

LUNDS UNIVERSITETS NATURGEOGRAFISKA
INSTITUTION

SEMINARIEUPPSATSER

NR 14

*Vädrets betydelse för
snöavsmältningen i Tarfaladalen*



TARFALA RESEARCH STATION

TILLHÖR REFERENSBIBLIOTEKET
UTLÅNAS EJ

Maj-Lena Finnander

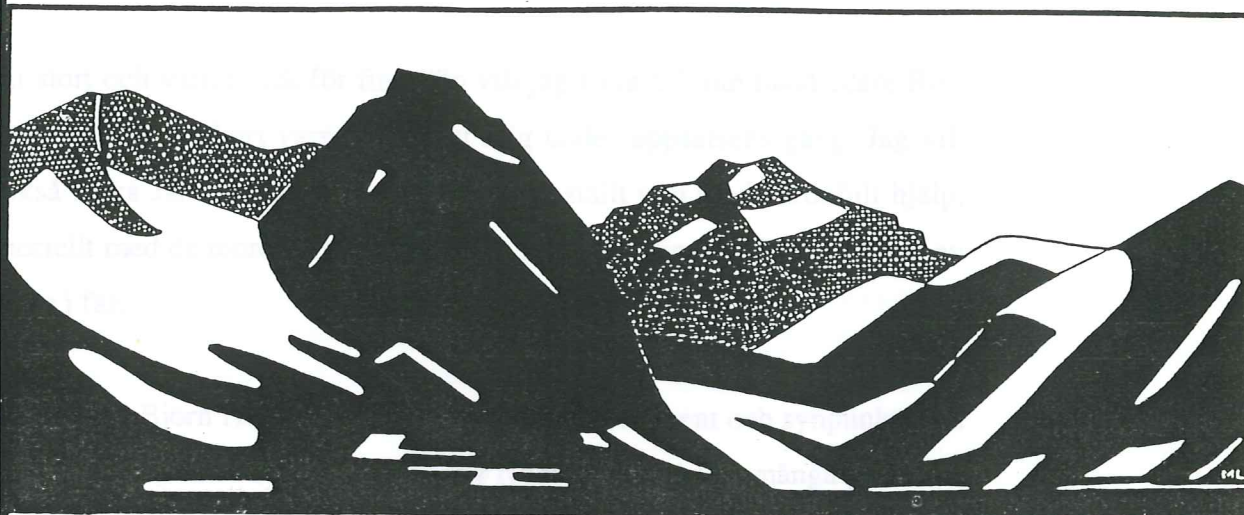


LUND 1989



LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET

*Vädrets betydelse för
snöavsmältningen i Tarfaladalen*



TARFALA RESEARCH STATION

Maj-Lena Finnander



LUND 1989



LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET

Förord

Denna studie är gjord som examensarbete på geovetarlinjen vid Naturgeografiska Institutionen, Lunds Universitet.

Jag vill tacka Wibjörn Karlén som gjort denna uppsats möjlig genom att låta mig utnyttja en stor del av min tid som anställd vid Tarfalastationen 1988 till eget arbete, och bistått med värdefull hjälp vid insamling av data under fältarbetet.

Ett stort och varmt tack för fin hjälp vill jag rikta till min handledare Rolf Nyberg, som på kort varsel handlett mig under uppsatsens gång. Jag vill också tacka Jan. O. Mattson som välvilligt ställt upp med värdefull hjälp, speciellt med de teoretiska delarna inom klimatologin och tillämpningar av dessa i fält.

Ett tack till Björn Holmgren, som bistått med instrument och synpunkter på teori och fältarbete. Tack också till Per Holmlund som löst många praktiska detaljer.

Kristina Säljblad, som fältarbetade på sitt examensarbete samtidigt som jag tackas för hjälp med allt från att gräva schakt i snön till att snickra väderburar. Hans Linderson tackas för hjälp med genomläsning av arbetet.

Dessutom ett tack till all övrig personal på Tarfalastationen och vid Naturgeografiska Institutionen i Lund som på ett eller annat sätt hjälpt mig under arbetets gång.

Abstract

In order to study the influence of the weather on the snowmelt in the Tarfala Valley, a survey of the runoff from the snow in the valley, was performed in May and June 1988, at the Tarfala Research Station. The aim of the survey was to find a simple numerical model that corresponds well to the runoff from the snow and to identify reasons for deviating runoff in different places.

The survey was based on daily stake readings of snowdepth and several density measurements in four profiles with different exposure towards the sun. The waterequivalent each day for all the stakes was calculated and used for estimating the daily runoff. The density was assumed to be proportional to the snowdepth and to change linearly between the days of density measurements. The calculated runoff was compared with the data registered by the datalogger belonging to the station.

Diagrams and correlations were made between the calculated runoff and the meteorological parameters, to determine whether any of the parameters could be used for estimating the runoff. The runoff values for each profile and for each stake were compared to each other, to study the influence of snowdepth and of exposure towards the sun on runoff.

The importance of the different meteorological parameters was difficult to estimate, as measurements of the humidity of the atmosphere were lacking from the data. The average daily temperature shows a fairly high correlation with runoff (0.89). Use of the degree-day method according to Male & Gray (1981) did not increase the correlation, and was rather timewasting. The constant can be used as the degree-day factor, if the daily mean temperature is assumed to be proportional to the runoff. Tests with regression analysis gave the coefficient $4.55 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}$ and day, and a constant of 3.27 mm/day . As the constant is fairly high, the runoff will be too low, if the constant is not considered in the calculations. The degree-day melting factor does however vary during the melting season, primarily due to the changing albedo of the snow, and should also be calibrated every melting season.

To make statistical evaluations it was considered necessary to estimate the runoff every day during the field period, even though there was a risk that the errors in the measurements would exceed the calculated runoff variations. A longer measurement period would make it possible to estimate the runoff every four to eight days, which would give a more reliable result.

Innehållsförteckning

Inledning.....	1
Områdesbeskrivning.....	1
Vädret under mätperioden.....	2
Allmänt om snöns egenskaper och vädrets inverkan på snöavsmältningen.....	3
Metod.....	7
Resultat.....	12
Diskussion.....	27
Sammanfattning.....	33
Referenslista.....	35
Appendix A.....	38

Inledning

Vid Naturgeografiska Institutionens i Stockholm fältstation i Tarfaladalen, Lappland, utfördes under maj och juni månad 1988, en studie av vädrets betydelse för snöavsmältningen i dalen. Varje säsong mäts avrinning och sedimenttransport från dalen, och därför är det av intresse att känna till hur mycket vatten som tillförs dräneringssystemet av snön i dalen. Med stationens nya datalogger för väderregistrering kan information om bla temperatur, instrålning, luftfuktighet och vindhastighet snabbt och lätt bearbetas. Syftet med denna studie var därför att finna en enkel numerisk modell för att beräkna snöavsmältningen vid en viss typ av väder, samt att försöka identifiera orsakerna till avvikelser i avsmältning på olika platser. Studien genomfördes som ett examensarbete inom ramen för geovetarlinjen vid Lunds Universitet.

Områdesbeskrivning

Fältstationen är belägen i en nord-sydlig dalgång öster om Kebnekaise, på 1130 m höjd över havet. Tarfaladalen räknas till fjällkedjans Seve-komplex och sjäva dalgången domineras av amfibolit, det höga kebnekaisemassivet består av ett diabaskomplex (Andreasson & Gee 1989).

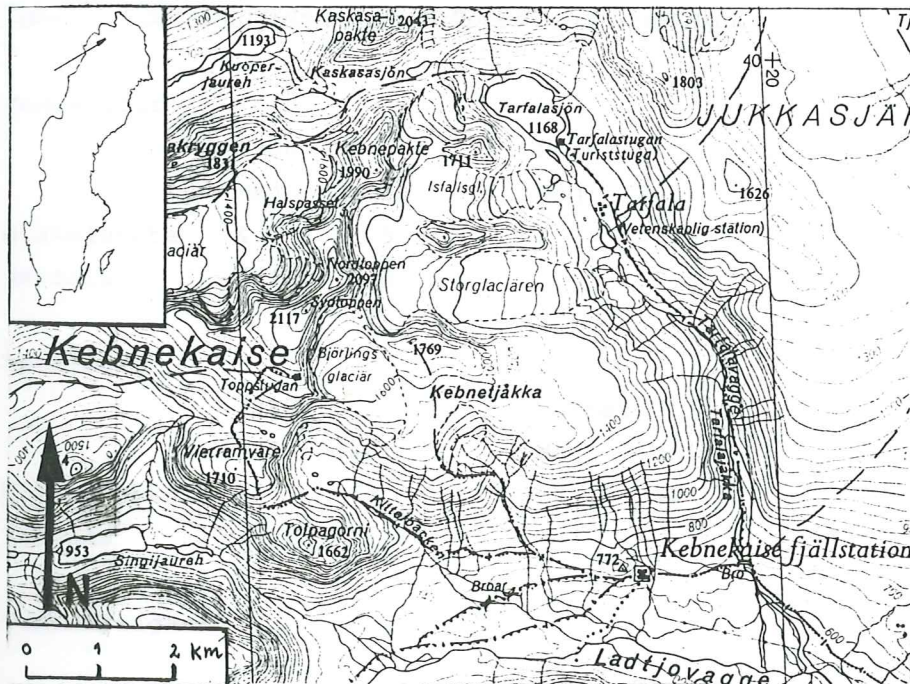


Fig.1. Karta över kebnekaiseområdet, efter Svenska Fjällkartan.

Klimatet är subarktiskt alpint och området ligger över trädgränsen, vegetationstypen är till största delen gräshed. Från Kebnekaisemassivet utgår glaciärer som har bildat kraftiga moränryggar efter olika framryckningar. Terrängen är blockig och i dalens inre delar förekommer strukturmark, på sluttningarna soliflukationsvalkar och rasmaterial. Längst in i dalen ligger en sjö varifrån det rinner en jökk. Denna däms upp ungefär i höjd med stationen till en mindre sjö, för att sedan fortsätta söderut ur dalgången.

Vädret under mätperioden

Nedan redovisas 1988 års temperatur- nederbörd- och vindhastighetsmedelvärden för maj och juni, samt normalvärden, dels från Nikkaluokta, som är närmsta SMHI station och dels från Tarfalastationens egna registreringar. Med normalvärdena avses medelvärden 1931-60 från Nikkaluokta, samt medelvärden 1967-88 från Tarfalastationen. Nikkaluokta ligger ungefär två mil öster om Tarfalastationen på 470 m höjd över havet. Data är hämtade från Väder och Vatten samt Tarfalastationens årsböcker 1987 och 1988.

Tabell 1. Väderdata från Tarfalastationen och Nikkaluokta.

Temperatur

	1988		Normal	
	Maj	Juni	Maj	Juni
Nikkaluokta	4.0	10.9	2.6	8.9
Tarfala	-0.9	4.8	-1.6	0.5

Nederbörd

	1988		Normal	
	Maj	Juni	Maj	Juni
Nikkaluokta	16	63	32	58
Tarfala	6.4	36.6	--	--

Vindhastighet

	1988		Normal	
	Maj	Juni	Maj	Juni
Tarfala	5.5	5.7	2.4	3.0

Under 1988 var alltså vädret varmare och blåsigare i både Tarfaladalen och Nikkaluokta än under respektive normalperiod. I Nikkaluokta var också nederbörden betydligt lägre än normalt i maj och högre än normalt i juni.

Allmänt om snöns egenskaper och vädrets inverkan på snöavsmältning

Energiomsättningen för ett snöskikt, från dess gränsyta mot luften ned till ett visst djup kan skrivas

$$Q_S + Q_n + Q_I + Q_V = Q_R$$

där Q_S =strålningsbalansen i gränsytan mot luften, Q_n =värmeflödet i underlaget, Q_I =flödet av sensibelt värme, Q_V =flödet av latent värme och Q_R =nettoförändringen av skiktets värmeförråd.

Strålningsbalansen dominerar energibalansen, men det är ändå temperatur och vind, alltså konvektiv transport, som avgör hur intensiv snösmältningen är (Bengtsson 1982). Förutom den av energibalansen styrda snösmältningen, avdunstningen och kondensationen bestäms ablationen av vertikal och lateral genomsläpplighet av vatten inom snön, och infiltration i marken. Nedan redogörs för de meteorologiska parametrarnas inverkan på smältningen i samspel med snöns egenskaper.

Kortvågig strålning

Den kortvågiga strålningen kommer dels från direkt solstrålning, och dels från diffus och i atmosfären spridd strålning. Den varierar med atmosfärens genomsläpplighet, tid på dygnet samt årstid. Hur mycket av strålningen som träffar snöytan bestäms av himmelsavskärmning, vegetationstäckning och reflektion från omgivande berg. En snöyta får också olika mängd strålning pga ytans lutning och orientering.

Den kortvågiga strålningen som träffar snöytan reflekteras till stor del. Reflektionen, är hög för nysnö, runt 90%, och minskar efterhand som snön omvandlas och åldras ner till 40% (Mattsson 1979). Snöns albedo beror dels av snöns kornstorlek, densitet och ytans råhet, dels av solvinkel och om strålningen är diffus eller direkt. Gray & Male (1981) beskriver snöns albedo som en funktion av snöns densitet ($\text{Albedo} = 1/\text{densiteten}^2$).

Produktionen av smältvatten är beroende av hur djupt ned i snön strålningen går. Detta beror i sin tur på våglängd, densitet och partikelstorlek. Kortvågig strålning kan transmittas ner i snön ned till 1 m djup. Om snötäcket är tunnt kan således strålningen nå ner till den underliggande markytan, som kan reflektera strålningen och därmed tillföra värme till snön. Transmissionen ökar också efterhand som snön åldras (Nyberg & Hårsmar 1971).

Långvågig strålning

Den långvågiga strålningen styrs bla av koldioxid- och vattenångehalten i atmosfären. Topografin är viktig för motstrålning från omgivande berg samt den himmelsavskärmning som bergen orsakar. Endast 1/2% av den infraröda strålningen reflekteras hos ren snö, resten absorberas i de översta snölagret (Mattsson 1979).

