



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



Rapport

R97:1987

**Temperatur och
värmeomsättning i sjöar
under vintern**

Torbjörn Svensson

Bygghälsningsrådet

R97:1987

TEMPERATUR OCH VÄRMEOMSÄTTNING I SJÖAR
UNDER VINTERN

Torbjörn Svensson

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 830364-8
från Statens råd för byggnadsforskning till Chalmers
tekniska högskola, Inst för vattenbyggnad, Göteborg.

REFERAT

Projektet syftar till att mäta och analysera temperatur och yttre värmeomsättning i några olika sjöar, speciellt under istäckt tid. Detta skall ge underlag för säkrare beräkning eller bedömning av förutsättningar för värmeuttag ur olika typer av sjöar. Resultaten har bidragit till ökade kunskaper främst i följande avseenden:

- * ökad empirisk kunskap om istäckta sjöar
- * teoretisk belysning av värmeutbyte mellan sjövattnet och omgivningen; främst värmeförluster till istäcket.
- * utveckling av mätmetoder
- * teoretisk ram för klassificering av sjöars vinterförhållanden och deras förutsättningar för värmeuttag.

Speciellt påvisar mätresultaten den stora spridningen i värmeinnehåll vid isläggningen mellan olika år, liksom betydelsen av instrålning genom isen och interna blandnings- och strömningsprocesser, vilka bl a inverkar på kylningen mot isen.

I Byggnadsforskningsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat.

R97:1987

ISBN 91-540-4795-1
Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm
Svenskt Tryck Stockholm 1987

INNEHÅLL

Sid

FÖRORD

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1	BAKGRUND - SJÖAR SOM VÄRMEKÄLLA FÖR VÄRMEPUMPAR	1
2	MÅLSÄTTNING	4
3	VÄRMEFLÖDEN TILL EN ISTÄCKT SJÖ - TEORI	6
3.1	Temperaturskiktning och värmebudget	6
3.2	Sedimentvärme	8
3.3	Strålning genom is	15
3.3.1	Direkt strålning	16
3.3.2	Globalstrålning och diffus strålning	19
3.3.3	Is- och snötäckets transmissivitet	21
3.4	Genomströmning	24
3.4.1	Inloppsblandning	27
3.4.2	Strömning i sjöns huvuddel	29
3.4.3	Utströmning med selektiv avtappning	32
3.5	Värmeavgång till istäcket	33
3.5.1	Temperaturutveckling under is på grund av instrålning	33
3.5.2	Värmeförlust vid strömning under is	41
3.6	Jämförelse mellan olika värmeflöden	44
4	MÄTOBJEKT - SJÖBESKRIVNINGAR	49
4.1	Tulebosjön	49
4.2	Landvettersjön (Gröen)	51
4.3	Bredvatten	53
4.4	Boren	55
5	MÄTPROGRAM	56
6	MÄTMETODER	58
7	RESULTAT - TULEBOSJÖN	63
7.1	Årskurvor	63
7.2	Sedimentens termiska egenskaper	67
7.3	Vintern 1983-84	71
7.4	Vintern 1984-85	76
7.5	Vintern 1985-86	82
7.6	Värmebalans för hela sjön under vintrarna	84
7.7	Slutsatser. Transmission genom isen	89

8	RESULTAT - LANDVETTERSJÖN	92
8.1	Årskurvor	92
8.2	Sedimentens termiska egenskaper	97
8.3	Vintern 1983-84	99
8.4	Vintern 1984-85	103
8.5	Vintern 1985-86	109
8.6	Sjöns värmebalans under istäckt tid	111
9	RESULTAT - BREDVATTEN	115
9.1	Vintern 1984-85	115
9.2	Vintern 1985-86	118
9.3	Värmebalans	120
10	BOREN - RESULTAT	122
10.1	Årskurvor	122
10.2	Vintern 1984-85	124
10.3	Vintern 1985-86	129
11	SAMMANFATTNING - SLUTSATSER	131
11.1	Temperatur och värmeomsättning i mätsjöarna	131
11.2	Förutsättningar för värmeuttag	137
11.3	Behov av fortsatt forskning	140
	REFERENSER	142

FÖRORD

Denna rapport utgör slutredovisning av ett treårigt forskningsprojekt för att studera temperaturförhållanden och värmeomsättning i sjöar vintertid. Det underliggande motivet är intresset för att använda sjöar som värmekälla för värmepumpar.

