern margin of the glacier. Previous borehole deformation studies have shown that during late July and August the glacier is essentially decoupled from the bed along the centerline for some distance upglacier from the riegel that lies near the middle of the ablation area (Fig. 30), and also along the northern flank. By essentially decoupled, we mean that the velocity at the bed is between ca 70% and 90% of the surface velocity. The borehole this year was again placed in a lateral position in an attempt to place limits on the width of this area of decoupling. Preliminary results, presented elsewhere in this report, suggest that the decoupling extends to this location.

The fraction of the surface velocity that can be attributed to movement at the base increased from ca 70% to 80% during the summer.

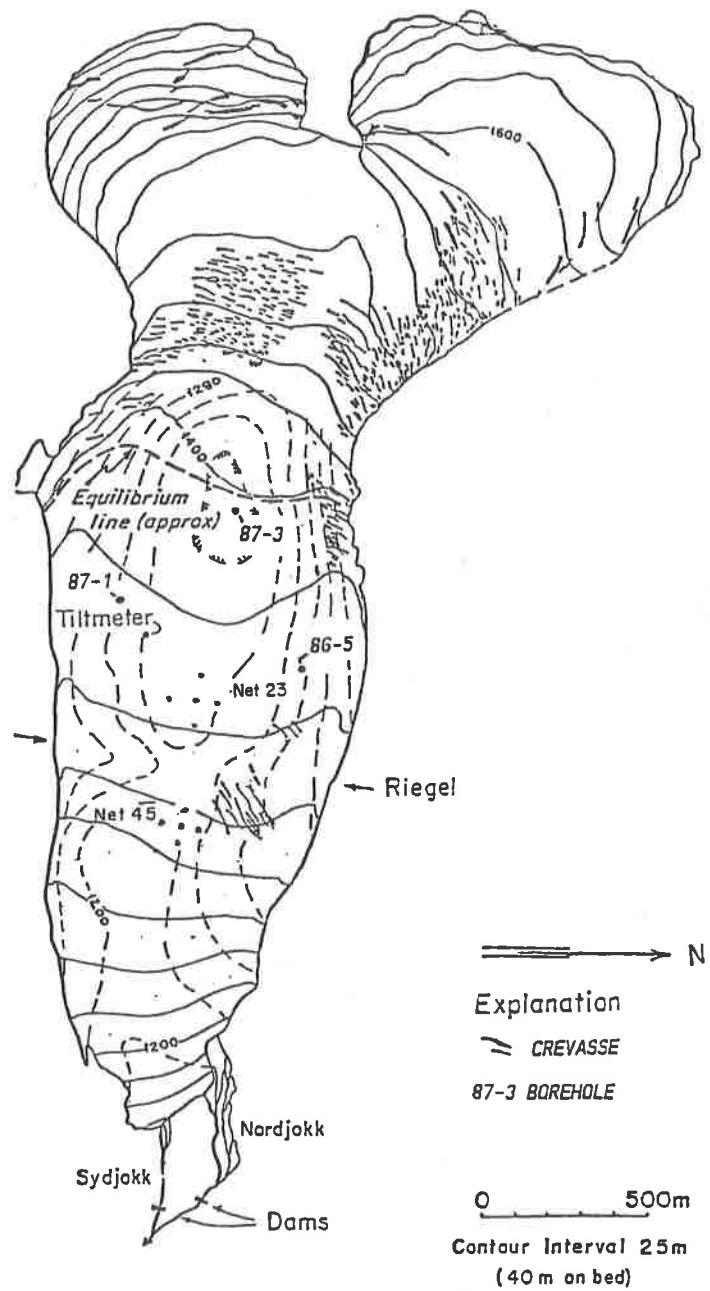


Fig. 30: Map of Storglaciären showing locations of boreholes, strain nets, and other instrumentation discussed in the text.

As we have described previously, water levels in holes drilled in the overdeepening in the upper part of the ablation area frequently drop when the drill tip reaches a level equivalent to 75% to 90% of the ice thickness. However, upon completion of the holes we find that the water level is only 15 to 45 m below the surface, and remains relatively stable at that level, even when water is flowing into the hole. Studies last year, using salt as a tracer and an electrical conductivity probe as a sensor, demonstrated that two such holes were draining through englacial conduits deep in the glacier (Hooke et al. submitted). Studies in two additional holes this year reached the same conclusion. We thus believe that water levels in these holes reflect the piezometric head at the bed. This is consistent with the observed decoupling of the ice from the bed in this area.

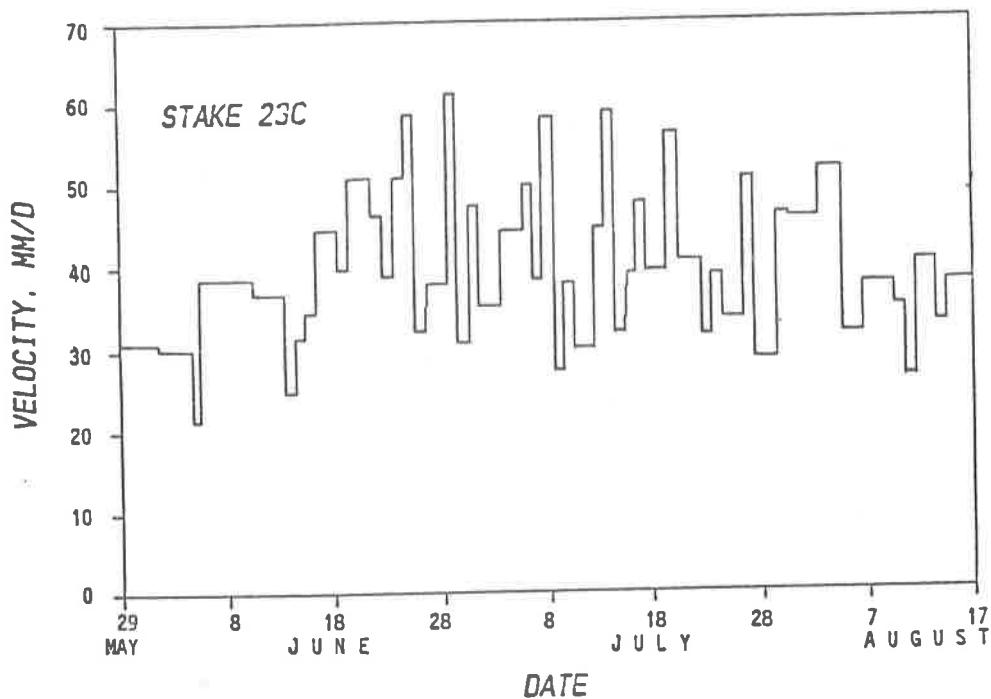


Fig. 31: Horizontal velocity of stake in center of strain net 23 during the summer of 1987.

Tiltmeter and strain measurements

We had two tiltmeters working on the glacier for varying lengths of time this summer, and in a new experiment a vertical strain meter, kindly provided by Dr. Will Harrison of the University of Alaska, was deployed in the middle of strain net 23 (Fig. 30 and 32) for about 3 weeks. Results from these experiments are discussed elsewhere in this report.

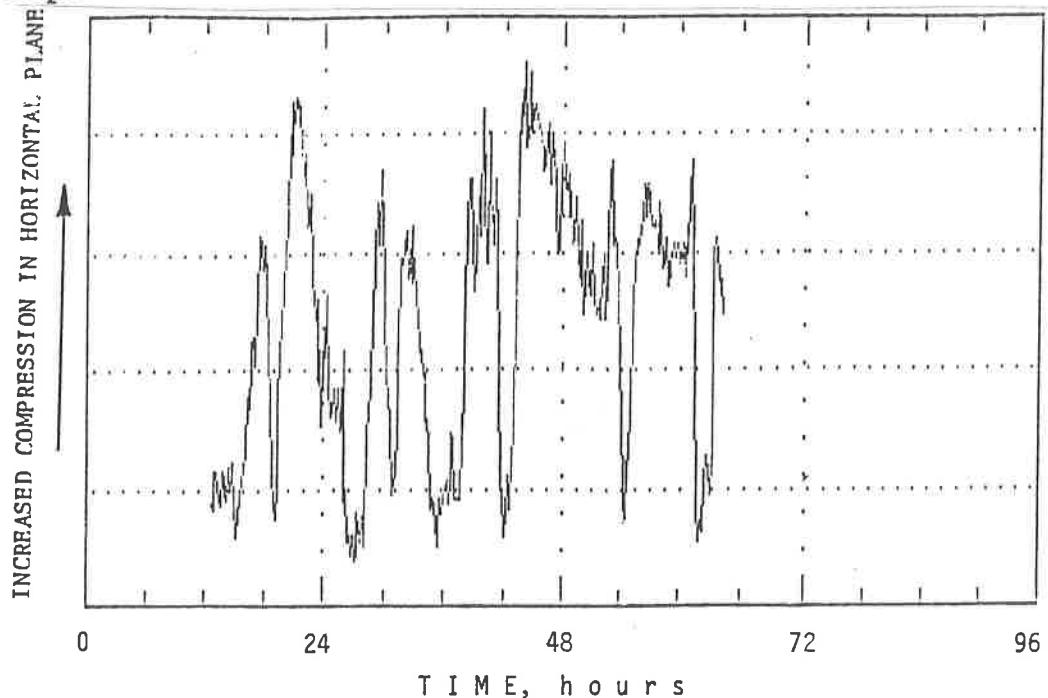


Fig. 32: Strain recorded in middle of strain net 23 (Fig. 30). Tim 0 was at midnight on July 15/16 1987. Total length of record available is about three weeks.

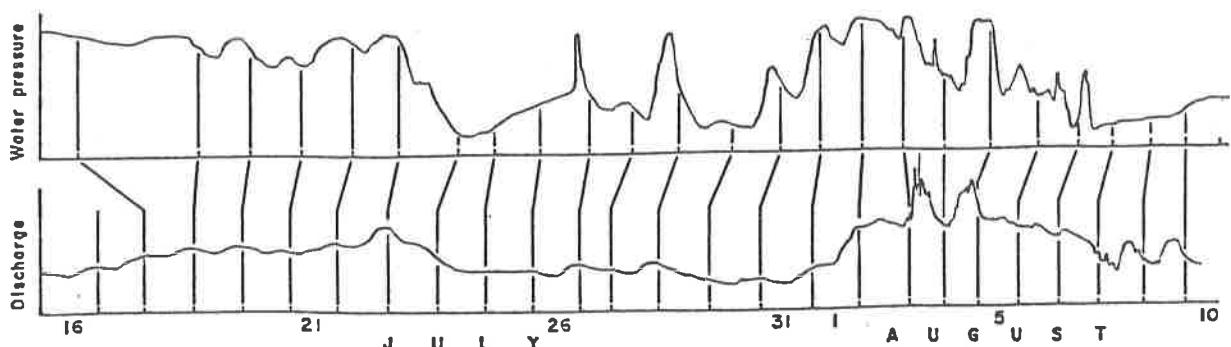


Fig. 33: Water pressure variations in borehole in strain net 45 (Fig. 30) and discharge in Nordjokk during late July and early August, 1987. Water pressure curve was obtained from output from a datalogger using commercially-supplied software on which scales could not be readily adjusted.

Water balance

In 1984 we began detailed measurements of water input to and discharge from the glacier (Östling and Hooke, 1986). These measurements were continued in 1985, 1986, and 1987. The 1984 measurements suggested storage of ca. 500,000 m³ of water in the glacier in June and release of that water in August.

From the point of view of glacier dynamics it is important to determine where this storage occurs. Östling and Hooke believed that the water was stored in porous firn and crevasses early in the season, and then later moved into subglacial cavities that opened at the bed in late July. Through the end of July this past summer, 50% of the meltwater or rain on the glacier surface entered the glacier in the area above the equilibrium line, while 35% entered through the crevasses over the riegel near the middle of the ablation area. The rest ran off directly from the surface (Rudensky, unpublished data). Thus initial storage in firn seems reasonable, but if there is a layer of deforming till at the base of the glacier in the overdeepening, it is hard to imagine the existence of cavities.

The discharge data from 1987 are not reduced as yet, but a relative runoff curve is shown in figure 33, together with relative water pressure measurements made in a borehole in strain net 45 (Fig. 30). Peaks in water pressure lead peaks in discharge by a few hours. The peaks in discharge presumably reflect peaks in water input through melt or rain. During the relatively warm period with rising discharges in mid-July, diurnal water pressure peaks were consistently high. Cooler weather resulted in a decrease in discharge and a rather dramatic decrease in water pressure between 23 and 25 July. We infer that subglacial conduits were closing during this period, resulting in gradually rising water pressure during a period of constant input. This prepared the system for a quite sharp increase in water pressure resulting from a rather modest increase in input (reflected in the discharge curve) on 26 July. Similar inferences can be drawn about the causes of the subsequent variations in pressure. It should be possible to integrate these observations into a selfconsistent mathematical model of the variation in subglacial channel size with water input and time.

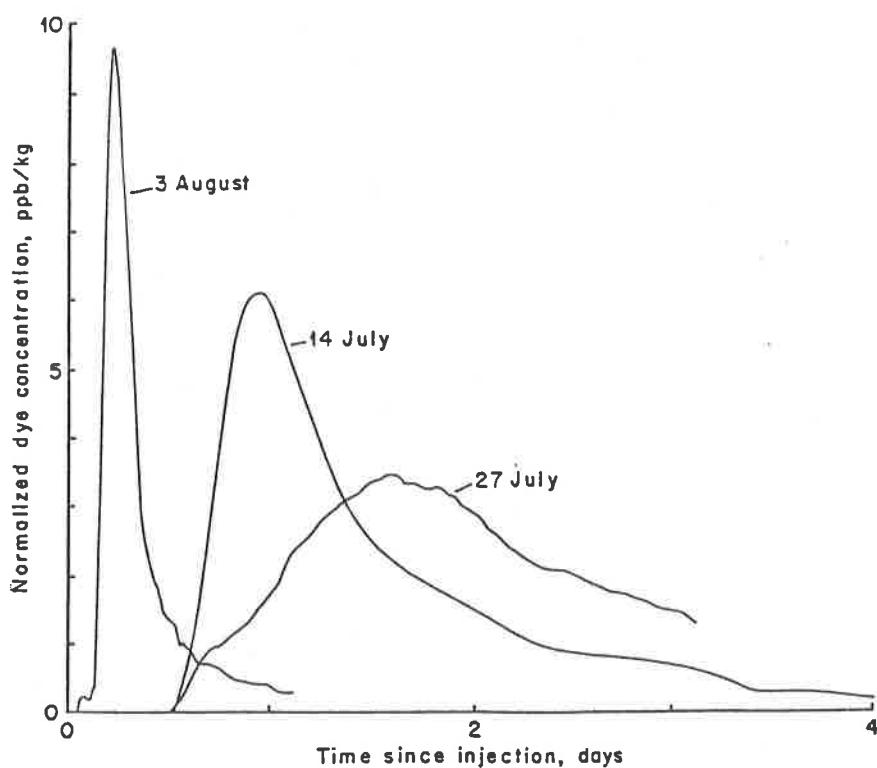


Fig. 34: Concentration-time curves for three dye-trace experiments utilizing borehole 87-3 as an injection point. Dates shown are date of dye injections.

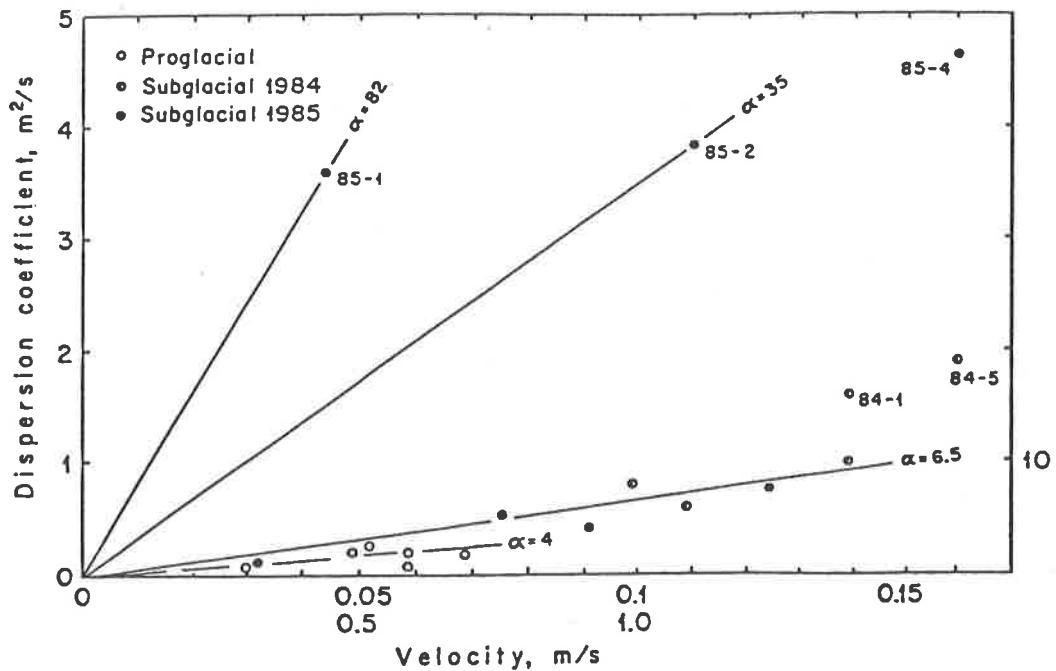


Fig. 35: Variation of dispersion coefficient with velocity. Ordinate scale on right and lower scale on abscissa apply to proglacial tests.

Dye-trace experiments

Four dye-trace experiments were run this year, utilizing boreholes above the riegel as injection points. One of these was from a hole near hole 87-1 (Fig. 30), and yielded no result. We were experimenting with a new tracer, lissamine, in this test. Our failure to detect the dye in the outlet streams could have been due to: (1) storage for an unexpectedly long time, (2) dilution to below the limits of detectability, or (3) loss through an unmonitored (and unknown) outlet. Possibility (3) seems highly unlikely. A combination of the other two possibilities is most probable.

The other three tests utilized borehole 87-3 (Fig. 30) as an injection point. These tests yielded good concentration-time curves in Nordjokk (Fig. 34). The curves for the 14 July and 3 August injections are about as expected, but that for 27 July is anomalous. The breadth of the curve suggests that dispersivity (the ratio between the dispersion coefficient and the velocity) increased between 14 and 27 July, which is contrary to expectation. Drainage channels should have become enlarged and better integrated during this period of relatively pleasant weather. It is possible that the drainage was disrupted by deformation over the riegel; we suspect that something of this type occurs and is responsible for the consistently high water pressures observed above the riegel, in sharp contrast to the strongly-varying pressures downglacier from it (Fig. 33).

Also of considerable interest is the fact that in all successful dye-trace tests run to date from locations in or above the overdeepening, the dye has been detected in Nordjokk only. Nordjokk is generally relatively clean, compared with the high sediment load carried by Sydjokk. This suggests that drainage through the overdeepening is englacial, a conclusion that is consistent with the englacial location of the drainage from boreholes in this area.

Before leaving this discussion, it is appropriate to call attention to some further results of earlier dye trace studies (Seaberg et al. submitted). In these tests, dispersivity was over 80 m early in the season (Fig. 35) when the subglacial channel network was presumably poorly developed, having closed and become deranged by flow of the ice over the winter. It then decreased progressively, becoming relatively constant at 6.5 m near the middle of July. For comparison, dispersivity in the proglacial streams is ca. 4 m, suggesting that the proglacial streams are a reasonable analog for the subglacial ones.

