

## Is på sjöar och älvar

Erfarenheter sammanställda av statshydrolog Sven Fremling 1951. Bearbetade 1991 och 1997 av Thore Karlin och Birgitta Raab.

Sven Fremling, Thore Karlin, Birgitta Raab, Eva Edquist, Anna Eklund



Omslagsbild: Försvagad is vid inloppet till en sjö.

ISSN: 0283-7722 © SMHI

**HYDROLOGI Nr 117, 2011**

**Is på sjöar och älvar**

Erfarenheter sammanställda av statshydrolog Sven Fremling 1951. Bearbetade 1991 och 1997 av Thore Karlin och Birgitta Raab.

Sven Fremling, Thore Karlin, Birgitta Raab, Eva Edquist, Anna Eklund

Denna sida är avsiktligt blank



## Förord

Denna rapport sammanställdes första gången 1951 av statshydrolog Sven Fremling. Därefter har Thore Karlin och Birgitta Raab bearbetat den 1991 och 1997. Rapporten har använts mycket internt på SMHI. En ny bearbetning har gjorts 2012, då figurer ritats om av Eva Edquist och små justeringar av texten gjorts av Anna Eklund. Styckena om isbärighet och vintertrafik har strukits, eftersom det inte är SMHI:s uppgift att ge ut rekommendationer om issäkerhet och vintervägars skötsel. Rapporten ges nu ut externt i rapportserien Hydrologi.

## Sammanfattning

Rapporten kan ses som en lärobok om is på sjöar och älvar. Bland annat redogörs för dynamiken bakom isläggning, istillväxt och islossning på sjöar och älvar. Även bildande av sprickor, bågnader och förskjutningar beskrivs samt vad som händer när vattnet tränger upp på isen.

### Sjöar

Isläggning på en sjö kan ske först då ytvattnet blivit nollgradigt och ett mycket tunt ytskikt fått en temperatur lägre än 0 °C. För detta krävs att det är vindstilla, kallt och i regel klart väder. Stora, djupa sjöar isläggs vanligtvis senare än små sjöar och grunda vikar.

Först bildas en tunn ishinna. Sedan växer isen på undersidan genom att värme, som frigörs vid isbildningen, leds bort från den nollgradiga undersidan till isytan, snabbare ju kallare isytan är. Torr lös snö är starkt värmeisolerande. Redan ett tunt torrt snötäcke kan höja isytans temperatur till nära 0 °C, så att istillväxten blir svag.

När snön under senvintern smält bort, tränger solstrålningen ner i isen. Kärnisen, som är klar och genomskinlig, smälter i sina vertikala kristallfogar, som därefter lossnar från varandra. Även en tjock kärnis blir snabbt ”pipig” och skör. Landvakar bildas och vidgas, först av mynningsvakar från bäckar och rännilar och av att solstrålningen värmer upp grunt vatten invid stränderna, senare av att vattenståndet stiger i samband med våravsmältningen. Vinden sätter den landlösa sjöisen i rörelse, så att det uppluckrade istäcket bryts eller mosas sönder och sjön ”sköljer”.

### Älvar

Isläggningsen sker tidigast på lugnflytande älvsträckor. Isen växer där ut från stränder och stenar och täcker snabbt över hela älven, utom eventuellt i älvkrökar och på trängre ställen, där vattnet virvlar upp mot ytan. På sådana ställen kan vakar och strömråkar kvarstå en tid.

I strömdraget på strida älvsträckor kyls vattenmassan ner under 0 °C vid stark ihållande kyla, till följd av att vattnet i ytan, där avkylningen sker, snabbt virvlar ner genom vattenmassan ända mot botten. Därvid bildas is inuti det underkylda vattnet. Isen driver med strömmen, sätter sig fast i lugnvattenområden mot eller under tidigare bildad ytis, fyller ut strömråkar mellan strandisar och fastnar i krökar och förträngningar av älven.

När våren bryter in med hög lufttemperatur och stark instrålning, värms älvvattnet på öppna sträckor. Isen smälter nedströms och en strömråk skär igenom istäcket. Längre nedströms slår vakar upp i strömdraget. När vårfloden börjar blir isen landlös och kommer i drift ner över älven.

## **Summary**

This report can be viewed as a textbook about ice on lakes and rivers. The dynamic of the ice freeze-up, growth and break-up in lakes and rivers is described. The formation of cracks, ice folds and ice shove are described as well as what happens when water penetrates the top of the ice.

## Innehållsförteckning

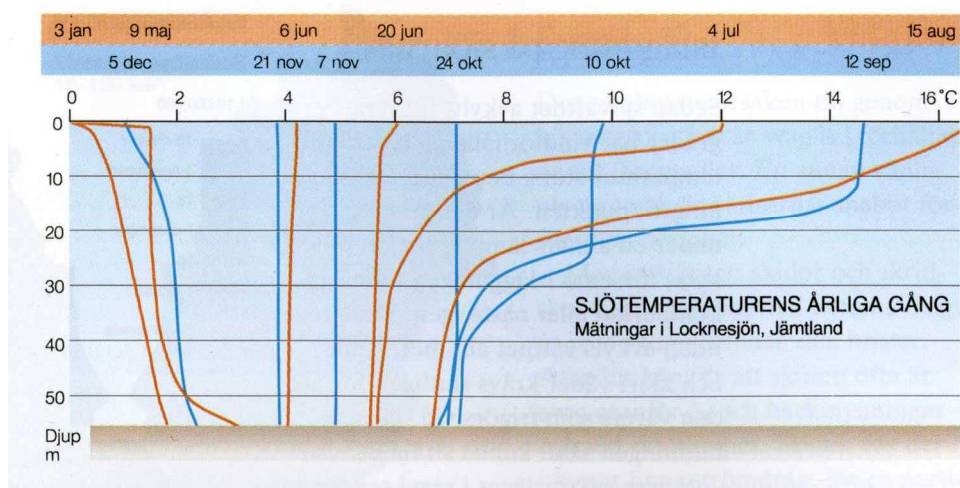
<b>1</b>	<b>ISLÄGGNING, ISTILLVÄXT OCH ISLOSSNING PÅ SJÖAR.....</b>	<b>1</b>
1.1	Temperaturfördelningen i en sjö.....	1
1.2	Isläggning.....	1
1.3	Isens tillväxt .....	2
1.4	Lokal inverkan av ström, vind m.m.....	4
1.5	Islossning .....	5
<b>2</b>	<b>BÅGNADER OCH FÖRSKJUTNINGAR I ETT ISTÄCKE TILL FÖLJD AV TEMPERATURFÖRÄNDRINGAR .....</b>	<b>6</b>
2.1	Sprickor och bågnader .....	6
2.2	Istryck och förskjutningar .....	7
<b>3</b>	<b>VATTNETS UPPTRÄNGANDE OCH FÖREKOMST PÅ SJÖARS IS.....</b>	<b>8</b>
3.1	Ute på sjön.....	8
3.2	Vid stränderna.....	9
<b>4</b>	<b>ÄLVSTRÄCKORS ISLÄGGNING, ISTILLVÄXT OCH ISLOSSNING.....</b>	<b>11</b>
4.1	Värmeutbyte i en älv .....	11
4.2	Isläggning.....	11
4.3	Vattenföringens inverkan på isbildningen .....	14
4.4	Isens tillväxt .....	15
4.5	Värmefront och isförhållanden nedströms en stor sjö .....	15
4.6	Islossning .....	16

Denna sida är avsiktligt blank

# 1 Isläggning, istillväxt och islossning på sjöar

## 1.1 Temperaturfördelningen i en sjö

Under sommarmånaderna är sjövattnet varmare vid ytan och kallare vid botten (direkt skiktning). Under vintermånaderna är det tvärtom kallare vid ytan, efter isläggning nollgradigt, och varmare vid botten (omvänd skiktning). Denna temperaturfördelning beror på att vatten har sin största täthet vid +4 °C.



Figur 1. Vattentemperaturen i en sjö vid olika tider under året. Exempel från Locknesjön, Jämtland. Källa: Sveriges nationalatlas, Klimat, sjöar och vattendrag.

Så länge en sjö går öppen, river vinden upp vågor och orsakar vattenströmmar i sjön. Därvid övervinns friktionskrafter inom vattenmassan, betingade av sammanhållningen mellan vattenpartiklarna, och oordnade turbulensrörelser uppstår i vattnet. Genom rörelserna förs ytvatten ner i djupet och djupvatten upp till ytan, så att temperaturskillnaderna mellan ytan och djupet utjämnas.

Det är stor skillnad i turbulensrörelsernas styrka mellan olika sjöar eller sjöområden. Skillnaden beror bl.a. av sjöarnas storlek, deras längdriktning i förhållande till den förhärskande vinden, utformningen av omgivande land m.m.

Då vattnet på hösten börjar kylas ner, sker detta olika snabbt i olika sjöar, beroende främst på hur stor sjöns yta är i förhållande till den vattenmassa som skall kylas ner, dvs. på sjöns medeldjup, men även på turbulensrörelsernas styrka i sjön. Djupa och vindskyddade sjöar eller sjöområden kyls ner långsammare än grunda och vindutsatta.

## 1.2 Isläggning

Is lägger sig på en sjö, då omvänd skiktning inträtt och ytvattnet blivit nollgradigt och dessutom ett mycket tunt ytskikt vid vindstilla, kallt och i regel klart väder antagit en temperatur lägre än 0 °C. I det underkylda vattenskiktet bildas en ishinna tämligen snabbt. Förloppet är inte ögonblickligt, beroende på att betydande värmemängder avges, då vatten övergår till is. Ishinnan är genomskinlig och klar och består av kärnis.

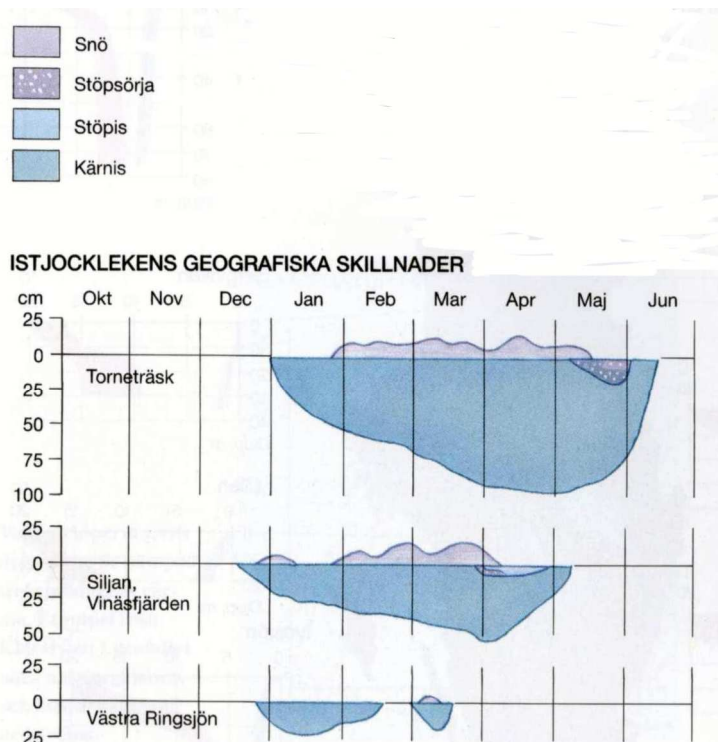
Vid starka snöfall händer det emellanåt att en hel sjö ”snöar igen”, dvs. helt täcks av snösörja. Om stark kyla bryter in, fryser snösörjan samman och bildar ett istäcke, som är grått och ogenomskinligt. Den så bildade isen kallas ofta snöis eller gråis.