Sensibelt och latent värme

Hur sensibelt och latent värme påverkar snöytan beror på det turbulenta utbytet, som bestäms av vindhastighet, lufttemperatur och luftfuktighet. Den molekylära värmeledningen är liten. Beräknade och uppmätta värden på olika platser visar att avdunstning och kondensation har liten effekt på vattenmängden i snön (Barry 1981). Förloppen påverkar dock energitillgången genom den stora mängd energi som åtgår respektive frigörs under dessa processer (se även i Diskussion). Avdunstningen överstiger sällan 1 mm vatten och kondensationen uppmätt i nordsverige uppgår till i medeltal 0.07mm/dygn (Bengtsson 1980).

Markvärmeytbyte

Utbytet av värme med markytan är negligerbart i dagliga beräkningar men kan ha en kumulativ effekt under lång tid (Male & Gray 1981).

Regn

Regnnederbörd på snön kan ha två effekter: På smältande snö där regn inte fryser värms snön pga regnvattnets högre temperatur. På frusen snö värms snön av regnets högre temperatur och smältvärmets som bildas då regnet fryser. Värmet medför en höjning av temperaturen till smältpunkten och sedan en smältning av snön. Regnets inverkan på smältningen är dock liten. Det ger ca 0.4 kJ för varje grad den är varmare än snön. Till smältning av snö krävs ca 32 kJ (Nyberg & Hårsmar 1971).

Harstveit (1981) har beräknat att energin som konsumerats för avsmältning under en hel säsong till 65% beror på sensibel turbulent transport, till 35% av nettostrålningen och till 13% vardera av kondensation och avdunstning på snöytan.

Snöns egenskaper och vattnets rörelse ner genom snön

En snöpacke har en karakteristisk skiktning med lager av is, varvade med finkorniga högdensitetslager och grövre lågdensitetslager, vilka är bildade av nederbörd, vind, dygnsmässig smältning och återfrysning. Snöns densitet varierar på olika platser, speciellt i vindutsatta områden. Då snön driver längs marken bryts huvuddelen av kristallerna sönder till små rundade korn, och snön packas tätare än snö av välutvecklade snöstjärnor, avsatt vid lugnt väder. Den vinddrivna snön förblir hårdare packad även om kristallerna är nedbrutna till korn genom sintring (Karlén i SNV 1983, Zackrisson 1980).

Sintring är en nedbrytningsprocess hos snön, som sker efterhand. Den uppstår genom att avdunstning sker från de starkast krökta ytorna och den bildade vattenången transporteras till konkava ytor. Det bildas kontaktytor mellan kornen, så kallade isbryggor. Då smältvatten börjar uppträda omvandlas snön snabbt. De små kristallerna försvinner då vattenhalten blir hög och kornen blir välrundade. Tidigt i smältningen utvecklas dräneringskanaler där vattnet rinner. Här blir snön grövre och därmed tätare packad.

Det mesta smältvattnet bildas på ytan, då utbytet av sensibelt och latent värme, samt den långvågiga strålningens påverkan sker här. Markutbytet är oftast litet. Vid smältningen är snön nollgradig. Varje snökristall är omgiven av en tunn film av vatten och mycket av vattentransporten kan ske genom denna film. Kornstorleken är ungefär 2mm. Vattnet kan även flyta i mättade porer. När dessa är fyllda med vatten uppstår ett effektivt laminärt flöde. Omkring 4 viktprocent vatten kan hållas kapillärt i snön, och totalt kan upp till 20 viktprocent vara i rörelse genom snön under kraftig smältning (Male & Gray 1981).

I finkornig snö tenderar vattnet att ledas i olika kapillära porer. Också grövre stråk eller kanaler kan dränera vattnet. Dessa formas vid regn genom att kristallerna växer till av högre vattenmättnad. När väl kanalerna bildats rinner vattnet lättare genom dessa vilket bibehåller dem. Vattnet kan transporteras 3-5 gånger snabbare i dessa kanaler än i homogen snö (Bengtsson 1982).

Perkolationshastigheten genom snön är ungefär 2-60 cm per minut beroende på intern struktur, vattenmängd och översta lagrets kondition. När vattnet når marken infiltreras det eller rinner i snöns nedersta slasklager med en hastighet av 10-60 cm per minut (Male & Gray 1981).

Förutom att ovannämnda dräneringskanaler kan orsaka variationer i hastigheten, påverkas perkolationen också av snöns skiktning. I homogen snö, utan islinser eller vertikala dräneringskanaler, dominerar gravitationen över den kapillära tryckgradienten. Flödes hastigheten minskar med ökat djup och vattnet förflyttar sig som en våg genom snöpacken under dygnet. I en skiktad snöpacke varierar hastigheten mellan skikten. Mellan två horisontella skikt ansamlas vatten och eventuellt lateralflöde uppstår om det kapillära trycket är större i det undre skiktet än det övre. Vid den motsatta situationen accelererar vattnet då det når det undre lagret (Male & Gray 1981).

Om snötemperaturen är lägre än noll grader fryser normalt vattnet, vilket höjer temperaturen i snöpacken. När temperaturen når noll grader börjar vattnet rinna nedåt i snön. Det som därför bestämmer när vattnet ska avges är snöns köldinnehåll, och därmed hur mycket vatten som måste frysa för att temperaturen ska stiga till noll grader, samt snöns vätskehållande förmåga, som styrs av snöns egenskaper.

Temperaturen i snöpacken varierar med djupet, då snöns dåliga värmeledningsförmåga gör att de dagliga förändringarna avtar med djupet under snöytan. Medeltemperaturen för ungefär en vecka ligger på 30 cm djup (Karlén i SNV 1983). Snöytans temperatur är i hög grad beroende av strålningsbalansen. Den kortvågiga strålningen tränger ner en liten bit därför är temperaturen högst några cm ner i snön.

Snöns successiva omvandling orsakar en vertikal sammansjunkning. Andra rörelser i snön är snökrypning, där snön i en sluttning mycket sakta rör sig nedåt av gravitationen, samt snöglidning, som är en snabbare rörelse. Den vertikala sammansjunkningen utgör ca 75 cm på 5 månader, medan snökrypning utgör ca 25 cm under samma tid. Snöglidning ger en rörelse med meter per dygn (Karlén i SNV 1983).

Metod

Fältmätningarna utfördes den 25 maj till den 20 juni 1988. Fyra profiler med olika exponering mot solinstrålningen utstakades med trälekt, på vilken var tionde cm var markerad (Profil 1: 11 st mot SSE, profil 2: 4 st mot NNW, profil 3: 6 st mot W och profil 4: 10 st mot SW). I profil 4, vid väderburen, användes stationens befintliga snöstakar, också markerade var tionde cm. I de flesta fall kunde lekten föras ner genom snön till markytan utan större problem. Vid snödjup över 2-2.5 m, där snön var mer kompakterad slogs först ett järnrör ned till markytan och lekten placerades sen i hålet. I några fall, där snön var speciellt svårforcerad, användes isborr. Med tiden bildades en kon några cm runt stakarna, där snön avsmält snabbare än omgivande snö. Avläsningen gjordes därför alltid från samma plats och i höjd med en tänkt linje från den opåverkade snön på båda sidor om snöstaken, för att undvika parallaxfel och lektens påverkan på avsmältningen.

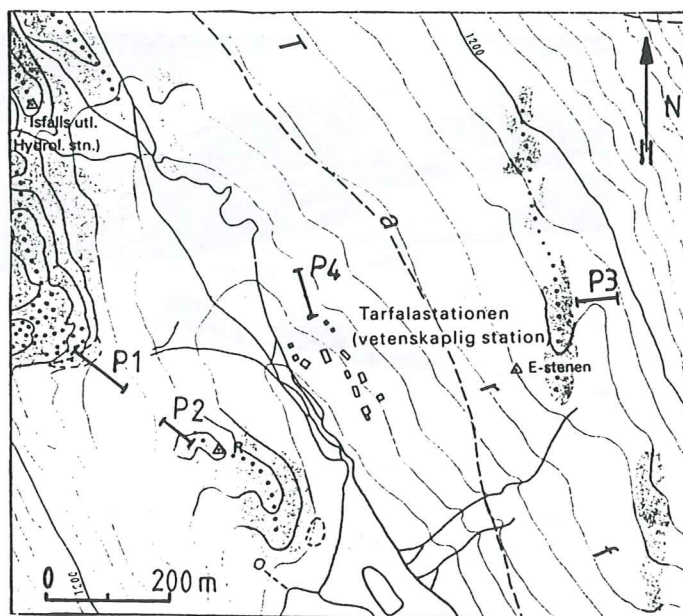


Fig.2. Karta (efter Holmlund & Schytt, 1987) visar undersökningsområdet med profilerna markerade.

Snöstakarnas läge mättes in med geodimeter 140 (AGA) från en närbelägen punkt (markerad R i fig.2). Vertikalvinkel från horisontalplanet, horisontal-avstånd samt horisontalvinkel från en fix punkt (E-stenen, se fig.2) uppmättes. Dessutom mättes några punkter vid sidan om varje profil då profilerna inte följde sluttningarnas lutning. Med hjälp av inmätningen beräknades sedan stakarnas placering och sluttningarnas exponering mot solinstrålningen.

Snöstakarna avlästes en till två gånger per dag oftast mellan klockan 8 och 10 på förmiddagarna och klockan 20 och 23 på kvällen. Vid beräkningarna användes en avläsning per dag, i allmänhet morgonavläsningen. I vissa fall, om en morgonavläsning inte gjorts har en sen kvällsavläsning dagen innan använts som likvärdig, då det vid en jämförelse inte visade sig vara någon betydande skillnad mellan en sen kvällsavläsning och morgonavläsning.

Med jämna tidsmellanrum grävdes schakt för att ta densitetsprover i snön, enligt den metod som i allmänhet används vid Tarfalastationen (Karlén muntl). Ett metallrör med en volym på 1 liter trycktes uppifrån ned i snön vid schaktets ena vägg motsvarande metallrörets höjd (25 cm). Snön i röret vägdes sedan med en dynamometer, vilket gav snöns densitet. Mätningarna upprepades sedan var 25:e cm ner till markytan, och medeldensitet för snöpacken beräknades sedan ur detta. Vid två tillfällen användes kärnborr i profil 1 (28 maj och 19 juni), där snön var djup och hårt packad.



Fig.3. Densitetsprovtagning i ett schakt vid profil 4. Vid snöns ena vägg syns metallröret som används för att bestämma snöns densitet.

Första gången, den 25 maj, togs 2 densitetsprover i profil 4 på djupen 100 cm och 185 cm samt ett prov i profil 3 på djupet 275 cm. Då skillnaden i densitet i de olika profilerna var stor utökades provtagningarna till flera platser den 28 maj. Ytterligare utökningar gjordes senare. Densiteten antogs öka linjärt med djupet, och en regressionslinje beräknades för att representera densiteten för varje djup. Den 25 maj kunde inte en kontinuerlig linje dras genom de tre uppmätta densitetsvärdena, därför användes två olika linjer, enligt fig 5, som fick motsvara varje djup. Dessa linjer valdes på så sätt att de passerade genom alla tre punkterna samt hade ungefär samma lutning som regressionslinjerna för de andra dagarna.

Snöns densitet antogs ändras linjärt med tiden varför densiteten för ett visst snödjup mellan två provtagningsdagar erhöles ur formeln

$$A+d*(B-A)/D$$

där A=densitet provdag 1, B=densitet provdag 2, D=antalet dagar mellan proverna och d=antalet dagar efter provdag 1.

Vattenekvivalenten, dvs mängd snö omräknat till vatten, vid varje snöstake, erhöles genom att det aktuella snödjupet vid en viss snöstake multiplicerades med den beräknade densiteten för det djupet och den dagen. Skillnaden i mängd vatten vid varje snöstake från dag till dag kunde sedan beräknas, och därmed avrinningen.

För att få en ungefärlig uppfattning om snösmältningen vid ytan, gjordes under några dagar ett försök med att placera ut burkar med snö under en viss tid, där mängden smältvatten uppmättes. Anordningen var konstruerad så att två stycken halvliters frysförpackningar limmades ovanpå varandra, den undre med lock, den övre utan. Genom botten på den övre burken och således locket till den undre, borrades några hål. Vid utplaceringen fylldes den övre burken med snö och hela anordningen grävdes ner så att överkanten av den översta burken överensstämde med snöytan. Mängden smältvatten, som runnit ner i den undre asken, uppmättes med mätglas och dividerades med burkens yta för att motsvara avsmältning per cm^2 .

Till stationens datalogger (Campbell Scientific CR21X) var givare för bla instrålning, nettostrålning, temperatur, luftfuktighet, vindriktning, vindhastighet och nederbörd anslutna. En närmare beskrivning av instrumenten ges i Tarfalastationens årsrapport 1987. Instrumenten avlästes var 10 sekund och medelvärde beräknades för varje timme. Då instrumenten inte var kalibrerade sedan installationen måste värdena från framförallt

nettostrålningen och instrålningen endast ses som relativa. Nederbördsangivelserna grundar sig på manuell avläsning av SMHI's standard pluviometer morgon och kväll.

Vid jämförelsen med dataloggers registreringar användes totalmedelvärde för alla profilerna, medelvärde per profil för att analysera skillnaden för olika exponering mot solen, samt varje enskilt värde i försök att finna en skillnad i avrinning för olika djup. Från dataloggers registreringar beräknades dygnsmedelvärden, dagsmedelvärden (8-20), nattmedelvärden (20-8) samt högsta respektive lägsta medelvärde för dag respektive natt, för de olika variablerna. Eftersom luftfuktigheten är en viktig parameter för snösmältning (se diskussion) riskeras stora fel vid användandet av en regressionsmodell för att förklara avrinningen (Zackrisson 1980). Därför gjordes endast enkla jämförelser med diagram och korrelationer för att visa sambanden mellan de meteorologiska faktorerna och avrinningen.

För att belysa skillnaden mellan profilerna och solexponeringens betydelse, studerades det allmänna vädret och faktiska värden från loggern de dagar då avrinningen avvek i en viss profil. För att eventuellt finna en avvikelse i avrinningen vid låga snödjup, jämfördes alla snöstakar med varandra på tre olika sätt. Ett 95 procentigt konfidensintervall för avrinningen varje dag beräknades och de snöstakar som hade avvikande värden noterades. Detta gav ganska många avvikande snöstakar varför två andra, mer subjektiva metoder användes. Dels gjordes histogram för daglig avrinning och dels gjordes diagram med snödjup och avrinning för varje dag och i båda fallen noterades avvikande avrinning. Den förra metoden har fördelen att ingen styrning av valet mot vissa snöstakar, tex vid visst djup, gjordes utan valet skedde helt på beräknade avrinningssvärden. Den senare metoden har fördelen att en eventuell avvikelse från ett visst mönster i avrinningen beroende av snödjupet framträdde.

