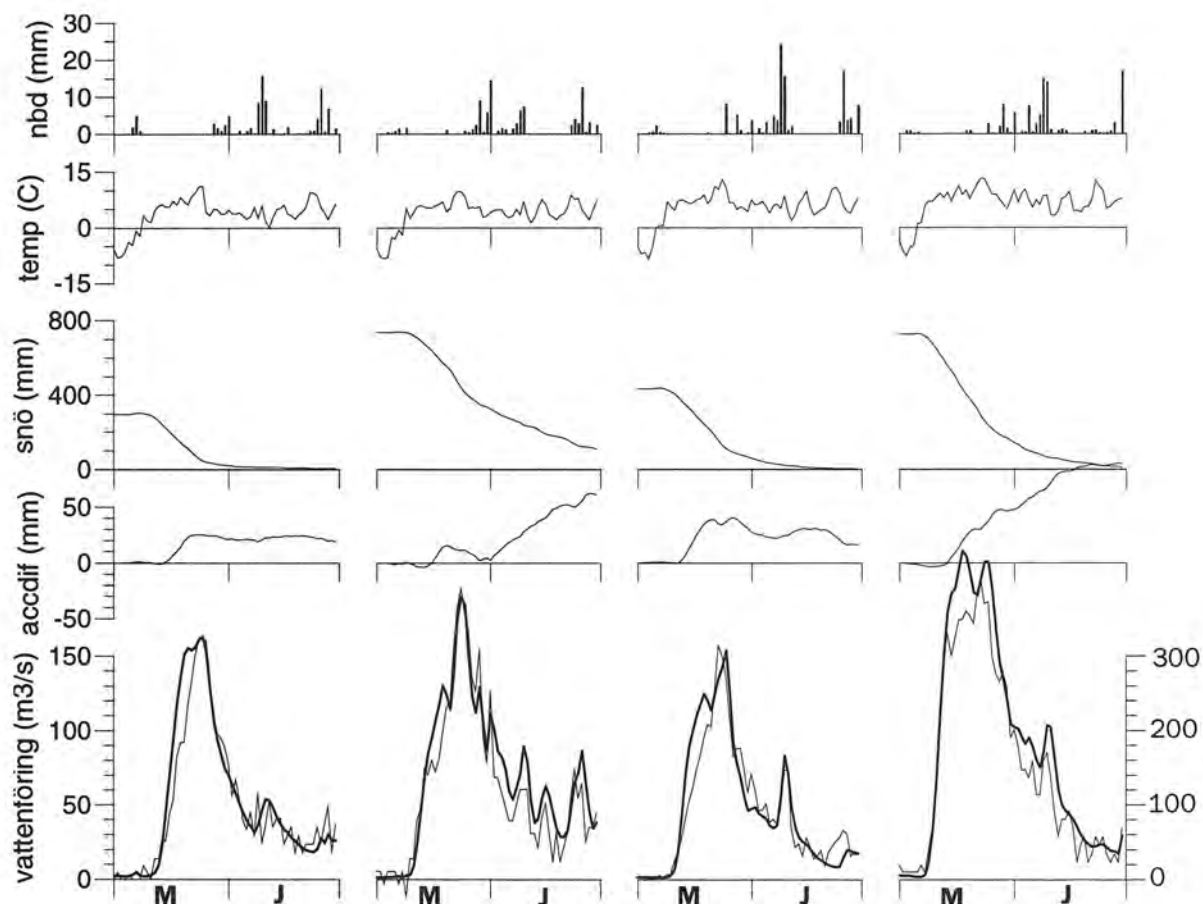




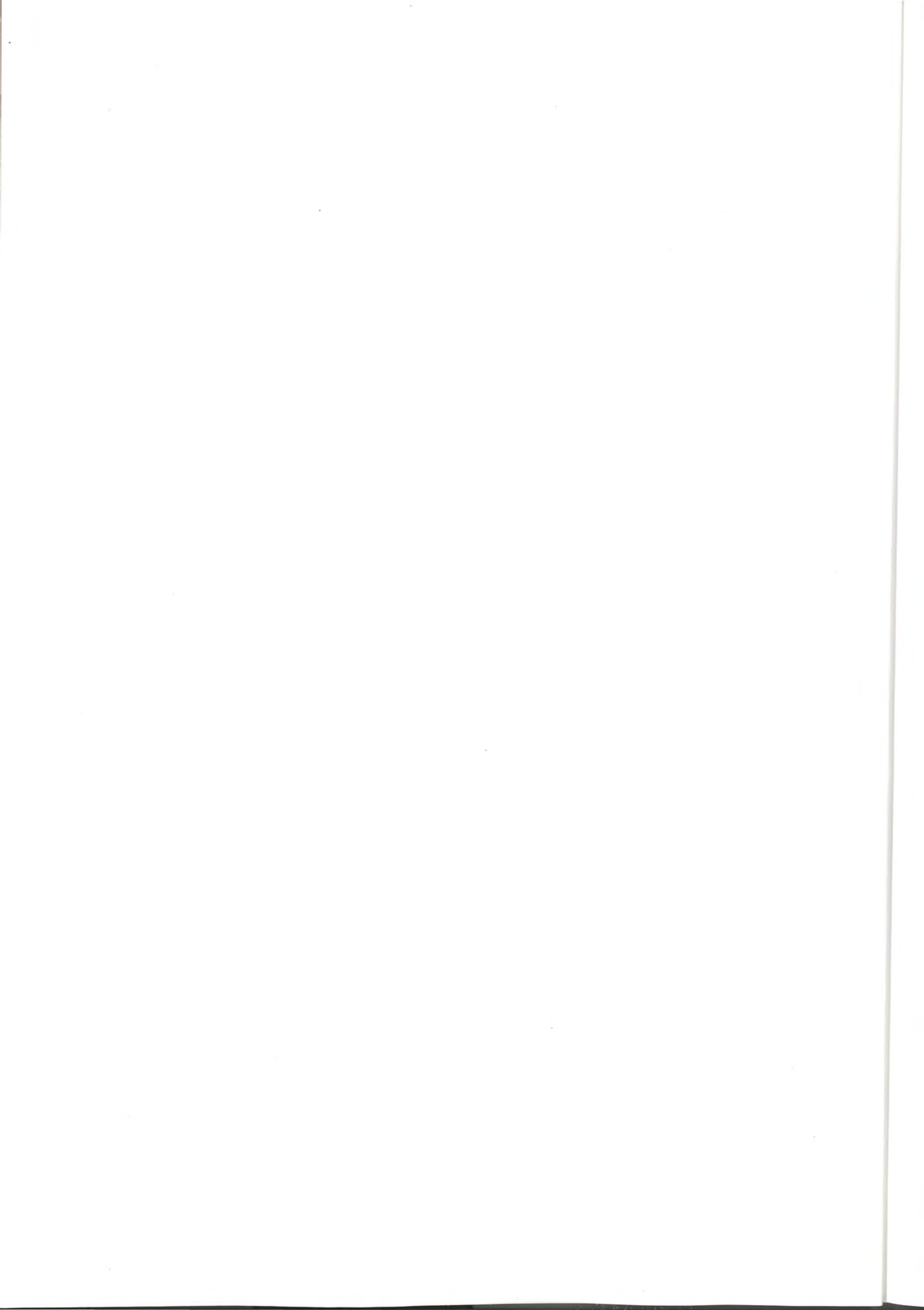
Analys och beräkning av snösmältningsförlopp

Barbro Johansson, Magnus Edström,
Katarina Losjö, Sten Bergström

Projektet är finansierat av
Vattenregleringsföretagens Samarbetsorganisation (VASO)

**Analys och beräkning av
snösmältningsförlopp**

**Barbro Johansson, Magnus Edström,
Katarina Losjö, Sten Bergström**



SAMMANFATTNING

I HBV-modellen, liksom i många andra begreppsmässiga modeller används en enkel graddagmetod för snösmältningsberäkningar. Det har erfarenhetsmässigt visat sig svårt att med mer komplicerade uttryck för snösmältningen förbättra beräkningen av avrinning. Samtidigt har vi sett att de fel som uppstår i HBV-modellen i samband med snösmältning ibland uppträder samtidigt i flera områden. De är alltså inte slumpmässiga, och kan inte enbart förklaras av osäkerheten i de indata som används rutinmässigt. Det tycks som om det i de aktuella vädersituationerna finns en eller flera faktorer som modellen inte tar hänsyn till. I stället för att testa olika komplicerade modeller för snösmältning har, i det här projektet, ett försök gjorts att angripa problemet från motsatt håll. Vi har försökt hitta en koppling mellan meteorologiska förhållanden och modellfel. Speciellt har vi tittat på temperaturens höjdberoende. Studien har genomförts i sex avrinningsområden i den svenska fjällkedjan, och med data från 1975 till 1997.

För temperaturens höjdberoende utnyttjades data från tre näraliggande stationspar på olika höjd. I HBV-modellen antas vanligen att temperaturen avtar med 0.6°C per 100m. I verkligheten visade sig temperaturgradienten variera kraftigt, och även vid temperaturer över 0°C kunde det inträffa att temperaturen ökade med höjden. Ett svagt samband kunde skönjas mellan temperaturens dygnsvariation vid den lägsta stationen och temperaturgradienten. Däremot gav det inga generella förbättringar i simulerad avrinning att föra in en varierande temperaturgradient i HBV-modellen.

Vid jämförelserna mellan volymfel och meteorologiska förhållanden kunde endast tendenser till samband påvisas, och då framför allt under vårflodens start. Det tycks som om HBV-modellen oftare underskattar volymen när det blåser mycket, är hög luftfuktighet och/eller molnigt väder, och att volymen oftare överskattas när det är varmt och vackert väder. Detta är i överensstämmelse med energibalans ekvationen, med tillförseln av sensibelt värme vid höga vindhastigheter och latent värme vid hög luftfuktighet. Vid vackert väder är det däremot möjligt att en del av den tillgängliga energin går till avdunstning i stället för smältning.