Grunda vikar och små sjöar isläggs ofta tidigt om de har ett vindskyddat läge, medan stora och djupa sjöar i regel isläggs sent, för att de blir omvänt skiktade sent och sällan ligger blickstill. Om det vid isläggningen kvarstår ett öppet område, kan kraftig vind snabbt bryta upp stora delar av sjön och på så vis försena den slutliga isläggningen.

I sjöar som dämts upp genom reglering, kommer den omvända skiktningen i regel att inträda senare, eftersom större vattenmassor skall avkylas. Förseningen medför att en isläggning, som under oreglerade förhållanden skulle ha inträffat mycket tidigt, förskjuts till en senare köldperiod, medan en isläggning, som till följd av långvarigt blåsväder skulle ha inträffat sent på hösten, inte påverkas av uppdämningen, eftersom vattnet vid den tiden redan hunnit bli avkyllt och omvänt skiktat.

### 1.3 Isens tillväxt

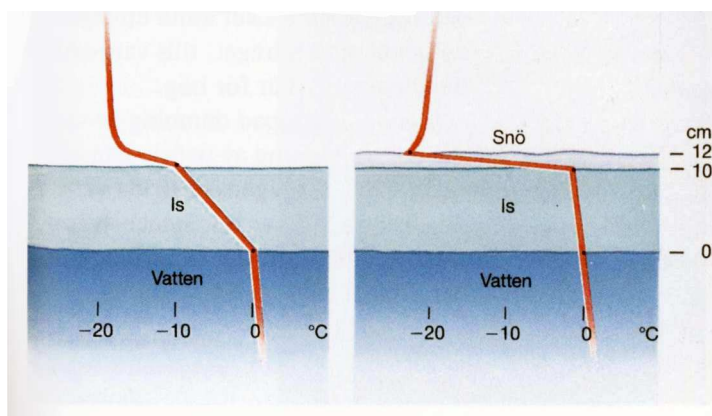
Efter isläggningen växer isen genom att värme leds bort från den nollgradiga undersidan till isytan, vilket sker snabbare ju fler minusgrader isytan antagit och ju tunnare isen är. Eftersom isen lägger sig vid kallt och ofta klart väder och den då är tunn, sker den snabbaste istillväxten i regel vid detta tillfälle. När isen växer på undersidan bildas kärnis. Om istäckets översida till följd av stor snötyngd trycks ner under vattenytan och vatten tränger upp i snön, varvid stöp (stöpsörja) bildas, kan den stöptäckta kärnisen inte växa. På stöpsörjan bildas ny is, stöpis, som växer på sin undersida, så att istäcket en tid består av dubbla isar med vatten emellan. Då allt stöp frusit till stöpis kan kärnistillväxten på istäckets undersida fortsätta. Stöpisen kallas ibland även snöis eller gråis.



Figur 2. Sjöars istjocklek varierar mellan norra och södra delen av landet. Källa: Sveriges nationalatlas, Klimat, sjöar och vattendrag.

Djupvattnet i sjöarna har vintertid en temperatur, som ligger betydligt över 0 °C (men under +4 °C) och kan därför betecknas som "varmt" i förhållande till is. Det varma vattnet påverkar i allmänhet inte istillväxten nämnvärt, emedan värmetransporten från djupare till högre liggande vattenlager är mycket långsam. Vatten har nämligen liten värmeledningsförmåga, och turbulensrörelserna i sjövattnet är efter isläggningen obetydliga, utom i områden där det finns drag i vattnet, såsom vid tillflödenas inlopp, vid sjöutloppet, i sund eller vid uddar.

Isen är själv i någon mån värmeisolerande och bidrar, allt eftersom den ökar i tjocklek, till att något minska snabbheten i sin tillväxt. Torr, lös snö är starkt värmeisolerande, och redan ett tunt skikt kan höja isytans temperatur upp mot 0 °C även vid stark kyla, så att istillväxten blir svag. Snön packas samman och ändrar beskaffenhet vid starkt töväder och förlorar då till stor del sin isolerande förmåga. Därför blir istillväxten ofta snabb just efter omslag i vädret från starkt töväder till kyla.



Figur 3. Istillväxten, som beror av temperaturskillnaden mellan övre och undre isytan, minskar avsevärt redan av ett tunt snötäcke. Källa: Sveriges nationalatlas, Klimat, sjöar och vattendrag.

Om en sjö isläggs vid någon av de korta köldknäppar som vanligtvis inleder vintern, förblir isen i regel tunn länge. Ofta blir en tidigt islagd sjö täckt med snö, som hindrar istillväxten, och som kan pressa ner ett tunt istäcke under vattenytan. Om sjön däremot isläggs först under en senare men längre och kraftigare köldperiod, växer isen snabbt och blir nästan omedelbart gångstark och ofta tämligen snabbt körstark.

I ett tvärsnitt av ett istäcke urskiljs lätt olika lager av stöpis och kärnis, och ibland kan även olika kärnislager observeras. Kärnisen får nämligen något olika utseende, om det växer snabbt eller långsamt. Under perioder med snabb tillväxt avskiljer sig endast ytterst små luftblåsor ur vattnet, som innehåller luft i lösning. Under perioder med ingen eller långsam tillväxt avskiljs större luftblåsor, som därför blir koncentrerade till vissa nivåer i kärnisen.

Av väderförhållandena är det främst lufttemperaturen och nederbörden som har betydelse för isens tjocklek. Särskilt avgörande är djupet och belastningen av snötäcket på isen, till följd av den köldisolering som snö och eventuell åtföljande stöpsörja åstadkommer. En snörik och mild vinter kan dock ge stark is, nämligen om snön smälter eller snabbt vattnas igenom och fryser till stöpis under köldknäppar. En kall vinter ger ofta stark is, huvudsakligen kärnis om vintern är snöfattig, men kan ge svag is om snö faller ofta utan att uppvattning sker. Isen isoleras då och istillväxten blir långsam.

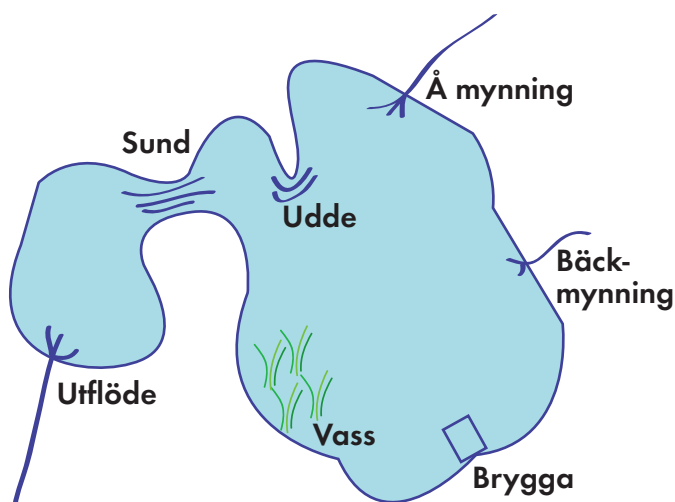
#### 1.4 Lokal inverkan av ström, vind m.m.

Då älvvatten vintertid strömmar in i en sjö, avtar strömhastigheten samtidigt som kallt älvvatten och varmt sjövattnet blandas. Varmt vatten följer därvid med upp till ytan och kan tära på ett istäcke. Svag is och eventuellt vakar brukar sålunda finnas vid *älvinlopp*, även om såväl älven uppströms som sjön nedströms inloppet har stark is.

Vid sjöutlopp blandas likaså sjöns kalla ytvatten och varma djupvatten i strömdraget, varigenom värme tränger upp till ytan och påverkar isförhållandena i utloppet. Det från en stor och djup sjö avrinnande vattnet har i regel förhållandevis hög temperatur och orsakar då alltid, att såväl en del av utloppet som en längre eller kortare sträcka av älven går öppna, även vid stark kyla. Uppströms den del av sjöutloppet, som kan sägas ständigt gå öppen, brukar finnas ett bälte över strömdraget, där is lägger sig vid stark kyla men åter försvinner vid töväder eller obetydlig kyla. Isranden mot den öppna delen av utloppet brukar sålunda under vintern röra sig fram och åter inom ett begränsat bälte allt efter vädrets växlingar.

Nedströms respektive uppströms de mera påtagliga strömställena vid inlopp och utlopp finns ofta tämligen vidsträckt områden, som bildar en övergång till de delar av sjön, där något strömdrag inte alls gör sig märkbart. I *övergångsområden* som har stor bredd och stort djup glider vattenmassorna troligen fram endast inom en begränsad del av tvärsnittet. Det förefaller, som om isen på dessa övergångsområden i regel inte alls påverkas av det svaga strömdraget förrän under vårvintern, då isen på en del av övergångsområdena avtar påtagligt snabbare än på stora sjön och därför går upp betydligt tidigare än denna. Den påverkan på isen, som sålunda ibland konstateras, sammanhänger med vattnets strömning, som trots att den är långsam medför vissa turbulensrörelser i vattenmassan omedelbart under istäcket och friktion mot istäcket. Under tider, då ytvattenskiktet är nollgradigt, medför rörelserna i ytan ingen märkbar avtärning på isen, men då snön smält, tränger strålningen genom isen, upptas och omvandlas till värme, kraftigast i det allra översta vattenskiktet. Värmet överförs genom rörelserna i ytskiktet till isen, som därvid tärs snabbare i övergångsområdena än exempelvis ute på stora sjön, där vattnet vid istäckets undersida är stillastående.