Det beräknade avrinningsresultatet jämfördes också med graddagarsmetoden enligt Male & Gray (1981) som redovisas nedan:

$$M = M_f * (T_i - T_b)$$

Där M=smältning i cm vatten per tidsenhet M_f =graddagarskoefficienten (cm per grad och tidsenhet), T_i =dygnsmedeltemperatur eller dygnsmaximumtemperatur ($^{\circ}\text{C}$) och T_b =bastemperaturen (vanligtvis 0°C) och M_f beräknas enligt

$$M_f = k_m * k_v * R_I * (1 - A)$$

där k_m = en proportionalitetskonstant, ca 0.4 för bergig terräng. k_v = vegetationens transmissionskoefficient för strålning (beroende av vegetationstäckningen, i vårt fall blir $k_v = 1$), R_I = solstrålningsindex beroende av ytans exponering mot solen och A = snöns albedo. Om det regnar under mätintervallet tillkommer en faktor till graddagarskoefficienten på $0.00126 * P$, där P = mm regnenederbörd. Snöns albedo varierar enligt

$$A = 0.4 [1 + \exp(-k_e * t)]$$

där k_e = en tidskonstant på ca 0.2/dag och t = antalet dagar. För ny snö antas $A = 0.8$ och regn antas minska A till 0.4.

Försök att beräkna avrinningen med graddagarsmetoden gjordes med formeln

$$M = 0.4 * 1.1 * [1 - 0.4(1 + \exp(-0.2 * d))] * T_i \quad (+0.00126P * T_i \text{ vid regn})$$

P = mm regn per tidsenhet. Solstrålningsindex, R_I , har här satts till 1.1 enligt författarnas förslag för SE sluttning 20° lutning i maj och juni, och beräkningen har använts för profil 1, med start från 1 juni, efter snöenederbörd, för att få ett begynnelsevärde på A . En beräkning för alla profilerna med $R_I = 1.0$ gjordes också då R_I under juni avviker relativt lite från detta och en förutsättning för att metoden ska kunna fungera för framtida bruk är att metoden är enkel. Båda dessa beräkningar korrelerades med avrinningen. Resultatet från dessa korrelationer jämfördes med korrelationer med dygnsmedeltemperaturen för motsvarande tid. Genom att jämföra temperaturen och avrinningen kan graddagarskoefficienten erhållas (Bengtsson 1982). Här användes koefficienten från regressions-analys med dygnstemperatur och avrinning som ett förslag på graddagars-koefficienten för mätperioden.

Programvara som använts för bearbetning av data är Lotus123 och Minitab.

Resultat

Figuren nedan visar hur snödjupet förändrats från dag till dag i de olika profilerna. En positiv förändring är här lika med en minskning av snödjupet, eftersom förändringen sedan jämförs med avrinningen, som är positiv när vatten lämnar snöpacken. I slutet av maj minskade snödjupet sålunda ganska mycket. Juni börjar med en negativ förändring dvs en ökning av snödjupet, pga snönederbörd. Efter detta miskar snödjupet igen, med en liten avstanning runt 9-10 juni. Den 11-12 juni mättes inte snödjupet pga storm. En minskning av snödjupet den 13 juni beror på snödrift i samband med stormen, då snö blåst bort vid profilerna. Mot slutet av mätperioden varierar snödjupsförändringen kraftigt mellan profilerna. Resultatet följer annars i stort sett samma mönster i de olika profilerna. Totalt minskade snödjupet med 99 cm under hela mätperioden, dvs 24 maj till 19 juni, beräknat på medelavrinningen per dag (107 cm i profil 1, 89 cm i profil 2, 95 cm i profil 3 och 98 cm i profil 4). I appendix A redovisas snödjupen i varje mätpunkt. I genomsnitt minskade snömängden med 3.8 cm varje dag.

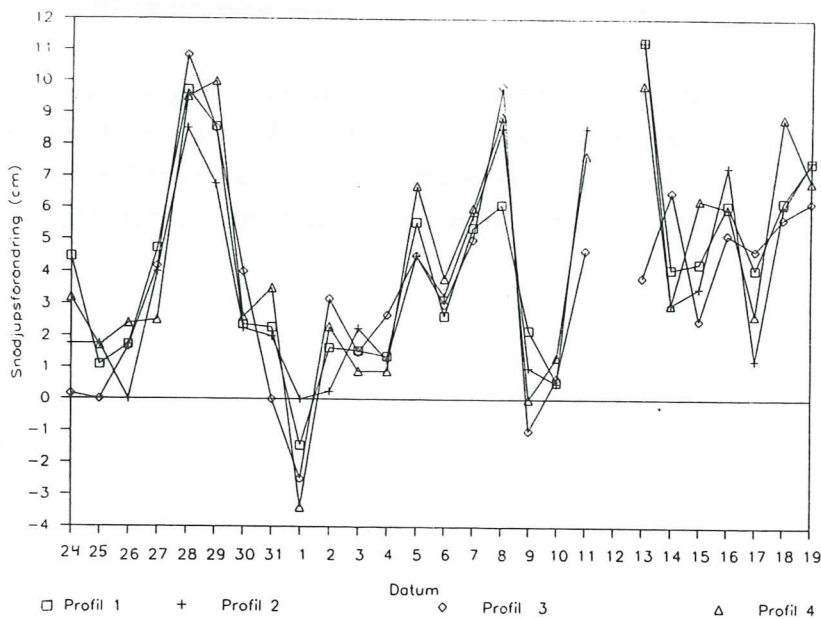


Fig.4. Daglig snödjupsförändring i de olika profilerna. En positiv förändring är lika med en minskning av snödjupet.

Nedanstående figurer visar densiteten för snön beräknat ur densitetsproverna, samt de regressionslinjer som använts för att beräkna densiteten för ett visst snödjup den aktuella dagen. Den 25 maj var det stor skillnad mellan densiteten i de båda profilerna varför det var svårt att dra några slutsatser om hur denna varierade med djupet.

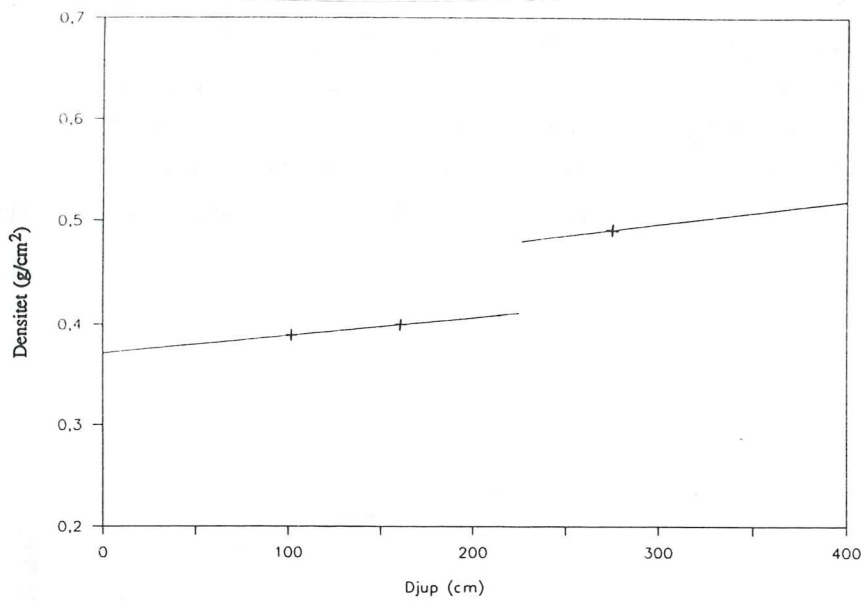


Fig.5. Beräknad densitet vid olika djup den 25 maj. De markerade punkterna motsvarar provtagningarna och linjerna används för att ge ett densitetsvärde för varje djup.

Den 28 maj togs nya prover, denna gången ur samtliga profiler. Dessutom togs i profil 3 och 4 två prover på olika djup, för att ge en bättre uppfattning om hur densiteten varierade med djupet och mellan profilerna. Resultatet av provtagningarna samt regressionslinje illustreras i fig. 6.

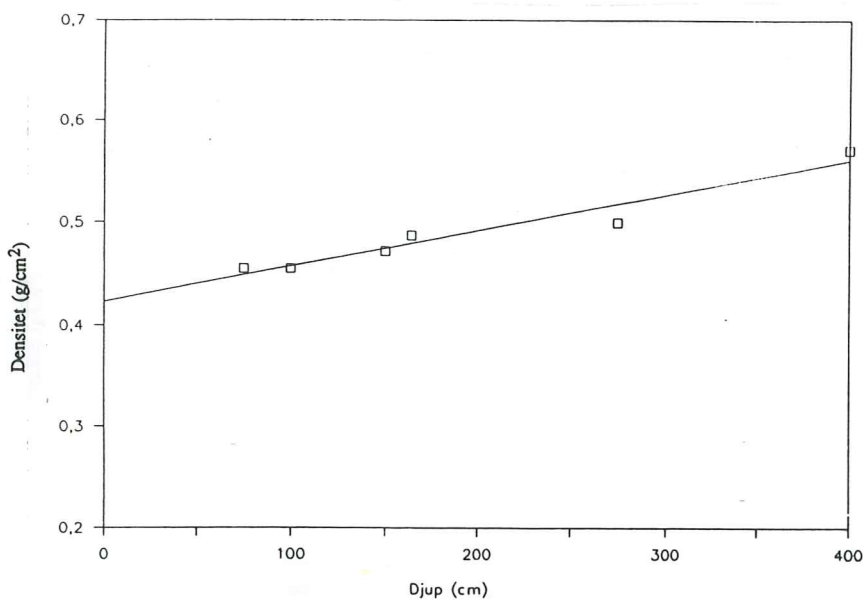


Fig.6. Beräknad densitet vid olika djup den 28 maj. Densitetsprovtagningarna är markerade och en regressionslinje som representerar densiteten på varje djup är inritad.

Den 3 juni och 7 juni upprepades provtagningen. Den 3 juni togs 5 prover, ett i profil 2 samt två i vardera profil 3 och profil 4. Nu syntes de beräknade densiteterna stämma väl överens med en linjär ökning med ökat djup, varför ett nytt försök att studera variationen inom profilerna gjordes med tre provtagningar i profil 1 och två provtagningar i profil 2.

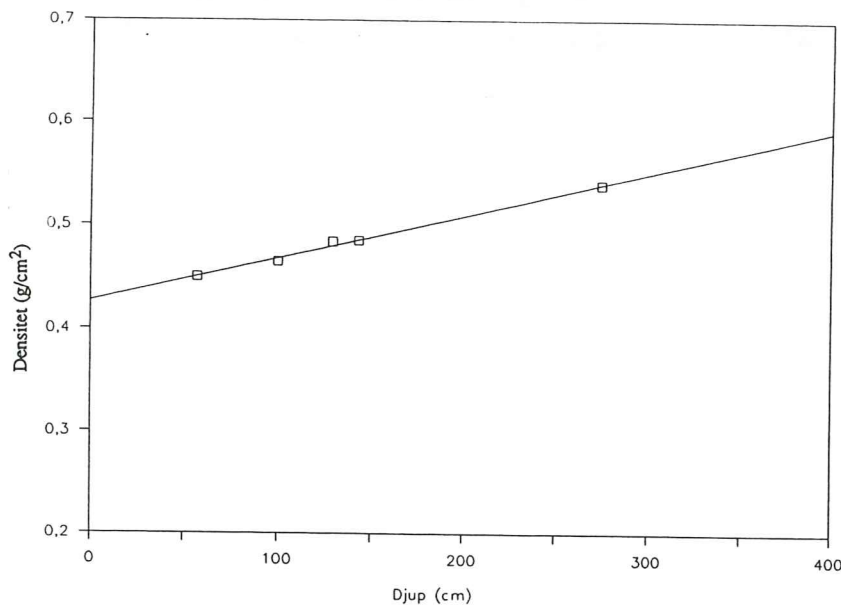


Fig. 7. Beräknad densitet vid olika djup den 3 juni. Densitetsprovtagningarna är markerade.

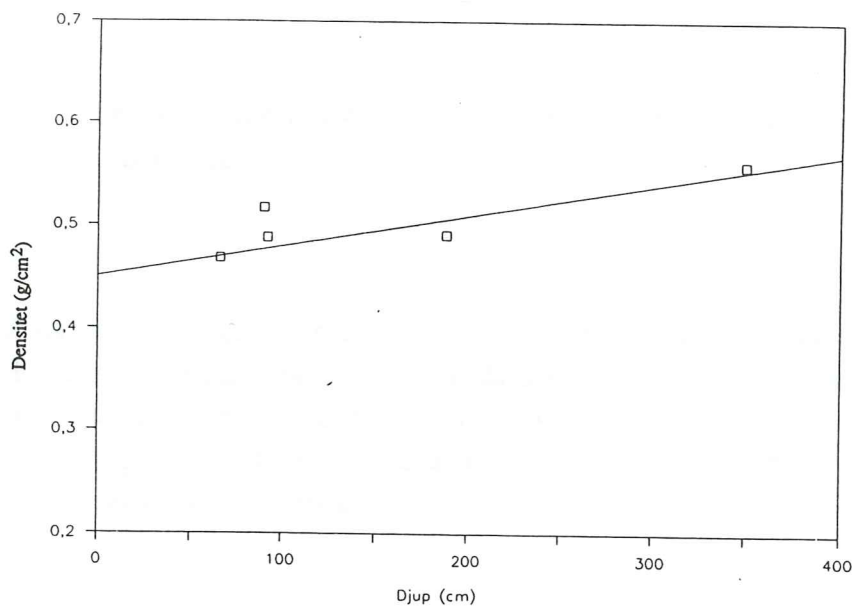


Fig. 8. Beräknad densitet vid olika djup den 7 juni. Densitetsprovtagningarna är markerade.

Avvikelserna från en linjär ökning av densiteten med djupet var stora, varför nästa provtagning gjordes redan den 10 juni, och denna gång på hela åtta platser, två i varje profil. Snödjupet har nu minskat ordentligt sedan maj månad, varför proverna togs i djup lägre än 1.5 meter, utom en provtagning i profil 3, i 2.5 meter djup snö. Här är avvikelserna från lineariteten markant. En provtagning i profil 2 skiljde sig markant, med förhållandevis hög densitet både den 7 och 10 juni. Snön såg också annorlunda ut med mörkare färg, än på övriga platser, därför uteslöts detta provet från beräkningarna den 7 och 10 juni.