Resultaten visar återigen att det är svårt att hitta vägar att förbättra beräkning av snösmältning på avrinningsområdesskala. Ett viktigt skäl är osäkerheten i indata. Data från ett fåtal meteorologiska stationer på låg höjd skall extrapoleras över stora avstånd, både vertikalt och horisontellt. De fel som orsakas av detta gör det svårt att särskilja fel som orsakas av en oriktig fysikalisk beskrivning av processerna. En annan generell svårighet vid all modellutveckling är problemet med kompenserande fel. Det innebär att vissa komponenter i ursprungsmodellen oftast innehåller förenklingar eller brister som kompenseras genom justeringar i andra delar av modellen. Slutresultatet kan ofta bli bra, men det kan bli svårt att förbättra modellen eftersom en bättre beskrivning av en viss del kan ta bort denna kompenserande verkan. Därmed blir slutresultatet sämre trots att en enskild process beskrivs mer realistiskt.

1 INTRODUKTION	1
2 TESTOMRÅDEN	2
3 TESTER MED MODIFIERAD MODELLRUTIN	3
3.1 Temperaturens höjdberoende	3
3.1.1 Observationer	3
3.1.2 Observerad temperaturgradient i modellsimuleringar	5
3.1.3 Beräknad temperaturgradient i modellsimuleringar	5
3.1.4 Slutsatser	6
3.2 Distribuerad snösmältning	7
3.2.1 Distribuerad snörutin	7
3.2.2 Modellsimuleringar	8
3.2.3 Diskussion	8
3.2.4 Regn på snötäckt mark ovanför trädgränsen	9
4 JÄMFÖRELSE MED METEOROLOGISKA FÖRHÅLLANDEN	9
4.1 Jämförelser med volymfel	9
4.1.1 Definition	9
4.1.2 Förhållanden under snösmältningen	10
4.1.3 Förhållanden under vintern	12
4.1.4 Diskussion	13
4.2 Storskaliga förhållanden	15
4.2.1 Jämförelser och diskussion	16
5 DISKUSSION	18
6 REFERENSER	19

I HBV-modellen, liksom i många andra begreppsmässiga modeller används en enkel graddagmetod för snösmältningsberäkningar. Det har erfarenhetsmässigt visat sig mycket svårt att med mer komplicerade uttryck för snösmältningen förbättra beräkningen av avrinning. För finska förhållanden har Vehviläinen (1992) testat en mängd varianter av graddagmetoden, och även en full energibalansmodell. Han visade att det viktigaste är att skilja på snösmältningsberäkningarna för skog och öppen mark. Endast marginella förbättringar uppnåddes då hänsyn togs till t.ex. luftfuktighet och vind i graddagmetoden, likaså när smälthastigheten tilläts öka med snötäckets mognad, som beskrevs som en funktion av ackumulerad snösmältning. Liknande resultat finns beskrivna av bl.a. Bergström (1975, 1976) och Lindström m.fl. (1996). Försök att ta hänsyn till temperaturvariationerna under dygnet med hjälp av max- och mintemperatur ledde inte heller till förbättrade resultat, en slutsats som även drogs av Arnér (1991). En full energibalansmodell gav snarast en sämre beskrivning av snösmältningsförloppet enligt Vehviläinen (1992). Häggström och Sahlberg (1993) visade dock att en energibalansmodell skulle kunna ge förbättringar vissa år, men deras testperiod var för kort för att de skulle våga dra några långtgående slutsatser. Braun m.fl. (1994) menar att en full energibalansberäkning ger en mer korrekt uppskattning av snösmältningen än graddagmetoden vid punktvisa jämförelser, men en svårighet ligger i att ta hänsyn till den ojämna snöfördelningen över större områden. De fann också att begreppsmässiga modeller ofta missar starten av en smältperiod, men att det blev en klar förbättring vid användningen av sofistikerade metoder för interpolation av meteorologiska data i stället för fasta gradienter för temperatur och nederbörd.

Trots att många tester givit negativa resultat tycks det ändå uppenbart att de fel som uppstår i simuleringarna av snösmältning i HBV-modellen inte alltid kan förklaras av osäkerheter i de indata som används rutinmässigt, dvs. nederbörd och temperatur. De tycks inte heller slumpmässiga utan uppträder ibland samtidigt i flera områden (Lindström m.fl. 1996). Ett alternativt sätt att angripa problemet är att analysera år då modellen ger stora fel i ett antal områden, och se om dessa kan relateras till en speciell vädersituation. Ett exempel på när förekomsten av ett sådant fel utnyttjades för att förbättra modellen är sommaren 1987. Den var ovanligt blöt och kall, och i stora delar av Sverige simulerades alldeles för låga flöden under sensommaren och hösten. Upptäckten av detta ledde till att avdunsningsrutinen förändrades så att större hänsyn togs till temperaturen, vilket förbättrade modellsimuleringarna, framför allt efter ovanligt kalla eller varma somrar (Lindström och Bergström, 1991).

En osäkerhet vid bestämning av arealvärden av temperatur är höjdberoendet. I fjällen ligger temperaturstationerna oftast i dalgångarna, på en höjd som är lägre än områdets medelhöjd. Om temperaturgradienten antas vara konstant, kan detta ge avsevärda fel t.ex. vid inversion. Det är också en typ av fel som kan uppträda samtidigt över större områden eftersom det är beroende av de aktuella väderförhållandena.

Något som också kan underskattas i modellberäkningar är ojämnheten i snötäckets fördelning i ett område, liksom i smälthastigheten. I viss mån kan magasinering och infiltration i snötäcket jämföras och beskrivas på samma sätt som motsvarande processer i marken.

Syftet med den studie som redovisas i denna rapport har varit att analysera snösmältningsförloppet i svenska fjällområden med de angreppssätt som beskrivs ovan:

- Jämförelse mellan den aktuella vädersituationen och modellfel.
- Studier av temperaturens höjdberoende under snösmältningen.
- En statistisk beskrivning av snösmältningens variation inom avrinningsområdet.

2 TESTOMRÅDEN

Den period som använts för studien är 1975-1996. Testområden har varit Sitasjaure (Luleälven), Riebnes (Skellefteälven), Överuman (Umeälven), Kultsjön (Ångermanälven), Torrön (Indalsälven) och Trängslet (Dalälven), som valdes ut för att få tämligen små områden med en bra geografisk täckning i fjällkedjan (figur 1). Områdena kalibrerades automatiskt för perioden 1975-1985, med 1985-1995 som verifieringsperiod. Samtliga områden används rutinmässigt för hydrologiska prognoser, och har generellt en god överensstämmelse mellan simulerad och observerad vattenföring.



Figur 1 Använda testområden, samt stationer för beräkning av temperaturgradient

3.1 Temperaturen höjdberoende

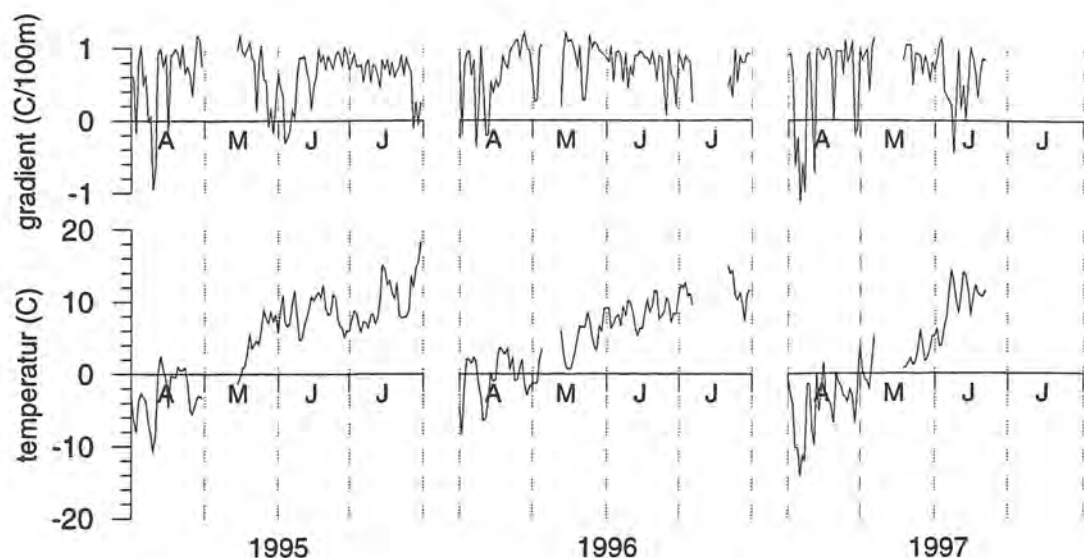
För att beskriva variationerna i snöackumulation och smältning i ett avrinningsområde delas detta i HBV-modellen in i ett antal höjdzoner. Eftersom de meteorologiska stationerna i allmänhet ligger i dalgångar, måste temperaturen extrapoleras till högre nivåer. I svenska tillämpningar antas oftast ett temperaturavtagande om $0.6^{\circ}/100\text{m}$, vilket ungefärligen motsvarar det så kallade fuktadiabatiska temperaturavtagandet vid 0°C (Chow, 1964). I torra luftmassor är det teoretiska temperaturavtagandet $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Vid undersökningar av långtidsmedelvärden av temperaturavtagandet visar det sig ofta ligga i närheten av 0.6°C på våra breddgrader (SNA, 1995). Killingtveit (1978) fann dock lägre värden under vintern och högre under sommaren, och variationerna från dag till dag är stora.

3.1.1 Observationer

Att från observationer bestämma temperaturgradienten med höjden visar sig ofta svårt, eftersom det kräver stationer som horisontellt ligger nära varandra, men med stor höjdskillnad. I SMHIs stationsnät finns ett fåtal sådana stationspar, tre av dem är; Särna/Idre fjäll, Mörsil/Åreskutan och Hemavan/Skorvfjället (figur 1, tabell 1). Jämförelser mellan dygnsmedelvärden på olika höjder, visar som väntat att temperaturgradienten varierar kraftigt (figur 2). Det tycks också som om temperaturinversion förekommer inte bara under kalla vinterdygn, utan också under perioder med plus-grader.