Projektet har genomförts vid Institutionen för vattenbyggnad på CTH, med ekonomiskt stöd av Byggforskningsrådet. Samarbete har skett med SMHI, som utfört vissa av de omfattande mätningar som ingått i studien. Mätdata från andra delar av programmet har också ställts till SMHI:s förfogande som underlag för att verifiera numeriska modellberäkningar.

Ett flertal personer på institutionen har varit engagerade i projektet, och till dess riktas ett varmt tack. Främst gäller det Lars-Ove Sörman, som utfört större delen av fältarbetet och sammanställning av mätdata. Bengt Carlsson har utvecklat och tillverkat en stor del av mätutrustningen. Henriette Melin har utvecklat datorprogram för lagring och bearbetning av mätdata. Ann-Marie Hellgren har skrivit och redigerat manuskriptet och Alicja Janiszewska ritat figurer.

Göteborg juni 1987

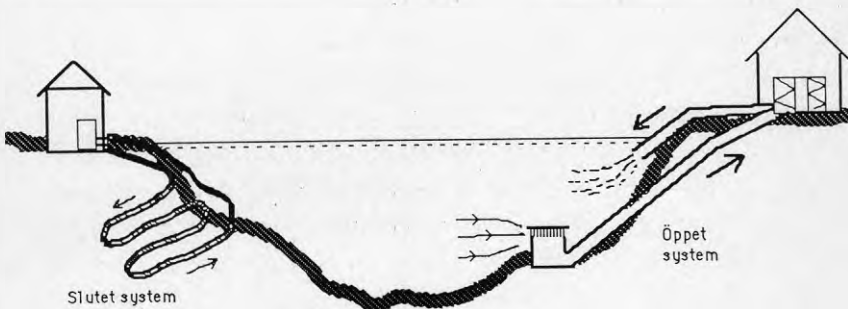
Torbjörn Svensson

1 BAKGRUND - SJÖAR SOM VÄRMEKÄLLA FÖR VÄRMEPUMPAR

Sjöar, vattendrag och kustvatten (gemensamt benämmt ytvatten) har en stor potential som värmekälla för värmepumpar. Tekniken för värmeutvinning är i dag tämligen väl etablerad. Ur lönsamhetssynpunkt är anläggningarna jämförbara med andra värmepumpsystem, och i vissa fall med stora anläggningar i gynnsamma lägen troligen överlägsna.

Sjövärmeanläggningar (ytvattenvärmeanläggningar) finns i alla storlekar från villavärmepumpar till anläggningar i 100-MW-lassen för fjärrvärmenät. Stora anläggningar görs i allmänhet med s k öppna system, figur 1.1. Vatten pumpas därvid upp från sjön till värmepumpens förångare, som måste vara av speciell lågtemperaturtyp. Vattnet avkyls där med 1-2 grader Celcius innan det återleds till recipienten. Under vintern tas vattnet i allmänhet från bottenskiktet som då har högst temperatur, och under sommaren från ett ytligt skikt.

Värmeutvinning med s k slutna system användes företrädesvis för mindre och medelstora anläggningar och innebär att en värmväxlare i form av slangsystem placeras på eller nedsjunken i botten, eller arrangeras fritt i vattnet, figur 1.1. Värmväxlaren genomströmmas av en köldbärarvätska, som avger värme till värmepumpens förångare.



Figur 1.1 Principen för sjövärmeuttag med öppet respektive slutet system.

Förutom de beskrivna systemen finns även andra metoder, som t ex kompakta värmväxlare med påtvingad strömning, eller värmelagringssystem med slangar som grävs ned i bottensedimenten. Dessa system har dock inte nått någon större spridning.

Sjövärmesystem dimensioneras efter den temperatur som uppträder i vattnet under vintern, och som i sötvatten måste ligga mellan 0 och 4 grader Celcius. Öppna system dimensioneras ofta för en lägsta intagstemperatur av 2-2.5 °C. Slutna system fungerar med ringa eller måttlig påfrysning ned till ca 0.5 °C men kan även drivas vid lägre temperatur. I princip blir systemen dyrare ju närmare fryspunkten vattentemperaturen är.

En riktig bedömning av förväntade vattentemperaturer under vintern har således stor betydelse för sjövärmesystemens ekonomi. Förutsättningarna för värmeuttag skiljer sig väsentligt från sjö till sjö, och även mellan olika år finns en stor variation. En statistiskt grundad bedömning av temperaturförhållandena under vintern är nödvändig.