I ett *sund* glider vattnet först fram med ökande hastighet liksom vid ett sjöutlopp, sedan med avtagande hastighet såsom vid ett sjöinlopp, varvid liknande isförhållanden uppstår som vid in- och utlopp. Vattnets i övrigt normalt långsamma jämna strömning genom en sjö störs på motsvarande sätt lokalt över *grund* och utanför *uddar* och *holmar*. Strömningen ändrar riktning, koncentreras och får högre hastighet, så att varmare djupvatten tvingas uppåt mot isens undersida eller rörs om och blandas med ytvattnet.



Figur 4. Platser där sjöar ofta är isfria eller har försvagad is.



*Vinden* påverkar isläggningen på de stora sjöytorna men kan också verka mera lokalt. På en del håll pressas sålunda vindar av olika förhärskande riktningar, ofta till följd av höga stränder eller vegetation, in genom sund eller förbi uddar eller utefter vissa strandpartier. Genom att vinden i de utsatta områdena rör om ytvattenlagren, kan isläggningen lokalt försenas och öppna områden bli kvar till en senare köldknäpp.

Även sedan en sjö istäckts kan vattenmassorna tidvis sättas i rörelse genom *lufttrycksväxlingar*, så att långsamma fram- och återgående vågrörelser (stående vågor, seicher) utbildas. Lokalt, t.ex. vid uddar och grund, kan rörelserna i vattnet medföra, att varmt sjövattnet förs upp till ytan och påverkar isen. På våren, sedan ytvattnet fått en hög temperatur, blir inverkan av långsamma rörelser i vattnet större än under midvintern, och därför kan vakar uppträda tidigt vid uddar, grund, större stenar o dyl.

*Grundvatten* (källvatten) mynnar ibland i strandbrinkar och smälter då lokalt bort snö och is från strandbädden, eftersom grundvattnet har en temperatur betydligt över 0 °C. Ibland tränger grundvatten upp ute i vattnet nära land och orsakar vakar lokalt.

## 1.5 Islossning

Islossningen i sjöar bestäms i huvudsak av de allmänna väderförhållandena under vårvintern. Den börjar därför i regel ungefär samtidigt på såväl stora som små sjöar. Undantag utgör små grunda sjöar som genomströmmas av en stor älv. De får till följd av strömdraget vanligtvis en tidigare islossning, mera jämförlig med den på stora sel i älven.

På senvintern, då dagsmejan tidvis är mycket stark och vinden torr, börjar kraftig avsmältning och avdunstning av snö och is. När den torra isolerande snön försvunnit, tränger solstrålningen in i sjöisen och även till en del genom denna till underliggande vattenlager och omvandlas till värme. Om istäcket består av enbart kärnis, som är klar och genomskinlig, påverkas hela islagret av strålningen. Härvid lossnar de långa, smala iskristallerna i kärnisen från varandra, och de små luftblåsorna i isen förenas till långa, smala lodräta håligheter. Även om kärnisen är tjock, blir den snabbt ”pilig” och därför skör.

Om istäcket i stället består av ett lager stöpis (snöis, gråis) och ett underliggande lager kärnis, upptas den mesta strålningen i stöpis, som luckras upp, så att den liknar grymig snö. Kärnisen, som skuggas av stöpis, fortfar att vara hård och fast ända till dess att stöpis till största delen smält bort. Först då strålas kärnisen igenom kraftigt och luckras upp.

Den strålning som tränger igenom isen upptas kraftigast i det översta vattenskiktet och mindre i djupare liggande skikt. Det värme, som tillförs vattnet genom instrålningen orsakar en något större temperaturförhöjning, där vattendjupet är litet än där det är stort. Då med förhöjd vattentemperatur följer viss avtärning underifrån av ett istäcke på våren, kan istäckets uppsmältning ske något snabbare i de grunda än i de djupa sjöområdena. Regn- eller smältvatten, som kan anta temperaturer betydligt över 0 °C, bidrar till att istäcket tärs på ytan men även på undersidan, genom att det ”varma” regn- eller smältvattnet rinner ner genom hål i isen och därvid ytterligare ökar ytvattnets temperatur.

Bortsmältningen av snö och is sker mycket ojämnt och går snabbast vid de stränder eller strandpartier, som ligger särskilt utsatta för sol och vind. Regn- och smältvatten samlas i pölar ute på isen och i strandsvackorna. Små vindvakor öppnar sig här och var, bäckar och rännilar smälter upp mynningsvakor invid stränderna, och solstrålningen värmer upp grunt vatten särskilt invid vissa stränder. Mindre landvakor bildas här och var, vidgas sedan genom att vinden driver det uppvärmda vattnet utmed land, och genom att vattenståndet stiger i samband med våravsmältningen.

Sedan isen på en stor sjö blivit landlös, förmår stark vind sätta hela sjöisen i långsam rörelse, varvid det uppluckrade istäcket bryts eller mosas sönder till issörjakristaller mot stränder, uddar, öar, längs beröringslinjer mellan ismassor med olika rörelser m. m. Issörjan smälter snabbt, när den pressas ner i det uppvärmda ytvattnet. När stark vind börjar riva upp vågor, virvlas varmt djupvatten upp till ytan och deltar i den slutliga, ofta snabba bortsmältningen av isen. Sjön sägs ”riva” eller ”skölja”.

I små, vindskyddade sjöar förintas isen ibland utan att först komma i drift och brytas sönder, och därför i regel senare.

## 2 Bågnader och förskjutningar i ett istäcke till följd av temperaturförändringar

### 2.1 Sprickor och bågnader

Då ett första islager bildas, har det en temperatur av 0 °C. Allteftersom nya lager vid kyla växer till på istäckets undersida, antar de äldre en lägre temperatur. Istäcket krymper därvid, mest i ytan. Vid denna krympning bibehåller istäcket sin längd vid den nollgradiga undersidan, och strävar därför att båгна neråt. Till följd av att isen flyter på vattnet, hindras bildandet av en enda stor eller några få stora nedbågnader. Vattentrycket mot istäckets undersida ökas nämligen kring en nedbågnads mitt och minskas kring dess ytterkanter. Då en stor nedbågnad börjar bildas, uppstår därför kraftiga spänningar, som medför snabb vågrörelse med sprickbildning i isen när de utlöses. Man kan höra hur det ”sjunger” (”råmar”) i isen och iaktta hur spricka efter spricka slår upp. I stället för en kraftig nedbågnad i istäcket får man ett stort antal mindre, med längder på ofta bara 10 – 20 m, åtskilda av fina sprickor i isen. Invid stränderna blir nedbågnaderna, ”strandsvackorna” parallella med strandlinjen, eftersom isen här ligger fastfrusen i ett bestämt plan.



Figur 5. Sprickor och bågnade bildas i isen på grund av temperaturskillnader mellan den övre och under delen.

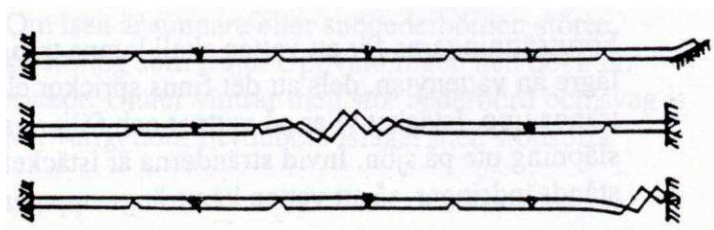
Bågnader i ett istäcke kan ibland iakttas kort efter isläggningen i samband med tö- eller regnväder, då vattnet kan bilda någorlunda regelbundet ordnade pölar på isen, samt under våravsmältningen, då mörka och ljusa (våta och torra) områden kan följa på varandra med viss regelbundenhet. Med detta kan också sammanställas folks iakttagelse, att man på våren, då isen börjar luckras upp, lämpligen färdas utefter gamla sprickor i isen. Dessa ligger nämligen ofta mellan nedbågnader i isen och alltså högre än närliggande områden, varför smältvattnet rinner ifrån de gamla sprickområdena, där isen sålunda blir jämförelsevis torr och fast.

Ett istäcke bågnar mycket olika under olika förhållanden. När isen är snöfri och stark kyla sätter in, antar isytan en låg temperatur och krymper, mer ju större temperaturfallet i ytan är. Ju tunnare istäcket är, desto kraftigare blir krympningen in sidled och bågnaderna, och desto fler sprickor bildas i isen. Det kan i detta sammanhang nämnas att det är känt, att det vid körning på

isen under förvintern är större risk att köra igenom, just då stark kyla inträffar och isen är snöfri, än då antingen temperaturen ligger nära 0 °C eller snötäcke finns. I förstnämnda fallet är sprickförekomsten störst.

## 2.2 Istryck och förskjutningar

Sprickorna i isen fylls igen av uppträngande vatten, som småningom fryser. Vid omslag till mildt väder eller vid snöfall stiger isytans temperatur, och bågnader i isen rätar delvis ut sig, varvid istäcket utvidgar sig, mer ju större temperaturstigningen i isen är och ju större utsträckning vattendraget har. Isen, som är fastfrusen vid stränderna, utsätts därvid för ett betydande tryck. Istrycket blir störst i vissa riktningar beroende av olika sjöområdens storlek och form. Om istrycket blir tillräckligt stort, utlöser det en isförskjutning, varvid isen antingen veckas längs en svaghetslinje eller pressas in mot land.



Figur 6. Vid växlingar mellan stark kyla och blidväder bildas ofta isveck eller råkar.

Svaghetslinjer går ofta mellan uddar som avskiljer större sjöområden, eller mellan en udde och en ö eller ett grund, eller utgörs av ett isförsvagat sjöområde vid en älvs in- eller utlopp, eller går längs någon strand, där brytningar har uppstått i isen, t.ex. då vattenståndet sjunkit.

Vid isens veckning ute på en sjö skjuts isblocken på båda sidor om en spricka mot varandra antingen uppåt eller i sällsynta fall neråt, varvid isveck, s.k. upp- eller nedråkar (höjd- eller sänkråkar) bildas. I en uppråk tynger de delar av isvecket som har lyfts ovan vattenytan ner istäcket på båda sidor om mittbrottet, varvid vattenfyllda bågnader eller diken uppstår. Isblocken kan ibland resa sig rätt upp och kan även någon gång störta ner och flyta fritt i en öppnad råk, som då kan få en bredd av 10–20 m.

Om snö och vatten upprepade gånger samlas kring ett isveck och fryser till, utjämnas istäcket vid vecket betydligt, så att det i en del fall så småningom knappast blir skönjbart. När isen på ett stort sjöområde rör sig och bildar isveck eller pressas in mot land, kan en sprickas iskanter i någon del av sjön glida isär, varvid en öppen råk bildas, som någon gång kan bli meterbred.