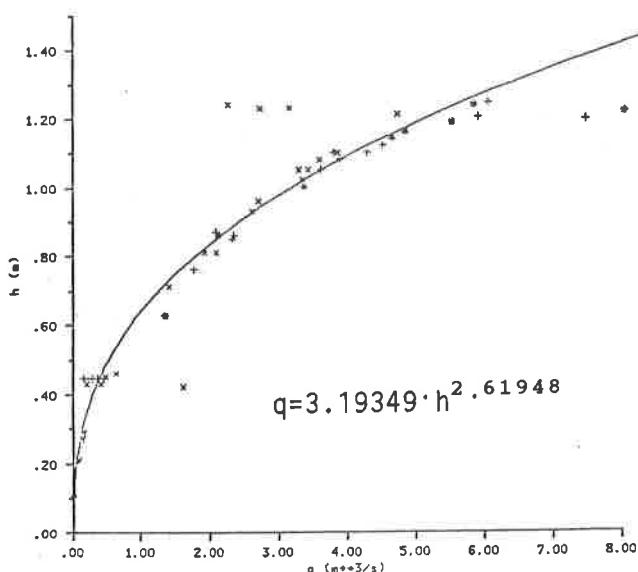
HYDROLOGY

Christian Bronge

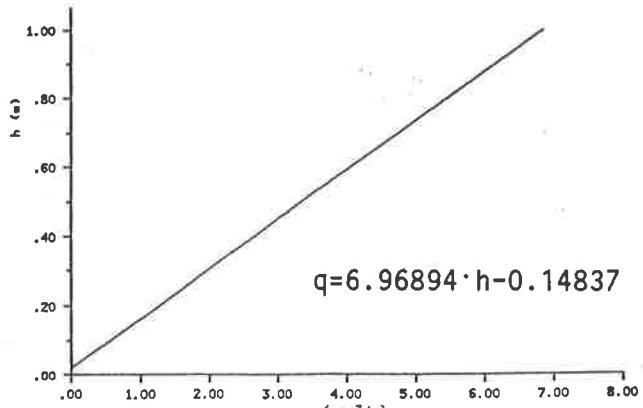
Discharge measurements at Lillsjön indicate that this outlet is unstable. A new rating-curve was established. The same rating-curve as last year could be used also this year at Rännan. Silt and bottom transport were observed.

Den hydrologiska verksamheten i Tarfala inriktades huvudsakligen på Lillsjön och Rännan. Lillsjöns utlopp är föränderligt, varför det är nödvändigt att fastställa en ny avbördningskurva. Detta gjordes med hjälp av en flygel. Då vattenståndet under tiden då mätningarna gjordes varierade avsevärt, blev resultatet mycket gott. 14 mätningar genomfördes, jämnt fördelade från låga till höga vattenstånd. Resultaten gav en rät linje som erhölls genom linjär regression. Vanligen brukar avbördnings ekvationer vara potensfunktioner, men då utloppets tvärsektion är bredare nedtill än upptill, måste den räta linjen anses vara möjlig i detta fall. Avvikelsen mot tidigare år är tämligen stor vid låga till medelhöga vattenstånd, vilket torde bero på erosion i utloppet.

I Rännan gjordes ett stort antal vattenföringsmätningar som visade att föregående års avbördningskurva inte hade ändrat sig. Tyngdpunkten på verksamheten vid Rännan var förlagd till sedimentprovtagningen. Ett omfattande program för manuell slamprovtagning kunde genomföras under hela säsongen. Vidare utvecklades en anordning för uppsamling av grövre bottentransporterat material. Den utgörs av en vagn med botten av stålnät (maskvidd 8 mm) vilken kan rullas ut i vattenstrålen nedströms Rännan. Anordningen visade sig efter ett antal ändringar fungera väl, men endast ett 10-tal prover hann tas innan vattnet sinade för säsongen.



Avbördningskurva för Rännan 1986-87



Avbördningskurva för Lillsjön 1987

INPUT OF WATER TO STORGLACIÄREN FROM MELTING SNOW ON THE SURROUNDING VALLEY SIDES

Katarina Strömberg

In order to estimate the input of water to Storglaciären from melting snow on the surrounding valleysides, a survey of the snowmelt in progress was performed in the summer of 1986. The survey was based on stake readings, snow depth probing, snow density measurements and photography of snow fields. The result was a non-linear decrease of the snow-covered area. This greatly influenced the total amount of ablation, which was found to be $1.05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ water for the entire melting season. This is 20% of the meltwater from the glacier.

Inledning

Under de senaste årens studier av sambandet mellan isrörelsehastighet och det subglaciala vattentrycket har behovet uppkommit av en mer noggrann kännedom om Storglaciärens vattenbalans. Mätningar och uppskattningar under smältsäsongen 1984 gav en negativ vattenbalans, där en av felkällorna som diskuterades var en underskattnings av avsmältningen från dalsidorna (Östling och Hooke 1986). Min uppgift blev att under smältsäsongen 1986 identifiera den icke glaciärtäckta delen av dräneringsområdet, och att inom detta utföra en studie av snösmältningen.

Metodik

Beräkningarna av vattentillskottet till Storglaciären från dalsidorna grundar sig på en fortlöpande dokumentering av snöfältens utbredning genom fotografering samt beräkningar av ablationen per ytenhet genom snösonderingar och snödensitetsmätningar. Fältmätningarna utfördes 21 maj till den 20 juli 1986. Från fyra fotopunkter som sammanlagt överblickade alla dalsidor i tillfredställande vinkel genomfördes en fotografering per vecka. Tre ablationsstakar borrades ned i ett större perennsnöfält på den södra sidan av glaciären. Avläsning samt sondaningar av snödjupet intill staken utfördes minst en gång i veckan. En bergssideränna på den norra sidan av glaciären sondrades tre gånger och en på den södra sidan två gånger. Snödensiteten mättes vid sex tillfällen på fyra platser utspridda inom den icke glaciärtäckta delen av dräneringsområdet, där den förväntades uppvisa de största skillnaderna sinsemellan vid samma tillfälle. Nederbörd i form av snö avlästes en gång i veckan i fem stycken utsatta pluviusmätare på platser med tänkta olika nederbördsförutsättningar, samt i en referens vid en av stationens mätare på glaciären.

Fotografierna från var fotopunkt sades utgöra ett "delområde". Snöfälten på fotografierna ritades av och svartlades på vitt papper. Varje delområde svartlades helt för att utgöra en 100%-ig referens. Med hjälp av en areaberäkningsmaskin som avläser svarta ytor kunde sedan

den procentuella snötäckningen av dalsidorna beräknas. För var delyta insamlades glaciärablationsdata från mätpunkter belägna så nära dalsidan som möjligt och på samma höjd som delytans medelhöjd. För det högst belägna området fick approximationer av ablationen göras utifrån Haefelis ablationsgradientsekvation. Den totala avsmältningen beräknades för var delyta och tioende dag genom multiplicering av ablationen (från glaciärdata) och en medelyta av kvarvarande snö inom denna period.

Resultat och diskussion

Vertikal avsmältning

Ablationen i var punkt är tämligen konstant och likformig då värden jämförs för stakar belägna på samma medelhöjd på dalsida och glaciär (Fig.36). Dalsidan avsmälter med en något högre hastighet. Då ablationen för punkter på glaciären jämförs med dalsidans värde på samma höjd under en period syns denna skillnad tydligt, och tycks även öka med höjden (Fig.37).

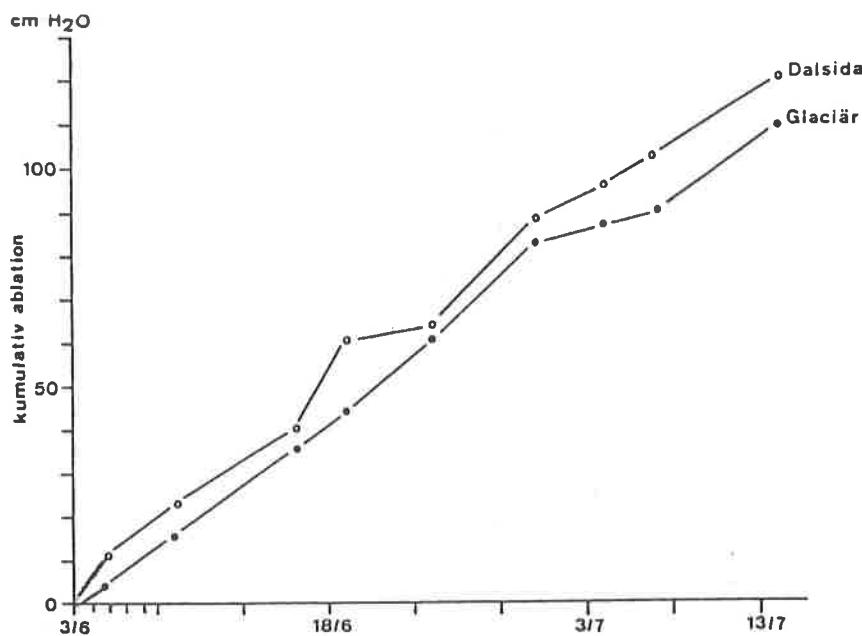


Fig.36: Kumulativ ablation (cm vatten) på dalsida och glaciär den 3/6-14/7 för de sex lägst belägna punkterna i jämförelsen.

Snöfältens areaförändring

Smältförloppet för området omkring glaciärtungan, Kebnetjåkka-delen och Södra klippberget är likformigt (Fig. 38). Ned till ca 30% snötäckning av var och en av dessa ytor sker ytminskningen i en accelererad hastighet. Den snabba ytminskningen av snötäcket i början av säsongen beror förmödlig främst på det relativt tunnare snötäcket över ytorna mellan rännorna och de framsmälta ytornas smältaccelererade verkan. Vid 25-35% (en 20/6) kvarvarande snöyta övergår förloppet till en mer konstant och låg avsmältningshastighet med en enbart skönjbar acceleration vid en värmeperiod i den andra veckan i juli. Troligt är att snö nu enbart täcker de s.k. rännorna på bergsidorna, samt skuggigare områden. Snölagren försvinner längsammare här p.g.a det större snödjupet samt de relativt mot instrålningen skyddade läget. Snötäcket på Kebnekaisedelen tycks minska i sin utbredning i en konstant hastighet under hela smältsäsongen, och har även ett lågt ursprungsvärde, vilket torde härröra från områdets branthet. Det relativt höga läget ger en lägre temperatur och ablation, vilket i sin tur leder till att den snötäckta ytan minskar långsamt. Den mot söder vända dalsidan, Södra Klippberget, samt det lägst belägna delområdet har en snabbare avsmältningsstakt än det mot norr vända och det högst belägna området efter den 18/6 och en ca 30% snötäckning. Dessförinnan kan ej ses något beroende av ytornas riktning. Ovanstående samband gäller för ytornas genomsnittliga höjd även innan den 18/6. De utförda sonderingarna på nord respektive sydsida visar en eventuell större vertikal avsmältningsstakt på den norra sluttningen.

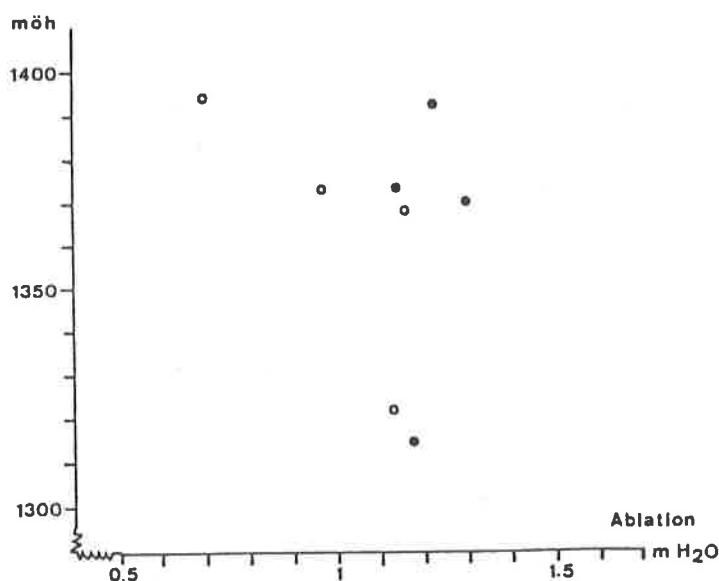


Fig. 37: Nettoablationen (m vatten) på dalsida (svart punkt) och glaciär (vit punkt) på samma höjder, den 3/6-14/7 (för de två högst belägna punkterna den 16/6-14/7).

Nettoablationen

Nettoablationen från dalsidorna under smältsäsongen 1986 uppgick till $1.05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten. Smältförloppet redovisas i figur 39. Puckeln på den i övrigt konstant avtagande kurvan representerar ett ablationsmaximum för de högre belägna delarna av glacären. Ablationsmaximum för den lägre belägna delen sker i början av juni. Det generella avtagandet speglar snöytminkningen och en relativt konstant ablation. En varmare period en bit in i smältsäsongen (8/6-18/6) ökar ej den totala avsmältningen p.g.a den radikalt förminskade ytan över vilken ablationen sker. Efter den 18/6 då en längsammare minskning av snöytan sker varierar/följer nettoablationen mer med den "vertikala" ablationen. En jämförelse gjordes mellan kvarvarande snöyta och nettoablationen (Fig.40). Resultaten visar ett ökat avtagande av ablationen i förhållande till en minskande snöyta, och inte ett linjärt samband som Zakrisson (1981) fann i Malmagenområdet.

Felkällor

Felkällor av betydelse är; ej fotograferade delar av de i studien ingående områdena (för få fotograferingstillfällen av Kebnekaisedelen), samt de approximationer som gjorts av snöytornas storlek utifrån utseendet av "snöytekurvan" i början och främst i slutet av smältsäsongen.

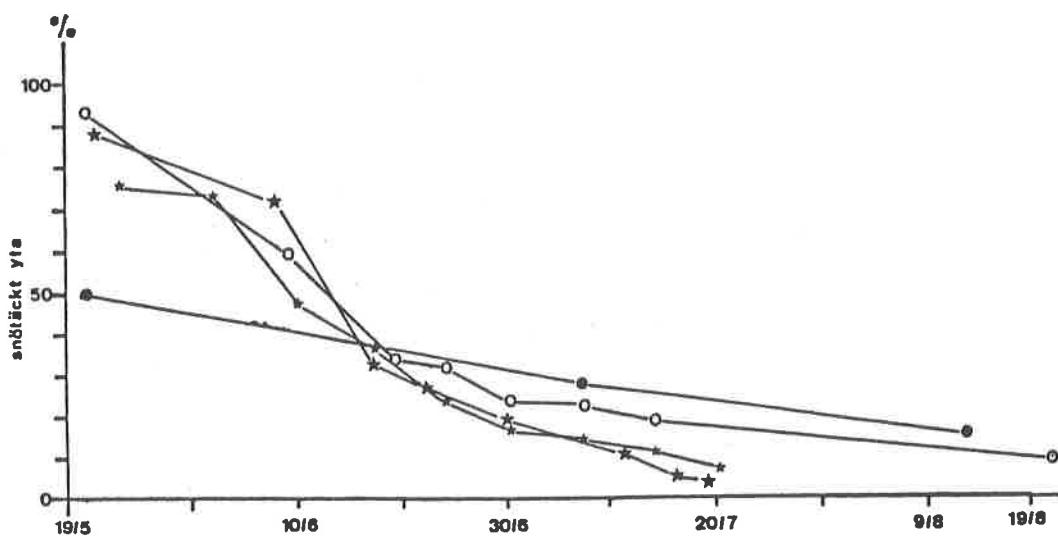


Fig. 38: Snöfältens areaförändring med tiden på Storglaciärens dalsidor: Kebnetjåkkadelen (○), området runt glaciärtungan (★), Södra Klippberget (☆) och Kebnekaise-delen (●).

Slutsatser

Snötäckts areaminskning är ej linjär som Östling och Hooke (1986) antog då de tidigare uppskattade snösmältningen från dalsidorna. Dalsidornas morfologi tycks utifrån denna undersökning vara avgörande för smältförloppet inom det undersökta området, d.v.s. snöfordelningen, framsmälta ytor och instrålningsexponering. Vid en 30% kvarvarande snöyta på samtliga sidor utom det högst belägna området övergår smältförloppet till en lägre hastighet.

Under smältsäsongen den 19/5-19/8 1986 uppgick nettoablationen från dalsidorna omkring Storglaciären till $1.05 \times 10^6 \text{ m}^3$ vatten. Det är ca 20% av smältvattenmängden från glaciären, en mycket viktigare post i vattenbalansen än vad tidigare ansetts. Den beräknade ablationen får ses som ett minimivärde eftersom den beräknats utifrån värden på glaciären, och resultatet av en jämförelse av avsmältningsdata mellan dalsida och glaciär visar en större avsmältning i var punkt på dalsidan.

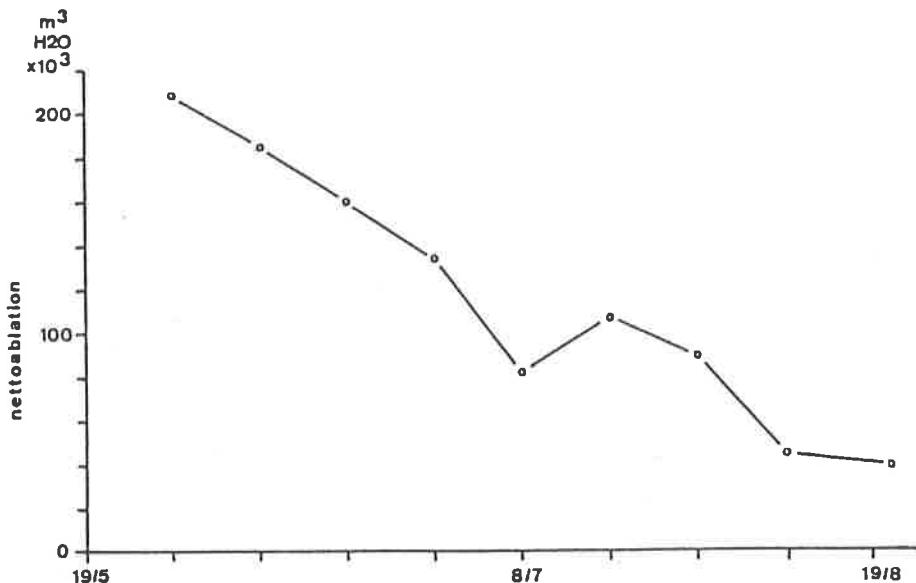


Fig 39: Nettoablationen (m^3 vatten) från dalsidorna den 19/5-19/8. Varje utsatt värde representerar den totala ablationen de senaste tio dagarna

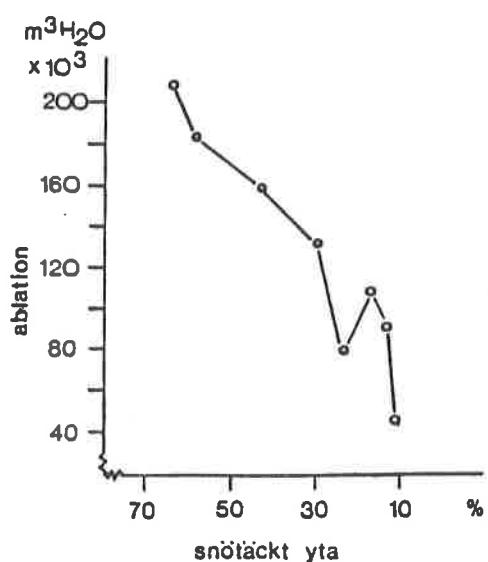


Fig 40: Ablationen inom dräneringsområdet i förhållande till kvarvarande snötäckt yta (i 10 dagars perioder den 19/5-7/8).