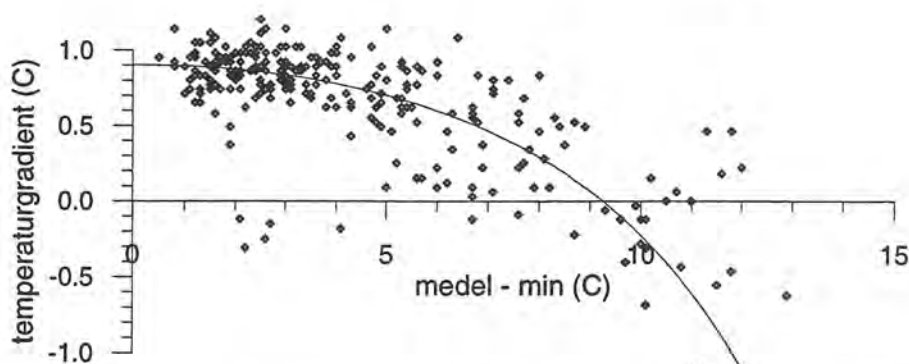
Tabell 1 Stationspar använda för beräkning av temperaturgradient

Station	Nummer	Höjd (m)	Latitud	Longitud	Avstånd (km)
Särna	11341	354	$61^{\circ} 40'$	$13^{\circ} 9'$	25
Idre fjäll	11254	875	$61^{\circ} 53'$	$12^{\circ} 51'$	
Mörsil	13319	400	$63^{\circ} 19'$	$13^{\circ} 38'$	31
Åreskutan	13326	1280	$63^{\circ} 26'$	$13^{\circ} 4'$	
Hemavan	15594	475	$65^{\circ} 49'$	$15^{\circ} 5'$	4
Skorvfjället	15596	800	$65^{\circ} 49'$	$15^{\circ} 4'$	



Figur 2 Temperaturgradient i dygnsmedelvärden Hemavan/Skorvfjället.

Eftersom det oftast saknas observationer på olika höjd inom ett avrinningsområde, krävs det att temperaturförhållandena vid dalstationen kan användas som indikation på temperaturgradienten. Exempelvis är det troligt att det är större risk för inversion under dagar med stora skillnader i temperatur (kalla nätter, varma dagar). Observationerna tyder på att det finns ett samband mellan skillnaden i medel- och minimitemperatur vid dalstationen och temperaturgradienten, även om det är en stor spridning i värdena (figur 3). Sambanden är starkast om de sätts upp säsongvis och för specifika temperaturintervall. Det syntes inga skillnader mellan dagar med och utan regn.



Figur 3 Temperaturgradient Hemavan/Skorvfjället plottad mot dygnsmedeltemperatur - minimitemperatur för Hemavan under perioden april-juli 1992-95 och för dygn med medeltemperatur högre än -2°C .

3.1.2 Observerad temperaturgradient i modellsimuleringar

Av de stationspar där temperaturgradienten utvärderats ligger Hemavan/Skorvfjället i anslutning till Övermans avrinningsområde och Särna/Idre fjäll i anslutning till Trängslet. Effekten av en varierande temperaturgradient på modellsimuleringar testades därför genom att ersätta en konstant temperaturgradient med den observerade då denna fanns tillgänglig.

Medianvärdet för temperaturgradienten var $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ för Överuman och $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ för Särna, och modellen kalibrerades därför med dessa fasta temperaturgradienter för respektive område, vilket gav ett aningen bättre R^2 -värde än originalkalibreringen med 0.6°C . Den observerade temperaturgradienten lades därefter in, 199110-199706 i Överuman och 198509-199706 i Trängslet. I båda fallen ledde detta till klart sämre R^2 -värden (tabell 2). Ytterligare ett försök gjordes att kalibrera Överuman med konstant respektive observerad temperaturgradient 199110-199709. Ingen skillnad noterades i R^2 -värdena. Med varierande temperaturgradient simulerades vårflödena 1992 och 1997 något sämre och 1995 något bättre (figur 4).

Tabell 2 R^2 -värde och volymfel för simulering med konstant respektive inläst temperaturgradient (utan omkalibrering)

	originalmodell (HBV-96)		Med inläst temperaturgradient	
	R^2	Volymfel (%)	R^2	Volymfel (%)
Överuman 9110-9706	0.77	-1.3	0.72	-1.1
Trängslet 8509-9706	0.91	-1.6	0.89	-1.7

3.1.3 Beräknad temperaturgradient i modellsimuleringar

Den bästa anpassningen till observerad temperaturgradient som funktion av medel- och minimitemperatur vid dalstationen tycks ges av en exponentialfunktion (figur 4):

$$t_{\text{lapse}} = C_1 \cdot (2 - e^{(C_2 \cdot (t_{\text{mean}} - t_{\text{min}}))^2})$$

t_{lapse} = temperaturgradient

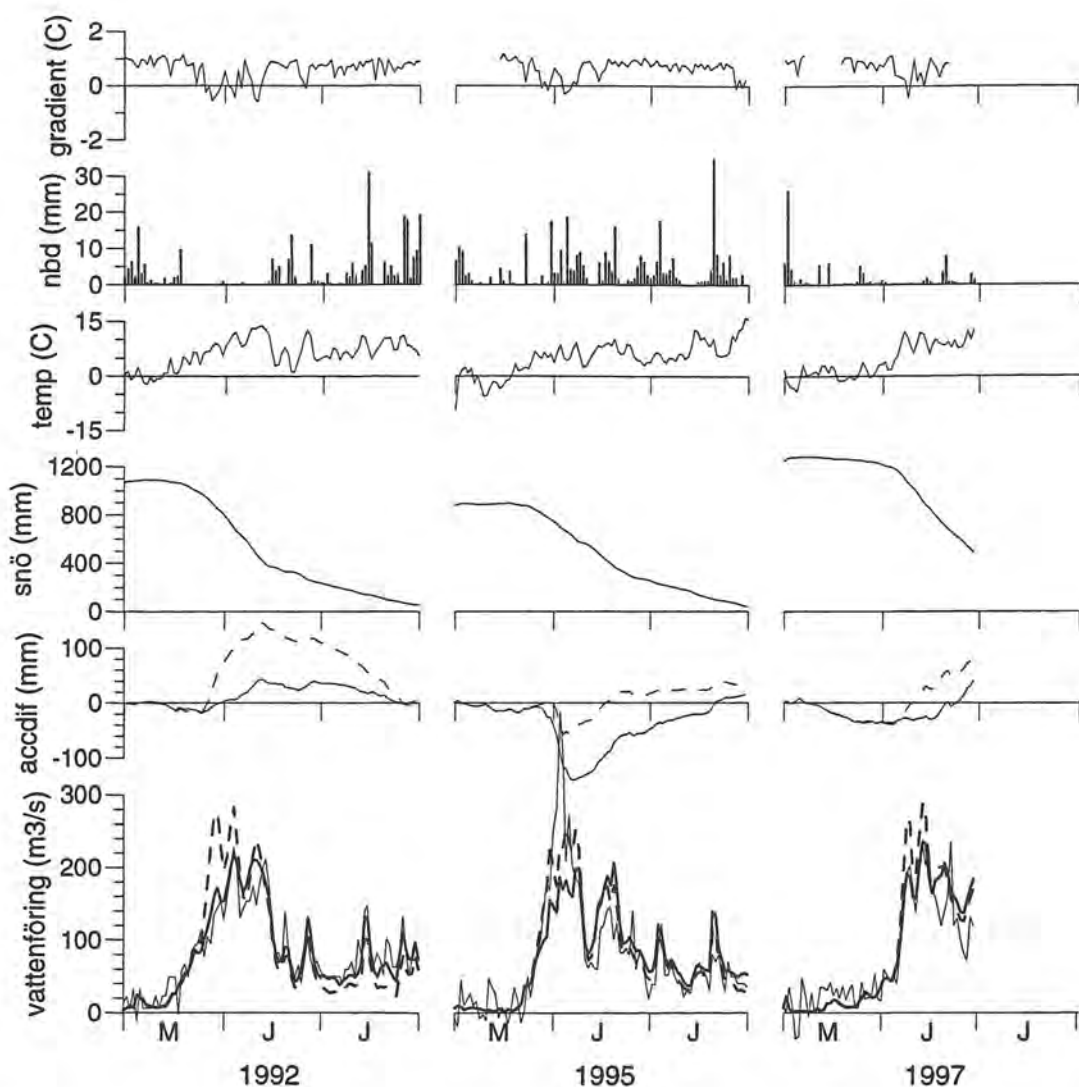
t_{mean} = medeltemperatur

t_{min} = min imitemperatur

C_1, C_2 = koefficienter

Detta uttryck lades in i HBV-modellen, som sedan kalibrerades med avseende på C_1 och C_2 i de områden där värden på minimi-temperaturen fanns tillgängliga för en längre tidsperiod; Överuman, Kultsjön och Torrön. I samtliga tre områden blev värdet på C_2 vid automatkalibreringen lika med 0, dvs. den bästa kalibreringen uppnåddes med en konstant temperaturgradient. Värdet på C_1 skilde sig något från 0.6, och hamnade i Öve-

ruman och Torrön nära det observerade medianvärdet på temperaturgradienten, vilket dock inte ledde till någon tydlig förbättring vid simuleringarna.



Figur 4 Simulerad avrinning för Överuman med konstant (tjock heldragen linje) respektive inläst temperaturgradient (streckad linje). Kalibreringen är gjord för 199110-199706 i båda fallen. Observerad vattenföring visas med tunn linje.

3.1.4 Slutsatser

Det är tydligt från temperaturobservationer på olika höjd att temperaturens avtagande med höjden varierar kraftigt från dag till dag, och att även under dagar då medeltemperaturen är över 0°C kan man få en ökning av temperaturen med höjden. Med de data som idag finns tillgängliga går det emellertid inte att visa att ett hänsynstagande till detta generellt skulle ge bättre resultat i HBV-modellen. Det ledde inte heller till nämnvärt

bättre resultat att kalibrera den konstanta temperaturgradienten, så att den blev områdesberoende.

3.2 Distribuerad snösmältning

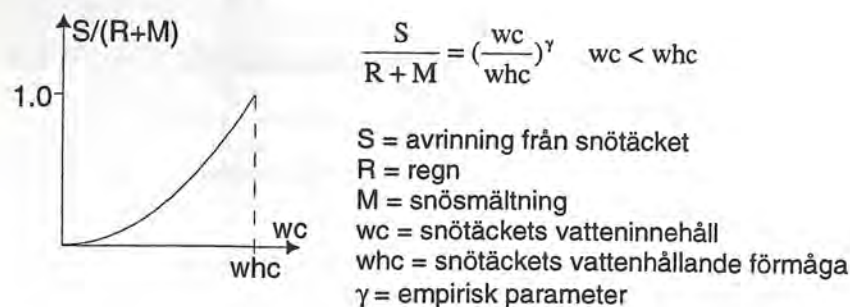
Det fria vatteninnehållet i snön används ofta för att modellera den fördröjning som erfarenhetsmässigt ligger mellan en förhöjd temperatur och avrinning från smältande snö. I själva verket beror dock denna fördröjning på flera faktorer såsom:

- omstrukturering av snökristallerna
- uppvärmning av snön
- kapillär bindning av vatten i snön
- magasinering av vatten på marken under snön
- upptining av tjälad mark
- återfrysning av smältvatten som når frusen mark

Mot denna bakgrund är det inte förvånande att problem uppstår när alla dessa processer sammanfattas i en enkel vattenhållande förmåga på ca 10 % av snöns vattenekvivalent.