Vid isens veckning längs en strand bildas en isrygg, som höjer sig betydligt över istäcket, till följd av att de upptornade isblocken stödjer mot strandbädden. Om istrycket vid en strand blir så stort, att friktionskrafterna i kontaktytan mellan istäcket och strandbädden övervinns, glider istäcket på strandbädden in mot land och för med sig i isen infruset material. Uppstickande stenar kan härigenom år efter år pressas allt närmare stranden och anrikas i strandhak eller strandvallar. Vid en del tillfällen kan även enstaka stora stenblock, som frusit in i isen, rubbas och flyttas in mot land. Vid långsluttande stränder kan någon gång kraftiga strandvallar bildas genom att isen pressar framför sig ett markskikt, som veckas och avlagras i en vall.

I de norra delarna av Sverige är förutsättningarna för isförskjutningar och bildning av isveck störst i början av vintern, eftersom vädret då gång på gång kan växla mellan stark kyla och blidväder medan isarna ännu är snöfria och tämligen tunna. Under midvintern är isarna utom i undantagsfall snötäckta och under vårvintern, då isarna blivit snöfria, är de tjocka och ibland

täckta av vatten eller av ett överislagert och ett mellanskikt vatten, som skyddar underisen från temperaturväxlingar.

I sydligare delar av Sverige lägger isig isarna ofta sent och får jämförelsevis tunna snötäcken, som vid värmeinbrott under vintern kan smälta bort helt. Om vädret växlar mellan stark kyla och värme under de förhållandevis långa snöfria perioderna, som inträffar även under midvintern, kan stora isförskjutningar inträffa, som ger upphov till kraftiga isveck. Isveckarna är sålunda betydligt vanligare i sydligare landskap än i längre norrut belägna.

### **3 Vattnets uppträngande och förekomst på sjöars is**

Förutsättningarna för att vatten skall kunna tränga upp på isen är dels att isens yta ligger lägre än vattenytan, dels att det finns sprickor eller hål i isen, genom vilka vattnet kan tränga upp. Istäcket vilar på vattnet och följer vattenståndets växlingar utan någon eftersläpning ute på sjön. Invid stränderna är istäcket fastfruset och bågner därför vid vattenståndsändringar, så att vatten kan tränga upp genom därvid bildade sprickor.

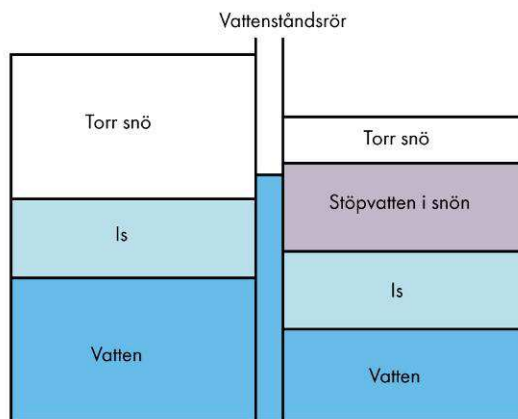
#### **3.1 Ute på sjön**

##### **3.1.1 Snötryck**

En nedtryckning av ett istäcke inom ett större sjöområde kan endast orsakas av snönederbörden. Ett istäcke som är fritt från snö flyter på vattnet och ligger till något mindre än 1/10 ovan vattenytan (isens densitet är 0,916). Allteftersom snö lägger sig, trycks den torra isen ner i vattnet så mycket, att den vattenmassa som undanträngs, väger lika mycket som snön. Ett 10 cm tjockt istäcke, vars yta i genomsnitt ligger ungefär 8 mm ovan vattenytan i ett borrhål, trycks sålunda ner jäms med vattenytan av ett snötäcke, vars vattenvärde (snö tänks nedsmält till vatten) är ungefär 8 mm. Likaså trycks 20, 40, och 60 cm tjocka istäcken ner av snötäcken med respektive vattenvärden 17, 34 och 50 mm. Grovt räknat kan man säga att ett snötäcke trycker ner ett istäcke under vattenytan, då snöns vattenvärde räknat i millimeter överstiger isens tjocklek i centimeter.

Då det torra istäcket ute på en sjö pressats ner under vattenytan några centimeter, börjar vatten tränga upp genom sprickor och hål, och det bildas stöpsörja. Ett övertryck av exempelvis 20 mm "vatten" medför en nedtryckning av den torra isen under vattenytan med endast 2 cm. Då vattnet brer ut sig, sugts det upp i snötäcket till 3–5 cm höjd. Genom uppsugning i snön ökas snöns vattenvärde med kanske ända till 20–30 mm, så att trycket på isen blir väsentligt större. Allteftersom vatten tränger upp och dränker en del av snötäcket, sjunker istäcket allt djupare under vattenytan, samtidigt som vatten sugts allt högre upp i snön. Jämvikt inställer sig så småningom, när trycket av den del av snötäcket som ligger ovan sjöns vattenyta, dvs. det torra lagret, och det våta lager som håller vatten uppsuget, blir lika med vattnets upptryck på istäcket.

Det vatten som tränger upp genom sprickor och hål och brer ut sig i sidled, då isytan ligger lägre än vattenytan, har ofta något litet värme, men avkyls snart till 0 °C då det rinner fram inuti snön. Strömningen längs isen bromsas av snön, så att den blir allt långsammare, ju längre vattnet runnit. Vid kyla, då snön har minustemperatur, upphör strömningen i de punkter, där vattnet fryser lika snabbt som det strömmar till. Vid töväder kan den långsamma utbredningen fortsätta, ända till dess att slutlig jämvikt uppnåtts för ett större sjöområde eller en hel sjö. (Folk anger ofta felaktigt, att orsaken till att stöpvattnet breder ut sig vid töväder, är att snön då blir tyngre.)



Figur 7. När ett snötäcke tynger ner isen tränger stöpvatten upp i snön.

Snönederbörden varierar mycket från plats till plats och från vinter till vinter. Som ett mycket ungefärligt medelvärde för en vintermånads nederbörd i Norrland kan anges 30 mm. Om man tänker sig, att nederbörden bildade ett jämnt snötäcke på isen, skulle en respektive två månaders medelnederbörd trycka ner ett ungefär 35 cm respektive 70 cm tjockt istäcke jäms med vattenytan. Om isen är tunnare eller snönederbörden större, trycks isen under vattenytan med uppvattning som följd. Uppvattningen kan dock bli fördröjd, om isen är utan hål eller sprickor. Under vintrar med stor nederbörd och svag is kan isen upprepade gånger tryckas ner, varigenom flerdubbla islager med stöpsörja emellan kan bildas.

Till följd av snödrev fördelar sig snön inte jämnt på en sjö utan lägger sig djupast i vindskyddade vikar och vid vindskyddade stränder. Vatten tränger där ofta upp tidigare än på sjöarna i övrigt. Förutom av snötryck kan sjöisen pressas ner under vattenytan lokalt genom bågnader och förskjutningar i isen.

### 3.1.2 Vindvakar

Under förvintern uppstår ibland små vakar, som på sina håll betecknas som vindvakar. De kan bildas vid mindre förskjutningar i isen. Om den bildade sprickan endast obetydligt släpper igenom vatten, händer det att vattnet i några få punkter liksom ”kokar upp”. Härvid svarvar vattnet ut alldeles runda hål och det bildas stöpsörja på isen. Dessa små vindvakar brukar snabbt frysa till, eftersom snötäcket smälter bort mitt över vaken.

Ett annat slag av små vindvakar bildas, när stora snömassor trycker ner svag is djupt under vattenytan. Genom tidigare bildade hål eller sprickor i isen tränger då stora mängder vatten upp, som därvid svarvar ut större hål, upp till några decimeter breda, ibland betecknade som snövakar. (Ordet ”vindvakar”, av vattnets vindlande rörelse när det strömmar upp).

Ännu ett annat slag av små vindvakar uppstår på våren, då smältvatten söker sig ner genom håligheter i istäcket, varvid likaså runda hål svarvas ut.

## 3.2 Vid stränderna

### 3.2.1 Istäcket vid vattenståndssänkning

Vintervattenståndet sjunker i regel långsamt i oreglerade sjöar och snabbt i årsreglerade avsänkningssjöar. Isen lägger sig därvid på botten längs stränderna. Där marken är jämn och långsluttande formar sig isen efter underlaget, utan att större sprickor eller brott i isen behöver uppstå, men där marken är stenig och brant, blir isen hängande mellan stenar och över fördjupningar i marken. Hängisen kan genom sin egen tyngd eller vid belastning brista och falla

ner. Vid snabbt sjunkande vattenstånd ökas bildningen av sprickor och brott. Särskilt den is som snart efter isläggningen blir liggande på botten är tunn och spröd. Den krossas lätt t.o.m. på jämn mark om denna är lös.

Den remsa av landisen, som ligger i vattenbrynet, vilar inte enbart mot marken utan även till någon del mot det på vattnet flytande istäcket. Detta bågnar därvid något. Nedbågnaden eller svackan blir vid långsluttande stränder i regel obetydlig, eftersom bara en smal isremsa trycker mot det flytande istäcket. Vid branta eller steniga stränder däremot kan större isblock brytas loss och tynga ner istäcket, så att brott och vattenfyllda svackor bildas.

Är stranden ojämn och flikig, bildas vid avsänkning små vikar eller bukter, där nedbågnaderna brukar bli stora. Nedbågnaden av istäcket i en sådan vik sker nämligen från en i förhållande till vikens yta lång strandlinje och dessutom från flera håll, varför isen bryts och spricker. Då snö dessutom ofta driver in i små vikar och fyller ut eventuella svackor, ökas nedbågnaderna genom snötrycket med följd att vatten ofta tränger upp.

Vid en fortgående avsänkning blir den bottenliggande strandisen allt bredare och brytområdet (strandsvackan) flyttas allt längre utåt sjön. Då svackan når ett nytt avsnitt av sjöisen där det finns en spricka, sipprar vatten upp ända till dess att sprickans kanter under den fortsatta avsänkningen åter kommer att ligga över vattenytan. Då svackan når andra vattengenomsläppande sprickor kan vatten åter tränga upp. På avsänkningssjöar observeras sålunda ofta, att vatten under en kortare tid tränger upp på enstaka platser invid stränderna, varvid vattendjupet dock i regel blir litet.

### **3.2.2 Istäcket vid vattenståndsstigning**

Tidvis inträffar det att vattenståndet under vintern stiger till följd av ökat vattenflöde. Därvid följer den flytande, fribärande sjöisen med upp utan eftersläpning. Genom att isen invid stränderna är mer eller mindre hårt fastfusen, släpar den efter vid stigningen, så att vatten kan tränga upp över strandisen. Särskilt gäller detta om vattenståndet varit konstant en lång tid och isen därvid hunnit frysa fast hårt vid stränder, grund och vassar. Vid långsluttande stränder och flacka grund kan därvid vatten tränga upp och bre ut sig över vida områden.