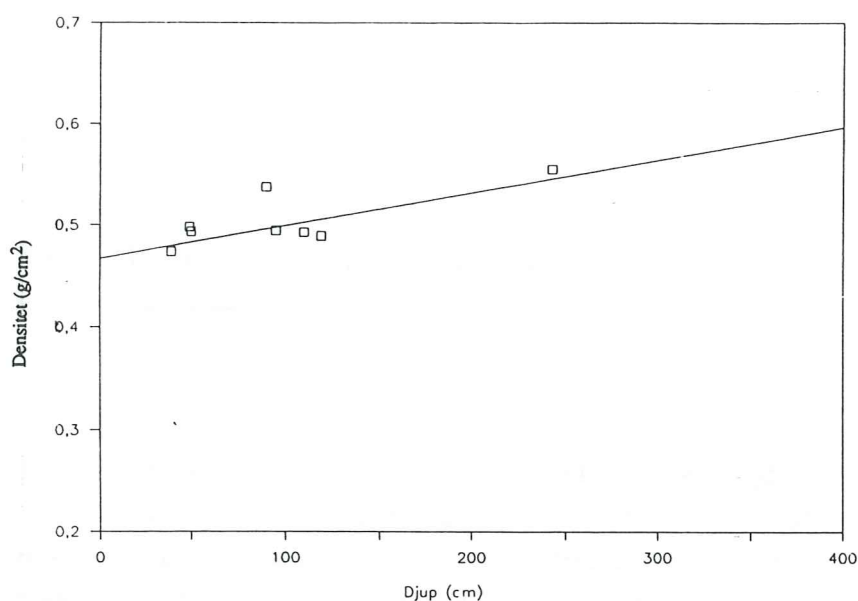


Fig.9. Beräknad densitet vid olika djup den 10 juni. Densitetsprovtagningarna är markerade.

Sista provtagningen gjordes den 19 juni. Eftersom profil 2 verkade avvika i tidigare mätningar togs flera prover där denna gång (fyra stycken). I profil 1 och 3 togs tre prover vardera. I profil 4 var den mesta snön undansmält varför inga prover togs där. Resultatet ser linjärt ut men ett prov i profil 2 och ett prov i profil 1 avviker.

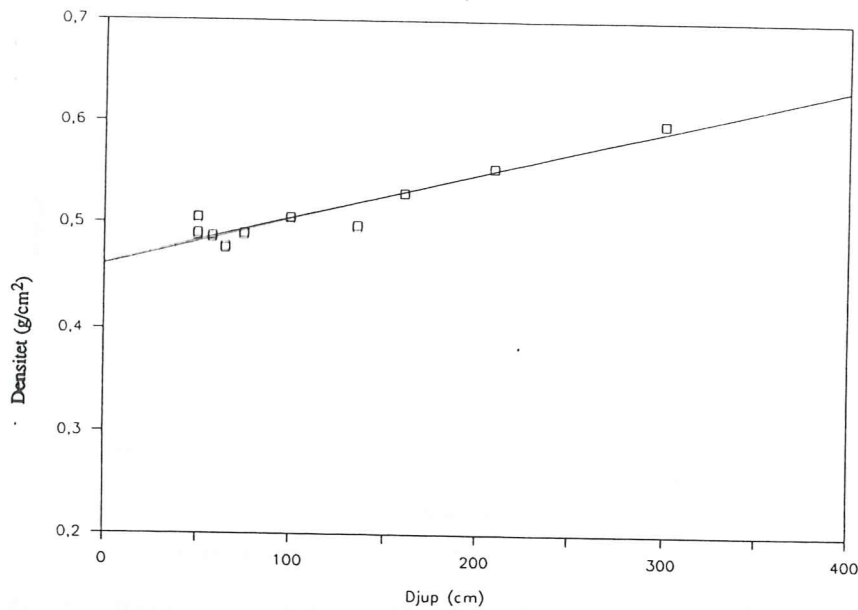


Fig. 10. Beräknad densitet vid olika djup den 19 juni. Densitetsprovtagningarna är markerade.

För att beräkna avrinningen per dag måste snömängden räknas om i vattenekvivalent eller vattenvärde, dvs hur stor mängd vatten snön motsvarar. Detta gjordes genom att ovannämnda regressionslinje beräknades från densitetsprovtagningarna, och multiplicerades med snödjupen vid respektive snöstake. Mellan provtagningsdagarna antogs förändringen vara linjär och densiteten för ett visst djup vid en viss dag, beräknades enligt beskrivning under Metodbeskrivning. I fig. 11 illustreras regressionslinjerna för de olika provtagningsdagarna.

Densiteten ökar kontinuerligt. Den 25 maj är linjen bruten eftersom provtagningarna visade helt olika resultat denna dag. Den 28 maj till den 3 juni ökar densiteten, mest för höga snödjup. Den 3 till den 7 juni ökar densiteten vid låga snödjup och sjunker vid höga. Till den 10 juni är ökningen jämn för att sedan till den 19 juni öka vid höga snödjup och minska vid låga.

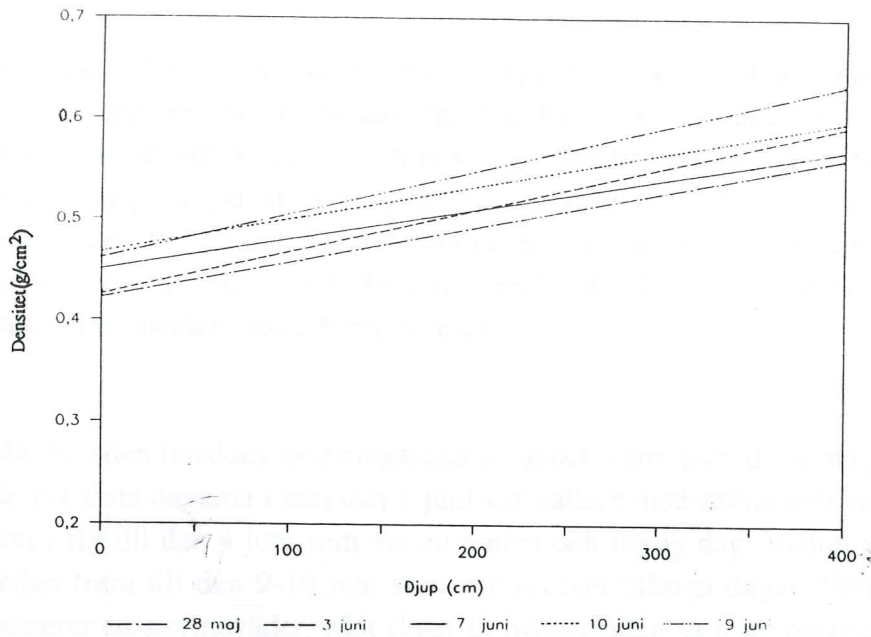


Fig.11. Regressionslinjerna för de olika provtagningsdagarna. Linjerna motsvarar densiteten för varje snödjup.

Den enligt ovan beräknade avrinningen för varje dag följer ett likartat mönster i de olika profilerna, men variationerna dem emellan är större än i snödjupsförändringen.

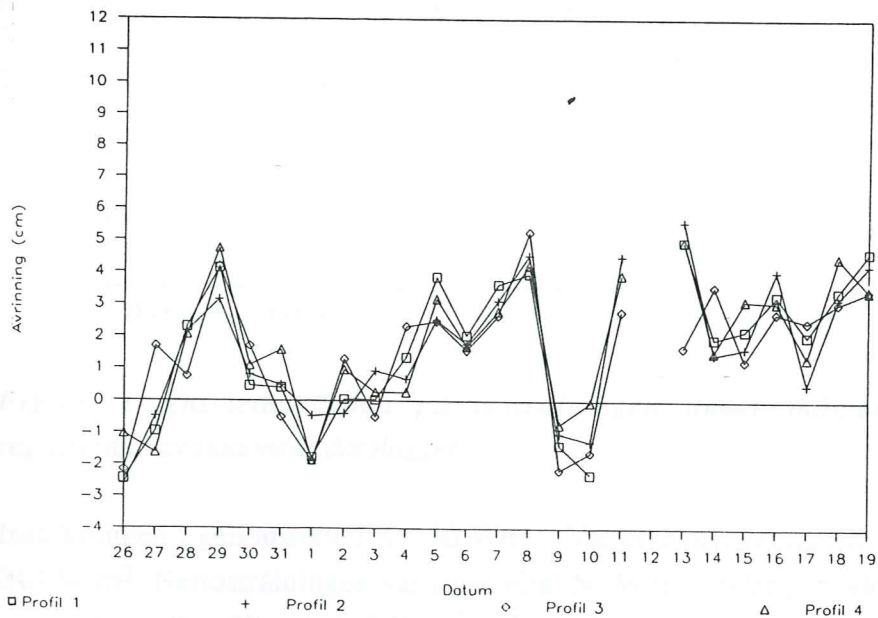


Fig.12. Beräknad avrinning i de olika profilerna.

Vid tre tillfällen är avrinningen negativ, vilket alltså innebär att vattenmängden, enligt beräkningarna, har ökat. Orsakerna till detta diskuteras senare. I appendix A redovisas den beräknade avrinningen per dag för varje mätpunkt. Avrinningen totalt under perioden, dvs från den 25 maj till den 19 juni motsvarar 38 cm vatten (38 cm i profil 1, 36 cm i profil 2, 36 cm i profil 3 och 39 cm i profil 4). I genomsnitt minskade vattenekvivalenten med 1.6 cm varje dag.

Mätperioden inleddes med en ganska solig och varm period i slutet på maj. De två sista dagarna i maj och 1 juni var kallare med snönederbörd. Kylan höll i sig till den 4 juni som var en mulen och fuktig dag. Vädret varierar sedan fram till den 9-10 juni som var mycket blåsiga dagar. Den 11-13 passerar ett stormväder. Mot slutet av mätperioden steg temperaturen och vädret var klart till halvklart, utom den 17-18 då ett regnväder passerade.

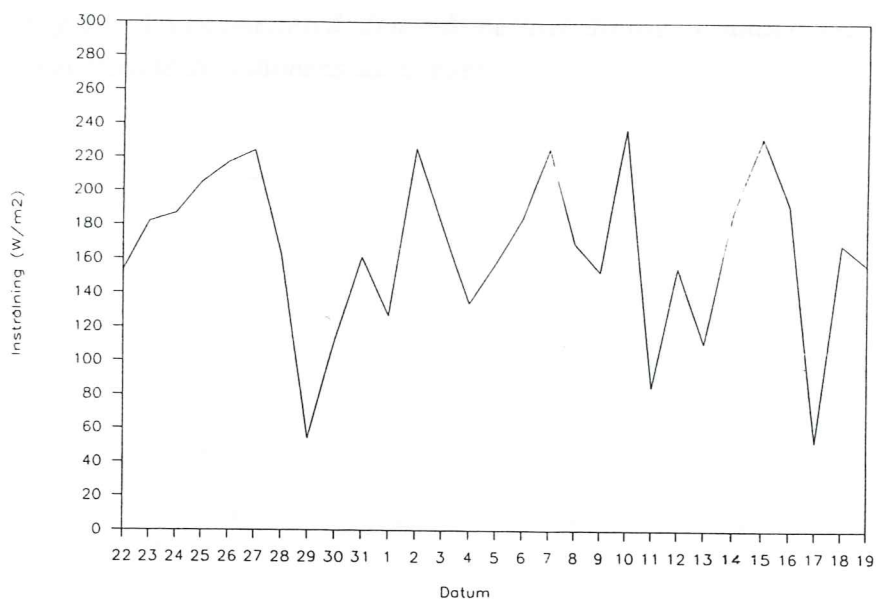


Fig.13. Dygnsmedelvärden på instrålningen under mätperioden, registrerade av stationens datalogger.

Instrålningen i genomsnitt 150-160 W/m². Varierar mycket mellan 60 och 240 W/m². Nettostrålningen var i medeltal 50 W/m² under perioden. Den varierade mellan 20 och 160 W/m² och ökade under perioden till ganska höga värden mot slutet, förmodligen av snöns lägre albedo och att snön runt mätinstrumenten nästan var bortsmält sista dagarna under mätperioden.

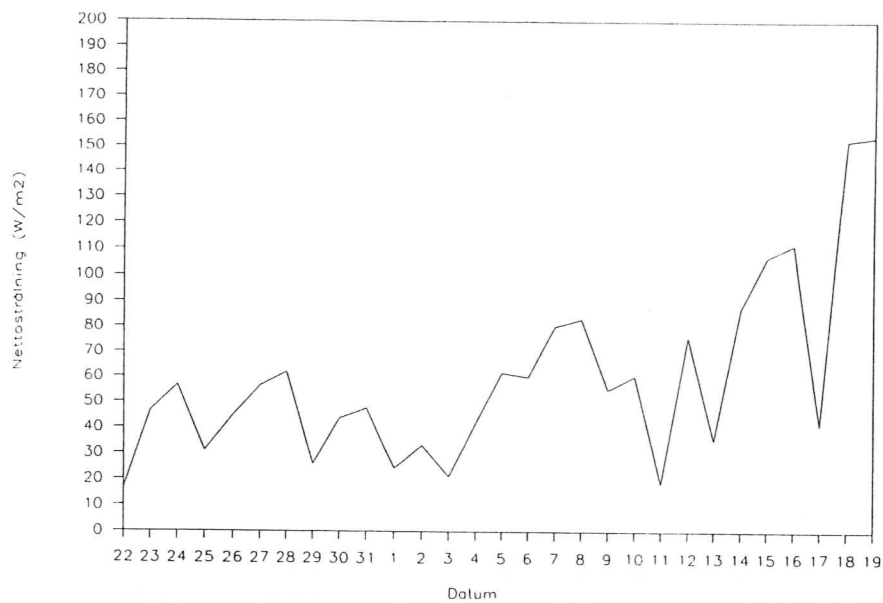


Fig.14. Dygnsmedelvärden på nettostrålningen under mätperioden, registrerade av stationens datalogger.