Temperaturen under vintern är, i de flesta sjöar, dåligt känd. I bästa fall finns det temperaturmätningar från ett mättillfälle under senvintern för ett antal år. Sådana mätningar görs rutinemässigt inom många recipientkontrollprogram för avloppsutsläpp. Dessa mätningar ger dock inte en representativ bild av förhållandena tidigare under vintern, speciellt i grunda sjöar som värms upp av solinstrålning och sedimentvärme. Mera kontinuerliga serier av mätdata kan finnas från kommunala råvattenintag, men dessa gäller då bara för ett visst djup.

Temperaturdata i sig är emellertid inte tillräckligt för att bedöma förutsättningar för värmeuttag i en sjö. Härtill krävs insikt i den kontinuerliga värmeomsättningen som tillför och bortför värme från sjön. Dessa värmeflöden kan, räknat över en hel vintersäsong, vara väl så stora som den värmemängd som totalt finns i sjön, speciellt i grundare sjöar.

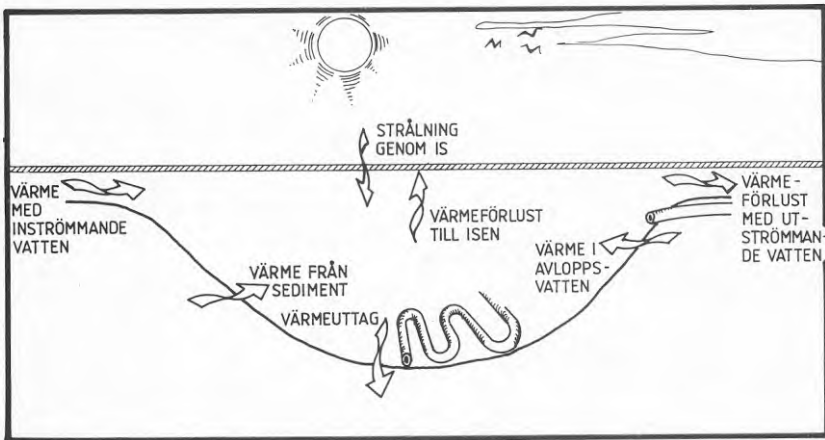
Vetenskapliga studier av temperatur och värmeomsättning i is-täckta sjöar har endast gjorts i mycket begränsad utsträckning.

Metoder för att beräkna förutsättningar och konsekvenser av värmeuttag i sjöar och andra ytvatten är därför ännu relativt utvecklade. Härtill kommer att det behövs systematiska mätningar i olika typer av sjöar för att verifiera de beräkningsmetoder som används.

2 MÅLSÄTTNING

Temperaturen i en sjö som inte är istäckt bestäms nästan enbart av värmeflödet genom vattenytan, mellan vattnet och atmosfären. Detta gäller även under hösten, strax före isläggningen, och eventuella isfria mellanperioder under vintern. Vid tiden för isläggningen har sjön i regel sin lägsta temperatur och sitt lägsta värmeinnehåll. Om upprepade islossningar och isläggningar sker, blir varje sådan isläggning en ny "startsituation" för den efterföljande isliggetiden.

Istäcket medför en radikal minskning av värmeutbytet mellan sjövattnet och omgivningen. Isen kan sägas isolera mot värmeutbyte med atmosfären, och bidrar även till att radikalt minska vattenrörelserna och omblandningen, vilka transporterar bl a värme mellan olika delar av sjön. Den kylning som den nollgradiga isytan ger upphov till påverkar därför bara ett tunnt skikt närmast under isen, och sprids endast mycket långsamt ned i vattenmassan. I gengäld sker en långsam uppvärmning närmast botten från bottenmaterialet som värmts upp under sommaren och således fungerar som ett naturligt värmelager (sedimentvärme). En ytterligare uppvärmning erhålles av den del av solinstrålningen som kan tränga igenom snö- och istäcket. Även andra faktorer finns, som signifikant kan påverka sjötemperaturen, som illustreras i figur 2.1.



Figur 2.1 Värmeflöden till och från en istäckt sjö.

Det projekt som här redovisas syftar i första hand till att mäta och analysera de olika värmeflöden som påverkar en temperaturen i några istäckta sjöar. Sjöarna är valda så att olika termer kan förväntas dominera i olika sjöar, i syfte att därigenom få en bas för klassificering av sjöar med hänsyn till deras egenskaper som värmekälla.