Om vattenståndet stiger högt över den nivå, vid vilken isen på hösten lade sig, lossnar isen från stränderna och blir landlös.

### **3.2.3 Istäcket vid på varandra följande sänkning och höjning av vattenståndet**

Vid regelbunden långsam höjning och sänkning av vattenståndet inom ett bestämt mindre höjdområde uppstår vid jämna stränder vanligtvis inga brott eller större sprickor i isen och inga påtagliga nedbågnader, som märkbart ökar vattenförekomsten på isen. Vid steniga, branta och flikiga stränder där brott i isen lätt uppstår, tränger vatten upp i bildade svackor, särskilt vid vattenståndsstigningar i början av vintern. I strandsvackorna fryser det uppträngda vattnet relativt snabbt, vilket medför att isen där ökar mer i tjocklek än ute på sjön. Den tjockare isen försvårar fortsatt vattenuppträngande vid vattenståndsvariationer, varför allt längre tid brukar förflyta mellan de tillfällen vatten tränger upp.

Vid snabba, kraftiga variationer av vattenståndet inom ett bestämt höjdområde kan vid en del branta stränder ett kraftigt brott utbildas, genom vilket vattnet vid vattenståndsvariationerna ständigt rinner upp på och av från isen.

## 4 Älvsträckors isläggning, istillväxt och islossning

### 4.1 Värmeutbyte i en älv

På en öppen älvsträcka tränger ljus- och värmestrålning ner i vattenmassorna och omvandlas till värme. Från vattnets yta bortförs värme genom utstrålningen till atmosfären och rymden. Värme till- eller bortförs också genom utbyte med luften, vilket sker starkast i forsar och fall, där beröringsytan mellan vattnet och luften är stor. Dessutom sker ett ringa värmeutbyte med botten, och ett i regel obetydligt värmetillskott erhålls genom omvandling av vattnets fallenergi till värme (varje meters strömfallet ger en värmemängd motsvarande en temperaturhöjning av vattnet med  $1/427$  °C, såvida strömfallet inte är utbyggt).

Vattenmassan i en älv, som går helt öppen, avkyls eller uppvärms något långsammare vid hög vattenföring än vid låg. Orsaken är att vattenmassans volym vid en högre vattenföring ökar procentuellt mera än vattenytan, genom vilken det väsentliga värmeutbytet sker.

Eftersom vattnet på stridare älvsträckor virvlas om starkt, kan endast mycket obetydliga temperaturskillnader, mindre än några hundradels grader, uppstå mellan yt- och bottenvattnet. Även i stora sel är temperaturskillnaderna vintertid mycket små, när allt vattnet i selet efter kort tid har bytts ut mot tillrinnande nollgradigt vatten. Endast under en kortare tid vid isläggningsen, när stark kyla inträder snabbt, kan temperaturskillnaden mellan yt- och bottenvattnet i ett sel vara stor, beroende på att ytvattnet avkyls snabbt men inte bottenvattnet.

På en islagd älvsträcka leds värme bort från vattnet genom istäcket när det är kallt i luften. Solstrålning tränger genom isen ner i vattnet, mer ju klarare och tunnare isen är. Om isen är täckt av ett torrt, några decimeter tjockt snölager, sker värmeledningen mycket långsamt och all strålning upptas eller återkastas av snön.

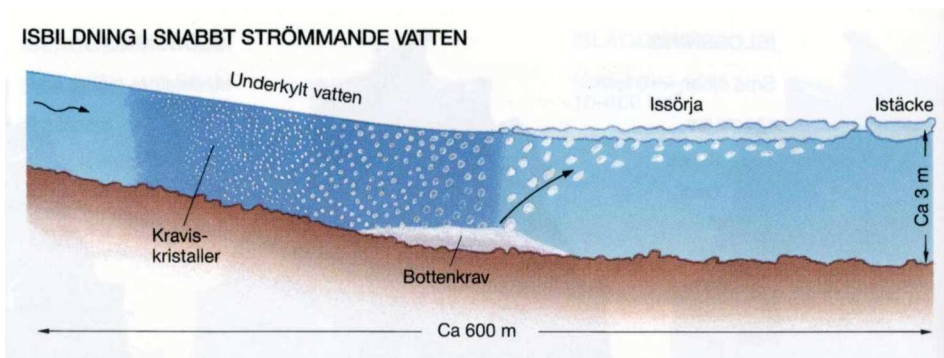
Om ”varmt” vatten, t. ex. från en sjö, strömmar in under ett istäcke vid blidväder, tärs isen så att vattnets temperatur sjunker. Om vattnet är starkt strömmande, smälter isen snabbt och vattnet blir vanligtvis nollgradigt redan efter att ha passerat mindre än ett par kilometer av en islagd sträcka. På lugnflytande sträckor, som sel eller dämningssområden, avges vattnets värme mycket långsamt till isen, samtidigt som viss mindre värme tillförs från botten sedimenten, varför det framrinnande vattnets temperatur bara långsamt sjunker.

### 4.2 Isläggning

Då den första kylan kommer på hösten har älvvattnet en jämförelsevis hög temperatur som snabbt sjunker ner mot 0 °C, eftersom avkylningsytan är mycket stor så länge vattendraget går helt öppet.

Isläggningsen sker tidigast på lugnflytande älvsträckor, såsom sel och dämningssområden. Där finns en viss skiktning med ett underkyllt vattenlager i ytan där isen bildas, och något varmare vatten mot botten. Isen växer ut från stränder och stenar och täcker i regel snabbt hela älven, utom eventuellt älvkrökar och trängre ställen, där det varmare bottenvattnet virvlar upp mot ytan. På sådana ställen kan strömråkar och vakar kvarstå någon tid. Den bildade ytisen är jämn som på en sjö.

Vid omslag till blidväder, då älvvattnets temperatur stiger, kan en strömråk skära igenom istäcket, även i stora sel, och isen eventuellt lossna från stränderna, varvid vattendraget rensas från is. Flera isläggningsar är sålunda vanliga på de lugnflytande älvsträckorna. Isen brukar vara tämligen jämntjock och ligga förhållandevis länge i selens nedersta del. I översta delen har isen ofta varierande tjocklek och skärs lätt upp vid blidväder.



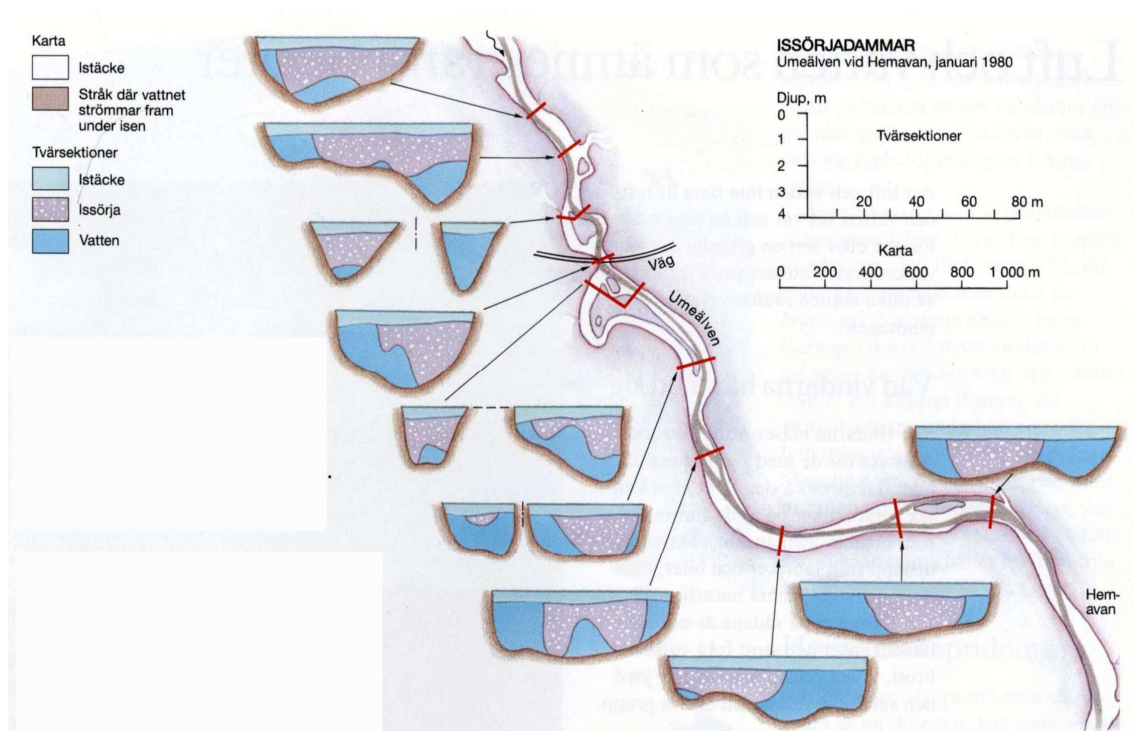
Figur 8. I strömmande vatten bildas inte ytis utan istället mängder av iskrystaller. De virvlar omkring, fäster på botten eller flockas och flyter upp och fryser efter hand samman till ett istäcke. Källa: Sveriges nationalatlas, Klimat, sjöar och vattendrag.

På strida älvsträckor kyls hela vattenmassan ner till någon tusendels grad under  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  vid stark ihållande kyla, till följd av att vattnet i ytan, där avkylningen sker, snabbt virvlar ner genom vattenmassan ända mot botten. Snart är det underkylda vattnet fullt av svävande fina iskrystaller (kravis, sörpa) som under den fortsatta färden antingen flockar ihop sig och flyter upp till ytan eller anhopas som en tjock luddig massa på botten. Under särskilda betingelser, dvs. måttliga djup och stark turbulens i vattnet, kan sådan bottenis (bottenkrav) växa ut över stora områden på grund, stenar o dyl.

Älvtvatten däms av bottenisen varvid is som bildats längs stränderna lossnar. Bottenisen lossnar efter några dagar eller vid omslag till blidväder, varigenom en ismassa bestående av kravis, snö som fallit i älven, bottenis, isskivor och isbitar (allt sammanfattande benämnt issörja) och isflak från stränderna kommer att driva med strömmen. Den drivande isen, som tidvis kan fylla hela älvens yta och bilda en tät ismassa sätter sig fast i lugnvattenområden mot eller under tidigare bildad ytis, fyller ut strömråkar mellan strandisar, fastnar mot revlar, i krökar och förträngningar av älven, varvid drivisen utgör material till en fortgående isläggning upp över en stridare älvsträcka.

