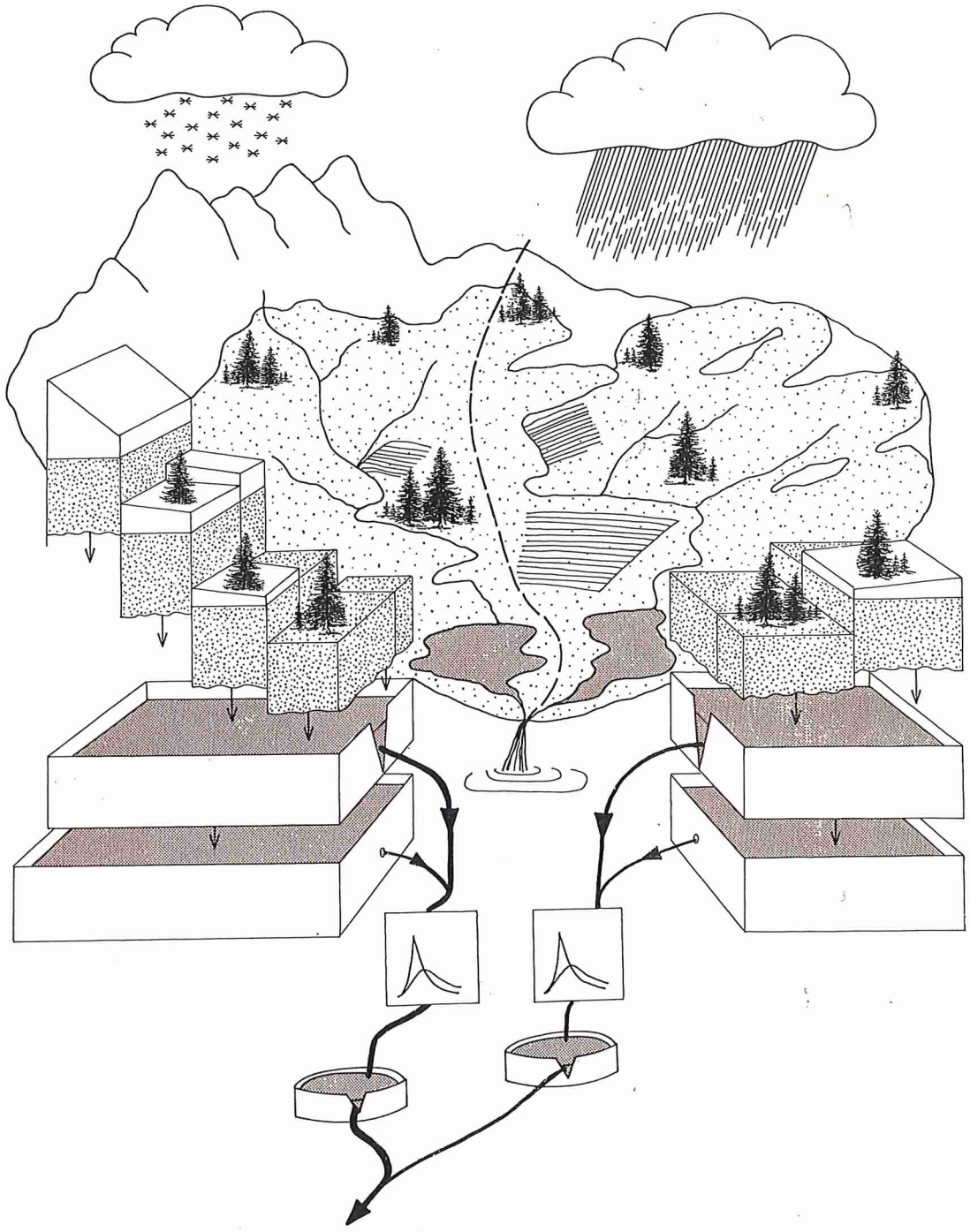
SMHI RH
Nr 12, April 1996



HBV-96
– En areellt fördelad modell för vattenkrafthydrologin

Göran Lindström, Marie Gardelin, Barbro Johansson,
Magnus Persson och Sten Bergström

SMHI RAPPORTER HYDROLOGI Nr 12, April 1996

HBV-96
– En areellt fördelad modell för vattenkrafthydrologin

Göran Lindström, Marie Gardelin, Barbro Johansson,
Magnus Persson och Sten Bergström

Report Summary / Rapportsammanfattning

Issuing Agency/Utgivare	Report number/Publikation
SMHI S-601 76 Norrköping Sweden	RH No. 12
	Report date/Utgivningsdatum April 1996

Author (s)/Författare

Lindström, G., Gardelin, M., Johansson, B., Persson, M. and Bergström, S.

Title (and Subtitle)/Titel

HBV-96 A spatially distributed model for hydropower applications

HBV-96 - En areellt fördelad modell för vattenkrafthydrologin

Abstract/Sammandrag

It is more than twenty years since the original HBV rainfall-runoff model was developed, and much of the model structure has remained unchanged until now. This report describes the results of a major revision of the model structure. The objective of the work was to improve the spatial resolution in the model, make it more physically sound and improve the model performance. The new version, HBV-96, uses subbasin division according to the digitised standard areas available at the SMHI, with a typical resolution of 40 km^2. In addition, a division is made into elevation bands and snow classes. Automatic weighting of precipitation and temperature stations has been introduced. However, additional input data, e.g. humidity, cloudiness and wind speed, did not improve the model performance. A new automatic calibration scheme was developed. The calibration scheme relies on a new criterion which takes into account both the day to day errors and systematic volume errors. Altogether the modifications led to significant improvements. In seven test basins the average value of the efficiency criterion R^2 increased from 86 to 89%, with improvements in both the calibration and verification periods.

Key words/sök-, nyckelord

Rainfall-runoff model, conceptual model, snowmelt, forecasting, automatic calibration

Supplementary notes/Tillägg	Number of pages/Antal sidor	Language/Språk
	93	Swedish/Svenska

ISSN and title/ISSN och titel

ISSN 0283-1104

Report available from/Rapporten kan köpas från:

SMHI
S-601 76 Norrköping
Sweden

1 BAKGRUND OCH MÅLSÄTTNING 1

2 METODIK OCH DATABAS 4

2.1 METODIK 4
2.2 DATABAS 5

3 MODELLENS GRUNDSTRUKTUR 7

3.1 BERÄKNINGSORDNING I MODELLEN 8

4 INDATA OCH SYSTEMATISKA FEL 9

4.1 INLEDNING 9
4.2 SYSTEMATISKA FEL 9

5 VAL AV TIDSSTEG 12

5.1 TILLGÄNGLIGA DATA 12
5.1.1 Nederbörd 12
5.1.2 Temperatur 13
5.1.3 Vattenföring 13
5.2 METODIK 14
5.3 RESULTAT 14
5.4 SLUTSATSER 15

6 INTERPOLATION AV NEDERBÖRD OCH TEMPERATUR 16

6.1 INLEDNING 16
6.2 METODBESKRIVNING 16
6.2.1 Avståndsviktning 17
6.2.2 Optimal interpolation 17
6.2.3 Optimal interpolation - matematisk formulering 19
6.3 RESULTAT 22
6.4 DISKUSSION 26
6.5 SLUTSATSER 28

7 SNÖRUTINEN 29

7.1 SNÖFÖRDELNING OCH ACKUMULATION 29
7.2 SNÖSMÄLTNING 34
7.2.1 Vindberoende snösmältning 34
7.2.2 Varierande graddagfaktor 35
7.3 VÅTA TEMPERATUREN I SNÖSMÄLTNINGSRUTINEN 36
7.4 GLACIÄRER 40
7.5 SLUTSATSER 41

8 MARK OCH AVDUNSTNING 42

8.1 MARKRUTINEN 42
8.2 TEMPERATUR OCH NEDERBÖRDSBEROENDE 43
8.3 INTERCEPTION 47
8.4 HÖJDBEROENDE 49
8.5 SJÖAVDUNSTNING 50
8.6 PRIESTLEY-TAYLORS METOD 52
8.7 SLUTSATSER 59

9 RESPONSFUNKTIONEN 60

9.1 ALTERNATIVA RESPONSRUTINER 60
9.1.1 Metodik 60
9.1.2 Flödesrelaterad recession 62
9.1.3 Resultat 65
9.2 INTEGRERING AV MARK- OCH RESPONSRUTINER 67
9.3 TRANSFORMATIONSFUNKTIONEN 67
9.4 RINNTIDER 68
9.5 SLUTSATSER 69

10 KALIBRERING 70

10.1 INLEDNING 70
10.2 KRITERIER FÖR OPTIMERING 70
10.3 SÖKNING AV OPTIMET 73
10.4 STARTVÄRDEN I OPTIMERINGEN 76
10.5 BEROENDET MELLAN PARAMETRAR 79
10.6 REGIONAL KALIBRERING 79
10.7 SLUTSATSER 80

11 SLUTLIG MODELLSTRUKTUR 81

12 TESTER MED SLUTMODELLEN 85

13 SLUTSATSER 89

14 REFERENSER 90

1 BAKGRUND OCH MÅLSÄTTNING

HBV-modellen är en hydrologisk avrinningsmodell som utvecklades vid SMHI i början av 1970-talet (Bergström, 1976). Modellen fick sitt namn efter den avdelning vid vilken den utvecklades, nämligen Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning. Avsikten med modellen var att ta fram en metod för beräkning av hydrologiska prognoser utifrån lätttillgängliga meteorologiska observationer och prognoser. Sedan 1975 har den använts operationellt för prognosering av tillrinningen till ett stort antal magasin i det svenska vattenkraftsystemet.

Man brukar klassificera modellen som begreppsmässig och semi-distribuerad. Med begreppsmässig menas här att den på ett förenklat sätt beskriver huvuddragen i vattnets kretslopp, utan att ta med den exakta fysikaliska beskrivningen av processerna. Att den är semi-distribuerad innebär att den tar hänsyn till variationer i hydrologiska förhållanden genom indelning av ett avrinningsområde i delområden, sjöar, vegetationszoner och höjdzoner (Figur 1).

Som indata till modellen används vanligen dygnsvärden på nederbörd och lufttemperatur. Dessa punktvärden räknas om till arealmedelvärden med hänsyn tagen till höjden. Lufttemperaturen styr ackumulation och smältning av snö. Månadsvärden på beräknad potentiell evapotranspiration används för beräkning av markfuktigheten, vilken i sin tur styr hur stor volym som rinner av vid nederbörd och snösmältning. Ett antal magasin fördröjer avrinningen och bestämmer hydrografens form.

Modellen innehåller ett antal parametrar som förenklat beskriver ett områdes egenskaper. Det har visat sig svårt att relatera dessa parametrar till mätbara egenskaper i verkligheten (Johansson, 1993a). Därför kalibreras modellen normalt vid tillämpning till ett nytt område. I kalibreringen ställs parametrarna in så att modellen ger bästa möjliga överensstämmelse med den uppmätta vattenföringsserien från platsen i fråga.

HBV-modellen är en jämförelsevis enkel hydrologisk modell med måttliga krav på indata (jfr t.ex. Singh, 1995). Den är enkel att förstå och tillämpa. Modellen har trots sin enkelhet givit goda resultat, och den har stått sig väl i de internationella jämförelser av hydrologiska modeller som har genomförts i WMOs regi (WMO, 1986 och WMO, 1992). HBV-modellen har, i olika versioner, tillämpats i ett trettiotal länder. Den har, förutom i Sverige, blivit den etablerade modellen i Norge, Finland och Schweiz (Bergström, 1992).

Den ursprungliga modellstrukturen skiljer sig relativt lite från den version som användes nästan 20 år senare (Bergström, 1992). Stora resurser har lagts ned på att anpassa modellen till de nya datormiljöer som under tiden har kommit och gått. Modellprogrammet skrevs från början i ALGOL-Genius och kördes på en SAAB D22. Programmet konverterades sedan till FORTRAN och kördes på Sperry/Univac. När modellen fördes över till IBM PC i mitten av 80-talet skrevs den om till BASIC. Ett stort arbete gjordes därefter i slutet av 80-talet och början av 90-talet då det Windowsbaserade Integrerade Hydrologiska Modell-Systemet (IHMS) utvecklades. Ett antal olika modellversioner och tillämpningar som hade utvecklats åt olika håll förenades i detta nya system. I samband med detta skrevs modellen återigen om till FORTRAN. Vid konverteringen mellan de olika har målet varit att åstadkomma en ny modellversion som, hydrologiskt sett, är så lik den tidigare som möjligt, även om vissa nya funktioner också har tillkommit efter hand, som till exempel sjö- och regleringsrutiner.

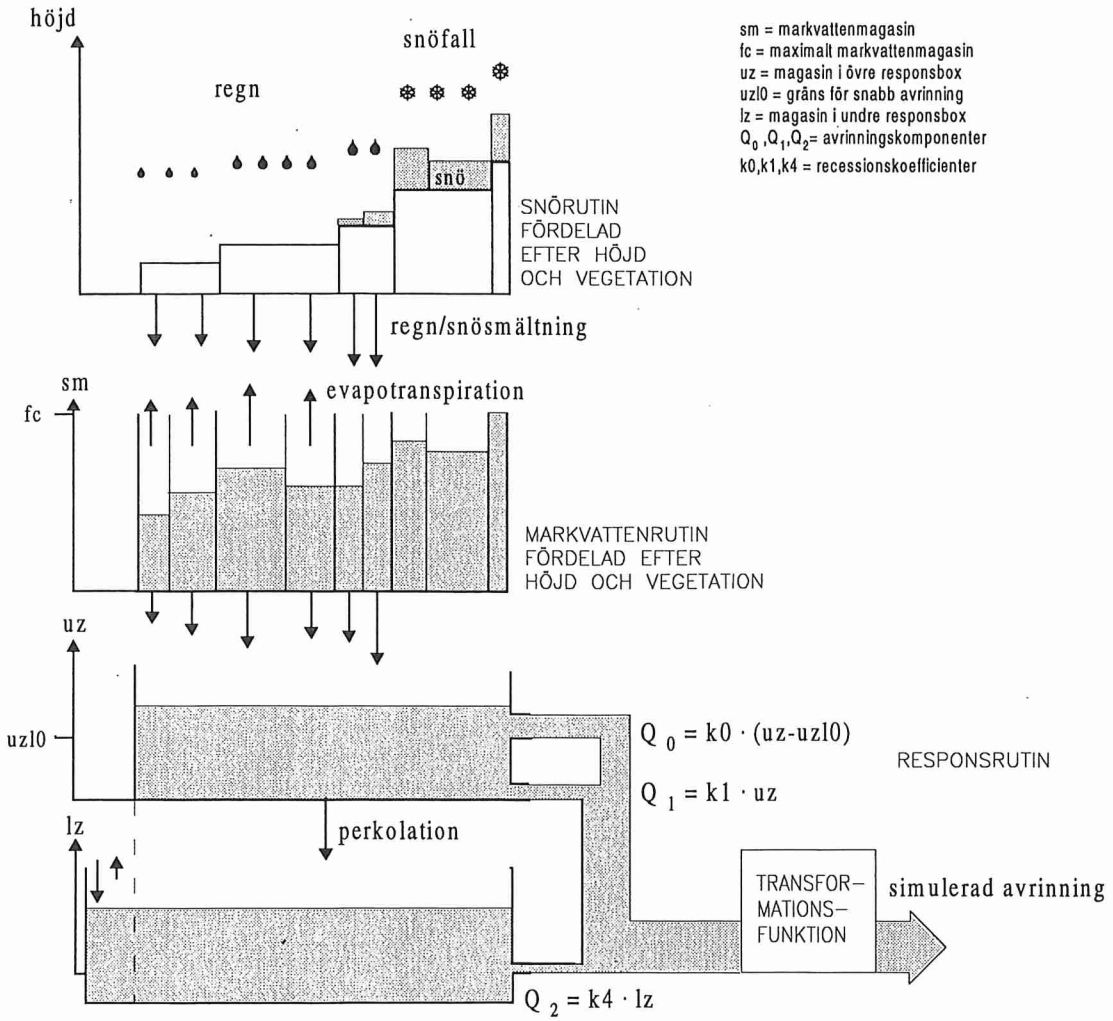
FÖRORD

Denna rapport beskriver resultatet av ett omfattande hydrologiskt modellutvecklingsprojekt som har bedrivits vid Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI), enheten för forskning och utveckling (If). Arbetet har syftat till att utveckla en ny avrinningsmodell för vattenkrafthydrologin. Projektet har samfinansierats av Vattenregleringsföretagens Samarbetsorgan (VASO) och SMHI. I nära anknytning till projektet har även arbete utförts med stöd av Naturvetenskapliga Forskningsrådet (NFR) och Nordiska Ministerrådet (NMR). Resultaten från dessa arbeten har redovisats på annat håll.

Projektet har bedrivits med en styrgrupp bestående av Gustaf Sandgren och Lennart Markland, Vattenregleringsföretagen i Östersund samt Jörgen Nilsson och Göran Ryne, SMHI i Norrköping. Arbetet inleddes under våren 1993 och avslutades vid årsskiftet 1995/96. Rapportering och framtagande av en operationell modellversion samt dokumentation i form av en uppdaterad manual genomfördes under våren 1996.

Förutom de personer som har ingått i projektgruppen har även många andra lämnat värdefulla bidrag till arbetet, av vilka vi särskilt vill nämna de följande. Gun Grahn har hjälpt till med att ta fram indata till modellen. Haldo Vedin och Stefan Gollvik har hjälpt till med bland annat testerna av den våta temperaturen. Hans Alexandersson och Nils Gustafsson har bidragit med material och metoder för bestämning av nederbördens arealfördelning och höjdberoende. Åsa Evremar studerade avdunstningens höjdberoende. Nettostrålningsberäkningarna för bestämning av potentiell avdunstning enligt Priestley-Taylors metod har utförts av Gunnar Omstedt och Christina Lindgren. Zhang Xingnan från Hohai University i Nanjing i Folkrepubliken Kina arbetade med automatisk kalibrering inom projektet, med stöd från Svenska Institutet. Till alla dessa och andra som har bidragit till projektets genomförande riktar vi ett varmt tack.

Författarna



Figur 1 *HBV-modellens grundstruktur för ett delområde.*

HBV-modellens ursprungliga användningsområde var prognoser för planering av kraftverksdrift och varning för översvämningar. Efter hand har många nya tillämpningar tillkommit. Modellen utnyttjas i dimensioneringsberäkningar enligt Flödeskommitténs (1990) riktlinjer. Modellteknik används för kontroll av vattenföringsserier och simulering av vattenföring i punkter där mätningar saknas (Johansson, 1992). HBV-modellen låg även till grund för hydrokemiska tillämpningar, i form av PULS-modellen (Bergström, m.fl., 1985).

Ett stort antal VASO-projekt har bedrivits under årens lopp med syfte att förbättra modellens prestanda. Insatserna för vidareutveckling av HBV-modellen har dock inte alltid varit helt systematiska utan projekt har startats för enskilda delar av modellen utan att modellen som helhet har diskuterats. Exempel på brister i HBV-modellens grundversion är att den potentiella evapotranspirationen som styr avdunstningen inte tillåts variera mellan år eller med höjden över havet, att snöns omfördelning över trädgränsen endast kan beskrivas grovt och att modellens nederbördskorrektioner ibland har fått orimligt låga värden.

Under de år som har gått sedan HBV-modellen introducerades har tillgången på areella data från fjärranalys och andra informationskällor ökat avsevärt. Problem har dock uppstått när dessa data skall tas med i beräkningarna. Det har exempelvis varit svårt att

överföra fjärranalysdata från satelliter eller georadarmätningar till modellens enkla beskrivning av snöfördelningen i ett avrinningsområde. Det har också varit svårt att fullt ut dra nytta av uppgifter om markanvändning. Arbetet med att se över dimensioneringen av de svenska regleringsmagasinen har aktualiserat frågan om hur modellen bör extrapoleras till ett register utanför det för vilket den har kalibrerats. Under senare år har klimatfrågan aktualiserats och hydrologiska modeller har utnyttjats för simulering av de hydrologiska effekterna av en tänkbar klimatförändring.

Mot bakgrund av de nya möjligheterna och de allt mer omfattande tillämpningarna av modellen beslutade VASO och SMHI att gemensamt finansiera ett långsiktigt modell-utvecklingsprojekt. Ett avtal om ett treårigt projekt undertecknades i april 1993 med följande målsättning:

> "Att utveckla en ny modellgeneration för vattenkrafthydrologiska problem anpassad till användargränssnittet för det av SMHI utvecklade IHMS-systemet. Modellen skall utgå från samma grundfilosofi som den gamla HBV-modellen, dvs. den skall vara enkel att förstå och använda och inte kräva mer indata än vad som finns tillgängligt. Den skall dock bygga på ett bättre fysikaliskt betraktelsesätt och dagens hydrologiska och klimatologiska kunskapsnivå."

2 METODIK OCH DATABAS

2.1 Metodik

Arbetet inleddes med principiella överväganden rörande modellstrukturen, exempelvis om modellen skulle arbeta i rutnät eller som tidigare med delområden, vilka indata som var aktuella att testa i den nya modellen, samt vilka tidssteg modellen skulle arbeta med. Modellutvecklingen skedde parallellt med andra angränsande projekt och dataunderlag och erfarenheter från tidigare genomförda VASO-projekt utnyttjades.

Projektets kärna var en genomgång av de modellrutiner som ingick i den ursprungliga HBV-modellen. Så långt som möjligt testades effekten av en förändring i taget genom jämförelser med en referensmodell i en uppsättning testområden. Jämförelserna gjordes för både en kalibreringsperiod och en verifieringsperiod. Med verifiering menas här en kontroll av modellens prestanda över en oberoende period. Långa tidsperioder eftersträvades, helst 10 år för både kalibrering och oberoende tester, vilket ledde till vissa begränsningar vad gäller nyare typer av indata. Som mått på modellens prestanda utnyttjades i första hand det vanliga R^2-värdet (Nash och Sutcliffe, 1970):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Qcom(i) - Qrec(i))^2}{\sum_{i=1}^{n} (Qrec(i) - \overline{Qrec})^2}$$

där Qcom och Qrec är de beräknade respektive uppmätta vattenföringarna. R^2-värdet kallas ibland för förklarad varians, där R^2 = 1 motsvarar en perfekt modell, medan $R^2 = 0$ innebär att modellen inte förklarar någon varians alls. Till skillnad från det statistiska r^2-måttet (kvadraten på korrelationskoefficienten) så har R^2 ingen undre gräns. R^2-värdet är bara ett av många tänkbara mått, men har i praktiken visat sig ge en god bild av överensstämmelsen. En simulering med ett högre R^2-värde upplevs normalt som bättre vid en visuell granskning än en simulering med lägre R^2-värde. R^2-värdet kompletterades med det vanligen utnyttjade volymfelet *ACCDIFF:*

$$ACCDIFF(t) = \sum_{i=1}^{t} Qcom(i) - Qrec(i)$$

Som komplement till det vanliga R^2-värdet lades ett antal nya kriterier in i systemet, bl.a. det relativa medelfelet, E_R:

$$E_R = \frac{\sum_{i=1}^{n} |Qcom(i) - Qrec(i)|}{\sum_{i=1}^{n} Qrec(i)}$$

Modellen kalibrerades genomgående automatiskt, med Harlins (1991) metod eller en vidareutveckling av denna. Det hade inte varit möjligt att genomföra alla tester med manuell kalibrering. En fördel med automatisk kalibrering är också att den är mer objektiv och att man inte frestas att kalibrera en modellversion mer noggrant än en annan.

Kalibreringarna tog i vissa fall mycket lång tid, särskilt då modeller med hög rumslig upplösning testades. Viss möda lades därför ned på uppsnabbning av modellsystemet. Dessutom gjordes en del av testerna med en förenklad modellversion i stället för med det fullständiga IHMS. Eftersom testerna gjordes med referensmodeller med något olika modellstruktur och kalibrering kan olika prestanda anges för det som kallas referensmodell i rapporten.

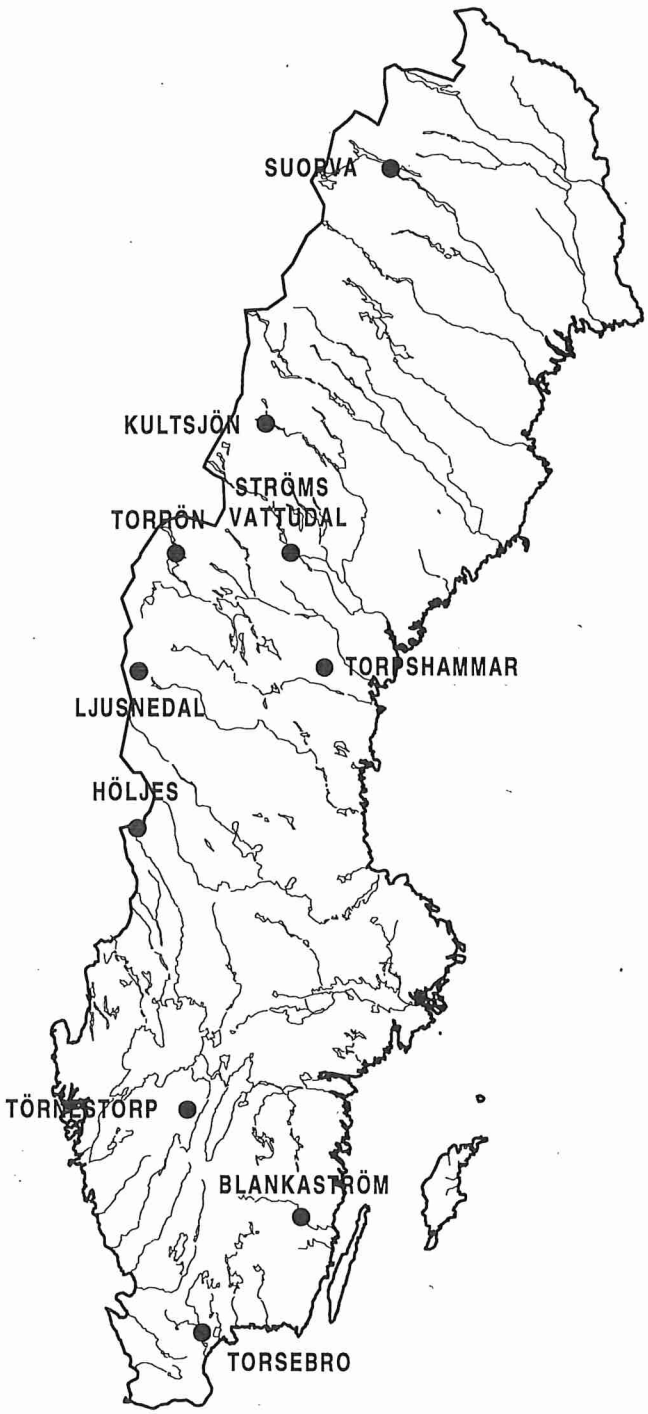
Först mot slutet av projektet gjordes tester av den nya modellen med alla de ändringar som antingen gav en förbättrad prestanda eller innebar en rimligare fysikalisk beskrivning. Den nya modellens prestanda jämfördes med originalversionen för sju områden. Som sista steg lades de utvalda förändringarna in i rutinversionen av IHMS, samt dokumenterades med en uppdatering av manualen till systemet.

2.2 Databas

Under projektets gång användes data från tio områden i Sverige (Tabell 1 och Figur 2). Områdena valdes ut med tanke på att olika klimatologiska och fysiska förhållandena skulle finnas representerade. I första hand valdes områden ut med god tillgång på mätdata. Ett undantag från detta utgör Suorva, som togs med på grund av sin stora betydelse för vattenkraftproduktionen. Dessutom finns där tillgång till uppskattningar av snötäckningsgraden med hjälp av NOAA-satellit. Främst användes perioden 1969 - 1989, med 10 år för vardera kalibrering och verifiering. Kalibreringsperioden och verifieringsperioden växlades mellan områdena, för att man skulle undvika att dra felaktiga slutsatser på grund av speciella väderleksförhållanden som bara fanns i den ena 10-årsperioden.

Tabell 1 *Databas och de kalibreringsperioder som användes (om inte annat anges). Beräkningarna gjordes med start 1 september och slut 31 augusti.*

Område	Flodområde	Area (km^2)	Andel sjö (%)	Andel skog (%)	Kalibrerings -period	Verifierings-period
Suorva	Luleälven	4688	14	3	1979-89	1969-79
Kultsjön	Ångermanälven	1109	7	28	1969-79	1979-89
Ströms Vattudal	Ångermanälven	3851	12	67	1979-89	1969-79
Torrön	Indalsälven	1366	13	24	1969-79	1979-89
Torpshammar	Ljungan	4291	10	74	1979-89	1969-79
Ljusnedal	Ljusnan	343	0	28	1969-79	1979-89
Blankaström	Emån	3446	7	72	1979-89	1969-79
Torsebro	Helge Å	3676	9	59	1969-79	1979-89
Törnestorp	Göta Älv	174	0	33	1969-79	1979-89
Höljes	Klarälven	5975	8	46	1969-79	1979-89



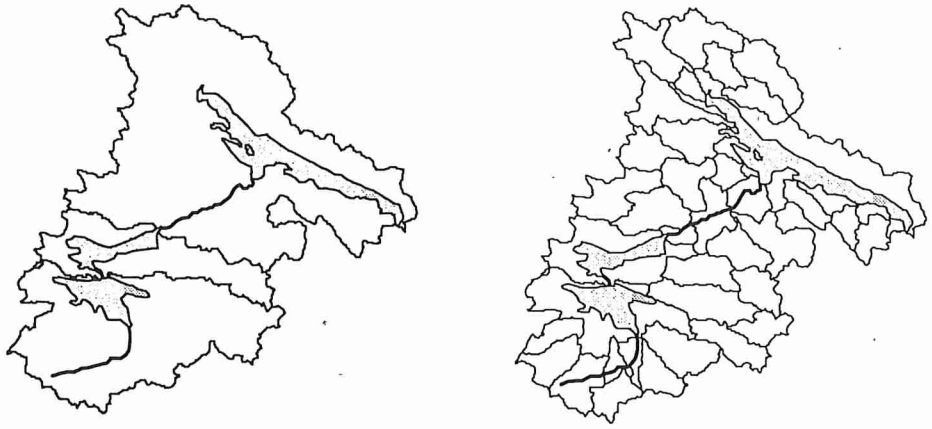
Figur 2 *Geografiskt läge för de använda områdena.*

3 MODELLENS GRUNDSTRUKTUR

I HBV-modellen har det länge varit möjligt att dela in stora avrinningsområden i mindre delavrinningsområden. Modellen har körts separat för varje delområde, och avrinningen från respektive område har adderats till avrinningen från området närmast nedströms. Avrinningen från det uppströms liggande området har kunnat förskjutas i tiden och jämnas ut innan sammanslagningen skett (routing). Indelningen har främst grundat sig på att man velat placera stora sjöar vid utloppet av områdena, för att ta hänsyn till deras dämpande effekt på vattenföringen. Därigenom har delområdena fått en relativt stor area.

I HBV-96 eftersträvades en finare områdesindelning. Tanken var dels att kunna ta hänsyn till areella indata, dels att ett skyfall i en liten del av området bör få en annan effekt på avrinningen än samma mängd utjämnad över hela området. Vi valde att behålla strukturen med indelning i delavrinningsområden. Det innebär att modellen fortfarande kan sättas upp separat för varje delområde, och att kopplingen mellan delområdena görs på den modellnivå som motsvarar flödet i själva älvfåran. Med en indelning av området i rutnät, hade det eventuellt varit nödvändigt att koppla samman delområdena även på andra nivåer. Det finns emellertid inget som formellt hindrar att modellen sätts upp i ett rutnät, om syftet är att beräkna andra variabler än vattenföring. Denna möjlighet utnyttjades t.ex. av Jutman (1992) för beräkning av avrinningsbildning för hela Sverige.

Den delområdesindelning som prövades inom projektet grundar sig på de så kallade standardavrinningsområdena. Geografiska data för dessa finns lagrade i Svenskt Vattenarkiv. De täcker hela Sverige och har en genomsnittlig areal på 40 km^2. Databasen omfattar idag uppgifter om höjd, andel skog och andel sjö. Ytterligare information kan tas fram genom kombination med andra databaser. Ett exempel på traditionell delområdesindelning och den finare rumsupplösningen i HBV-96 visas i Figur 3. För att man ska kunna få överblick över de areella förhållandena i modeller med den höga rumsupplösningen utvecklades ett särskilt presentationsprogram. Med hjälp av programmet kan exempelvis snöförhållandena studeras dag för dag för de olika delområdena och inom olika höjdintervall. Detta möjliggör t.ex. en visuell jämförelse med data från fjärranalys inför en uppdatering av modellens beräknade snötäcke.



Figur 3 *Exempel på delområdesindelning för Suorva med den vanliga HBV-modellen (till vänster, 3 delområden) och den högupplösta HBV-96 baserad på standardområden (till höger, 38 delområden).*

3.1 Beräkningsordning i modellen

Under 1989 påbörjades utvecklingen av ett helt nytt programsystem för HBV-modellen (IHMS). Man hade då som önskemål bland annat att antalet möjliga delområden skulle vara stort. Eftersom varje delområde kan ha många olika parametrar och tabeller som samtidigt måste finnas i minnet beslöt man att hela beräkningen för ett delområde skulle genomföras innan nästa påbörjades. På så sätt begränsades den datamängd som samtidigt behövde finnas inläst till minnet.

Det framkom senare önskemål om nya funktioner i programmets regleringsrutin som krävde att alla delområden räknas färdigt för ett tidssteg innan nästa tidsteg påbörjas. Antalet möjliga delområden i programmet hade begränsats till 300 och det visade sig att det med tiden hade blivit möjligt att ha data för alla delområden samtidigt i minnet. Programmet omstrukturerades därför så att beräkningarna för ett tidsteg utförs för alla delområden innan nästa tidsteg beräknas. Detta medförde även att beräkningarna sker snabbare eftersom totala antalet läsningar och skrivningar på filer minskas.

4 INDATA OCH SYSTEMATISKA FEL

4.1 Inledning

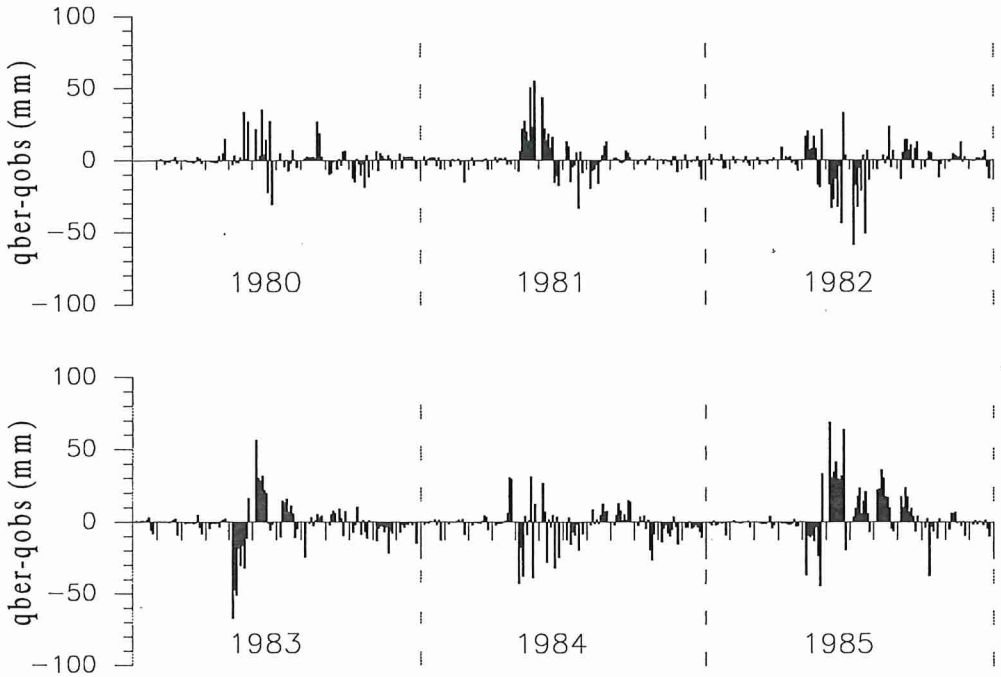
Ett krav vid arbetet med HBV-modellen har alltid varit att indata skall vara lätt tillgängliga. Under lång tid har detta inneburit att mängden indata begränsats till dygnsvärden av nederbörd och temperatur, och långtidsmedelvärden av potentiell avdunstning. De senaste åren har emellertid både tillgången på datorkapacitet och databaser ökat, och det ansågs nu värt att undersöka om andra typer av indata kunde användas för att förbättra modellens precision. Det gällde dels nederbörds- och temperaturdata med högre tidsupplösning och dels data som strålning, vind och luftfuktighet för beräkning av snösmältning och avdunstning. Resultaten av de tester som gjordes redovisas i respektive kapitel. Ett kompletterande sätt att undersöka behovet av nya indata är att specialstudera väderförhållandena vid de tillfällen då det var stora avvikelser mellan modellsimulerad och observerad vattenföring. HBV-modellen är kalibrerad för en mängd avrinningsområden i Sverige, och har i många av dem körts rutinmässigt i runt 20 år. Det finns alltså gott om jämförelsematerial.

4.2 Systematiska fel

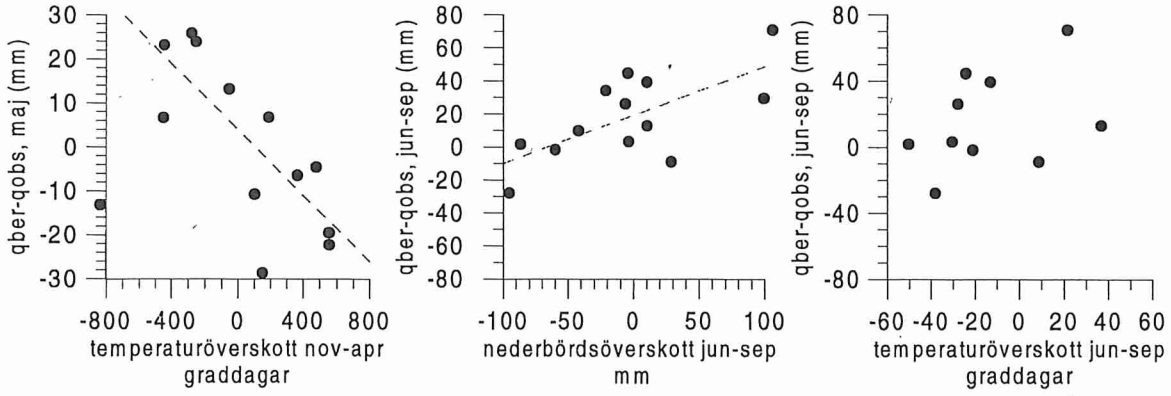
När olika områden jämförs är det uppenbart att många avvikelser inte är slumpmässiga. Ofta slår avvikelserna åt samma håll över hela regioner (Figur 4), vilket tyder på att det i den storskaliga vädersituationen finns en inverkande faktor som inte direkt framgår av de indata som idag används. Det kan vara hög luftfuktighet, stora temperaturskillnader mellan dag och natt, kraftiga vindar etc.

Från 1979 och framåt finns det, i ett gridnät över Sverige om $1 \times 1^{\circ}$, data för bl.a. nederbörd, temperatur, luftfuktighet, molnighet, vind och vindriktning. Data har en tidsupplösning på 3 timmar, och har interpolerats fram från de synoptiska stationerna (Lars Meuller, SMHI). I ett försök att hitta tydliga indikationer på en speciell vädersituation, räknades dessa variabler för en utvald gridruta om till månadsvärden, och för varje månad beräknades avvikelsen från normalvärdet. Denna gridruta fick representera vädret i mellersta Norrland, och avvikelserna jämfördes med HBV-modellens fel i ackumulerad månadsavrinning för 9 avrinningsområden i Umeälven och Ångermanälven.

I denna skala gick det inte att hitta några samband mellan fel i den simulerade avrinningen och speciella luftfuktighets-, moln- eller vindförhållanden (vindriktningen undersöktes ej). Däremot fanns indikationer på att vissa temperatur- och nederbördssituationer kunde kopplas till över- och underskattningar i modellen. En ovanligt kall vinter tycktes exempelvis ofta leda till att avrinningen i maj överskattades och vice versa (Figur 5). Möjligen överskattades också avrinningen under ovanligt regniga somrar, medan kalla somrar gav för hög avrinning (modellen kördes utan temperaturkorrektion för avdunstning). Sambanden var emellertid så svaga att de inte på det här stadiet ansågs värda att bygga modellutvecklingsarbete på. Några definitiva slutsatser kan inte dras från en jämförelse med så här liten upplösning i både tid och rum. Speciellt under snösmältningen är det kanske vädret under några få dagar som har betydelse.