BOREHOLE STUDIES

Veijo Pohjola and Roger LeB Hooke

Ten holes were drilled on Storglaciären during the summer 1987. One hole was cased and surveyed by inclinometry. The other nine holes were used for an investigation of the subglacial drift. A sediment-catcher was used and an electrical resistivity measurement was made in two of the holes.

Introduction

The purposes of this year's borehole studies at Storglaciären were:

1. To investigate whether the transverse component of ice flux, which was discovered in 1986 on the northern side of the glacier, had a counterpart on the southern side.
2. To determine the areal extent of the till-layer which we discovered between the icesole of the glacier and the bedrock in 1986.

Borehole deformation studies.

Borehole deformation in Storglaciären, has been studied every summer since 1984 (Hooke, Holmlund and Iverson 1987). The borehole studies in 1985 showed that Storglaciären was decoupled along the centerline during the latest part of the ablation season. The borehole investigation in 1986 was on the northern side of the glacier, about halfway between the centerline and the northern margin. This location was chosen to investigate how the lateral parts of the glacier reacted during the ablation season.

The preliminary results of the investigation in 1986 showed that the ice flux had a tranverse component to the north, which increased with depth (Fig.41). Similar results have been shown by Raymond (1971). This year we decided to investigate whether the southern side of the glacier had a similar ice flux pattern.

At the end of June a borehole through the glacier was completed, using a hotwater drill. The borehole was 130 m deep and positioned 250 m south of the centerline (Fig.42). The borehole was cased with a squared aluminium tubing.

We made five inclinometry surveys in the borehole between the 8th of July and 3rd of September. Assuming that the deformation of the casing reflects the ice deformation, an estimate of the ice flux is possible. This year's preliminary results reveal a similar lateral ice flux toward the margin during the entire period of investigation (Fig.43). The transverse component of flow increases with depth as was shown in the investigation in 1986.

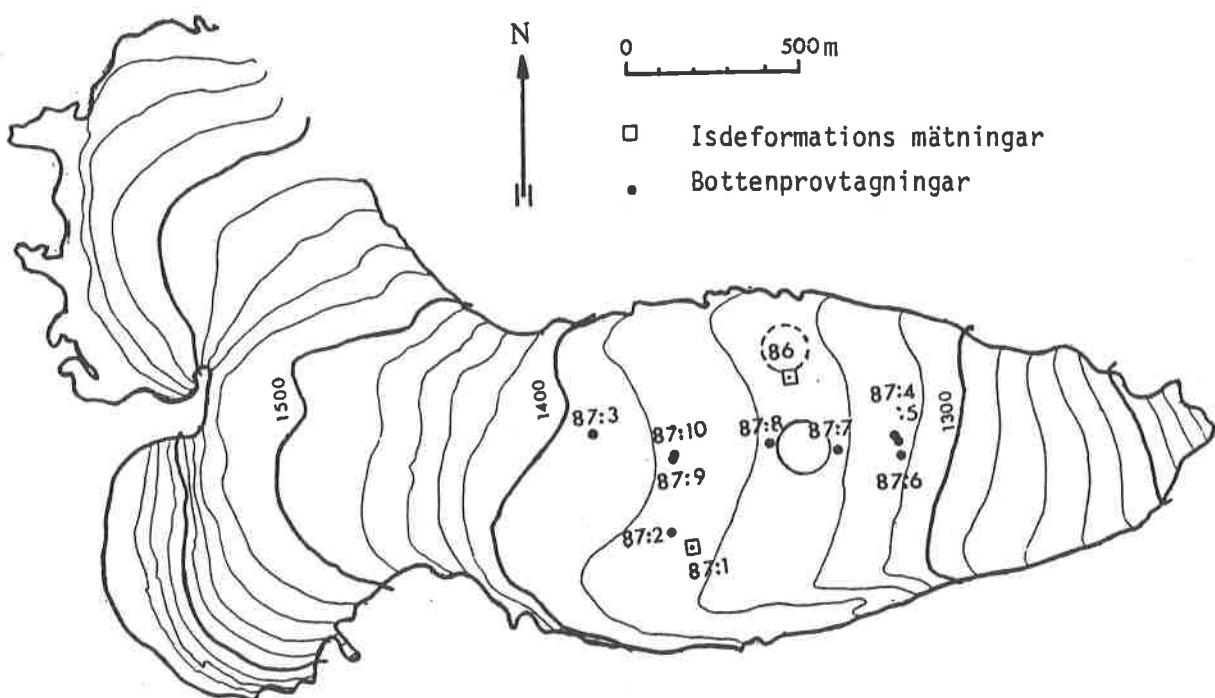
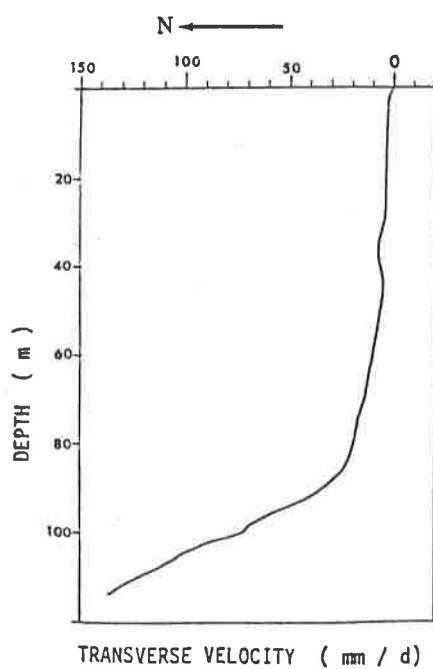


Fig. 42: Storglaciären and the boreholes drilled 1987. Squares indicate the cased holes 1986 and 1987. Dots indicate holes investigated by sediment-catching. Area investigated by resistivity measurements in 1986 is represented by the dotted circle. Lined circle shows the measurements made 1987.

The results also show that basal sliding increases during the season. In the first measurement interval, basal sliding contributed to 65% of the surface movement, while in the last interval it had increased to 83%. The increase in basal sliding seems to be continuous during the ablation season. The sinous shaped undulations visible in some deformation graphs is inferred to be a result of buckling of the casing in the hole.

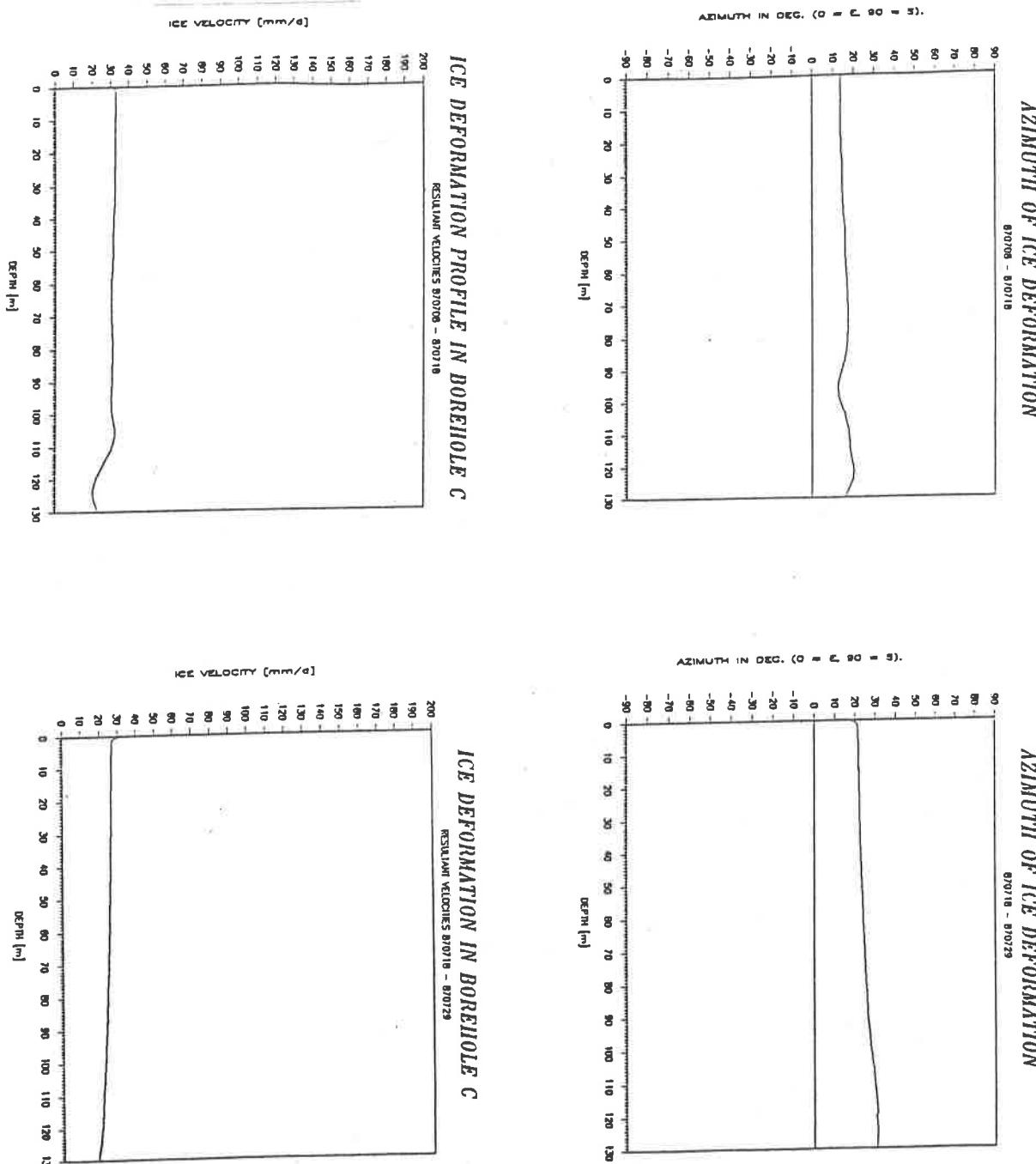


Fig. 43: Preliminary results of the inclinometry surveys in 87:1. The surveys was done in four intervals; 870708-870718, 870718-870729, 870729-870824 and 870824-870903. The ice deformation is showed on the left, and the azimuth of the deformation on the right.

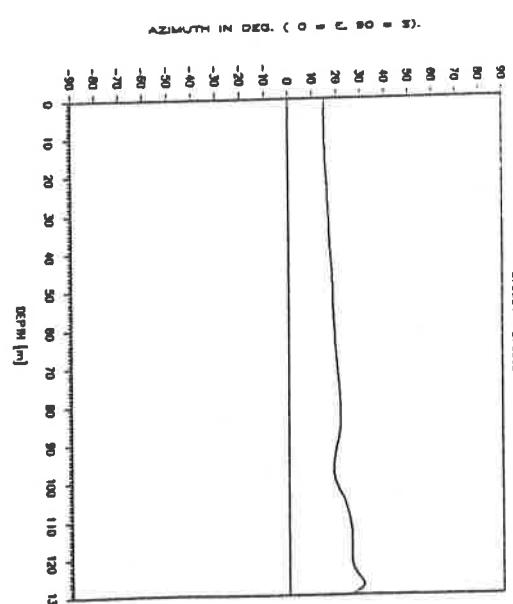
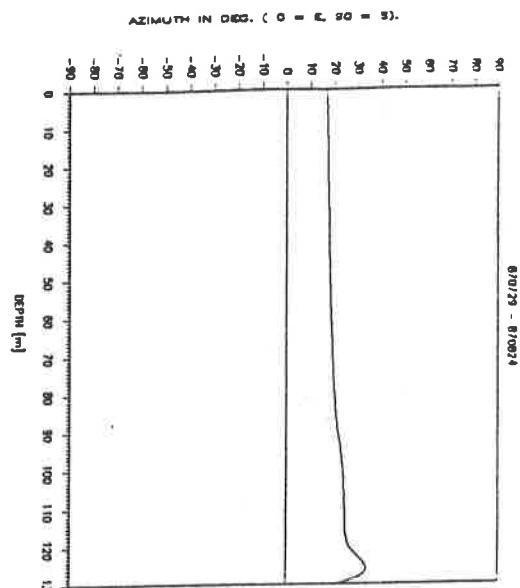
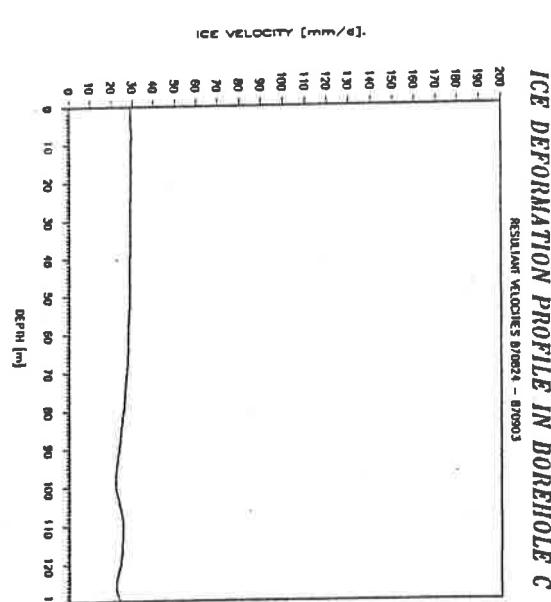
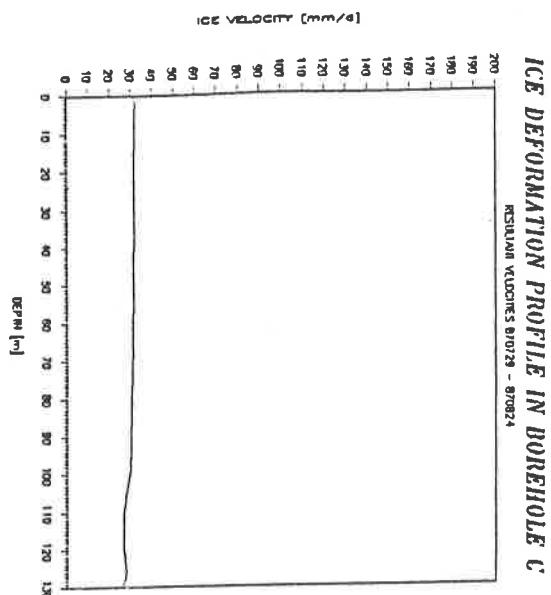


Fig. 43: Preliminary results of the inclinometry surveys in 87:1. The surveys was done in four intervals; 870708-870718, 870718-870729, 870729-870824 and 870824-870903. The ice deformation is showed on the left, and the azimuth of the deformation on the right.

Studies of subglacial drift.

During the summer of 1986 an electrical resistivity measurement was made under the glacier to investigate the resistivity of the subglacial material (Brand, Pohjola and Hooke 1987). This method and its applications to subglacial investigations has earlier been described by Haeberli and Fisch (1984). The results of our investigation indicated that a highly conductive layer, we assume fine grained till, lay between the low conductivity bedrock and the even lower conducting glacier ice (Fig.40).

The purpose of the investigation in 1987 was to examine whether the subglacial drift had a larger extent than indicated by the measurement in 1986. Ten boreholes were drilled through the glacier. The boreholes were positioned over those parts of the glacier where we expected to find subglacial drift. In seven of the boreholes we tried to take samples of the drift with a sediment-catcher designed for this purpose. No cores of subglacial drift managed to accompany the catcher to the surface and our curious eyes. Whether this was because the drift was non-cohesive or simply not present, we do not know. However tracks of sand/silt fractions stuck to the walls of the catcher when we greased it, suggesting the presence of some drift material (Table 15).

Table 15: Results of sediment-catching 1987. The traces were of sand and silt fractions.

Borehole Depth (m)	Results of the core-catching.
87:1 130	Cased.
87:2 149	No traces of drift.
87:3 232	No traces of drift.
87:4 119	Weak traces.
87:5 125	Traces of drift.
87:6 121	No traces of drift.
87:7 156	Traces of drift.
87:8 175	Traces of drift.
87:9 >200	Did not hit the bottom.
87:10 >200	Did not hit the bottom.

Late in the season we tried with resistivity measurements, using equipment kindly supplied by KTH. Unfortunately every borehole, except two, froze during the cold summer and were not usable. The two unfrozen holes were used, together with two abandoned borehole-casings from earlier years of deformation studies (Fig.42).

Preliminary results show that this year's measured resistivity appears to be close to the values we got in 1986 (Fig.44). We do not want to make too sophisticated conclusions about this year's observations due to the many sources of error in the interpretation of the resistivity data, but it seems to agree with the values we found in 1986.

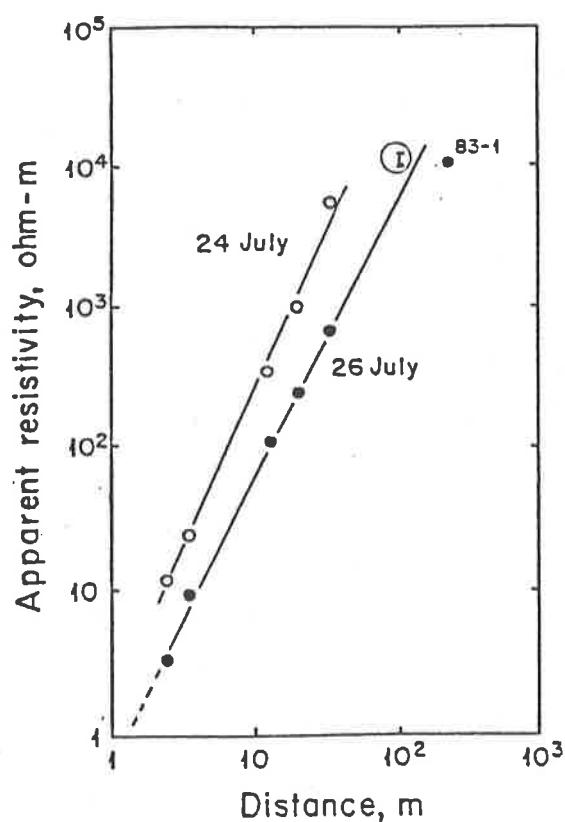


Fig. 44: The results of resistivity measurements in 1986. The I in the circle represents the resistivity measured 25 August 1987. Ten measurements were done and the apparent resistivity ranged between 13 800-8 000Ωm.

SHORT-TERM VARIATIONS IN ICE DYNAMICS ON STORGLACIÄREN

Peter Jansson

Introduction

To study short-term variations in ice dynamics on Storglaciären during 1987, tiltmeters and a strainmeter were used. These instruments were in operation for most of the season. Long continuous records were obtained for the first time, mostly due to the use of a datalogger as a registering instrument.

The tiltmeter instruments

A tiltmeter is an instrument that records changes in tilt of the glacier surface. The accuracy of the instrument is about $1 \mu\text{rad}$ or 0.1 mm change in height in 100 m distance, recording tilt in two perpendicular directions. The instrument is put down in a 4 m deep drilled hole to freeze (Fig. 45). This is a process which tends to be difficult and time consuming. When the instrument is frozen into the ice it can be adjusted and levelled from the ice surface by remote control. This year two tiltmeters were used. As long records of tilt were obtained throughout the summer, a lot of different variations can be seen. The perhaps most spectacular is the acceleration of the glacier motion seen at the end of June (Fig. 46). Here a calm pattern is abruptly interrupted by large tilt variations, assumed to reflect the acceleration motion wave followed by more calm conditions again. A permanent change in tilt can be seen after the event.