I områden där vattenhastigheten i ytan överstiger ungefär  $0,6\text{ m/s}$  kan drivisen inte lägga sig i ytan mot ett bildat istäcke utan dyker under iskanterna. Isläggningen kan då inte fortskrida uppåt förrän det bildats en isdämma, dvs. en isanhopning som åstadkommer en förträngning i älven, ovanför vilken vattenståndet stiger. Vattenhastigheten minskar då i det bildade dämmningsområdet. Så snart ythastigheten understiger ungefär  $0,6\text{ m/s}$  kan drivisen lägga sig i ytan och isläggningen fortskrida uppåt älven tills ythastigheten åter är för stor. En strid älvsträcka blir på detta sätt till stor del fylld av en hoppresad och endast delvis sammanfrusen ismassa, under vilken vattnet strömmar fram i kanaler.





Figur 9. Nedanför öppna sträckor med hög vattenhastighet kan stora mängder issörja delvis täppa igen vattenvägarna. Källa: Sveriges nationalatlas, Klimat, sjöar och vattendrag.

Allteftersom drivisläggningen fortskrider uppåt älven, ökas trycket längre ner. Då ett smalt älvparti med höga strandbrinkar sätts igen av is på en strid sträcka, stiger vattnet snabbt, varvid trycket mot isproppen kan bli så stort, att denna pressas iväg. I breda älvpartier med låga stränder, stenöar och grund stiger vattnet långsamt upp över de låglänta områdena, samtidigt som ismassorna förskjuts fram över dessa, med påföljd att vidsträckta isbrötar bildas. Uppströms isproppar och isbrötar lägger sig vid ihållande kyla ett nytt drivistäcke upp över älven.

Isförskjutning och brötning sker ibland genom att hela eller största delen av ismassan inom ett större älvavsnitt sätter sig i rörelse, ”total isgång”, och ibland genom att smärre ispartier stötvis rör sig framåt, ”skräckar”, varvid den ena rörelsen utlöser den andra. Vid den totala isgången förskjuts uppströmsgränsen för ismassan snabbt neråt älven. Därvid uppstår stark nötning mellan den is som rör sig, och den som frusit fast vid stränder eller stenöar. Härvid bildas ”skjuvsprickor”, som ibland öppnar sig till någon decimeters bredd. Vid ”skräckning” öppnar sig inte sällan här och var råkar och vakar, som dock ofta packas igen snabbt.

Även kraftiga forsar istäcks mer eller mindre, då stark kyla sätter in. Is växer nämligen ut från stränderna och från stenar i botten, och bottenisdämmor bildas. Vattenståndet stiger då och vatten tränger upp över strandisarna, dränker igenom snön och fryser till svallis, samtidigt som kravis bakas in mellan ytisen och botten, så att delar av forsen från dess nacke till dess fot sätts igen. I en del fall kan bottenisen och strandisarna växa samman, så att de tvärs över älven bildar en damm, över vilken vattnet strömmar fram.

På ett istäckt lugnflytande parti nedströms en fors eller strid älvsträcka brukar issörja samlas i stora mängder under istäcket och bilda en ytisdämma (hängande isdamm). Vattnet i älven stiger därvid och lyfter hela isdämman och istäcket utom invid stränderna, där vatten tränger upp på den fastfrusna isen. Isdämman har i regel stor utsträckning längs älven, varför vattenståndet stiger på en lång sträcka upp mot forsen. På isdämman, där istäcket således är sörjauppburet, ligger isen högre än t. ex. närmast stränderna.

Kravisbildningen och produktionen av annan issörja minskar i vattendraget, allteftersom de öppna områdena minskar i storlek genom isläggning, och upphör givetvis helt vid omslag till blidväder. Inom de istäckta områdena kan älvvattnets temperatur stiga obetydligt över 0 °C, genom att små värmemängder tillförs vattnet, bl.a. från botten och vid blidväder från öppna vattenområden. En viss avsmältning av is sker då, i synnerhet i avsnitt där vattnet har hög hastighet och virvlar om starkt, såsom i förträngningar i isdämmorna. De kanaler som vattnet strömmar fram i vidgas därvid, med påföljd att vattenståndet uppströms isdämman faller och kanalens tak sjunker ner. I isdämmorna, särskilt i forsarna, får man då här och var smala öppna kanaler eller strömråkar med tvära iskanter.

Om ihållande stark kyla inträffar sedan vattendraget gått upp något, kan drivisbildningen än en gång bli stark så att strömråkarna kan fyllas igen och vattenståndet åter stiga. Har en kraftig uppdämning av vattnet i samband med en omfattande isläggning en gång inträffat och vattnet sedan skurit sig ner, brukar en ny uppdämning endast nå lägre höjd.

### **4.3 Vattenföringens inverkan på isbildningen**

På en strid älvsträcka samverkar ett mycket stort antal faktorer vid bottenisbildning, isläggning, isförskjutning och isbrötning, såsom strand- och bottenförhållanden, väderfaktorer, vattenföring m.m., varför ett otal kombinationsmöjligheter föreligger i isbildningsförloppet. En förändring av en faktor, vattenföringen, kan därför få tämligen olika verkan på olika platser och under olika år, varför endast en del allmänna synpunkter på dess inverkan på isförhållandena kan ges.

Sedan älvvattnets temperatur sjunkit ner till 0 °C, alstras mera issörja vid hög vattenföring än vid låg, eftersom avkylningsytan är större i vattendraget sedan det blivit vidare och öppnare.

Den lokala bottenisbildningen beror bl.a. av botten djupet och vattnets turbulens, som båda förändras vid ökat vattenflöde. Nya bottenområden som bottenis kan avsättas på tillkommer då vattendraget vidgas, men samtidigt kan vattendjupet inom andra områden bli för stort för bottenisbildningen.

Ökat vattenflöde medför i områden med drivisläggning, att vattenståndet måste stiga mer än annars för att ythastigheten skall gå ner under ungefär 0,6 m/s, som ju är den största ythastighet vid vilken drivisläggningen kan fortskrida. Där särskilt stora isdämmor erfordras för detta, såsom vid en strid fors, går det åt väldiga ismassor för att bygga upp isdämmorna såväl på djupet som på höjden. Om kylan inte blir tillräckligt sträng och ihållande, så att tillräckliga mängder drivis bildas, kan fortsatt isläggning upp förbi den strida forsen helt förhindras.

Ett förhöjt vattenstånd ökar drivistäckets yta, som det framströmmande vattnet utövar friktion mot. Drivismassornas tryck neråt älven ökas därigenom, utan att de motverkande friktionskrafterna längs strandlinjen ökas. Detta medför ökade isförskjutningar och brötningar.

För att bygga upp de kraftigare och bredare isdämmorna och isbrötarna går det åt större ismassor än vid lägre vattenföring, vilket orsakar en försening av hela uppdämnings- och isbildningsförloppet. Förseningen kompenseras i viss mån av den ökade produktionen av issörja.

Som en följd av vattenståndshöjningen och ökningen av vattenhastigheten förändras de lokala förutsättningarna för isen att sätta sig fast vid stränder, stenöror osv. De kraftigaste isdämmorna eller isbrötarna kan därför efter en ökning av vattenflödet bildas på delvis andra platser än tidigare, och då medföra väsentligt ökade uppdämningar inom dessa områden och eventuellt minskade inom andra.

#### 4.4 Isens tillväxt

Om jämn ytis har bildats på en lugnflytande älvsträcka, växer isen på samma sätt som på en sjö, så att ett istäcke bestående av stöpis och kärnis bildas. I isen kan också issörja och isflak som lagrats under istäcket frysa fast.

På stridare älvsträckor med drivisläggning fryser ismassorna så småningom samman, varvid det bildas ett fast istäcke som är mer eller mindre knaggligt. Om isbrötning inträffat utgörs det fasta istäcket av packis med kantställda isflak. De ismassor, som pressats upp på stengrund eller lagt sig på stränderna och därigenom kommit att ligga på det torra, sedan vattnet skurit sig ner, fryser snabbt samman till en hård vit ismassa, innehållande större eller mindre flak av kärnis. De ofta höga på så vis bildade "iskallarna" framträder särskilt på våren i forsarna, då isdämmorna är genombrutna och vattendraget börjar gå öppet.

Ismassor, som anhopas i djupa hölJOR nedströms större forsar, kan ligga kvar hela vintern tämligen oförändrade med vattnet strömmande fram med stor hastighet i smala kanaler, som ofta går tätt intill botten eller utmed strandbrinkarna.

Under vintern transporteras stora mängder iskristaller och issörja med vattnet från plats till plats och anhopas här och var, främst i sel och edor. I sörjan finns ibland slampartiklar infrusna. De kan ge den sammanpackade ismassan en brunaktig färg.

#### 4.5 Värmefront och isförhållanden nedströms en stor sjö

Vattnet i en stor sjö tar under sommaren upp stora mängder värme, som under hösten så småningom avges. Så länge det är blåsigt, fortsätter nedkylningen av sjöns vattenmassor, och ett skyddande snö- och istäcke kan inte bildas.

Sjöns ytvatten, som avkyls starkast, drivs i vindens riktning och pressas mot den vindutsatta stranden. Vid stark kyla kan det inträffa, att den vattenmassa som anhopats vid den vindutsatta stranden antar en temperatur lägre än 0 °C, och att fina iskristaller bildas i sjövattnet. Det händer någon gång att sådan underkylning sker vid ett sjöutlopp, och att det avrinnande vattnet sålunda blir underkylt. Nära utloppet kan då bottenis bildas is grunda strömmar av älven och ett istäcke lägga sig där vattnet är lugnflytande. Enstaka gånger kan kraftiga bottenisdamm bildas, som minskar avrinningen och höjer vattenståndet i sjön.

Så snart sjön islagts, minskas utströmningen av kallt ytvatten och ökas utströmningen av varmare djupvatten till följd av vattnets friktion mot istäcket. Det avrinnande vattnets temperatur stiger betydligt över 0 °C. Ett eventuellt bildat istäcke eller en bildad bottenisdamm nära sjöutloppet smälter då bort snabbt, varefter sjöutloppet går öppet under resten av vintern.

Det vatten, som under vintern avrinner från en stor och djup sjö, har i regel en för vinterförhållanden hög temperatur, som under isliggetiden i stort sett är oberoende av förändringar i vattenföringen. Från sjön utgår sålunda en värmeström (energiflöde) som är proportionell mot vattenföringen. Värmet transporteras snabbast där vattnet har sin största hastighet, vanligtvis där älven är djupast, men når även långsamt in mot stränderna till följd av virvel- och turbulensrörelser i vattnet.