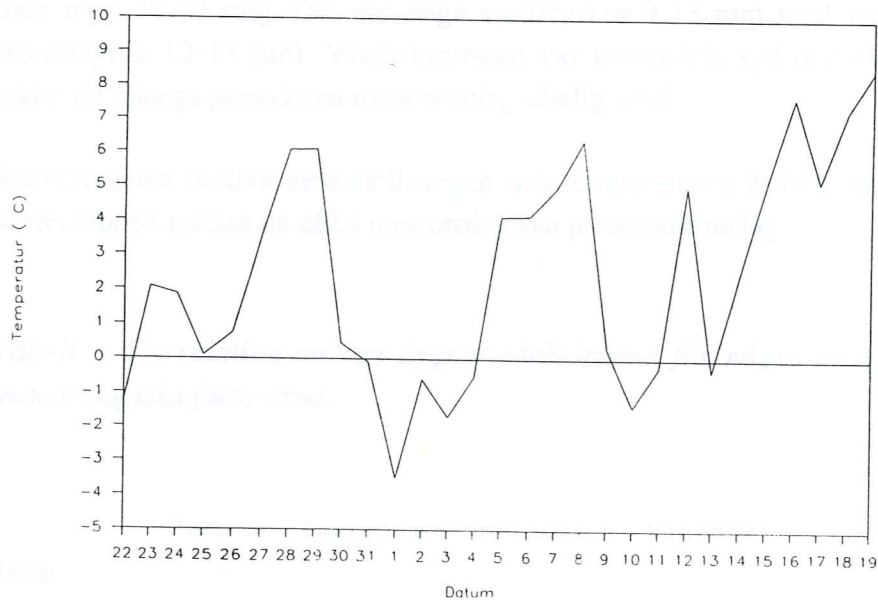


Fig.15. Dygnsmedelvärden på lufttemperaturen under mätperioden, registrerade av stationens datalogger.

Medeltemperaturen var +3 till +4 grader, och varierade mellan -3 grader och +8 grader. Dygnsmedeltemperaturen var vid tre tillfällen negativ: 1-4 juni, 10-11 juni och 13 juni.

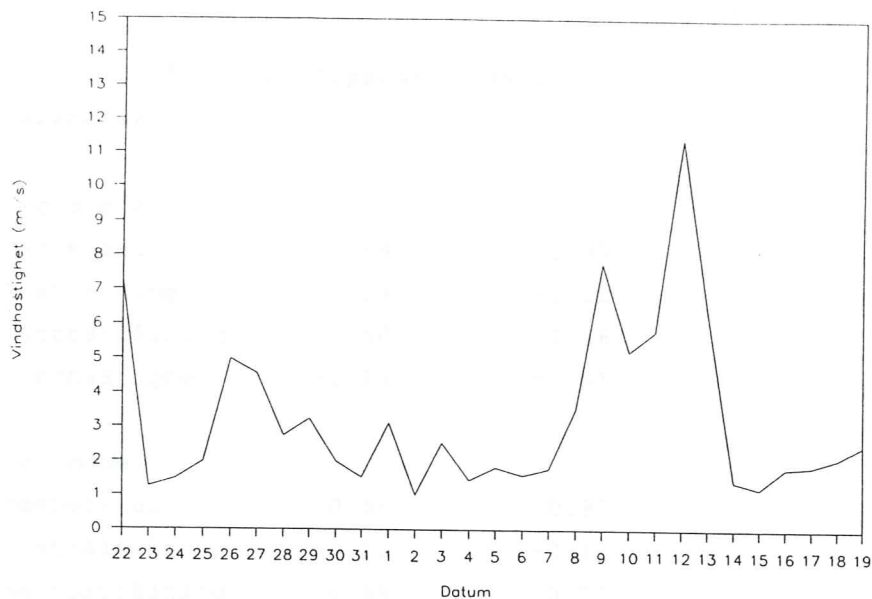


Fig.16. Dygnsmedelvärden på vindhastigheten under mätperioden, registrerade av stationens datalogger.

Medelvindhastigheten var ca 3 m/s och varierade mellan 1 och 11 m/s. En liten topp 26-27 maj. Det var höga vindstyrkor 9-13 juni med vindar av stormstyrka 12-13 juni. Vindriktningen var mestadels sydlig-östlig, och under de blåsiga perioderna mest nordlig-västlig vind.

Korrelationen mellan nettostrålningen och temperaturen är hög, annars är korrelationen mellan de olika meteorologiska parametrarna låg.

Tabell 2. Korrelation mellan dygnsmedelvärdena för några av de olika meteorologiska faktorerna.

	Temp	Instråln	Nettostr	Vindhast
Temp	-			
Instråln	0.01	-		
Nettostr	0.73	0.36	-	
Vindhast	-0.14	-0.12	-0.16	-

Försök med att korrelera de olika meteorologiska parametrarna med snödjupsförändring och avrinning redovisas nedan.

Tabell 3. Korrelation mellan beräknad avrinning och lufttemperatur, vindhastighet instrålning och nettostrålning.

Meteorologisk Parameter	Snödjupsför.	Avrinning
<i>Dygnsmedel</i>		
Temperatur	0.89	0.89
Instrålning	-0.14	-0.12
Nettostrålning	0.50	0.56
Vindhastighet	-0.23	-0.41
<i>Dagsmedel</i>		
Temperatur	0.86	0.87
Instrålning	-0.12	-0.12
Nettostrålning	0.49	0.55
Vindhastighet	-0.27	-0.45
<i>Nattmedel</i>		
Temperatur	0.73	0.75
Instrålning	-0.19	-0.07
Nettostrålning	0.25	0.32
Vindhastighet	-0.12	-0.32

Nedan återges diagram på sambandet mellan avrinningen och dygnsmedeltemperaturerna, för att visa om det eventuellt finns någon möjlighet att få en bättre korrelation då något eller några värden utesluts. Det skulle då kunna vara en speciell väderlek som ger ett avvikande samband.

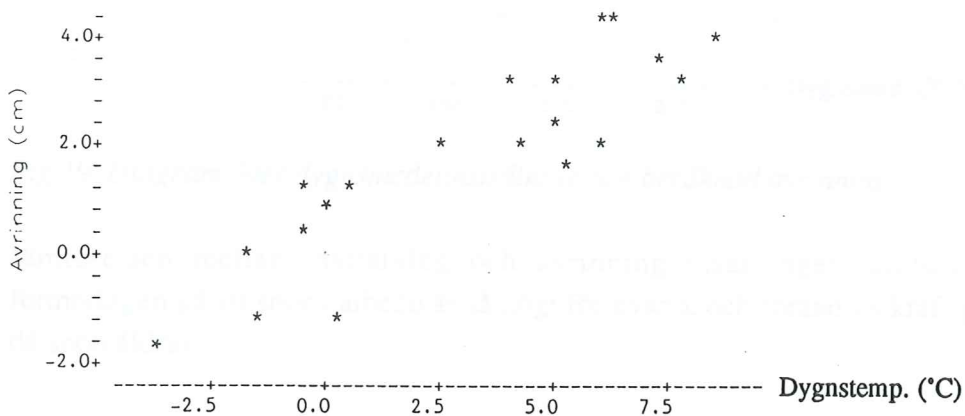


Fig. 17. Diagram över dygnsmedeltemperatur och beräknad avrinning.

Förhållandet mellan avrinningen och temperaturen verkar linjärt. Några dagar (1, 9 och 10 juni) visar negativa värden på avrinningen i samband med låga temperaturer.

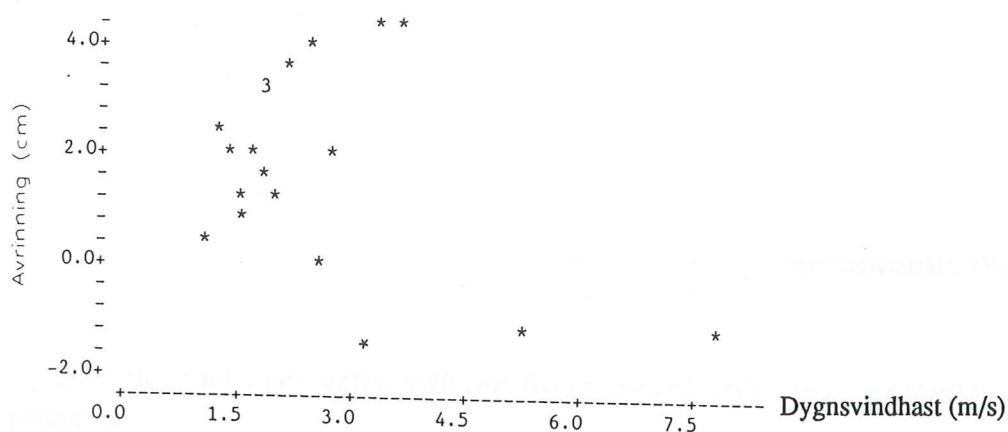


Fig.18. Diagram över vindhastighet (dygnsmedelvärde) och beräknad avrinning.

Sambandet mellan vindhastighet och avrinning är inte linjärt. Kurvan ser närmast ut som en parabel. Försök med olika transformationer ($y=\sqrt{x}$, $y=x^2$ och $y=1/x$) har inte gett något bättre resultat.

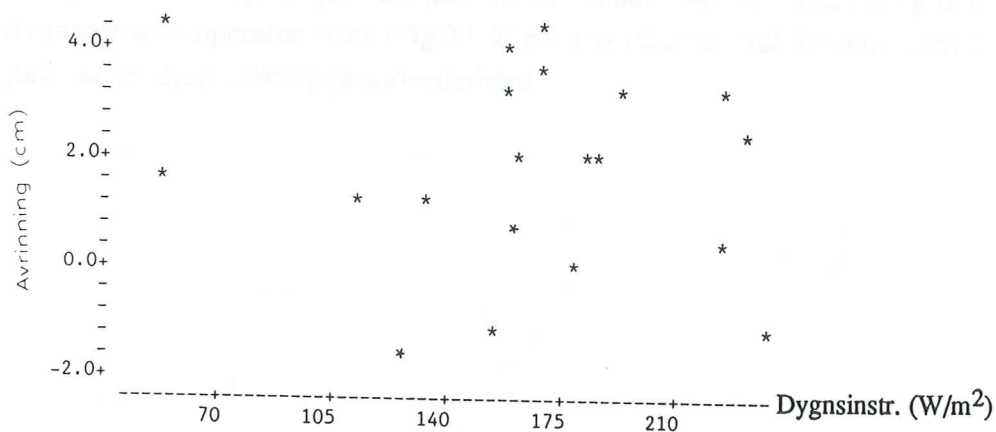


Fig.19. Diagram över dygnsmedelinstrålning och beräknad avrinning.

Jämförelsen mellan instrålning och avrinning visar inget samband, förmodligen på att snöns albedo är så högt för nysnö, och förändras kraftigt då snön åldras.

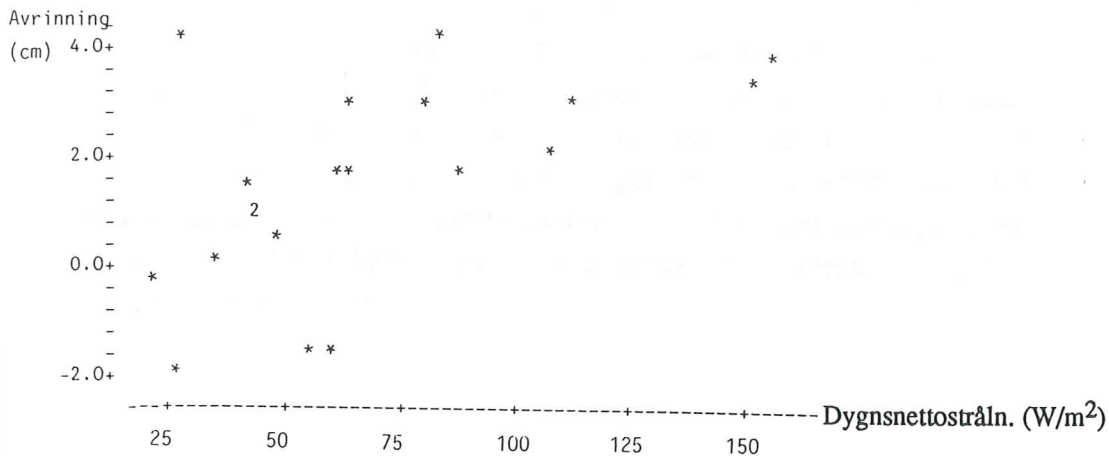


Fig.20. Diagram över nettostrålning (dygnsmedelvärde) och beräknad avrinning.

Nettostrålning: Ganska god korrelation. Förutom dagarna med negativ avrinning avviker den 29 maj markant från de andra värdena. Vädret var då mulet och disigt under dagen och natten var dimmig. Kanske har fuktigheten spelat stor roll här.

Korrelationen mellan temperatur och avrinning respektive snödjupsförändring är god. En jämförelse mellan snödjupsförändring och dygnsmedeltemperatur visas i fig 21. Kurvorna stämmer väl överens. Den 1 juni har snödjupet ökat pga snönedbörd.

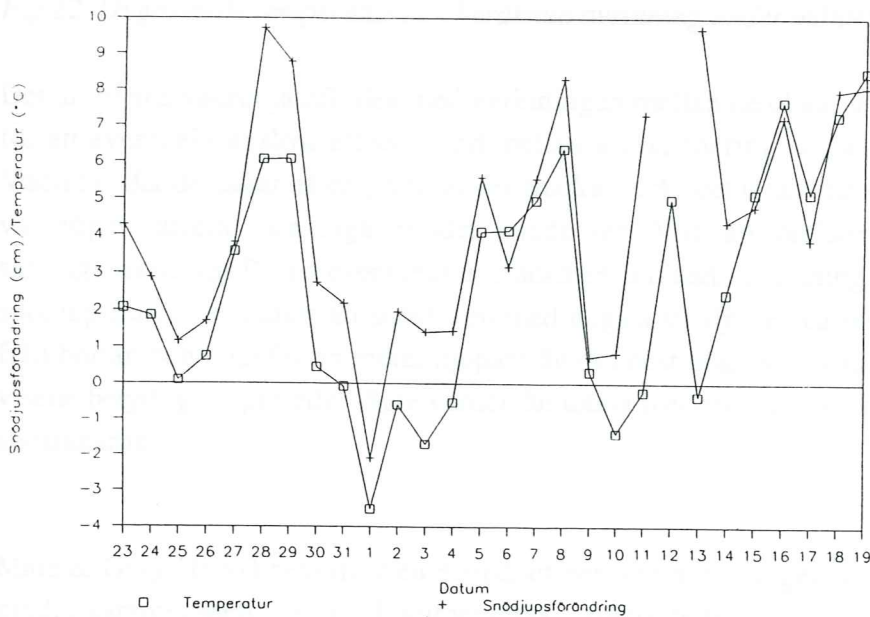


Fig.21. Dygnsmedeltemperatur och snödjupsförändring under mätperioden.