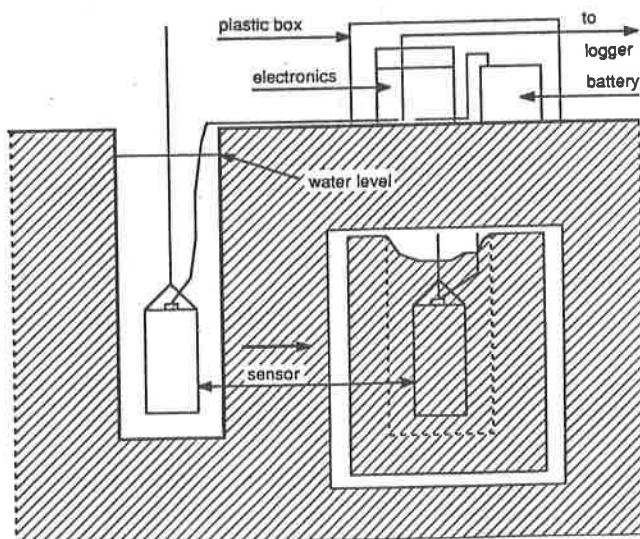


Fig. 45: A tiltmeter configuration on the glacier.

SURFACE TILT VARIATIONS

STORGLACIAREN 1987

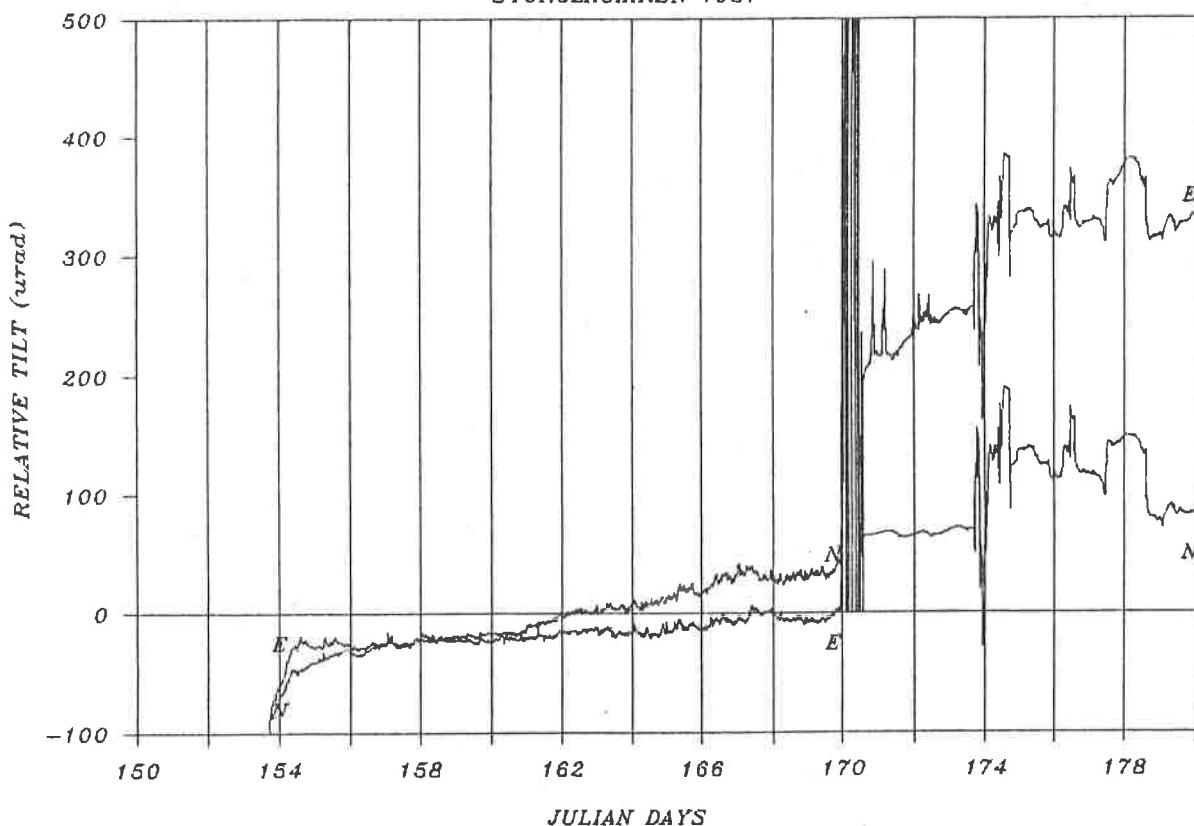


Fig. 46: Result from tiltmeter 017 in June 1987. Julian day 152 is the 1st of June. The acceleration of the glacier is visible as the disturbances around day 170.

The strainmeter instrument

A strainmeter is an instrument that records changes in strain or of extensional-compressional variations between two fixed points. The instrument used on Storglaciären this year measured strain vertically in the ice. The instrument is fundamentally a simple Wheatstone-bridge, where the variable resistor is the sensor itself (Fig. 47). The sensor is a resistive thread that varies its resistance when strained. In this fashion a change in resistance in the sensor, i.e. a variation in strain in the glacier, can be read as a change in voltage over the points C-D in figure 47. The use of the strainmeter during the field season was considered to be a trial only. The readings obtained are only relative measures and can not directly be transformed into direct measures of strain. From the early season, a registration of a diurnal pattern was received (Fig. 48). Three peaks of horizontal extension could be seen during the course of one day. This pattern continued for a five day period. This behaviour was not expected and is not yet fully understood.

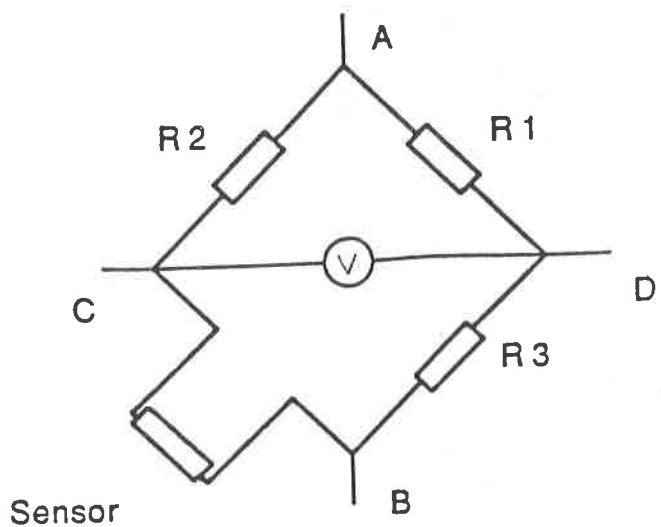


Fig. 47: The principal construction of the strainmeter, a Wheatstone-bridge.

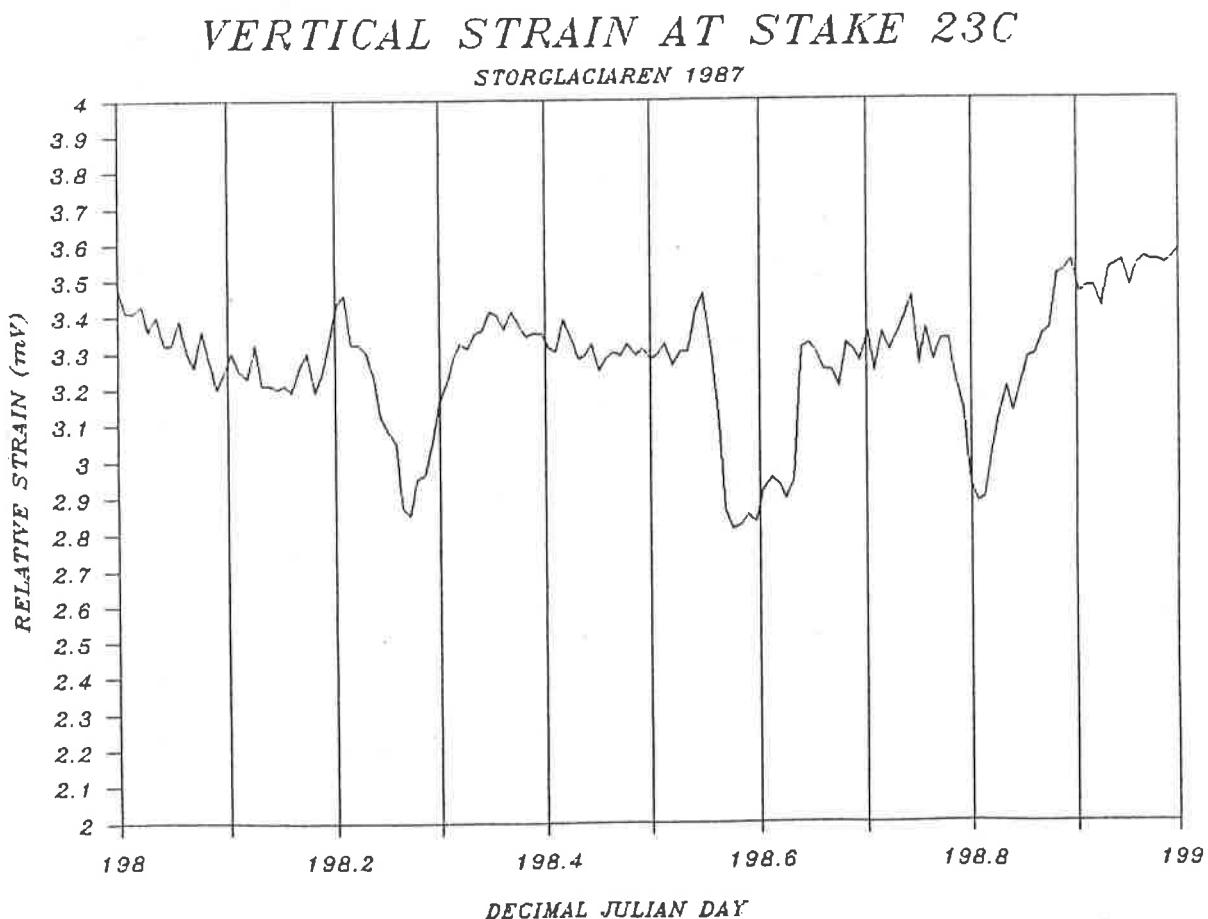


Fig. 48: Results from the strainmeter during one day in July, showing the peculiar three peak pattern.

INVESTIGATION OF THE ICE DYNAMICS OF RABOTS GLACIÄR DURING THE BALANCE YEAR 1985.

Arjen Stroeven and Roderik van de Wal

Introduction

This investigation was carried out for a masters degree in Physical Geography at the State University of Utrecht. The actual fieldwork has been conducted on Rabots glaciär in Swedish Lappland, during the period from May till September in 1985, and in May 1986.

Rabots glaciär is a temperate valley glacier (3.9 km^2), situated at a latitude of $67^{\circ}55'N$ and $18^{\circ}30'E$, northwest of Kebnekaise. The aims of the project were to investigate the mass balance during the balance year 1985 and the flow during the period May 1985 - May 1986, as well as to make a comparison with the results previously obtained on Storglaciären (Hooke et al. 1983).

Mass balance

The mean winter balance measured 69 cm w.eq. and the mean summer balance yielded -199 cm w.eq.; consequently the mean net balance measured -130 cm w.eq. The ablation gradient (14 cm/100 m) was found to be exceptionally low.

Winter balance

The winter balance measurements were carried out in order to ascertain the distribution of the winter accumulation (1984-1985). 152 probings of the snow depth were made during the period from May 26th to May 28th. Two snow pits were dug on May 28th and June 3rd respectively. The result was an average winter balance of 69 cm w.eq., distributed over the glacier surface as shown in figure 49. A general increase in accumulation with height (see also figure 50) is indicated. Superimposed on this trend is a weaker north-south component.

Summer balance

The summer balance for the entire glacier has been determined using 13 stakes, at which the snow and ice ablation has been monitored throughout the whole summer season. Extrapolation of the measurements to total ablation over the whole area was based on a linearization of the ablation with height. Regression analyses with the least square method yielded; $Y = -0.14 * 10^2 X + 3.92$. Consequently the ablation gradient yields 14 cm/100 m and the product-moment correlation coefficient yields $r = -0.58$. A possible explanation for the exceptionally low ablation gradient can be found in the rather uniform accumulation pattern (Fig. 49).

This caused a rapid snowline retreat over the glacier surface. Since the difference in albedo between snow and ice is large, the ablation gradient will be influenced by how long an albedo difference between two areas exists. A quick shift of the snowline will result in small differences in ablation or a low ablation gradient. To be able to explain the poor correlation, a closer look at the causes of transverse differences in ablation was required. An attempt has been made to model the most important component of the energy balance; the variation of incoming short wave radiation at the surface, which supplies the heat necessary for melting (Stroeven and van de Wal 1987). Figure 51 shows the result. Since the geometry of the surroundings are incorporated in the model, it appears that cross sectional differences in incoming short wave radiation can be attributed to shading effects (Fig.52) for the position of the 5-line). Transverse differences in incoming short wave radiation mainly occur in the late summer, showing the importance of the length of the ablation season.

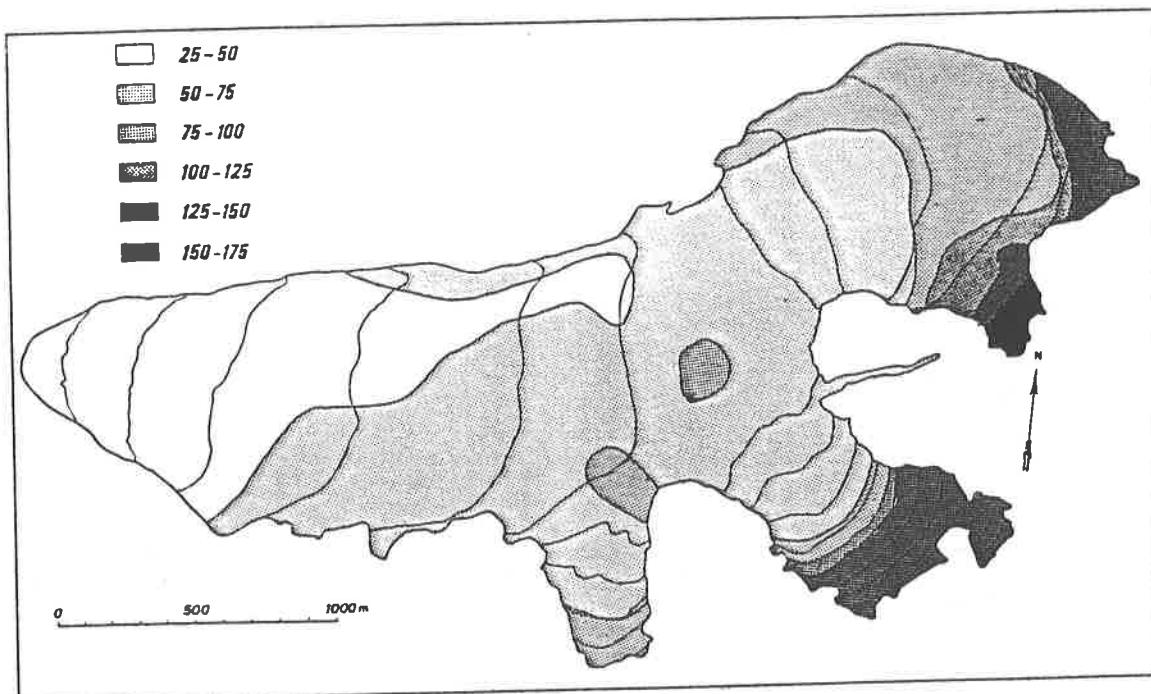


Fig. 49: Distribution of the winter accumulation on Rabots glaciär in cm w. eq. spring 1985.

Table 16: Mass balance 1984/85 Rabots glaciär.

Altitude interval m a.s.l.	Area 10^3 m^2	Winter balance		Summer balance		Net balance	
		total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m	total 10^3 m^3	spec. m
1060-1080	11	4.125	0.375	-26.631	-2.421	-22.506	-2.046
1080-1100	29	10.875	0.375	-69.397	-2.393	-58.522	-2.018
1100-1120	52	19.500	0.375	-122.980	-2.365	-103.480	-1.990
1120-1140	54	20.250	0.375	-126.198	-2.337	-105.948	-1.962
1140-1160	68	25.500	0.375	-157.012	-2.309	-131.512	-1.934
1160-1180	88	33.000	0.375	-200.728	-2.281	-167.728	-1.906
1180-1200	102	38.250	0.375	-229.806	-2.253	-191.556	-1.878
1200-1220	125	46.875	0.375	-278.125	-2.225	-231.250	-1.850
1220-1240	172	81.500	0.474	-377.844	-2.197	-296.384	-1.723
1240-1260	204	106.000	0.520	-442.476	-2.169	-336.476	-1.649
1260-1280	233	128.625	0.552	-498.853	-2.141	-370.228	-1.589
1280-1300	215	126.125	0.589	-454.295	-2.113	-327.670	-1.524
1300-1320	127	74.125	0.584	-264.795	-2.085	-190.670	-1.501
1320-1340	145	84.625	0.584	-298.265	-2.057	-213.640	-1.473
1340-1360	240	152.000	0.663	-486.960	-2.029	-334.960	-1.396
1360-1380	274	183.250	0.669	-584.274	-2.001	-365.024	-1.332
1380-1400	218	136.250	0.625	-430.114	-1.973	-293.864	-1.348
1400-1420	110	68.750	0.625	-213.950	-1.945	-145.200	-1.320
1420-1440	117	75.125	0.642	-224.289	-1.917	-149.164	-1.275
1440-1460	125	82.125	0.657	-236.125	-1.889	-154.000	-1.232
1460-1480	153	104.375	0.682	-284.733	-1.861	-180.358	-1.179
1480-1500	182	131.250	0.721	-333.606	-1.833	-202.356	-1.112
1500-1520	208	176.500	0.849	-375.440	-1.805	-198.940	-0.956
1520-1540	176	154.500	0.878	-312.752	-1.777	-158.252	-0.899
1540-1560	96	93.250	0.971	-167.904	-1.749	-74.654	-0.778
1560-1580	87	96.625	1.111	-149.727	-1.721	-53.102	-0.610
1580-1600	62	74.000	1.194	-104.966	-1.693	-30.966	-0.499
1600-1620	51	68.375	1.341	-84.915	-1.665	-16.540	-0.324
1620-1640	43	61.125	1.422	-70.391	-1.637	-9.266	-0.215
1640-1660	37	52.875	1.429	-59.533	-1.609	-6.658	-0.180
1660-1680	29	41.375	1.427	-45.166	-1.581	-4.472	-0.154
1680-1700	22	31.000	1.409	-34.166	-1.553	-3.166	-0.144
1700-1720	22	31.250	1.420	-33.550	-1.525	-2.300	-0.105
1720-1740	15	20.875	1.392	-22.455	-1.497	-1.580	-0.105
1740-1760	15	20.875	1.392	-22.035	-1.469	-1.160	-0.077
1760-1780	5	6.875	1.375	-7.205	-1.441	-0.330	-0.066
1780-1800	4	5.500	1.375	-5.652	-1.413	-0.152	-0.038
1800-1820	4	5.500	1.375	-5.540	-1.385	-0.040	-0.010
1820-1840	4	5.500	1.375	-5.428	-1.375	0.072	0.018
1840-1860	5	6.875	1.375	-6.645	-1.329	0.230	0.046
1860-1880	4	5.500	1.375	-5.204	-1.301	0.296	0.074
1880-1900	4	5.500	1.375	-5.092	-1.273	0.408	0.102
1900-1920	2	2.750	1.375	-2.490	-1.245	0.260	0.130
1060-1920	3939	2699.625	0.685	-7832.435	-1.988	-5132.808	-1.303

Net balance

The net balance is presented in table 1. The net balance ranges from -205 cm w. eq. at the very snout to 13 cm w.eq. at the highest altitudes. It also shows that the main mass is withdrawn from the area situated at 1200-1550 m a.s.l., encompassing ca. 80 % of the glacier surface. Variations in accumulation and ablation in this relatively narrow height interval dominates the net balance of Rabots glaciär. Comparisons with data supplied by Brugger (pers. comm.), Holmlund (pers. comm.) and Karlén and Eriksson (pers. comm.) concerning the mass balances of Storglaciären and Rabots glaciär show that the net balances of both glaciers closely follow each other during the period 1981-1985 (Fig. 53). The local net balance minimum found during the balance year 1985 seems to be caused by low accumulation quantities, indirectly inducing high ablation rates (Stroeven & van de Wal 1987).