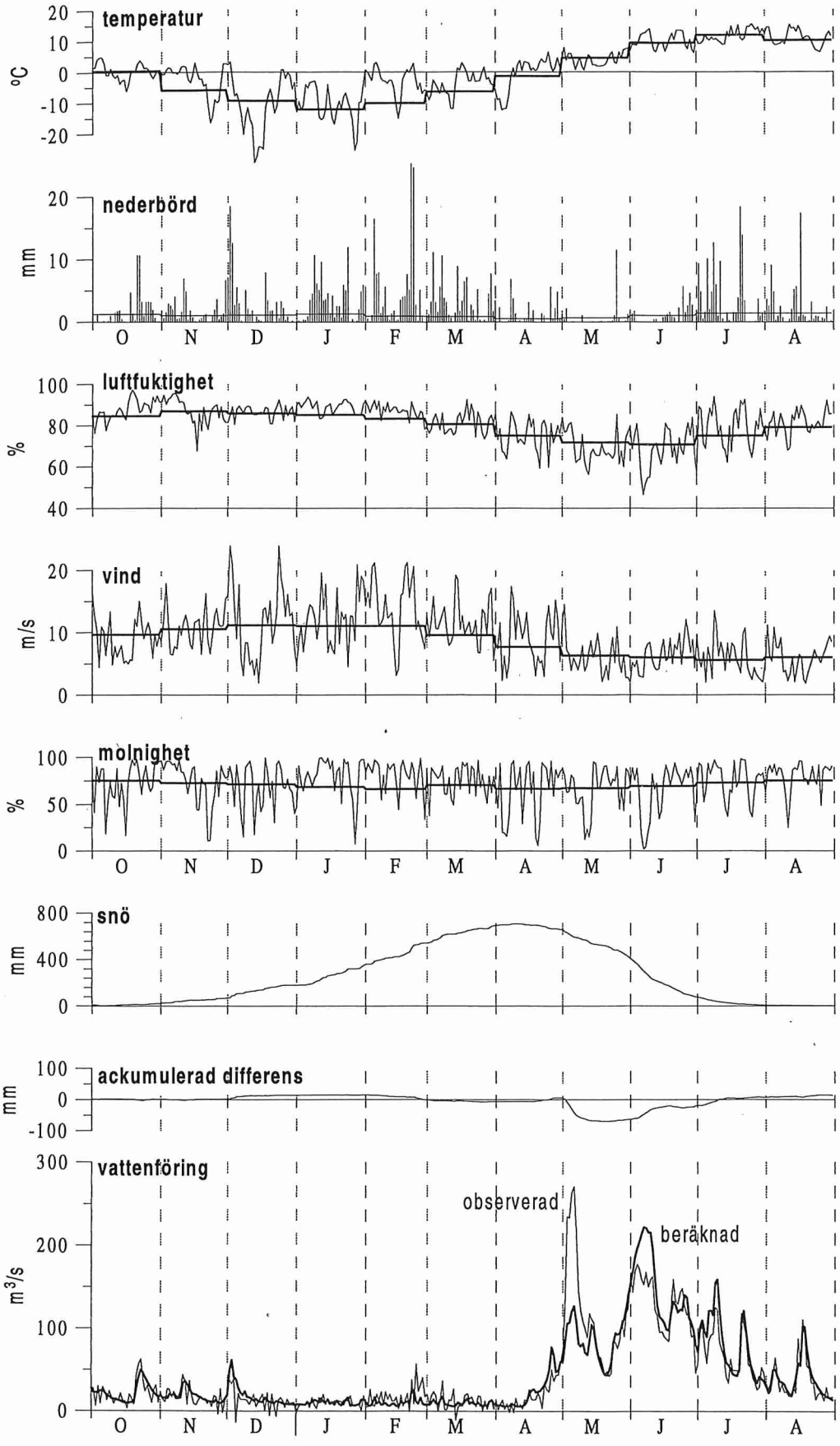
Figur 4 *Månadsvisa avvikelser mellan beräknad och observerad avrinning för 9 avrinningsområden i Umeälven och Ångermanälven. Varje stapel representerar en station.*



Figur 5 *Ackumulerad skillnad mellan beräknad och observerad avrinning, plottad mot ackumulerad avvikelse av temperatur respektive nederbörd från det normala. Varje punkt representerar ett år under perioden 1980-1992, och medelvärdet av 9 avrinningsområden i Umeälven och Ångermanälven.*

Emellertid är det svårt, även om man studerar data mer i detalj, att finna uppenbara orsaker till fel i modellberäkningarna. I maj 1990 underskattas avrinningen i bland annat Kultsjön, men, som framgår av Figur 6, tycks det inte finnas något extremt i vädersituationen under just den perioden. Det tycks som om det borde gå att hitta orsaker till att avvikelser uppträder samtidigt över stora områden, men det är också tydligt att det kräver en större arbetsinsats.

Parallellt med studien i Umeälven och Ångermanälven gjordes en genomgång av systematiska fel i sju testområden spridda över hela landet. Felen relaterades till nederbördens och temperaturens avvikelse från det normala för årstiden. Inte heller denna studie gav några entydiga resultat.



Figur 6 *Observerad och simulerad vattenföring samt klimatvariabler för Kultsjön vintern 1989-90. Klimatdata från SMHIs databas för 1x1° rutnät, interpolerad från synopdata.*

5 VAL AV TIDSSTEG

Under de nästan 20 år som har gått sedan HBV-modellen utvecklades har den i Sverige uteslutande körts med indata med tidssteget 1 dygn. Internt räknar dock modellen med finare tidssteg för att lösa upp vissa processer. I en del utlandsprojekt har modellen körts med både 6-timmarsvärden och timvärden. I Sverige finns mycket lite nederbördsdata tillgängliga med bättre upplösning än 12 timmar. Den stora vinsten, i förhållande till arbetsinsatsen, borde uppnås då man går från 24 timmar till 12 timmar som tidssteg. Då får man möjlighet att skilja på natt och dag, vilket till exempel kan ha betydelse för simulering av tillfällen med dagsmeja på våren. Genom att öka tidsupplösningen borde man också bättre kunna avgöra om ett visst nederbördstillfälle föll som regn eller snö då temperaturen under dygnet i medeltal låg nära noll grader.

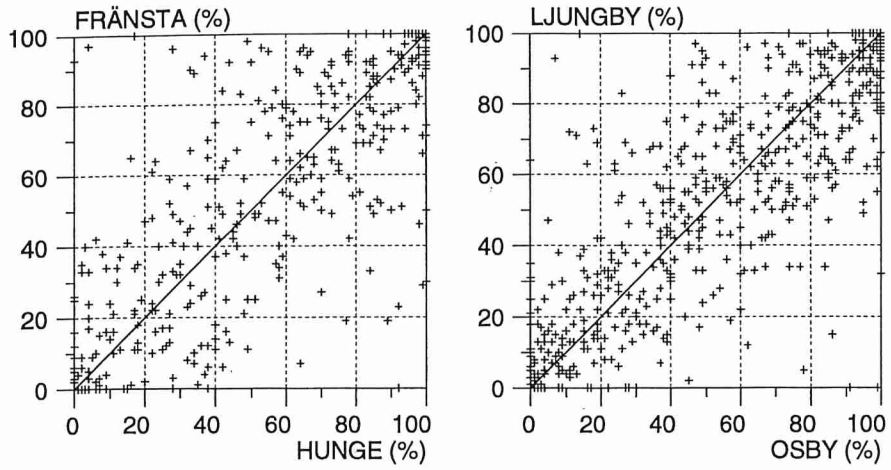
5.1 Tillgängliga data

Under 1995 påbörjades en övergång till automatstationer som ersättning för de manuella synoptiska stationer som har funnits under en lång tid. Från dessa kommer mätdata att erhållas med hög tidsupplösning. För att man ska kunna avgöra om en förändring av modellen innebär en förbättring eller ej krävs dock långa serier. Därför baserades testerna på manuella klimatstationer och synoptiska stationer.

5.1.1 Nederbörd

Under slutet av 1995 fanns i Sverige cirka 635 manuella klimatstationer som mätte nederbörd varje morgon (kl. 7). I tillägg till detta mättes nederbörden 2 gånger per dygn (kl. 7 och 19) vid cirka 140 synoptiska stationer. Om man vill använda uppgifterna från klimatstationerna i en modelltillämpning med 12-timmarssteg, måste man fördela 24-timmarsmängden under dygnet. Detta gjordes här med ledning av 12-timmarsmängderna från de synoptiska stationerna. För varje klimatstation valdes en synoptisk station ut som mall för fördelningen. Därvid antogs att nederbörden vid klimatstationen fördelades i tiden på samma sätt som vid den utvalda synoptiska stationen. Under perioder då data saknades vid den synoptiska stationen, till exempel under semesterperioder, fördelades nederbörden lika mellan de två 12-timmarsperioderna.

Den fördelningsmetod som användes bygger på att nederbörden antas fördelas lika i tiden vid klimatstationen och en någorlunda närbelägen synoptisk station. Rimligheten i detta antagande kontrollerades för ett antal synoptiska stationer. Figur 7 visar andelen av dygnets nederbörd som föll under dagen vid synoptiska stationer inom samma avrinningsområde. Endast dygn då nederbörden överskred 5 mm vid båda stationerna togs med i figuren. Trots korrelationskoefficienter på drygt 0.8 visar analysen att antagandet om lika fördelning i tiden mellan stationer introducerar en osäkerhet. Man kan alltså inte helt och hållet kompensera den sämre tidsupplösning man har från klimatstationerna med uppgifter från de synoptiska stationerna. Överensstämmelsen var dock bättre för stora nederbördsmängder än för små.



Figur 7 *Andelen av dygnsnederbörden som föll under dagen (kl. 7-19) vid de synoptiska stationer Fränsta och Hunge i Torpshammars avrinningsområde, samt Ljungby och Osby i Torsebros avrinningsområde (för dygn då nederbörden överskred 5 mm vid båda stationerna).*

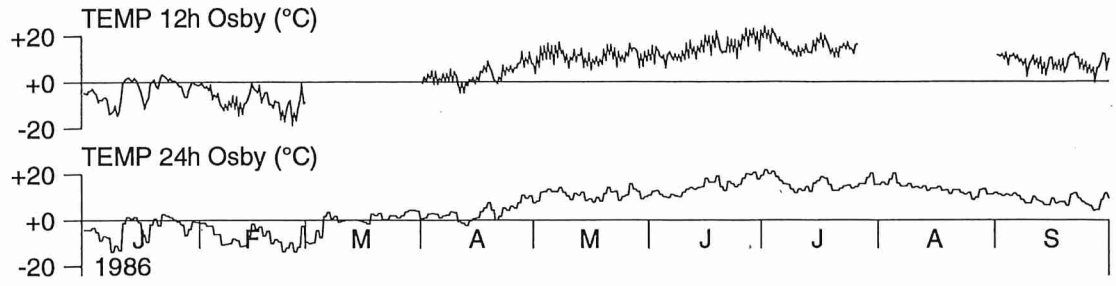
5.1.2 Temperatur

Temperaturen mättes under 1995 vid ungefär 120 klimatstationer runt om i landet, med 3 avläsningstillfällen per dygn, kl. 7, 13 och 19. På morgonen och kvällen mättes även min- och maxvärdena för natten respektive dagen. För att beräkna medeltemperaturen över dygnet viktas dessa fem avläsningar enligt en sedan länge använd formel. För 12-timmarsvärden saknas en motsvarande metod. Därför valdes den enkla metoden att för respektive 12-timmarsperiod ta medelvärdena av min- och maxtemperaturerna.

Observationerna på 12-timmarsbasis från de synoptiska stationerna innehöll ganska mycket luckor, och ett visst arbete krävdes för komplettering och rättning av serierna. Ett exempel på en serie med saknade värden på temperatur visas i Figur 8. Figuren visar ett exempel som är mer ogynnsamt än det normala, med luckor mitt under snösmältningens start. De dygnsdata som traditionellt har använts till HBV-modellen är kvalitetsgranskade och håller troligen en högre kvalitet, än de 12-timmarsvärden som testades här. För ett fåtal stationer, för vilka endast dygnsvärden fanns tillgängliga, fördelades dygnsvärdena på samma sätt som för nederbörden med hjälp av en närliggande synoptisk station.

5.1.3 Vattenföring

För de flesta mätstationer som drivs i SMHIs regi finns timvärden på vattenstånd lagrade. Detta gäller ej för vattenföringsdata från kraftverk och inte heller särskilt långt tillbaka i tiden. Innan 1970 gjordes praktiskt taget alla avläsningar manuellt, en gång per dygn. De lagrade timvärdena är inte iskorrigerade eller kvalitetsgranskade på samma sätt som de dygnsvärden som normalt används. Syftet var främst att studera den förbättring som kunde fås genom att indata med finare tidsupplösning användes. Därför begränsades arbetet till jämförelser med de vanliga dygnsvärdena på vattenföring respektive tillrinning till regleringsmagasin. Beräkningarna gjordes med 12-timmarssteg, men den beräknade vattenföringen summerades till dygnssteg innan R^2-värdet räknades ut. För t.ex. långtidsprognoser på tillrinningen till regleringsmagasin är finare upplösning i vattenföringen än dygn ändå inte särskilt intressant.



Figur 8 *Exempel på luckor i 12-timmarstemperatur från den synoptiska stationen Osby i Torsebros avrinningsområde och de dygnsdata som vanligtvis används.*

5.2 Metodik

Databaser med 12-timmarssteg byggdes upp för 5 områden. Tre olika datauppsättningar testades. Först och främst de vanliga dygnsvärdena och de nya 12-timmarsvärdena. Dessutom gjordes en uppsättning data med 24-timmarssteg genom sammanslagning i tiden från 12-timmarsvärdena. På så sätt renodlas problemet, och man får en bättre uppfattning om vad effekten skulle bli av att indata bara löstes upp i tiden, med bibehållen kvalitet. HBV-modellen kalibrerades i alla områdena för perioden 690901 till 790831 och som oberoende period användes 790901 till 890831.

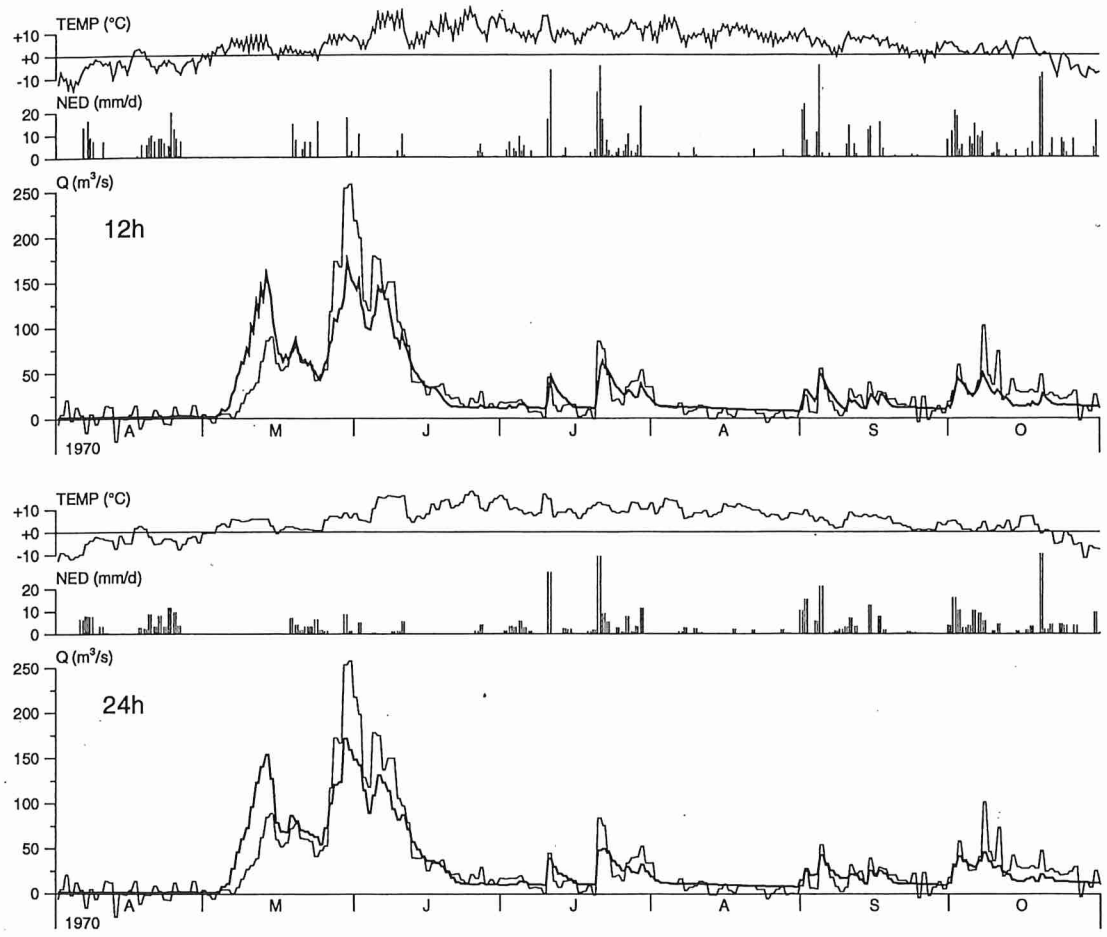
5.3 Resultat

Simuleringar med IHMS och 12-timmarssteg tog ungefär dubbelt så lång tid som med dygnssteg, trots att vissa av modellens rutiner internt redan tidigare använde ett kortare tidssteg än dygn. Resultaten blev i genomsnitt något bättre med 12-timmarsdata än med 24-timmarsvärdena (Tabell 2). Jämfört med de ursprungliga dygnsdata var förbättringen dock mindre.

Tabell 2 *Resultat av kalibrering och verifiering med 12-timmarssteg, med 24-timmarsvärdena erhållna genom summering av 12-timmarsvärdena samt med de ursprungliga dygnsvärdena.*

Område	R^2 12h	R^2 24h	R^2 dygn
Kultsjön kal.	0.888	0.881	0.883
Torpshammar kal.	0.908	0.907	0.904
Ljusnedal kal.	0.866	0.867	0.867
Torsebro kal.	0.944	0.944	0.945
Törnestorp kal.	0.730	0.754	-
Kultsjön ver.	0.830	0.816	0.829
Torpshammar ver.	0.926	0.911	0.906
Ljusnedal ver.	0.859	0.854	0.877
Torsebro ver.	0.899	0.879	0.884
Törnestorp ver.	0.731	0.729	-
Medel utom Törnestorp	0.890	0.882	0.887
Medel av alla områdena	0.858	0.854	-

Ett exempel på simuleringar med 12-timmarssteg och 24-timmarssteg visas i Figur 9. Skillnaderna är relativt små, förutom att variationen under dygnet beskrivs i 12-timmarssimuleringen. Det finns också exempel på försämringar då man går från vanliga dygnsdata till 12-timmarsdata.



Figur 9 *Exempel från kalibreringsperioden för Kultsjön med 12-timmarssteg (överst) och 24-timmarssteg (nederst).*

5.4 Slutsatser

Den använda metoden för simulering med 12-timmarssteg ledde över lag inte till särskilt stora förbättringar jämfört med de traditionella dygnsvärdena. Inte ens i det relativt lilla området Törnestorp märktes någon förbättring. Detta beror sannolikt bland annat på att dygnsvärdena har genomgått en bättre kvalitetskontroll och har kompletterats bättre med avseende på luckor. Om man kunde öka tidsupplösningen med bibehållen kvalitet i data bör man erhålla vissa förbättringar. I de flesta tillämpningar kan man förvänta sig små förbättringar så länge man är intresserad av volymer snarare än toppvärden. För t.ex. långtidsprognoser på tillrinningen till regleringsmagasin är det helt enkelt inte värt besväret att blanda in data med kortare tidsupplösning än dygn. För andra tillämpningar, t.ex. prognos- och varningstjänst, kan det vara värdefullt att få mer detaljerad information om flödesutvecklingen i tiden vid höga flöden och översvämningar.

6 INTERPOLATION AV NEDERBÖRD OCH TEMPERATUR

6.1 Inledning

Ökad areell upplösning av avrinningsområdet resulterar i ett stort antal delområden för vilka areell nederbörd och temperatur skall beräknas. Den traditionella metoden att manuellt bestämma och mata in vikter för de meteorologiska stationer som används tar då orimligt lång tid. Inom projektet har vi testat två metoder att i stället automatiskt vikta nederbörds- och temperaturstationer.

I det ena fallet sattes vikterna proportionella mot kvadraten på avståndet till stationerna, i det andra fallet utgick man från korrelationen (egentligen kovariansen) mellan stationerna, s.k. optimal interpolation. Viktning mot avståndet användes bl.a. vid framställningen av avrinningskartan till Nationalatlasen (Jutman, 1992), och optimal interpolation utnyttjas vid SMHI för att ta fram startvärden till HIRLAM-prognoser (Andersson m.fl., 1986). Ett ytterligare motiv till att testa optimal interpolation var att metoden gett lovande resultat i ett tidigare projekt i Luleälven (Lindell, 1993). Lindells metod var dock i praktiken förhållandevis tidskrävande. Metoden anpassades därför inom detta projekt till HBV-modellen.

6.2 Metodbeskrivning

Alla avstånd mellan avrinningsområdet och stationerna beräknades från mittpunkten. Detta ansågs acceptabelt eftersom delområdena är små. Ett alternativ för större områden är att lägga ett rutnät över området, beräkna nederbörden/temperaturen för varje grid-punkt och sedan ta medelvärdet av dem.

Nederbörden höjdkorrigerades enligt

$$P_h = P_{ref} \cdot (1 + (h - h_{ref}) \cdot pcalt)$$

där P_{ref} löses ut ur

$$P_{stn} = P_{ref} \cdot (1 + (h_{stn} - h_{ref}) \cdot pcalt)$$

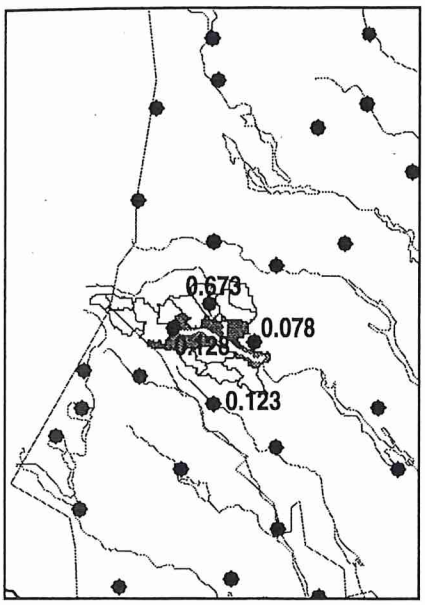
P_h = nederbörden vid höjden h
P_{stn} = stationens nederbörd
P_{ref} = nederbörden vid referenshöjden
h_{stn} = stationens höjd
h_{ref} = en referenshöjd (kallas i modellen *PCALTL*, jfr. avsnitt 7.1)
$pcalt$ = nederbördens höjdkorrektion utgående från referenshöjden

Vid testerna användes nederbörd korrigerad för mätfel (vindförluster, avdunstning m.m.). Samma korrektioner som för nederbördsanalyserna till Sveriges Nationalatlas (1995) användes. Detta gjordes för att vattenbalansekvationens restterm, avdunstningen, skulle bli så korrekt som möjligt.

Höjdkorrektionen för temperatur sattes till -0.6 °C/100m.

6.2.1 Avståndsviktning

Vid viktning mot avståndet sattes vikterna direkt proportionella mot ett genom kvadraten på avståndet. I några områden med stora gradienter räknades avståndet dubbelt i öst-västlig riktning. Max fyra stationer användes, och i första hand enbart stationerna inom en radie av sex mil från området, även om det innebar att antalet stationer blev färre än fyra. Vikterna normerades så att summan blev ett. Fanns det ingen station inom sex mil, sattes vikten för den närmaste stationen till ett. Ett exempel på avståndsviktning visas i Figur 10.



Figur 10 *Stationsvikter för att beräkna arealnederbörd för det skuggade området vid avståndsviktning. (Exempel från Kultsjön.)*

6.2.2 Optimal interpolation

Den optimala interpolationsmetoden är mindre direkt och svårare att genomskåda än viktning mot avståndet. Den kräver också initialt en större arbetsinsats, eftersom korrelationen/kovariansen mellan olika punkter i området måste uppskattas och beskrivas matematiskt. Däremot kan den bättre beskriva systematiska variationer, och är mindre känslig för att stationer faller bort.

Den matematiska formuleringen utgår från följande ekvationer:

$$E = \sum_{t} (P - P_{ber})^2$$

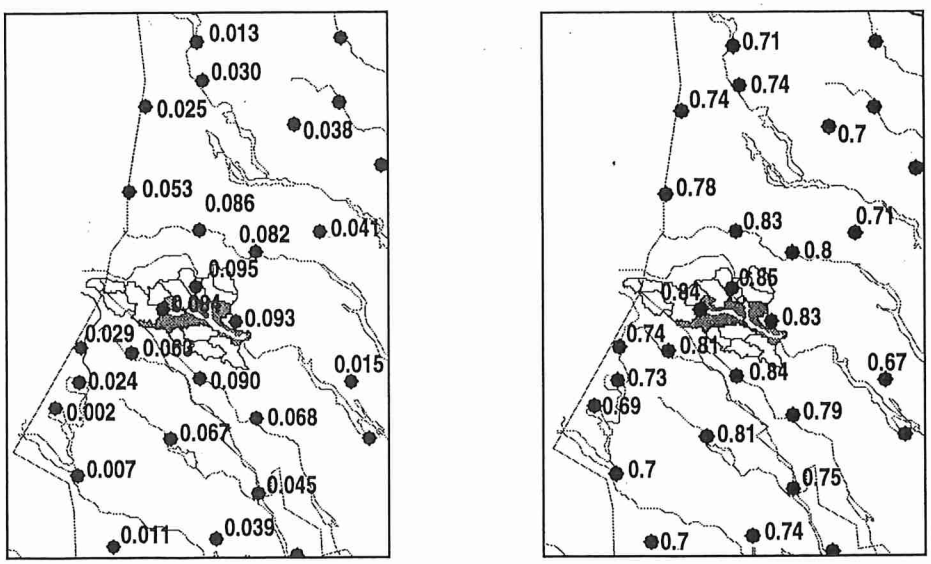
$$P_{ber} = \sum_{i=1}^{k} v_i \cdot P_{i,obs}$$

$$\frac{\partial E}{\partial v_i} = 0 \qquad i = 1,...,k$$

E = felet i beräknad nederbörd, summerat över tiden t
P = nederbörd i den sökta punkten (området)
P_{ber} = beräknad nederbörd i den sökta punkten
$P_{i,obs}$ = observerad nederbörd vid station i
v_i = vikt för station i

Metoden fungerar i princip på samma sätt för temperatur. Syftet är att välja vikterna så att felet minimeras. Detta görs genom att uttrycket för felet deriveras med avseende på vikterna och derivatan sätts till 0, vilket ger ett ekvationssystem med k ekvationer. Ekvationssystemet kan inte lösas direkt eftersom P är okänd. Om man däremot antar att korrelationen/kovariansen mellan alla punkter är känd, kan ekvationssystemet skrivas om så att det blir lösbart (Andersson m.fl., 1986). En osäkerhet i metoden är att det kan vara svårt att hitta ett bra uttryck för kovariansen (se vidare avsnitt 6.2.3).

Alla stationer som ingår i beräkningen får någon vikt, även om störst vikt ges till de närmaste stationerna. Stationer kan även få negativa vikter, dvs. nederbörden eller temperaturen i en viss punkt kan bli större eller mindre än vad som observerats vid någon station. Detta innebär att metoden kan ta hänsyn till gradienter i exempelvis öst-västlig riktning. Ett exempel på viktning med optimal interpolation visas i Figur 11.



Figur 11 *Den vänstra bilden visar stationsvikter för att beräkna arealnederbörd för det skuggade området vid optimal interpolation. Den högra bilden visar den uppskattade korrelationen mellan området och respektive station. (Exempel från Kultsjön.)*

6.2.3 *Optimal interpolation - matematisk formulering*

Det ekvationssystem som erhålls efter derivering av uttrycket för felet ser ut på följande sätt:

$$\sum_{j=1}^{k}(\mathrm{cov}(P_i,P_j)+\mathrm{cov}(O_i,O_j))\cdot v_j = \mathrm{cov}(P,P_i)$$

$$i = 1,.....k$$

där

$\mathrm{cov}(P_i,P_j)=$ kovariansen mellan nederbörden vid stationerna i och j

$\mathrm{cov}(O_i,O_j)=$ kovariansen mellan observationsfelen vid stationerna i och j (det antas inte finnas något samband mellan observationsfelen vid olika stationer, så kovariansen är 0 om $i \neq j$)

$\mathrm{cov}(P,P_i)=$ kovariansen mellan nederbörden i den sökta punkten och vid stationen i.

Observationsfelet är en kombination av mätfel och representativitetsfel, dvs. att den observerade nederbörden inte enbart är beroende av stationens position, utan även av omgivande träd, hus, kullar etc.

För att matematiskt komma fram till detta ekvationssystem krävs egentligen att uttrycket för nederbörden i den sökta punkten formuleras något annorlunda än i föregående avsnitt, nämligen som:

$$P_{ber} = P' + \sum_{i=1}^{k} v_i \cdot (P_{i,obs} - P_i')$$

där

P', P_i' = en första ansats för nederbörden i den sökta punkten, respektive vid stationen i

Den första ansatsen kan t.ex. vara prognostiserad nederbörd från en meteorologisk modell, men har i denna tillämpning satts till 0.

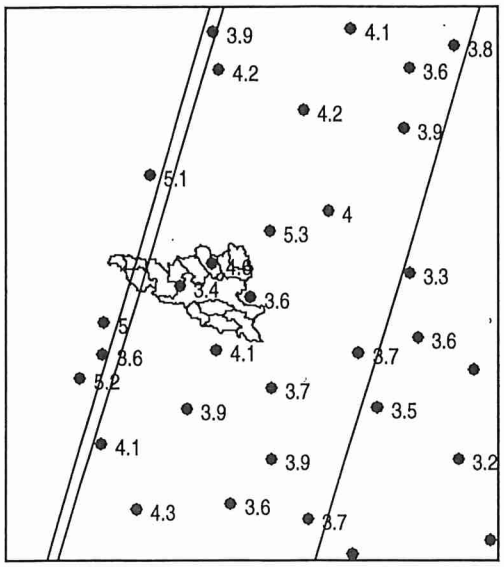
Kovariansen mellan två punkter kan skrivas om som:

$$\mathrm{cov}(P_i,P_j) = r_{ij}\cdot\sigma_i\cdot\sigma_j$$

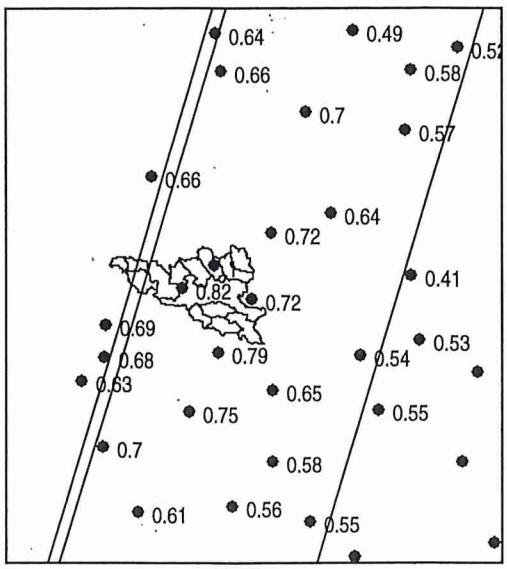
r_{ij} = korrelationen mellan punkterna i och j

σ_i = standardavvikelsen för punkten i

Vad som behövs för att lösa ekvationssystemet är följaktligen generella uttryck för hur korrelationen och standardavvikelsen varierar i rummet. Exemplen från Kultsjön i Figur 12 och Figur 13 visar att sådana generella uttryck nödvändigtvis måste försumma småskaliga variationer.



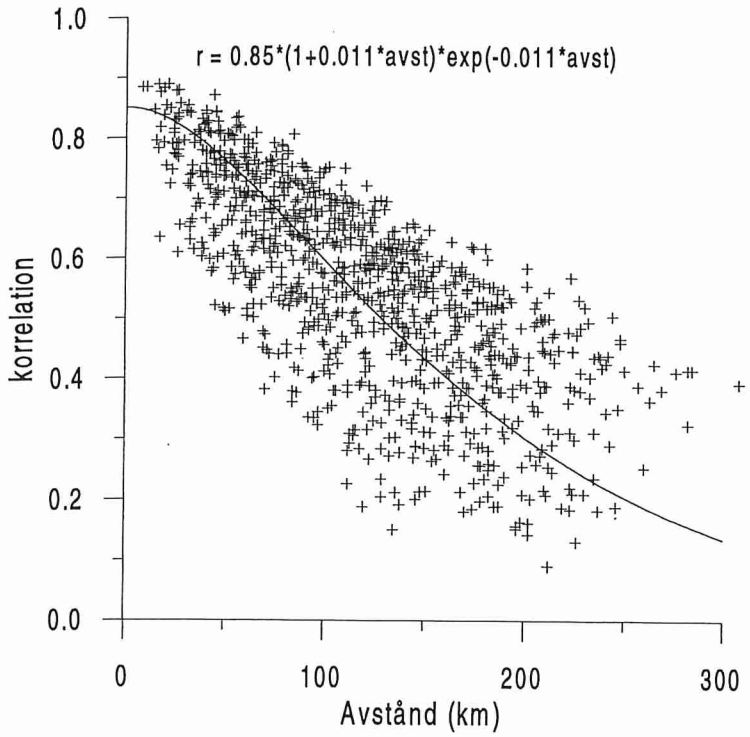
Figur 12 *Beräknad standardavvikelse för dygnsnederbörd vid stationer i Kultsjö-området under perioden 1990-1994. Nederbörden höjdkorrigerades till en gemensam referenshöjd innan standardavvikelsen beräknades. Linjerna är hjälplinjer, som används för att beskriva de generella variationerna i standardavvikelsen i området*



Figur 13 *Beräknad korrelation mellan dygnsnederbörd vid Ransaren och vid övriga stationer i Kultsjö-området under perioden 1990-1994.*

För standardavvikelsen i Kultsjö-området antogs att den är 5mm/dygn till vänster om den västligaste linjen, avtar exponentiellt till 4.1 fram till nästa linje, och till 3.7 fram till den ostligaste linjen för att sedan vara konstant till höger därom. Förenklat sett kan standardavvikelsen sägas vara ett mått på hur klimatet varierar i området, dvs på det sätt som metoden här tillämpats antas att medelnederbörden avtar från väster till öster. Standardavvikelsen för observationsfelet sattes till knappt 20% av den totala standardavvikelsen. Ett alternativ till att ta fram ett sådant här uttryck för en kontinuerlig variation av standardavvikelsen i rummet är att lägga in ett rutnät med värden. För Sverige har detta nyligen gjorts inom projektet Mesoskalig analys vid SMHI (Lars Häggmark, personlig referens). Man har utgått från simuleringar med HIRLAM och från digitaliserade nederbördskartor för att lägga upp värden i ett rutnät om 12×12 km.

Korrelationen i Kultsjö-området antogs bero endast av avståndet. Som framgår av Figur 13 tycks dock korrelationen i nord-sydlig riktning vara större än i öst-västlig riktning, varför avståndet i öst-västlig riktning multiplicerades med två. Det generella uttryck för avståndsberoendet som användes i Kultsjön framgår av Figur 14. I tre av de fyra testområdena har korrelationen enbart antagits bero av avståndet. Undantaget är Suorva, där korrelationen minskade kraftigt om stationerna låg på var sin sida om vattendelaren.



Figur 14 *Korrelationen mellan dygnsnederbörden vid samtliga stationer i Kultsjö-området 1990-1994, plottad mot avståndet mellan stationerna. Avstånden i öst-västlig riktning har dubblerats. Den heldragna linjen visar det generella avståndsberoende som använts.*

Optimal interpolation bör vara mindre känslig för att stationer faller bort än exempelvis avståndsviktning. En förklaring till det kan exemplifieras med det mycket enkla fallet då endast en station används för att bestämma nederbörden i en sökt punkt. Dessutom antar vi att observationsfelet är 0. Ekvationssystemet blir då

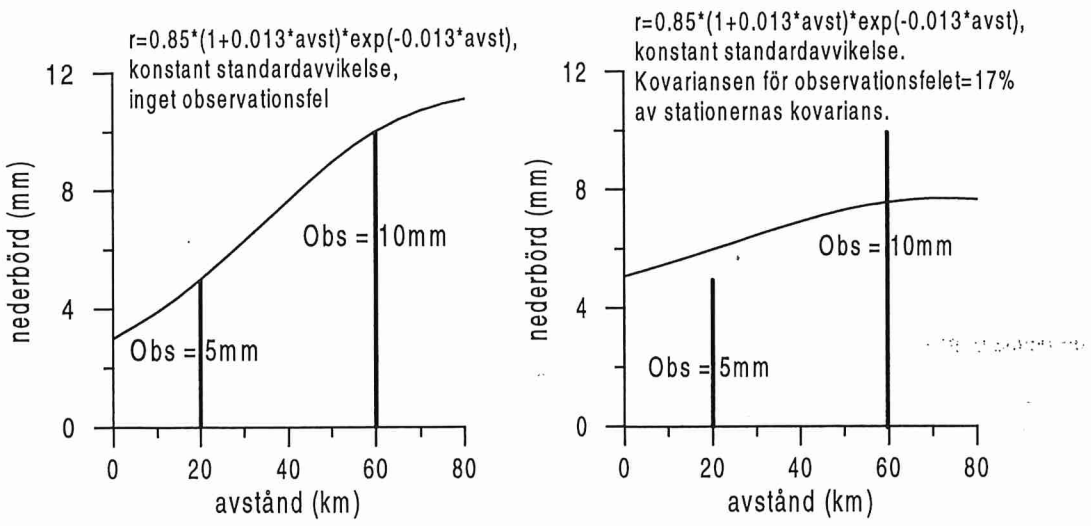
$$\sigma_1^2 \cdot \nu_1 = \sigma_1 \cdot \sigma_P \cdot r_{1P}$$

dvs.

$$\nu_1 = \frac{\sigma_P}{\sigma_1} \cdot r_{1P}$$

Om standardavvikelsen vid stationen är lägre än i den sökta punkten, blir stationsvikten alltså högre än om standardavvikelserna är lika. I förlängningen betyder detta att om en station i ett område med högre standardavvikelse än omgivningen faller bort, minns metoden detta, i så måtto att de omgivande stationerna får högre vikt än de skulle fått om man antagit att standardavvikelsen var lika.

Effekten av det så kallade observationsfelet framgår av Figur 15. Det medför att enstaka stationer får mindre betydelse, och att variationerna i nederbörden jämnas ut jämfört med de direkta observationerna.