3.2.1 Distribuerad snörutin

I HBV-modellen beskrivs i viss mån ett områdes inhomogenitet med indelningen i höjd- och vegetationszoner, som delas upp ytterligare i snöklasser. Med en typisk indelning i 10 zoner och 3 höjdklasser i varje, ger det i praktiken 30 separata beräkningar av snösmältningen i varje delområde. I högupplösta modeller där avrinningsområdet delas in i en mängd delavrinningsområden kan det som i exemplet Kultsjön innebära närmare 400 snösmältningsrutiner. Givetvis är detta ändå en grov förenkling av den väldiga inhomogenitet som finns i naturen. Det går att dra en parallell till HBV-modellens markrutin där områdets variation i markegenskaper och markvattenmagasin representeras av den s.k. β -funktionen, som beskriver hur olika delar av området undan för undan når upp till full mättnad. På liknande sätt skulle snötäckets gradvisa mättnad kunna beskrivas (figur 5):



Figur 5 Schematisk beskrivning av distribuerad snösmältningsrutin.

I den nuvarande modellversionen sker ingen avrinning från snötäcket förrän den ackumulerade snösmältningen nått upp till whc.

3.2.2 Modellsimuleringar

Ovanstående modellformulering testades genom att i kalibreringen bestämma både γ och snötäckets vattenhållande förmåga (i procent av det totala snötäcket). Normalt kalibreras inte det senare, men det är rimligt att anta att med en ny modellformulering bör nya standardvärden på den vattenhållande förmågan prövas. I tre av fyra områden blev värdet på γ nära 1, dvs. det sker en linjär ökning av andelen avrinning från snötäcket allteftersom det mäts. I ett område, det nordligaste, blev γ mycket stor, vilket motsvarar den nuvarande modellformuleringen.

3.2.3 Diskussion

Ingen generell förbättring i simulerad avrinning kunde noteras i R^2 -värdet (tabell 3). Detta behöver i sig inte innebära att det inte skett en viss förbättring eftersom förändringarna framför allt borde synas vid låga flöden vid vårflodens start, innan hela snötäcket mäts. Att värdet på γ vid kalibreringen hamnade nära 1 tyder också på att avsmältningen påbörjas något tidigare jämfört med originalmodellen, men effekten på den totala avrinningen är så liten att den inte är märkbar ens vid en visuell inspektion av hydrografen.

Tabell 3 R^2 -värden och volymfel vid simulering med originalmodell respektive distribuerad snörutin.

	Originalmodell (HBV-96)		Distribuerad snörutin	
	R^2	Volymfel (%)	R^2	Volymfel (%)
Sitasjaure kal*	0.88	-0.3	0.88	0.7
Sitasjaure ver	0.87	0.7	0.87	1.4
Överuman kal	0.85	-1.3	0.85	-0.4
Överuman ver	0.75	-2.1	0.76	-1.3
Kultsjön kal	0.89	-0.4	0.89	0.2
Kultsjön ver	0.84	2.2	0.85	2.2
Torrön kal*	0.82	0.0	0.82	0.0
Torrön ver	0.74	-5.7	0.74	-5.6
Trängslet kal	0.91	-0.1	0.92	-0.2
Trängslet ver	0.90	-2.2	0.90	-2.6

*) Kalibreringsperiod 19780901-19880831, verifieringsperiod 19880901-19970831

3.2.4 *Regn på snötäckt mark ovanför trädgränsen*

Flera av processerna som nämns i inledningen av detta avsnitt fungerar olika om de tillämpas på ren snösmältning eller på regn i kombination med smältande snö. Kopplingen mellan regn och snösmältning är komplex. Det är inte orimligt att tänka sig att regnvattnet letar sig andra vägar genom snön än smältvattnet. I fjällterräng är stora områden renblåsta eller isiga och har knappast någon vattenhållande förmåga alls. I de fall regnet faller på höga höjder kommer i dessa fall den vattenhållande förmågan att vara liten, vilket betyder snabb avrinning vid regn.

Denna tes testades genom att anta att 75 % av nederbörden vid regn passerar direkt genom snötäcket på nivåerna ovanför trädgränsen. Detta visade sig emellertid inte ha någon effekt på avrinningen under testperioden (1975-1995). Tidigt under smältsäsongen tycks temperaturen oftast vara låg i samband med hög nederbörd. Åtminstone i HBV-modellen faller denna nederbörd därför som snö ovanför trädgränsen. Längre fram under säsongen är snön normalt mättad, även på hög höjd. Eftersom hög temperatur oftare tycks vara kopplad till vackert väder blir avsmältningen stor i relation till regnmängden.

4 JÄMFÖRELSE MED METEOROLOGISKA FÖRHÅLLANDEN

Utgående från en energibalans är det ett flertal meteorologiska faktorer som påverkar snösmältningen. Vid utnyttjande av graddagmetoden antas att temperaturen i sig speglar variationen i andra variabler. I den mån detta antagande inte stämmer, borde det synas vid en jämförelse mellan felen i simulerad avrinning och de meteorologiska förhållandena under motsvarande period. Om det t.ex. är så att modellen smälter snön för långsamt då det blåser kraftigt borde detta resultera i ett negativt volymfel. Det är nödvändigtvis inte bara vädret under själva snösmältningsperioden som påverkar smältförloppet. Även förhållandena tidigare under vintern kan tänkas ha betydelse, i den mån de påverkat snöns struktur och fördelning.

För att få tillgång till areella data för luftfuktighet, vind och molnighet utnyttjades en griddad databas om $1 \times 1^\circ$, byggd på synoptiska data (Meuller, personlig kommunikation). Den innehåller data från 1979 och framåt, men den här studien hade endast tillgång till data fram till 1994.

4.1 Jämförelser med volymfel

4.1.1 *Definition*

Under de år då det totala volymfelet under vårfloden är stort är den dominerande orsaken troligen fel i uppskattningen av arealnederbörden under vintern och våren, och en bättre rutin för beräkning av snösmältningen skulle inte påverka detta. Sådana år sorterades därför sorterats bort ur analysen. För övriga år delades vårfloden in i perioder om cirka 15 dygn, och perioderna definierades enligt följande:

1. *Vårflodens start*

För månaderna januari till mars beräknades rullande 15-dygnsmedelvärden av vattenföringen. Det lägsta värdet användes sedan för att definiera vårflodens start som antas inträffa efter förste april i de aktuella områdena, första gången då medelvattenföringen under 15 dygn stigit till 5 gånger den lägsta vattenföringen under vintern.

2. *Perioden mellan vårflodens start och flödestoppen*

Längden på denna period varierade kraftigt, mellan områden och mellan år. Då den avsevärt översteg 15 dygn delas den in i kortare delperioder.

3. *Flödestoppen*

Flödestoppen definierades som 15-dygnsperiod som hade den högsta vattenföringen, från vårflodens start och fram till dess snötäckningsgraden var mindre än 10%, alternativt sista juli.

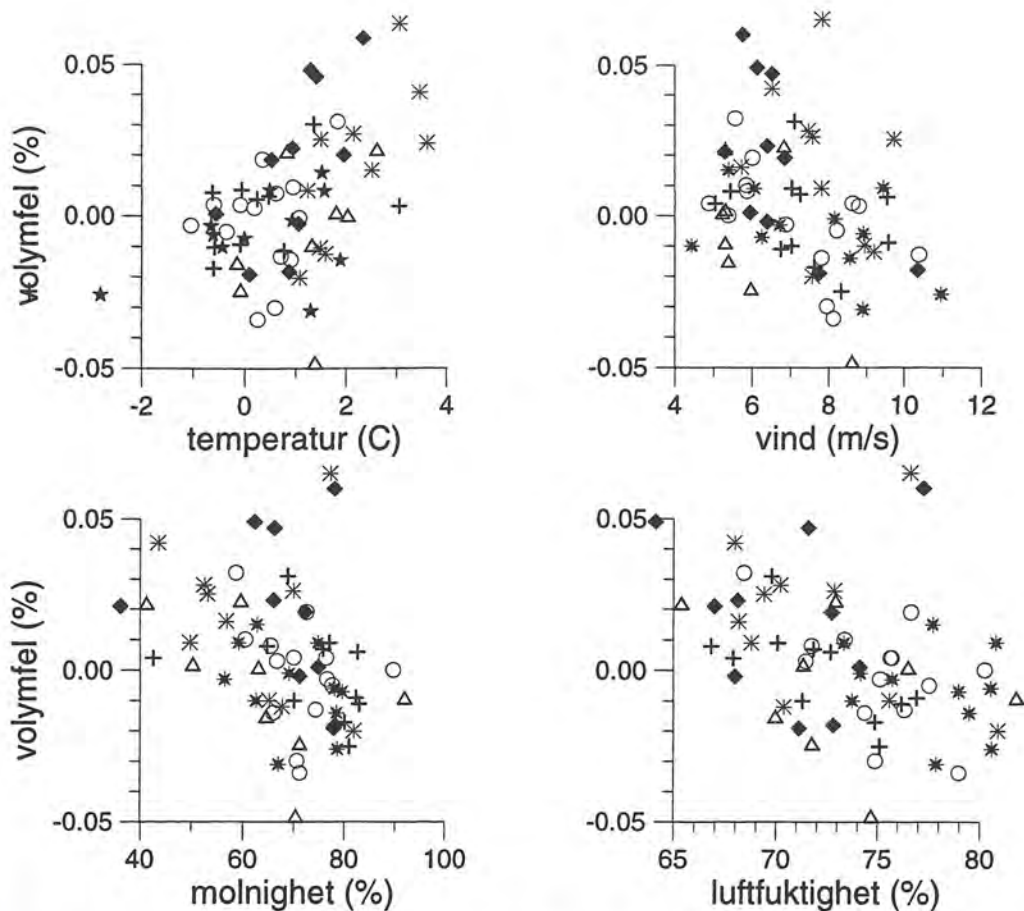
Volymfelen för respektive period beräknades i procent av normal vårflödesvolym. Då ett volymfel under en period följdes av ett fel med motsatt tecken under nästa period antogs detta vara ett följdfel och volymfelet sattes till noll. Volymfelet under vårflodens start var alltså det som var enklast att särskilja.