Den teoretiska delen av projektet, kap. 3, syftar till att ge en relativt uttömmande beskrivning av de olika flödestermerna i värmebalansen. Tillsammans med mätresultaten ges därigenom en grund för att göra modellberäkningar av temperaturutvecklingen. Nyutveckling av beräkningsmodeller ligger däremot utanför detta projekt.

De studerade sjöarna, mätprogrammet och den använda mättekniken beskrivs i kap. 4, 5 och 6. I kap. 7-10 redovisas resultaten av mätningarna, och den totala värmebudgeten utvärderas för de aktuella vintrarna. I det sista kapitlet diskuteras de uppnådda resultaten med rekommendationer för praktisk användning i sjövärmehänsyn och för fortsatt forskning.

3. VÄRMEFLÖDEN TILL EN ISTÄCKT SJÖ - TEORI

3.1 Temperaturskiktning och värmebudget

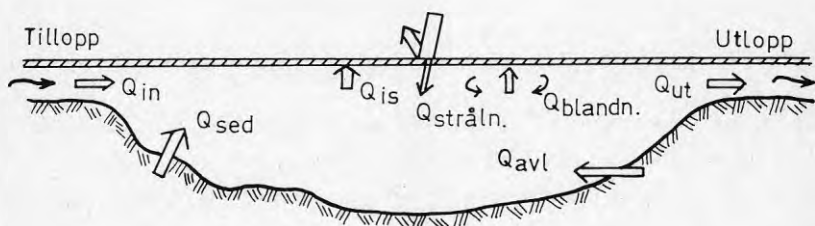
Temperaturen i en istäckt sjö ligger i intervallet $0 - 4^{\circ}\text{C}$, och ökar från 0°C vid isens underkant till ett maximivärde vid botten i sjöns djuphåla. Denna skiktning är stabil, med kontinuerligt ökande densitet med djupet. I undantagsfall kan temperaturen vid botten bli något högre än 4°C , men fortfarande med stabil skiktning på grund av högre salthalt. I sjöar med stor genomströmning bildas ofta ett homogent, välombladat strömnings-skikt med låg temperatur närmast under isen medan underliggande vatten har en kontinuerligt ökande temperatur med djupet.

Strömhastigheterna är i de flesta fall låga. Huvudsakligen drivs strömningen av tillrinnande åar eller älvar, men även svängningar i istäcket torde kunna ge upphov till påtagliga rörelser. De senare är dock dåligt kända och svåra att prognosticera. Temperaturskillnader mellan olika delar av en sjö strävar av tyngdkraften till att utjämnas så att temperaturkurvorna blir horisontella. Värmetillförsel eller värmeförsel bidrar därför till rörelser i vattnet. Härigenom omfördelas den tillförda värmen över sjön så att jämviktstillstånd eftersträvas.

En förståelse för vattenomsättningen i sjön är nödvändig för att kunna analysera värmeflöden. För de flesta ändamål räcker det dock att betrakta sjön som homogen över horisontella plan och därmed behöva räkna enbart på vertikala transporter. Densitetsdrivet vertikalt utbyte av vatten och värme yttrar sig då som en vertikal blandningsterm.

De viktigaste termerna i en istäckt sjös värmebudget har visats i figur 2.1 och utgöres av följande flödesparametrar, vilka också åskådliggöres i figur 3.1.

- Q_{in} resp Q_{ut} värmefflöde med till- resp. från rinnande vatten.
- Q_{sed} värmefflöde från botten
- $Q_{strål}$ instrålning genom isen
- Q_{avl} värmefflöde med tillfört avloppsvatten eller dylikt
Kan också avse grundvatteninflöde.
- Q_{is} värmefflöde till isen. Obs. att värmefflödet till atmosfären ej kommer in, då detta till största delen kompenseras av isbildning.
- Q_{blandn} större värmeavgång till isen eller direkt till atmosfären inom begränsade områden med turbulent strömning, t ex i sund eller inlopp.



Figur 3.1 Energiflöden i en istäckt sjös värmebudget.

Medeltemperaturens förändring i sjön ges av följande ekvation (sjöns värmebudget):

$$\rho C \frac{d(VT_{med})}{dt} = Q_{in} + Q_{sed} + Q_{avl} + Q_{strål} - Q_{ut} - Q_{is} - Q_{blandn} \quad (1)$$

där ρ är vattnets densitet, C är vattnets värmekapacitet, V är sjöns volym och T_{med} är medeltemperaturen.