Figur 15 *Exempel på interpolerad nederbörd längs en linje utgående från två stationer på 40 km avstånd från varandra; med respektive utan observationsfel.*

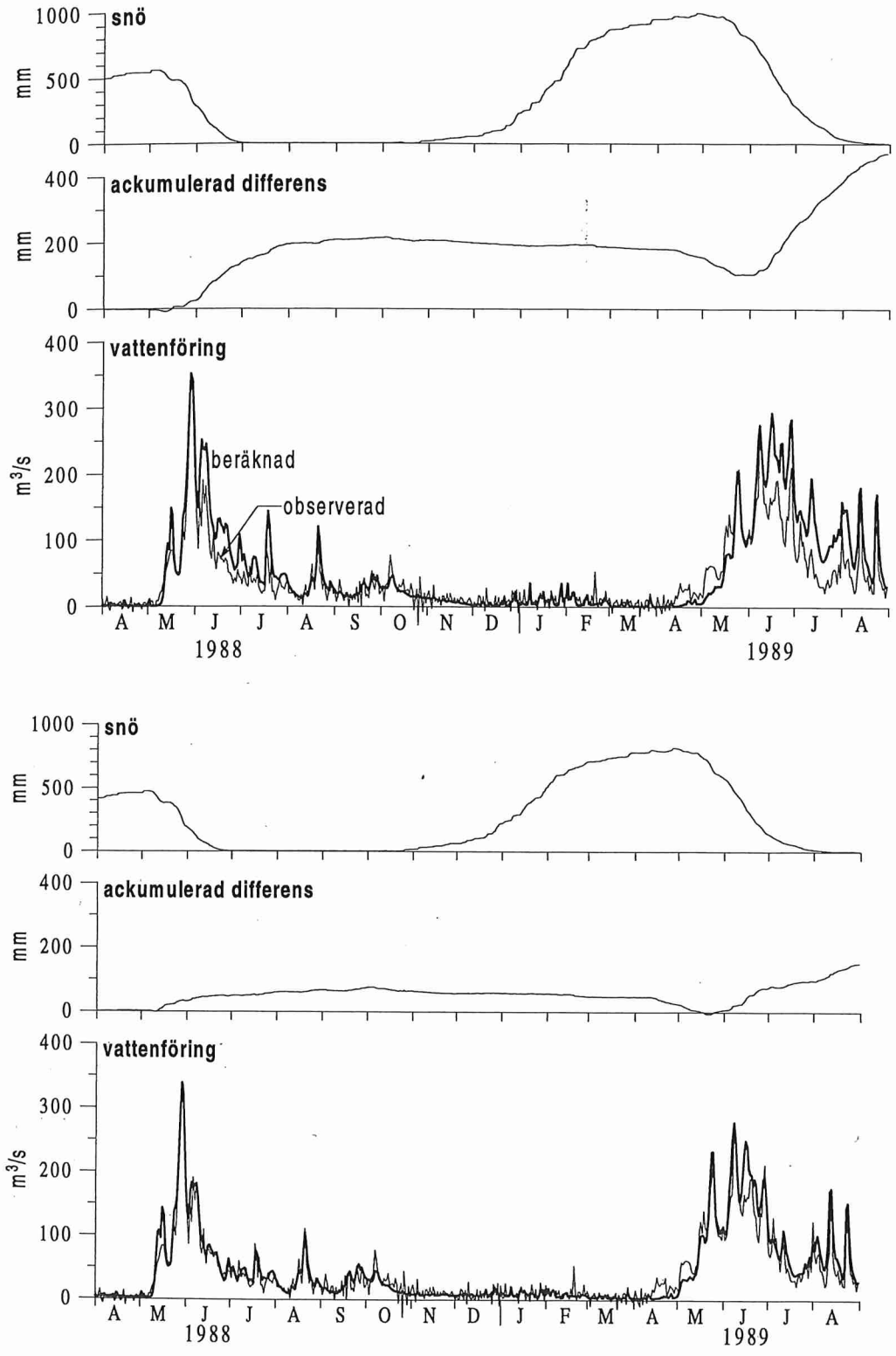
6.3 Resultat

Automatisk viktning av nederbörd och temperatur testades i fyra områden (se Tabell 3). För testerna användes den ursprungliga HBV-modellen, och likaså den ursprungliga varianten av automatisk kalibrering.

Tabell 3 *R^2-värden vid olika simuleringar. Originalmodellen har mellan 1 och 3 delområden, modellversionerna med automatisk viktning mellan 9 och 54.*

	R^2-värde					
	originalmodell		avståndsviktning		optimal interpolation	
	kalibrering	verifiering	kalibrering	verifiering	kalibrering	verifiering
Suorva	0.910	0.790	-----	-----	0.909	0.810
Kultsjön	0.873	0.810	0.878	0.822	0.892	0.888
Ljusnedal	0.860	0.844	0.879	0.891	0.890	0.878
Torsebro	0.927	0.840	0.926	0.876	0.929	0.881

Den fina delområdesindelningen i kombination med automatisk viktning gav bättre resultat än en modell med få delområden och manuell viktning, speciellt under verifieringsperioden. I jämförelsen mellan de två viktningsmetoderna var den optimala interpolationen avsevärt bättre i Kultsjön (Figur 16), medan skillnaderna var små i Ljusnedal och Torsebro. Avståndsviktning för nederbörd utnyttjades inte alls i Suorva, där det ansågs omöjligt med tanke på det glesa stationsnätet och de stora nederbördsgradienterna.



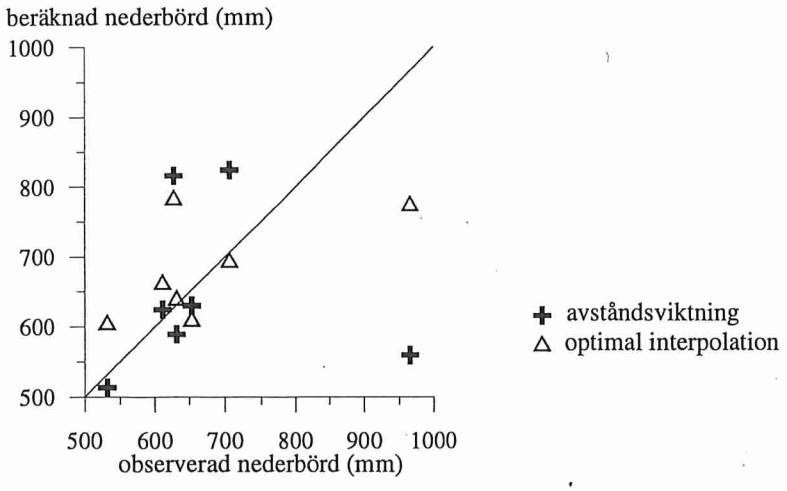
Figur 16 *Modellberäkning för Kultsjön med arealnederbörd och temperatur bestämd genom avståndsviktning (övre bilden) respektive optimal interpolation (undre bilden).*

Runt Kultsjöns avrinningsområde verifierades de båda viktningsmetoderna även direkt mot observerad nederbörd vid några oberoende teststationer (Johansson, 1994). Den optimala interpolationen gav genomgående bättre överensstämmelse, både avseende

volym och variation i tiden, speciellt för stationer i utkanterna av det undersökta området (Figur 17, Tabell 4).

Tabell 4 *Korrelationen mellan daglig beräknad och observerad nederbörd vid teststationerna.*

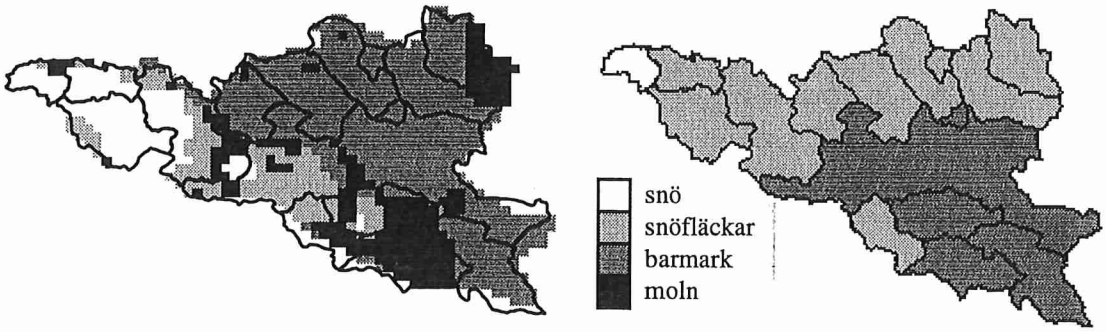
Stationsnr.	r , avst.viktn.	r, opt. interpol.
14542	0.80	0.89
15484	0.74	0.82
15572	0.81	0.84
15598	0.88	0.89
15699	0.79	0.82



Figur 17 *Beräknad mot observerad medelårsnederbörd (1980-89) vid teststationerna.*

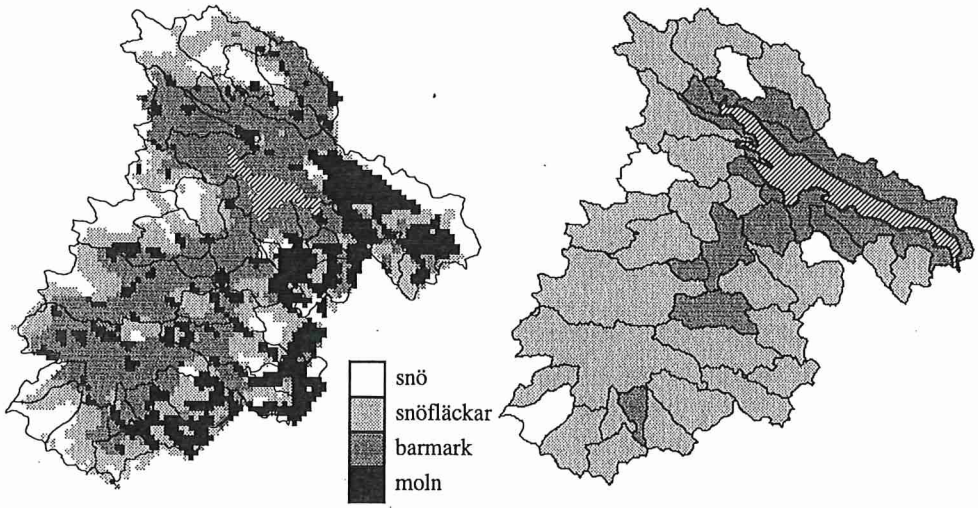
Ett skäl att dela upp avrinningsområdet i en mängd delområden, är att kunna utnyttja areella indata, t.ex. snötäckets fördelning, vid uppdatering inför prognoser. Beräknat snötäcke måste då kunna jämföras med observationer, och överensstämmelsen måste vara relaterad till hur väl modellen beskriver vattenföringen. I Kultsjöns och Suorvas avrinningsområden gjordes under åren 1990-1994 försök att med hjälp av satellitdata ta fram snötäckets utbredning (Häggström, 1994). Data från den perioden har jämförts med beräknat snötäcke från HBV-96. Det finns flera osäkerheter i satellitdata, dels med lägesbestämningen, dels med hur stor andelen snö är i områden som klassats som snöfläckar. Jämförelsen med beräknat snötäcke blir därför snarast kvalitativ, men stora avvikelser och systematiska skillnader bör kunna upptäckas. I modellen har det antagits att mellan 70 och 100% snö motsvarar snötäckt mark i satellitbilden, 30-70% motsvarar snöfläckar och 0-30% motsvarar barmark.

I Kultsjön tycks finnas en tendens att modellen lägger upp för mycket snö i norr och för lite i väster (Figur 18). Detta gäller både för viktning mot avståndet och för optimal interpolation, men är mer uttalat vid avståndsviktning. Små skillnader mellan beräknat och observerat snötäcke kan inte relateras till skillnader i beräknad och observerad vattenföring, men ett år som 1993, då modellens snötäcke inte alls smälter av i takt med satellitbildens, överskattas också vattenföringen.



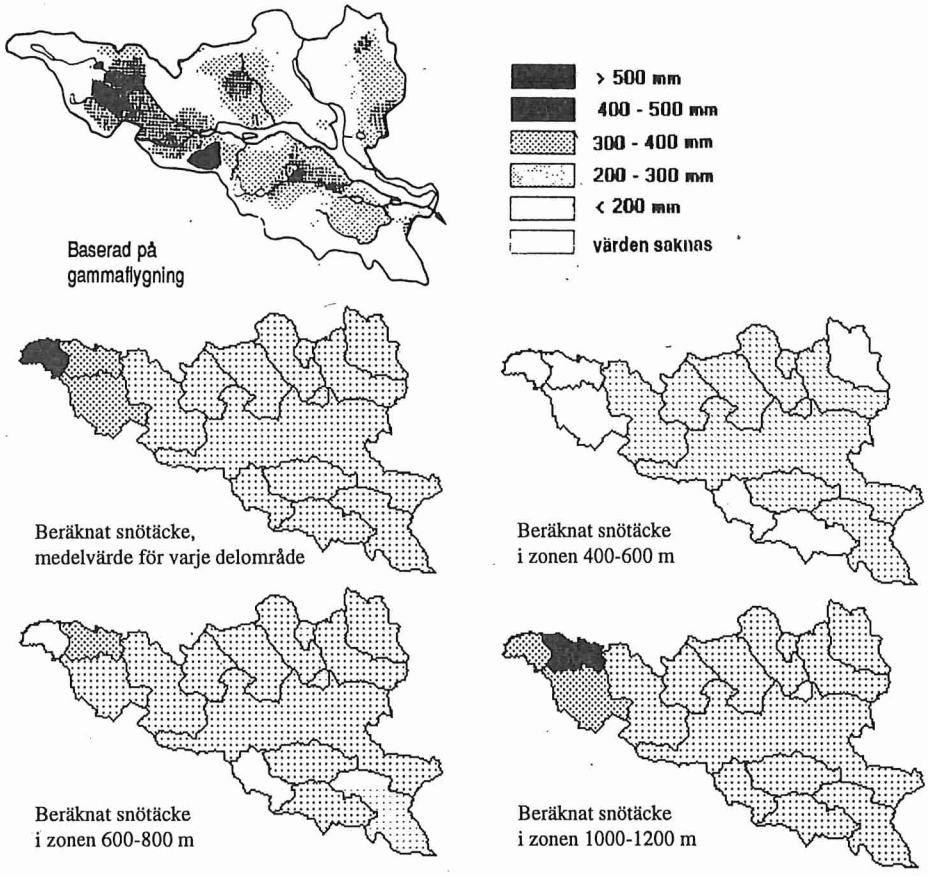
Figur 18 *Snötäckt mark i Kultsjön 1992-06-11. Den vänstra bilden visar snötäcket enligt NOAA-AVHRR -bilden, den högra modellsimulerat snötäcke.*

Med tanke på det glesa stationsnätet i Suorva var det mycket osäkert om modellen skulle kunna fördela nederbörden korrekt inom området. Bortsett från de östligaste delarna tycks det dock vara någorlunda samma områden som blir snöfria först, respektive har snö kvar längst i satellitbilderna och modellen (Figur 19). Däremot går det inte på det här stadiet att relatera skillnaderna mellan modell och bild till hur väl avrinningen simuleras ett visst år.



Figur 19 *Snötäckt mark i Suorva 1993-07-15. Den vänstra bilden visar snötäcket enligt NOAA-AVHRR-bilden, den högra modellsimulerat snötäcke.*

I Kultsjön gjordes under början av 80-talet även snötaxering med flygburen gammaspektrometer (Bergström och Brandt, 1984). Trots modellens relativt höga upplösning blir det beräknade snötäcket på delområdesnivå mer jämnt fördelat jämfört med snötaxeringen, även om man skiljer de olika höjdzonerna åt (Figur 20).



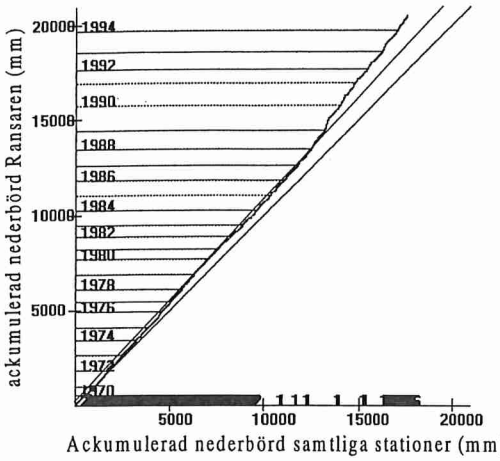
Figur 20 *Modellsimulerat snötäcke i Kultsjön 1980-03-27 jämfört med snötaxering (översta bilden).*

6.4 Diskussion

En värdefull egenskap hos HBV-modellen har varit dess enkla uppbyggnad, där användaren kunnat känna att hon/han förstår och kontrollerar modellens olika delar. Att föra in en automatisk viktningsmetod minskar denna känsla av kontroll, speciellt om metoden är så pass svår att direkt genomskåda som vad optimal interpolation är. Man bör alltså se klara fördelar i metoden för att införa den.

Försöken att verifiera metoden mot observerad nederbörd tyder på att den optimala interpolationen uppskattar nederbörden mer korrekt än ren avståndsinterpolation. Jämförelser med satellitdata för snö i Kultsjön tyder också på att nederbörden i större utsträckning faller på rätt plats. Vad gäller verifikation mot vattenföringen är det framför allt i Kultsjön man ser en stor skillnad mellan viktningsmetoderna. Studerar man resultaten närmare, finner man att skillnaden är störst från 1987/88 och framåt (simuleringar har gjorts också för 90-talet). Detta kan hänga samman med ett homogenitetsbrott vid nederbördsstationen Ransaren, som vid avståndsinterpolation har en stor vikt i området. Ransaren är den station som har vikten 0.673 i Figur 10. Plottningen av ackumulerad nederbörd vid Ransaren mot kringliggande stationer visar att relationen dem emellan ändras runt 1988 (Figur 21). Det innebär att den beräknade arealnederbörden för området ökar kraftigt vid avståndsinterpolation, men inte vid optimal interpolation där Ransaren har mindre vikt (Figur 11). Delvis är det alltså fel i stationsdata som gör att skillnaden mellan metoderna blir stor, och det kan hävdas att

detta inte är ett argument för eller emot den ena eller andra metoden. Å andra sidan är ett homogenitetsbrott svårt att upptäcka i samband med att det inträffar, och modellen kan gå fel i flera år innan det korrigeras.



Figur 21 *Homogenitetstest för Ransaren. Ackumulerad nederbörd för Ransaren 1969-1994 plottad mot ackumulerad medelnederbörd för omkringliggande stationer.*

I Suorva gjordes ingen jämförelse mellan viktningsmetoderna. Avståndsinterpolation ansågs omöjligt att använda eftersom stationerna på ena sidan vattendelaren inte alls är representativa för nederbörden på andra sidan. Vid optimal interpolation kan man delvis ta hänsyn till detta genom att låta kovariansen mellan två punkter inte enbart bero av avståndet utan också på läget i rummet. I Suorva där stationsnätet är glest är det dock svårt att göra en yttäckande beskrivning av kovarianssambanden. I stora delar av området blir det en ren gissning, och eftersom nederbördsgradienterna är mycket stora (medelårsnederbörden varierar med i storleksordningen 1000 mm) kan man, med olika rimliga gissningar, få den totala arealnederbörden att variera med uppemot 20 %. Det är därför troligt att en mer manuell insats är nödvändig vid viktningen, så att detaljerad hänsyn kan tas till variationer i topografin.

Sammanfattningsvis kan sägas att de hittills gjorda testerna indikerar att optimal interpolation beskriver de areella variationerna i nederbörd och temperatur bättre än avståndsinterpolation. Däremot är det sannolikt att i de flesta områden påverkar inte detta noggrannheten i den simulerade vattenföringen. Som nämnts ovan är optimal interpolation en metod som är svår att genomskåda för många, och den initiala arbetsinsatsen är större än vid avståndsviktning. I dagsläget rekommenderas därför i första hand att avståndsviktning används i de fall man vill utnyttja en automatiserad stationsviktning. Optimal interpolation rekommenderas främst i områden med stora nederbördsgradienter.

I framtiden däremot talar flera argument för optimal interpolation. Möjligheterna att utnyttja andra typer av areella data (t.ex. satellitdata) för uppdatering ökar troligen, och då är det också viktigt att nederbördsfördelningen är så korrekt som möjligt. Inom den meteorologiska prognostjänsten används optimal interpolation för den mesoskaliga analysen. Där utnyttjas olika typer av information för att i ett rutnät bestämma värden för meteorologiska variabler. För nederbörd gäller det data från SMHIs stationsnät,

Vägverkets stationer, radarbilder samt beräknad nederbörd från prognosmodellen HIRLAM. Hänsyn kan också tas till andra meteorologiska variabler som t.ex. vindriktning. I takt med att antalet meteorologiska stationer blir färre, blir det allt viktigare att kombinera information på detta sätt. Om optimal interpolation utnyttjats redan vid modellkalibreringen är sannolikheten för homogenitetsbrott i serierna mindre. Väderprognosens nederbörd blir också mer överensstämmande med den som används vid framkörning av HBV-modellen. Arbetet med att utveckla metoder för mesoskalig analys inom meteorologin pågår fortfarande, men när det är avslutat finns förhoppningsvis korrelations/kovarianssamband fastlagda för hela Sverige. Det förberedande arbetet för att kunna utnyttja optimal interpolation i ett godtyckligt område minskar därmed.

Hittills har vi enbart testat metoderna för områden med observerad vattenföring, där man vid kalibreringen kan kompensera en över- eller underskattning av nederbörden. I de fall HBV-modellen används för att simulera vattenföring för områden som saknar observationer är det givetvis ännu viktigare att nederbörden uppskattas så korrekt som möjligt.

Resultaten för Kultsjön tyder på att bestämningen av arealnederbörd är viktigare än uppdelningen i delområden för hur väl vattenföringen simuleras. Detta bekräftades av simuleringar där arealnederbörden, bestämd genom optimal interpolation för den delområdesindelade Kultsjömodellen, användes som indata till modellen med ett område. Jämfört med den högupplösta modellen skilde sig R^2-värdet då endast med 0.005-0.006 både under kalibrerings- och verifieringsperioder. Som tidigare nämnts är det primära syftet med att dela upp avrinningsområdet i mindre delar inte att direkt förbättra den modellberäknade vattenföringen vid en vanlig framkörning. Däremot ökar möjligheten att använda areella indata och att uppdatera modellen inför prognoser.

6.5 Slutsatser

Metoden med optimal interpolation av främst nederbörd gav stora förbättringar i flera fall. Den rekommenderas i första hand i områden med stora nederbördsgradienter. I de flesta områdena räcker det antagligen med en avståndsviktning, som även den fungerade bättre än den traditionella manuella viktningen. Den höga upplösningen i rummet gav i sig inte några stora förbättringar, men ger en möjlighet till utnyttjande av areella data.

7 SNÖRUTINEN

Prognosering av snösmältningen, och särskilt dess start, är en av de viktigaste tillämpningarna av hydrologiska modeller inom vattenkrafthydrologin. HBV-modellens snörutin är relativt enkel. Den bygger på en indelning av avrinningsområdet i höjdzoner, höjdgradienter i temperatur och nederbörd, en tröskeltemperatur som avgör om snön faller som regn eller snö, och en snösmältning vars hastighet bestäms av lufttemperaturen. Snösmältningen, *MELT*, beräknas med graddagsmetoden:

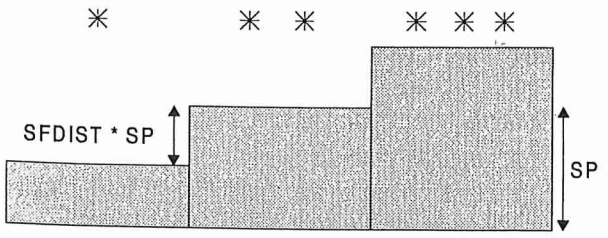
$$MELT = CFMAX \cdot (T - TT)$$

där *CFMAX* är graddagfaktorn, *TT* är en tröskeltemperatur, och *T* lufttemperaturen. Graddagfaktorn är vanligen mellan 2 och 4 mm per grad och dygn, och tröskeltemperatur oftast nära 0 grader.

7.1 Snöfördelning och ackumulation

I originalversionen av HBV-modellen varierar snötäcket med höjden på grund av höjdberoendet hos temperatur och nederbörd. Dessutom antas vanligen olikheter i snötäcket mellan skog och öppen mark. I verkligheten är dock spridningen i snötäcket ovanför trädgränsen avsevärd, även på en och samma höjd (se t.ex. Bergström och Brandt, 1984). Denna spridning, som framförallt beror på omfördelning på grund av vinden, har inte direkt beskrivits i modellen. I vissa tillämpningar har man dock utnyttjat vegetationsklasserna även ovanför trädgränsen för att skapa snöklasser med olika mäktigt snötäcke. Detta har normalt gjorts på ett subjektivt sätt och metoden har inte använts systematiskt.

I Norge har man sedan länge använt statistiska metoder för att beskriva snöfördelningen inom ett område (Killingtveit och Aam, 1978). Metoden är tämligen komplicerad. En nackdel med metoden är även svårigheter som uppstår då nysnö faller efter det att avsmältningen har påbörjats. För den nya versionen av HBV-modellen valdes därför en enklare metod med en indelning i snöklasser med linjärt ökande snöackumulation. En indelning i tre, lika stora, snöklasser befanns vara tillräcklig, eftersom beräkningstid och minnesutrymme ökar med antalet beräkningsytor (Figur 22). Parametern *SFDIST* som beskriver variationen i snöackumulation bestämdes, utifrån vegetation och geografiska förhållanden, genom jämförelse med de uppskattningar av variationskoefficienten i snötäcket (Tabell 5) som gjordes av Gottschalk och Jutman (1979). Resultaten som erhölls med denna enkla snöfördelningsrutin var bra (Lindström m.fl., 1994). I medeltal förbättrades R^2-värdena i 7 områden med nästan en procentenhet.



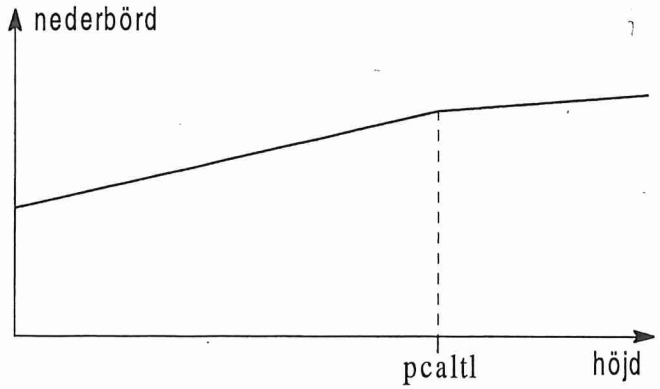
Figur 22 *Exempel på snöfördelningsrutinen med 3 snöklasser och SFDIST = 0.5.*

Tabell 5 *Variation i snötäcket (efter Gottschalk och Jutman, 1979), samt använda värden på parametern SFDIST.*

Typ av område	Variationskoefficient	SFDIST
Kalfjäll	0.30 - 0.70	0.50
Bergsområde med sparsamt med träd	0.25 - 0.80	0.50
Skogsland	0.12 - 0.22	0.20
Öppna ytor	0.09 - 0.19	0.20

Höjdberoendet i HBV-modellen hos temperatur och nederbörd leder till en systematisk ökning av snötillgång med höjden över trädgränsen. Detta stämmer inte riktigt med de observationer som gjordes av t.ex. Bergström och Brandt (1984). I själva verket ökade snötillgången upp till trädgränsen för att däröver efterföljas av en stor spridning utan direkt ökning av snömängden. Detta beror troligen på en omfördelning av snön, som blåser ner från höga till lägre höjder. Ett enkelt sätt att beskriva effekten av detta fenomen, är att låta nederbördens höjdberoende avta över trädgränsen. Detta påverkar ackumulationen av snö med höjden. Vid regntillfällen spelar denna brytpunkt i höjdberoende mindre roll. En brytpunkt i nederbördens höjdberoende infördes därför, med möjlighet till olika höjdberoende över och under brytpunkten (Figur 23).

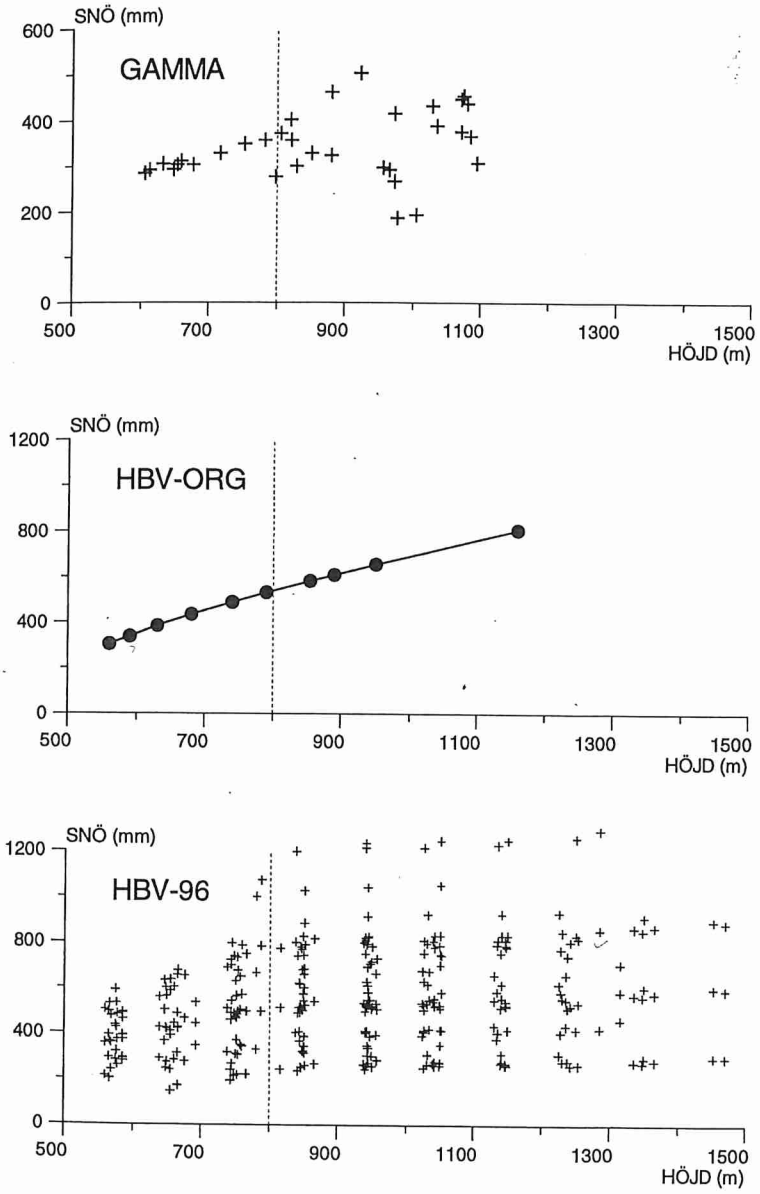
Höjdberoendet beräknas i förhållande till nederbörden på höjden för brytpunkten om en sådan används. I annat fall utgår man från medelhöjden för stationerna, på samma sätt som tidigare. Värdet på *PCALT* beror alltså på vilken referensnivå som har valts, eftersom nederbördens höjdberoende beräknas i förhållande till referenshöjden (jfr avsnitt 6.2). Vid tillämpningarna som gjordes inom detta projekt sattes nederbördens höjdberoende till noll över trädgränsen. Den nya metoden att beskriva nederbörden med höjden bör även komma till nytta vid tillämpningar av HBV-modellen i områden med extrema höjdskillnader, som exempelvis den som gjordes i Himalaya av Sanner m.fl. (1994).



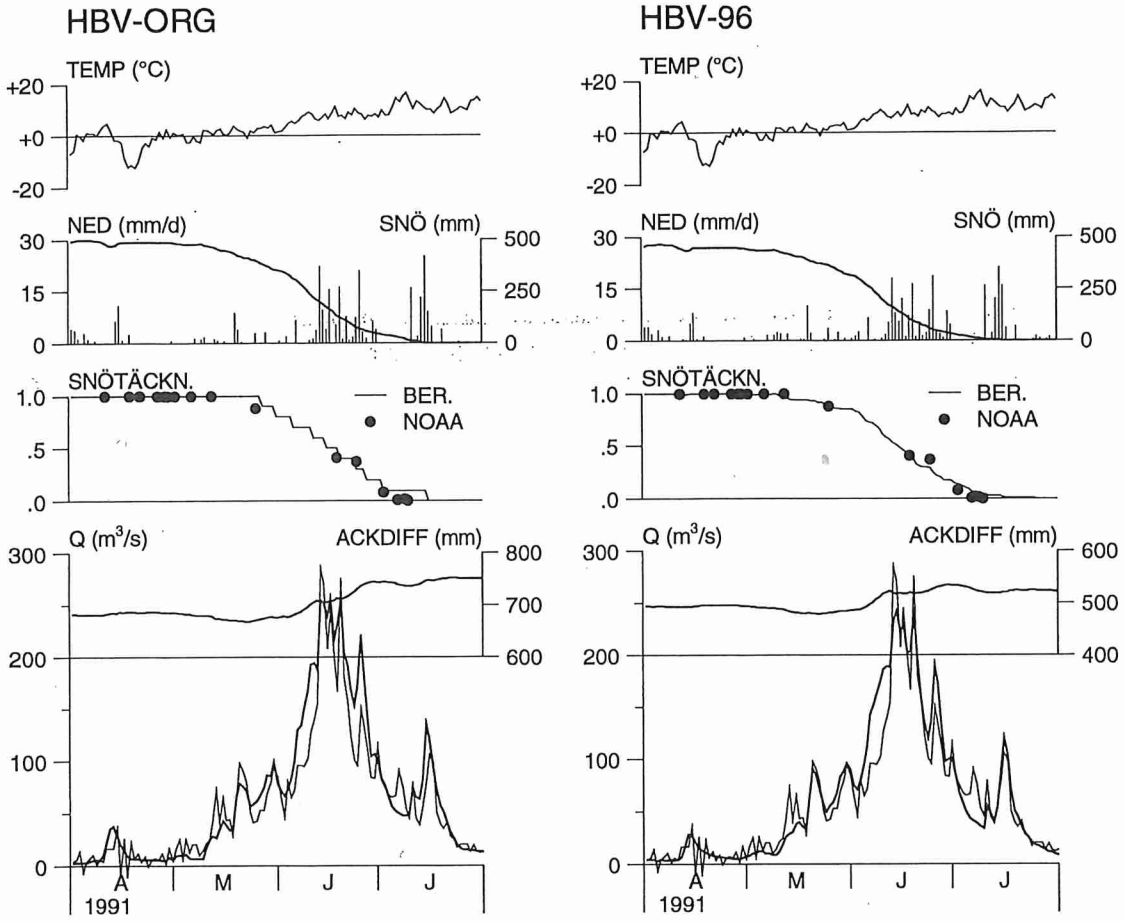
Figur 23 *Nederbördens höjdberoende med brytpunkten, PCALTL.*

Med de genomförda ändringarna i modellens snörutin erhölls en fördelning av snön med höjden som var mer realistisk än den ursprungliga (Figur 24). I figuren visas snöns uppmätta vattenvärde utmed en flyglinje, jämfört med den beräknade motsvarigheten i hela området. Den sistnämnda bör uppvisa en större spridning än den som råder utmed en enstaka linje, vilket förklarar skillnaden mellan de övre och undre figurerna. I den nya modellen har också lagts in en möjlighet att direkt ta ut snötäckningsgraden över avrinningsområdet, för jämförelse och eventuell uppdatering mot fjärranalysdata. Den nya modellen har en jämnare minskning (Figur 25) av den snötäckta arealen under snösmältningen än originalmodellen, tack vare den finare delområdesindelningen och

snöklasserna. Figuren illustrerar det stora antalet beräkningsytor som erhålls med den nya modellen. Genom införandet av snöklasser och indelning i fler delområden kan upplösningen i höjdled minskas. T.ex. erhölls praktiskt taget samma R^2-värde då upplösningen i höjdled minskades från 100 m till 300 m i Kultsjön.



Figur 24 *Snöns vattenvärde i mm för Kultsjöns tillrinningsområde 7 maj 1981 mot områdenas medelhöjd. Överst: linje 12 baserad på gammaflygningar (efter Bergström och Brandt, 1984). Mitten: Hela området enligt originalmodellen med 1 delområde och 10 höjdzoner. Nederst: Hela området enligt den nya modellen med hög arealupplösning och snöklasser. Streckade linje = trädgränsen.*



Figur 25 *Snötäckningsgrad jämfört med uppskattningar m.h.a. NOAA-scener (Häggström, 1994) enligt originalmodellen (till vänster) och den nya modellen (till höger).*

Nederbördskorrektionerna *PCORR* och framförallt *SFCF* borde egentligen bero av hur exponerad nederbördsmätaren är (jämför avsnitt 8.3). Om mätaren står ogynnsamt till, blåser en betydande del av framförallt snön vid sidan av mätaren. Likaså borde olika värden på *SFCF* kunna användas för olika vintrar, beroende på vindförhållandena. I den norska versionen av HBV-modellen (NHL, 1990) finns en möjlighet att korrigera nederbörden för vindförluster utifrån vindstyrkan den aktuella dagen. Detta testades även här i fyra områden. Snöfallskorrektionen påverkades av vindhastigheten enligt:

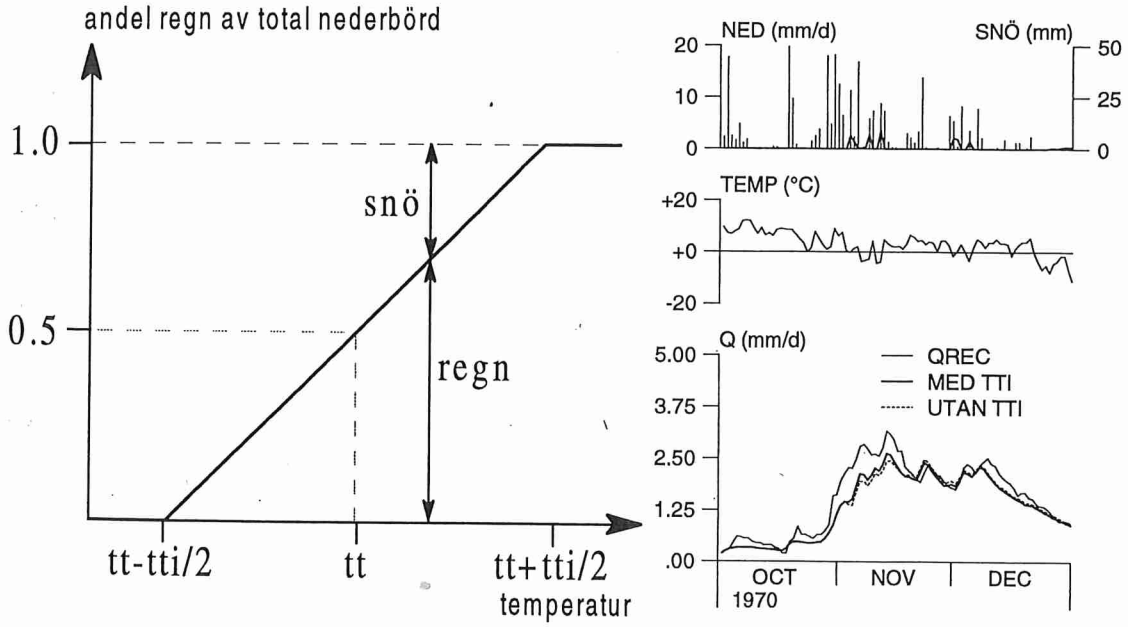
$$SFCF(v) = 1 + 0.08 \cdot v$$

där $SFCF(v)$ är den vindkorrigerade snöfallsfaktorn och v är vindhastigheten. Faktorn 0.08 gav en genomsnittlig snöfallskorrektion på cirka 1.2 eftersom vindhastigheterna i medeltal låg runt 2.5 m/s i de undersökta områdena. Denna snöfallskorrektion ligger i nivå med den som uppskattades av Carlsson (1985). Den stämmer också med de förenklade rekommendationerna som den nordiska arbetsgruppen om nederbörd (Nordic Working Group on precipitation) har arbetat med. Resultatet från testerna visade dock inte på någon förbättring då vindhastigheten togs med (Tabell 6).

Tabell 6 *Resultat utan (org) och med vindberoende snöfallskorrektion.*

Område	R^2 Org	R^2 Vind
Suorva kal	0.906	0.905
Torpshammar kal	0.909	0.908
Blankaström kal	0.874	0.872
Torsebro kal	0.928	0.927
Suorva ver	0.797	0.796
Torpshammar ver	0.885	0.881
Blankaström ver	0.907	0.907
Torsebro ver	0.877	0.874
Medel	0.885	0.884

I framförallt områden med små höjdskillnader blir modellen känslig för osäkerheter i temperaturen då denna är nära noll i samband med nederbörd. I modellen existerar inte det som i dagligt tal kallas snöblandat regn. Detta leder bland annat till att den automatiska kalibreringen av tröskeltemperaturen *TT* försvåras. Därför infördes en fördelning av nederbörden mellan regn och snöfall inom ett intervall, *TTI*, runt *TT* (Figur 26). Tester visade att 2 °C var ett lämpligt värde på *TTI*. Denna rutin kan ge förbättringar, om än små, då temperaturen är nära noll grader (Figur 26).