4.1.2 *Förhållanden under snösmältningen*

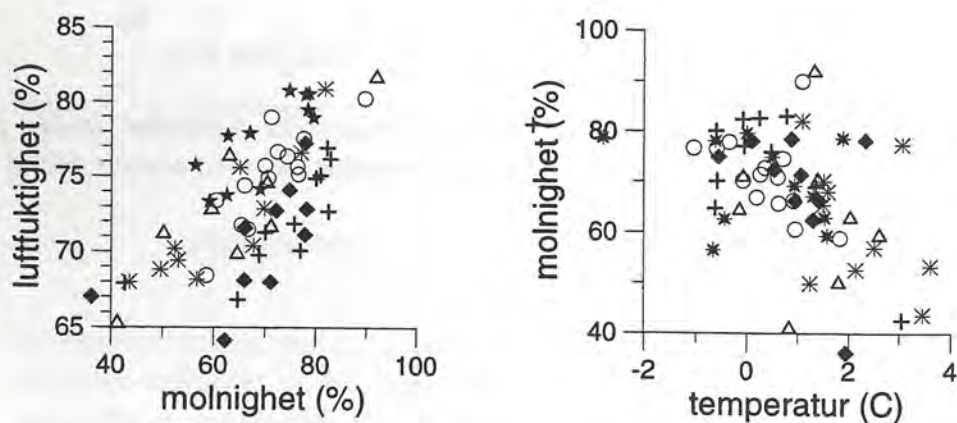
De variabler som under snösmältningssäsongen ansågs intressanta att relatera till volymfelet var:

- nederbörd
- nederbördens variation under samma period (standardavvikelse)
- temperatur
- temperaturens variation under samma period (standardavvikelse)
- vind
- luftfuktighet
- moln

Jämförelsen mellan meteorologiska förhållanden under snösmältningsperioden och volymfel gjordes gemensamt för alla testområden, men separat för varje periodtyp (vårflodens start, stigande flöde, flödestoppen). Det innebär en viss risk att det skulle uppstå fiktiva samband, som exempelvis skulle bero på att volymen ofta överskattades i ett sydligt område med högre temperatur. Kontroller visade dock att så inte var fallet.



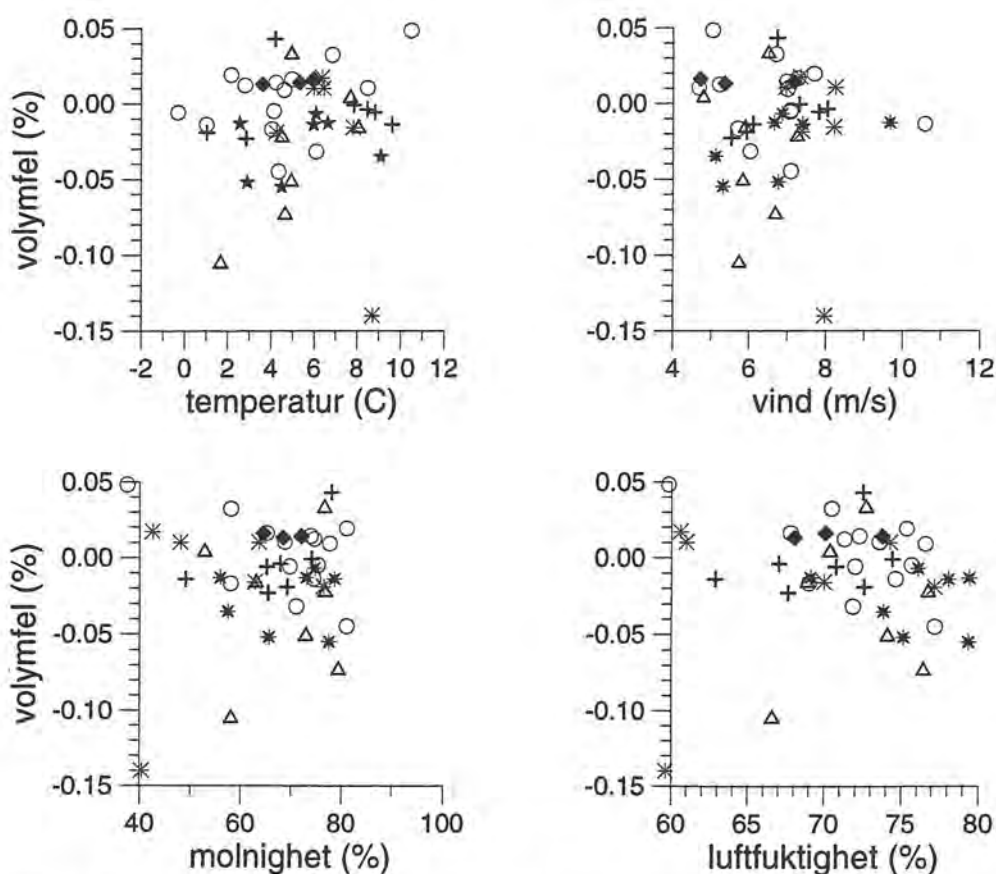
Figur 6 Jämförelse mellan volymfel och meteorologiska variabler under vårflodens start. De olika symbolerna representerar de olika testområdena, se också figur 9.



Figur 7 Inbördes beroende mellan meteorologiska variabler under vårflodens start. De olika symbolerna representerar de olika testområdena, se också figur 9.

Tendenser till samband förekom framför allt under vårflodens start (figur 6). Det tycktes som om HBV-modellen oftare underskattade volymen när det blåste mycket, var hög luftfuktighet och/eller mulet väder, och att smälthastigheten överskattades vid höga

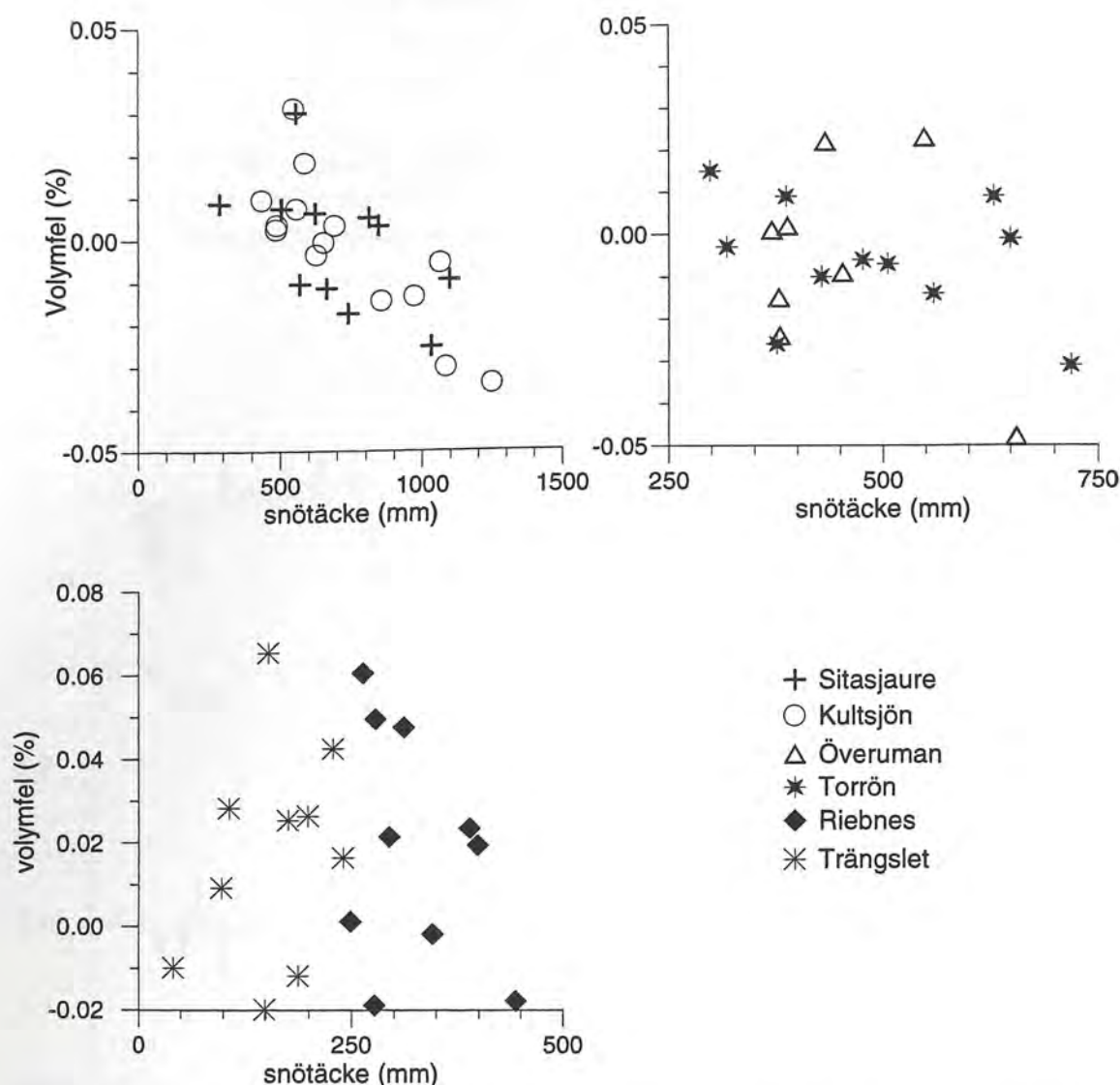
temperaturer. Vissa av dessa variabler är dock inbördes beroende, såsom molnighet och luftfuktighet, och eventuellt temperatur och molnighet (figur 7). Inga av sambanden var så starka att de kunde utgöra underlag för en mer ingående statistisk analys. Under perioden fram till flödestoppen och under själva flödestoppen gav det tillgängliga materialet inga antydningar till samband mellan volymfel i beräknad avrinning och vädersituationen (figur 8).



Figur 8 Jämförelse mellan volymfel och meteorologiska variabler under flödestoppen. De olika symbolerna representerar de olika testområdena, se också figur 9.