För att kunna beräkna temperaturutvecklingen under vintern krävs att de olika termerna på högersidan kan beräknas teoretiskt eller utgående från mätningar. En realistisk beskrivning av sjöns temperatur kräver också att temperaturfördelningen i vertikalled återges på ett rimligt sätt. Enklast är att ansätta en temperaturprofil av föreskriven form, t ex linjärt ökande från ytan till botten. En mera fysikaliskt korrekt bild får man om man delar in sjön i ett antal horisontella skikt och tillämpar ekvationen ovan på var och en av dessa, en endimensionell modell. Då behövs också en beskrivning av värmeutbytet mellan de olika skikten i form av laminär värmeledning, turbulent blandning och advektiva transporter.

I fortsättningen av detta kapitel diskuteras de olika flödestermerna i ekvationen ovan. Möjligheterna att parametrisera och matematiskt formulera dessa flöden anges, liksom även storleksordningar i olika situationer. Även förutsättningarna för att mäta värmeflöden i fält anges.

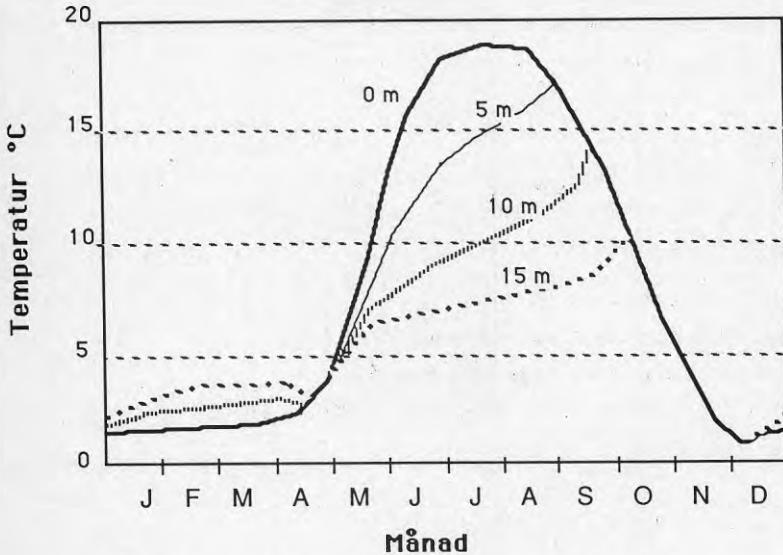
3.2 Sedimentvärme

Den vattentemperatur som uppträder vid botten fortplantas genom värmeledning ned i bottenmaterialet - sedimenten. På sommaren ger detta en värmetransport ned i, och uppvärmning av, botten, medan värmetransporten går i motsatt riktning under vintern, då vattnet är kallt. Bottenmaterialet fungerar således som ett naturligt säsongslager för värme.

Värmeomsättningen i sedimenten är störst på grunt djup, där uppvärmningen på sommaren blir som störst. I djupa sjöar (>ca 10 m), där en termoklin (temperatursprångskikt) utbildas, blir temperaturvariationerna under året små under termoklinen, och därmed också värmeomsättningen i sedimenten liten. Även i sådana sjöar är dock ofta huvuddelen av bottenarealen belägen på grundare djup.

Temperaturen vid botten följer ett cykliskt förlopp under året. Typiska temperaturkurvor på olika djup ges i figur 3.2. Utmärkande är den relativt konstanta temperaturen under vintern, samt

ett med djupet fasförskjutet uppvärmningsförlopp. Temperaturmaximum inträffar alltså senare ju djupare man kommer.



Figur 3.2 Typiska temperaturkurvor på olika djup under ett år.