Figur 26 *Fördelning mellan regn och snöfall vid temperaturer runt tröskeltemperaturen TT (till vänster), samt exempel på effekten av parametern TTI, från Torsebro, kalibreringsperioden (till höger).*

I HBV-modellen finns en möjlighet att använda olika tröskeltemperaturer för snöfall och snösmältning. I allmänhet anses det rimligt att lägga tröskeltemperaturen för snöfall någon grad högre än tröskeltemperaturen för smältning. Tester i sju områden gjordes med en konstant skillnad mellan tröskeltemperaturerna, kallad *DTTM* i modellen, utan förbättring. Däremot förbättrades resultatet en aning då *DTTM* kalibrerades fritt, även under den oberoende perioden.

7.2 Snösmältning

Snösmältningen beror av ett stort antal faktorer, och bestäms i princip bäst av en fullständig beräkning av den totala energibalansen. Åtskilliga försök har gjorts att förbättra HBV-modellens snörutin med hjälp av energibalansmetoden, t.ex. Häggström och Sahlberg (1993) och Vehviläinen (1992). Oftast blir resultatet dock inte bättre än då den vanliga graddagmetoden används. Temperaturen används då som ett index för den energi som finns tillgänglig för snösmältning. Andra faktorer som förutom temperaturen påverkar snösmältningens hastighet är t.ex. vind, regn och luftfuktighet. Graddagfaktorn anses även av vissa bero av tid på året, se t.ex. Rango och Martinec (1995). Tester av att låta dessa faktorer påverka graddagfaktorn gjordes därför för ett antal områden. Att låta graddagfaktorn bero av enkla saker som t.ex. regn eller tid på året är tilltalande eftersom inga nya indata krävs till modellen. Vind och luftfuktighet, däremot, används normalt inte i HBV-modellen och komplicerar tillämpningen avsevärt.

7.2.1 Vindberoende snösmältning

Det allra enklaste sättet att ta hänsyn till vindens inverkan på snösmältningen torde vara att låta snön smälta snabbare om det blåser enligt:

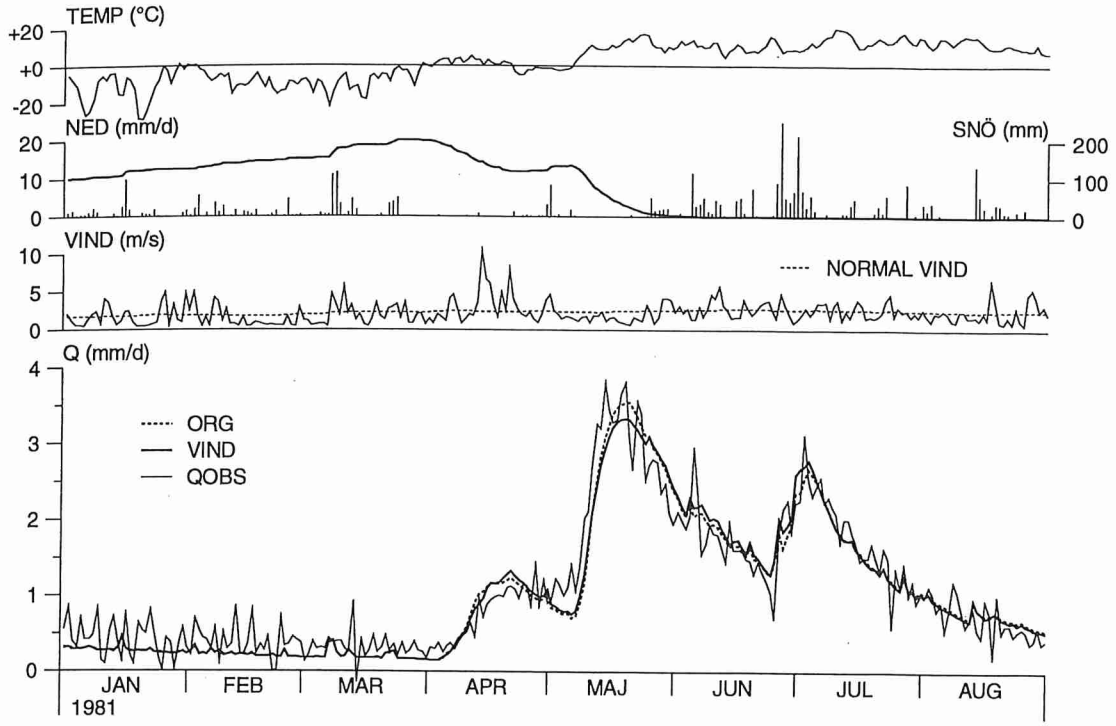
$$CFMAX = CFMAX_1 + CFMAX_2 \cdot v$$

där *CFMAX* är graddagfaktorn och v är vindstyrkan. Denna ekvation testades redan av Bergström (1976) men dock bara i ett område. Här testades metoden i 4 områden: Suorva, Torpshammar, Blankaström och Torsebro. Vindstyrkan hämtades från ett antal närbelägna synoptiska stationer. Den uppskattade vindhastigheten är relativt osäker och skiljer avsevärt mellan stationer inom samma avrinningsområde. Till exempel ligger i Blankaströms område mätningarna från Ljungby ungefär dubbelt så högt som mätningarna från Osby.

Införandet av vindberoende snösmältning gav inga systematiska förbättringar (Tabell 7). Ett exempel på effekten av att vinden införs i simuleringen visas i Figur 27. Figuren visar ett ovanligt blåsigt tillfälle under vårfloden i Torpshammar 1981, som inte förbättrades märkbart genom att hänsyn togs till vindstyrkan. Det tycks snarare som om införandet av uppmätt vindstyrka i modellen mest tillför nya osäkerheter.

Tabell 7 Resultat utan (Org) och med vindberoende snösmältning (Vind).

Område	R^2 Org	R^2 Vind
Suorva kal	0.906	0.904
Torpshammar kal	0.910	0.909
Blankaström kal	0.879	0.875
Torsebro kal	0.928	0.927
Suorva ver	0.797	0.777
Torpshammar ver	0.885	0.885
Blankaström ver	0.911	0.902
Torsebro ver	0.878	0.876
Medel	0.887	0.882



Figur 27 *Exempel från kalibreringsperioden för Torpshammar på effekten av vindberoende snösmältning.*

7.2.2 Varierande graddagfaktor

Det är en vanlig åsikt att snön skulle smälta snabbare när det regnar. Denna fråga aktualiserades bland annat vid utvärderingen av prognoserna under vårfloden 1995, då HBV-modellen underskattade flödestoppen i flertalet områden. Regnets inverkan undersöktes genom införandet av två graddagfaktorer, en för dygn utan nederbörd och en för dygn med nederbörd. De två parametrarna kalibrerades oberoende av varandra. Dessutom testades en ökning av graddagfaktorn med tid på året, enligt rekommendationer av bl.a. Rango och Martinec (1995). Flera olika uppsättningar av månadsfaktorer för *CFMAX* testades. Resultaten redovisas endast för den uppsättning månadsfaktorer som gav bäst resultat. I denna modell ökades månadsfaktorn linjärt från 0.6 i januari till 1.1 i juni, med samma nedgång från 1.1 i juli till 0.6 i december. Resultaten från dessa tester tyder inte på att några stora förbättringar erhålls med en varierande graddagfaktor (Tabell 8). Det blev inte heller någon systematisk skillnad mellan graddagfaktorn för dagar med nederbörd, medelvärdena för de två parametrarna skilde mindre än 2 procent.

Tabell 8 *R^2-värden för olika snösmältningsmodeller.*

Område	Org	Annan CFMAX vid regn	Säsongs-variation i CFMAX
Suorva kal.	0.909	0.910	0.908
Kultsjön kal.	0.883	0.890	0.883
Ströms Vattudal kal.	0.882	0.884	0.879
Torpshammar kal.	0.916	0.916	0.918
Höljes kal.	0.936	0.937	0.937
Blankaström kal.	0.901	0.901	0.901
Torsebro kal.	0.943	0.943	0.944
Suorva ver.	0.802	0.802	0.808
Kultsjön ver.	0.828	0.825	0.832
Ströms Vattudal ver.	0.831	0.830	0.828
Torpshammar ver.	0.885	0.885	0.888
Höljes ver.	0.914	0.913	0.919
Blankaström ver.	0.917	0.916	0.916
Torsebro ver.	0.899	0.897	0.887
Medel	0.889	0.889	0.889

7.3 Våta temperaturen i snösmältningsrutinen

Det normala sättet att beräkna snösmältning i HBV-modellen tar ej hänsyn till luftfuktighetens inverkan. Om luften är torr kan man vänta sig större avdunstning från snötäcket än vid hög fuktighet. För snösmältningen gäller det omvända (vid hög avdunstning går tillgänglig energi åt till avdunstning) och det är känt att snön vid låg luftfuktighet kan vara torr även om lufttemperaturen är något över noll grader.

Om man i stället för den verkliga lufttemperaturen använder den våta temperaturen som erhålls vid mätning med en ventilerad psykrometer (eller som kan beräknas om mätningen av luftfuktigheten skett på annat sätt) borde man få ett mått som bättre återspeglar förhållandena vid snöytan (och därmed smältningen). Vid låg luftfuktighet blir ju våta temperaturen låg samtidigt som snösmältningen är liten under dessa förhållanden.

För att på ett enkelt sätt undersöka om detta kan ge någon förbättring av HBV-modellen gjordes några beräkningar där den uppmätta (torra) temperaturen byttes ut mot våta temperaturen vid beräkning av snösmältningen.

Det dygnsmedelvärde av temperaturen som normalt användes vid beräkningar med HBV-modellen i Sverige är beräknat ur avläsningar kl. 07,13 och 19 samt max- och minvärden. För beräkning av ett dygnsmedelvärde på våta temperaturen användes uppgifter om torra temperaturen samt daggpunktstemperaturen som finns lagrade för varje observationstermin (kl. 01, 04, 07, 10, 13, 16, 19 och 22). Våta temperaturen beräknades för varje mättillfälle varefter ett medelvärde beräknades för dygnet. Eftersom det ofta saknas värden från en eller flera observationsterminer kan det bli systematiska fel i de på detta sätt framräknade värdena (eftersom det oftast är nattvärden som saknas blir dagvärdena överrepresenterade). För att i någon mån eliminera denna felkälla gjordes beräkningarna på tre sätt (motsvarande kolumn 1-3 i Tabell 9):

1. Beräkning med torra temperaturen på konventionellt sätt dvs. med det vanliga dygnsvärdet.
2. Temperaturen beräknad som medelvärdet av torra temperaturen vid alla tillgängliga observationsterminer.
3. Temperaturen vid snösmältningsberäkningen är medelvärdet av de våta temperaturerna vid tillgängliga observationsterminer.

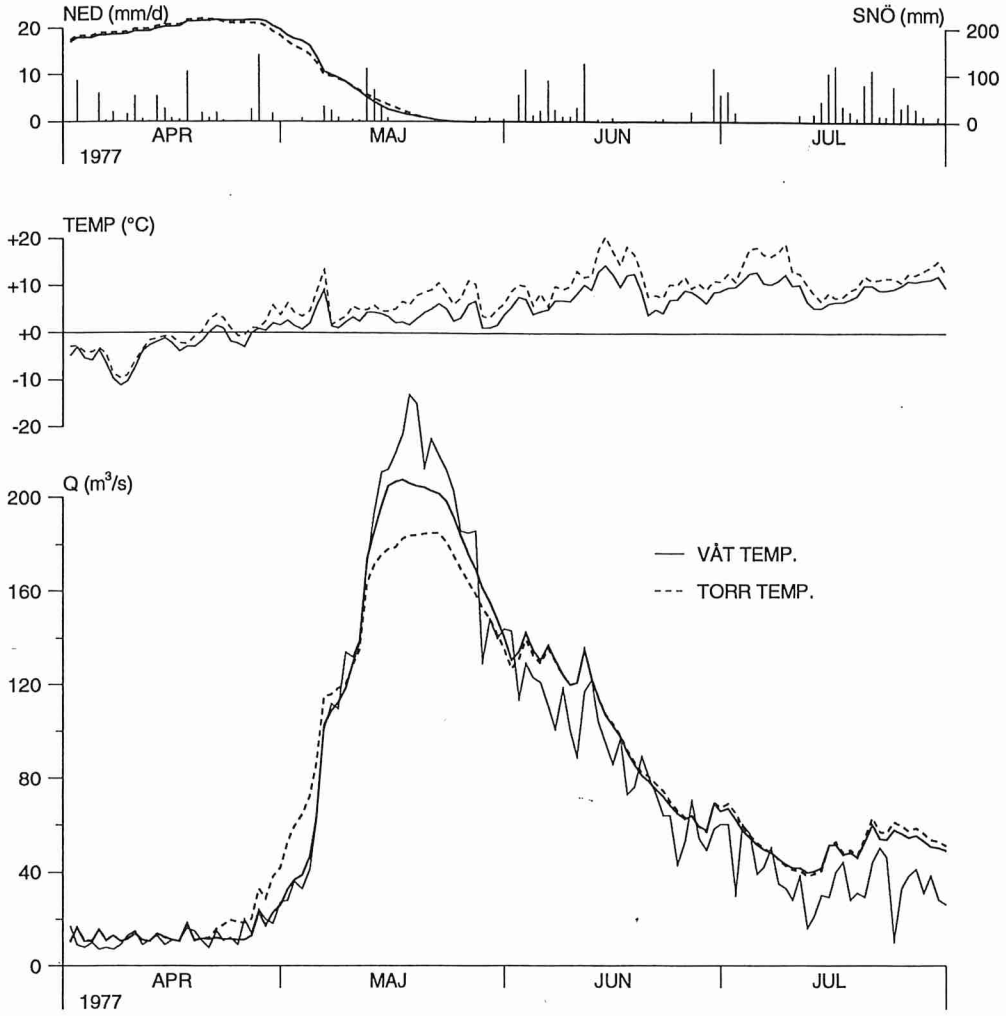
Beräkningar utfördes för fem svenska områden (Kultsjön, Torpshammar, Torsebro, Torrön och Ljusnedal). I Tabell 9 redovisas de R^2-värden som erhölls vid de olika beräkningarna. Om man jämför kolumn 2 och 3 för beräkningar med oberoende period finner man något bättre R^2-värden i kolumn 3 (våta temperaturen). Det är dock bara för Torpshammar som skillnaden är påtaglig. Om man jämför kolumn 1 och 3 kan man dock knappast hitta någon förbättring.

Tabell 9 *R^2-värden:*

Område/period	Torr temperatur Dygnsvärden	Torr temperatur m.v. av 8 obs.	Våt temperatur m.v. av 8 obs.
Kultsjön, kal 720901-790831	0.876	0.862	0.874
Kultsjön, ober 790901-890831	0.799	0.781	0.795
Torpshammar, kal 790901-890831	0.906	0.899	0.901
Torpshammar, ober 690901-790831	0.866	0.832	0.868
Torsebro, kal 690901-790831	0.933	0.930	0.916
Torsebro, ober 790901-890831	0.870	0.859	0.863
Torrön, kal 690901-790831	0.842	0.843	0.846
Torrön, ober 790901-890831	0.857	0.855	0.870
Ljusnedal, kal 750901-850831	0.855	0.900	0.893
Ljusnedal, ober 850901-930131	0.877	0.879	0.880

Modellens prestanda under vårfloden är av särskilt intresse. I Figur 28 visas resultatet för Torpshammar våren 1977. Resultatet med våt temperatur blir här påtagligt bättre än med torr temperatur. I Figur 29 finns även en jämförelse med den ursprungliga modellen med dygnstemperaturen beräknad på traditionellt sätt (ref temp). Jämfört med denna beräkning är förbättringen liten.

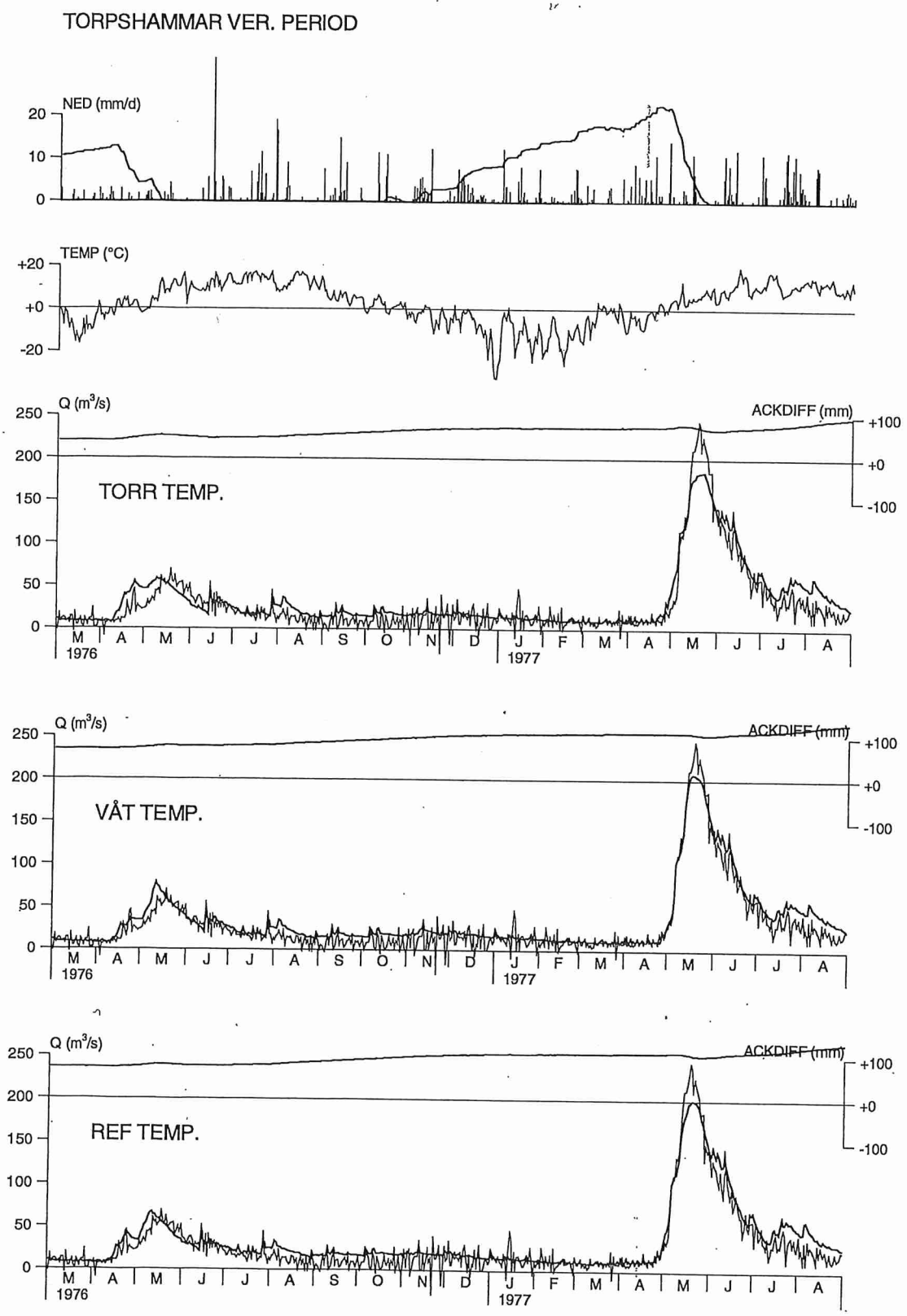
En sammanställning av vårflodsberäkningarna för de olika områdena ges i Tabell 10. Varje vårflod beräknad med torra temperaturen (fall 2) jämfördes med motsvarande beräkning med våta temperaturen (fall 3). En subjektiv bedömning gjordes om modellens prestanda förbättrats eller försämrats. Resultaten stämmer överens med dem från analysen av R^2-värdena. Även här är det endast för Torpshammar som en påtaglig förbättring kan noteras. Att byta torr temperatur mot våt i HBV-modellens snösmältningsberäkning skulle alltså kunna ge en liten förbättring av modellen. Detta förutsätter dock att data är av samma kvalitet i båda fallen. Att endast byta på det sätt som skett i detta försök ger i allmänhet ingen påtaglig förbättring utan dygnsvärdet på våta temperaturen måste beräknas på något sätt som bättre korrigerar värdet vid databortfall.



Figur 28 *Vårfloden 1977 i Torpshammar beräknad med våt och torr temperatur (i båda fallen är dygnsmedeltemperaturen beräknad som medelvärdet av alla tillgängliga mätvärden) jämförd med uppmätt flöde.*

Tabell 10 *Förändring av modellens förmåga att simulera vårfloden vid övergång från torr till våt temperatur (i båda fallen medelvärde av alla tillgängliga observationer) Fem klasser används: - klar försämring (-), någon försämring, 0 obetydlig ändring, (+) någon förbättring, + klar förbättring.*

Område/period	Antal vårflöden i olika klasser				
	-	(-)	0	(+)	+
Kultsjön, kal 720901-790831	2	1	1	1	2
Kultsjön, ober 790901-890831	2	2	1	3	2
Torpshammar, kal 790901-890831	2	0	3	2	3
Torpshammar, ober 690901-790831	0	0	1	2	7
Torsebro, kal 690901-790831	2	0	8	0	0
Torsebro, ober 790901-890831	0	0	8	2	0
Torrön, kal 690901-790831	1	0	4	1	4
Torrön, ober 790901-890831	1	1	5	1	2
Ljusnedal, kal 750901-850831	4	1	5	0	0
Ljusnedal, ober 850901-930131	1	2	3	0	1



Figur 29 *Modellberäknat flöde för Torpshammar beräknat med torr och våt temperatur (i båda fallen har temperaturvärden för alla observationsterminer använts) samt med den vanliga dygnsmedeltemperaturen (ref temp).*

Ytterligare en jämförelse gjordes för Torpshammar. I detta fall utnyttjades 12-timmars medelvärden på luftfuktigheten som fanns tillgängliga för perioden 1979-1993. Samma databas som i kapitel 4 utnyttjades därvid. Som framgår av kapitel 5 har försök med 12-timmarssteg i modellen i sig inte givit någon större förbättring vid tillrinningsberäkningar. Om man utgår från medelvärden på luftfuktigheten och lufttemperaturen för tidssteget och härur beräknar ett värde på våta temperaturen bör man få bättre värden på våta temperaturen, om man använder 12-timmarssteg, än om man använder 24-timmarssteg. Den på så sätt beräknade våta temperaturen användes för snösmältningsberäkning på samma sätt som tidigare. Kalibrering gjordes för perioden 790801-860731 och oberoende period blev 860801-930731. R^2-värdena visas i Tabell 11. Även i detta fall gjordes en subjektiv bedömning av de olika vårflöden varvid speciellt början av flödet beaktades (Tabell 12).

Som framgår av Tabell 11 och Tabell 12 blir resultaten i genomsnitt bättre i det fall luftfuktigheten används. Några säkra slutsatser kan givetvis inte dras från bara ett område men resultaten tyder på att beräkningar som inkluderar luftfuktigheten åtminstone i vissa fall kan ge förbättringar.

Tabell 11 *R^2-värden vid beräkning med 12-timmarssteg för Torpshammar.*

	Utan luftfuktighet	Med luftfuktighet
Kalibrering 790801-860731	0.905	0.913
Oberoende per. 860801-930731	0.812	0.857

Tabell 12 *Förändring av modellens förmåga att simulera vårfloden då beräkning med luftfuktighet användes för Torpshammar. Fem klasser används: - klar försämring, (-) någon försämring, 0 obetydlig ändring, (+) någon förbättring, + klar förbättring.*

Period	Antal vårflöden i olika klasser				
	-	(-)	0	(+)	+
Kalibrering 790801-860731	2	0	1	2	1
Oberoende per. 860801-930731	0	0	3	0	4

7.4 Glaciärer

Om glaciärer av nämnvärd omfattning förekommer i ett område kan man ta hänsyn till detta i modellen genom att vid indelning av området i zoner för olika höjd och/eller olika vegetationstyp skapa särskilda glaciärzoner. I dessa zoner räknas snöackumulation och snösmältning på samma sätt som i andra zoner men om snön smälter bort under sommaren startar en smältning av glaciären. Denna beräknas liksom för snön med hjälp av en graddagfaktor. Värdet på denna faktor kan ha ett annat värde än för snön, vanligen högre. I högt belägna zoner hinner snön ej smälta bort under sommaren och dessa zoner kan sägas motsvara glaciärens närområde. Lägre zoner där snön försvinner under sommaren och smältning av isen kan sätta igång motsvarar glaciärens täområde. Ingen markvattenberäkning görs i glaciärzoner.

För att modellen skall kunna simulera glaciären måste kalibreringen göras så att snön hinner smälta bort i de lägsta glaciärzonerna men ej i de högsta . Om glaciärens totala vatteninnehåll ej ändras bör ju snöackumulationen i genomsnitt motsvara smältning av

is och snö i glaciärzonen. Någon kontroll av detta har hittills ej funnits i modellen vilket är otillfredsställande. För att möjliggöra en sådan kontroll har en kontinuerlig beräkning av glaciärens totala vatteninnehåll lagts in liksom en kontinuerlig beräkning av snötäckningsgraden på glaciären.

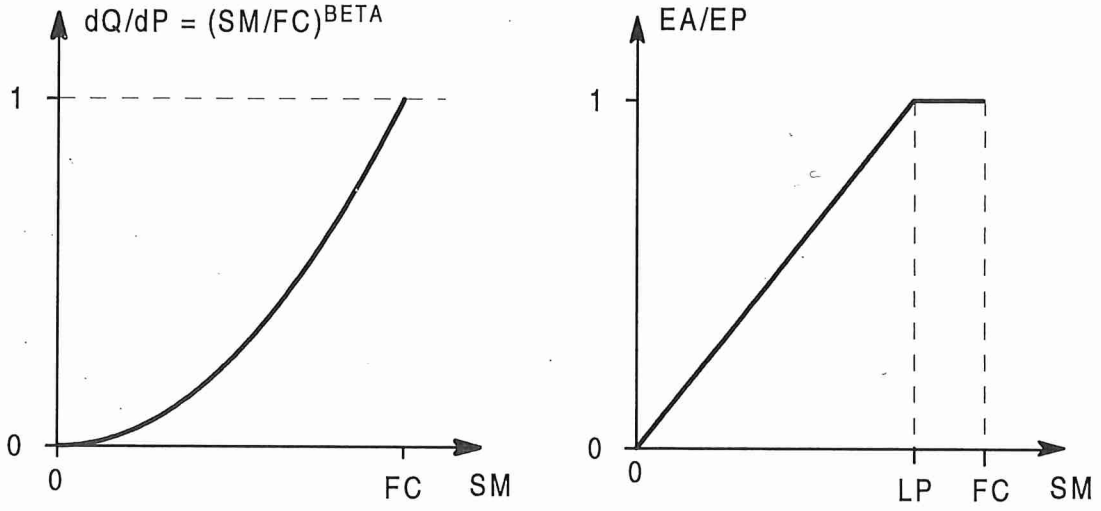
Om snön hinner smälta bort under sommaren i en glaciärzon beror, förutom av temperaturen under sommaren, även på hur mycket snö som ackumulerats under vintern. Eftersom glaciärzonerna ligger högt blir nederbörden där mycket beroende på nederbördens höjdberoende i modellen (parametern *PCALT*). I den nya modellen har införts en möjlighet att ha olika höjdberoende i de lägre och högre delarna av området (se avsnitt 7.1). Det är därför möjligt att justera nederbörden i de högre zonerna (och därmed för glaciären) utan att de lägre delarna av området berörs. Om man gjort zonindelningen så att det finns zoner som ej är glaciärer men som ligger på samma höjd som glaciärens närområde kommer även dessa zoner att bli snötäckta hela året, vilket ju betyder att det skulle bildas en glaciär även där. I verkligheten sker ju detta ej, eftersom snöackumulationen här är mindre än på glaciären, beroende antingen på mindre nederbörd (zonen kanske motsvarar läsidorna på en bergskedja) eller på grund av att snön blåser från denna zon till glaciärzonen. I modellen har införts möjligheten att ha ett annat höjdberoende för glaciären än för andra zoner. Genom att välja ett lägre värde för zoner utan glaciär kan man undvika att få för mycket snö i dessa zoner.

7.5 Slutsatser

Den viktigaste förändringen i den nya modellens snörutin är införandet av snöklasser för beskrivandet av snöns ojämna fördelning inom en höjdnivå. Vidare kan en brytpunkt i nederbördens höjdberoende användas för att undvika att man lägger upp för mycket snö på hög höjd. Snöblandat regn införs genom att ett intervall för tröskeltemperaturen kan anges. Nya typer av indata som kan komma i fråga i snörutinen är i första hand luftfuktighet som ingående i beräkningen av snösmältning. För glaciärer tillkommer en enkel budgetkontroll.

8 MARK OCH AVDUNSTNING

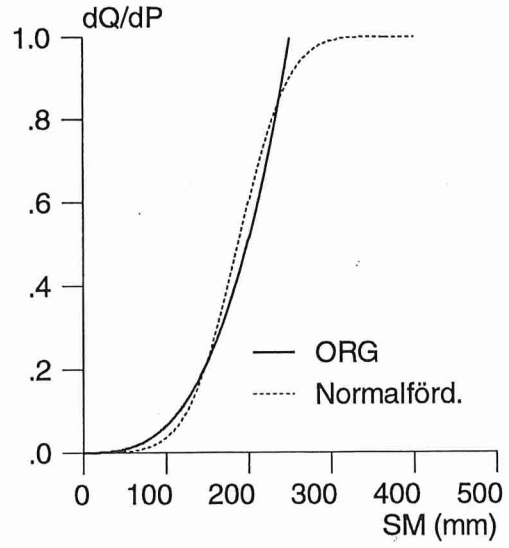
Markrutinen är en av de viktigaste delarna i HBV-modellen, även om den är av något mindre betydelse i fjälltrakterna. Markrutinen har inte förändrats nämnvärt sedan den utvecklades i början av 1970-talet. Den styrs av två enkla samband (Figur 30). Då markfuktigheten är låg kvarhålls det mesta av nederbörden i den omättade zonen. Andelen av ett regn som bidrar till avrinning ökar succesivt allt eftersom markfuktigheten ökar, och större andel av området når upp till fältkapacitet. Två parametrar, *BETA* och *FC* styr detta förlopp. Indata till originalmodellens avdunstningsberäkning är månadsvärden för potentiell evapotranspiration. Vanligtvis används långtidsmedelvärden beräknade med Penmans formel (Penman, 1948) t.ex. av Eriksson (1981) eller Wallén (1966). Verklig avdunstning i modellen bestäms av modellens beräknade markfuktighet enligt sambandet i Figur 30. Den verkliga avdunstningen avtar linjärt från det potentiella värdet när markfuktigheten underskrider gränsvärdet *LP*.



Figur 30 *Sambandet mellan bidraget till avrinning (dQ) från regn och snösmältning (dP) vid olika markfuktighet (SM), till vänster, och sambandet mellan verklig (EA) och potentiell avdunstning (EP), till höger.*

8.1 Markrutinen

Kurvan som beskriver bidraget till avrinning som funktion av markfuktigheten har tagits fram utifrån ett resonemang om en fördelning av marktäcken med olika fältkapacitet (se Bergström, 1976). Man kan även tänka sig andra fördelningskurvor. Här testades en normalfördelningskurva (se Figur 31), med samma medelvärde och standardavvikelse, i stället för den vanliga funktionen. Den alternativa kurvan har ingen övre gräns för markfuktigheten, och skulle därför kunna beskriva situationer med exceptionellt hög markfuktighet bättre. Resultaten i form av R^2-värden blev dock nästan identiska med originalmodellens, även då modellen kalibrerades om.



Figur 31 *Testad normalfördelningskurva som alternativ till den vanliga markrutinen, exempel med FC = 250 mm, BETA = 3.*

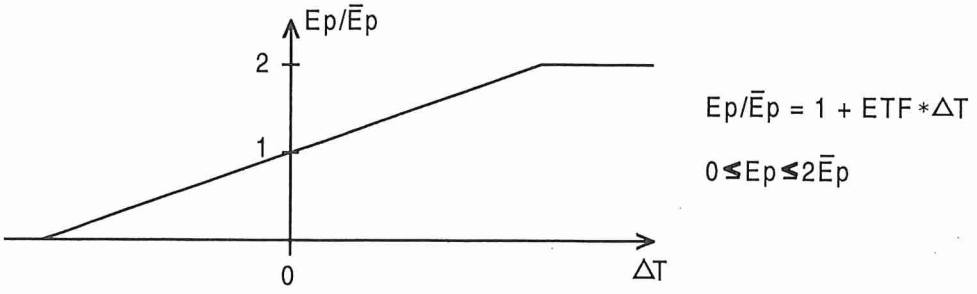
Eftersom markrutinens respons till avrinning varierar under ett regntillfälle, måste processen lösas upp dynamiskt. Detta har traditionellt gjorts genom att regnet har lagts till markrutinen mm för mm. Denna metod är relativt ineffektiv, och i samband med att modellen anpassades till dammdimensionering snabbades markrutinen upp genom att en analytisk lösning användes vid små markfuktighetsunderskott. Denna lösning passar väl för situationen vid en dimensioneringsberäkning, men gör begränsad nytta i normalfallet. Markrutinen är en av de mest tidskrävande delarna i HBV-modellen. Därför gjordes en enkel förändring i stegmetoden. I stället att för som tidigare använda steg om 1 mm kunde steglängden ökas med praktiskt taget identiska resultat. Detta möjliggjordes genom att halva steget togs innan beräkningen av avrinningskoefficienten $(SM/FC)^{BETA}$. Denna avrinningskoefficient antogs sedan gälla under hela steget. Därmed görs den tidskrävande beräkningen av exponentialfunktionen i markrutinen mycket färre gånger än tidigare.

De långa beräkningstider som erhölls då modellen användes med hög arealupplösning och indelning i snöklasser var besvärande. I normalfallet har modellen en markrutin för varje snöklass, inom i sin tur varje vegetationszon, inom i sin tur varje höjdzon. På så sätt får t.ex. Suorva-modellen ungefär 750 markrutiner. Därför lades en möjlighet till gemensam markrutin för varje delområde in i HBV-96. När denna möjlighet används fås samma upplösning i rummet i beskrivningen av markvattnet som av grundvattnet, eftersom det ändå bara finns en responsfunktion per delområde. Indelningen i höjdzoner, vegetationszoner och snöklasser är viktigast för beskrivning av snöfördelningen. Resultaten blev likvärdiga med den gemensamma markrutinen, som med en markrutin per delområde.

8.2 Temperatur och nederbördsberoende

Det har i HBV-modellen normalt antagits att avdunstningen från snötäckt mark kan försummas. Detta antagande styrks av studier av t.ex. Bengtsson (1980), Lemmelä och Kuusisto (1974) och Vehviläinen (1992). Någon snöavdunstning lades därför inte in i HBV-96.

Avdunstningsberäkningen i modellen har tidigare vidareutvecklats genom att en enkel metod (ETF) införts för korrigering av den potentiella avdunstningen när väderförhållandena avviker från de normala (Lindström och Bergström, 1992). Långtidsmedelvärdena för den potentiella avdunstningen reduceras därigenom när aktuell temperatur underskrider temperaturens långtidsmedelvärde och ökas på motsvarande sätt när aktuell temperatur överskrider den normala (se Figur 32). Genom införandet av denna rutin förbättrades modellens avrinningssimulering speciellt under kalla somrar då avdunstningen annars överskattades i originalmodellen. En jämförelse mellan de olika avdunstningsrutinerna i sju försöksområden (Lindström m.fl., 1994) visade att användningen av korrektionen allmänt förbättrade R^2-värdet något.



Figur 32 *Modellsamband för korrigering av potentiell avdunstning. $\bar{E}p$ = långtidsmedelvärde för potentiell avdunstning, Ep = korrigerad potentiell avdunstning, ETF = en modellparameter och ΔT = den aktuella temperaturens avvikelse från långtidsmedelvärdet.*

Olika försök att förbättra avdunstningsberäkningen i HBV-modellen gjordes av Andersson (1992). Bl.a. beräknades månadsvärden för potentiell avdunstning med Penmans formel för aktuell månad. Modellsimuleringar med dessa individuella månadsvärden jämfördes med simuleringar med originalmodellens standardmedelvärden. Användningen av individuella månadsvärden försämrade dock R^2-värdet för avrinningssimuleringen i två av tre försöksområden.

Beräkning av den potentiella avdunstningen enligt en temperaturindexmetod, liknande den som föreslagits av Thornthwaite (1948), har tidigare använts i HBV-modellen. Denna metod användes i en studie av effekterna på avrinningen av en klimatförändring (Lindström m.fl., 1994). Metoden gav nästan lika höga R^2-värden för avrinningssimuleringen som originalmodellen, där standardmånadsvärden beräknade med Penmans formel användes. En förenklad form av Thornthwaites ekvation användes, i vilken avdunstningen beräknades enligt:

$$E_p = K_T \cdot STF(t) \cdot T$$

T = temperatur
$STF(t)$ = månadskoefficient
K_T = modellparameter

De använda månadsvärdena för *STF* redovisas i Tabell 13. Den övre raden användes ursprungligen av Saelthun m.fl. (1990), och senare även av Lindström m.fl. (1994). Dessa månadsvärden leder till en icke obetydlig avdunstning under senhösten i södra Sverige, till skillnad från de strålningsbaserade beräkningarna som gjordes av t.ex. Wallén (1966) och Eriksson (1981) och i denna rapport m.h.a. Priestley-Taylors metod. Det visade sig att denna höga avdunstning under senhösten och vintern, ledde till systematiska underskattningar under dessa perioder i främst Blankaström och Torsebro.

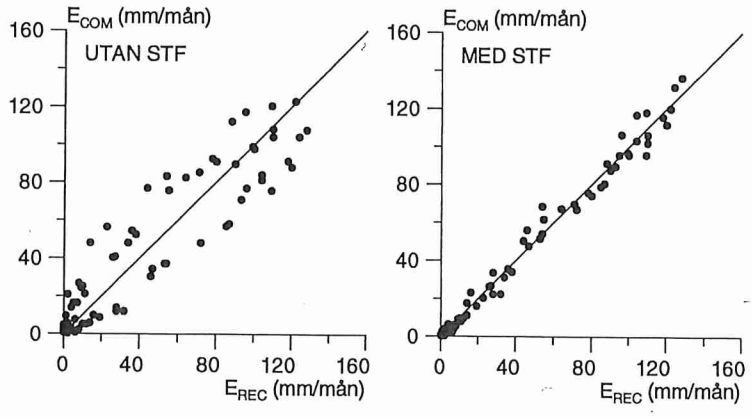
Dessa systematiska fel kunde ej kalibreras bort genom t.ex. en sänkning av *FC*. Mot bakgrund av detta togs en kompletterande uppsättning månadsvärden fram, baserade på uppmätta temperaturdata och den uppskattade Penman-avdunstningen från Eriksson (1981). En gemensam faktor för varje månad bestämdes för 7 områden, så att samma fördelning över året erhölls med både Penman-värden och Thornthwaite-metoden. Medelvärdena för varje månad redovisas nederst i Tabell 13. De på detta sätt framtagna månadsvärdena var de som gav bäst resultat i genomsnitt vid en test i samma 7 områden (Tabell 14). När modellparametern K_T beräknades för de enskilda stationerna erhölls ungefär samma resultat för alla 7 områdena, med 0.22 och 0.27 mm grad^{-1} dygn^{-1} som minsta respektive största värde. Medeltalet var 0.25, med en antydan till högre värden i norra än i södra Sverige. Med denna enkla metod kan man alltså med en och samma parameter, K_T = 0.25, beskriva hur avdunstningen enligt Eriksson (1981) varierar över landet (Figur 33). Figuren visar även effekten av månadsfaktorn *STF*. Även andra resultat tyder på att K_T ligger runt 0.25 (se t.ex. Figur 34).