4.1.3 Förhållanden under vintern

Förhållanden under vinterperioden (januari-april) som kan tänkas ha effekt på snösmältningen är temperatur (påverkar snöns struktur och albedo), nederbörd (snötäcket tjocklek och densitet) och vind (snötäcket fördelning och packningsgrad). Även vad beträffar dessa variabler var det enbart under vårflodens start det gick att få en svag korrelation till volymfelet, och det gällde framför allt snötäcket tjocklek (figur 9). Tydligast var detta i områden med stora variationer i snötäcket mellan åren (Sitasjaure och Kultsjön), där tillskottet från snösmältning i början av säsongen verkade bli för lågt under år med mäktigt snötäcke.



Figur 9 Jämförelse mellan snötäckets tjocklek och volymfel vid vårflodens start.

4.1.4 Diskussion

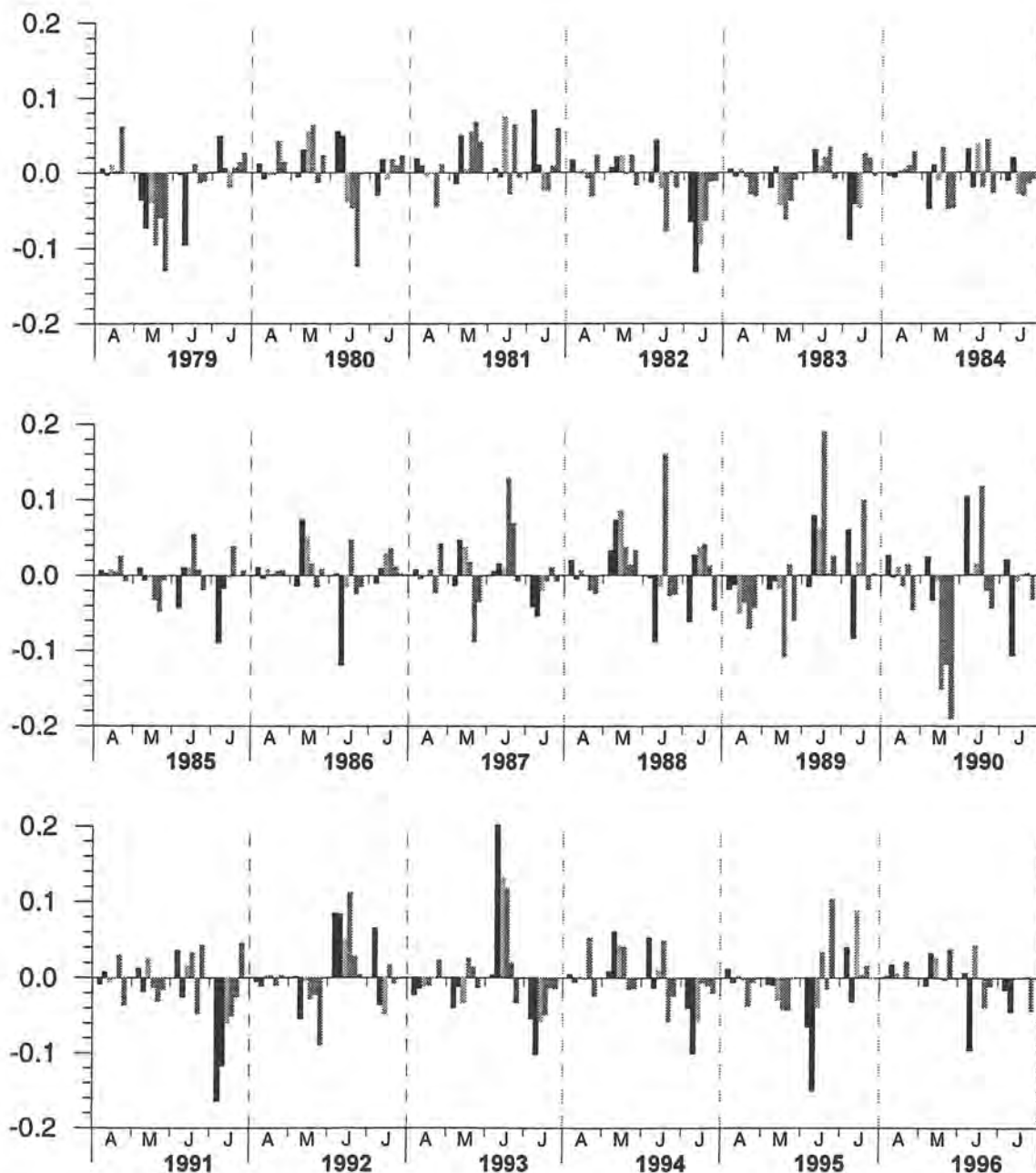
Jämförelsen mellan meteorologiska faktorer och volymfel i beräknad avrinning under vårfloden indikerar att det finns faktorer som påverkar snösmältningen och som inte avspeglas av graddagfaktorn. Resultaten är inte oväntade, att snösmältningen underskattas vid hög luftfuktighet och stark vind tyder på att otillräcklig hänsyn tas till sensibelt och latent värmefflöde. Att snösmältningen överskattas vid höga temperaturer, skulle, om hänsyn tas till att molnigheten är högre vid låga temperaturer, kunna tolkas som att under klara dagar går en del av den tillförda energin till avdunstning medan det under mulna dagar tillförs energi genom kondensation. Eftersom ångbildningsvärmets är stort kan detta ha betydelse för snösmältningen även om avdunstningen är låg.

I HBV-modellen anges den vattenhållande förmågan i procent av det totala snötäcket. Under år med mäktiga snötäcken är det möjligt att snön är packad på ett sådant sätt att den vattenförhållande förmågan blir relativt sett lägre, vilket skulle förklara att vårflorens start försenas i modellsimuleringen. Ett annat skäl kan vara att regnets passage genom snötäcket beskrivs på ett oriktigt sätt.

Det skall dock poängteras alla de funna sambanden är svaga, och egentligen inte utgör grund till några långtgående slutsatser. Att sambanden är svaga innebär också att de är svåra att formulera i ändrade modellrutiner. Enkla förändringar leder till förbättringar vissa år, men också till försämringar under andra år.

4.2 Storskaliga förhållanden

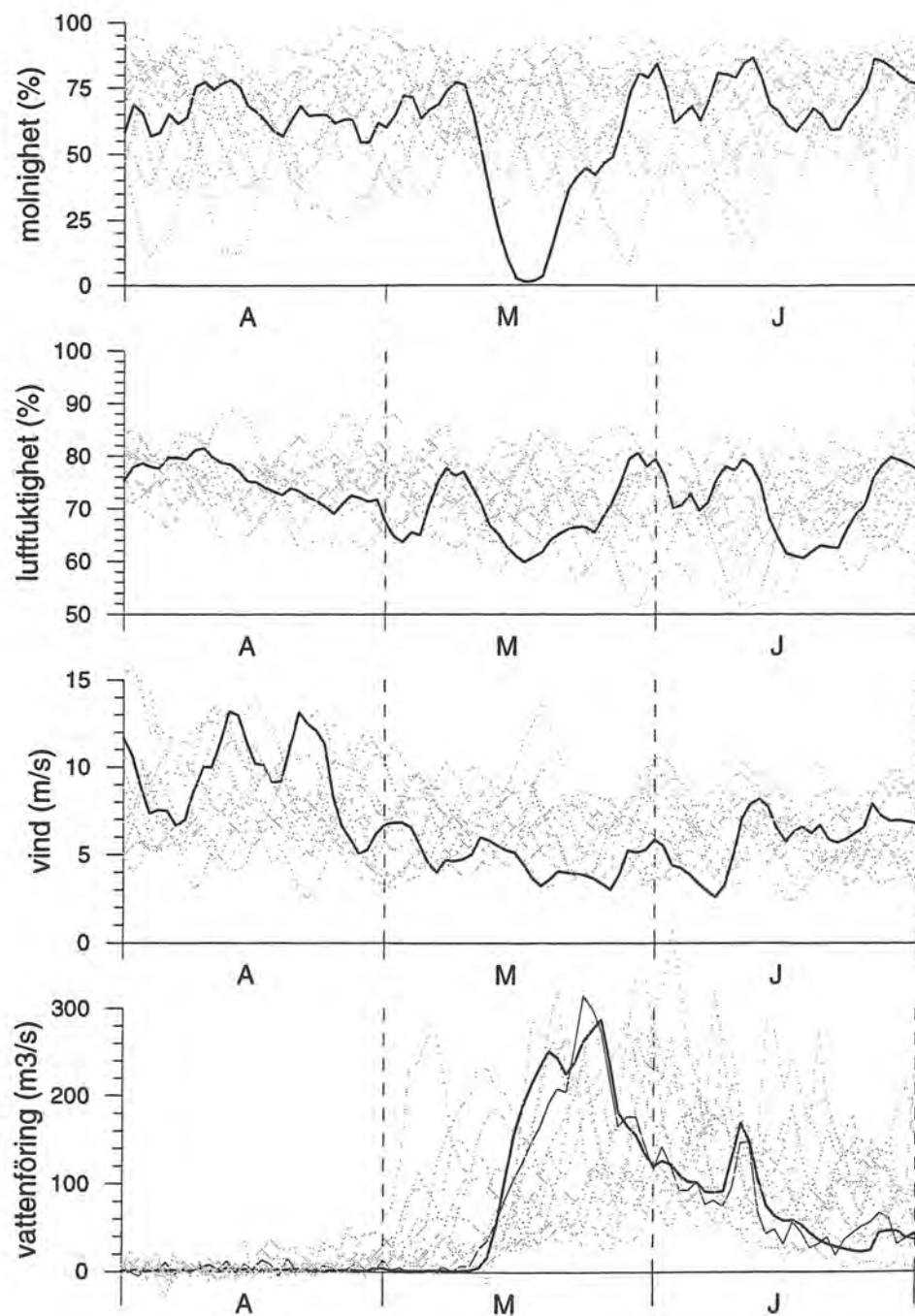
Under vissa år visar det sig att HBV-modellen ger samma typ av fel i flera områden i en region, trots att beräkningarna inte bygger på samma meteorologiska indata (figur 10). Vid en närmare analys visar det sig att trots att felen kan vara likartade i olika områden, är orsaken troligen inte densamma. Några tillfällen kan dock plockas ut som värda att studera närmare, två exempel är maj 1981 och juni-juli 1993.