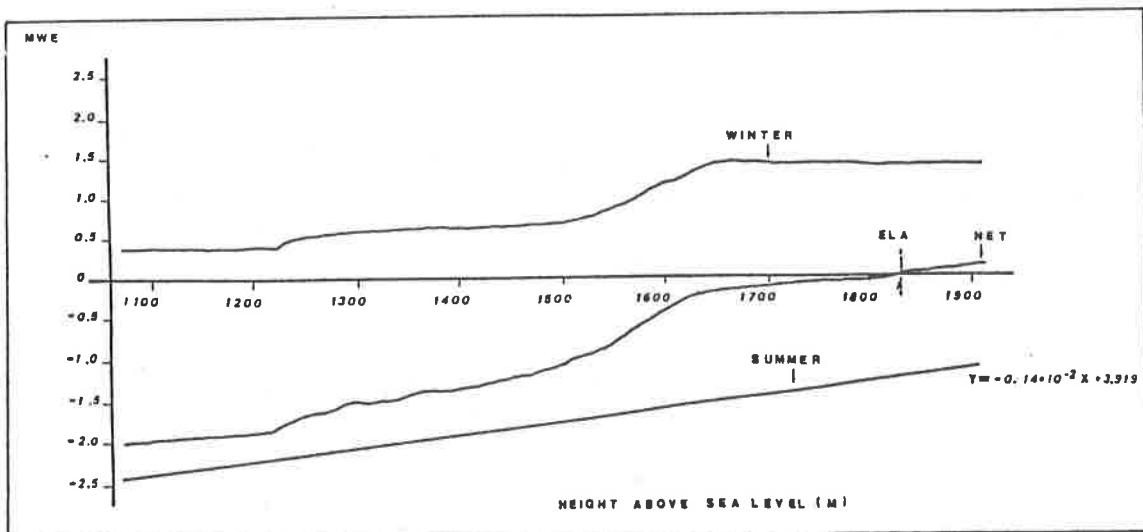


Fig. 50: The specific winter-, summer- and net balances on Rabots glaciär as a function of altitude.

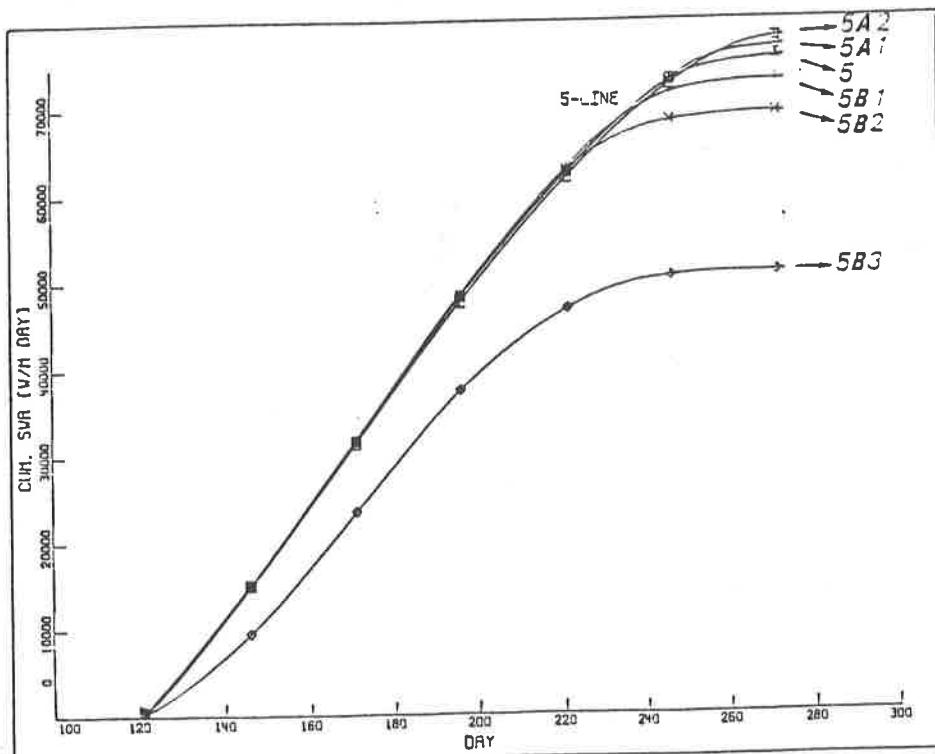


Fig. 51: Spatial distribution of the cumulative potential incoming short wave radiation over the "5-line".

Surface velocity results

Seasonal variations in surface velocity have been observed. Variations in magnitude reveal the basal sliding component (0-17 mm/day) and the internal deformation component (4-31 mm/day). Variations in direction suggest the existence of lateral stresses. Viscosity calculations based on surface velocity measurements give a value of $4.7 \times 10^{-10} \text{ m}^6 \text{ N}^{-3} \text{ s}^{-1}$, a value comparable with a value earlier obtained on Storglaciären by Brzozowski & Hooke (1981).

Basal sliding

Variations in the magnitude of the summer and winter surface velocity reveal the basal sliding component, since this component is assumed to reduce to zero during the winter while the internal deformation component is assumed to be constant throughout the year. The mean basal sliding component over the stakes amounts to 7 mm/day, with a standard deviation of 5 mm/day (Stroeven & van de Wal 1987). In comparing the results of the lower ablation area (4, 5-line and 6, figure 52) with values obtained by Brzozowski & Hooke (1981) for a similar area on Storglaciären (2-8 mm/day) full correspondence is found.

Internal deformation

When the basal sliding component is assumed to be zero during the winter, then the winter velocity reveals the internal deformation component. This component shows a variation among the different stakes of 4-31 mm/day. For example, a calculation for stake 5B1 (measured: 21 mm/day) yielded a value of 27 mm/day. However, taking into account the accuracy of the ice thickness value and the surface gradient value at the stake location, the internal deformation value can possibly range between 13 and 65 mm/day. Moreover, the application of the viscosity as obtained on Storglaciären ($7.3 \times 10^{-24} \text{ m}^6 \text{ N}^{-3} \text{s}^{-1}$) and the assumption that the basal sliding reduces to zero do not favour a comparison of the field data with theory (Brzozowski & Hooke 1981).

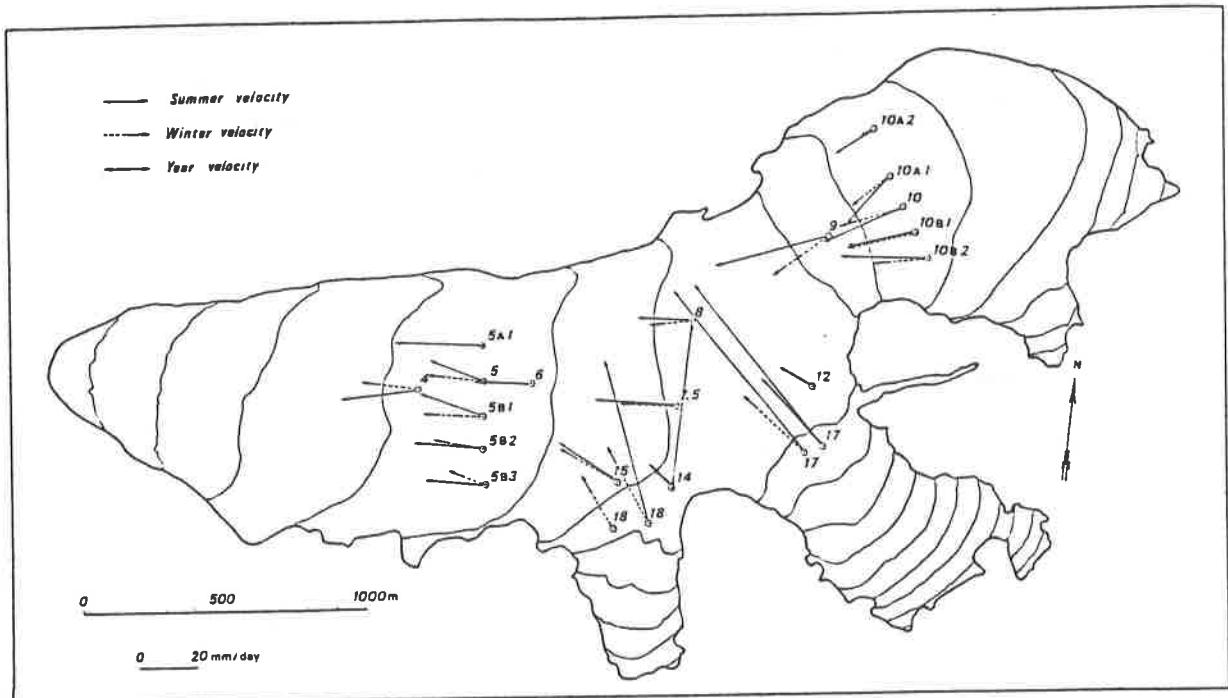


Fig. 52: Display of horizontal winter, summer, and yearly surface velocities at the stake locations on Rabots glaciär

Comparison of Storglaciären and Rabots glaciär.

The net balances of Storglaciären and Rabots glaciär during the last five years reveal striking similarities. Since thorough mass balance studies are carried out yearly on Storglaciären, we consider a limited investigation on Rabots glaciär quite adequate for obtaining a sufficiently close control on its mass balance. As mentioned before, the basal sliding of Rabots glaciär and Storglaciären are of the same order of magnitude. This implies that the impact of the subglacial water system on the basal sliding will be the same. Since viscosity results show the same magnitude for both glaciers, the temperature regime will be approximately the same too. The total horizontal velocity at Rabots glaciär is substantially lower than on Storglaciären. In the lower ablation area values of about 35 mm/day were measured on Storglaciären (Brzozowski & Hooke 1981) and values of about 25 mm/day, were obtained on Rabots glaciär. Differences are probably due to the slightly steeper surface of Storglaciären, since the ice thickness is approximately the same (Björnsson 1981). The differences in glacier flow in the cases mentioned can therefore theoretically be explained.

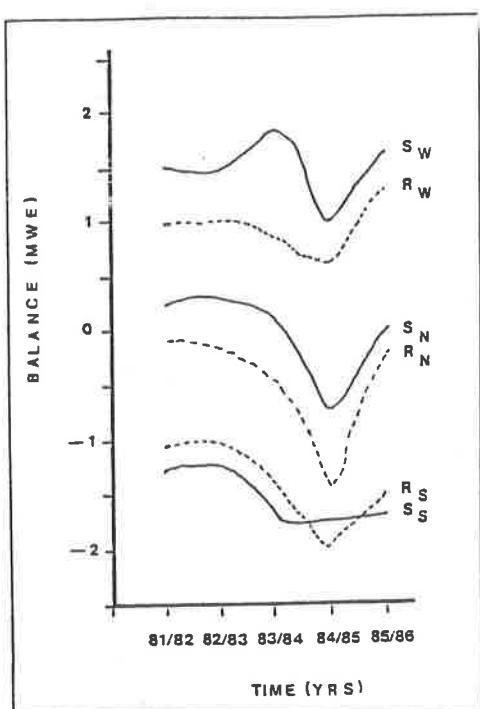


Fig. 53: A comparison of mass balance between Rabots glaciär (R) and Storglaciären (S) during the last ten years; shown are the winter (W), summer (S) and net (N) balances.

MÅRMAGLACIÄREN

Per Holmlund

Mårmaglaciären has been the object of a glacier-climatological study because of its anomalous response to the climatic change around 1910. Its rate of recession is negligible, but the tongue has become thinner inside its large terminal moraines and the total mass loss is on the same order as that of other valley glaciers of the same size. The response of Mårmaglaciären was quick. This is surprising since glacial morphological observations suggest a thin glacier and such glaciers are associated with long response times. The bed of Mårmaglaciären was mapped by radio-echo techniques in the spring of 1984 and 1987. The results show that the tongue of Mårmaglaciären lies on a smooth valley floor, whereas the bed of the accumulation area is rough and steep. The maximum thickness is 260 m, which is the thickest recorded ice depth of a Swedish glacier so far. Thus, the morphological features on the cirque walls originate from the deglaciation of the area. Mårmaglaciären has probably never been that thick during Holocene.

Inledning

Sedan 1965 drivs ett projekt i Tarfalastationens regi där ett 20-tal svenska glaciärers fronter står under observation. Detta projekt ger en kontroll av Storglaciärens regionala representativitet samt visar hur olika glaciärtyper anpassar sina respektive utbredningar efter förändringar i klimatet.

Sedan studierna påbörjades har samtliga fronter retirerat. Glaciärerna har dock retirerat olika mycket. Mårmaglaciären har retirerat några få meter medan Mikkaglaciären retirerat 340 meter. Av dessa två glaciärer är det Mårmaglaciären som skiljer sig mest från övriga observerade glaciärer. Det är mycket svårt att uttrycka dess reträtt i siffror då glaciärens tunga ligger dämd av stora isfyllda moräner (Fig.54) och 1900-talets varma klimat har medfört att dess tunga visserligen har tunnats ut, men frontens reträtt är mycket blygsam. Detta föranledde oss till att göra en kartografisk massbalansstudie för perioden mellan 1959 och 1978 (Fig.55). Glaciären har under denna period förlorat ca $12 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vatten (3,0 m specifikt) vilket motsvarar en årlig uttunning av ca 16 cm is. Av tabell 17 framgår det att detta värde är lågt i förhållande till andra observerade glaciärer. Storglaciären som har tunnats ut dubbelt så mycket under perioden befinner sig nu i ett med klimatet nära balanserat tillstånd. Mårmaglaciären tycks alltså ha anpassat sig till ett post-1910 klimat tidigare, vilket är anmärkningsvärt eftersom glaciären är både större och flackare än Storglaciären.

Tabell 17: Årlig massbalans uttryckt i vattenekvivalenter för några svenska glaciärer under jämförbara perioder. Med undantag från Storglaciärens massbalans bygger samtliga massbalansdata på kartstudier.

Glaciär	Period	Massbalans
Mårmaglaciären	1959-1978	-0.16 m
Storglaciären	1959-1980	-0.33 m
Mikkaglaciären	1960-1980	-0.21 m
Riukojietna	1960-1978	-0.60 m

Tabell 18: Resultat från kartarbeten samt preliminära resultat från radioekosonderingar utförda 1984 och 1987 på Mårmaglaciären.

Längd km	Yta km ²	Volym *10 m ³	Maxdjup m	Medeldjup m	Basal skjuvspänning bar
3.60	3.92	440	260	112	1.51

Tabell 19: Den basala skjuvspänningen beräknad för några svenska glaciärer. Isdjup och isytans lutning är beräknade längs glaciärernas mittlinje.

Glaciär	Basal skjuvspänning bar	Frontens årliga förändring 1977-1985 m
Isfallsglaciären	1.59	3
Mårmaglaciären	1.51	*
Storglaciären	1.49	4
Björlings glaciär	1.49	**
Rabots glaciär	1.33	13
Riukojietna	0.76	10
Tarfalaglaciären	0.61	**

* Frontens läge ej mätbar p.g.a. frontens konfiguration.

** Frontens läge står inte under observation.

Faktorer som ger en glaciär kort reaktionstid är hög ablation och ackumulation samt en snabb isrörelse. Dessa faktorer påverkar även skjuvspänningen vid glaciärernas botten. Den basala skjuvspänningen kan ses som ett mått på glaciärers aktivitetsgrad. En aktiv glaciär eroderar sitt underlag effektivt och anpassar sig fortare till nya klimatsituationer än en glaciär med låg skjuvspänning vid bottnen.

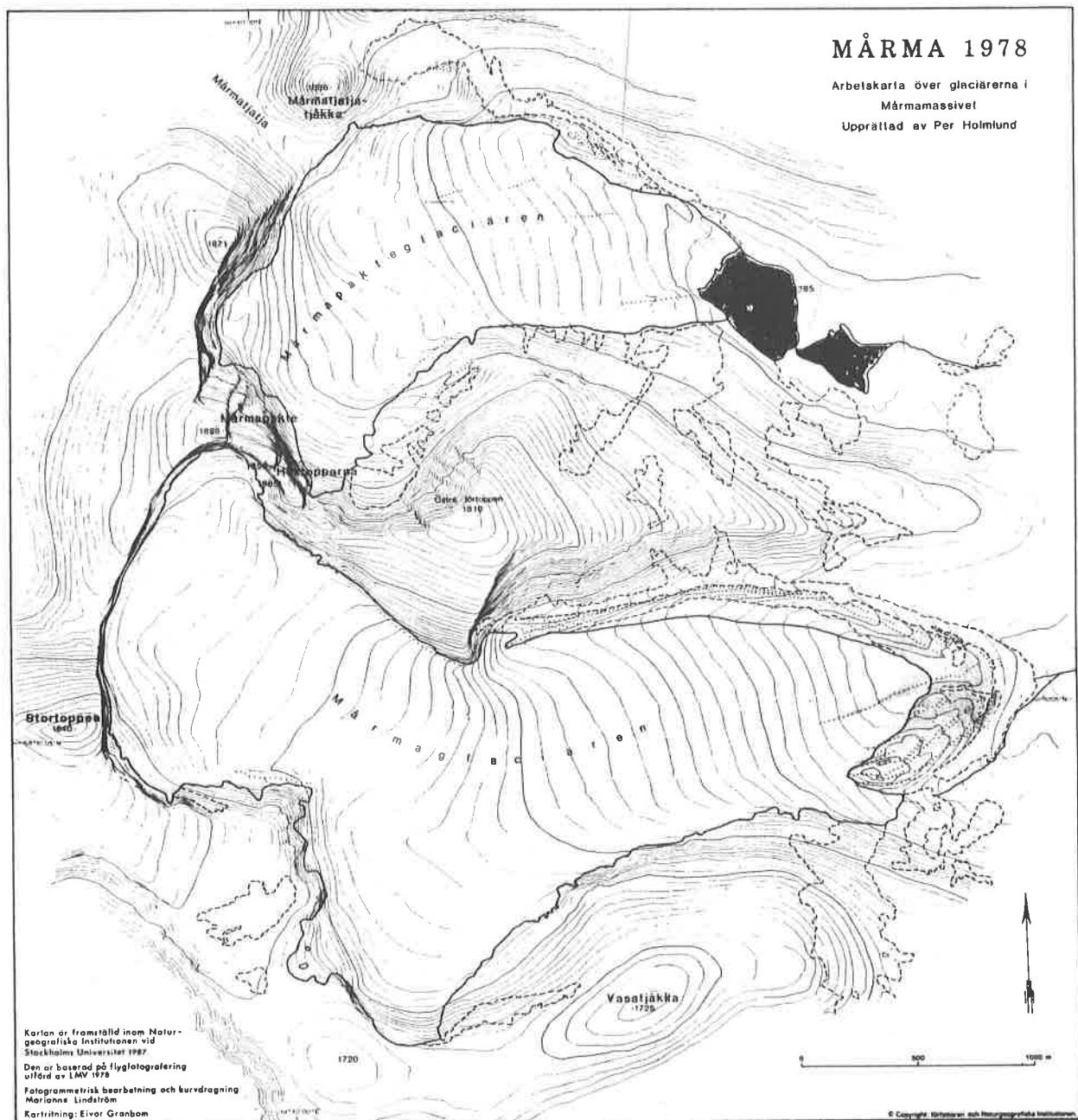


Fig. 54: Karta över Mårmamassivet.