Tabell 13 *Månadsfaktorer, STF, för Thornthwaite-avdunstningen enligt Saelthun m.fl. (1990) (översta raden), och här framtagna enligt jämförelser med Eriksson (1981) (nederst).*

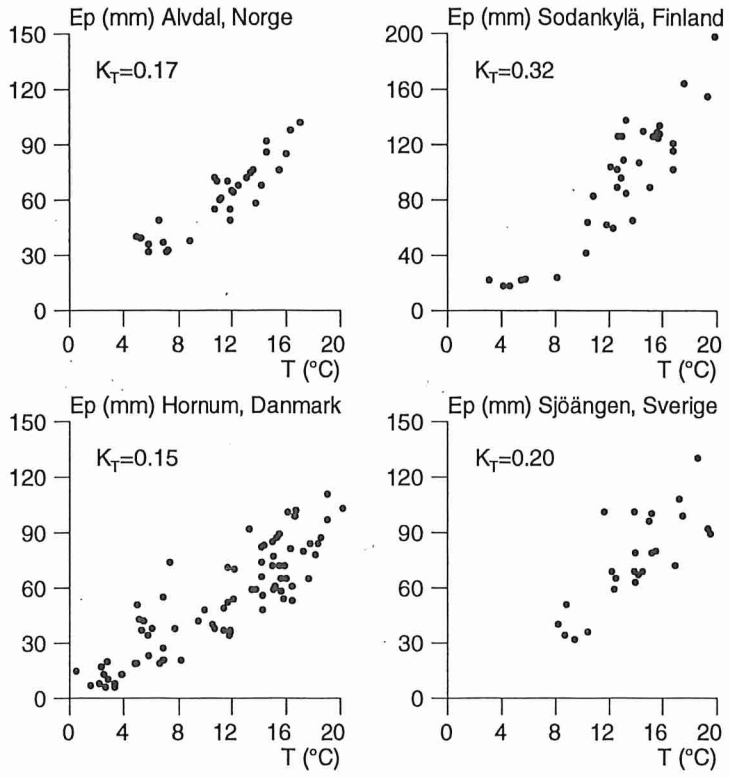
J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0.7	0.7	0.8	1.0	1.3	1.2	1.1	1.0	0.9	0.8	0.7	0.7
0.6	1.9	2.4	1.8	1.4	1.3	1.0	0.8	0.6	0.4	0.2	0.3

Tabell 14 *R^2-värde som resultat erhållna med olika månadsvärden STF, i medel över 10 års kalibrerings- och verifieringsperioder.*

Utan STF	STF enl. rad 1 i Tabell 13	STF enl. rad 2 i Tabell 13
0.881	0.886	0.891



Figur 33 *Potentiell avdunstning (E_{COM}) beräknad ur lufttemperatur mot potentiell avdunstning (E_{REC}) enl. Penmans formel (Eriksson, 1981) för 7 områden i olika delar av Sverige. Resultaten visas både med och utan månadskorrektionen STF enl. undre raden i Tabell 13. Faktorn K_T är 0.25 i båda fallen.*



Figur 34 *Potentiell avdunstning enl. mätningar med avdunstningskärl under IHD-perioden mot lufttemperaturen, korrigerad med STF enl. övre raden i Tabell 13.*

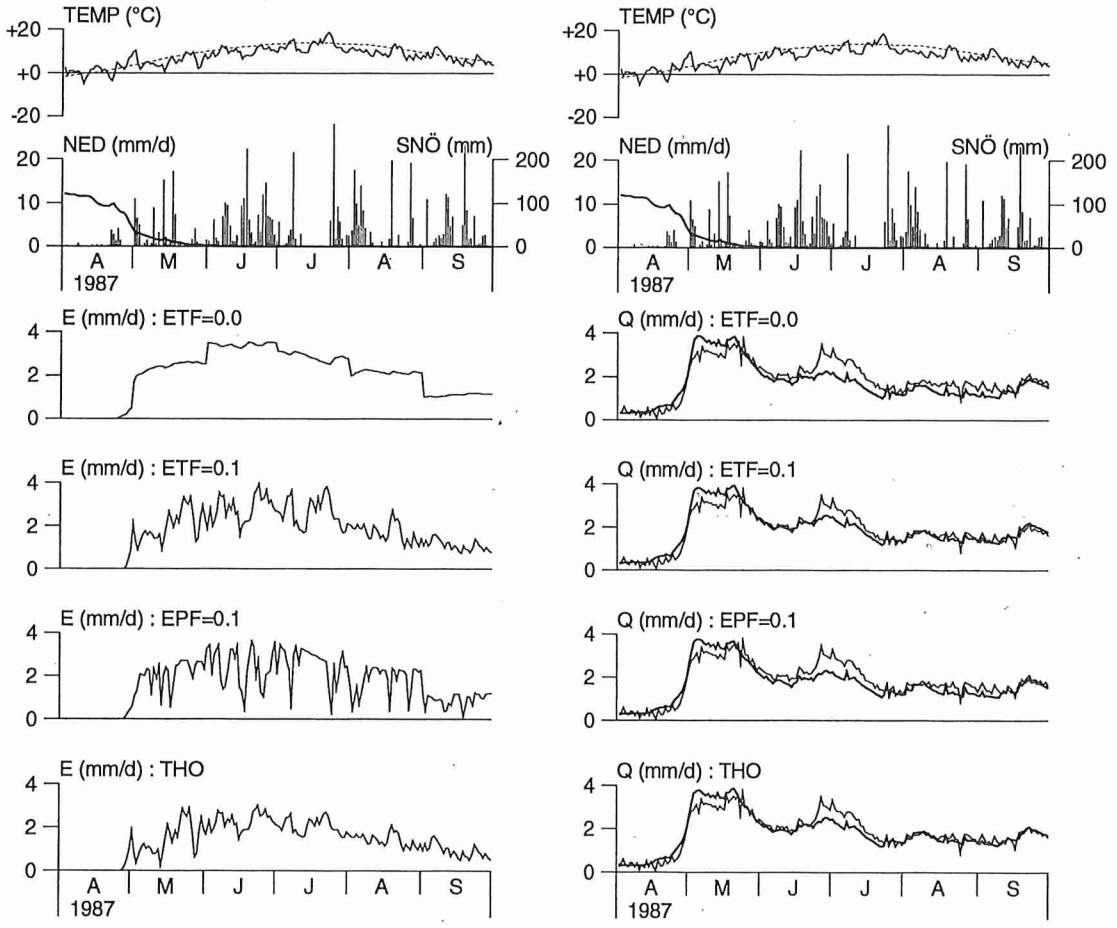
Förutom att avdunstningen beror av temperaturen påverkas den även av nederbördsmängden. Under den tid som det regnar anses transpirationen upphöra (se t.ex. Bringfelt, 1982). Bringfelt tog därför fram ett samband mellan nederbördsmängd och varaktighet baserat på 3 års sommarmätningar i Velen. Han uppskattade dessutom tiden utan transpiration till att vara 1.5 gånger nederbördens varaktighet. Avdunstningsmätningar i Finland visar också på en minskning av avdunstningen i samband med regn. Man har relaterat avdunstningens reduktion till nederbörden enligt:

$$E_{red} = E_{pot} \cdot \exp(-kP)$$

där E_{red} är den potentiella avdunstningen reducerad med hänsyn till nederbördsmängden P, och E_{pot} är den potentiella avdunstningen som skulle ha rått utan nederbörd. Detta samband lades in som en möjlighet i HBV-96 där konstanten k kallas för *EPF*. Sambandet är ett enkelt sätt att beskriva att avdunstningen reduceras under den del av dygnet då det regnar. Fördelen med dessa enkla metoder för uppskattning av potentiell avdunstning ur lufttemperatur, och eventuellt nederbördsmängd, och månadsavdunstningen enligt t.ex. Penmans formel, är att de är enkla och inte kräver några nya indata. Nackdelen är att de är empiriska och innehåller nya parametrar vilket ökar risken för överparameterisering. Det är därför troligen bäst att använda regionala standardvärden på t.ex. *ETF* och *EPF*. Sådana standardvärden togs fram genom kalibrering i 7 områden med samma värde på parametrarna i alla områden samtidigt. Som bästa regionala värde för både *ETF* och *EPF* erhölls 0.10 (för dygnssteg). Ytterligare något bättre resultat erhölls då de temperaturberoende avdunstningarna, dvs. *ETF* respektive temperaturindexmetoden kombinerades med *EPF*. Man måste dock korrigera den potentiella avdunstningen uppåt, m.h.a. *ECORR* eller K_T då man lägger in *EPF*, till skillnad från *ETF*, eftersom

EPF systematiskt reducerar avdunstningen. Jämfört med då *EPF* ej användes måste den potentiella avdunstningen t.ex. ökas med 9 resp. 15 % då *EPF* sattes till 0.05 resp. 0.10 för de 7 testområdena.

Skillnaderna i genomsnittligt R^2-värde mellan de olika rutinerna är små, men de märks framför allt i södra Sverige under sommarmånaderna (se Figur 35). Det skiljer så lite att det är praktiskt taget omöjligt att säga vilken metod som är bäst. Dock kan man slå fast att någon form av månadskorrektion, *STF*, bör användas då man väljer temperaturindexmetoden. Dessutom kan man säga att alla 3 metoderna, *ETF*, *EPF* och temperaturindexmetoden, ger något bättre resultat än originalmetoden, som inte har något beroende av temperaturen eller nederbörden alls.



Figur 35 *Exempel på simuleringar med olika avdunstningsrutiner, Torpshammar. Temp=aktuell (heldragen kurva) och normal (streckad kurva) temperatur, E=aktuell avdunstning, Q=vattenföring, beräknad (tjock kurva) och uppmätt (tunn kurva).*

8.3 Interception

I Sverige har HBV-modellen hittills använts med okorrigerad nederbörd som indata. Korrektionsfaktorer for vindförluster, vätning och avdunstning för svenska förhållanden föreslogs av Eriksson (1983). Han föreslog cirka 5 - 15 % for regn och mycket högre korrektioner för snöfall, i vissa fall ända upp till 75 %. Dessa höga värden har senare ifrågasatts. Carlsson (1985) kom t.ex. fram till vindförluster vid snöfall på ungefär 10 - 20 %. Ett strukturellt problem med HBV-modellen, framförallt vid tillämpningar i södra Sverige har

varit de låga snöfallskorrektioner som har använts för att inte vårflodsvolymen ska överskattas. Snöfallskorrektioner på t.ex. 0.7 har förekommit (se Bergström, 1990), vilket kan jämföras med de korrektioner på runt 1.1 - 1.2 som nämns ovan. Denna skillnad har ibland förklarats med att interceptionsförluster inte explicit finns med i modellen, samt att avdunstningen helt har försummats då marken är snötäckt.

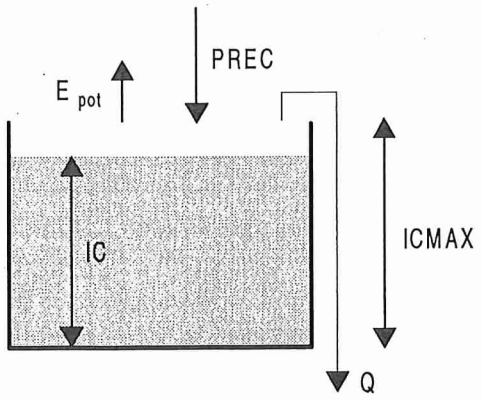
Interceptionens betydelse påpekas av bl. a. Gash och Stewart (1977), Bringfelt och Lindroth (1987) och Lindroth (1993). De Penmanvärden som normalt används i HBV-modellen är inte representativa för skog, ett faktum som även framhölls av Eriksson (1981). Lundberg (1993) genomförde detaljerade mätningar av interceptionsförluster från skog i norra Sverige. Hon kom fram till att interceptionsförluster kan vara av betydelse även under vintern.

En mycket enkel interceptionsrutin utvecklades till HBV-96. Rutinen baseras på ett maximalt magasinsinnehåll, *ICMAX* (Figur 36). Ingen skillnad gjordes mellan regn och snö, och *ICMAX* antogs vara konstant över året. Interceptionsmagasinet sattes till 2 mm (jämför Bringfelt, 1982 och Lundberg, 1993), och försummades över öppen mark. Avdunstningen från interceptionsmagasinet, E_I, antogs alltid vara potentiell, E_p. Transpirationen, E_T, från vegetationen kan anses upphöra så länge som vegetationen är våt. Här introducerades en möjlighet att reducera E_T för den tid som vegetationen är våt och avdunstning sker från interceptionsmagasinet. Transpirationen sattes lika med E_{SM}, den från markrutinen beräknade avdunstningen, så länge som den inte överskred en övre gräns, E_{max}:

$$E_T = E_{SM} \;, \quad om\ E_{SM} \leq E_{\max}$$

$$E_T = \frac{E_{\max} + E_{SM}}{2}, \quad om\ E_{SM} > E_{\max}$$

där $E_{max} = E_p - E_I$.



Figur 36 *Interceptionsrutinen. PREC = Nederbörd, E_{pot} = Potentiell avdunstning, Q = Utflöde, som sker utan fördröjning så snart nivån, IC, når sitt maximala värde, ICMAX. Inget utflöde äger rum så länge som IC < ICMAX.*

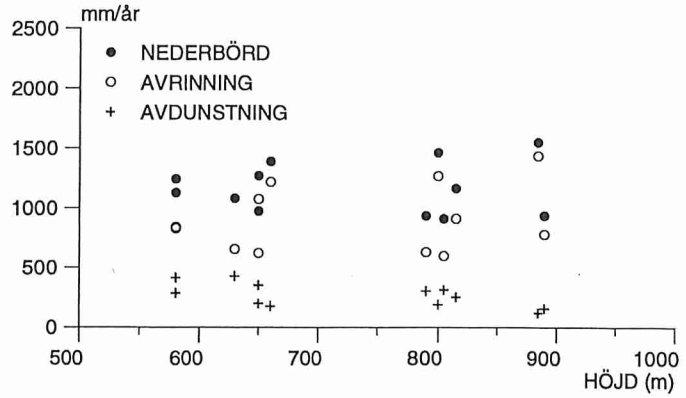
Interceptionsrutinen uppförde sig på ett rimligt sätt. I en testberäkning för Torsebro, skedde ca 30 % av avdunstningen från interceptionsmagasinet och resten från markrutinen. Dessa värden är av samma storleksordning som de som redovisats av Bringfelt för Velen (ca 20%). Avrinningen från skogsområdena i Torsebros avrinningsområde, beläget i Skåne och Småland, var cirka 80 mm lägre per år än från områden utan skog. Den-

na siffra stämmer överens med de resultat som Johansson (1993a) erhöll vid analys av avrinningen från olika typområden i Skåne.

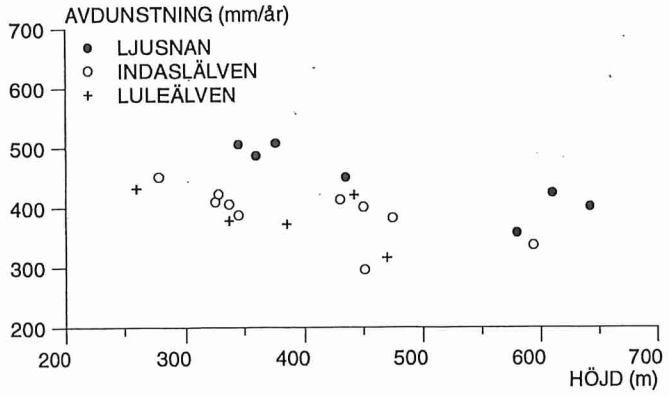
Med interceptionsrutinen kunde rimligare värden på snöfallskorrektionen användas (Lindström, m.fl., 1994). Emellertid blev inte resultaten så bra. I genomsnitt försämrades R^2-värdena nästan 0.01 som medel över 7 områden (se Lindström m.fl., 1994). När interceptionsrutinen används blir effekten att avdunstningen i modellen ökar under regniga dagar, något som kanske inte helt stämmer med verkligheten. Det är troligt att man behöver använda en mer korrekt uppskattning av den potentiella avdunstningen, som tar hänsyn till nederbörd och luftfuktighet för att kunna tillämpa interceptionsrutinen på ett meningsfullt sätt. En annan förklaring till problemen är att nederbördens fördelning i tiden behöver lösas upp bättre än i dygnssteg. Tester med 12-timmarssteg gav också något bättre resultat än med 24-timmarssteg. Även när interceptionsrutinen tillämpades i sluttesterna blev resultaten sämre än utan interception. Originalmodellen i sin tur underskattar troligen avdunstningen från skog. Därför lades en faktor för den potentiella avdunstningen från skog, *CEVPFO*, in i modellen som alternativ till interceptionsrutinen. Denna antogs ha som standardvärde 1.15, baserat på Johanssons (1993a) resultat.

8.4 Höjdberoende

Den potentiella avdunstningen har i HBV-modellen varit densamma i alla höjdzoner. Detta torde leda till en överskattning av avdunstningen på höga höjder, och en överskattning av nederbörden på hög höjd som kompensation. Mot bakgrund av detta gjordes en studie av avdunstningens höjdberoende av Evremar (1994). Hon använde vattenbalansmetoden för ett stort antal avrinningsområden i tre svenska älvar, och bestämde avdunstningen som en restterm ur nederbörd och avrinning. Ett exempel på metodens tillämpning visas i Figur 37. Hon studerade även hur den potentiella avdunstningen enligt Eriksson (1981) varierade med höjden (Figur 38), samt beräknade höjdberoendet utifrån fysikaliska metoder. Evremar fann att avdunstningen minskade med 20 - 50 mm per 100 m och år. Hon testade också att lägga in detta i HBV-modellen, med relativt små skillnader i modellens prestanda. Däremot kunde en lägre höjdkorrektion användas för nederbörden. Ett höjdberoende i avdunstning, *ECALT*, lades in i HBV-96 i analogi med parametrarna *TCALT* och *PCALT*. Som typvärde användes 10 % per 100 m, i enlighet med Evremars resultat.



Figur 37 *Nederbörd, avrinning och avdunstning avsatt mot medelhöjden för ett antal avrinningsområden i Indalsälven, för perioden 1961-1990. Efter Evremar (1994).*



Figur 38 *Höjdberoendet för den potentiella avdunstningen enligt Eriksson (1981) för ett antal stationer i Ljusnan, Indalsälven och Luleälven. Efter Evremar (1994).*

8.5 Sjöavdunstning

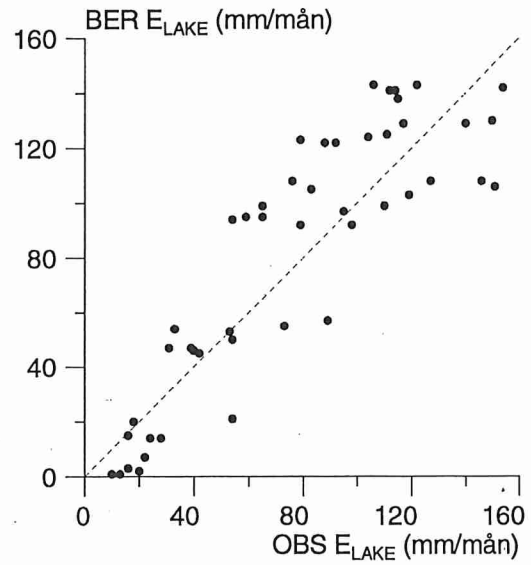
När HBV-modellen utvecklades utnyttjades Walléns (1966) uppskattningar av potentiell avdunstning. Han rekommenderade att de uppskattade avdunstningsvärdena för landområden skulle ökas med 40 % för öppna vattenytor, framför allt beroende på skillnader i albedo. Denna faktor, 1.4, har levt kvar vid tillämpningen av HBV-modellen i Sverige, även efter det att Eriksson (1981) introducerade nya, högre, uppskattningar av Penman-avdunstning. I praktiken har det uppstått problem vid tillämpning av modellen i sjörika områden, och det har verkat som om avdunstningen från sjöar har överskattats. Eriksson använde ett lägre albedo för markytan och hans värden på potentiell avdunstning är runt 15 % högre än Walléns. En rimligare faktor för sjöavdunstningen i relation till den potentiella avdunstningen från mark, i modellen kallad *CEVPL*, bör vara 1.1. Detta värde föreslås också av Kristensen (1979).

Vid tillämpningen av HBV-modellen för tillrinningsberäkningar till Hjälmaren på 1970-talet fick man lägga in en enkel tidsförskjutning mellan den potentiella avdunstningen över land och över sjöar. Sjöavdunstningen kulminerar senare på året än vad den potentiella avdunstningen enligt Penmans formel visar, främst p.g.a. värmelagringen i sjöarna. Värmelagringen i mark försummas oftast vid beräkningar enligt Penmans formel (t.ex. Eriksson, 1981). Till exempel visar finska mätningar av sjöavdunstning att den högsta månadsavdunstningen ofta inträffar i juli (Järvinen, 1978), medan den potentiella avdunstningen, åtminstone i Sverige normalt är högst i juni. En enkel tidsfördröjning av den potentiella avdunstningen mellan land och sjöar lades därför in i HBV-96. Som typvärde antogs en månad, men andra tidsförskjutningar kan bli aktuella för djupa sjöar. En kontroll av den på detta sätt uppskattade månadsavdunstningen visas i Figur 39.

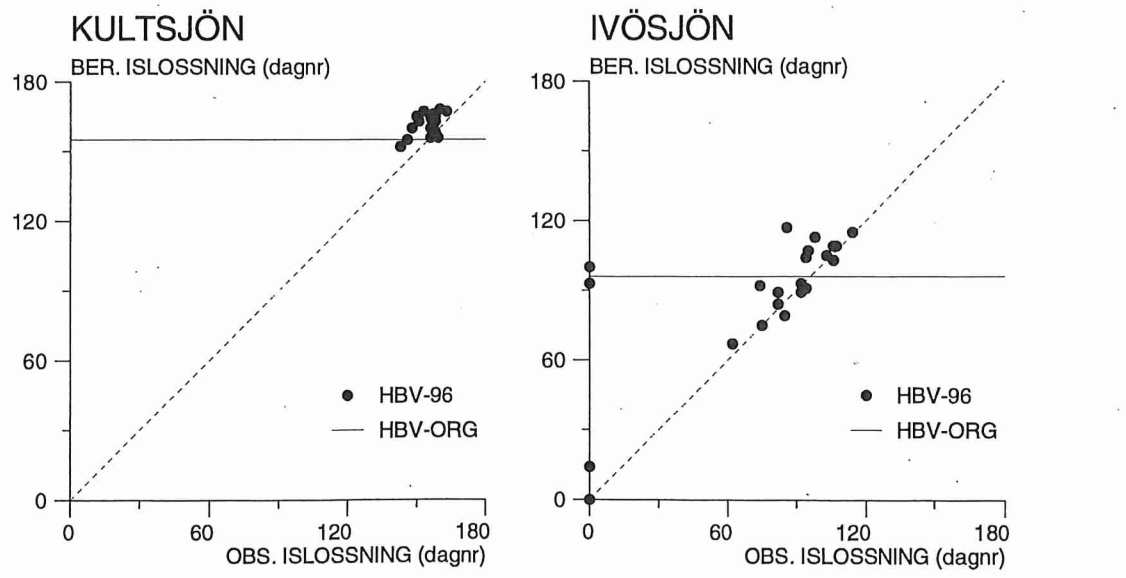
En förenkling i den ursprungliga HBV-modellen är att sjöar anses vara istäckta under samma period varje vinter, alltid med start 1 januari, och med islossning ett angivet datum. Under denna period anses sjöavdunstningen vara försumbar. En enkel rutin som bygger på lufttemperaturen lades in som alternativ till de fixa datumen. Sjöytans temperatur, T_L, beräknades som

$$T_L(t) = (1-k) \cdot T_L(t-1) + k \cdot T_A(t)$$

där T_A är luftens temperatur. Parametern k kan i princip tillåtas bero av sjöns djup, men som standardvärde sattes den så att dess motsvarande tidskonstant, $1/k$, blev en månad. När den på detta sätt uppskattade temperaturen sjönk under noll antogs sjön istäckt, och avdunstningen sattes till noll. På våren antogs sjöavdunstningen starta igen när T_L åter gick över fryspunkten. Metoden är mycket enkel och dess fördel är naturligtvis att den inte kräver några nya indata. En liknande metod presenterades redan av Rodhe (1955). Den enkla ismodellen testades mot oberoende observationer av islossningsdatum för Kultsjön och Ivösjön, den sistnämnda i närheten av Torsebro. Överensstämmelsen var acceptabel, och i varje fall bättre än den som fås med de normala fixa datumen (Figur 40).



Figur 39 *Oberoende kontroll av den beräknade sjöavdunstningen mot mätningar sammanställda av Jutman (1975). Månadsvärden för olika sjöar (OBS), mestadels från södra Sverige, jämförs med uppskattningarna av Eriksson (1981) multiplicerade med 1.1 och fördröjda en månad (BER).*



Figur 40 *Observerat dagnummer för islossning för Ivösjön, nära Torsebro, och Kultsjön jämfört med dem som uppskattades med den enkla metoden baserad på lufttemperatur.*

8.6 Priestley-Taylors metod

Potentiell avdunstning, *EP*, har av Priestley och Taylor (1972) formulerats som:

$$EP = \alpha \cdot \frac{s}{s+\gamma} \cdot (R_n - S)$$

R_n = nettostrålning
S = markvärmeflöde
γ = psykrometer "konstanten"
s = mättnadsångtryckskurvans lutning
α = empirisk koefficient

Psykrometer"konstanten" är inte helt konstant utan beror av lufttryck och temperatur, och därmed alltså något av höjden över havet, enligt följande:

$$\gamma = \frac{p \cdot c_p}{L \cdot \frac{M_w}{M_a}}$$

p = lufttryck
c_p = luftens specifika värme
L = ångbildningsvärme för vatten
M_w = vattenångans molmassa
M_a = luftens molmassa

Priestley-Taylors ekvation kan ses som en förenklad halvempirisk form av Penmans formel (Penman, 1948). Metoden rekommenderades bl.a. vid det Nordiska expertmötet om avdunstningsmodellering i klimatsammanhang (Tallaksen och Anker Hassel, 1992). Ekvationen innehåller den empiriska koefficienten α som är områdesspecifik. Dess värde har i denna studie kunnat bestämmas genom kalibrering av HBV-modellen. Priestley-Taylors metod för beräkning av potentiell avdunstning har tidigare utnyttjats i HBV-modellen av Evremar (1994). Potentiell avdunstning beräknades för två svenska fjällområden (Kultsjön i Ångermanälven och Torrön i Indalsälven) och avrinningssimuleringen jämfördes med simuleringar utförda med originalmodellens standardvärden för potentiell avdunstning. Försöket gav inga entydiga resultat. I ett av områdena förbättrades R^2-värdet och i det andra området försämrades R^2-värdet. Nettostrålningen (R_n) beräknades av Evremar ur globalstrålningsmätningar, som finns tillgängliga endast för ett fåtal platser i landet. Molnigheten och därmed långvågsnettot uppskattades ur globalstrålningsmätningarna och nettostrålningen kunde beräknas som summan av kortvågsnettot och långvågsnettot enligt:

$R_n = G_{in}(1-a) + (L_{in} - L_{ut})$
G_{in} = inkommande globalstrålning
a = albedo
L_{in} = inkommande långvågsstrålning
L_{ut} = utgående långvågsstrålning

I denna studie har nettostrålningen beräknats direkt ur synopobservationer av molnighet enligt den metod som utvecklats av Nielsen m.fl. (1981). Med hjälp av omfattande

mätningar av nettostrålning har olika regressionssamband tagits fram för bestämning av nettostrålningen ur molnighetsobservationer. Molnigheten anges med ett värde mellan 1 och 8, vilket motsvarar andelen molntäckta åttondelar av himlen. Nielsens metod utnyttjar den s k modifierade molntäckningsgraden (N_m) vilken vid höga moln bestäms ur observerad molntäckningsgrad (N) enligt följande:

$N < 3 \Rightarrow N_m = N$
$N = 3 \Rightarrow N_m = N\text{-}1$
$N > 3 \Rightarrow N_m = N\text{-}2$

Vid låga moln korrigeras inte den observerade molntäckningsgraden.

Under dagtid bestäms nettostrålningen (R_n) enligt:

$$R_n = a_o(N_m) + a_1(N_m) \cdot sin(q) + a_2(N_m) \cdot sin(q)^3$$

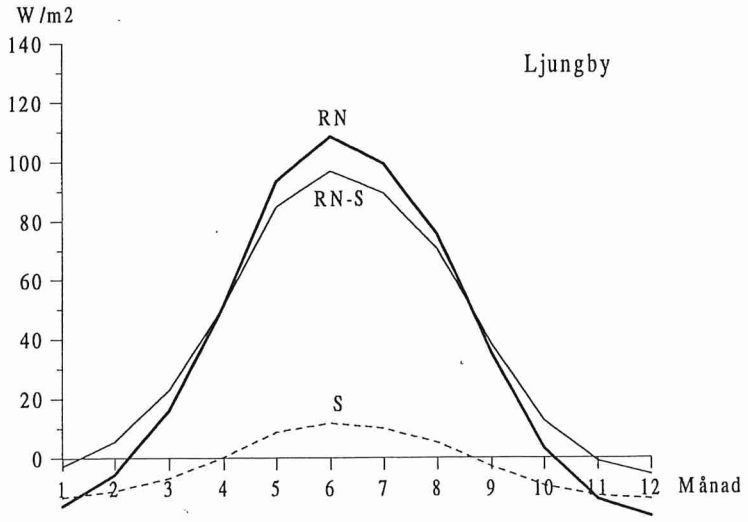
Nattetid bestäms nettostrålningen enligt:

$$R_n = a_o(N) + a_1(N) \cdot U_{2m} + a_2(N) \cdot U_{2m}^2 + a_3(N) \cdot T^6 \qquad (om\ N < 4)$$
$$R_n = b_o\,(N_m) \qquad (om\ N \geq 4)$$

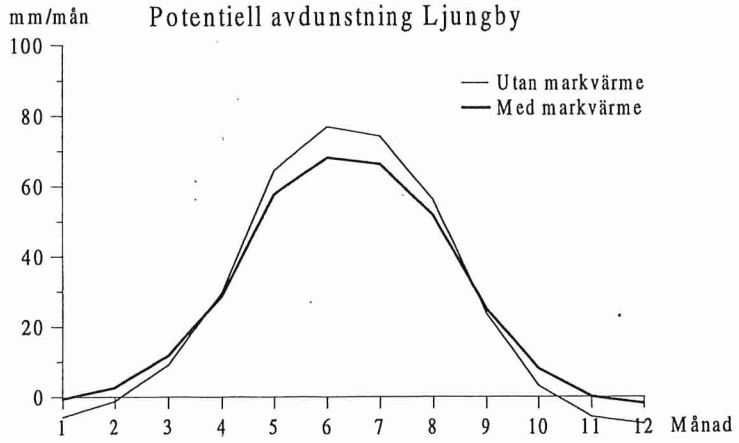
q = solhöjdvinkeln
U_{2m} = vindhastighet vid 2m
T = temperatur vid 2m
a_o, a_1, a_2, a_3, b_0 = empiriska konstanter, som beror av N och N_m

I Priestley-Taylors ekvation för bestämning av potentiell avdunstning ingår en term för markvärmeflödet (S). Denna lagring av energi i marken brukar ofta försummas. Här har ett enkelt försök gjorts att ta hänsyn till markvärmelagringen genom att utnyttja ett rätlinjigt samband mellan markvärmelagring och nettostrålning liknande det som visats av t.ex. Deheer-Amissah m.fl. (1981). Genom att anta att energiutbytet med marken totalt under året var i balans kunde marklagringen approximeras till $S = -10 + 0{,}22 \cdot R_n$ för de utnyttjade stationerna. Den markvärmelagring som då erhålls under året (Figur 41) stämmer väl överens med mätdata för energibalansen under året för t.ex. Köpenhamn redovisade av Sellers (1965). När hänsyn tas till markvärmelagringen påverkas den beräknade potentiella avdunstningen på sådant sätt som visas i Figur 42. Högre avdunstning erhålls under senhösten och stor del av de negativa avdunstningsvärdena under vintern reduceras.

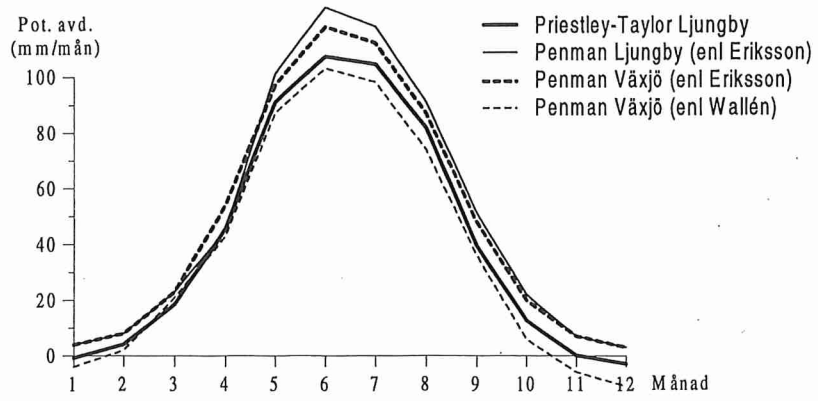
En jämförelse gjordes mellan beräknad avdunstning enligt Priestley-Taylors metod och de månadsmedelvärden beräknade med Penmans formel som normalt används i HBV-modellen (se Figur 43). Beräkningen av avdunstningen med Priestley-Taylors metod är gjord på 3-timmars tidssteg som sedan slagits samman till dygnsvärden för beräkningarna i HBV-modellen. Avdunstningens månadsmedelvärden beräknade med Penmans metod och Priestley-Taylors metod ligger nära varandra. Dygnsvärdena för Priestley-Tayloravdunstningen varierar dock mycket från dag till dag beroende på att hänsyn tagits till den dagliga variationen av nettostrålningen.



Figur 41 *Exempel på beräknad nettostrålning (RN) och markvärmelagring (S) för en använd klimatstation.*



Figur 42 *Beräknad potentiell avdunstning enligt Priestley-Taylors metod med och utan hänsyn tagen till markvärmelagringen.*



Figur 43 *Jämförelse mellan månadsvärden för potentiell avdunstning beräknade med Priestley-Taylors metod och värden beräknade med Penmans formel av Eriksson (1981) och Wallén (1966).*

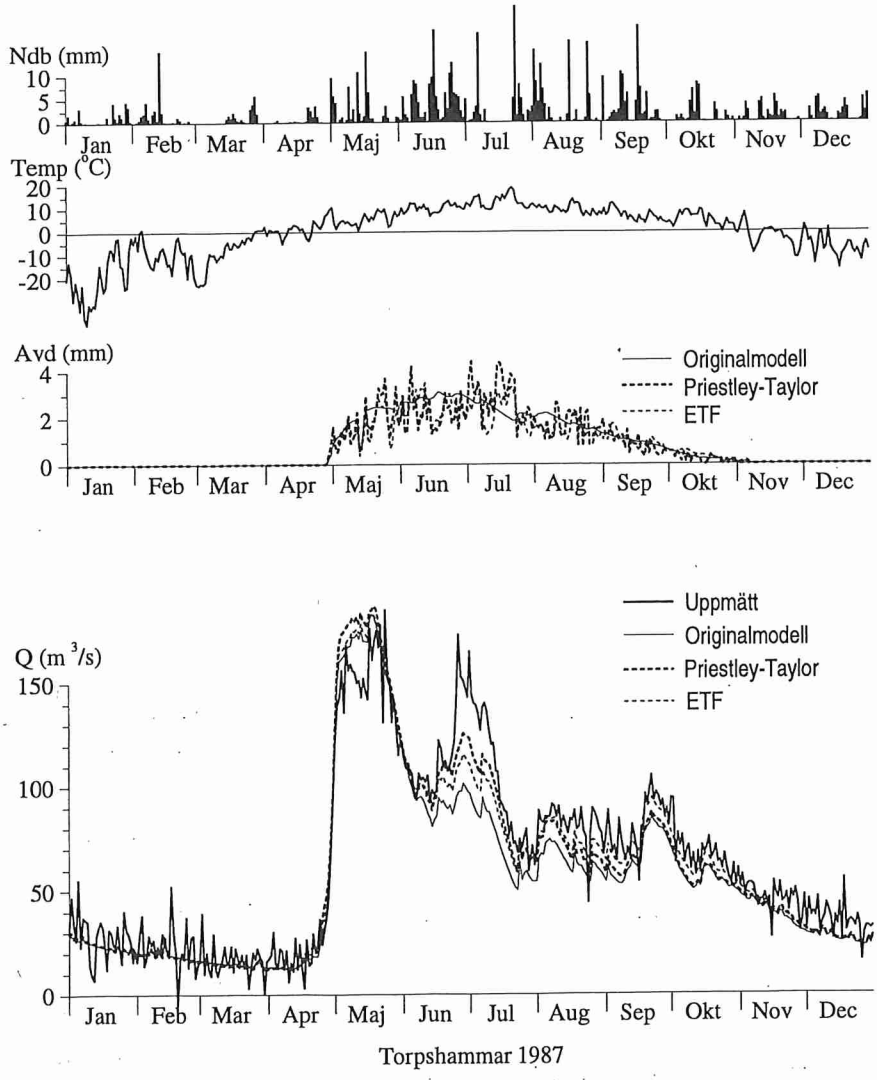
Simuleringar med HBV-modellen, där potentiell avdunstning beräknad med Priestley-Taylors metod utnyttjats, har utförts för tre försöksområden i Sverige. Modellen har kalibrerats för en 10-årsperiod och ytterligare 10 år har utnyttjats som verifieringsperiod. Ett mycket omfattande datamaterial baserat på observationer var tredje timme från två stationer i varje område har alltså utnyttjats. En sammanställning av resultaten från modellsimuleringarna presenteras i Tabell 15. För varje områdes kalibrerings- och verifieringsperiod har sex olika simuleringar utförts. Två simuleringar utnyttjar månadsmedelvärden för potentiell avdunstning beräknade enligt Penmans formel. För en av dessa simuleringar har den potentiella avdunstningen korrigerats dygnsvis beroende på temperaturens avvikelse från långtidsmedelvärdet (*ETF*, se avsnitt 8.2). Fyra simuleringar utnyttjar dygnsvärden för potentiell avdunstning beräknade enligt Priestley-Taylors metod. För två av dessa simuleringar har markvärmelagringen försummats och för två simuleringar har hänsyn tagits till marklagringen så som beskrivits ovan. Vid beräkningen av avdunstningen, speciellt när hänsyn inte tagits till markvärmelagringen, har negativa värden för avdunstning, dvs. kondensation, erhållits under långa perioder vintertid. Osäkerheten om hur dessa värden skall tolkas och om metoden egentligen är tillämpbar vintertid, har lett till att två simuleringar utförts där dessa negativa värden inte accepterats. Negativa värden har för dessa simuleringar satts lika med noll. Negativa månadsmedelvärden för potentiell avdunstning beräknade med Penmans formel har också vid tidigare användning i HBV-modellen oftast satts lika med noll. Eftersom avdunstningen i denna version av HBV-modellen inte förekommer när marken är snötäckt har reduceringen av de negativa värdena bara betydelse under kortare tidsperioder.