Under sin färd utför älven avger vattnet värme till atmosfären när kyla råder. Först så småningom har vattnet förlorat sitt värme helt. Man kan tala om en gräns eller front i strömdraget, nedströms vilken vattnet är ungefär nollgradigt, och där is kan lägga sig och växa. Denna värmefront är mycket oskarp och flyttas ständigt fram och åter. Vid sträng kyla flyttas

den motströms, varvid vissa älvsträckor kan isläggas helt, samtidigt som uppströms fronten belägna strandisar kan växa i bred och tjocklek ut mot strömdraget.

Vid omslag till blidväder rör sig värmefronten neråt älven förbi uppströmsranden av det istäcke, som lagt sig över älvens hela bredd, varvid isen tärs underifrån så att strömråkar och vakar skärs upp i älvfåran. Även strandisarna tärs och minskas därvid i bredd och tjocklek, och strömdraget öppnar sig alltmer. För varje dag som blidvädret varar når fronten allt längre ner i älven och nya isområden börjar täras.

När dagstemperaturerna blir höga och dagsmejan stark under vårvintern, tillförs älvvattnet ytterligare värmemängder, främst i de redan öppna områdena nedströms sjön, så att värmeströmmen från sjön förstärks. Trots att isarna vid denna tid är tämligen tjocka, kan uppmältningen och därmed islossningen gå snabbt.

Värmeströmmens storlek under olika vintrar varierar inom vida gränser, eftersom både sjövattnets temperatur och vattenföringens storlek kan variera betydligt från vinter till vinter. Man kan dock här liksom i många andra fall tala om mer eller mindre normala (genomsnittliga) förhållanden. Värmeströmmen påverkar isförhållandena i områdena nedströms sjön kraftigare ju närmare sjön områdena är belägna. Grovt schematiserat kan man tala om dels en älvsträcka, där påverkan sker nästan ständigt och som därför i regel går öppen, dels en sträcka, där påverkan sker då och då och som därför får starkt variabla isförhållanden, samt dels en sträcka, där påverkan sker endast under kortare tider, främst under islägnings- och islossningstid och som får tämligen stabila isförhållanden under en stor del av vintern.

Isförhållandena utvecklar sig mycket olika under olika vintrar beroende på skilda väderförhållanden och olika vattenföring och vattentemperatur. Under en kall vinter med långvarig stark kyla redan i början av vintern, eller en vinter då värmeströmmen är särskilt svag, blir den sträcka som går öppen jämförelsevis kort, och den sträcka som får variabla isförhållanden blir kort och belägen uppströms normalt läge. Under en mild vinter med upprepade långa blidvädersperioder, eller då värmeströmmen är stark, blir den öppetgående sträckan lång och sträckan med variabla isförhållanden likaledes lång och belägen nedströms normalt läge.

Genom årsreglering ökas vintervattenföringen och därmed också den värmeström som utgår från sjön. Detta medför, att den öppna sträckan nedströms sjön blir längre än under oreglerade förhållanden, och att sträckan med starkt variabla isförhållanden förskjuts nedströms och förlängs. Vid korttidsreglering ökas och minskas vattenföringen med vissa tidsintervall, oftast dygn eller vecka, ibland med mycket stora mängder. Vid hög tappning vintertid når ”varmt” vatten långt ner i älven, och det område som har starkt variabla isförhållanden förlängs. Vid låg tappning nybildas is över eljest öppna områden, och inverkan blir tillfälligt mindre i delar av det område, som har variabla isförhållanden.

#### **4.6 Islossning**

Då snön på isen försvunnit under vårvintern, tränger solstrålningen ner genom isen, som tärs både ovanifrån, inifrån och underifrån, så att den så småningom blir tunnare och mera porös. När våren sedan bryter in med hög lufttemperatur och stark instrålning, värms älvvattnet upp, särskilt på öppetgående sträckor nedom sjöutlopp och i forsar. I dessa områden stiger vattnets temperatur snabbt. Isen tärs därvid kraftigt i nedströms belägna områden, och en strömvak skär igenom istäcket och isflak bryts loss och kommer i drift. Längre nedströms kan vakar slå upp i strömdraget.

Bäckar och rännilar smälter upp mynningsvakor invid stränderna, och solstrålningen värmer upp grunda vattenskikt invid land, så att smala landvakor bildas här och var. De vidgas, när

vattenståndet stiger i samband med att vårfloden börjar. Härvid kan isen bli landlös på hela sel och på en gång komma i drift ner över älven, ofta i samband med stark vind. Stora isflak kan ryckas loss från grunden och bottenis kan flyta upp och följa med strömmen.

Drivisen går i regel fram sammanhängande i älven till följd av att isen här och var bromsas upp, varvid allt mer is och vatten samlas och trycker på, till dess hela massan åter kommer i rörelse. När en sådan större ismassa når forsar och fall hörs ofta lång väg ett dån av framstörtande isflak, som delvis slås sönder och mosas till snabbts smältande issörja.

Den drivande isen kan ibland sätta sig fast och brötas mot ett kvarliggande fast istäcke, mot holmar, stenöror, grund m.m. Ovan isbröten stiger vattenståndet, varvid låglänta marker kan svämmas över, samtidigt som ismassorna brer ut sig över dessa. Då vattnet åter lyckas tränga fram i en fåra, och vattenståndet därvid sjunker, blir stora ismassor liggande kvar uppe på land. Isen upplöses först så småningom på platsen, och endast en del av ismassan kommer åter i rörelse längs älven. För varje ny isbrötning och utbredning av ismassor minskas sålunda den mängd, som sedan kan driva med vattnet.

Risken för isbrötning torde vara störst, om stora mängder drivis fyller upp vattendraget under förvintern, och om vintern är långvarig och kall så att stark kärnis bildas, samt om värmeinbrottet på våren kommer snabbt. Isarna har då inte nämnvärt hunnit luckras upp när islossningen börjar. Om vattenflödet ökar starkt, kan stora mängder kraftig is, som inte lätt slås sönder och upplöses, driva iväg och orsaka våldsamma isbrötningar och översvämningar.

## SMHIs publiceringar

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

<b>Seriernas namn</b>	<b>Publiceras sedan</b>
RMK (Report Meteorology and Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985
KLIMATOLOGI	2009

### I serien **HYDROLOGI** har tidigare utgivits:

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

- 19 Martin Häggström och Magnus Persson (1988)  
Utvärdering av 1987 års  
vårflödesprognoser.
- 20 Todor Milanov (1988)  
Frysförluster av vatten.
- 21 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz  
Amelia Sandoval and Maria Elvira Vega  
(1988)  
Application of the HBV model to the upper  
Río Cauca basin.
- 22 Mats Moberg och Maja Brandt (1988)  
Snökartläggning med satellitdata i  
Kultsjöns avrinningsområde.
- 23 Martin Gotthardsson och Sten Lindell  
(1989)  
Hydrologiska stationsnät 1989. Svenskt  
Vattenarkiv.
- 24 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz  
Amelia Sandoval y Maria Elvira Vega  
(1989)  
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca  
superior del Río Cauca.
- 25 Gun Zachrisson (1989)  
Svåra islossningar i Torneälven. Förslag  
till skadeförebyggande åtgärder.
- 26 Martin Häggström (1989)  
Anpassning av HBV-modellen till  
Torneälven.
- 27 Martin Häggström and Göran Lindström  
(1990)  
Application of the HBV model for flood  
forecasting in six Central American rivers.
- 28 Sten Bergström (1990)  
Parametervärden för HBV-modellen i  
Sverige. Erfarenheter från  
modellkalibreringar under perioden 1975 -  
1989.
- 29 Urban Svensson och Ingemar Holmström  
(1990)  
Spridningsstudier i Glan.
- 30 Torbjörn Jutman (1991)  
Analys av avrinningens trender i Sverige.
- 31 Mercedes Rodriguez, Barbro Johansson,  
Göran Lindström, Eduardo Planos y  
Alfredo Remont (1991)  
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca  
del Río Cauto en Cuba.
- 32 Erik Arnér (1991)  
Simulering av vårflöden med HBV-  
modellen.
- 33 Maja Brandt (1991)  
Snömätning med georadar och  
snötaxeringar i övre Luleälven.
- 34 Bent Göransson, Maja Brandt och Hans  
Bertil Wittgren (1991)  
Markläckage och vattendragstransport av  
kväve och fosfor i Roxen/Glan-systemet,  
Östergötland.
- 35 Ulf Ehlin och Per-Eric Ohlsson, VASO  
(1991)  
Utbyggd hydrologisk prognos- och  
varningstjänst.  
Rapport från studieresa i USA 1991-04-22-  
-30.
- 36 Martin Gotthardsson, Pia Rystam och  
Sven-Erik Westman (1992)  
Hydrologiska stationsnät  
1992/Hydrological network. Svenskt  
Vattenarkiv.
- 37 Maja Brandt (1992)  
Skogens inverkan på vattenbalansen.
- 38 Joakim Harlin, Göran Lindström, Mikael  
Sundby (SMHI) och Claes-Olof  
Brandsten (Vattenfall Hydropower AB)  
(1992)  
Känslighetsanalys av Flödeskommitténs  
riktlinjer för dimensionering av hel älv.
- 39 Sten Lindell (1993)  
Realtidsbestämning av arealnederbörd.
- 40 Svenskt Vattenarkiv (1995)  
Vattenföring i Sverige. Del 1. Vattendrag  
till Bottenviken.
- 41 Svenskt Vattenarkiv (1995)  
Vattenföring i Sverige. Del 2. Vattendrag  
till Bottenhavet.
- 42 Svenskt Vattenarkiv (1993)  
Vattenföring i Sverige. Del 3. Vattendrag  
till Egentliga Östersjön.
- 43 Svenskt Vattenarkiv (1994)  
Vattenföring i Sverige. Del 4. Vattendrag  
till Västerhavet.
- 44 Martin Häggström och Jörgen Sahlberg  
(1993)  
Analys av snösmältningsförlopp.
- 45 Magnus Persson (1993)  
Utnyttjande av temperaturens persistens  
vid beräkning av volymsprognoser med  
HBV-modellen.
- 46 Göran Lindström, Joakim Harlin och  
Judith Olofsson (1993)  
Uppföljning av Flödeskommitténs  
riktlinjer.