Under vissa dagar med negativ temperatur har ändå snödjupet trots detta minskat vilket tyder på en avsmältning vid ytan eller kompaktering av snön. En likadan jämförelse mellan avrinning och temperatur visar liknande mönster (fig. 22), vilket då skulle betyda att vattenmängden har minskat trots minusgrader. Vid några tillfällen är avrinningen negativ, dels den 1 juni men även i början av mätperioden samt runt 9-10 juni. Mot slutet av mätperioden är avrinningen relativt låg trots ganska höga temperaturer. Dessa iakttagelser diskuteras närmare nedan.

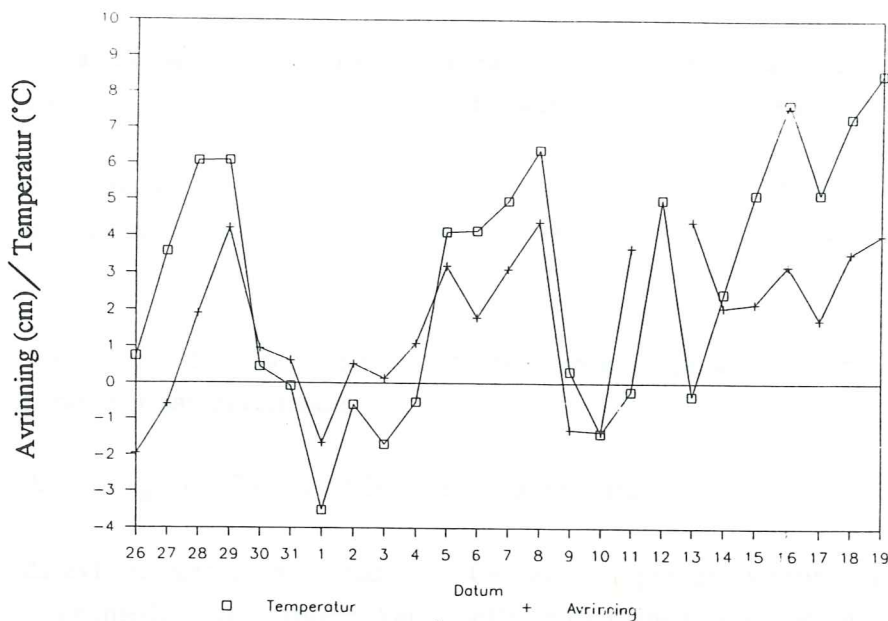


Fig.22. Dygnsmedeltemperatur och beräknad avrinning under mätperioden.

Det allmänna vädret jämfördes med avrinningen mellan de olika profilerna, för att eventuellt avslöja ett samband mellan solexponering och avrinning. Vädret under de dagar då en profil avvek markant från det totala medelvärdet var högst varierat och inga trender kunde ses. Vid jämförelsen mellan samtliga snöstakar för att eventuellt upptäcka en skillnad i avrinning vid låga snödjup framkom endast att snöstaken med högsta snödjupet, ca fem meter från början och ungefär en meter djupare än det näst högsta snödjupet, ofta visade betydligt högre eller lägre värden än totala medelvärdet och de andra snöstakarna.

Male & Gray (1981) beskriver en metod att beräkna avrinningen som kallas graddagarsmetoden. Denna kommenteras i metodbeskrivningen. Försök gjordes att använda graddagarsmetoden, i första hand för en profil då R_I

varierar med exponering mot solen. Då R_I avviker mycket lite från 1 har korrelation mot avrinningen för hela perioden också gjorts, med $R_I=1$. Metoden användes endast för perioden 1 juni till 19 juni och vid en jämförelse med korrelationen mellan temperaturen och avrinningen visar graddagarsmetoden knappast bättre resultat.

Tabell 4. Avrinningen korrelerad med graddagarsmetoden, där dygnsmedel- respektive dagsmedeltemperatur har använts, samt avrinningen korrelerad med enbart de två olika medeltemperaturerna.

Använda met. parametrar	Graddagarsmet		Enbart medelvärden	
	Profil 1	Totalt	Profil 1	Totalt
dygnsmedeltemp	0.70	0.89	0.73	0.90
dagsmedeltemp	0.69	0.93	0.71	0.94

Regressionsanalysen med endast dygnsmedeltemperaturen som oberoende parameter gav ekvationen

$$\text{Avrinning} = 0.327 + 0.445 \cdot \text{dygnsmedeltemperaturen}$$

då avrinningen är beräknad i cm. Om avrinningen antas proportionell mot dygnsmedeltemperaturen kan koefficienten användas som graddagarskoefficient för området under mätperioden.

För att få en uppfattning om hur mycket snö som smälte av på ytan placerades burkar med snö ut vid profilerna enligt metodbeskrivning.

Tabell 5. Ytavsmältning i profilerna under några dagar i juni.

Datum	Mängd smältvatten (cm)		
	Profil 1	Profil 3	Profil 4
14 juni	2.1	1.1	1.1
15 juni	2.8	2.8	2.2
16 juni	4.0	2.7	5.5
17 juni	2.0	1.4	2.0
19 juni	4.6	3.3	3.6
Totalt	15.5	11.3	14.4

14 och 19 juni har betydligt större ytavsmältning i profil 1, medan profil 3 och 4 har ungefär lika värden dessa dagar. Vädret var soligt på förmiddagen och på eftermiddagen mulnande både den 14 och 19, vilket kan förklara den högre avsmältningen i profil 1, då den ligger i en sydvästsluttning.

Tabell 6. Snödjupsförändring och beräknad avrinning i profilerna under några dagar i juni.

Datum	Beräknad avrinning (cm vatten)			Snödjupsförändring (cm snö)		
	Prof 1	Prof 3	Prof 4	Prof 1	Prof 3	Prof 4
	14 juni	1.9	3.5	1.5	4.1	6.5
15 juni	2.2	1.2	3.1	4.3	2.5	6.3
16 juni	3.3	2.7	3.1	6.1	5.2	6.0
17 juni	2.0	2.5	1.3	6.2	4.7	2.7
19 juni	4.6	3.4	3.4	7.5	6.2	6.8
Totalt	14.0	13.3	12.4	28.2	25.1	24.8

Snödjupsförändring och beräknad avrinning visar något annorlunda resultat. Varken ytavsmältningens dagsvärden eller totalvärden stämmer överens med dessa. Enligt ytavsmältningens mätningarna har profil 3 betydligt lägre totalvärde än de andra profilerna, vilket inte är fallet för varken snödjupsförändringen eller den beräknade avrinningen.

Diskussion

Eftersom mätperioden var ganska kort, 22 dagar, valdes metoden att försöka beräkna avrinningen per dag. Då avrinningen per dag är ganska låg, påverkas resultatet starkt av felen i beräkningarna av densamma. En annan möjlighet hade varit att räkna på ett antal likartade dagar, men detta skulle ge färre data och därför bli svårt att behandla statistiskt.

Det finns olika sätt att beräkna densitet vid ett visst djup ur densitetsprovtagningar. Densiteten kan antas vara konstant, men det stämmer inte överens med provtagningarna. En annan variant är en stegvis ökande densitet. Det är dock svårt att avgöra vid vilka djup densiteten ska öka, eftersom antalet prover och djupen de är tagna på varierar mellan de olika provtagningsdagarna. Dessutom, om de djup vid vilka ökningen sker varierar mellan provtagningsdagarna blir uträkningarna onödigt omständiga.

Zackrisson (1980) har efter åtskilliga provtagningar i Malmagenområdet använt en densitet som ökar med djupet, men denna ökning minskar efterhand mot konstant densitet vid stora snödjup. Denna metod hade varit att föredra, men den är också svår att tillämpa med så få densitetsprover. En metod med linjärt ökande densitet för ökat djup är relativt enkel, men teoretiskt sett orealistisk, då snön vid stora snödjup skulle få ett orimligt stor densitet. Vid måttliga djup är dock metoden användbar.

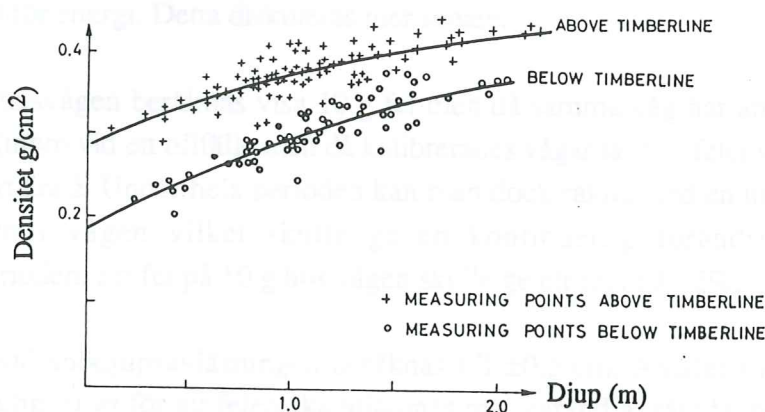


Fig.23. Densitetens variation med snödjupet enligt Zackrisson, 1980.

Här har just en linjär metod valts, vilket alltså innebär att densiteten ökar linjärt med djupet, eftersom antalet provtagningar varit så få. Avvikelsen från linjen ligger i snitt på ± 0.05 cm vatten på det prov som visar störst avvikelse

från linjen varje dag. Detta ger ett fel på 10%. Då antagandena om förändringen av densiteten med djupet den 25 maj är högst tveksamma har alla korrelationer med väderparametrarna och graddagarsmetoden gjorts från den 28 maj och framåt.

En linjär förändring av densiteten från dag till dag har också antagits i beräkningarna. De olika linjer som har använts för att representera densiteten vid olika djup illustreras i fig 11. Ett slags "hävstångseffekt" uppstår vid stora djup så att densiteten kommer att pendla upp och ner, speciellt den 3 till den 7 juni, där linjerna korsar varandra vid 2 meters djup. Det är dock endast tre snöstakar som har ett djup över 3 meter och sex snöstakar över 2.5 meter så den förmodligen felaktiga minskningen av densiteten har trots allt en begränsad effekt.

En annan metod är att beräkna medelökningen för de olika proven mellan två mätdagar och sen låta ökningen vara konstant med detta värde, dvs att linjerna för de olika dagarna skulle få samma lutning. Svårigheten här är dock att bestämma ursprungslinjens lutning. Dessutom har snödjupen ändrats med tiden, vilket gör att samma provtagningsplats får ett minskat djup.

Att densiteten överhuvudtaget skulle förändras linjärt är knappast troligt. Antagligen sker förändringen språngvis, tex vid kallt väder smälter ingen snö men eventuellt rinner lagrat vatten ur snöpackens underyta. En solig kall och torr dag kan också snön frysa vid ytan pga sublimation av snön medan snö smälter längre ner genom att solens kortvågiga strålning tränger ner i snön och tillför energi. Detta diskuteras mer senare.

Densitetsvågen beräknas visa 10 g fel men då samma våg har använts hela tiden (utom vid ett tillfälle men då kalibrerades vågarna) blir felet kanske inte så stort ändå. Under hela perioden kan man dock räkna med en uttöjning av fjädern i vågen vilket skulle ge en kontinuerlig förändring under mätperioden. Ett fel på 10 g hos vågen skulle ge ett fel i på $\pm 2\%$.

Felet vid snödjupsavläsningen beräknas till ± 0.5 cm. Antalet snöstakar är tillräckligt stort för att felen ska utjämnas mot varandra, såvida inte felen är systematiska och därmed konstant högre eller lägre vissa dagar. Snödjupsförändring per dag var i genomsnitt 4 cm vilket ger ett fel på $\pm 12.5\%$.

Då densitetsberäkningarna den 25 maj gav ett osäkert resultat har dagarna innan 28 maj uteslutits vid jämförelser med vädret. Tre dagar mitt i

mätperioden har också uteslutits (11-13 juni) eftersom det var stormigt väder. Två densitetsprovtagningar har uteslutits då dessa prover tagits i ett stråk med mörkare, mer vattenmättad snö, inte representativ för snön i profilerna i övrigt. Värdena avvek också från lineariteten mellan densitet och djup.

Vid tre tillfällen har den beräknade avrinningen varit negativ. Den 1 juni snöade det vilket också återspeglas i det ökande snödjupet. Den 9 och 10 juni är avrinningen negativ trots att snödjupet minskar. Möjligtvis kan detta bero på att densiteten inte har ökat linjärt mellan mätdagarna. Totalt under perioden 7 till 10 juni har dock snödjupet minskat med ungefär 15 cm medan avrinningen uppgår till endast ca 5 cm. Då densiteten är ungefär 0.5 g/cm^3 blir avrinningen för liten i förhållande till snödjupsförändringen. Troligen orsakas denna skillnad av snödrift, eftersom vädret var ganska blåsigt den 9 och 10 juni.

Trots alla problem med att beräkna densiteten för snön från dag till dag visar ändå jämförelserna mellan avrinning och väder lika god och ibland bättre korrelation än mellan snödjupsförändring och väder.

En jämförelse mellan ytavsmältningen och snödjupsförändringen visar att dessa skiljer sig markant åt. Ytavsmältningen stämmer inte heller överens med den beräknade avrinningen under dessa dagar. Det få antalet dagar och den enka metod som använts för att studera snöavsmältningen gör att det är svårt att dra några slutsatser av resultatet. Ytavsmältningen studerades i en punkt i varje profil medan snödjupsförändring och avrinning är ett medelvärde av alla snöstakarna i profilen. Snön som placerades i burkarna kan ha kompakterats olika. Dessutom smälte kanterna på burkarna fram under dagen och skuggade solen vilket kan ha påverkat avsmältningen under eftermiddagen.

Om ovanstående fel är negligerbara skulle resultaten antyda, antingen att smältningen av snön även sker längre ner än de 10 cm som burken är djup, eller att densitetsförändringen i snön inte bara beror på ökad vattenmättnad av smältning på snöns överyta, utan även av en kompaktering av snön.