Tabell 15 *Sammanställning av R^2-värden för kalibrerings- och verifieringsperioder för tre områden. Två simuleringar har utförts med månadsmedelvärden för potentiell avdunstning enligt Penmans formel och fyra simuleringar har utförts med dygnsvärden beräknade med Priestley-Taylors metod.*

	Penman		Priestley-Taylor			
	Original-modell	Inkl ETF	Exkl markvärme		Inkl markvärme	
			Neg	Ej neg	Neg	Ej neg
Torsebro Kal. 69-79	0.932	0.934	0.926	0.934	0.934	0.935
Torsebro Ver. 79-89	0.865	0.880	0.861	0.875	0.875	0.880
Blankaström Kal. 82-92	0.833	0.842	0.793	0.833	0.823	0.834
Blankaström Ver. 69-79	0.902	0.881	0.830	0.888	0.881	0.886
Torpshammar Kal. 79-89	0.904	0.915	0.908	0.914	0.911	0.913
Torpshammar Ver. 69-79	0.886	0.888	0.886	0.893	0.891	0.896

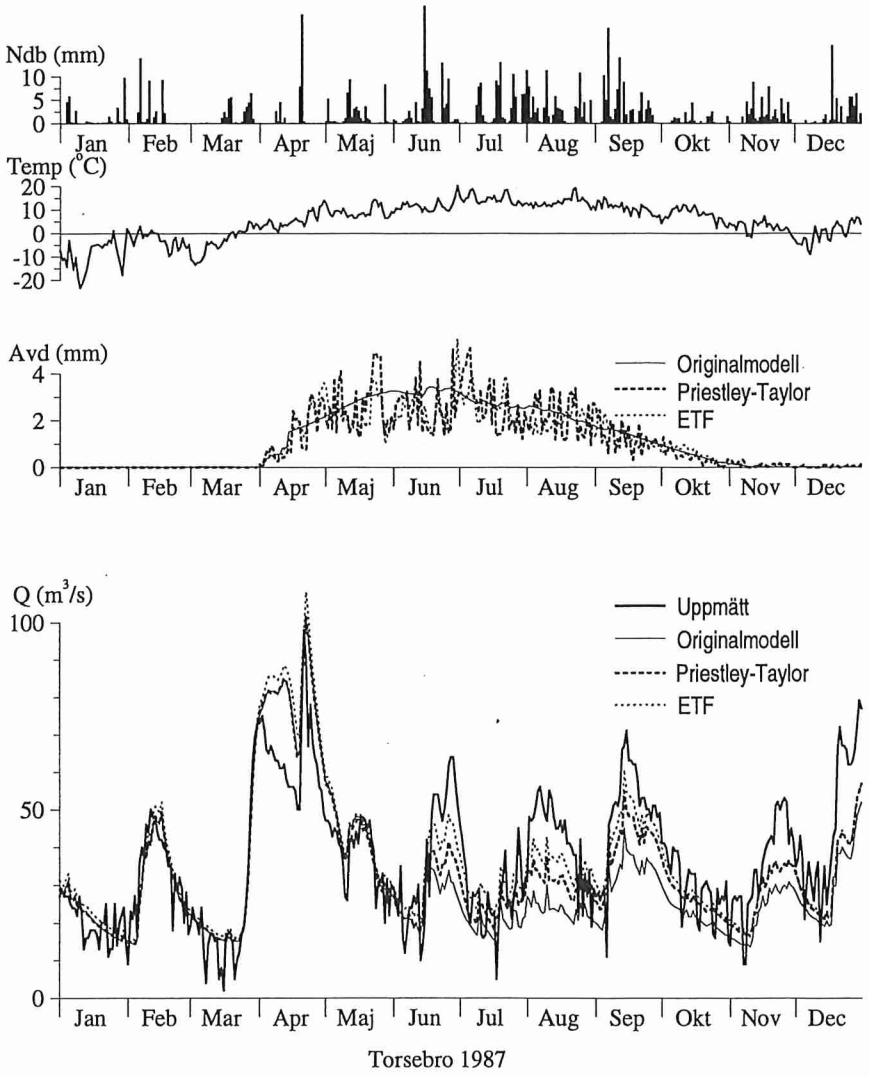
Införandet av dygnskorrektionen av avdunstningen m.h.a. *ETF* ledde till förbättrade modellsimuleringar för alla simuleringsperioder med ett undantag (verifieringsperioden i Blankaström). Modellsimuleringarna med Priestley-Tayloravdunstningen gav i allmänhet högre R^2-värden när hänsyn tagits till markvärmelagringen jämfört med när denna försummats. R^2-värdet höjdes också alltid sedan de negativa avdunstningsvärdena vintertid försummats. Simuleringarna med Priestley-Tayloravdunstningen där hänsyn till markvärmelagringen tagits, men negativa värden försummats, gav högre R^2-värden än originalmodellen för fem av de sex perioderna. Bättre resultat för Priestley-Taylorsimuleringarna jämfört med *ETF*-simuleringarna erhölls för tre av perioderna. Förbättringarna av R^2-värdena är dock mycket små. Största förbättringen erhölls för Torpshammars verifieringsperiod där R^2-värdet höjdes från 0,888 till 0,896.

Skillnaderna när det gäller R^2-värden för de långa simuleringsperioderna skiljer sig alltså mycket litet mellan de olika beräkningsmetoderna för avdunstningen. De flesta av åren skiljer sig avrinningssimuleringarna också mycket litet från varandra. Under vissa perioder kan dock märkbara skillnader observeras. Figur 44 visar tre olika avrinningssimuleringar och beräknad avdunstning för Torpshammar 1987. Här syns tydligt avdunstningens stora variation från dag till dag för Priestley-Tayloravdunstningen och den *ETF*-korrigerade avdunstningen, jämfört med originalmodellens månadsmedelvärden enligt Penmans formel. Under framförallt juni och juli detta år kan perioder också observeras då Priestley-Tayloravdunstningen skiljer sig betydligt från den ETF-korrigerade avdunstningen. Under denna svala sommar underskattas avrinningen av originalmodellen eftersom Penmans månadsmedelvärden under denna period ger alltför hög avdunstning. Både simuleringen som utförts m.h.a. Priestley-Tayloravdunstningen och *ETF*-korrektionen ger här en märkbar förbättring av avrinningssimuleringen jämfört med originalmodellen. *ETF*-korrektionen ger här bättre resultat än Priestley-Taylors metod under sensommaren och hösten, medan Priestley-Taylors metod ger bättre resultat tidigare under sommaren.



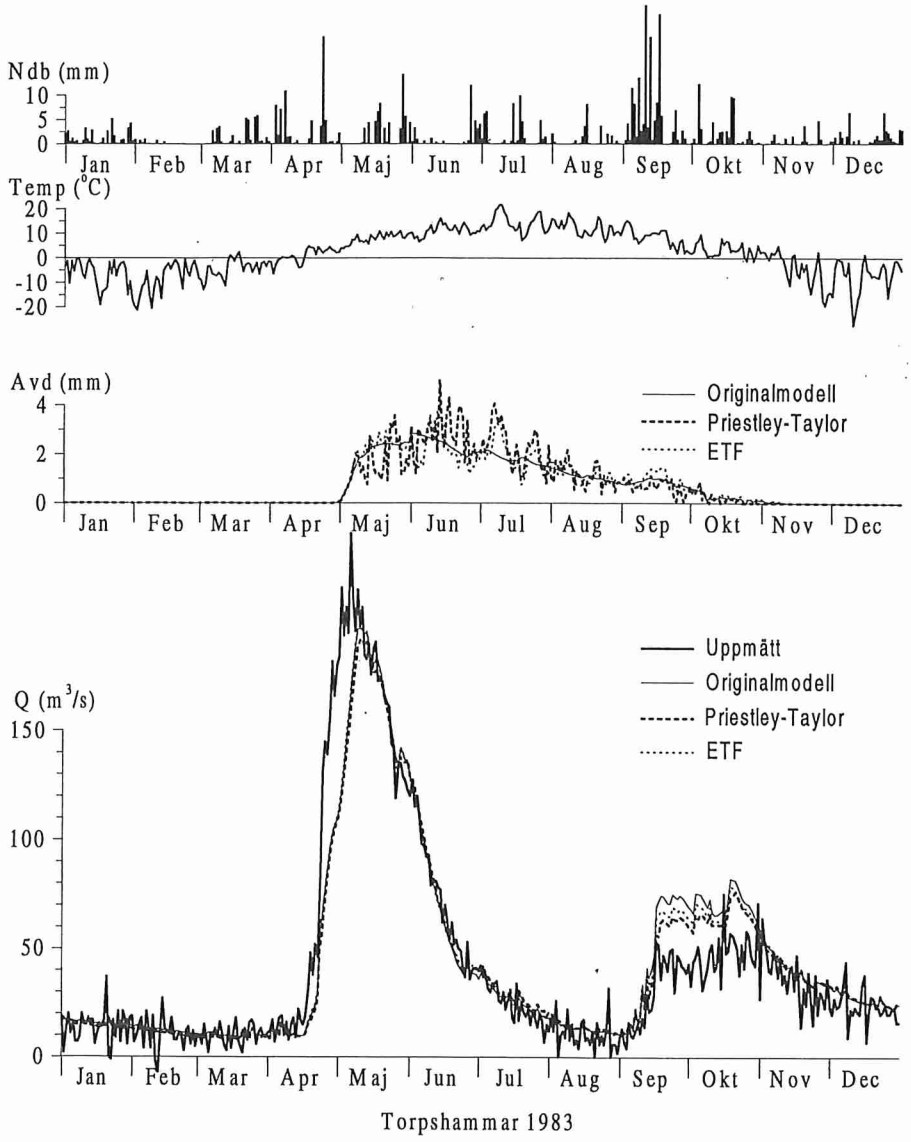
Figur 44 *Modellberäknad verklig avdunstning m.h.a. Penmans månadsmedelvärden (originalmodell), ETF-korrektionen och Priestley-Taylors metod, samt modellberäknad avrinning (Q) för de tre olika metoderna jämfört med den uppmätta avrinningen för Torpshammar 1987.*

Figur 45 visar motsvarande modellsimulering för Torsebro under 1987. Även i detta område ger Priestley-Taylor avdunstningen och *ETF*-korrektionen detta år stora förbättringar av avrinningssimuleringen jämfört med originalmodellen. Den enkla *ETF*-korrektionen ger här allmänt bättre resultat under sommaren än Priestley-Taylors metod.



Figur 45 *Modellberäknad verklig avdunstning m.h.a. Penmans månadsmedelvärden (originalmodell), ETF-korrektionen och Priestley-Taylors metod, samt modellberäknad avrinning (Q) för de tre olika metoderna jämfört med den uppmätta avrinningen för Torsebro 1987.*

Figur 46 visar modellsimuleringen för Torpshammar 1983. Höstflödena överskattas här avsevärt av HBV-modellen. En liten förbättring erhålls genom att utnyttja *ETF*-korrektionen av avdunstningen. Priestley-Tayloravdunstningen ger dock den största förbättringen av avrinningssimuleringen under hösten. Under sommaren ger Priestley-Taylors metod högre avdunstning än *ETF*-korrektionen, vilket leder till att marken är mer uttorkad när sedan höstregnen faller.



Figur 46 *Modellberäknad verklig avdunstning m.h.a. Penmans månadsmedelvärden (originalmodell), ETF-korrektionen och Priestley-Taylors metod, samt modellberäknad avrinning (Q) för de tre olika metoderna jämfört med den uppmätta avrinningen för Torpshammar 1983.*

De små vinster i avrinningssimuleringen som kan erhållas genom att utnyttja Priestley-Taylors metod för avdunstningsberäkning har inte motiverat att metoden införts i modellsystemet för HBV-96. Metoden kräver tillgång till nettostrålningsdata. Dessa data kan för närvarande bara erhållas från ett fåtal mätplatser, från forskningsområden eller genom beräkningar utgående från molnighetsobservationer. Möjlighet har dock införts i modellsystemet att, i de fall då data finns tillgängliga, utnyttja dygnsvärden på potentiell eller verklig avdunstning som indata till modellen.

8.7 Slutsatser

Enkla metoder för beräkning av den potentiella avdunstningen gav lika bra resultat i simuleringen av vattenföring som den fysikaliskt riktigare Priestley-Taylors metod. Den senare kan dock vara att föredra vid t.ex. klimatstudier. En möjlighet infördes att utnyttja dygnsvärden på potentiell eller verklig avdunstning som indata till modellen. Ett höjdberoende för avdunstningen lades in i modellen tillsammans med mindre förändringar i beräkningen av sjöavdunstning. En enkel interceptionsrutin lades in i modellen. Resultaten blev dock sämre då denna användes. Eventuellt beror detta på att nederbördens fördelning i tiden måste lösas upp bättre då interceptionsrutinen används.

9 RESPONSFUNKTIONEN

9.1 Alternativa responsrutiner

HBV-modellens responsfunktion har som funktion att fördela flödet i tiden. Den påverkar flödets form, och har betydelse för förutsägelse av när ett flöde skall kulminera och på vilken nivå. Det är en av de viktigaste delarna i modellen då den tillämpas vid dammdimensionering (se t.ex. Lindström och Harlin, 1992 eller Harlin och Kung, 1992). Originalmodellens responsfunktion består av 2 behållare med vatten, en övre zon och en undre zon (se Figur 3). De två zonerna är förbundna genom att vatten perkolerar från den övre till den undre. Rutinen har 5 parametrar. Den övre zonen har 2 recessionskoefficienter, *K0* och *K1*. Dessa avskiljs med en tröskel *UZL0*. Dessutom tillkommer perkolationen, *PERC*, och den undre zonens recessionskoefficient, *K4*. HBV-modellens variant, PULS-modellen, kan ha ytterligare 4 parametrar i övre zonen, två tröskelvärden och två recessionskoefficienter till. Om alla dessa parametrar kombineras kan man alltså använda nio parametrar i responsfunktionen.

Responsrutinen anses ofta vara en av de mest svårkalibrerade delarna av modellen då den kalibreras manuellt. Erfarenheterna från automatisk kalibrering visar att det är viktigt att man startar med någorlunda rimliga värden på modellens responsparametrar. Parametrarna i responsrutinen är i hög grad beroende av varandra, och av andra parametrar. Ett för högt värde på den översta recessionskoefficienten, *K0*, kan vid kalibreringen t.ex. kompenseras med ett högt tröskelvärde, eller med en långsam snösmältning. Ett speciellt problem är att det inte finns något samband mellan recessionshastigheten över och under tröskeln *UZL0*. Tröskelvärden är i sig ofta en källa till svårigheter vid automatisk kalibrering (se t.ex. Sorooshian och Gupta, 1983). Problemet uppstår då man går utanför området inom vilket modellen kalibrerades. Typexemplet på detta är extrapoleringen till de extremt höga flöden som erhålls vid tillämpningen av Flödeskommitténs (1990) riktlinjer. Dessa flöden är i genomsnitt mer än dubbelt så höga som de högsta uppmätta flödena (Lindström m.fl., 1993), och ligger alltså långt utanför kalibreringsområdet. Redan med 5 parametrar är svårigheterna stora att kalibrera modellen så att den blir ett säkert verktyg för extrapolering. Detta problem studerades bland annat av Harlin (1992). Han formulerade ett antal alternativa responsfunktioner med färre parametrar. Några av dessa fungerade i stort sett lika bra som originalmodellen, men materialet var inte tillräckligt omfattande för att man skulle dra slutsatsen om en förändring av modellens struktur.

9.1.1 Metodik

Detta arbete bygger vidare på bl.a. Harlins (1992) erfarenheter och tester, och ett stort antal responskurvor testades i 7 områden. HBV-modellens övre zon är i sin enklaste form en linjär reservoar. Utflödet, Q, från en sådan är proportionellt mot nivån, S, enligt:

$$Q(S) = K \cdot S$$

där K är recessionshastigheten. HBV-modellens rutin är en aning mer komplicerad beroende på tröskelvärdet. För mycket höga flöden kommer utflödet under tröskeln dock att bli försumbart och modellen uppför sig nästan linjärt. Modellen extrapolerar alltså linjärt till extrema förhållanden, medan många fenomen i naturen växer icke-linjärt. Närliggande exempel är flödet i en kanal enligt Mannings formel, icke-linjär avrinning

från hårdgjorda ytor och ökningen av den hydrauliska konduktiviteten mot markytan i moränmark (jfr Lundin, 1982). Alla de testade boxarna är utvecklingar av den enkla linjär boxen, och alla kan formuleras enligt det allmänna utseendet:

$$Q(S) = K(S) \cdot S$$

I samband med att de icke-linjära responsfunktionerna lades in i modellen, gjordes även lösningsmetoden om. Påfyllandet av effektivt regn och utflödet ur främst den övre zonen bör lösas upp i finare tidsteg än de dygnssteg som hittills har använts. En fördel med att gå över till en stegmetod är även att recessionsparametrarna blir oberoende av tidssteget. Man kan alltså enklare konvertera modeller mellan olika tidssteg på detta sätt. Två nya lösningsmetoder lades in i HBV-96 (som komplement till den vanliga):

1. Ett fixt antal steg per tidssteg.
2. Variabel steglängd.

I metod 1 tas ett fixt antal beräkningssteg under varje tidssteg i indata. Man kan t.ex. lösa upp förloppet i responsrutinen i timsteg även om modellen använder dygnsvärden som indata. En fördel med denna metod är att exakt samma beräkningstidsteg kan fås i responsrutinen oberoende av tidssteget i indata. Nackdelen är att de flesta beräkningarna görs i onödan. I metod 2 beror i stället steglängden av påfyllningen och av nivån i zonen. Beräkningarna delas upp i steg om mm i stället för i tidsenheter. Största steglängden sattes till 1 mm. Även här blir recessionsparametrarna oberoende av tidsteget i indata. Fördelen med metod 2 är att den innebär mycket färre beräkningar. I ett test för ett område med snabb respons innebar metod 2 cirka en femtedel så många steg som metod 1, med samma precision jämfört med en analytisk lösning (för ett linjärt magasin). En skillnad mot den traditionella HBV-modellen är att recessionsparametrarna inte längre blir uppåt begränsade av 1.0, eftersom processen löses upp i finare steg.

Några av de olika responsfunktionerna som testades var:

1. Box T - Klassisk HBV-box:

$$Q = K0 \cdot (S - UZL0) + K1 \cdot S, \; om \; S > UZL0$$

$$Q = K1 \cdot S, \; om \; S \leq UZL0$$

med parametrarna *K0*, *K1* och *UZL0*.

2. Box G - Exponentiellt ökande recession

$$Q = K(S) \cdot S, \; där \; K(S) = K_G \cdot \exp(\gamma \cdot S)$$

med parametrar K_G och γ.

3. Box A - Potensbox

$$Q = K(S) \cdot S, \; där \; K(S) = K_A \cdot S^{\alpha}$$

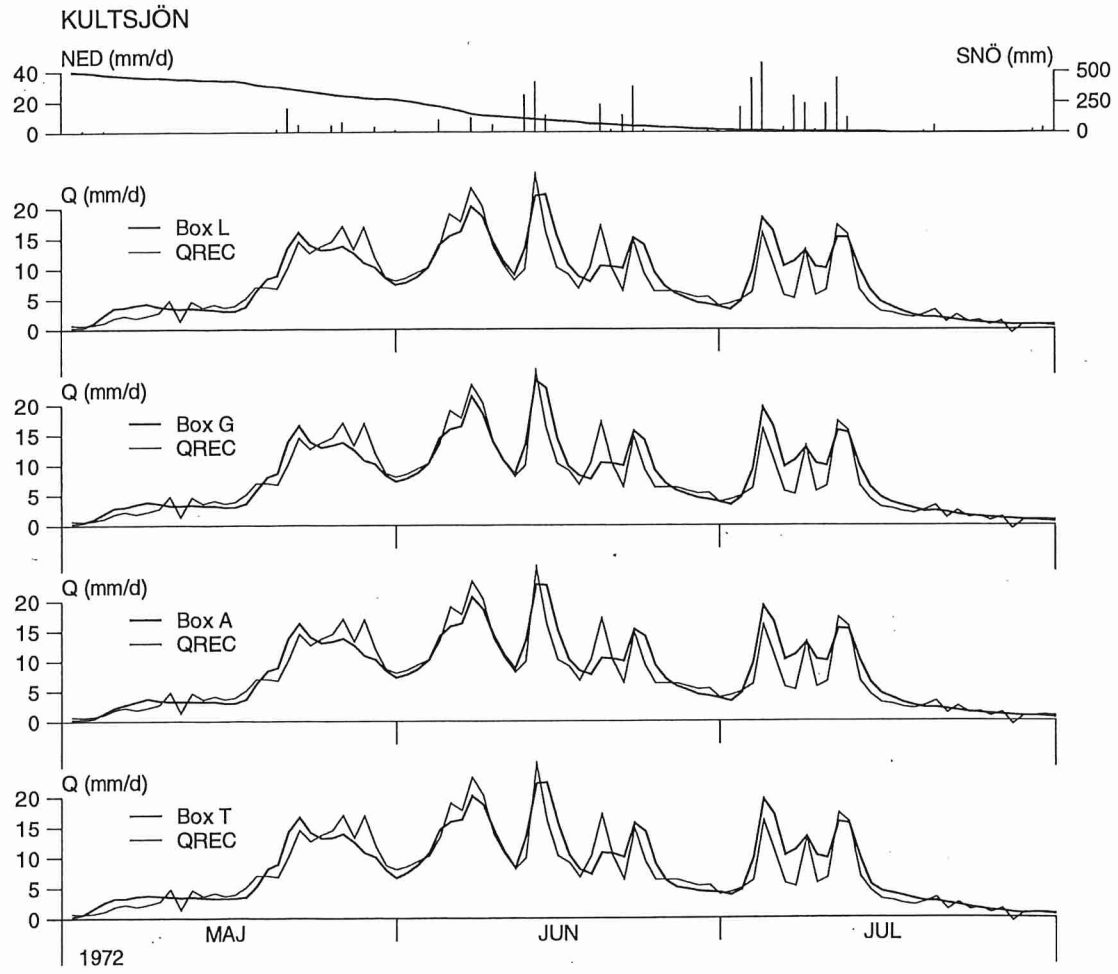
med parametrar K_A och α.

4. Box L - Linjärt ökande recession

$$Q = K(S) \cdot S, \quad \text{där } K(S) = K_L \cdot (1 + \lambda S)$$

med parametrar K_L och λ.

De olika responsfunktionerna ovan kan kalibreras till att uppföra sig på ungefär samma sätt inom intervallet för kalibrering (Figur 47). När man extrapolerar, däremot, fås väsentligt olika resultat, med den ordinarie HBV-modellen som den som ger lägst flöden, vilket illustreras av Figur 48.



Figur 47 *Exempel på simuleringar med alternativa responsfunktioner, kalibreringsperioden för Kultsjön.*

9.1.2 Flödesrelaterad recession

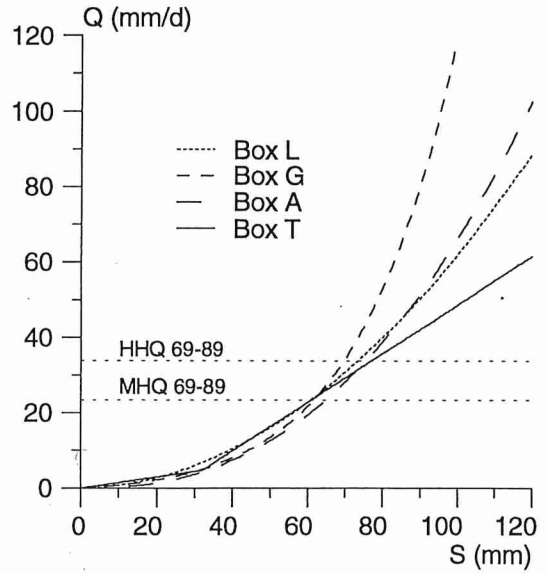
Parametrarna i de icke-linjära boxarna blir starkt beroende av varandra, vilket försvårar kalibreringen. Detta illustreras av responsytornas utseende (Figur 49). Ett alternativ är att ange recessionen vid en given flödesnivå, t.ex. kallat *HQ*, i stället för som funktion av nivån i en tänkt behållare. Omfattande tester visade att följande flöde, *HQ*, är lagom:

$$HQ = \sqrt{MQ \cdot MHQ}$$

dvs. det geometriska medelvärdet av *MQ* och *MHQ*. Man kan även tänka sig andra nivåer, t.ex. *MHQ*/2. Recessionparametern relateras till ett givet flöde istället för som normalt, en given nivå. Recessionen vid flödet *HQ*, anges av parametern *KHQ*:

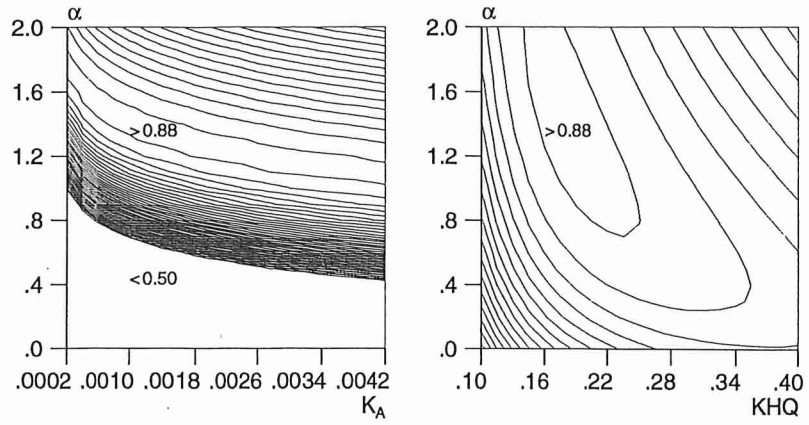
$$HQ = KHQ \cdot SHQ$$

där *SHQ* är nivån i boxen vid det aktuella flödet. Detta samband sätts sedan in i uttrycket för respektive box. Genom att recessionshastigheten låses fast vid en angiven flödesnivå minskas beroendet mellan parametrarna (Figur 49). En annan fördel är också att parametern *KHQ* får en mer välbekant storleksordning. Den blir ungefär lika stor för alla boxarna, eftersom den helt enkelt motsvarar recessionshastigheten vid höga flöden, och därmed ungefär gamla *K0*. Effekten av att recessionshastigheten låses fast vid *KHQ* vid ett högt flöde illustreras i Figur 50. Man får på detta sätt möjlighet att ändra ickelinjäriteten, här parametern α, utan att man samtidigt måste korrigera *K*-värdet. I de följande testerna användes denna flödesrelaterade recessionsmodell.

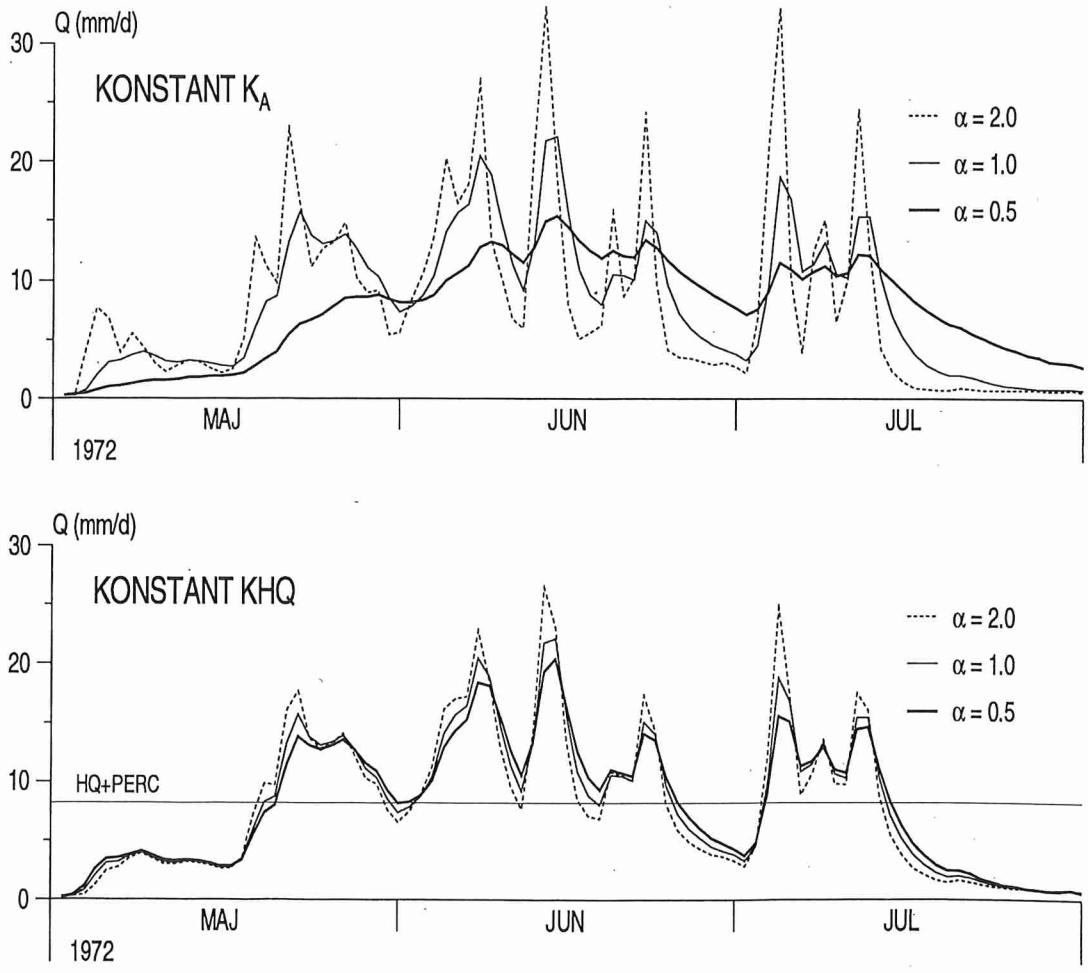


Figur 48 *Utflödet (Q), ur den övre zonen som funktion av nivån (S) för olika reponsekvationer och kalibreringsperioden, Kultsjön.*

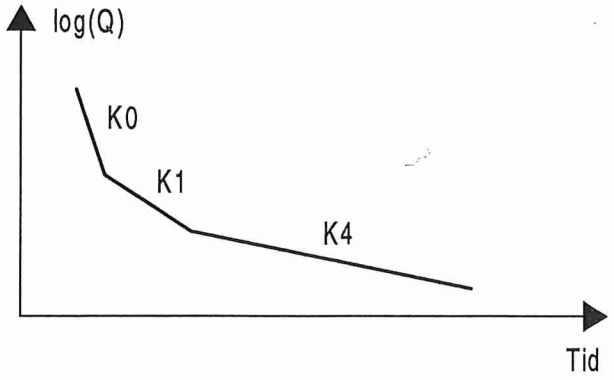
HBV-modellens normala responsfunktion ger ett recessionsförlopp enligt Figur 51. Flödet klingar av exponentiellt men med olika hastighet över respektive under tröskelvärdena. Extrapoleringen sker enligt vad som i ett logaritmiskt diagram blir en konstant lutning. Recessionsanalys för verkliga avrinningsserier för olika perioder på året gjordes för 7 testområden. Endast perioder då flödet klingade av studerades. Hösten är den bästa perioden under året att göra en recessionsanalys för, då förloppet störs mindre av avdunstning och snösmältning, men analysen gjordes för olika årstider.



Figur 49 *Exempel på isolinjer för R^2 och olika formuleringar av responsfunktionen för kalibreringsperioden, Kultsjön. Nivåskillnaden mellan isolinjerna är 0.01. Till vänster visas den ursprungliga formuleringen av responsfunktionen, Box A, och till höger resultatet efter det att recessionen låsts fast vid ett givet flöde, här MQ.*



Figur 50 *Illustration av idén med att recessionshastigheten KHQ låses fast vid ett högt flöde (HQ). Exempel från Kultsjön med Box A.*



Figur 51 *Principskiss över recessionsförloppet i HBV-modellen med de dominerande parametrarna för varje flödesnivå.*

9.1.3 Resultat

Resultaten från kalibrering och verifiering över 10 år vardera med ett urval av de testade responsfunktionerna redovisas i Tabell 16. Skillnaderna i prestanda mellan dessa olika modeller var små, och det är knappast möjligt att på grundval av detta test välja ut en ekvation som den riktiga. Överensstämmelsen för toppvärdena är av särskilt intresse. Tabell 17 ger sammanfattande statistik för modellernas förmåga att reproducera höga flöden. Statistiken bygger på serien av de högsta flödena, beräknade och uppmätta, för varje år. Flödena behöver alltså inte ha inträffat samma dag. Skillnaderna mellan de olika responsfunktionerna är även här mycket liten. I genomsnitt tycks modellerna underskatta de högsta flödena något. Detta behöver dock inte vara något verkligt problem, eftersom vissa av serierna är beräknade tillrinningsvärden, med en inneboende spridning p.g.a. osäkerheter i metoden för tillrinningsberäkning. Om man undantar Suorva, som har den mest osäkra tillrinningsserien, blir t.ex. medelavvikelsen i stället mellan -3 % och -6 % för kalibreringsperioderna.

Tabell 16 *R^2-värden för ett urval av de testade responsboxarna.*

Område	Box T	Box G	Box A	Box L
Suorva kal.	.912	.911	.909	.910
Kultsjön kal.	.880	.883	.883	.881
Ströms Vattudal kal.	.884	.881	.882	.881
Torpshammar kal.	.914	.915	.916	.914
Höljes kal.	.933	.936	.936	.937
Blankaström kal.	.898	.899	.901	.900
Torsebro kal.	.941	.944	.943	.944
Suorva ver.	.806	.804	.802	.805
Kultsjön ver.	.826	.826	.828	.829
Ströms Vattudal ver.	.831	.829	.831	.829
Torpshammar ver.	.874	.888	.885	.888
Höljes ver.	.914	.909	.914	.911
Blankaström ver.	.912	.915	.917	.916
Torsebro ver.	.899	.898	.899	.898
Medel	.887	.888	.889	.889

Tabell 17 *Statistik på årsmax för ett urval av responsekvationerna.*

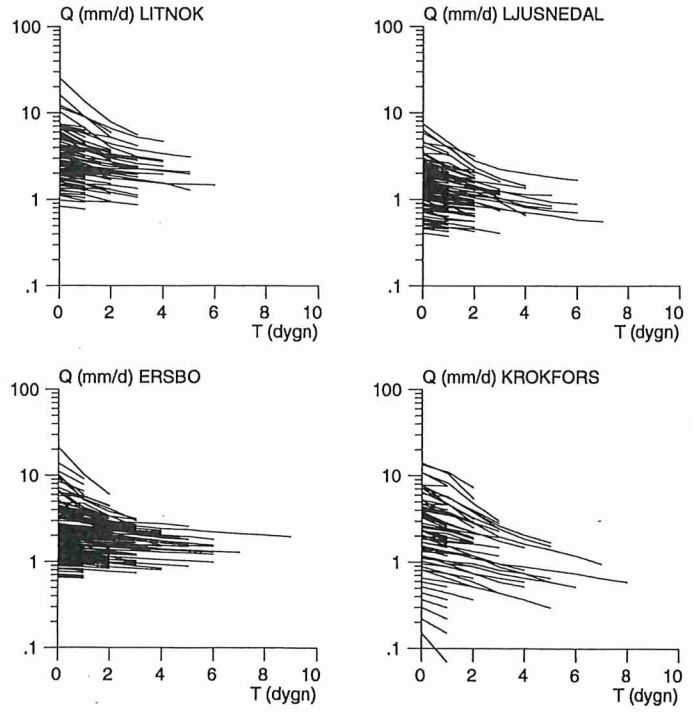
	Box T	Box G	Box A	Box L
Bias, kal. (%)	-8	-6	-7	-8
Bias, ver. (%)	-11	-8	-11	-10
Korrelation, kal. (%)	76	76	76	76
Korrelation, ver. (%)	72	72	72	72

Resultat från recessionsanalysen av uppmätta flöden visas i Figur 52. Recessionshastigheten ökar tydligt med ökande flöde, och det är knappast troligt att denna ökning skulle upphöra just vid den översta tröskelnivån i HBV-modellen. Om potensen α i Box A sätts till 1.0, antar man alltså att recessionshastigheten är proportionell mot S:

$$K(S) = K_A \cdot S^1 = K_A \cdot S$$

vilket kvalitativt stämmer överens med resultaten från recessionsanalysen. I de 7 testområdena erhölls α-värden mellan 0.5 och 1.5 med ett medelvärde på 0.8. Shaw (1988) anger 0.2 - 0.7 som typiska värden. Då α fixerades till ett konstant regionalt värde erhölls bäst resultat med α = 1.0, men praktiskt taget samma R^2-värde erhölls med α inom intervallet 0.5-1.5. Man kan utgå från värdet α = 1 vid en ny kalibrering, och om data är för osäkra för att tillåta en noggrann kalibrering, är det antagligen lika bra att fixera α till 1 som ett regionalt värde. För parametrarna i den vanliga HBV-modellen finns det inga motsvarande regionala värden framtagna.

Vid recessionsanalysen visade det sig tydligt att recessionen är mycket snabbare på sommaren än på hösten. Detta beror på avdunstning och kan i modellen beskrivas m.h.a. den kapillära uppstigningen *CFLUX*.



Figur 52 *Recessionsanalys för uppmätta flöden i september och oktober.*

9.2 Integrering av mark- och responsrutiner

En uppdelning av PULS-modellen i in- och utströmningsområden gjordes av Bergström och Lindström (1992). Med hjälp av denna kunde man bättre beskriva den snabbare recession som råder på sommaren än efter snösmältningen. Modellen användes även för simulering av effekterna av skogsdikning (t.ex. Johansson, 1993b). Denna förändring i modellstrukturen innebar att modellen blev svårare att kalibrera och beräkningstiden ökade. De förbättringar som erhölls ansågs inte vara särskilt viktiga för vattenkrafthydrologiska tillämpningar.

En förenkling av tanken med in- och utströmningsområden prövades därför. HBV-modellens övre och nedre responsbox kan sägas representera grundvattenmagasinet i området. Uttömning av grundvattenmagasinet sker ju endast i delar av området (utströmningsområden) medan i övriga delar (inströmningsområden) endast påfyllning sker. Denna uppdelning har ej någon direkt motsvarighet i modellen. En enkel modifiering av modellen för att simulera detta har prövats.

Detta gjordes genom att modellens mark- och responsrutiner kördes separat för in- och utströmningsområden. Endast den övre boxen användes i detta fall. För utströmningsområdet togs responsboxen bort och det vatten som kommer från responsboxen i inströmningsområdet passerar oförändrat genom utströmningsområdet. Eftersom vattnet i utströmningsområdet antas gå upp till ytan kan markvattenzonen anses vara mättad. All nederbörd och snösmältning rinner av direkt och avdunstningen under snöfria perioder blir lika med den potentiella.

Fördelningen mellan ut- och inströmningsområden gjordes beroende av nivån i inströmningsområdets responsbox. När denna är tom blir utströmningsområdet 0% av hela arealen och ökar sedan linjärt med stigande nivå i boxen. Arealerna är konstanta under dygnet och räknas bara om mellan tidsstegen.

Endast ett område (Torsebro) prövades och någon förbättring av resultaten uppnåddes ej. Vid automatisk kalibrering blev utströmningsområdet mycket litet (ca 1%). Detta beror antagligen på att vid större utströmningsområde blir variationerna i modellberäknad vattenföring mellan tidsstegen alltför stora. Utjämningen i transformationsrutinen (som styrs av parametern *MAXBAS*) verkar ej vara tillräcklig i detta fall. En skillnad i recessionshastighet mellan olika årstider kan även åstadkommas på ett enklare sätt genom användning av den kapillära uppstigningen, *CFLUX*, från grundvattendelen till markvattenmagasinet.

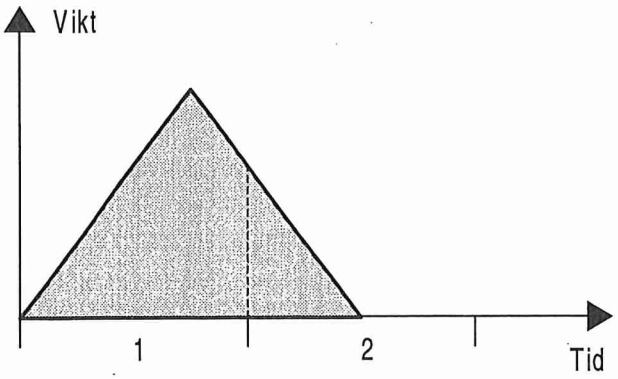
9.3 Transformationsfunktionen

HBV-modellens transformationsfunktion är i princip en enkel enhetshydrograf. Rutinen består av en triangulär fördelning av flödet över tiden. Basen i triangeln motsvaras av parametern *MAXBAS*. Då modellen utvecklades tilläts *MAXBAS* att anta andra värden än bara heltal, men detta gick man med tiden ifrån. Erfarenheten från främst automatisk kalibrering pekade dock på att det är önskvärt att generalisera till godtyckliga *MAXBAS* igen (Zhang, 1994). Detta underlättar kalibreringen, och gör att man inte behöver ha en speciallösning för denna parameter som tidigare, utan kan behandla den på samma sätt som alla andra parametrar. Principen för den generaliserade transformationsfunktionen framgår av Figur 53.

Som alternativ till den triangulära fördelningen av vikter testades även några andra funktioner. Fördelningens utseende påverkas egentligen av avrinningsområdets karaktär, eftersom det snarast är en koncentrationstid. De olika fördelningarna som testades var:

1. Normal triangulär fördelning
2. Rektangulär fördelning
3. Exponentialfördelning

Resultaten från 7 testområden visade att generaliseringen från hela dygn till reella tal, förbättrade R^2-värdet med i genomsnitt 0.001, dvs. en ganska liten förbättring. Ytterligare en förbättring av samma storleksordning erhölls när man bytte ut den triangulära fördelningen mot en rektangulär, medan exponentialfördelningen fungerade lika bra som den triangulära. Skillnaderna var med andra ord små. Den enda förändringen som lades in i HBV-96 var därför generaliseringen till annat än hela tidssteg.