Figur 10 Månadsvisa avvikelser mellan beräknad och uppmätt avrinning för testområdena, beräknad i procent av normal vårflödesvolym för respektive område. Staplarna för varje månad är ordnade från norr till söder.

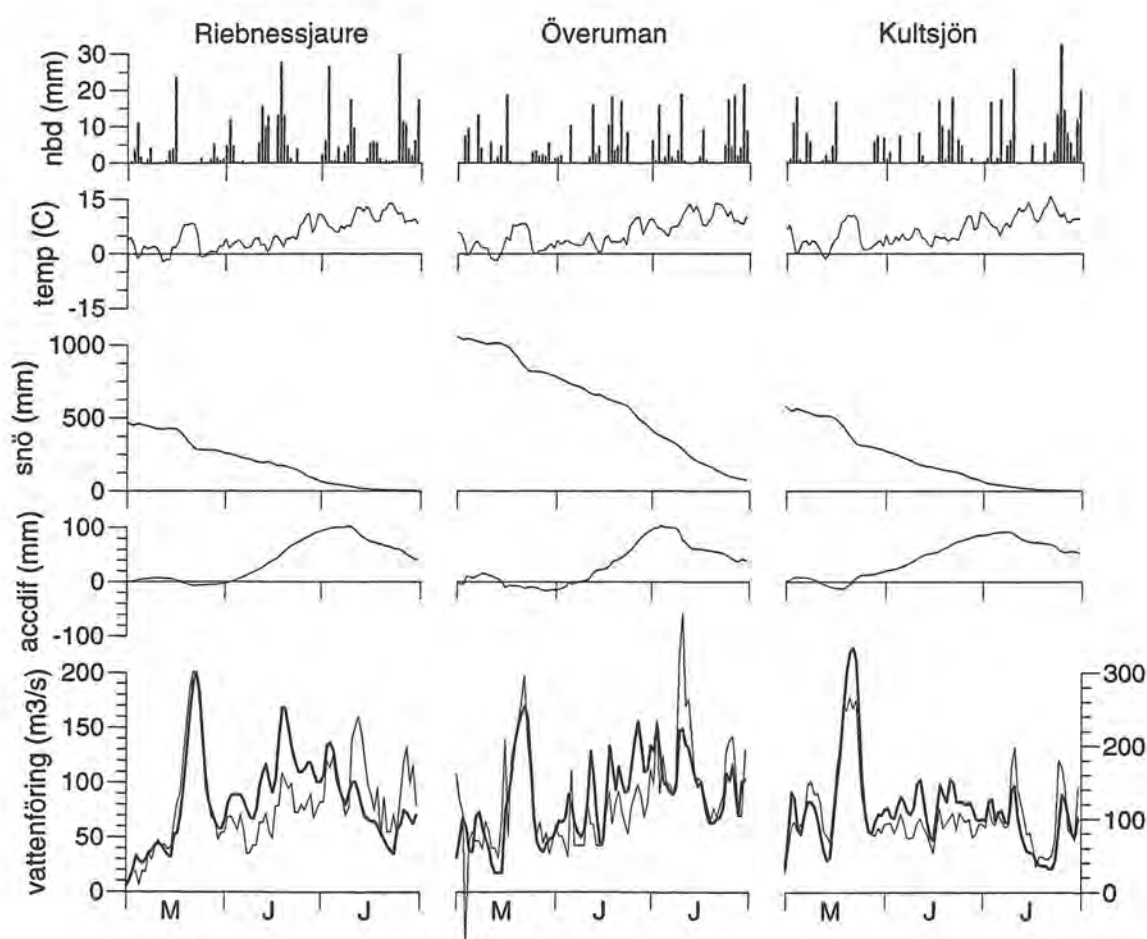
4.2.1 Jämförelser och diskussion

I maj 1981 startade vårfloden i HBV-modellen för tidigt i Riebnäs, Överuman, Kultsjön och Torrön. Det var en period med ovanligt vackert väder; klart, stilla och varmt för årstiden (figur 11). Att modellen då överskattar avrinningen stämmer väl med de samband som beskrevs i föregående avsnitt.



Figur 11 Simulerad (tjock linje) och observerad avrinning (tunn linje) samt vindhastighet, relativ luftfuktighet och molnighet för Kultsjön 1981. De grå linjerna visar motsvarande variabler 1979-1994.

1993 följdes en överskattning av avrinningen i juni av en underskattning i juli i Riebnes, Överuman och Kultsjön (figur 12). Juni var kall för årstiden, och snötäcket var större än normalt men inte extremt. Det föll regn som påverkade avrinningen, men en feluppskattning av nederbörden är knappast hela förklaringen eftersom felet uppträdde över ett så stort område och det totala volymfelet under juni-juli var måttligt. Troligen beror en stor del av felet i juni beror på att modellen töade för mycket i månadsskiftet och första veckan i juni. Då var det nordvästliga vindar, vilket är torra vindar, som ger en föhneffekt på läsidan av fjället (Alexandersson, 1998, personlig kommunikation). Detta i sin tur kan ha orsakat avdunstning och avkylning av snöytan med påföljande låg avsmältning. Att man inte såg samma effekt i Sitasjaure kan bero på att området ligger högt, och därför inte påverkas så mycket av föhnvindar.



Figur 12 Simulerad (tjock linje) och observerad (tunn linje) i tre av testområdena vårflo den 1993.

Resultaten från denna studie visar återigen hur svårt det är att hitta vägar att förbättra beräkning av snösmältning på avrinningsområdesskala. Ett skäl kan vara osäkerheten i indata. Data från ett fåtal meteorologiska stationer på låg höjd skall extrapoleras över stora avstånd, både horisontellt och vertikalt. De fel som orsakas av detta gör det svårt att särskilja fel som orsakas av en oriktig fysikalisk beskrivning av processerna, och det gäller givetvis alla de variabler som använts i undersökningen.

Exempelvis så gick det inte att se en förbättring i simulerad avrinning när en observerad temperaturgradient lades in i beräkningarna, trots att det helt tydligt var fel att anta en konstant temperaturgradient. Mätningarna från de parvisa stationerna visade att temperaturgradienten varierar kraftigt, men det är troligt att ett enda stationspar inte är representativt för ett helt avrinningsområde. Ett mer areellt representativt värde skulle möjligen kunna hämtas från numeriska väderprognosmodeller.

I norska tillämpningar av HBV-modellen antas ofta en mer extrem snöfördelning än vad som görs i svenska områden, delar av områdena antas vara helt renblåsta från snö (Saelthun och Killingtveit, personlig kommunikation). Det innebär att modellen svarar snabbare på regn i början av snösmältningssäsongen, och skulle eventuellt kunna förklara varför det i testområdena fanns en tendens till försenad vårflod under år med mycket snö. En annan möjlig orsak är dock, som nämnts ovan, att det är orimligt att sätta den vattenhållande förmågan som en konstant andel av det totala snötäcket oberoende av snöns mäktighet och struktur.

I de exempel som visas ovan av de storskaliga felen, är en möjlig förklaring i båda fallen en underskattning av den energi som går till avdunstning. Häggström och Sahlberg (1993) drar liknande slutsatser vid sin simulering av en full energibalansmodell, och Vehviläinen (1992) visar att den energi som går till avdunstning under våren utgör en relativt stor andel av det totala energitillskottet. De svaga sambanden mellan relativ luftfuktighet och fel vid simuleringen av vårflodens start skulle eventuellt bli tydligare om jämförelsen i stället gjordes mot det absoluta ångtrycket, som är en direkt indikation på avdunstningens storlek.

En generell svårighet vid all modellutveckling är problemet med kompenserande fel. Det innebär att vissa komponenter i ursprungsmodellen oftast innehåller förenklingar eller brister som kompenseras genom justeringar i andra delar av modellen. Slutresultatet kan ofta bli bra, men det kan bli svårt att förbättra modellen eftersom en bättre beskrivning av en viss del kan ta bort denna kompenserande verkan. Därmed blir slutresultatet sämre trots att en enskild process beskrivs mer realistiskt. För att motverka effekten av kompenserande fel i hydrologiska modeller är det viktigt att inte enbart stirra sig blind på modellens förmåga att beräkna vattenföring. De enskilda processerna måste också studeras. När det gäller snömodellering innebär detta att modellberäknade smältintensiteter, areell snötäckning och utvecklingen av det fria vatteninnehållet i snön måste analyseras parallellt med den beräknade vattenföring. För att förbättra processbeskrivningen i HBV-modellen är det därför viktigt med intensiva studier i små områden med omfattande datatillgång.

Arnér, E. (1991)

Simulering av vårflöden med HBV-modellen. SMHI Hydrologi, nr. 32

Bergström, S. (1975)

The development of a snow routine for the HBV-2 model. Nordic Hydrology, vol. 6, nr. 2, s.73-92.

Bergström, S. (1976)

Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI RH 7.

Braun, L.N., Brun, E., Durand, Y., Martin, E., Tourasse, P. (1994)

Simulation of Discharge using Different Methods of Meteorological Data Distribution, Basin Discretization and Snow Modelling. Nordic Hydrology, vol. 25, s.129-144

Chow, V.T. (Ed) (1964)

Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill, Inc.

Häggström, M., Sahlberg, J. (1993)

Analys av snösmältningsförlopp. SMHI Hydrologi nr 44.

Killingtveit, Å. (1978)

Undersøgelser av den vertikale temperaturgradient. Prosjekt Hydrologiske prognosemodeller. Delrapport VIII, Institut for Vassbygging, Seksjon Hydroteknikk, Norges Tekniske Høgskola.

Lindström, G., Bergström, S. (1992)

Improving the HBV and PULSE models by use of temperature anomalies. Vannet i Norden, No. 1, 16-23

Lindström, G., Gardelin, M., Johansson, B., Persson, M., Bergström, S. (1996)

HBV-96 - En areellt fördelad modell för vattenkraftshydrologin. SMHI RH nr. 12

Sveriges Nationalatlas. Klimat, sjöar och vattendrag. Raab, B., Vedin, H. (Red) (1995) SNA Förlag. ISBN 91-7024-898-2.

Vehviläinen, B. (1992)

Snow cover models in operational watershed forecasting. Publications of Water and Environment Research Institute, 11.

SMHI ger ut sex rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationell publik och skrivs därför oftast på engelska. I de övriga serierna används det svenska språket.