Temperaturen i sedimenten och värmeutbytet mellan sediment och vatten kan beräknas med värmeledningsekvationen under förutsättning att temperaturen vid botten, och sedimentens termiska egenskaper är kända. Analytiska uttryck kan härledas för fallet med konstanta termiska egenskaper och upprepade lika årsstycken. Botten temperaturen kan då ansättas som en serie av cosinustermer, vars konstanter kan bestämmas så att den aktuella temperaturkurvan återges.

$$T_b = \sum_{n=1}^{n_{\max}} A_n \cos \left(2\pi n \cdot \frac{t}{\theta} + \phi_n \right) + T_{\text{med}} \quad (2)$$

där T_b är temperaturen vid botten

A_n är temperaturamplituden för varje term i serien

θ är periodlängden ett år

t är tiden

ϕ_n är en fasvinkel för varje term

Om endast en term i serien tas med blir temperaturkurvan en ren cosinuskurva överlagrad på årsmedeltemperaturen. Beräknad temperaturutveckling i sedimenten för detta fall ges i Svensson m fl (1980). I det allmänna fallet kan de olika cosinustermernas bidrag superponeras, vilket ger följande lösning:

$$T_s = \sum_{n=1}^{n_{\max}} A_n e^{-\left(\frac{n\pi}{\Theta k}\right)^{\frac{1}{2}} z} \cdot \cos\left(2\pi n \frac{t}{\Theta} - \left(\frac{n\pi}{\Theta k}\right)^{\frac{1}{2}} z + \phi_n\right) + T_{\text{med}} \quad (3)$$

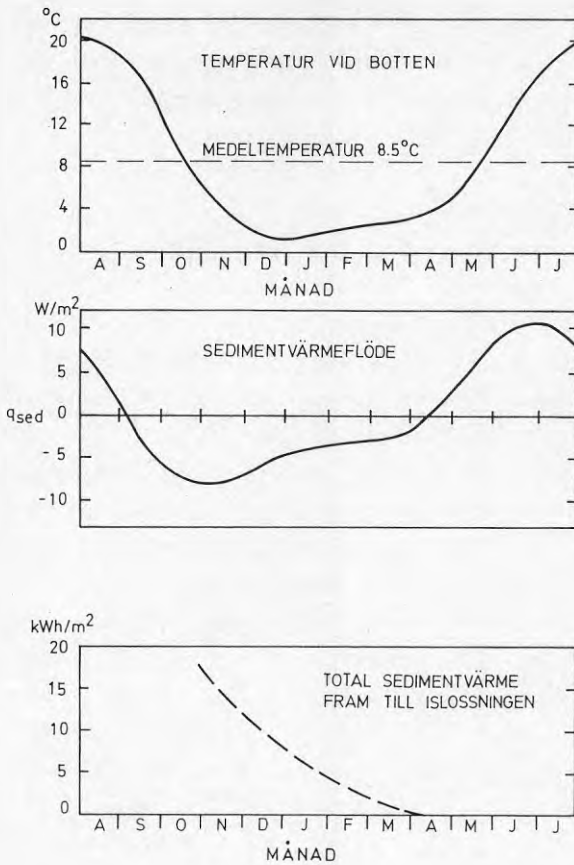
där T_s är sedimenttemperaturen
 z är vertikal koordinat räknad nedåt från botten
 $k = \lambda/\rho C$ är sedimentens temperaturledningstal
 λ , ρ och C är sedimentens värmeledningstal, densitet resp värmekapacitivet.

Värmeflödet genom sedimentytan (per m^2) blir:

$$q_s = \left(\frac{\pi}{\Theta}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot (\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}} \cdot \sum_{n=1}^{n_{\max}} A_n (2n)^{\frac{1}{2}} \cdot \cos\left(2\pi n \frac{t}{\Theta} + \phi_n + \frac{\pi}{4}\right) \quad (4)$$

där $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ utgör sedimentens värmeomsättningsparameter.

Ett typexempel på beräknat värmeflöde ges i figur 3.3. Beräkningen avser djup ovan termoklinen i en sjö i mellansverige med $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}} = 2 \cdot 10^3$. Värmeflödet till vattnet blir som störst i november med 8 W/m^2 och sjunker sedan successivt under vintern till 5 W/m^2 vid årsskiftet och 1 W/m^2 i slutet av mars.



Figur 3.3 Exempel på beräkning av värmeutbyte mellan sediment och vatten.

Det på detta sätt beräknade sedimentvärmefflödet står i god överensstämmelse med tidigare mätningar, se t ex Thandertz (1973).