Figur 53 *Exempel på fördelningen av ett flöde över 2 tidssteg då MAXBAS = 1.5.*

9.4 Rinntider

Då flera delområden kopplas samman kan det även vara aktuellt att fördröja och dämpa flöden i flodsträckan mellan två delområden. För detta ändamål används parametrarna *LAG* och *DAMP* som kan ges önskade värden för varje sammanbindningslänk mellan delområden.

Parametern *LAG* anger det antal dagar som flödet skall förskjutas medan *DAMP* används för att dämpa flödet. *DAMP* kan variera från 0 (ingen dämpning) till 0.5 (maximal dämpning). Beräkningarna i programmet bygger på Muskingums ekvationer (se t.ex. Shaw, 1988). Den aktuella flodsträckan delades i det ursprungliga programmet in i ett antal segment som var lika med *LAG* (eller närmaste heltal om *LAG* ej var ett heltal). I varje segment beräknades utflödet för ett visst tidssteg (U_t) ur inflödet för samma och föregående tidssteg (I_t resp. I_{t-1}) samt utflödet vid föregående tidssteg (U_{t-1}):

$$U_t = c_1 \cdot I_t + c_2 \cdot I_{t-1} + c_3 \cdot U_{t-1}$$

där c_i är konstanter som beräknats ur *LAG* och *DAMP* med hjälp av Muskingums ekvationer. Detta visade sig fungera tillfredsställande endast om *LAG* var ett heltal medan man i andra fall kunde få orimliga resultat i form av negativa flöden.

Programmet har därför ändrats. För att kringgå problemen då *LAG* ej är heltal så tillåts flera segment per tidssteg i sådana fall. Varje segment motsvarar då en kortare tid än det tidsteg som användes i modellen. Antalet beräknas av programmet så att det går jämnt

upp med det valda värdet på *LAG*. Heltal på *LAG* ger alltså samma antal segment. Ett värde på 1.5 ger 3 segment dvs. 2 segment per tidssteg. Värdet 1.67 ger 5 segment dvs. 3 per tidssteg osv. Beräkning av dämpning ur parametern *DAMP* blir då enkel i samtliga fall. Konstanterna c_1 och c_3 blir då alltid lika med *DAMP(1+DAMP)* medan c_2 blir *(1-DAMP)/(1+DAMP)*. En nackdel är att eftersom dämpningen även beror på antalet segment blir valet av värde på *DAMP* beroende av värdet på *LAG*.

9.5 Slutsatser

De responsfunktioner som testades som alternativ till den traditionella modellen fungerade lika bra eller aningen bättre. Eftersom de bygger på färre parametrar bör det vara att föredra någon typ av kurva i stället för den gamla modellen. Skillnaderna i modellprestanda var små mellan de olika responsfunktionerna. Man ställs inför delvis samma problem som vid valet av fördelningsfunktion vid frekvensanalys (se t.ex. Lindström, 1993). Det finns knappast underlag för att man skall kunna rekommendera en metod framför de andra. Någon metod måste dock väljas ut. Därför valdes den som kallas Box A ovan ut och lades in i HBV-96 som komplement till den traditionella modellen. Den nya modellen är enkel att förstå och tillämpa och ger goda resultat. Den är i analogi med t.ex. avbördningskurvan för en sjö, och innefattar den vanliga linjära reservoaren som ett specialfall. Som standardvärde kan parametern α sättas till 1.

Värdet på α har naturligtvis stor inverkan på resultatet vid t.ex. en dimensioneringsberäkning. Man kommer alltså inte ifrån osäkerheten vid extrapolering med denna modell heller, även om osäkerheten bör vara mindre eftersom modellen innehåller färre parametrar.

Integrationen av mark- och responsfunktioner gav inga förbättringar och torde ha liten betydelse vid vattenkrafthydrologiska tillämpningar. Transformationsfunktionen och routingdelen generaliserades så att de inte längre bara arbetar med hela tidssteg, vilket är en fördel vid tillämpningen av modeller med detaljerad indelning i delområden.

10 KALIBRERING

10.1 Inledning

HBV-modellen innehåller ett antal parametrar som inte har någon direkt fysikalisk innebörd. Några typiska exempel är *FC*, *LP* och *BETA*. Dessa bestäms genom kalibrering, vilket innebär att man försöker bestämma den uppsättning parametervärden som ger bästa möjliga överensstämmelse mellan beräknad och uppmätt vattenföring. Detta har traditionellt gjorts manuellt, genom att man gör ett antal körningar med modellen och studerar överensstämmelsen grafiskt och i form av t.ex. R^2-värdet. För varje körning gör man en bedömning av vilken eller vilka parametrar som bör ändras för att man ska erhålla ett bättre resultat. Processen är relativt tidsödande och innehåller flera subjektiva bedömningar, t.ex. av hur länge det är lönt att fortsätta kalibreringen. När man jämför prestanda för olika modellversioner kan man frestas att försöka kalibrera den version som man själv föredrar, lite noggrannare. Resultatet beror även av erfarenheten hos den person som gör kalibreringen. En ny modellversion som uppför sig på ett delvis nytt sätt kan vara svårare att kalibrera än en gammal beprövad modell.

Trots problemen kalibreras HBV-modellen fortfarande oftast manuellt. Till exempel skriver Killingtveit och Saelthun (1995) att "So far the automatic methods have not proved very efficient, and are normally not recommended for the calibration of the HBV model". Harlin (1991) visade dock att HBV-modellen kan kalibreras automatiskt, oftast med goda resultat, om man sätter rimliga värden för modellens parametrar vid kalibreringens start. Metoden utvecklades för standardversionen av HBV-modellen och måste anpassas till varje ny modellversion som skall testas. Sökmetoden som används är relativt ineffektiv om modellens parametrar är beroende av varandra, något som tyvärr ofta är fallet. I de högupplösta modeller som testades i detta projekt blev beräkningstiden väldigt lång för en automatisk kalibrering, i något fall ända upp till en vecka. Målen för vidareutvecklingen av den automatiska kalibreringen var därför att förenkla och snabba upp metoden och göra den mindre beroende av den valda modellstrukturen.

10.2 Kriterier för optimering

Vid optimeringen försöker man minimera felet *E*, dvs. avvikelsen mellan beräknad och uppmätt vattenföring. Denna kan mätas på flera sätt, t.ex.

$$E(p) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} |qcom(i) - qrec(i)|^p$$

Om exponenten *p* sätts till 2 får man det vanliga medelkvadratfelet, *mse*. Det mest använda kriteriet för bedömning av hydrologiska modeller är det av Nash och Sutcliffe (1970) införda effektivitetsmåttet R^2:

$$R^2 = 1 - \frac{mse}{Var(q)}$$

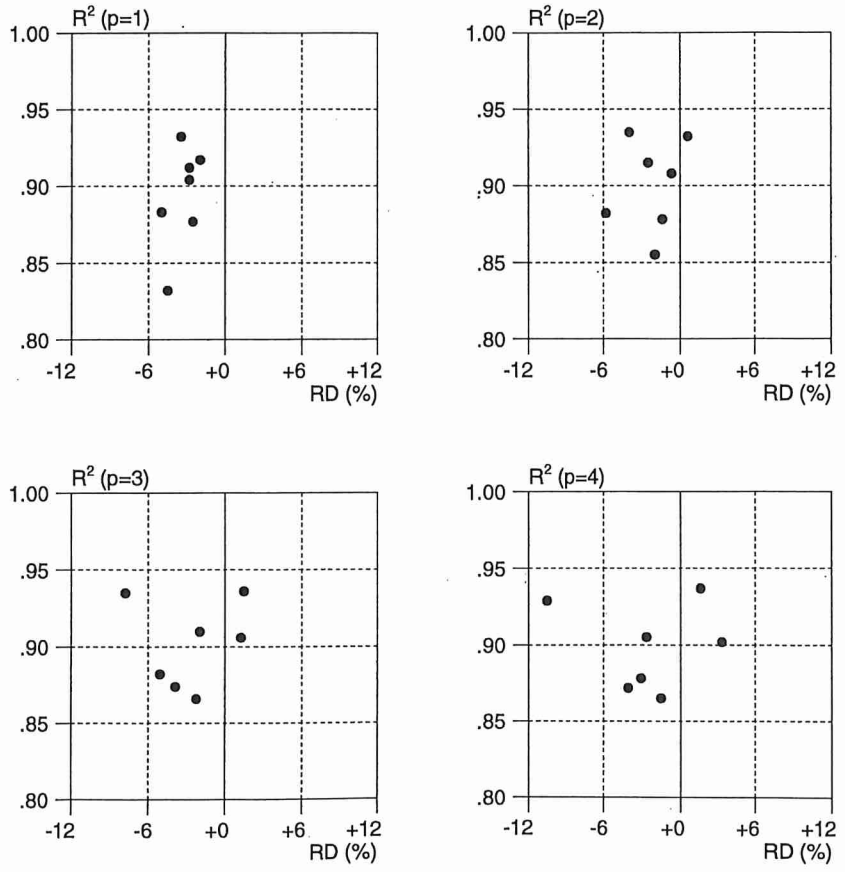
där *Var(q)* är variansen för den uppmätta vattenföringsserien. Ett annat viktigt mått är volymfelet *ACCDIFF*, som är den ackumulerade differensen mellan beräknad och uppmätt vattenföring:

$$ACCDIFF(t) = \sum_{i=1}^{t} (qcom(i) - qrec(i))$$

Kriteriet mäter systematiska fel i volymen över längre perioder. För hela perioden kan det relativa volymfelet, *RD*, vara ett mera praktiskt mått:

$$RD = \frac{ACCDIFF(n)}{\sum_{i=1}^{n} qrec(i)}$$

I Harlins metod för automatisk kalibrering används olika kriterier för olika parametrar, alla kriterierna är varianter av de ovan nämnda. Anledningen till detta är bland annat att en optimering av till exempel enbart R^2 ofta leder till att man får ett betydande volymfel. Erfarenheten säger att volymen ofta underskattas med den uppsättning parametrar som erhålls vid en maximering av R^2. Figur 54 visar att problemet med ett kvarvarande volymfel vid slutet av optimeringen inte enbart gäller för exponenten p=2, som är den exponent som ligger till grund för R^2-värdet.



Figur 54 *R^2 mot volymfelet RD för 7 testområden optimerade med olika exponenter p i kriteriet.*

Problemet med att hitta till en parameteruppsättning utan volymfel kan delvis bero på att optimet för R^2 kan vara ganska flackt. Det innebär att en stor ändring av en parameter som leder till en stor förändring av volymen, kan innebära en ganska liten förändring i R^2. Vad man egentligen oftast strävar efter är en uppsättning parametrar som dels ger ett

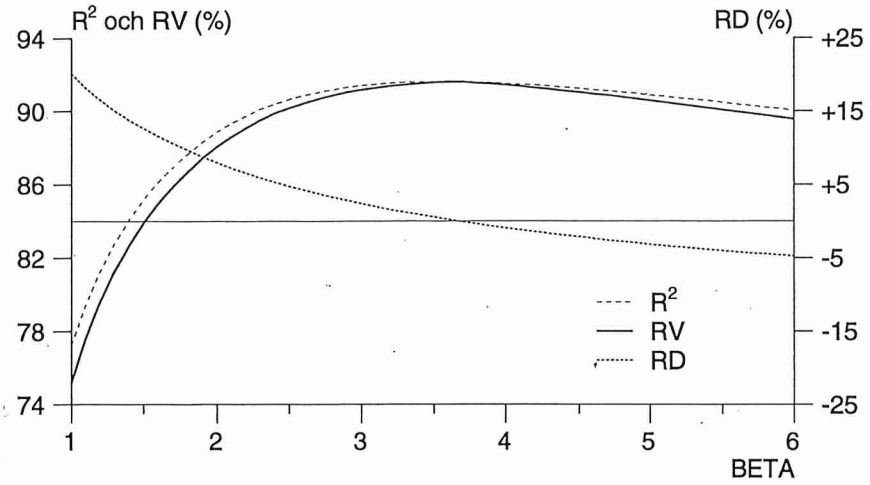
försumbart volymfel och dels ger en så bra anpassning som möjligt. En möjlighet är då att väga samman de två dimensionslösa måtten, R^2 och *RD* enligt:

$$RV = c \cdot R^2 - (1-c) \cdot |RD|$$

I praktiken blir dock tolkningen enklare om man skriver om ekvationen och inför ett nytt mått *RV*

$$RV = R^2 - w \cdot |RD|$$

RV är alltså i stort sett lika med det vanliga R^2-värdet, fast med en liten bestraffning för ett eventuellt volymfel. Figur 55 visar känsligheten i de två kriterierna R^2 och *RV* för en förändring i en enda parameter: *BETA*. Figuren visar att optimet blir något mer väldefinierat för *RV* än för R^2.

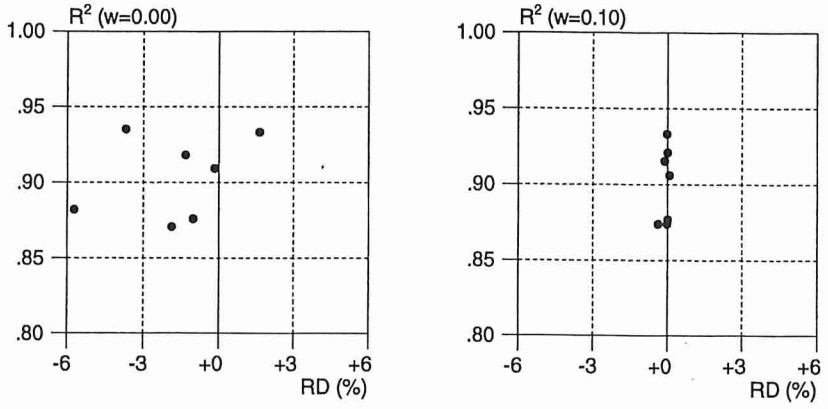


Figur 55 *R^2, RV och RD som funktion av BETA, w = 0.1 har använts. Exempel från Torpshammar, 1979-1989.*

Om man i kalibreringen optimerar *RV* i stället för bara R^2 får man nästan lika höga R^2-värden, men utan volymfel (Tabell 18 och Figur 56). Tabellen visar att $w = 0.1$ oftast ger en bra kompromiss mellan R^2 och volymfel.

Tabell 18 *R^2 och RD för 10 års kalibrering och olika vikter w i kriteriet RV. Medel över 7 områden.*

w =	0.00	0.01	0.05	0.10	1.00
Medel R^2 (%)	90.4	90.2	90.2	90.0	87.0
Medel RD (%)	-1.7	-1.7	-0.8	-0.1	0.0

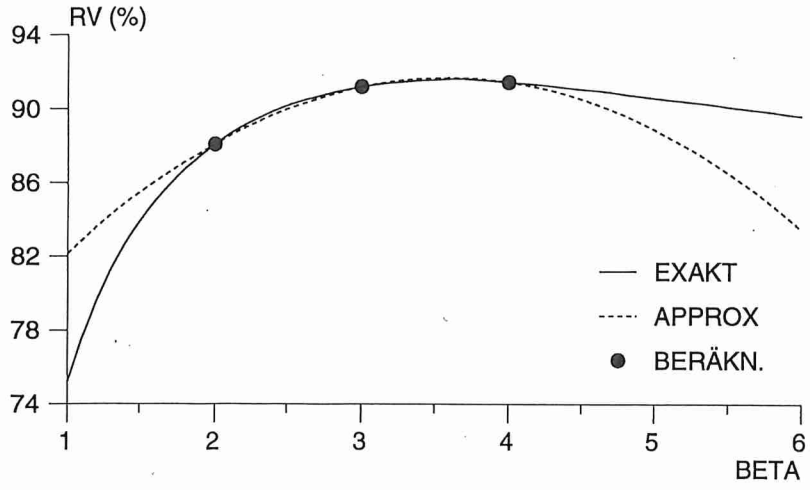


Figur 56 *R^2 och volymfelet RD efter optimeringar av kriteriet RV med två olika w (w=0 motsvarar det vanliga R^2-värdet).*

10.3 Sökning av optimet

I Harlins automatiska kalibreringsmetod utnyttjas olika kriterier för olika parametrar. Därför görs en endimensionell sökning för varje parameter, med hjälp av Brents paraboliska metod såsom den beskrivs av Press m.fl. (1992). För varje parameter måste man ange ett startvärde, övre och undre gränser samt en tolerans. Kriteriet beräknas först för startvärdet på parametern. Därefter tas ett steg in i det längsta av de två intervall som ligger mellan startvärdet och gränserna. Steget baseras på gyllene snittet och blir cirka 38 % av intervallets längd. Liknande steg enligt gyllene snittet tas därefter tills den paraboliska interpolationen kan påbörjas. Den paraboliska sökningen går till så att man utnyttjar kriteriet för tre värden på parametern och sedan anpassar en parabel genom dessa tre punkter (Figur 57). Kriteriet beräknas sedan för parabelns maxvärde, som förhoppningsvis ligger nära det verkliga maxvärdet. Denna punkt får därefter ersätta den sämsta av de tre tidigare värdena och man beräknar en ny parabel genom de tre nya punkterna. Detta upprepas tills man uppnått en på förhand vald noggrannhet i parametervärde. Toleransen räknas i procent av parameterns värde. Detta kan leda till ett stort antal beräkningar om parameterns värde är nära noll, vilket kan inträffa för t.ex. *TT* och K_0.

Den ovan beskrivna sökningen görs för alla parametrar enligt en på förhand utvald ordning. Beroendet mellan parametrarna tas hänsyn till genom att man efter en loop över alla parametrarna börjar om igen med den första parametern i en ny loop. Dessa loopar över alla parametrarna pågår så länge som förbättringen i R^2-värde överstiger en utvald tolerans. I varje parameterloop görs den fullständiga Brent-optimeringen såsom den beskrevs ovan, utan att man utnyttjar det faktum att optimet oftast inte ändras särskilt långt efter de första looparna. Metoden innebär att man ofta räknar onödigt mycket för att vara på den säkra sidan. När man använder ett och samma kriterium för alla parametrarna blir metoden ekvivalent med Powells metod (Press m.fl., 1992), eftersom man succesivt optimerar alla parametrarna utefter axlarna i ett flerdimensionellt rum.



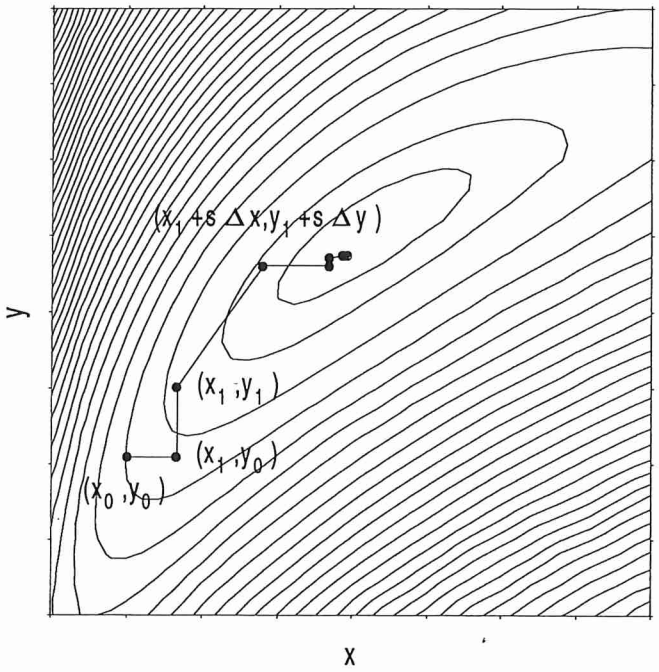
Figur 57 *RV som funktion av BETA, samt den approximerande parabeln. Exempel från Torpshammar, 1979-1989.*

Flera metoder testades i projektet för uppsnabbning av metoden, däribland konjugata gradientmetoden och BFGS-metoden (en kvasi-Newtonsk metod), såsom de beskrivs av Press m.fl. (1992). I dessa utnyttjas gradienten, vilken alltså måste beräknas. I tillägg till dessa testades ett stort antal olika varianter av den endimensionella paraboliska metod som beskrevs ovan. Den metod som visade sig fungera bäst är en modifiering av Powells metod och beskrivs nedan. Liksom i Powells metod görs optimeringen i den nya metoden av en parameter i taget, medan de övriga hålls konstanta. Den aktuella parametern kan kallas för x, och kriteriet blir då en funktion $f(x)$. Det visade sig att den normala steglängden vid Brents metod, som bygger på gyllene snittet, ofta är överdrivet pessimistisk i denna tillämpning.

I den nya metoden tas endast små steg runt startpunkten. Omfattande tester visade att det var lagom att gå 10 % till vänster och höger, som andra och tredje beräkning av $f(x)$. Därefter sker den paraboliska optimeringen såsom beskrevs ovan för Brents metod. En viktig skillnad är dock att denna endimensionella optimering avbryts när en utvald noggrannhet i kriteriet har uppnåtts, och inte en utvald noggrannhet i parametervärdet som i ursprungsmetoden. Härigenom undviks problemen med onödigt många beräkningar när parametervärdet är nära noll, och överdrivet hög noggrannhet för parametrar som är relativt okänsliga. Man slipper även ange olika toleranser för olika parametrar såsom i den gamla metoden. Detta innebär att mer beräkningstid ägnas åt att ställa in känsliga parametrar noga. Optimeringen pågår tills kriteriet skiljer sig mycket lite mellan det värde som gäller i den mellersta av de tre punkterna i parabeln, och det som erhålls i det ur dessa tre punkterna uppskattade optimet. Eftersom parametrarna är beroende av varandra är det onödigt att använda en hög noggrannhet i varje parameter. En lagom stor noggrannhet i kriteriet RV var 0.001.

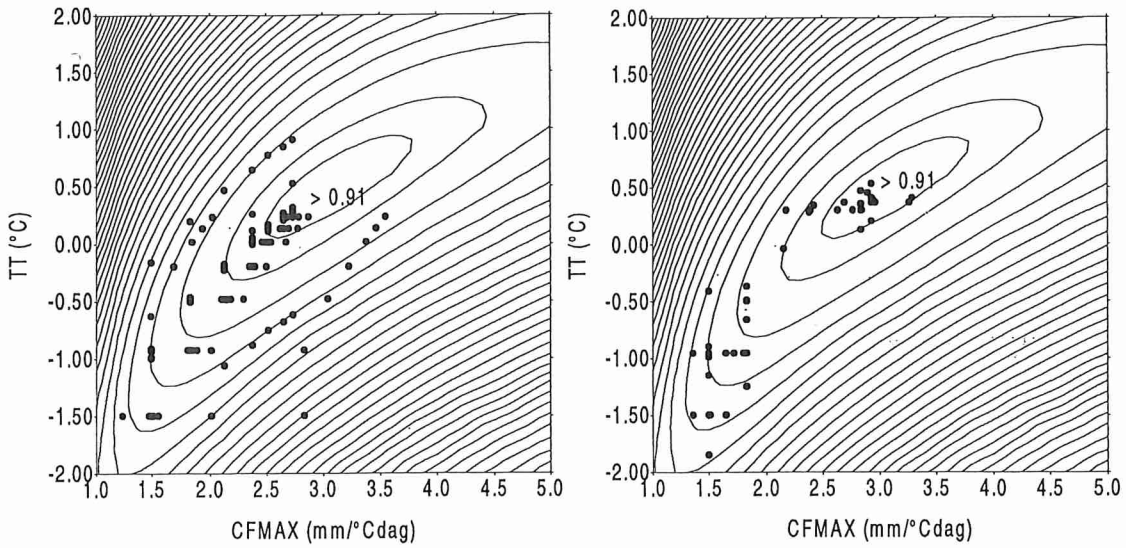
När en parameter har optimerats klart fortsätter man med nästa. Metoden förklaras nedan för det enklaste fallet då man bara optimerar två parametrar x och y (Figur 58). Kriteriet blir då en funktion av 2 parametrar, t.ex. $g(x,y)$. Optimeringen startar i punkten (x_0,y_0). Optimering i x-led sker då först enligt den metod som beskrivs ovan. Det bästa värdet i x-led, x_1, ersätter då x_0 och optimeringen fortsätter i y-led runt punkten (x_1,y_0). Efter en parameterloop över de 2 parametrarna nås därmed punkten (x_1,y_1). Förflyttningen som har gjorts kan kallas för $(\Delta x,\Delta y)$. Eftersom en förbättring erhölls i riktningen från

(x_0,y_0) till (x_1,y_1) är det troligt att ytterligare förbättring kan erhållas längs linjen genom dessa 2 punkter. Utmed denna linje tas därefter ytterligare ett lika stort steg till. Detta steg kan kallas för s. Efter beräkningen i denna nya punkt har man 3 punkter på en ny axel, och en funktion $f(s)$ med kända värden i s=-1, s=0 och s=+1. Det bästa värdet på parametern s bestäms sedan med den paraboliska metoden för en dimension. Det optimala värdet på s ger då den nya punkten $(x_1+s\,\Delta x, y_1+s\,\Delta y)$.



Figur 58 *Principskiss över den utvecklade sökmetoden i 2 dimensioner.*

Genom införandet av den nya sökriktningen i s-led, tas hänsyn till beroendet mellan parametrar. Skillnaden mot en gradientmetod är att ingen beräkningstid går åt till att beräkna gradienten. Det faktum att de olika parametrarna kan vara av helt olika storleksordning tas hand om av metoden på ett enklare sätt än i en ren gradientmetod. Efter några loopar över alla parametrar förändras de flesta parametrarna inte alls. De kan med den nya metoden därmed stängas av, och optimeringen av dessa parametrar sker bara i varannan loop så länge som de ej förändras. En ytterligare fördel är att man kan styra ordningen i vilken parametrarna kalibreras på ett annat sätt än med en gradientmetod. Exempel på sökvägar med den gamla och nya metoden visas i Figur 59.

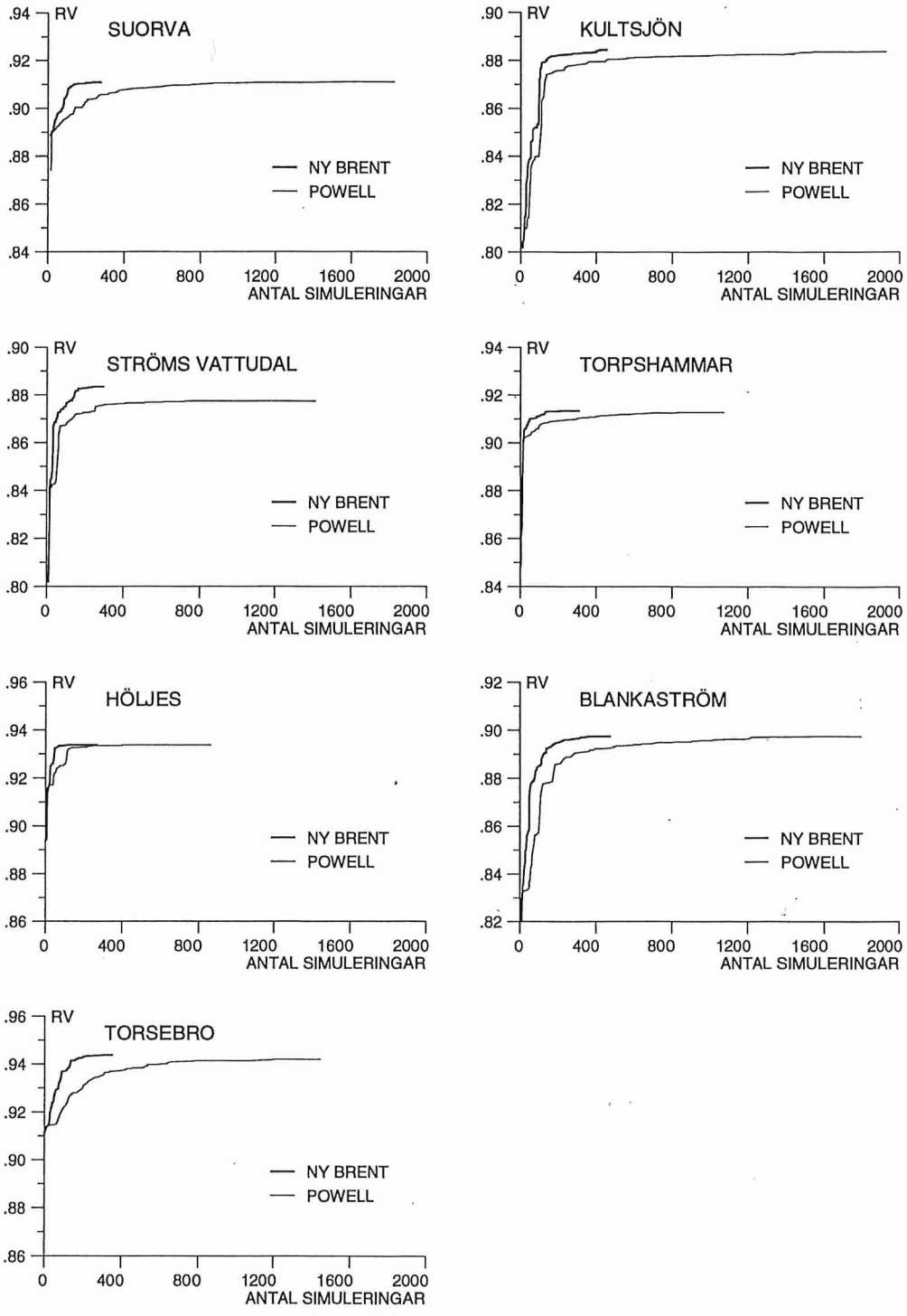


Figur 59 *Sökväg enligt den gamla (till vänster) och nya (till höger) sökmetoden. Isolinjer för kriteriet RV. Varje punkt representerar en modellberäkning.*

I alla beräkningarna som beskrivs ovan måste man se till att man inte hamnar utanför de uppställda gränserna för parametrarna, något som är enkelt med den nya metoden. Ordningen mellan parametrarna påverkar resultatet, och flera olika varianter provades. Bäst resultat erhölls då parametrarna kalibrerades uppifrån och ned i modellen, dvs. med början i snörutinen, följt av markrutinen, responsfunktionen och transformationsfunktionen. Denna ordning är ungefär densamma som den som föreslogs av Harlin, förutom placeringen av transformationsfunktionen. En variant testades i vilken man efter den första loopen hela tiden optimerade den parameter som för tillfället var känsligast. Detta gav dock ingen förbättring. Den slutligt valda metoden jämförs i Figur 60 nedan med den ursprungliga Powell-metoden såsom den använts i IHMS, om ett enda kriterium optimeras över hela perioden.

10.4 Startvärden i optimeringen

En av svårigheterna vid en automatisk kalibreringen är att resultatet kan bero av de startvärdena som har satts på de ingående parametrarna. Exempel på parametrar som samverkar är recessionshastigheten K_0 och graddagfaktorn *CFMAX*. Om man till exempel har en för snabb recession som startvärde så kan det leda till att den automatiska kalibreringen kompenserar för detta genom att sänka snösmältningshastigheten. Förekomsten av lokala optima kan ytterligare störa förloppet och leda till att man kan nå en annan slutpunkt genom att ändra startvärden på parametrarna. Dessutom kan man ofta hitta många olika parameterkombinationer som ger samma kriterium. Modellen har i sådana fall inget entydigt optimum. En ytterligare fördel med att välja bra startvärden är att kalibreringen snabbas upp. Att startvärdet har stor betydelse för slutresultatet illustreras tydligt av Tabell 19.



Figur 60 *Resultat enligt den nya sökrutinen (NY BRENT) jämfört med originalmetoden (POWELL) i det fall en enda parameter, här RV, optimeras.*

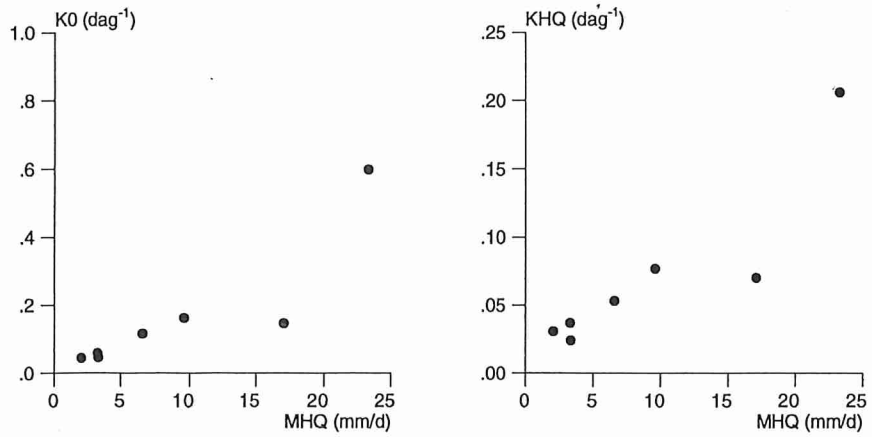
Tabell 19 *Exempel på startvärde på recessionsparametrar och slutliga R^2.*

Startvärde på K0	Startvärde på K1	Slutvärde på K0	Slutvärde på K1	R^2_{opt}
0.050	0.050	0.008	0.029	0.852
0.200	0.200	0.019	0.034	0.838

För att minska startvärdenas påverkan på resultatet utvecklade Harlin (1991) en metod för att uppskatta recessionsparametrarna ur varaktighetskurvan. Denna metod har i praktiken inte kommit till särskilt stor användning, eftersom den innebär ytterligare ett moment i arbetet vid en automatisk kalibrering. I praktiken har oftast samma startparametrar använts i alla områden, utan någon hänsyn tagen till det aktuella området. Erfarenheten visar att en mycket viktig parameter i detta sammanhang är den övre recessionshastigheten, K, dvs. K_0 i den vanliga HBV-modellen och *KHQ* i den nya modellen. Detta styrks även av till exempel Zhangs (1994) studie samt omfattande tester inom detta projekt. För att förenkla Harlins metod testades alternativa metoder för uppskattning av ett rimligt värde på recessionsparametern. Försök gjordes att bestämma parametrarna ur varaktighetskurvan, andra statistiska mått samt ur autokorrelationen. Ett enkelt samband erhölls mellan till exempel K och *MHQ* i mm/dygn (Figur 61). Startvärdet på *KHQ* kan sättas till

$$KHQ \approx 0.01 \cdot MHQ$$

för svenska förhållanden. Fördelen med detta samband är att *MHQ* är ett lätt tillgängligt mått. Däremot var det svårare att dra nytta av autokorrelationen.

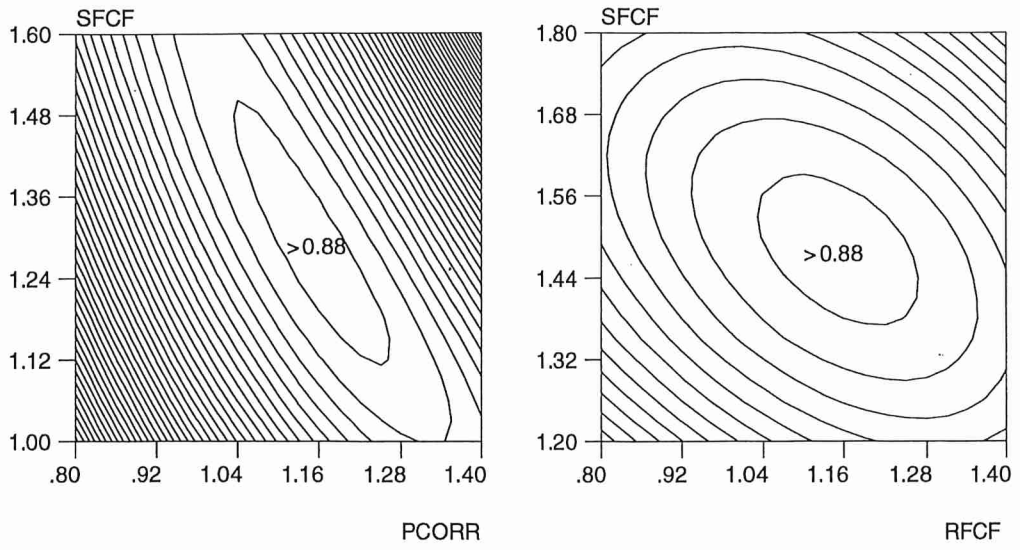


Figur 61 *Optimalt värde på recessionsparametrarna K0 i originalmodellen och KHQ i HBV-96 relaterat till MHQ i mm/dygn.*

I de studier som gjordes visade det sig också att volymsfelet inte bör vara alltför stort i starten. Här är det viktigt att avdunstningen uppskattas någorlunda väl av startparametrarna, åtminstone i södra Sverige. Ett sätt att ta hänsyn till detta är att låta avdunstningen bero av andelen skog. Detta görs automatiskt om man använder den nya interceptionsparametern eller den nya parametern *CEVPFO*. Modellen tar också automatiskt hänsyn till skillnaderna i snösmältning mellan öppna områden och skog genom att *FOCFMAX* används. Som standardvärde på *FOCFMAX* användes 0.57. Då korrigerad nederbörd används är det rimligt att starta optimeringen av nederbördskorrektionen på 1.0.

10.5 Beroendet mellan parametrar

Beroendet mellan parametrar påverkar dels slutresultatet i sig och dels hur lång tid det tar att hitta slutpunkten. Extremt beroende parametrar innebär längre beräkningstider och större risk att sökmetoden skall fastna i något lokalt optima. Som komplement till att förbättra själva sökmetoden bör man sträva efter att göra parametrarna så oberoende av varandra som möjligt (jfr t.ex. Gupta och Sorooshian, 1983). Ett exempel på detta ges i avsnittet om den nya responsfunktionen. Ett annat exempel visas i Figur 62. Figuren visar att det kan vara enklare att kalibrera modellen om en särskild korrektion, *RFCF*, införs, som bara påverkar regnnederbörden i analogi med *SFCF* som bara påverkar snönederbörden. Ytterligare ett par av parametrar som beror av varandra är *BETA* och *FC* (se t.ex. Zhang, 1994). Ytterligare undersökningar visade att FC i många områden kan tas ut ur kalibreringen och ges ett standardvärde för regionen med bibehållen prestanda i kalibreringen. På så sätt förenklas kalibreringen och man undviker att få onaturliga värden på *FC*.



Figur 62 *Isolinjer för R^2 för kalibreringsperioden i Kultsjön. Nivåskillnaden mellan isolinjerna är 0.01. SFCF = Snöfallskorrektion, PCORR = Korrektion för både regn och snö och RFCF = Regnkorrektion.*

10.6 Regional kalibrering

En tillämpning av modelltekniken som dök upp på 1980-talet är QiLän-beräkningar (se t.ex. Johansson, 1992). Modellen användes som ett hjälpmedel för uppskattning av vattenföringen i punkter där mätningar saknas. Det kan t.ex. gälla en punkt i ett vattendrag där prover tas för kemisk analys. Man har då manuellt kalibrerat modellen för ett antal punkter i en region, typiskt ett län, och jämkat samman dessa för att få fram en uppsättning parametrar som ger bra resultat i hela regionen. Den automatiska kalibreringen kompletterades här med en möjlighet att kalibrera en hel region i en enda beräkning. Som kriterium används en viktning av kriterierna för de ingående stationerna där mätningar finns. Om man t.ex. optimerar R^2-värdet fås ett regionalt R^2-värde enligt:

$$R^2_{REG} = c_1 R^2_1 + c_2 R^2_2 + \ldots + c_N R^2_N$$

och detta regionala kriterium används sedan vid kalibreringen. Områdena behöver ej vara sammanhängande. Ett annat tillfälle då den regionala kalibreringen kan vara ett alternativ är då man har flera stationer i samma vattendrag och en exakt anpassning till mätningarna i varje punkt skulle leda till orimliga skillnader i specifik avrinning.

10.7 Slutsatser

En vidareutveckling av metoden för automatisk kalibrering gjordes. Ett nytt kriterium, som viktar ihop R^2-värdet och volymfelet, utvecklades. Därigenom kunde man utnyttja ett och samma kriterium för optimering av alla modellens parametrar. Eftersom alla parametrar optimeras på en gång kunde sökmetoden göras mer effektiv för detta special-fall. För några parametrar formulerades modellen om så att parametrarna blev mindre beroende av varandra, något som gör optimeringen mer effektiv.