Seriernas namn	Publiceras sedan
RMK (Rapport Meteorologi och Klimatologi)	1974
RH (Rapport Hydrologi)	1990
RO (Rapport Oceanografi)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

I serien HYDROLOGI har tidigare utgivits:

- | | |
|--|---|
| <p>1 Bengt Carlsson (1985)
Hydrokemiska data från de svenska fältforskningsområdena.</p> <p>2 Martin Häggström och Magnus Persson (1986)
Utvärdering av 1985 års vårflödesprognoser.</p> <p>3 Sten Bergström, Ulf Ehlin, SMHI, och Per-Eric Ohlsson, VASO (1986)
Riktlinjer och praxis vid dimensionering av utskov och dammar i USA. Rapport från en studieresa i oktober 1985.</p> <p>4 Barbro Johansson, Erland Bergstrand och Torbjörn Jutman (1986)
Skåneprojektet - Hydrologisk och oceanografisk information för vattenplanering - Ett pilotprojekt.</p> <p>5 Martin Häggström (1986)
Översiktlig sammanställning av den geografiska fördelningen av skador främst på dammar i samband med septemberflödet 1985.</p> <p>6 Barbro Johansson (1986)
Vattenföringsberäkningar i Södermanlands län - ett försöksprojekt.</p> <p>7 Maja Brandt (1986)
Areella snöstudier.</p> <p>8 Bengt Carlsson, Sten Bergström, Maja Brandt och Göran Lindström (1987)
PULS-modellen: Struktur och tillämpningar.</p> | <p>9 Lennart Funkquist (1987)
Numerisk beräkning av vågor i kraftverksdammar.</p> <p>10 Barbro Johansson, Magnus Persson, Enrique Aranibar and Robert Llobet (1987)
Application of the HBV model to Bolivian basins.</p> <p>11 Cecilia Ambjörn, Enrique Aranibar and Roberto Llobet (1987)
Monthly streamflow simulation in Bolivian basins with a stochastic model.</p> <p>12 Kurt Ehlert, Torbjörn Lindkvist och Todor Milanov (1987)
De svenska huvudvattendragens namn och mynningspunkter.</p> <p>13 Göran Lindström (1987)
Analys av avrinningsserier för uppskattning av effektivt regn.</p> <p>14 Maja Brandt, Sten Bergström, Marie Gardelin och Göran Lindström (1987)
Modellberäkning av extrem effektiv nederbörd.</p> <p>15 Håkan Danielsson och Torbjörn Lindkvist (1987)
Sjökarte- och sjöuppgifter. Register 1987.</p> <p>16 Martin Häggström och Magnus Persson (1987)
Utvärdering av 1986 års vårflödesprognoser.</p> |
|--|---|

- 17 Bertil Eriksson, Barbro Johansson, Katarina Losjö och Haldo Vedin (1987)
Skogsskador - klimat.
- 18 Maja Brandt (1987)
Bestämning av optimalt klimatstationsnät för hydrologiska prognoser.
- 19 Martin Häggström och Magnus Persson (1988)
Utvärdering av 1987 års vårflödesprognoser.
- 20 Todor Milanov (1988)
Frysförluster av vatten.
- 21 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz Amelia Sandoval and Maria Elvira Vega (1988)
Application of the HBV model to the upper Río Cauca basin.
- 22 Mats Moberg och Maja Brandt (1988)
Snökartläggning med satellitdata i Kultsjöns avrinningsområde.
- 23 Martin Gotthardsson och Sten Lindell (1989)
Hydrologiskt stationsnät. Svenskt Vattenarkiv.
- 24 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz Amelia Sandoval y Maria Elvira Vega (1989)
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca superior del Río Cauca.
- 25 Gun Zachrisson (1989)
Svåra islossningar i Torneälven. Förslag till skadeförebyggande åtgärder.
- 26 Martin Häggström (1989)
Anpassning av HBV-modellen till Torneälven.
- 27 Martin Häggström and Göran Lindström (1990)
Application of the HBV model to six Centralamerican rivers.
- 28 Sten Bergström (1990)
Parametervärden för HBV-modellen i Sverige. Erfarenheter från modellkalibreringar under perioden 1975 - 1989.
- 29 Urban Svensson och Ingemar Holmström (1990)
Spridningsstudier i Glan.
- 30 Torbjörn Jutman (1991)
Analys av avrinningens trender i Sverige.
- 31 Mercedes Rodriguez, Barbro Johansson, Göran Lindström, Eduardo Planos y Alfredo Remont (1991)
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca del Río Cauto en Cuba.
- 32 Erik Arnér (1991)
Simulering av vårflöden med HBV-modellen.
- 33 Maja Brandt (1991)
Snömätning med georadar och snötaxeringar i övre Luleälven.
- 34 Bent Göransson, Maja Brandt och Hans Bertil Wittgren (1991)
Markläckage och vattendragstransport av kväve och fosfor i Roxen/Glan-systemet, Östergötland.
- 35 Ulf Ehlin och Per-Eric Ohlsson, VASO (1991)
Utbyggd hydrologisk prognos- och varningstjänst.
Rapport från studieresa i USA
1991-04-22--30.
- 36 Martin Gotthardsson, Pia Rystam och Sven-Erik Westman (1992)
Hydrologiska stationsnät/Hydrological network. Svenskt Vattenarkiv.
- 37 Maja Brandt (1992)
Skogens inverkan på vattenbalansen.
- 38 Joakim Harlin, Göran Lindström, Mikael Sundby (SMHI) och Claes-Olof Brandesten (Vattenfall Hydropower AB) (1992)
Känslighetsanalys av Flödeskommitténs riktlinjer för dimensionering av hel älv.
- 39 Sten Lindell (1993)
Realtidsbestämning av arealnederbörd.
- 40 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Vattenföring i Sverige. Del 1. Vattendrag till Bottenviken.
- 41 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Vattenföring i Sverige. Del 2. Vattendrag till Bottenhavet.
- 42 Svenskt Vattenarkiv (1993)
Vattenföring i Sverige. Del 3. Vattendrag till Egentliga Östersjön.

- 43 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Vattenföring i Sverige. Del 4. Vattendrag till Västerhavet.
- 44 Martin Häggström och Jörgen Sahlberg (1993)
Analys av snösmältningsförlopp.
- 45 Magnus Persson (1993)
Utnyttjande av temperaturens persistens vid beräkning av volymsprognoser med HBV-modellen.
- 46 Göran Lindström, Joakim Harlin och Judith Olofsson (1993)
Uppföljning av Flödeskommitténs riktlinjer.
- 47 Bengt Carlsson (1993)
Alkalinitets- och pH-förändringar i Ume-älven orsakade av minimitappning.
- 48 Håkan Sanner, Joakim Harlin and Magnus Persson (1994)
Application of the HBV model to the Upper Indus River for inflow forecasting to the Tarbela dam.
- 49 Maja Brandt, Torbjörn Jutman och Hans Alexandersson (1994)
Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärden 1961 - 1990 av nederbörd, avdunstning och avrinning.
- 50 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Avrinningsområden i Sverige. Del 3. Vattendrag till Egentliga Östersjön och Öresund.
- 51 Martin Gotthardsson (1994)
Svenskt Vattenarkiv. Översvämningskänsliga områden i Sverige.
- 52 Åsa Evremar (1994)
Avdunstningens höjdberoende i svenska fjällområden bestämd ur vattenbalans och med modellering.
- 53 Magnus Edström och Pia Rystam (1994)
FFO - Stationsnät för fältforskningsområden 1994.
- 54 Zhang Xingnan (1994)
A comparative study of the HBV model and development of an automatic calibration scheme.
- 55 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Svenskt dammregister - Södra Sverige.
- 56 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Svenskt dammregister - Norra Sverige.
- 57 Martin Häggström (1994)
Snökartering i svenska fjällområdet med NOAA-satellitbilder.
- 58 Hans Bertil Wittgren (1995)
Kvävetransport till Slätbaken från Söderköpingsåns avrinningsområde
- 59 Ola Pettersson (1995)
Vattenbalans för fältforskningsområden.
- 60 Barbro Johansson, Katarina Losjö, Nils Sjödin, Remigio Chikwanha and Joseph Merka (1995)
Assessment of surface water resources in the Manyame catchment - Zimbabwe.
- 61 Behzad Koucheiki (1995)
Älvtemperaturers variationer i Sverige under en tioårsperiod.
- 62 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Sänkta och torrlagda sjöar.
- 63 Malin Kanth (1995)
Hydrokemi i fältforskningsområden.
- 64 Mikael Sundby, Rikard Lidén, Nils Sjödin, Helmer Rodriguez, Enrique Aranibar (1995)
Hydrometeorological Monitoring and Modelling for Water Resources Development and Hydropower Optimisation in Bolivia.
- 65 Maja Brandt, Kurt Ehlert (1996)
Avrinningen från Sverige till omgivande hav.
- 66 Sten Lindell, Håkan Sanner, Irena Nikolushkina, Inita Stikute (1996)
Application of the integrated hydrological modelling system IHMS-HBV to pilot basin in Latvia
- 67 Sten Lindell, Bengt Carlsson, Håkan Sanner, Alvina Reihan, Rimma Vedom (1996)
Application of the integrated hydrological modelling system IHMS-HBV to pilot basin in Estonia
- 68 Sara Larsson, Rikard Lidén (1996)
Stationstäthet och hydrologiska prognoser.

- 69 Maja Brandt (1996)
Sedimenttransport i svenska vattendrag
exempel från 1967-1994.
- 70 Svenskt Vattenarkiv (1996)
Avrinningsområden i Sverige. Del 4.
Vattendrag till Västerhavet.
- 71 Svenskt Vattenarkiv (1996)
Svenskt sjöregister. 2 delar
- 72 Sten Lindell, Lars O Ericsson, Håkan
Sanner, Karin Göransson SMHI
Malgorzata Mierkiewicz , Andrzej
Kadlubowski, IMGW (1997)
Integrated Hydrological Monitoring and
Forecasting System for the Vistula River
Basin. Final report.
- 73 Maja Brandt, Gun Grahm (1998)
Avdunstning och avrinningskoefficient i
Sverige 1961-1990. Beräkningar med HBV-
modellen.
- 74 Anna Eklund (1998)
Vattentemperaturer i sjöar, sommar och
vinter - resultat från SMHIs mätningar.



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping
Tel 011-495 80 00 · Fax 011-495 80 01