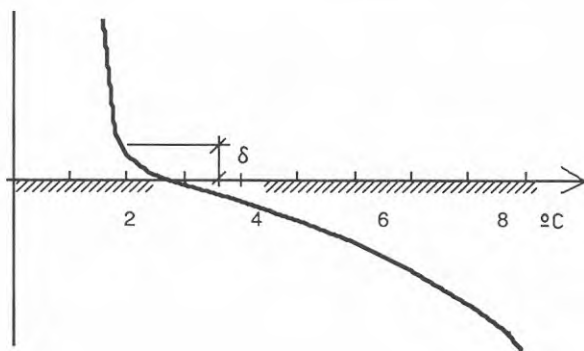
Variationen mellan olika år kan dock inte återges annat än för upprepade år av likartad karaktär. Det geotermiska värmefflödet tas ej heller med, men detta är försumbart jämfört med årsvariationen, se Lindqvist (1983).

Värmefflödet enligt figur 3.3 visar att en stor del av sedimentvärmens tillförs under avkylningsperioden fram till isläggningen. Genom den omblandning som sker under denna period förloras

snabbt den tillförda värmen till atmosfären. I mellansverige, där isläggning normalt sker i mitten eller senare delen av december, bortgår på detta sätt omkring hälften av sedimentvärmets. Den totala energimängd som tillförs under islagd tid blir omkring 10 kWh/m^2 från grunt liggande bottnar.

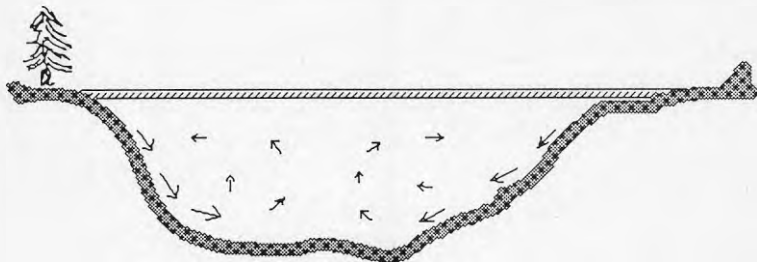
Temperaturen T_s i sedimentytan kan förväntas skilja sig något från vattnets temperatur strax över botten beroende på bottenens kylande eller värmande effekt, och dämpning av vattenrörelser närmast botten. Inom regioner med turbulens torde effekten vara försumbar. Detta gäller det välblandade skiktet över termoklinen (epilimnion) under isfri tid och speciellt under höstavkylningen då kraftig omblandning sker på grund av instabil skiktning. Under övriga förhållanden måste i princip utbildas en temperaturprofil vid botten, av den typ som visas i figur 3.4. Denna representerar ett jämviktsläge där värmeledningen i sedimenten vid sedimentytan är lika stor som värmeflödet bort från ytan genom värmeledning och konvektion i vattnet. Den senare kan bara beräknas utifrån detaljerad kunskap om strömningen.

En approximativ metod att ta hänsyn till temperaturdifferensen mellan vatten och sedimentyta har utvecklats av Sahlberg (1985) för användning i en endimensionell beräkningsmodell. För uppskattningar av värmeutbytet enligt ekv.4 kan det vara rimligt att minska temperaturamplituden vid botten med någon eller några få tiondels grader jämfört med uppmätta värden. Speciellt gäller detta för bottnar under termoklinen.



Figur 3.4 Principskiss av temperaturprofilen genom sedimentytan.

Uppvärmningen närmast botten (på vintern) ger upphov till ett bottenskikt med något högre densitet än i huvudvattenmassan. På en lutande botten kan därför bildas en nedåtriktad bottenström vilken måste kompenseras av uppåtströmning i sjöns huvuddel. Cirkulationsmönstret blir i princip enligt figur 3.5, och strömhastigheterna är mycket små. Andra cirkulationsmönster är emellertid också möjliga, vilket visats teoretiskt av Rahm (1985). Hans modell visar två cirkulationsceller, där strömningen i sjöns djupaste del är motriktad den i figur 3.5. Spårämnesförsök av Bengtsson (1986) tyder på att strömningsskiktet kan vara tunt, endast några cm, och strömningshastigheten någon meter per timme.