Normalt varierar den basala skjuvspänningen mellan 0,5 och 2 bar. Med dessa kriterier som bakgrund kan man sluta sig till att Mårmaglaciären måste ha en ansenlig tjocklek då dess flacka yta annars, teoretiskt sett, skulle ge orimligt låga värden på isrörelsehastigheten. Denna tanke möter dock ett visst motstånd om glacialmorphologiska förhållanden beaktas.

Hela Mårmamassivet är glacialspräglat med djupa och skarpa nischer. På södra sidan av Mårmaglaciärens större nisch finns vackert glacialspräglade former ca 100 m ovanför dagens snöyta (Fig. 56) som visar att glaciären varit större och att den effektivt har eroderat sitt underlag. På norra sidan om samma nisch, något nedströms den förra lokalen, finns en mycket fint utbildad lavgräns ca 30 m över dagens yta (Fig. 57). Vid glaciärens senaste maximum nådde den med säkerhet upp till denna gräns.

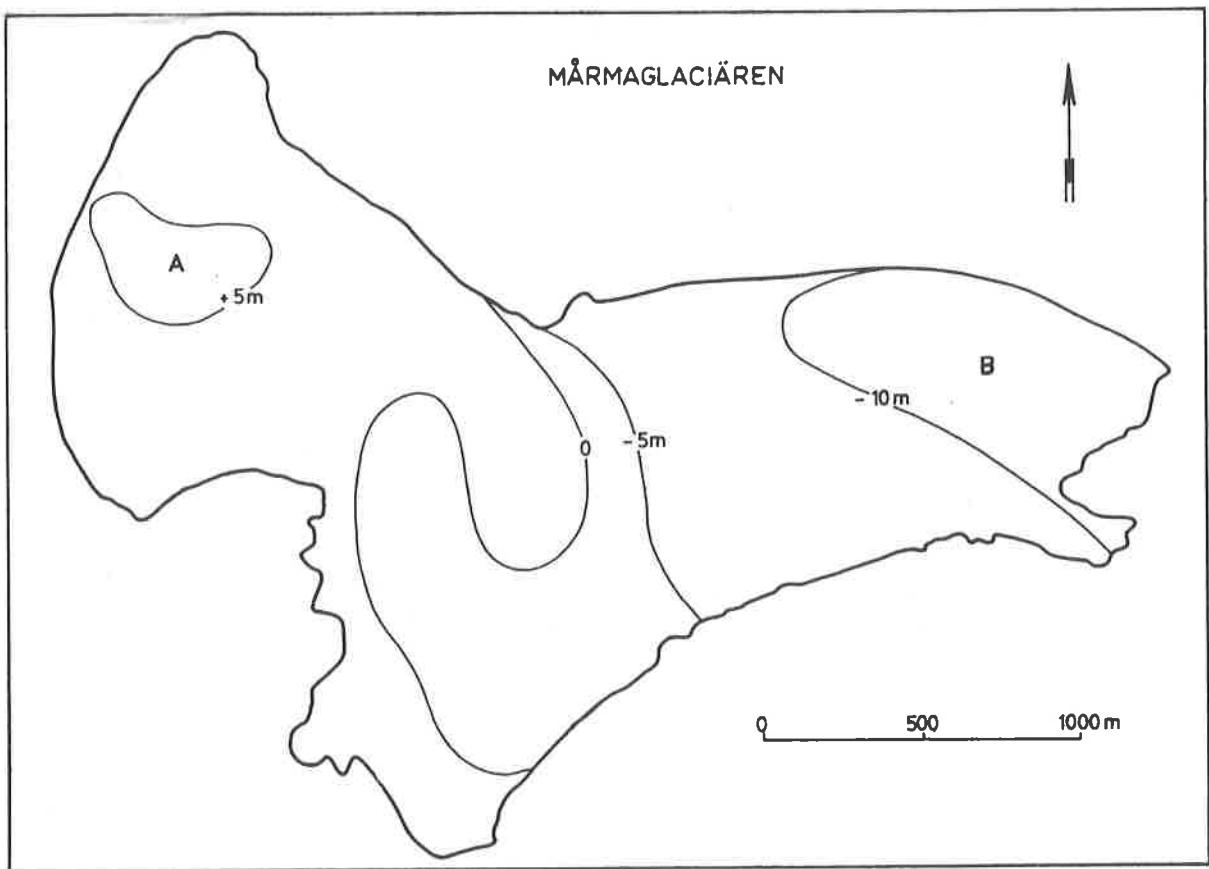


Fig. 55: Isytans nivåförändring mellan 1959 och 1978 beräknat från kartor, uttryckt i meter. Den största positiva förändringen noterades vid punkt A där isytan höjts 10 m. Kraftigast uttunning (15 m) var vid punkt B.

Om ett ackumulationsområde är tunnt, präglas dess topografi starkt av sitt underlag, vilket i praktiken betyder att det blir brant och ojämnt. En mäktig glaciär påverkas mindre av topografin och blir därmed jämnare och mindre brant. Eftersom en glaciärs rörelsehastighet ökar snabbt med ökande isdjup är det svårt att förstå hur glaciären kunnat slipa hällar högt ovanför sin nuvarande yta samtidigt som fronten inte ryckt fram längre än till den yttre moränen. Möjligt kunde glaciären ha expanderat i sin övre del om isdjupet var litet, men, som nämnts ovan, talar andra observationer emot detta.

Om vi sammanfattar ideérna så tyder alltså glaciärens korta reaktionstid, samt observationen av det jämma ackumulationsområdet på att glaciären är tjock. Mot detta står observationen av glacialt skulpterade former högt uppe på bergssidorna.

För att bringa klarhet i dessa delvis motsägelsefulla uppgifter beslutade vi oss för att arbeta fram en god fysikalisk beskrivning av glaciären. Kartan framställdes vid Naturgeografiska institutionen (Fig.54) och kompletterades med en kartering av bottentopografin (Fig.58). Radioekosonderingarna vid Mårmaglaciären påbörjades i maj 1984 med en översiktig radioekosondering av hela glaciären. Mätningarna kompletterades i maj 1987. Totalt registrerades ca 45 kontinuerliga profiler vilket motsvarar en sträcka på drygt 30 km (Fig.58).

Tidigare arbeten vid Mårmaglaciären

Den första dokumentationen av glaciären skedde 1918 då den besöktes och fotograferades av Fredrik Enquist (Fig.54). Hans fotografier visar en glaciär som står ute vid sina yttersta moräner och välver sig uppströms dessa. Under 1960-talet undersöktes de isfylda moränerna av Östrem (1965) och de har daterats av Karlén (1975).

Glaciären är kortfattat beskriven av Schytt (1968) i samband med en presentation av glaciärfrontsundersökningar. I "Atlas over Breer i Nord- Skandinavia" (Östrem et al. 1973) är glaciären beskriven som en dalglaciär med sammansatt ackumulationsområde och med en jämn längsprofil. I övrigt framgår också att det förekommer mittmorän samt att frontmoränen är stor och isfyld. I Naturvårdsverkets bedömning av värdet hos geomorfologiska objekt i fjällkedjan uppmärksamas de isfylda moränerna samt hela massivets glaciale former som intressanta men inte av största skyddsvärde (Melander 1975).

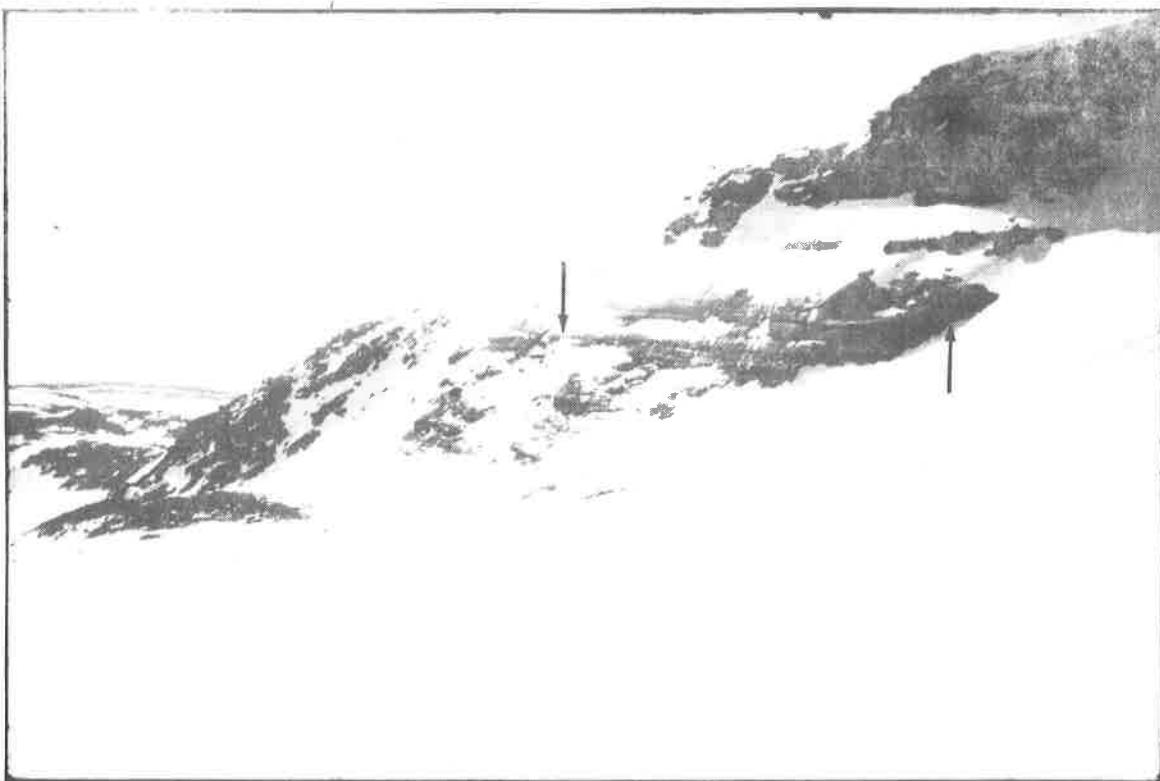


Fig. 56: Glacialskt skulpterade former på Mårmatjåkkas Stortopps-nordostsluttning. Fotograferat i maj 1984 av Per Holmlund.



Fig. 57: Mårmaglaciären från NV. Observera de tydliga lavgränserna på bergslutningarna. Fotografet är taget från en helikopter den 8 augusti 1985 av Per Holmlund.

Resultat

Resultaten från radioekosonderingarna visar att glaciären är den hittills djupaste glaciär som vi har undersökt i de svenska fjällen (Tabell 18). Det finns en antydan till en svag överfordjupning, i ackumulationsområdet med mycket branta sidor. De glacialt skulpterade formerna som ligger ovan lavgränsen härrör troligen från hela Mårmamassivets deglaciation. Den beräknade basala skjuvspanningen antyder att glaciären är aktiv i förhållande till andra svenska glaciärer (Tabell 19).

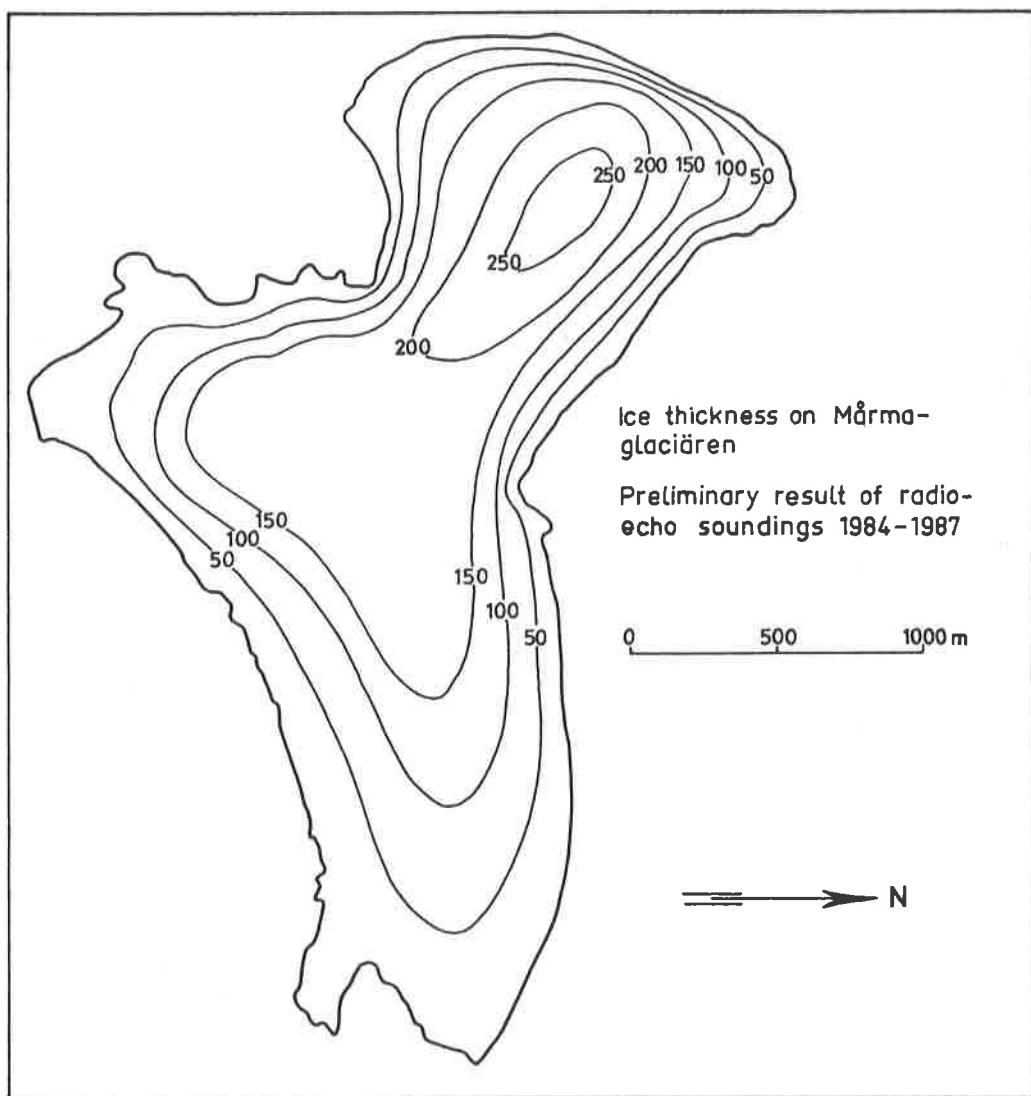


Fig. 58: Preliminära resultat från radioekosonderingar vid Mårmaglaciären 1984 och 1987.

SNOWPROBINGS IN TARFALA VALLEY MAY/JUNE 1987

Katarina Strömberg

In May/June 1987 the snow depth was probed at 50 m intervals along profiles in the Tarfala Valley. The results indicate that the precision decreases if the distance between each measurement is increased. There is a distinct difference in mean snow depth between the profiles.

I maj/juni 1987 genomfördes några sonderingar av snödjupet i den övre delen av Tarfaladalen. Målet var främst att undersöka hur stora skillnader i snödjup som kan förväntas längs en sonderingsprofil och om det är påtagliga skillnader i snödjup inom delar av dalen.

Sonderingar utfördes längs 4 profiler i dalens längdriktning och en profil tvärs över dalen. Sonderingar utfördes för var 50:e meter. Vid bearbetningen har resultatens beroende av sonderingstätheten och profilernas snödjup jämförts.

Resultaten visar att standardfelet ökar markant redan om avståndet mellan sonderingspunkterna ökas från 50 till 100 m (26%). Ökas avståndet till 200 m blir standardfelet avsevärt (80%). Skillnaden i snödjup mellan de olika profilerna är stort.

Snösunderingar

Från röse på moränen väster om stationen till punkt R-40 nedanför Storglaciären: medelsnödjup = 141 cm, vattenvärde = 64 cm.

Från P-40 till triangelpunkt 1 vid Storglaciärens frontmoräner: medelsnödjup = 132 cm, vattenvärde = 60 cm.

Från triangelpunkt 1 till E-stenen öster om stationen: medelsnödjup = 131 cm, vattenvärde = 59 cm.

Från E-stenen till röset på moränen väster om stationen: medelsnödjup = 115 cm, vattenvärde = 53 cm.

Snödensiteten var den 23 maj i ett 275 cm djupt schakt 0.45 Mg m^{-3} .

Snödjupet vid Tarfalastationen

Under sommaren 1987 sattes 10 stakar ut i n profil från termometerburen upp mot Kaskasatjåkka. Avsikten är att snödjupet skall mätas vid dessa stakar. En första mätning längs en temporär stakrad gjordes den 2 juni 1987, medelsnödjupet var 108 cm.

TARFALA RADIO COMMUNICATIONS - TRIALS AND SYSTEM DESIGN

Carl-Henrik Walde, Head FMV Radio Division

Background

Försvarets materielverk (FMV, the Swedish Defence Materiel Administration) advised the Swedish Polar Research Secretariat on radio communications for the Swedish Antarctic Research Project SWEDARP 1987/88. When Tarfala was used for polar training, FMV suggested a VHF radio system, identical to that for Antarctica, to extend the present radio coverage around Tarfala.

System structure

As several areas of interest are far away and hidden behind mountains, relay station (repeater) must be used. Map study led to the inclusion of a fixed repeater atop near-by Kaskasatjåkka (2076 m a.s.l.).

Tests

A field trial took place in August, 1987, with one party on the Kaskasatjåkka summit, one at the Tarafala research station, and one flown by helicopter to the outer sites. The results were extremely good with excellent speech quality throughout. Many of the interesting glaciers in the Kebnekaise/Tarfala area were reached directly from the base. The repeater covered the distant glaciers as well as the important emergency coordination sites:

Riukojietna glacier and lake	(NW, 30 km)
Mårma glacier	(N, 16km)
Unna Räita glacier and hut	(NW 8 km)
Kebnekaise tourist station	(S, 9 km)
Nikkaluokta heliport	(SE, 21 km)
Kiruna town (incl. Police station)	(E, 70 km)

Main system features

The radio system will be based on foolproof, VHF marine portable radio sets with solar cell battery charging. The repeater will have a heavy NiCd battery back-up, large solar cell(s) and perhaps a wind generator. The same receive frequency will be used in the normal and relay modes to safe-guard against operator's errors. Transportable repeaters, e.g. in the Sarek area, may be added and linked from the fixed Kaskatjåkka repeater. There will be possibilities for telemetry with external data transmission equipment.