- 47 Bengt Carlsson (1993)  
Alkalinitets- och pH-förändringar i Ume-  
älven orsakade av minimitappning.
- 48 Håkan Sanner, Joakim Harlin and  
Magnus Persson (1994)  
Application of the HBV model to the  
Upper Indus River for inflow forecasting to  
the Tarbela dam.
- 49 Maja Brandt, Torbjörn Jutman och  
Hans Alexandersson (1994)  
Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärden  
1961 - 1990 av nederbörd, avdunstning  
och avrinning.
- 50 Svenskt Vattenarkiv (1994)  
Avrinningsområden i Sverige. Del 3.  
Vattendrag till Egentliga Östersjön och  
Öresund.
- 51 Martin Gotthardsson (1994)  
Svenskt Vattenarkiv.  
Översvämningskänsliga områden i Sverige.
- 52 Åsa Evremar (1994)  
Avdunstningens höjdberoende i svenska  
fjällområden bestämd ur vattenbalans och  
med modellering.
- 53 Magnus Edström och Pia Rystam (1994)  
FFO - Stationsnät för fältforsknings-  
områden 1994.
- 54 Zhang Xingnan (1994)  
A comparative study of the HBV model  
and development of an automatic  
calibration scheme.
- 55 Svenskt Vattenarkiv (1994)  
Svenskt dammregister - Södra Sverige.
- 56 Svenskt Vattenarkiv (1995)  
Svenskt dammregister - Norra Sverige.
- 57 Martin Häggström (1994)  
Snökartering i svenska fjällområdet med  
NOAA-satellitbilder.
- 58 Hans Bertil Wittgren (1995)  
Kvävetransport till Slätbaken från  
Söderköpingsåns avrinningsområde
- 59 Ola Pettersson (1995)  
Vattenbalans för fältforskningsområden.
- 60 Barbro Johansson, Katarina Losjö, Nils  
Sjödén, Remigio Chikwanha and Joseph  
Merka (1995)  
Assessment of surface water resources in  
the Manyame catchment - Zimbabwe.
- 61 Behzad Kouchehi (1995)  
Älvtemperaturers variationer i Sverige  
under en tioårsperiod.
- 62 Svenskt Vattenarkiv (1995)  
Sänkta och torrlagda sjöar.
- 63 Malin Kanth (1995)  
Hydrokemi i fältforskningsområden.
- 64 Mikael Sundby, Rikard Lidén , Nils  
Sjödén, Helmer Rodriguez, Enrique  
Aranibar (1995)  
Hydrometeorological Monitoring and  
Modelling for Water Resources Develop-  
ment and Hydropower Optimisation in  
Bolivia.
- 65 Maja Brandt, Kurt Ehlert (1996)  
Avrinningen från Sverige till omgivande  
hav.
- 66 Sten Lindell, Håkan Sanner, Irena  
Nikolushkina, Inita Stikute (1996)  
Application of the integrated hydrological  
modelling system IHMS-HBV to pilot  
basin in Latvia
- 67 Sten Lindell, Bengt Carlsson, Håkan  
Sanner, Alvina Reihan, Rimma Vedom  
(1996)  
Application of the integrated hydrological  
modelling system IHMS-HBV to pilot  
basin in Estonia
- 68 Sara Larsson, Rikard Lidén (1996)  
Stationstäthet och hydrologiska prognoser.
- 69 Maja Brandt (1996)  
Sedimenttransport i svenska vattendrag  
exempel från 1967-1994.
- 70 Svenskt Vattenarkiv (1996)  
Avrinningsområden i Sverige. Del 4.  
Vattendrag till Västerhavet.
- 71 Svenskt Vattenarkiv (1996)  
Svenskt sjöregister. 2 delar
- 72 Sten Lindell, Lars O Ericsson, Håkan  
Sanner, Karin Göransson SMHI  
Malgorzata Mierkiewicz , Andrzej  
Kadlubowski, IMGW (1997)  
Integrated Hydrological Monitoring and  
Forecasting System for the Vistula River  
Basin. Final report.
- 73 Maja Brandt, Gun Grahn (1998)  
Avdunstning och avrinningskoefficient i  
Sverige 1961-1990. Beräkningar med  
HBV-modellen.
- 74 Anna Eklund (1998)  
Vattentemperaturer i sjöar, sommar och  
vinter - resultat från SMHIs mätningar.
- 75 Barbro Johansson, Magnus Edström,  
Katarina Losjö och Sten Bergström (1998)  
Analys och beräkning av  
snösmältningsförlopp.



- 76 Anna Eklund (1998)  
Istjocklek på sjöar.
- 77 Björn Bringfelt (1998)  
An evapotranspiration model using  
SYNOP weather observations in the  
Penman-Monteith equation
- 78 Svenskt Vattenarkiv (1998)  
Avrinningsområden i Sverige. Del 2  
Vattendrag till Bottenhavet.
- 79 Maja Brandt, Anna Eklund (1999)  
Snöns vatteninnehåll Modellberäkningar  
och statistik för Sverige
- 80 Bengt Carlsson (1999)  
Some facts about the Torne and Kalix  
River Basins.  
A contribution to the NEWBALTIC II  
workshop in Abisko June 1999.
- 81 Anna Eklund (1999)  
Isläggning och islossning i svenska sjöar.
- 82 Svenskt Vattenarkiv (2000)  
Avrinningsområden i Sverige. Del 1.  
Vattendrag till Bottenviken.
- 83 Anna Eklund, Marie Gardelin, Anders  
Lindroth (2000)  
Vinteravdunstning i HBV-modellen -  
jämförelse med mätdata
- 84 Göran Lindström, Mikael Ottosson  
Löfvenius (2000)  
Tjäle och avrinning i Svartberget – studier  
med HBV-modellen
- 85 Bengt Carlsson och Göran Lindström  
(2001)  
HBV-modellen och flödesprognoser
- 86 Josef Källgården (2001)  
Snow distribution in a mountainous region.  
A remote sensing study.
- 87 Johan Andréasson, Anders Gyllander,  
Barbro Johansson, Josef Källgården, Sten  
Lindell, Judith Olofsson, Angela Lundberg  
(2001)  
Snötaxering med georadar - Bättre  
vårflödesprognoser med HBV-modellen?
- 88 Deliang Chen, Barbro Johansson (2003)  
Temperaturens höjdberoende – En studie i  
Indalsälvens avrinningsområde.
- 89 Agne Lärke, Håkan Sanner, Anna Johnell  
(2003)  
Utvärdering av SMHI:s prognos- och  
varningstjänsts verksamhet under flödena  
januari t o m mars 2002 i sydvästra  
Sverige
- 90 Johan Jansson (2003)  
Satellite data on snow cover in the HBV  
model. Method development and  
evaluation
- 91 Charlotta Pers (2003)  
BIOLA – BIOgeochemical LAke Model  
Manual
- 92 Carl Granström (2003)  
Utvärdering av SMHI:s prognos- och  
varningstjänsts verksamhet under flödet i  
området runt Emån juli 2003
- 93 Carl Granström (2003)  
Modell för prognos av tidpunkt och  
karaktär för islossningen i Torne älv.
- 94 Maja Brandt och Gun Grahn, SMHI.  
Erik Årnfelt och Niclas Bäckman,  
Länsstyrelsen Östergötland (2004)  
Anpassning av TRK-systemet från  
nationell till regional nivå samt  
scenarioberäkningar för kväve – Tester för  
Motala Ström
- 95 Carl Granström (2004)  
Utvärdering av SMHI:s hydrologiska  
prognos- och varningstjänst under flödet i  
södra Lappland juli 2004.
- 96 Carl Granström (2004)  
Utvärdering av SMHI:s hydrologiska  
prognos- och varningstjänst under flödet i  
Småland juli 2004.
- 97 Carl Granström (2004)  
Utvärdering av SMHI:s hydrologiska  
prognos- och varningstjänst under flödet i  
nordvästra Lappland juli 2004.
- 98 Tahsin Yacoub, Ylwa Westman, Håkan  
Sanner, Bernth Samuelsson (2005)  
Detaljerad översvämningsskarta för  
Eskilstunaån. Ett projekt inom KRIS-GIS
- 99 Carl Granström (2005)  
Utvärdering av SMHI:s hydrologiska  
prognos- och varningstjänst under  
vårfloden i fjällen juni 2005
- 100 Tahsin Yacoub, Håkan Sanner (2006)  
Vattenståndsprognoser baserade på  
översiktlig kartering. En fallstudie.
- 101 Göran Lindström (2006)  
Regional kalibrering av HBV-modellen
- 102 Kurt Ehlert (2006)  
Svenskt Vattendragsregister
- 103 Charlotta Pers (2007)  
HBV-NP Model Manual

- 104 Barbro Johansson, Göran Lindström, Jonas Olsson, Tahsin Yacoub, Günter Haase, Karin Jacobsson, Anna Johnell, Håkan Sanner (2007)  
Översvämningssprognoser i områden med ofullständiga data. Metodutveckling och utvärdering.
- 105 Carl Granström, Anna Johnell, Martin Häggström (2007)  
Utvärdering av SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst under höga flöden i sydvästra Sverige - nov 2006 till jan 2007
- 106 Johan Andréasson, Sara-Sofia Hellström, Jörgen Rosberg, Sten Bergström (2007)  
Översiktlig kartpresentation av klimatförändringars påverkan på Sveriges vattentillgång - Underlag till Klimat- och sårbarhetsutredningen”
- 107 Berit Arheimer, Charlotta Pers (2007)  
Kväveretention i svenska sjöar och vattendrag – betydelse för utsläpp från reningsverk
- 108 Calle Granström, Martin Häggström, Sten Lindell, Judith Olofsson, Anna Eklund (2007)  
Utvärdering av SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst under höga flöden i Götaland – juni och juli 2007
- 109 Niclas Hjerdt, Markus Andersén, Christer Jonsson och Dan Eklund (2007)  
Hydraulik i Klarälvens torrfåra vid tappningar från Höljes kraftverksdamm
- 110 Sara-Sofia Hellström, Göran Lindström (2008)  
Regional analys av klimat, vattentillgång och höga flöden
- 111 Calle Granström, Linda Gren, Magdalena Dahlin, Sara-Sofia Hellström (2008)  
Utvärdering av SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst under höga flöden under vårfloden 2008
- 112 Gitte Berglöv, Jonas German, Hanna Gustavsson, Ulrika Harbman, Barbro Johansson (2009)  
Improvement HBV model Rhine in FEWS. Final report
- 113 Katarina Norén, Carl Granström, Roger Eriksson (2010)  
Utvärdering av SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst under vårfloden i södra Sverige 2010
- 114 Katarine Norén, Carl Granström, Roger Eriksson (2010)  
Utvärdering av SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst under vårfloden i Norrland 2010
- 115 Gunn Persson m.fl (2011)  
Detaljerad översvämningsskartering av nedre Torneälven
- 116 Johan Södling, Jonas Olsson, Karin Nyström, Fredrik Wetterhall (2011)  
Högupplösta nederbördsdata för hydrologisk modellering: en förstudie

Denna sida är avsiktligt blank



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

ISSN 0283-7722