11 SLUTLIG MODELLSTRUKTUR

Baserat på erfarenheterna från föregående avsnitt togs en ny version av HBV-modellen, HBV-96, fram. Den nya modellversionen är bakåtkompatibel, dvs. områden som har satts upp och kalibrerats med den tidigare modellversionen kan användas utan att resultatet påverkas. För att dra nytta av den nya modellstrukturen måste man göra justeringar i inställningen av modellen och göra en omkalibrering.

De förändringar i modellstrukturen som lades in sammanfattas nedan:

- Modellen baseras på en indelning i delavrinningsområden med vattendelare enligt SMHIs standardavrinningsområden, som grund för bättre utnyttjande av areell information. Detta motsvarar en rumslig upplösning på cirka 40 km^2, men en godtycklig upplösning kan utnyttjas.

- Arealmedelvärden för nederbörd och temperatur kan beräknas automatiskt med antingen viktning mot avståndet eller optimal interpolation. Korrigerad nederbörd kan användas som indata.

- Som normalt tidsteg valdes 24 timmar, men den nya modellen anpassades så att användandet av kortare tidssteg förenklas.

- En rutin för snöfördelning inom en höjdzon lades in, tillsammans med en brytpunkt i nederbördens höjdberoende för att beskriva snöns omfördelning mellan höjdzoner. En annan höjdgradient över glaciärer lades in tillsammans med en enkel volymskontroll för glaciärer.

- Ett temperaturintervall runt tröskeltemperaturen som beskriver snöblandat regn lades in.

- En interceptionsrutin lades in. Som alternativ kan en högre potentiell evapotranspiration från skog ansättas.

- Enkla metoder för att förbättra beräkningen av potentiell avdunstning utan införandet av extra indata togs fram. Detta innefattar bl.a. ett höjdberoende för avdunstningen, avdunstning som beror av aktuell lufttemperatur och nederbördsmängd, och förändringar i sjöavdunstningen. Dessutom infördes möjligheten att utnyttja en godtycklig beräknad eller uppmätt avdunstningsserie, antingen potentiell eller verklig, som drivdata till modellen.

- Luftfuktighet kan via den våta temperaturen användas som indata för beräkning av snösmältning.

- Rutinerna för koncentrationstid och rinntider generaliserades så att delar av tidssteg kan läggas in.

- En avbördningskurva för utflödet ur den övre zonen i modellen lades in tillsammans med en metod att fixera recessionen vid en utvald flödesnivå.

Den slutliga modellens struktur visas schematiskt i Figur 63, och i större detalj i Figur 64. I tillägg till förändringarna i modellens struktur gjordes följande förändringar i systemet kring modellen:

- Ett program för presentation av delområdesresultat utvecklades. Förhållandena i de olika delområdena eller inom utvalda höjdintervall kan följas i tiden, vad gäller t.ex. snötillgång, snötäckningsgrad eller markfuktighet.

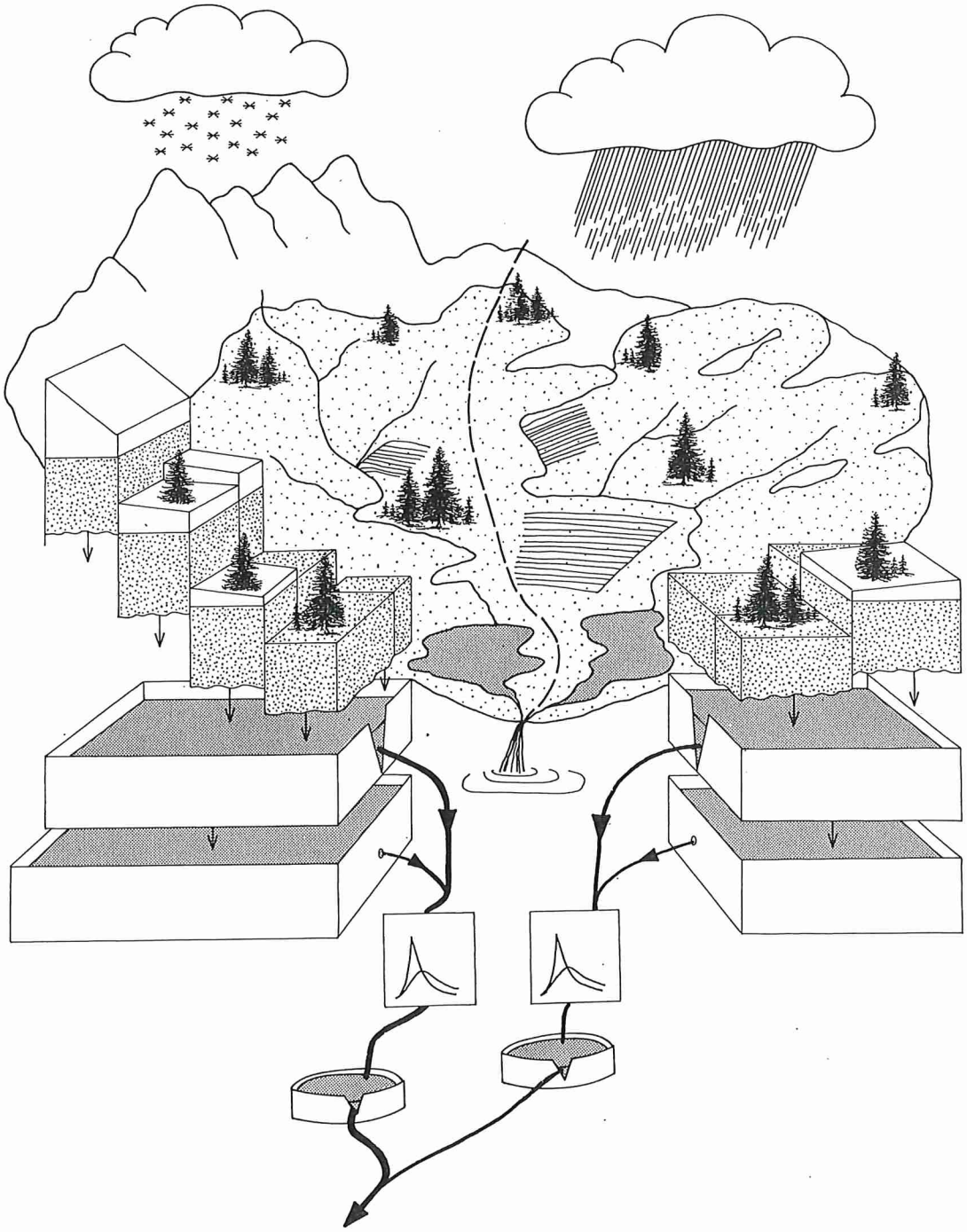
- Modellens beräkningsordning ändrades så att hela området räknas varje dag. Detta är en förutsättning för beskrivning av vissa regleringsrutiner.

- Ett nytt kriterium som är en kompromiss mellan volymfel och R^2-värde togs fram för en förenkling av den automatiska kalibreringen. Optimeringsrutinen för automatisk kalibrering vidareutvecklades och gjordes mer effektiv. En möjlighet till kalibrering av regionala parametrar lades in.

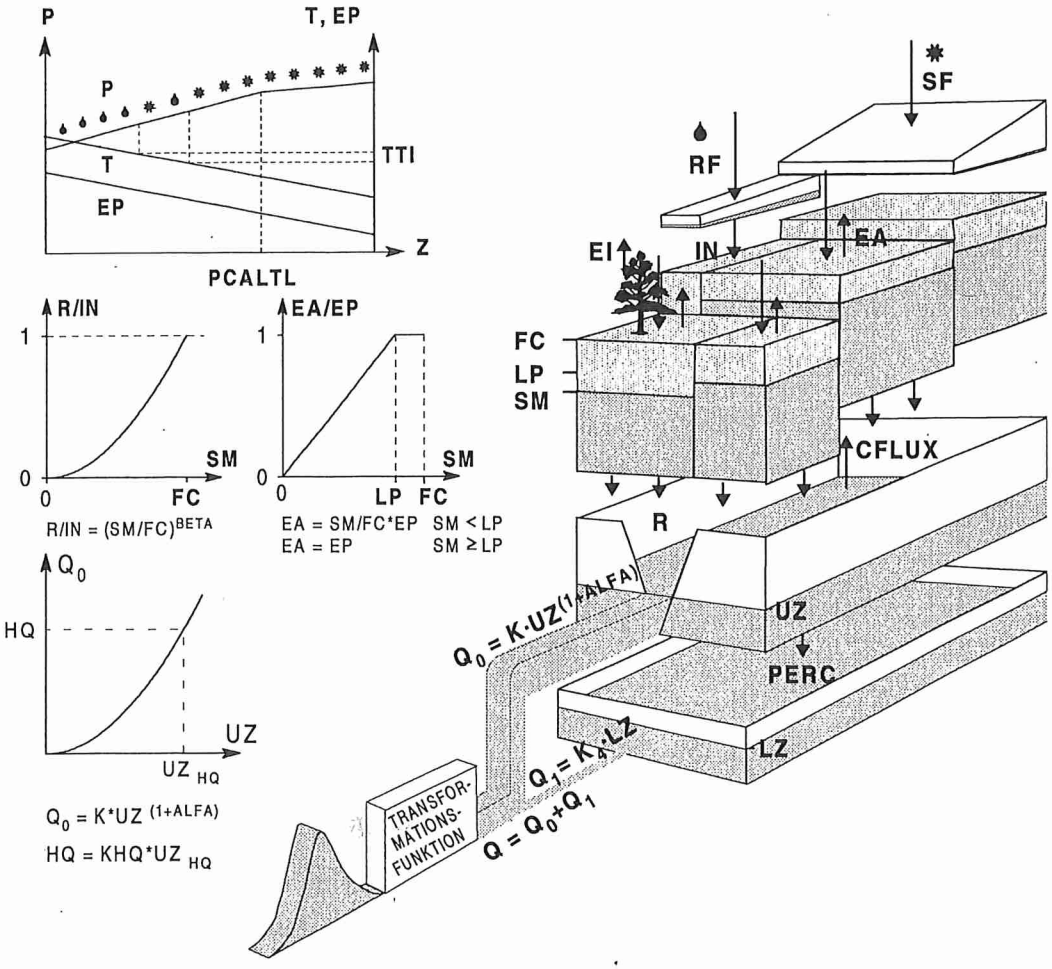
- Mark- och grundvattenrutinerna skrevs om på ett mer effektivt sätt, och så att recessionskoefficienterna i princip blir oberoende av tidssteget.

- En allmän uppsnabbning och effektivisering av programmen gjordes.

- Ett program för fördelning av nederbörd och temperatur från 24 till 12 timmar togs fram.



Figur 63 *Schematisk modellstruktur för HBV-96 som illustrerar indelningen i höjd- och vegetationszoner, och olika snöfördelning, inom två delområden.*



P = Nederbörd
T = Temperatur
SF = Snöfall
RF = Regn
Z = Höjd
PCALTL = Tröskel i höjdberoende
TTI = Tröskeltemperaturintervall
IN = Infiltration
EP = Potentiell avdunstning
EA = Aktuell avdunstning
EI = Avdunstning från interception
SM = Markvattenmagasin
FC = Maximalt markvattenmagasin
LP = Gräns för potentiell avdunstning

BETA = Markparameter
R = Avrinning
CFLUX = Kapillär upptransport
UZ = Magasin i övre responsboxen
LZ = Magasin i nedre responsboxen
PERC = Perkolation
K, K_4 = Recessionsparametrar
ALFA = Recessionsparameter
Q_0 , Q_1 = Avrinningskomponenter
HQ = Högflödesparameter
KHQ = Recession vid HQ
HQ_{UZ} = Nivå i UZ vid HQ

Figur 64 *Slutlig modellstruktur för HBV-96 och ett delområde.*

12 TESTER MED SLUTMODELLEN

Som sista steg gjordes kontrollberäkningar med den gamla och den nya modellen i sju områden. Den nya modellen innehåller flera valmöjligheter. Inför jämförelsen måste en specifik ny modellversion väljas ut. Den nya modellstrukturen användes enligt vad som tidigare beskrivits. Följande val gjordes inför testerna:

1. Arealmedelvärden på nederbörd och temperatur beräknades med optimal interpolation. Beräkningarna gjordes med dygnssteg.

2. Avdunstningen beräknades med $ETF = 0.1$. Interceptionsrutinen användes ej, utan i stället sattes $CEVPFO = 1.15$.

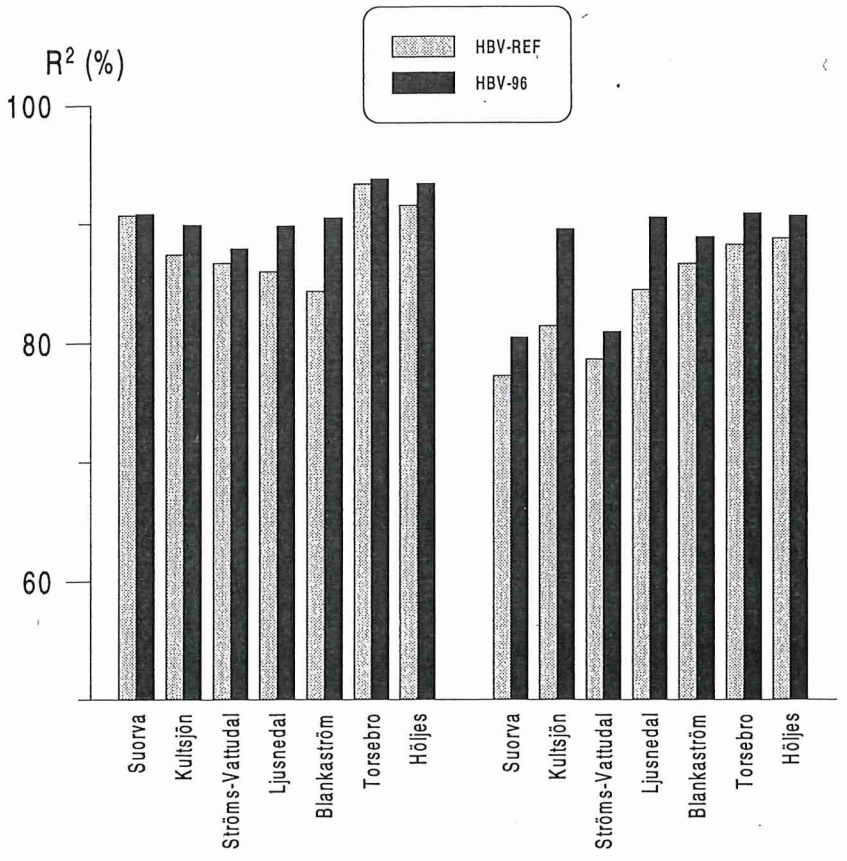
I några av områdena testades en förenklad version av slutmodellen, utan den finare delområdesindelningen, och med den vanliga manuella viktningen av indata. Den gamla modellen kalibrerades med den gamla kalibreringsrutinen och den nya modellen med den nya kalibreringsrutinen. Vid kalibreringen av den nya modellen sattes relativt snäva gränser för de tillåtna värdena på framförallt korrektionsfaktorerna för regn och snö. Den undre gränsen sattes till 0.8 för korrigerad nederbörd. Detta gjordes för att man skulle undvika orealistiska parametervärden.

Resultaten från kalibrering och verifiering över 10 år vardera sammanfattas i Tabell 20 och Figur 65. Den nya modellen gav en systematisk förbättring, som dessutom är störst under verifieringsperioden. Verifieringsperioden är mest representativ för situationen vid tillämpning av modellen i verkligheten. Förbättringen i R^2-värde från i genomsnitt 86 till 89 % kan vid en första anblick synas försumbar. Man bör man dock beakta att felet i en simulering motsvaras av den oförklarade variansen, d.v.s. $1\text{-}R^2$. Felet minskar från i genomsnitt 14 till 11 %. Mer än en femtedel av det ursprungliga felet togs alltså bort. Då har ändå inte den nya metoden för viktning av indata använts i alla områdena. I enskilda områden har felet nästan halverats, t.ex. under verifieringsperioden i Kultsjön.

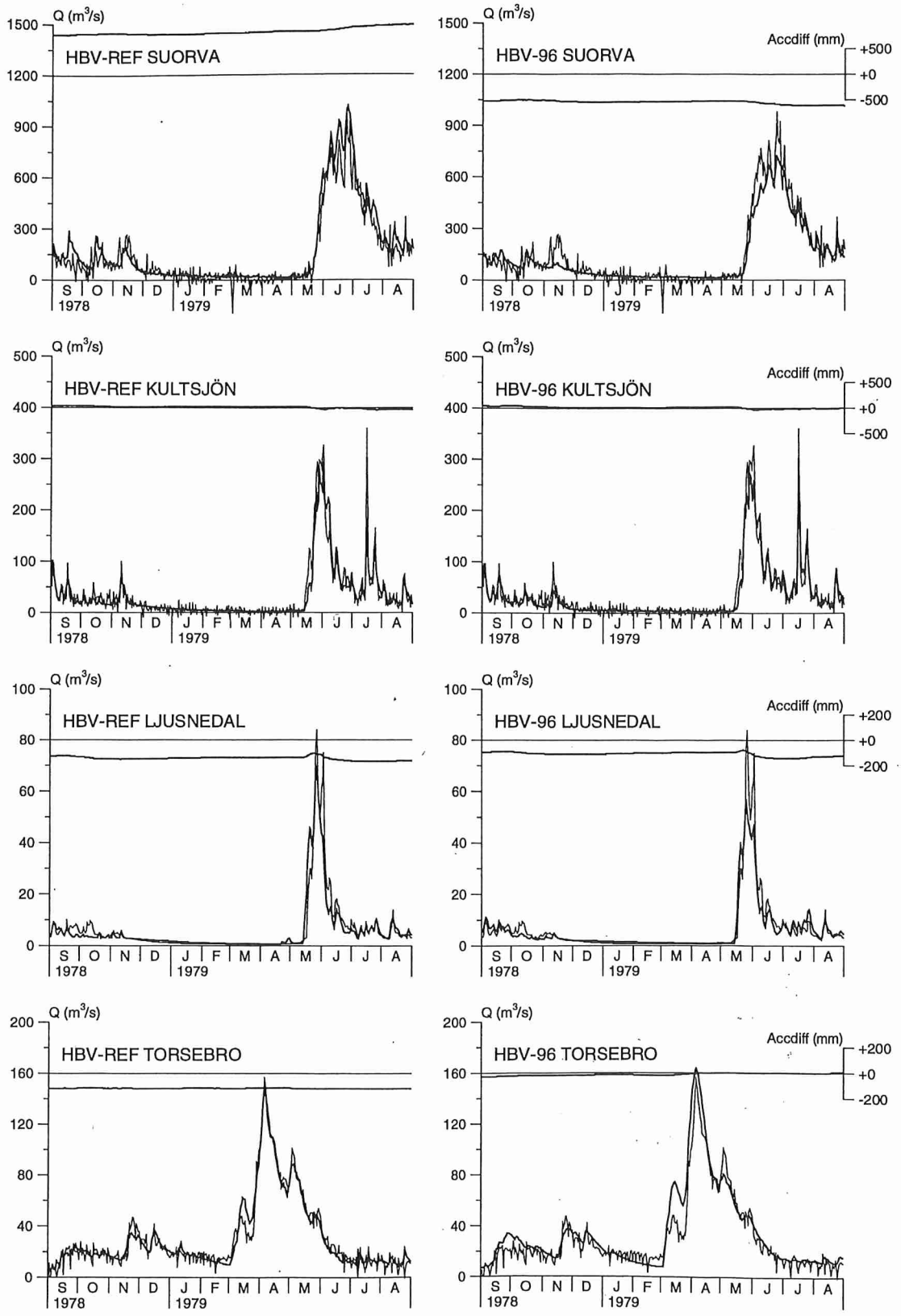
Den nya modellversionen gick naturligtvis inte alltid bättre än den gamla. Ett exempel på ett år då den nya modellen snarast gick sämre visas i Figur 66. Det år då den nya modellen gav störst förbättringar visas i Figur 67.

Tabell 20 *Resultat med slutmodellen jämfört med den ursprungliga HBV-modellen över kalibreringsperioden och verifieringsperioden. R^2 = modellens effektivitet, $|RD|$ = absolutvärdet av den relativa ackumulerade differensen (volymfelet) och VS = medelvolymfelet över vårfloden. [1] = Förenklad modell användes.*

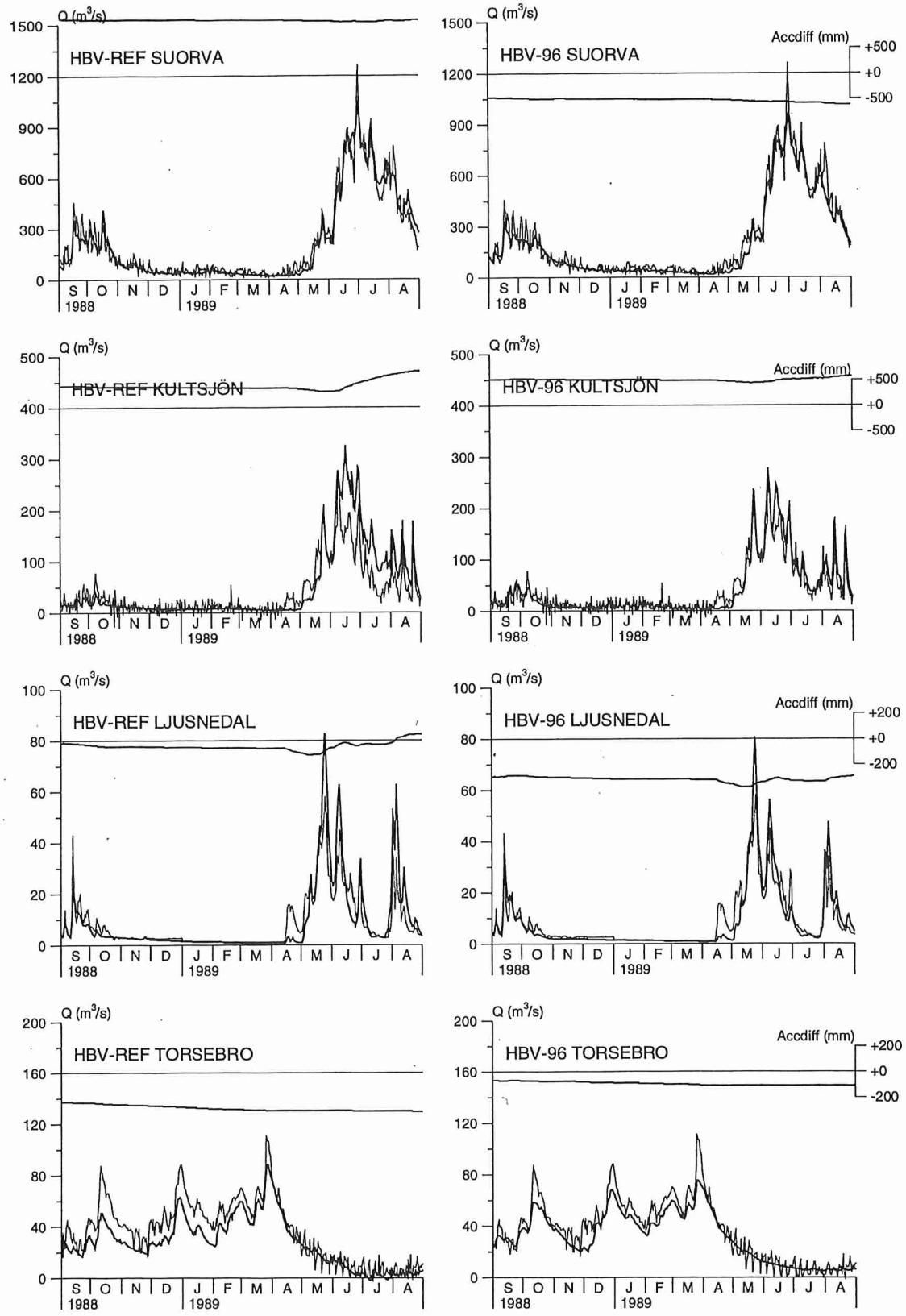
Område	HBV-REF R^2	HBV-96 R^2	HBV-REF $\|RD\|$ (%)	HBV-96 $\|RD\|$ (%)	HBV-REF VS (%)	HBV-96 VS (%)
Suorva kal.	90.7	90.8	1.2	0.1	1.5	-0.3
Kultsjön kal.	87.4	89.9	0.4	0.0	0.2	-1.4
Ströms Vattudal kal. [1]	86.7	87.9	1.6	0.3	1.4	-1.9
Ljusnedal kal.	86.0	89.8	2.8	0.9	-3.8	-2.1
Blankaström kal. [1]	84.3	90.5	1.6	0.3	6.3	4.6
Torsebro kal.	93.3	93.7	4.7	0.1	-4.0	-0.1
Höljes kal. [1]	91.5	93.3	1.5	1.2	-2.3	-0.7
Medel kal.	88.6	90.8	2.0	0.4	-0.1	-0.3
Suorva ver.	77.2	80.4	16.2	11.3	20.2	-8.7
Kultsjön ver.	81.4	89.5	9.0	6.9	12.4	4.9
Ströms Vattudal ver. [1]	78.6	80.9	6.2	6.0	-12.2	-11.2
Ljusnedal ver.	84.4	90.5	2.3	2.6	3.4	-5.0
Blankaström ver. [1]	86.6	88.8	8.5	2.8	7.0	8.1
Torsebro ver.	88.2	90.8	5.3	3.2	-1.0	-2.6
Höljes ver. [1]	88.7	90.6	2.7	2.1	6.9	5.4
Medel ver.	83.6	87.4	7.2	5.0	-6.9	-1.3
Medel	86.1	89.1	4.6	2.7	-3.5	-0.8



Figur 65 *Resultat i form av R^2 med slutmodellen jämfört med den ursprungliga HBV-modellen över kalibreringsperioden (till vänster) och verifieringsperioden (till höger).*



Figur 66 *Exempel på simulering med referensmodellen och den nya HBV-96. Tjock kurva = beräknad vattenföring och tunn kurva = uppmätt vattenföring.*



Figur 67 *Exempel på simulering med referensmodellen och den nya HBV-96. Tjock kurva = beräknad vattenföring och tunn kurva = uppmätt vattenföring.*

13 SLUTSATSER

Den slutliga modellstrukturen består fortfarande av samma huvudrutiner som tidigare: snörutin, markrutin, responsrutin och sjörutin. Projektet har dock inneburit en omfattande genomgång av modellens olika rutiner. Dessa beskrivs under sina respektive avsnitt. Den nya modellen är rimligare till sin struktur. Modellens förbättrade möjlighet till delområdesindelning och de nya presentationsprogram som har utvecklats inom projektet gör den mer användbar då areella data, från t.ex. fjärranalys, finns att tillgå. Möjligheten att använda kortare tidssteg har förbättrats.

Det är inte självklart att man kan förbättra en modell som redan från början förklarar över 90 % av variationen i många områden. De förbättringar som i medeltal erhölls med den nya HBV-96 modellen får anses vara signifikanta, även om det också finns tillfällen då den nya modellen går sämre än den gamla. En stor del av förbättringen kommer från metoden att vikta indata, dvs. beräkningen av arealvärden på nederbörd och temperatur. Även kalibreringsrutinen ger förbättringar. Det tycks på nuvarande stadium vara viktigare att modellen drivs med korrekta indata och kalibreras noggrant, än exakt hur modellrutinerna formuleras. Förändringar i modellrutinerna som gav märkbara förbättringar är rutinen för snöfördelning och förändringarna i responsfunktionen. Den höga upplösningen i rummet som testades, cirka 40 km^2, ger små förbättringar och är framförallt motiverad då data med hög rumsupplösning finns tillgängliga. Inte heller är det i de flesta fall motiverat att använda kortare tidssteg än de normala dygnsvärdena som använts hittills.

Ett antal nya indata har utvärderats: vind, molnighet och luftfuktighet. I dagsläget är det knappast lönt att komplicera tillämpningen av modellen mer genom införandet av ytterligare drivdata. Det som i så fall ligger närmast till hands bör vara utnyttjandet av luftfuktigheten för beräkning av snösmältningen. Vid vissa specialtillämpningar kan det dock vara aktuellt att tillgripa de mer komplicerade metoderna som har testats. Ett exempel på detta är då modellen används vid simuleringar av effekterna av en eventuell klimatförändring, då t.ex. Priestley-Taylors metod för beräkning av den potentiella avdunstningen kan vara mer tillförlitlig än de enkla metoder som tycks vara tillräckliga vid normala tillämpningar.

En större genomgång av hela HBV-modellen har härmed gjorts, med förbättringar som får anses signifikanta. Frågan om rimligheten och prestanda hos modellen och dess olika delar är trots detta inte uttömd för all framtid. Framtida utvärderingar bör ge nya infallsvinklar, särskilt i samband med ovanliga vädersituationer. Speciellt intresse bör ägnas åt det extremt höga vårflödet 1995, vilket underskattades av såväl den gamla modellversionen som HBV-96.

14 REFERENSER

Andersson, E., Gustafsson, N., Meuller, L. and Omstedt, G. (1986).
Development of meso-scale analysis schemes for nowcasting and very short-range forecasting. SMHI Promis-rapporter, Nr. 1.

Andersson, L. (1992)
Improvements of runoff models - What way to go? Nordic Hydrology, 23, 315 - 332.

Bengtsson, L. (1980)
Evaporation from a snow cover - Review and discussion of measurements. Nordic Hydrology, 11, 221 - 234.

Bergström, S. (1976)
Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI RH 7, Norrköping.

Bergström, S. (1990)
Parametervärden för HBV-modellen i Sverige. SMHI Hydrologi, Nr. 28, Norrköping.

Bergström, S. (1992)
The HBV model - its structure and applications. SMHI RH No. 4, Norrköping.

Bergström, S. och Brandt, M. (1984)
Snömätning med flygburen gammaspektrometer i Kultsjöns avrinningsområde. Rapport HO 21, SMHI, Norrköping

Bergström, S. Carlsson, B., Sandberg, G. and Maxe, L. (1985)
Integrated modelling of runoff, alkalinity and pH on a daily basis. Nordic Hydrology, 14, 71 - 84

Bergström, S. and Lindström, G. (1992)
Recharge and discharge areas in hydrological modelling - a new model approach. Vannet i Norden No. 3, 1992

Bringfelt, B. (1982)
A forest evapotranspiration model using synoptic data. SMHI RHO 34 and RMK 36, Norrköping.

Bringfelt, B., and Lindroth, A. (1987)
Synoptic evapotranspiration model applied to two northern forests of different density. Journal of Hydrology, 95, 185 - 201.

Carlsson, B. (1985)
Vindförluster vid mätning av snönederbörd med SMHI-nederbördsmätaren. SMHI Rapport HO 25, Norrköping.

Deheer-Amissah, A., Högström, U. and Smedman-Högström, A.- S. (1981)
Calculation of sensible and latent heat fluxes and surface resistance from profile data. Boundary-Layer Meteorology 20, 35-49

Eriksson, B. (1981)
Den potentiella evapotranspirationen i Sverige. SMHI RMK Nr. 28, Norrköping

Eriksson, B. (1983)
Data rörande Sveriges nederbördsklimat. Normalvärden för perioden 1951-80. SMHI Rapporter Mk 1983:28, Norrköping

Evremar, Å. (1994)
Avdunstningens höjdberoende i svenska fjällområden bestämd ur vattenbalans och med modellering. SMHI Hydrologi, Nr. 52, Norrköping

Flödeskommittén (1990)
Riktlinjer för bestämning av dimensionerande flöden för dammanläggningar. Slutrapport från Flödeskommittén. Statens Vattenfallsverk, Svenska Kraftverksföreningen, SMHI

Gash, J.H.C., and Stewart, J.B. (1977)
The evaporation from Thetford forest during 1975. Journal of Hydrology, 35, 385 - 396.

Gottschalk, L. and Jutman, T. (1979)
Statistical analysis of snow survey data. Report RHO 20, SMHI, Norrköping

Gupta, V.K. and Sorooshian, S. (1983)
Uniqueness and Observability of Conceptual Rainfall-Runoff Model Parameters: The Percolation Process Examined. Water Resources Research, 19, 269- 276

Harlin, J. (1991)
Development of a process oriented calibration scheme for the HBV hydrological model. Nordic Hydrology, 22, 15 - 36.

Harlin, J. (1992)
Modelling the hydrological response of extreme floods in Sweden. Nordic Hydrology, 23, 227 - 244

Harlin, J. and Kung, C.S. (1992)
Parameter uncertainty and simulation of design floods in Sweden. Journal of Hydrology, 137, 209 - 230

Häggström, M. (1994)
Snökartering i svenska fjällområden med NOAA-satellitbilder. SMHI Hydrologi, Nr. 57, Norrköping

Häggström, M. och Sahlberg, J. (1993)
Analys av snösmältningsförlopp. Mv-PM Nr. 9 SMHI, Norrköping

Johansson, B. (1992)
Vattenföringsberäkningar i recepientkontrollpunkter - en utvärdering av PULS-modellen. Vatten 48, 111-116

Johansson, B. (1993a)
The relationship between catchment characteristics and the parameters of a conceptual runoff model - A study in the south of Sweden. Contribution to the Second International Conference on FRIEND, Oct. 1993, Braunschweig, IAHS Publication No. 221, 475-482

Johansson, B. (1993b)
Modelling the effects of wetland drainage on high flows. SMHI RH No. 8, Norrköping

Johansson, B. (1994).
The use of spatially distributed input data in the HBV model. Nord. Hydr. Conf. in Tórshavn, 2-4 Aug. 1994, NHP-report No. 34, 147-156.

Jutman, T. (1975)
Sjöavdunstningen i Sverige. SMHI HBV PM Nr. 160, Norrköping.

Jutman, T. (1992)
Production of a new runoff map of Sweden. Nord. Hydr. Conf. in Alta, 4-6 Aug. 1992, NHP-report No. 30, 643-651

Järvinen, J. (1978)
Estimating lake evaporation with floating evaporimeters and with water budget. Nordic Hydrology, 9, 121 - 130.

Killingtveit, Å och Aam, S. (1978)
En fordelt modell for snöackumulering og avsmelting. EFI-institutt for Vassbygging, NTH, Trondheim, Norge

Killingtveit, Å and Saelthun, N.R. (1995)
Hydrology. Series Hydropower development, Norwegian Institute of Technology, NTH, Trondheim

Kristensen, K.J. (1979)
A comparison of some methods for estimation of potential evaporation. Nordic Hydrology, 10

Lemmelä, R. and Kuusisto, E. (1974)
Evaporation from snow cover. Hydrological Sciences Bulletin, XIX, 4, 541 - 548.

Lindell, S. (1993)
Realtidsbestämning av arealnederbörd. SMHI Hydrologi Nr. 39, Norrköping

Lindroth, A. (1993)
Potential evaporation - A matter of definition. Nordic Hydrology, 24, 359 - 364.

Lindström, G. (1993)
Floods in Sweden - Trends and occurrence. SMHI Reports Hydrology, No. 6, 1993, Norrköping

Lindström, G., and 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., and Persson, M. (1994)
Conceptual modelling of evapotranspiration for simulations of climate change effects. SMHI Reports Hydrologi, No. 10, Norrköping

Lindström, G., and Harlin, J. (1992)
Spillway design floods in Sweden. II: Applications and sensitivity analysis. Hydrological Sciences Journal, 37, 521-539

Lindström, G., Harlin, J. och Olofsson, J. (1993)
Uppföljning av Flödeskommitténs riktlinjer. SMHI Hydrologi Nr. 46, 1993, Norrköping

Lundberg, A. (1993)
Evaporation of intercepted snow - Measurement technique and governing factors. Licentiate thesis, Division of water resources engineering, Luleå University of Technology, Sweden, 1993:13L, ISSN 0280-8242.

Lundin, L. (1982)
Mark- och grundvatten i moränmark och marktypens betydelse för avrinningen. UNGI Rapport Nr. 56, Uppsala Universitet, Naturgeografiska Institutionen

Nash, J.E. and Sutcliffe (1970)
River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10, 282 - 290.

NHL (1990)
Programmet HBV-modellen. Rapportnummer STF60 A90033, Norsk hydroteknisk laboratorium, Trondheim

Nielsen, L.B., Prahm, L.P., Berkowicz, R., and Conradsen, K. (1981)
Net incoming radiation estimated from hourly global radiation and/or cloud observations. Journal of Climatology, No. 1, 255 - 272

Penman, H.L.(1948)
Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 193, 120 - 145.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and Flannery. B.P. (1992)
Numerical Recipes in FORTRAN. The Art of Scientific Computing. Second Edition. Cambridge University Press

Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J. (1972)
On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters.
Monthly Weather Review, Vol. 100, 81 - 92.

Rango, A. och Martinec, J. (1995)
Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. Water Resources Bulletin, 31, 657-669

Rodhe, B. (1955)
A study of the correlation between the ice extent, the course of air temperature and the sea surface temperature in the Åland archipelago. Geografiska Annaler 37, 141 - 163.

Saelthun, N.R., Bogen, J., Hartmann Flood, M., Laumann, T., Roald, L.A., Tvede, A.M. och Wold, B. (1990)
Klimaendringer og vannressurser. NVE Publikasjon nr V 42, Oslo.

Sanner, H., Harlin, J. and Persson, M. (1994)
Application of the HBV model to the upper Indus river for inflow forecasting to the Tarbela dam. SMHI Report Hydrology No. 48, Norrköping

Sellers, W.D. (1965)
Physical climatology. The University of Chicago Press. USA.

Shaw, E.M. (1988)
Hydrology in practice, second edition. Chapman and Hall, London

Singh, V.P. (Ed.) (1995)
Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highland Ranch, Colorado, USA

Sorooshian, S. and Gupta, V. K. (1983)
Automatic calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models: The Question of Parameter Observability and Uniqueness. Water Resources Research, 19, 260-268

Sveriges Nationalatlas (1995)
Klimat, sjöar och vattendrag

Tallaksen, L. and Anker Hassel, K. (Eds.) (1992)
Climate change and evapotranspiration modelling. NHP Report No. 31, Oslo

Thornthwaite, C.W. (1948)
An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55 - 94

Vehviläinen, B. (1992)
Snow cover models in operational watershed forecasting. Publications of Water and Environment Research Institute 11, National Board of Waters and the Environment, Helsinki, 1992

Wallén, C.C. (1966)
Global solar radiation and potential evapotranspiration in Sweden. Tellus XVIII, 4, 786-800.

WMO (1986)
Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrological Report No. 23, Geneve

WMO (1992)
Simulated real-time intercomparison of hydrological models. Operational Hydrological Report No. 38, Geneve

Zhang, X. (1994)
A comparative study of the HBV model and development of an automatic calibration scheme. SMHI Hydrology, No. 54, 1994, Norrköping

SMHIs publications

SMHI publishes six report series. Three of these, the R-series, are intended for international readers are in most cases written in English. For the others the Swedish language is used.

Names of the Series	**Published since**
RMK (Report Meteorology och Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

Earlier issues published in serie RH

1. Sten Bergström, Per Sandén and Marie Gardelin (1990)
   Analysis of climate-induced hydrochemical variations in till aquifers.

2. Maja Brandt (1990)
   Human impacts and weather-dependent effects on water balance and water quality in some Swedish river basins.

3. Joakim Harlin (1992)
   Hydrological modelling of extreme floods in Sweden.

4. Sten Bergström (1992)
   The HBV model - its structure and applications.

5. Per Sandén and Per Warfvinge (1992)
   Modelling groundwater response to acidification.

6. Göran Lindström (1993)
   Floods in Sweden — Trends and occurrence.

7. Sten Bergström and Bengt Carlsson (1993)
   Hydrology of the Baltic Basin. Inflow of fresh water from rivers and land for the period 1950 - 1990.

8. Barbro Johansson (1993)
   Modelling the effects of wetland drainage on high flows.

9. Bengt Carlsson och Håkan Sanner (1994)
   Influence of river regulation on runoff to the Gulf of Bothnia. Gulf of Bothnia Year 1991.

10. Göran Lindström, Marie Gardelin and Magnus Persson (1994)
    Conceptual modelling of evapotranspiration for simulations of climate change effects.

11. Bengt Carlsson (1996)
    Modelling fresh water runoff to Baltic Sea.

SMHI

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 NORRKÖPING. Tel 011-15 80 00. Telefax 011-17 02 07

ISSN 0283-1104