Project time schedule

In the first phase the base station, the fixed repeater, and the portables will be procured and installed in 1988. A second phase could consist of more portables, telemetry equipment, and/or a transportable repeater. The integration of the base radio remote control into the present Tarfala intercom system will be possible after the overhaul and a slight modification of the intercom intallation.

NOTES

Ice-cored moraines

Mårmaglaciärens stora isfyllda frontmoräner radioekosonderades i maj 1987. Registreringarna är ännu inte analyserade i detalj men enligt preliminära resultat innehåller moränerna en iskärna med upp till 30 meters mäktighet.

Glacier front observations

Under september karterades fronternas positioner vid Storglaciären, Isfallsglaciären och S.Ö. Kaskasatjåkka-glaciären. Det fanns rester av vinterns snötäcke kvar vid glaciärfronterna. Fronten på Rabots glaciär mättes med måttband från fix punkter.

Den 2 september mättes Isfallsglaciärens front in med kompass och måttband. Det fanns mindre rester kvar av vinterns snötäcke.

Fixpunkt	Kompassriktning 360 grader	Avstånd m	Kommentarer
I-65	250	219	snö vid fronten
B-57	240	220	
B-61	250	107,5	
II-65	220	226	snö vid fronten

Measurements of Kebnekaises sydtopp

Sydtoppens höjd fastställdes den 15 augusti till 2115 m ö.h. Inmätningen gjordes från "Norra moränpunkten" på Storglaciärens norra sidomorän med en Geodimeter 140.

REFERENCES

- Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Isfallsglaciären, and Rabots glaciär, northern Sweden, *Geografiska Annaler*, Vol. 63, Ser A, p 225-231.
- Brand, G., Pohjola, V.A., and Hooke, R. LeB., 1987: Evidence for a till layer beneath Storglaciären, Sweden, based on electrical resistivity measurements. *Journal of Glaciology*, Vol. 33, No. 115, s 311-314.
- Brzozowski, J., and Hooke, R. LeB., 1981: Seasonal variations in surface velocity of the lower part of Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. *Geografiska Annaler*, Vol. 63, Ser A, p 233-240.
- Grudd, H., 1986: Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciären, radio-ekosondering och isrörelsestudie. Fältkursarbete, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 10 s.
- Haeberli, W., 1987: Fluctuations of glaciers 1980-1985. Sammanställd för "the Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers of the IUGG-FAGS/ICSU:" IAHS (ICSI) and UNESCO, Paris, 42 pp.
- Haeberli, W., and Fisch, W., 1984: Electrical resistivity soundings of glacier beds: a test study on Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, Vol. 13, No. 106, p 373-376.
- Haefeli, R., 1962: The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. *Int. Assoc. of Scient. Hydr.*, Publ. No. 58 (Symposium of Obergurgl), p 49-59.
- Holmlund, P., 1982: Glaciärbrunnars genes och morfologi. Projektarbete på Geovetarlinjen vid Stockholms Universitet, Naturgeografiska institutionen, 42 s.
- 1986: Rapport om frontpositioner, massbalans etc, från tjugo svenska glaciärer, 42 s.
- 1987: Mass balance of Storglaciären during the 20th century. *Geografiska Annaler*, Vol. 69, Ser A, No. 3-4, p 439-447.
- Hooke R. LeB., Brzozowski, J., and Bronge, C., 1983: Seasonal variations in surface velocity Storglaciären, Sweden. *Geografiska Annaler*, Vol. 65, Ser A, p 219-240.
- Hooke, R. LeB., Holmlund, P., and Iverson, N. R., 1987: Extrusion flow demonstrated by bore-hole deformation measurements over a riegel, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, Vol. 33, No. 113, p 72-78.
- Hooke, R. LeB., Miller, S.B., and Kohler, J., submitted: Character of the englacial and subglacial drainage system

in the upper part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, Journal of Glaciology.

Karlén, W., 1975: Lichenometrisk datering i Norra Skandinavien-Metodens tillförlitlighet och regionala tillämpning. Forskningsrapport 22, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 70 pp.

Melander, O., 1975: Geomorfologiska kartbladet, 29 I Kebnekaise. Beskrivning och naturvärdesbedömning. Sveriges Naturvårdsverk, PM 540, 78 s.

Moberg, A., 1984: Massbalansundersökningar på Björlings glaciär, Kebnekaise, 1983. Examensarbete på Geovetarlinjen, Stockholms universitet, 24 s.

Raymond, C.F., 1971: Flow in a transverse section of Athabasca glacier, Alberta, Canada. Journal of Glaciology, Vol. 10, No. 88, p 55-84.

Schytte, V., 1959: The glaciers of the Kebnekaise massif. Geografiska Annaler, Vol. 41, No. 4, p 213-227.

-1962: Naturgeografisk fältstation i Kebnekajse, Svensk Naturvetenskap 1962, s 332-345.

-1968: Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden, during 1966 and 1967. Geografiska Annaler, Vol. 50, Ser A, No. 2, p 111-120.

Seaberg, S.Z., Seaberg, J.Z., Hooke, R. LeB., and Wiberg, D., submitted,: Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, as revealed by dye trace studies. Journal of Glaciology.

Stroeve, A.P., and Wal, R.S.W. van de 1985: A radio-echo sounding and an ice velocity investigation of Björlings glaciär, northern Sweden. Fältkursarbete, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, p 24.

Stroeve A.P., and Wal, R.S.W. van de 1987: Mass balance and flow of Rabots glaciär; a comparison with Storglaciären. Forskningsrapport 64, Naturgeografiska institutionen, Stockholms Universitet, 100 pp.

Woxnerud, E., 1951: Scientific investigations in the Kebnekajse massif, Swedish Lapland. Kartografiska arbeten i Kebnekajse. Geografiska Annaler, Vol. 33, No. 3-4, p 121-130.

Zakrisson, K., 1981: Snow assessments and snow distribution in the Malmagen area at 62°N in Sweden, with special reference to spring runoff forecasts. Geografiska Annaler, Vol. 63, Ser A, p 11-19.

Jansson, red., Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 95 s.

Östling, M., and Hooke, R. LeB., 1986: Water storage in Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 68, Ser A, No. 4, p 279-290.

Östrem, G., 1965: Probelem of dating ice-cored moraines. Geografiska Annaler, Vol. 47 Ser A, No. 2, p 1-38.

Östrem, G., Haakensen, N., and Melander, O., 1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia. Meddelanden Nr. 46, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 315 s.

REPORTS ON RESEARCH AT THE TARFALA STATION
PAPERS PUBLISHED AFTER 1980

Ackert, R., 1984: Ice-cored lateral moraines in Tarfala Valley, Swedish Lappland. Geografiska Annaler, Vol. 66, Ser A, No. 1, p 79-88.

Brand, G., Pohjola, V.A., and Hooke, R. LeB., 1987: Evidence for a till layer beneath Storglaciären, Sweden, based on electrical resistivity measurements. Journal of Glaciology, Vol. 33, No. 115, p 311-314.

Brzozowski, J., and Hooke, R. LeB., 1981: Seasonal variations in surface velocity of the lower part of Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 63, Ser A, No. 3-4, p 233-240.

Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Isfallsglaciären and Rabots Glaciär, northern Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 63, Ser A, No. 3-4, p 225-231.

Bronge, C., 1985: Hydrologisk verksamhet i Tarfala, 1974-1982. Forskningsrapport 62, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 81 s.

Holmlund, P., 1985: Geometry of the near-surface drainage system on Storglaciären, Sweden. Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena. International workshop, 16-19 September 1985, Interlaken, Switzerland. Nr 90, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich 1986.

-1986: Mikkaglaciären: Bed topography and response to 20th century climate change. Geografiska Annaler, Vol. 68, Ser A, No. 4, p 291-302.

-1987: Mass balance of Storglaciären during the 20th century. Geografiska Annaler, Vol. 69, Ser A, No. 3-4, p 439-447.

-1987: Climatic influence on the shape of glaciers in

northern Sweden, 1878-1986. Forskningsrapport 65, Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet, 14 pp.

Holmlund, P., and Hooke, R. LeB., 1983: High water-pressure events in moulin, Storglaciären, Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 65, Ser A, No. 1-2, p 19-25.

Hooke, R. LeB., 1984: On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 105, p 180-187.

Hooke, R. LeB., Brzozowski, J., and Bronge, C., 1983: Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 65, Ser A, No. 3-4, p 263-277.

Hooke, R. LeB., Gould, J. E. and Brzozowski, J., 1983: Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 19, H. 1, p 1-25.

Hooke, R. LeB., Holmlund, P., Calla, P., and Nilsson, M., 1985: Seasonal and spatial variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena. International workshop, 16-19 September 1985, Interlaken, Switzerland. Nr. 90, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zurich 1986, p 59-60.

Hooke, R. LeB., and Iverson, N. R., 1985: Experimental study of ice flow around a bump, comparison with theory. Geografiska Annaler, Vol. 67, Ser A, No. 3-4, p 187-197.

Hooke, R. LeB., Holmlund, P., and Iverson, N. R., 1987: Extrusion flow demonstrated by borehole deformation measurements over a riegel, Storglaciären, Sweden. Journal of Glaciology, Vol. 33, No. 113, p 72-78.

Schytt, V., 1981: The net mass balance of Storglaciären related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface. Geografiska Annaler, Vol. 63, Ser A, No. 3-4, p 219-223.

-1985: Glaciologi. Kosmos 62, s 109-124.

Stroeven, A. P., and Wal, R. S. W., van de 1987: Mass balance and flow of Rabots glaciär; A comparison with Storglaciären. Forskningsrapport 64, Naturgeografiska institutionen, Stockholm universitet, 100 pp.

Walford, M., Kennett, M. I. and Holmlund, P., 1986: Interpretation of radio echoes from Storglaciären, northern Sweden. Journal of Glaciology, Vol. 32, No. 110, p 39-49.

Östling, M., and Hooke, R. LeB., 1986: Water storage in Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. Geografiska Annaler, Vol. 68, Ser A, No. 4, p 279-290.

POPULAR SCIENCE

Holmlund, P., 1986: Glaciärforskning i Tarfala. Till Fjälls 58, s 48-53.
-1986: Hur mår våra glaciärer? Berg & Dalbladet 6, s 19-23.

Holmlund, P., and Hooke, R. LeB., 1983: Vatten- och isrörelsestudier på Storglaciären i Kebnekaise. Berg & Dalbladet 3 (4), s 21-24.

Hudlestöne, P., 1987: Similarity between glacier ice and rocks. Berg & Dalbladet 7 (3), s 6-12.

Schytt, V., 1981: Det föränderliga klimatet. Här är vi hemma. Rolf Edberg, red., Bra Böcker, Höganäs 1982, p 90-105.

APPENDIX 1

PERSONEL AND GUESTS 1986/87

PROJEKTANSVARIGA	dygn
Andreasson Per-Gunnar Geologiska institutionen, Lunds universitet	4
Bronge Christian Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	22
Brouillette Steven University of Minnesota	56
Foyer Märtha Stockholm	21
Gee David G. Geologiska institutionen, Lunds universitet	4
Grudd Håkan (intendent) Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	80
Holmlund Per (forskarassistent) Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	64
Hooke LeB Roger (professor) Department of Geology, University of Minnesota	44
Jansson Peter Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	97
Karlén Wibjörn (professor, stationsföreståndare) Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	34
Kathol Benno Geologiska institutionen, Stockholms universitet	4
Kohler Jack Department of Geology, University of Minnesota	76
Pohjola Veijo Naturgeografiska institutionen, Uppsala universitet	89
Rosqvist Gunhild Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	19
Rudensky Ksenia Department of Geology, University of Minnesota	34
Svenningsen Olof Geologiska institutionen, Lunds universitet	4
Wiberg Dan Department of Geology, University of Minnesota	44
Östling Michael Naturgeografiska institutionen, Stockholms universitet	5
Summa	701

HANTLANGARE

Bondeson Sören, Stockholm	13
Derwinger Suzanne, Stockholm	28
Eriksson Lena, Farsta	26
Eriksson Mats, Stockholm	30
Finnander Maj-Lena, Malmö	36
Holm Fredrik, Karlstad	62
Isaksson Elisabeth, Kiruna	45
Isaksson Ingela, Göteborg	34
Johnsson Katarina, Malmö	26
Lindborg Eva, Sollentuna	44
Nilsson Ylva, Stockholm	25
Rydén Anders, Uppsala	45
Strömberg Katarina, Göteborg	32
Sälgblad Christina, Vällingby	35
Truedsson Christina, Lund	54
Wennberg Stefan, Stockholm	7
Winborg Olle, Falun	11

Summa 553

ÖVRIG PERSONAL

Andersson Eskil, Piteå	11
From Erik, Byggnadsstyrelsen, Luleå	5
Grudd Marina, Sollerön (kökspersonal)	46
Hansson Thorild, Byggnadstyrelsen, Luleå	2
Johansson Birger, Byggnadsstyrelsen, Luleå	1
Nilsson Sven-Evert, Byggnadsstyrelsen, Luleå	5
Persson Eva, Lindesberg (kökspersonal)	41
Schytt Anna, Stockholm (kökspersonal)	12
Selstedt Kerstin, Byggnadsstyrelsen, Umeå	1
Sund Ragnar, Byggnadsstyrelsen, Umeå	1
Sörman Marianne, Byggnadsstyrelsen, Umeå	1
Waaranperä Monica, Kiruna (kökspersonal)	40
Wikström Thomas, Byggnadsstyrelsen, Luleå	2
Ågren Pelle, Byggnadsstyrelsen, Umeå	1

Summa 169

KURSER

Ahlberg Karin, 5p kurs Geovetarlinjen, Stockholm	19
Albinsson Klas, Antarktiskurs, Stockholm	8
Berg Jack, Antarktiskurs, Stockholm	5
Bergqvist Jan, Antarktiskurs, Västra Frölunda	1
Björkhem Gunhilde, gymnasiekurs, S-Duvnäs	3
Bolin Bert, Antarktiskurs, Stockholm	1
Bylund Göran, Antarktiskurs, Lund	7
Claesson Anette, 5p kurs Geovetarlinjen, Stockholm	18
Drewrey David, Antarktiskurs, Cambridge	2
Enström Urban, Antarktiskurs, Stockholm	2
Gullstrand Tore, Antarktiskurs	1
Herman David, gymnasiekurs, Lidingö	3
Hjort Christian, Antarktiskurs, Lund	7
Johnson Theutenberg Bo, Antarktiskurs, Stockholm	1
Jonsson Stig, Antarktiskurs, Stockholm	7
Kallings Lena, gymnasiekurs, Stockholm	3
Karlqvist Anders, Antarktiskurs, Stockholm	5
Kohnen Heinz, Antarktiskurs, Munster, Västtyskland	2
Källström Margareta, Antarktiskurs, Stockholm	7
Larsson Kent, Antarktiskurs, Lund	7
Lindgren Anna, gymnasiekurs, Vällingby	3
Lindström Maria, Antarktiskurs, Stockholm	5
Luthander Ylva, 5p kurs Geovetarlinjen, Stockholm	18
Mansukoski Riitta, Antarktiskurs, Finland	2
Melander Olle, Antarktiskurs, Stockholm	8
Mellbourn Klas, gymnasiekurs, Stockholm	3
Nylöf Ulf, Antarktiskurs, Karlsborg	2
Nyström Cecilia, 5p kurs Geovetarlinjen, Stockholm	19
Ingolfsson Olafur, Antarktiskurs, Lund	7
Persson Åsa, gymnasiekurs, Lidingö	3
Reho Anneli, gymnasiekurs, Stockholm	3
Rudbäck Göran, Antarktiskurs, Stockholm	7
Schöldborg Filippa, gymnasiekurs, Vällingby	3
Stenman Andro, Antarktiskurs, Örnsköldsvik	4
Tempest Tristan, gymnasiekurs, Stockholm	3
Thörlind Bertil, Antarktiskurs, Upplands Väsby	7
Tieva Bo, Antarktiskurs, Kiruna	8
Ulfstedt Ann-Cathrine, (ledare) 5p kurs Geovetarlinjen Stockholms universitet	5
Ullander Rune, Antarktiskurs, Sollentuna	2
Walde C-H, Antarktiskurs, Stockholm	2
Westerberg Joakim, gymnasiekurs, Ekerö	3
Wickman Tonie, 5p kurs Geovetarlinjen, Stockholm	19
Wåtz Anna, gymnasiekurs, Stockholm	3
Zale Rolf, Antarktiskurs, Umeå	7
Zander Cecilia, gymnasiekurs, Nacka	3
Åström Bengt, Antarktiskurs, Östersund	2
STF kurser	236
Tärendö-skolan	54

Summa 550

GÄSTER

Andersson Anders, Kalmar	3
Asfrey Damien, Sydney, Australien	1
Berggren Per-Erik	1
Fernström Kenneth, Lund	2
Fjällström Pär, Sveriges Riksradio, Luleå	1
FMV Radio	12
Fyer Lars, Stockholm	3
Gee Hilda, Uppsala	4
Grudd Birgit, Sollerön	3
Grudd Einar, Sollerön	3
Hooke Ann, Minneapolis, USA	3
Hoppe Gunnar, Stockholm	3
Karlén Jessie, Uppsala	5
Karlén Leif, Uppsala	5
Linderson Hans, Lund	6
Mjöbo Ylva, Lund	2
O'leary Peter, Sydney, Australien	1
Parlow Eberhard, Freiburg, Västtyskland	4
Persson Maria, Bandhagen	5
Pohjola Oscar, Toshälla	2
Pohjola Solveig, Torshälla	2
Rautio Petra, Hägersten	6
Rosner Hans-Joachim, Freiburg, Västtyskland	4
Scherer Dieter, Freiburg, Västtyskland	4
Seger Kerstin, Ljungby	5
Sjöström Arne	2
Walde Karin, Täby	2
Öberg Thomas, Sveriges Riksradio, Luleå	1
 Summa	95
 SUMMA ÖVERNATTNINGAR	2068

APPENDIX 2

DAILY VALUES OF MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURE AND WINDSPEED