Då luftfuktigheten inte är känd är det svårt att bedöma de olika meteorologiska parametrarnas påverkan på avrinningen. För att illustrera luftfuktighetens betydelse visas nedan ett exempel på skillnaden i tillförd turbulent energi till en smältande snöyta, vid olika temperatur och

luftfuktighet, genom att använda en förenklad modell för turbulent transport av latent och sensibelt värme (Björn Holmgren muntl.). Den totala turbulenta transporten av värmeenergi från luften över smältande is blir då:

$$Q_s + Q_{el} = U_h [C_s \cdot T_h + C_{el}(E_h - E_o)] = U_h \cdot C_s [T_h + 1.61(E_h - 6.11)]$$

└──────────────────────────┘
Potential för transport av turbulent värmeenergi

där

Q_s = Sensibel turbulent transport

Q_{el} = Latent turbulent transport

U_h = Vindhastigheten på viss höjd

T_h = Lufttemperaturen på viss höjd

C_s = Energiöverföringstal för sensibelt värme

C_{el} = Energiöverföringstal för latent värme

E_h = Ångtrycket på viss höjd

E_o = Ångtrycket vid smältande is = 6.11 hPa

$C_{el}/C_s = 1.61$

I tabell 7 är ovannämnda potentialen för transport av turbulent värmeenergi beräknad för olika lufttemperatur och luftfuktighet. Skillnaden i energitillförsel till ytan mellan en torr och en fuktig dag är betydande.

Tabell 7. Beräknad potential för transport av turbulent värmeenergi vid olika lufttemperatur och luftfuktighet (B. Holmgren).

Temperatur på viss höjd	Rel fuktighet på viss höjd	Potential	Transport av energi
+10°C	40%	+8.1	Till ytan
+10°C	85%	+17.0	Till ytan
+3°C	40%	-2.0	Från ytan
+3°C	85%	+3.5	Till ytan

Lemmelä & Kuusisto (1974) har gjort empiriska formler för turbulent transport av latent värme och konstaterat att vindhastigheten har begränsad betydelse. En jämförelse utan att vindhastigheten tagits med i beräkningen gav en korrelation på 0.75. Jensen & Lang (1972) har i sina fleråriga experiment också funnit att ångtrycket är en signifikant variabel vid beräkning av snösmältning.

Avrinningen i de olika profilerna följer samma mönster. Jämförelse mellan det allmänna vädret och variationen i avrinning per dag mellan profilerna visade inte något samband mellan solexponering och avrinning. Totalt har avrinningen varit större i profil 1 och 4 än i profil 2 och 3. Att profil 1 har större avrinning än profil 2 kan bero på exponeringens betydelse då profil 1 ligger i en sydöstlig sluttning och profil 2 i en nordvästlig. Resultatet är dock osäkert pga av det låga antalet snöstakar i profil 2. Profil 3 och 4 har ungefär samma orientering (östlig), men profil 3 ligger ca 50 m högre än profil 4.

De meteorologiska faktorer som annars torde variera mest mellan de olika mätplatserna är vindhastigheten och snöns albedo (Holmgren, muntl). Förutom sluttningens läge kan varierad molnighet under dagen kan ge olika avsmältning, genom att tex en solig förmiddag och molnig eftermiddag ger mer direkt solstrålning mot en sydöstligt exponerad yta än en sydvästligt. Under morgon och kvällstimmar kan den diffusa strålningen uppgå till 30% av den kortvågiga strålningen, vilket motverkar skillnaderna i tillförsel av kortvågig strålning (Rosenberg 1983). Dessutom kan reflektionen från snötäckta berg motverka skillnaderna. När snömängden minskat i dalen influerar också barytor i vindriktningen om kvarvarande snöfält, genom att luften värms upp när den blåser över barytorna. Detta kan ge olika avsmältning i de olika profilerna.

Snöns olika egenskaper i profilerna kan också ge upphov till variationer i avrinningen. Som tidigare nämnts i avsnittet "Allmänt om snöns egenskaper och vädrets inverkan på snöavsmältning" kan smältvattnet dräneras tre till fem gånger snabbare i de dräneringskanaler som bildas under smältningens gång. Vatten kan också bindas kapillärt i snön om den inte är vattenmättad, eller återfrysa om snöns temperatur är lägre än 0°C. Som ovan nämnts kanske densitetsberäkningarna inte stämt överens med de verkliga densitetsvariationerna, och felet kanske överskuggar resultatet då avrinningen är ganska liten från dag till dag.

Eftersom solstrålningen kan tränga ned till en meters djup i en snöpacke, kan avsmältningen öka vid grunda snödjup, då återstrålningen från marken också tillför energi till snön. Studien av snöstakarnas avvikelser från medelavrinningen för varje dag, i syfte att påvisa skillnad i avrinning vid olika snödjup, gav inget resultat. Snöstaken vid det största snödjupet avvek ofta markant från medelvärdet, förmodligen pga den tidigare nämnda hävstångseffekt som uppstår då densiteten antas öka linjärt med djupet. Orsaken till att inga skillnader kan spåras är samma som ovan: risk för

felantaganden vid densitetsberäkningar, variationer i snötäcket och meteorologiska variationer.

Försök att beräkna avrinningen med hjälp av graddagarsmetoden enligt Male & Gray (1981) gav inte bättre resultat än endast jämförelse med dygns- eller dagsmedeltemperaturen. Metoden är omständig och svår att använda. Största svårigheten ligger i att uppskatta snöns albedo. Förändringen av albedot från dag till dag, enligt metoden, är liten då snön åldras, men ett regnväder ger plötsligt ett kraftigt hopp till ett lågt albedo (0.4). Från den 14 juni, efter regn har albedot konstant varit 0.4. Ett problem är också att bestämma vilket solstrålningsindex ska som ska användas, då profilerna är orienterade åt olika håll. Om avrinningen för hela dalgången ska beräknas blir det också svårigheter med solstrålningsindex.

Nyberg och Hårsmar (1971) visar att nattemperaturen är viktig för att bestämma graddagarskoefficienten, eftersom återfrysningen varierar med nattemperaturen och det går åt mycket energi att smälta återfrost snö. Nattemperaturen tas inte hänsyn till i den här använda metoden.

Försök att använda densiteten som ett mått på albedot har visat sig fungera bra (Kuusisto & Lämmelä 1974, Kuusisto 1980, Martinec 1975). Metoden har inte undersökts i denna uppsatsen eftersom det skulle leda till komplicerade beräkningar av densitetsförändringen.

En jämförelse mellan dygnsmedeltemperatur och beräknad avrinning med regressionsanalys gav en koefficient på 4,55 (mm/°C*dag). Konstanten blev emellertid förhållandevis stor (3,27 mm/dag), vilket ger stora fel vid temperaturer nära noll grader. Kuusisto (1980) har beräknat medelvärde på graddagarskoefficienten för norra Finland till 3.34 mm/°C*dag. Harstveit (1981) har dock funnit att graddagarskoefficienten måste kalibreras varje säsong.

Slutsatser och sammanfattning

Vid Naturgeografiska Institutionens i Stockholm fältstation i Tarfaladalen utfördes under maj och juni månad 1988 en studie av vädrets betydelse för snöavsmältningen i dalen. Syftet med studien var att finna en enkel numerisk modell för att beräkna avsmältningen vid en viss typ av väder, samt att försöka identifiera orsakerna till avvikelser i avsmältning på olika platser. Studien genomfördes som ett examensarbete inom ramen för geovetarlinjen vid Lunds Universitet.

I fyra profiler med olika solexponering avlästes snödjupet dagligen, och densitetsprov togs på olika platser i profilerna med tre till sju dagars mellanrum. Från densitetsproverna beräknades vattenekvivalenten för varje snöstake och varje dag, och på så sätt kunde den dagliga avrinningen beräknas. Densiteten antogs öka linjärt med snödjupet och antogs dessutom förändras linjärt mellan provtagningsdagarna. Resultatet jämfördes med de av stationens datalogger registrerade meteorologiska parametrarna.

Diagram och korrelationer gjordes mellan den beräknade avrinningen och de olika meteorologiska parametrarna, för att avgöra vilka av dessa som kunde användas för att uppskatta avrinningen. Den beräknade avrinningen, dels i varje profil och dels för varje snöstake, jämfördes med varandra, för att studera solexponeringens och snödjupets betydelse för avrinningen. Dessutom testades graddagarsmetoden enligt Male & Gray (1981).

Då luftfuktighetsdata saknas är det svårt att bedöma de olika meteorologiska parametrarnas betydelse. Dygnsmedeltemperaturen visar mycket god korrelation med avrinningen (0.89). Försök med graddagarsmetoden gav inte bättre resultat än korrelation med enbart dygnsmedeltemperaturen. Metoden var också omständig att använda vilket gör den ganska onödig. Om dygnsmedeltemperaturen i stället antas proportionell mot avrinningen kan konstanten användas som graddagarskoefficient. En regressionsanalys med dygnsmedeltemperaturen och den beräknade avrinningen gav en koefficient på 4,55 mm per °C och dag. Konstanten var emellertid förhållandevis stor (3.27 mm per dag) vilket gör avrinningsberäkningarna alltför låga vid temperaturer nära noll grader, om inte hänsyn tas till konstanten. Graddagarskoefficienten varierar också under smältsäsongen, främst pga snöns ändrade albedo och bör dessutom kalibreras för varje ny smältsäsong.

Eftersom mätperioden var ganska kort, beräknades avrinningen för varje dag för att materialet skulle kunna behandlas statistiskt. Då avrinningen per dag

är ganska låg, riskerar resultatet emellertid att överskuggas av felen i beräkningarna av detsamma. En längre mätperiod där avrinningen kan beräknas för flera dagar, kanske per vecka, skulle ge säkrare resultat.

Andersson, P. 1974. *Hydrologiska undersökningar i Sverige 1974*. Rapport nr 10. Göttingen: Geografiska Anstaltens förlag.

Andersson, P. 1975. *Hydrologiska undersökningar i Sverige 1975*. Rapport nr 11. Göttingen: Geografiska Anstaltens förlag.

Andersson, P. 1980. Evaporation from a snow-covered surface and estimation of snowmelt. *Nordic Hydrology* 11, 1: 3-11.

Andersson, P. 1982. Avrinning vid smältning. *Observationer och Analys. Teknisk Rapport serie A, nr 106*. Högskolan i Umeå.

Andersson, P. 1981. Measurement and modelling of snowmelt in Östergötland, Norway 1979 and 1980. *Nordic Hydrology*, Vol. 12, no. 1: 3-11.

Andersson, P. & Lang, H. 1973. Forecasting discharge from a glacier basin in the Swiss Alps - The role of snow and ice in hydrology. *Proceedings of the Banff Symposium, 1972*, s. 1007-1051. UNESCO-MIRA/IAHS, Canada.

Andersson, P. 1980. On the values and variability of degree-day for snowmelt in Finland. *Nordic Hydrology* Vol. 11, no. 1: 19-29.

Andersson, P. & Kordeno, K. 1974. Evaporation, infiltration and snowmelt from a forested area. *Nordic Hydrology* Vol. 5, no. 1: 1-11.

Skriftliga referenser

Andreasson, P. G. & Gee, D. G. 1989 : Bedrock geology and morphology of the Tarfala area, Kebnekaise mts., Swedish Caledonides. Geografiska Annaler, in press.

Barry, R. G. 1981 : Mountain weather and climate. Methuen & Co. Ltd, London.

Bengtsson, L. 1980 : Evaporation from a snowcover, review and discussion of measurements. Nordic Hydrology Vol 11, no 5. Lyngby.

Bengtsson, L. 1982 : Avrinning vid snösmältning. Observationer och analys. Teknisk Rapport serie A, nr 106. Högskolan i Luleå.

Harstveit, K. 1981 : Measuring and modelling snowmelt in Drydalen, Western Norway 1979 and 1980. Nordic Hydrology Vol 12, no 4-5. Lyngby.

Jensen, H & Lang, H. 1973 : Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps i : The role of snow and ice in hydrology. Proceedings of the Banff Symposia, 1972, s 1047-1057. Unesco-WMO-IAHS, Canada.

Kuusisto, E. 1980 : On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. Nordic Hydrology Vol. 11, no 5. Lyngby.

Lemmelä, R. & Kuusisto, E. 1974 : Evaporation-condensation and snowmelt measurements in Finland. Nordic Hydrology Vol. 5, no 1. Lyngby.

Male, D. H. & Gray, D. M. 1981 : Snowcover ablation and runoff i: Handbook of snow. Pergamon Press, Ontario.

Martinec, J. 1975 : Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts. Nordic Hydrology Vol. 6, no 3. Lyngby.

Mattsson, J. O. 1979 : Introduktion till mikro- och lokalklimatologin. Skogs Reklamito, Malmö.

Statens Naturvårdsverk Rapport 1983 : Snö och laviner - om lavinfara, hjälpmedel, räddning mm. SNV PM 1655. Solna.

Nyberg, A. & Hårsmar, P-O. 1971 : Mätningar av avdunstning-kondensation samt snösmältning från en snöyta. Notiser och preliminära rapporter, serie meteorologi nr 25. SMHI, Stockholm.

Rosenberg, N. J., Blad, L. B. & Verma, B. S. 1983 : Microclimate. The biological environment. John Wiley & Sons, New York.

Väder och Vatten 1988 : Juni och juli månader SMHI, Norrköping.

Zackrisson, K. 1980 : Vårflödesprognoser med utgångspunkt från snötaxeringar i Malmagenområdet. Forskningsrapport STOU-NG 40. Naturgeografiska Institutionen, Stockholms Universitet.

Årsrapport från Tarfala forskningsstation 1987 : G. Rosqvist (ed.). Stencilerad rapport. Naturgeografiska Institutionen, Stockholm.

Årsrapport från Tarfala forskningsstation 1988 : A. P. Stroeven (ed.). Stencilerad rapport. Naturgeografiska Institutionen, Stockholm.

Muntliga referenser

Björn Holmgren, Abisko Naturvetenskapliga Station, Abisko.

Wibjörn Karlén, Naturgeografiska Institutionen vid Stockholms Universitet.

Kartor

Holmlund, P. & Schytt, V. 1987 : Glaciärerna i Tarfala, Kebnekaise-massivet. Sjöfartsverkets Tryckeri.

Nya Fjällkartan 1974 : Blad BD 8 Kebnekaise-Saltoluokta. LiberKartor, Stockholm.