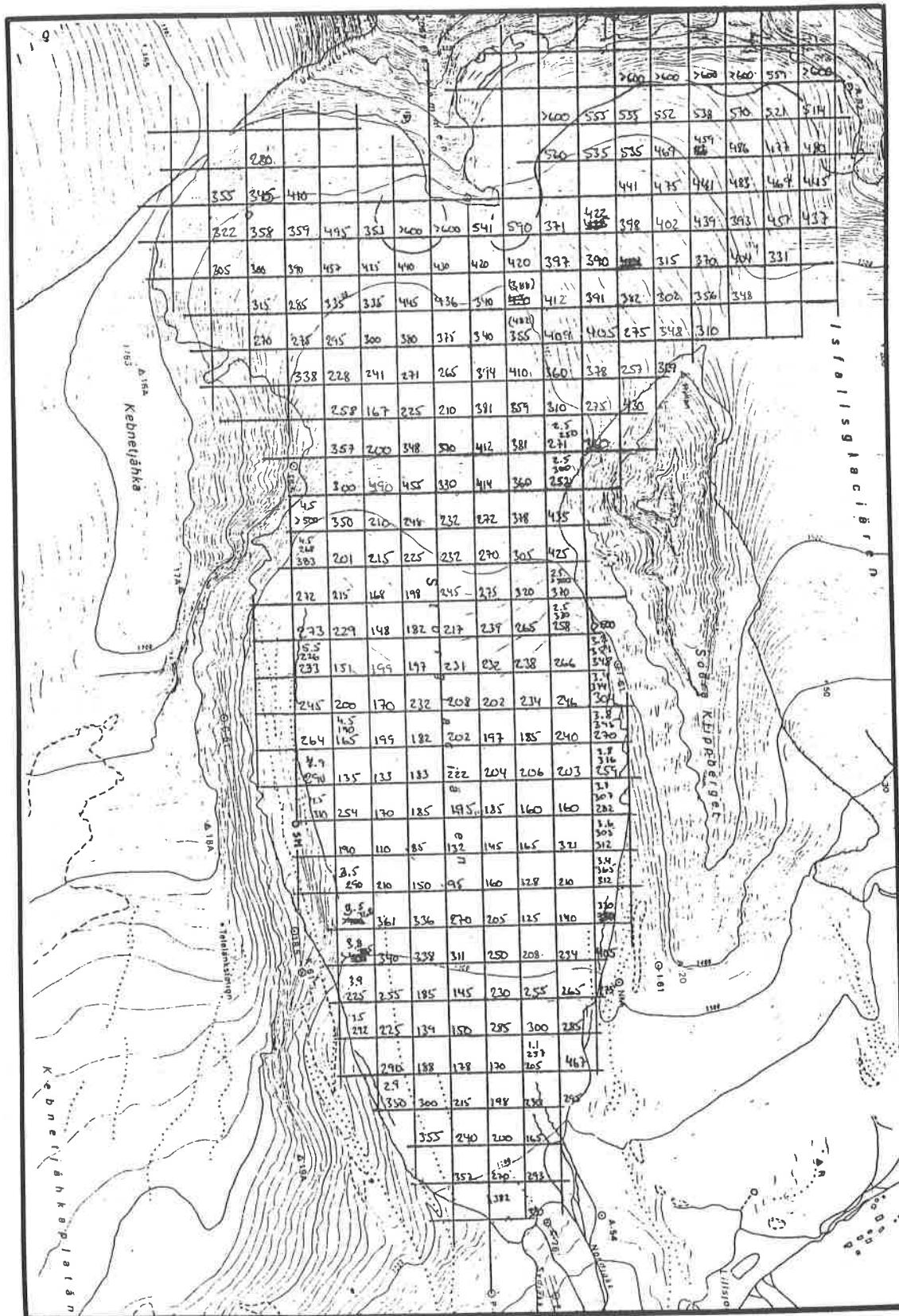
JULIAN DAY	MAX TEMP	TIME MAX T	MIN TEMP	TIME MIN T	MAX WIND	TIME MAX W	MIN WIND	TIME MIN W
149					2.59	12.25	0.72	12.58
150	6.31	16.13	0.07	19.41	3.43	19.55	0.43	16.10
151	7.09	15.55	0.94	22.16	3.61	19.05	0.01	21.07
152	9.6	16.04	0.09	00.34	4.43	15.32	0	08.44
153	7.09	12.49	-0.41	00.50	5.87	14.01	0	15.40
154	6.6	15.00	1.03	01.37	4.07	06.53	0	01.16
155	6.77	09.27	1.06	05.10	4.53	20.20	0	02.10
156	4.26	11.13	0.29	19.56	7.4	03.32	0	01.38
157	5.73	14.52	0.37	04.35	12.58	21.39	0	03.24
158	3.75	15.29	-0.65	23.44	12.32	05.55	0	00.16
159	3.48	09.30	-0.85	00.53	3.75	05.57	0	01.34
160	3.86	11.20	-1.20	02.20	4.5	18.54	0	00.51
161	0.45	14.37	-2.78	06.23	6.08	23.57	0	08.55
162	2.41	13.32	-2.49	04.54	9.3	03.51	0	00.01
163	7.35	10.51	-0.37	02.36	2.54	17.10	0	15.46
164	2.02	16.51	-0.76	05.51	3.05	09.47	0	01.15
165	3.69	11.07	-0.12	03.25	3.08	13.26	0	00.14
166	7.34	08.02	0.33	00.42	4.97	11.57	0	04.21
167	8.61	16.55	0.17	02.23	4.09	12.27	0	15.12
168	7.8	17.00	1.29	03.23	4.61	23.09	0	00.01
169	8.06	11.04	2.48	23.45	13.8	18.48	00.33	03.41
170	4.37	11.50	1.86	04.58	6.71	00.29	0	01.35
171	6.02	15.07	1.13	05.04	9.29	22.49	0	00.08
172	8.45	11.20	2.15	22.39	9.38	00.31	0	02.47
173	7.76	16.52	1.66	02.21	3.4	03.53	0	03.17
174	8.3	13.23	2.05	02.15	4.3	11.36	0	05.47
175	8.53	10.23	1.74	03.44	8.41	11.33	0	03.11
176	7.3	15.30	2.35	06.15	3.6	17.03	0	05.27
177	7.84	14.49	1.98	00.43	4.48	21.51	0	02.10
178	7.99	15.22	2.57	23.58	5.98	16.38	0	00.15
179	10.96	14.02	1.65	02.03	5.78	16.30	0	03.08
180	6.65	07.07	1.04	23.58	5.62	14.21	0	19.41
181	1.5	01.33	-0.57	23.20	11.03	17.20	0	00.27
182	4.49	12.40	-0.92	01.56	8.86	04.07	0	22.44
183	6.442	17.06	-1.28	03.12	7.47	22.44	0	16.16
184					13.88	16.10	0.38	21.44
185					20.2	13.15	0	23.55
186					11.44	11.47	0	00.42
187					17.97	22.50	0	00.38
188	Change of temperature probe, no data available.				16.81	06.37	0	13.00
189					10.82	15.10	0.04	22.12
190					4.3	22.11	0.01	22.44
191					13.96	06.41	0	00.02
192					6.1	19.18	0	23.33

193	8.5	14.03	1.02	04.41	6.55	09.59	0	00.03
194	6.26	10.42	1.37	02.40	5.66	13.15	0	01.38
195	9.99	18.03	2.8	23.59	4.72	18.05	0	22.18
196	12.37	15.18	1.09	04.12	5.4	13.32	0	00.23
197	13.87	16.19	2.39	04.48	5.63	13.59	0	05.07
198	15.56	13.47	5.46	04.58	6.22	09.25	0	07.29
199	19.15	16.12	7.36	01.48	4.93	16.37	0	12.30
200	18.87	16.38	7.22	05.13	4.77	18.56	0	15.46
201	18.14	15.07	7.9	01.19	7.67	13.27	0.01	21.18
202	16.18	15.03	9.13	00.14	7.72	23.59	0	06.05
203	11.98	5.26	4.98	23.16	16.81	13.00	0.01	03.00
204	9.33	15.28	5.18	23.37	23.8	22.46	0.01	22.25
205	5.45	11.24	2.25	22.49	25.53	07.29	0.01	19.01
206	6.06	15.55	0.82	05.22	6.09	00.43	0	01.24
207	5.32	19.21	3.21	23.25	6.93	08.41	0	02.16
208	8.98	15.35	0.89	05.35	6.82	16.04	0	12.01
209	5.52	18.24	2.25	04.52	7.03	18.13	0.01	19.56
210	7.63	12.24	1.84	23.55	21.38	22.26	0.04	02.32
211	3.75	14.04	-0.34	05.15	21.67	04.12	0	20.44
212	8.31	15.01	1.16	03.35	6.67	00.59	0	03.33
213	6.54	15.05	3.21	06.32	22.99	21.47	0	00.38
214	5.93	15.35	3.82	03.23	10.6	18.06	0	03.49
215	7.77	23.17	5.11	09.37	12.48	23.27	0	04.11
216	17.5	21.38	5.11	05.37	12.04	00.48	0.4	17.46
217								
218						Datalogger stopped working due to power failure.		
219								

220	7.22	18.25	2.52	11.42	9.04	19.05	0	09.59
221	4.43	14.44	0.27	07.44	8.95	21.41	0	04.54
222	10.82	17.12	0.27	05.49	8.15	23.25	0	03.40
223	14.41	16.29	2.32	06.17	6.41	19.11	0	01.35
224	12.78	15.04	3.07	23.56	6.84	16.53	0	01.24
225	7.96	16.14	1.43	01.45	8.49	17.57	0.01	11.36
226	1.98	14.26	-1.64	23.57	17.32	16.55	0	10.37
227	1.71	16.46	-3.14	07.42	4.3	15.39	0	06.26
228	5.04	15.37	-1.23	05.57	7.81	23.14	0	06.29
229	4.84	17.03	0.48	23.57	7.6	13.35	0	05.36
230	4.29	16.12	-1.16	04.28	6.22	13.31	0	03.18
231	7.62	16.15	0.07	04.29	5.47	14.55	0	00.00
232	3.48	00.00	0	08.35	4.59	13.31	0	05.55
233	5.04	16.18	0.55	03.15	5.47	23.38	0	02.58

APPENDIX 3

SNOWSOUNDINGS ON STORGLACIÄREN 18-23 MAY 1987



APPENDIX 4

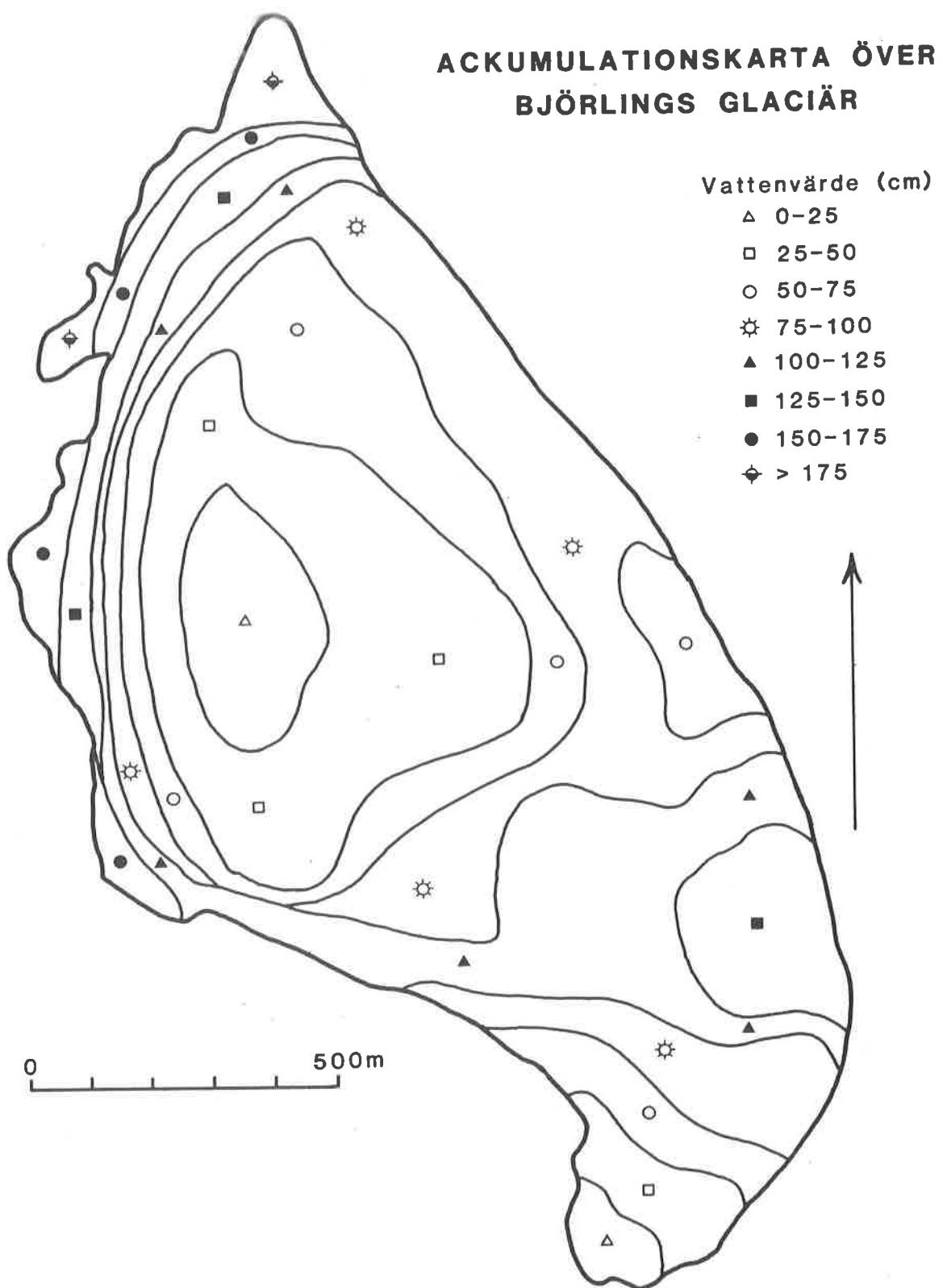
STAKE PROTOCOL WINTER 1987/88

- (1) Nummer på staken
 (2) Anger stakens längd efter skarvning i september
 (3) Noterad is eller cm nysnö
 (4) = (2)+(3)
 (5) Staklängden över snöytan före skarvning
 (6) = (4)-(5)
 (7) Snöackumulationens vattenvärde; (6)* snööns medeldensitet
 (8) Förlängning av staken i cm
 (9) = (4)+(8)

Stake	30/8-14/9 6 november														8 februari													
	(1) Nr	(2) höjd (cm)	(3) is snö (cm)	(4) total längd (cm)	(5) höjd (cm)	(6) snö (cm)	(7) skarv djup (cm)	(8) snö g/cm²	(9) total längd (cm)	(10) höjd (cm)	(11) snö (cm)	(12) skarv djup (cm)	(13) total längd (cm)	(14) höjd (cm)	(15) längd över snö (cm)													
2N1	289	is	289	:	-	FEL	0	289	:	82	207	67,5	200	489	282													
3N1	268	is	268	:	-	FEL	0	268	:	104	164	53,5	100	368	204													
4N1	280	is	280	:	-	FEL	0	280	:	143	137	44,7	100	380	243													
5N1	290		290	:	-	FEL	0	290	:	145	145	47,3	200	490	345													
5S1	279		279	:	-	FEL	0	279	:	140	139	45,3	200	479	340													
6	270		270	:	-	FEL	0	270	:	-	FEL	FEL	270	FEL														
8	290		290	:	-	FEL	0	290	:	98	192	62,6		290	98													
8N1	190	is	190	:	-	FEL	0	190	:	16	174	56,7		190	16													
8N2	326	is	326	:	-	FEL	0	326	:	148	178	58,0	200	526	348													
8S1	223		223	:	-	FEL	0	223	:	162	61	19,9		223	162													
8S2	200		200	:	-	FEL	0	200	:	103	97	31,6	200	400	303													
9	269		269	:	-	FEL	0	269	:	136	133	43,4	200	469	336													
9N1	177		177	:	-	FEL	0	177	:	42	135	44,0	200	377	242													
9S1	237		237	:	-	FEL	0	237	:	55	182	59,3	200	437	255													
9S2	202		202	:	-	FEL	0	202	:	-	FEL	FEL	202	FEL														
10	310		310	:	-	FEL	0	310	:	186	124	40,4		310	186													
10N2	200	is	200	:	-	FEL	0	200	:	83	117	38,1	200	400	283													
10S1	226	is	226	:	-	FEL	0	226	:	-	FEL	FEL	226	FEL														
12NE	87	2	89	:	7	82	200	289	:	-	FEL	FEL	289	FEL														
12NC	85	is	85	:	-	FEL	0	85	:	-	FEL	FEL	85	FEL														
12NW	91	is	91	:	-	FEL	0	91	:	-	FEL	FEL	91	FEL														
12S3	249	is	249	:	-	FEL	0	249	:	200	49	16,0		249	200													
13NE	152		150	:	53	97	200	350	:	79	271	88,3	200	550	279													
13NC	158		158	:	58	100	200	358	:	89	269	87,7	200	558	289													
13NW	152		152	:	43	109	0	152	:	-	FEL	FEL	152	FEL														
14	259		259	:	-	FEL	0	259	:	124	135	44,0	200	459	324													
14N1	266	is	266	:	217	49	0	266	:	122	144	46,9	200	466	322													
14N2	300	is	300	:	230	70	0	300	:	117	183	59,7	200	500	317													
14S1	237	is	239	:	170	69	0	239	:	95	144	46,9		239	95													
14S2	220	is	220	:	188	32	0	220	:	112	108	35,2	200	420	312													
14S4	209	is	209	:	-	FEL	0	209	:	133	76	24,8	200	409	333													
16	238	10	248	:	215	33	0	248	:	97	151	49,2	200	448	297													
17	340	8	348	:	321	27	0	348	:	210	138	45,0	0	348	210													
17N1	316	10	326	:	252	74	0	326	:	150	176	57,4	200	526	350													
17N2	247	12	259	:	165	94	0	259	:	33	226	73,7	200	459	233													
18	329	11	340	:	280	60	0	340	:	158	182	59,3	200	540	358													
18S1	268	11	279	:	249	30	0	279	:	146	133	43,4	100	379	246													
18S2	247	10	257	:	210	47	0	257	:	140	117	38,1	200	457	340													
18S4	274	12	286	:	-	FEL	0	286	:	157	129	42,1	100	386	257													
20	291	15	306	:	-	FEL	0	306	:	75	231	75,3	200	506	275													
21NE	291	19	310	:	-	FEL	0	310	:	80	230	75,0	200	510	280													
21NS	230	15	245	:	143	102	0	245	:	-	FEL	FEL	0	245	FEL													
21S2	252	13	265	:	-	FEL	0	265	:	126	139	45,3	100	365	226													
21S3	265	12	277	:	-	FEL	0	277	:	72	205	66,8	200	477	272													
25N3	193	10	203	:	-	FEL	0	203	:	160	43	14,0	200	403	360													
26N4	263	18	281	:	-	FEL	0	281	:	-	FEL	FEL	0	281	FEL													
27	320	14	334	:	-	FEL	0	334	:	52	282	83,1	200	506	251													
26SS	288	18	306	:	130	176	0	306	:	51	255	91,9	200	534	252													
27	320	14	334	:	-	FEL	0	334	:	52	282	106,3	200	736	410													
27N2	318	18	336	:	193	143	200	536	:	210	326	108,9	200	759	425													
27N4	341	18	359	:	205	154	200	559	:	225	334	165,0	200	746	240													
27N6	328	18	346	:	220	126	200	546	:	40	506	FEL	0	497	FEL													
28	280	17	297	:	143	154	200	497	:	-	FEL	FEL	0	283	FEL													
28S5	265	18	283	:	-	FEL	0	283	:	-	FEL	147,0	200	741	290													
29	324	17	341	:	130	211	200	541	:	90	451	117,4	200	732	372													
29N5	309	23	332	:	165	167	200	532	:	172	360	103,0	200	743	427													
29N7	319	24	343	:	197	146	2																					

APPENDIX 5

WINTERACCUMULATION 1986/87
ON BJÖRLINGS GLACIÄR, RABOTS GLACIÄR, AND ON TARFALAGLACIÄREN.



ACKUMULATIONSKARTA ÖVER RABOTS GLACIÄR

Vattenvärde (cm)

- 25–50
- 50–75
- ◊ 75–100
- ▲ 100–125
- 125–150
- 150–175
- ◆ > 175