Datum	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Maj											
22	270	320	325	400	520	300	265	247	175	150	150
23	266	315	325	394	516	297	260	244	173	144	148
24	260	311	320	391	512	292	254	240	168	142	145
25	258	310	319	390	510	290	253	240	169	140	144
26	256	310	315	387	508	287	251	240	167	140	143
27	250	304	312	384	501	283	248	234	160	137	139
28	240	295	303	374	490	272	239	223	150	130	129
29	231	286	293	364	483	263	230	217	141	122	121
30	230	283	292	362	479	261	228	213	138	120	119
31	228	281	287	360	477	260	226	212	136	117	116
Juni											
1	230	281	289	360	477	259	229	213	139	120	119
2	226	280	287	359	476	257	226	213	137	119	118
3	225	277	285	356	475	256	225	211	137	118	116
4	223	276	283	353	473	255	225	211	135	116	116
5	215	271	278	350	467	249	219	204	130	112	110
6	213	265	275	347	464	248	217	202	127	110	108
7	206	260	270	341	458	242	212	197	124	105	102
8	200	252	264	335	452	235	207	191	119	100	95
9	197	250	262	332	450	234	204	190	117	98	92
10	194	248	261	331	450	235	204	190	117	98	92
11											
12											
13	181	236	252	322	442	227	192	176	103	85	80
14	178	233	248	319	437	222	189	173	100	81	71
15	171	227	245	314	431	216	184	169	98	77	72
16	164	221	239	307	424	210	180	164	92	70	66
17	160	218	234	302	420	206	177	161	87	65	62
18	151	209	231	294	413	202	170	156	84	59	55
19	143	202	223	287	406	191	163	148	77	51	51

Profil 1 : Snödjup

Datum	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Medel	Stdev
Maj													
26	0	-3	-1	-4	-8	-1	-0	-2	-4	-2	-2	-2.4	2.2
27	1	0	-2	-3	-4	0	0	2	-1	-2	-1	-1.0	1.7
28	4	3	2	2	-1	4	3	5	1	0	2	2.3	1.6
29	5	5	5	5	3	5	5	3	4	4	4	4.1	0.8
30	-0	1	-1	-0	0	0	0	2	1	1	1	0.5	0.6
31	0	0	2	-0	-1	-0	0	-0	1	1	1	0.4	0.9
Juni													
1	-2	-1	-2	-2	-3	-0	-3	-1	-2	-2	-2	-1.8	0.7
2	2	-0	0	-1	-2	0	1	-1	1	0	0	0.1	1.0
3	-0	1	0	0	-2	-0	-0	1	-0	0	1	0.0	0.8
4	1	1	2	3	5	1	0	0	1	1	-0	1.3	1.4
5	5	4	4	3	8	4	4	4	2	2	3	3.8	1.4
6	1	4	2	3	5	1	1	1	1	1	1	2.0	1.4
7	4	3	4	5	7	4	3	3	1	2	3	3.6	1.5
8	3	5	4	5	7	4	3	3	2	2	3	3.9	1.3
9	-0	-2	-2	-2	-5	-2	-1	-2	-0	0	1	-1.4	1.5
10	-0	-2	-2	-4	-7	-3	-2	-2	-1	-1	-1	-2.3	1.7
11													
12													
13	7	6	4	3	-1	3	6	7	7	7	6	5.0	2.4
14	1	1	2	1	2	3	1	1	2	2	5	1.9	1.0
15	4	3	1	2	3	3	3	2	1	2	-1	2.2	1.2
16	4	3	3	4	3	3	2	3	3	4	3	3.3	0.5
17	2	1	3	3	1	2	2	2	3	3	2	2.0	0.5
18	5	5	1	5	4	2	4	3	2	3	4	3.4	1.3
19	5	4	5	5	6	7	4	5	4	4	2	4.6	1.2
Medel	2.2	1.8	1.5	1.4	0.7	1.6	1.5	1.6	1.3	1.4	1.4	1.5	
Stdev	2.2	2.4	2.2	2.8	4.3	2.4	2.1	2.3	2.1	2.1	2.1	2.2	

Profil 1 : Beräknad avrinning

Datum	1	2	3	4	1x
Maj					
22	97	164	263	293	
23	92	161	257	290	
24	90	160	256	287	
25	88	160	255	283	
26	89	159	253	285	
27	85	155	250	280	
28	75	148	240	273	
29	68	140	236	265	
30	67	141	232	260	
31	64	136	232	260	
Juni					
1	65	137	230	260	
2	65	135	231	260	
3	65	136	227	254	
4	64	133	226	254	
5	60	128	221	250	
6	58	122	218	248	
7	51	117	213	242	
8	40	111	203	235	
9	40	110	202	233	
10	40	111	200	232	
11	31	102	192	224	
12					
13	10	95	184	215	
14	7	91	182	212	
15	0	89	179	210	
16		81	171	204	60
17		80	171	202	60
18		74	166	197	50
19		66	157	191	45

Profil 2 : Snödjup

Datum	1	2	3	4	1b	Mv	Stdev
Maj							
26	-2	-3	-1	-4		-2.6	1.1
27	-0	-2	-0	0		-0.5	0.8
28	3	0	4	2		2.1	1.5
29	3	4	2	4		3.1	0.9
30	0	-1	2	2		0.8	1.1
31	1	2	-1	-1		0.5	1.4
Juni							
1	-1	-1	0	-1		-0.5	0.5
2	-0	1	-1	-1		-0.4	0.8
3	-0	-1	2	3		0.9	1.5
4	0	1	1	0		0.7	0.5
5	2	2	3	3		2.5	0.5
6	1	3	2	1		1.8	0.8
7	3	2	3	4		3.1	0.5
8	5	3	6	4		4.5	1.1
9	-0	-1	-2	-2		-1.0	0.6
10	-0	-2	-1	-2		-1.3	0.6
11	4	5	4	4		4.5	0.7
12							
13	10	4	4	5		5.6	2.6
14	1	2	1	1		1.4	0.4
15	3	1	1	1		1.6	1.0
16		4	5	3		4.0	0.5
17		0	-0	1	1	0.5	0.5
18		3	3	3	4	3.2	0.5
19		4	5	4	4	4.2	0.7
Medel	1.4	1.3	1.6	1.4		1.6	
Stdev	2.5	2.1	2.2	2.2		2.1	

Profil 2 : Beräknad avrinning

Datum	1	2	3	4	5	6
Maj						
23	172	193	267	263	224	125
24	173	192	268	262	223	125
25	172	192	267	264	222	126
26	170	190	265	262	222	124
27	165	187	260	257	219	120
28	152	174	250	245	210	112
29	144	166	240	237	202	103
30	141	161	235	235	198	98
31	140	163	234	235	199	97
Juni						
1	146	165	238	237	197	100
2	142	161	234	235	194	98
3	141	160	234	233	191	96
4	138	157	230	231	190	93
5	134	152	226	227	184	89
6	132	149	221	226	182	84
7	127	144	217	220	178	78
8	118	134	207	208	169	69
9	120	136	207	210	170	68
10	120	135	207	209	168	68
11	114	130	204	204	164	63
12						
13	108	127	197	205	164	55
14	103	122	194	193	154	51
15	101	120	192	190	150	49
16	96	116	186	186	145	42
17	91	111	182	182	140	37
18	84	106	176	178	133	32
19	78	100	172	171	127	24

Profil 3 : Snödjup

Datum	1	2	3	4	5	6	My	Stdev
Maj								
26	-3	-4	-1	-2	-1	-2	-2.2	1.1
27	-2	-3	6	6	4	-1	1.7	3.7
28	3	2	-1	-0	-1	1	0.8	1.6
29	4	4	5	4	4	4	4.2	0.4
30	1	2	2	0	2	2	1.7	0.7
31	0	-1	-0	-1	-1	0	-0.5	0.7
Juni								
1	-4	-2	-3	-2	1	-2	-1.9	1.3
2	-2	2	2	0	1	1	1.3	0.5
3	-0	-0	-1	-1	-1	-0	-0.5	0.2
4	2	2	3	3	2	2	2.3	0.2
5	2	3	3	3	3	2	2.5	0.5
6	1	1	3	1	1	2	1.6	0.8
7	2	3	2	4	2	3	2.7	0.5
8	4	5	6	7	5	4	5.3	0.9
9	-2	-2	-2	-4	-2	-0	-2.2	1.0
10	-1	-1	-2	-2	-2	-1	-1.6	0.6
11	3	3	1	3	3	3	2.8	0.7
12								
13	3	1	3	-1	-1	4	1.7	2.1
14	-3	3	1	-7	6	2	3.5	2.0
15	1	1	1	1	2	1	1.2	0.4
16	3	2	3	2	3	3	2.7	0.5
17	3	3	2	2	3	2	2.5	0.3
18	4	3	3	2	4	2	3.0	0.6
19	3	3	2	4	3	4	3.4	0.6

Profil 3 : Beräknad avrinning

Datum	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Maj										
18	75	95	143	170	200	148	163	127	158	122
19	72	95	140	164	204	155	166	127	160	125
20	76	95	142	168	208	157	168	128	160	127
21	72	90	140	165	204	154	165	126	158	120
22	70	85	135	160	203	147	160	120	155	115
23	62	81	128	153	198	142	153	117	153	111
24	60	80	126	150	195	138	149	110	150	108
25	58	78	125	148	191	136	147	109	149	108
26	57	77	122	144	188	134	144	107	146	106
27	51	75	119	141	188	131	142	105	144	104
28	44	66	110	134	177	122	128	95	134	95
29	30	56	98	122	164	122	123	87	123	80
30	29	51	97	122	163	110	121	85	124	77
31	26	52	95	118	159	105	117	82	118	72
Juni										
1	30	54	97	121	162	112	120	83	121	78
2	28	50	98	118	160	109	117	82	118	75
3	26	49	97	118	159	107	117	80	118	75
4	26	49	96	117	156	106	115	80	118	74
5	20	42	88	110	150	100	109	73	110	68
6	15	39	83	107	147	97	104	70	104	66
7	10	33	79	102	140	90	97	63	100	58
8		27	70	92	130	81	89	53	92	48
9		24	70	91	130	82	89	54	92	50
10		23	69	90	129	80	87	52	92	48
11		13	62	83	120	73	79	47	84	40
12										
13		8	55	76	114	64	68	32	70	25
14			52	74	110	60	65	30	68	21
15			48	69	106	54	58	23	62	10
16			43	65	100	47	50		56	
17			40	62	99	44	47		53	
18			31	56	90	35	40		40	
19			26	48	85	28	32		32	

Profil 4 : Snödjup

Datum	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Mv	Stdev
Maj												
26	0	-0	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-2	-1	-1.0	0.5
27	2	-1	-1	-2	-5	-2	-2	-1	-2	-1	-1.6	1.5
28	2	3	2	0	1	2	4	3	2	2	2.1	0.9
29	6	5	6	6	7	-0	2	4	5	7	4.7	2.1
30	0	2	0	-0	0	6	1	1	-1	1	1.1	1.8
31	1	-1	1	2	2	2	2	1	3	2	1.6	0.9
Juni												
1	-2	-1	-1	-2	-2	-4	-2	-1	-2	-3	-1.9	0.9
2	1	2	-1	1	1	1	1	0	1	1	1.0	0.7
3	1	0	0	-0	0	1	-0	1	-0	-0	0.3	0.4
4	-0	-0	0	0	2	0	1	-0	-0	0	0.3	0.5
5	3	3	4	3	3	3	3	3	4	3	3.2	0.4
6	2	1	2	1	1	1	2	1	3	1	1.7	0.6
7	2	3	2	2	4	3	3	3	2	4	2.8	0.7
8		3	4	5	5	4	4	5	4	5	4.2	0.7
9		1	-1	-0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-0.7	0.7
10		0	-0	-0	-1	0	0	1	-1	1	-0.0	0.5
11			5	4	4	5	4	4	2	4	3.9	0.7
12												
13		2	4	4	3	5	6	7	7	7	5.0	1.9
14			2	1	2	2	2	1	1	2	1.5	0.4
15			2	3	2	3	4	3	3	5	3.1	1.0
16			2	2	3	4	4		3		3.1	0.7
17			1	2	0	2	2		2		1.3	0.4
18			4	3	5	4	3		7		4.5	1.1
19			2	4	3	3	4		4		3.4	0.6
Medel	0.7	1.5	1.6	1.6	1.6	1.8	1.9	1.6	1.9	1.9	1.7	
Stdev	1.5	1.7	1.9	2.0	2.5	2.3	2.1	2.2	2.6	2.7	2.0	

Profil 4 : Beräknad avrinning

Lunds universitets Naturgeografiska institution
Seminarieuppsatser

Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens
bibliotek, Sölvegatan 13, 223 62 LUND

1. Petter Pilesjö: Metoder för morfometrisk analys av kustområden. 1985.
2. Kerstin Alström & Ann Bergman: Kartering av erosionskänsliga områden i Ringsjöbygden. 1986.
3. Arild Huseid: Stormfällning och dess orsakssamband. Söderåsen, Skåne. 1986.
4. Peter Sandstedt & Bengt Wällstedt: Krankesjön under ytan - en naturgeografisk beskrivning. 1986.
5. Katarina Johnsson: En lokalklimatisk temperaturstudie på Kungsmarken, öster om Lund. 1987.
6. Carina Estgren: Isälvsstråket Djurkälla - Flädermo, norr om Motala. 1987.
7. Erik Lindgren & Micael Runnström: En objektiv metod att bestämma läplanterings läverkan. Lund 1987.
8. Roland Hansson: Studie av en frekvensstyrd filtreringsmetod för att segmentera satellitbilder, med försök på landsat TM-data över ett skogsområde i S. Norrland. 1987.
9. Bengt Matthiesen & Mikael Snäll: Temperatur och himmelsexponering i gator. Resultat av mätningar i Malmö. Lund 1988.
10. Sven Nilsson: Veberöd. En beskrivning av samhällets och bygdens utbyggnad och utveckling från början av 1800-talet till vår tid.

11. Eva Tunving: Översvämningen i Murcia provinsen, Sydöstra Spanien, November 1987. Lund 1989.
12. Stefan Glave: Termiska studier i Malmö med värmebilder och konventionell mätutrustning. 1989.
13. Ylva Mjöbo: Landskapsförändringen - hur skall den övervakas ? 1989.
14. Maj-Lena Finnander: Vädrets betydelse för snöavsmältningen i Tarfaladalen. 1989.