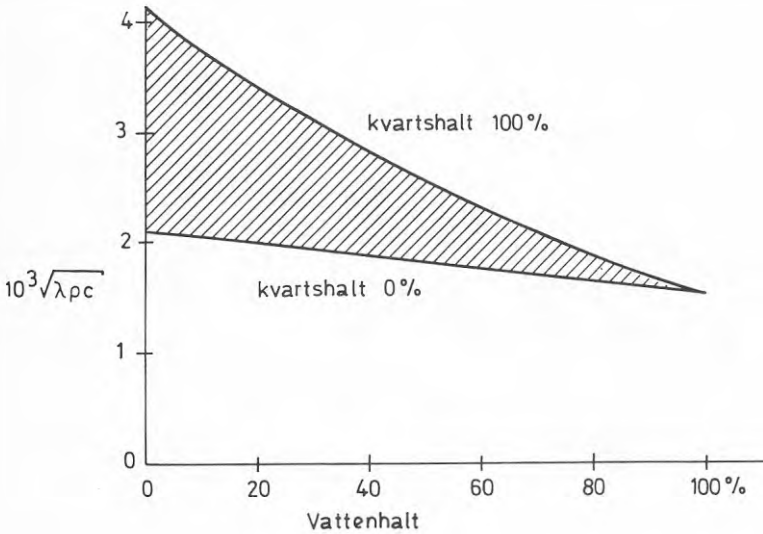


Figur 3.5 Sedimentvärmedriven cirkulation i en istäckt sjö.

Även indirekta observationer (Svensson m fl, 1984) tyder på att sedimentvärmets kan omfördelas och till stor del tillföras djupare partier i en sjö. Det är dock inte klarlagt vilken betydelse som bottenlutning, temperaturskiktning i huvudvattenmassan eller genomströmning och andra strömningar har. En konservativ uppskattning av sedimentvärmets bidrag till uppvärmning av djupvattnet bör därför tills vidare utgå från att värmen fördelas över ett skikt på den nivå det tillförs, om inte annat kan visas för det aktuella fallet.

Bottensedimentens termiska egenskaper beror på dess sammansättning och vattenhalt. Lösa organiska sediment, som återfinns speciellt inom djuppartier och i näringsrika sjöar, har i det när-

maste samma egenskaper som vatten. För minerogena sediment har värmeomsättningsparametern $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ beräknats av Svensson m fl (1980), utgående från porositet (vattenhalt) och kvartshalt med den metod som angivits av Johansen (1975). Resultatet visas i figur 3.6, varav framgår att sedimentegenskaperna i praktiken påverkar värmeomsättningen inom en faktor två.



Figur 3.6 Värmeomsättningsparametern $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ vid olika kvartshalt, som funktion av vattenhalten.

Bestämning av de termiska parametrarna kan göras med indirekta metoder enligt ovan. Direkt mätning av värmeledningsförmåga och kapacitivitet kan också göras på upptagna sedimentprover (Sundberg, 1982). För översiktlig kartering av bottenförhållandena i en sjö finns en sk konapparat utvecklad, vilken i princip känner av bottenens hårdhet (Håkansson m fl, 1984).

Bestämning av sedimentvärmeflödet kan göras genom att mäta temperaturgradienten nära sedimentytan och multiplicera med aktuellt värmeledningstal. Det är också möjligt att mäta upp hela sedimenttemperaturprofilen ned till konstanta förhållanden på

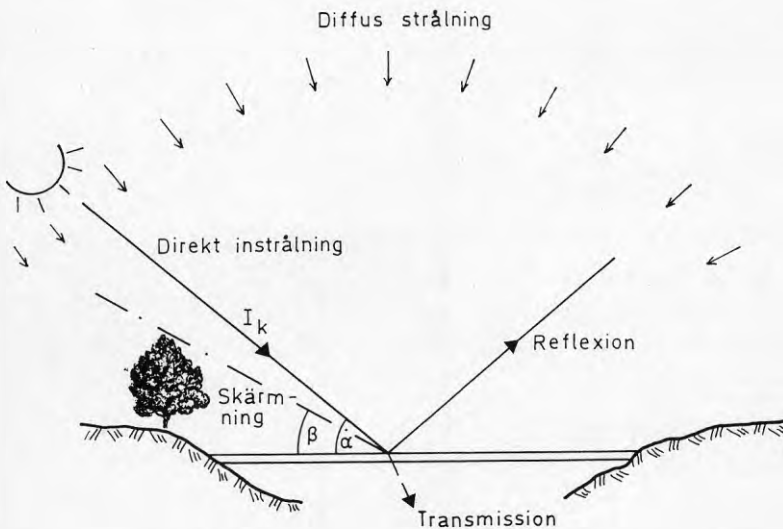
4-5 m djup och utvärdera förändringen i värmeinhåll mellan två tillfällen. Denna metod kräver emellertid mera uppgifter om de termiska egenskaperna hos bottenmaterialet.

3.3 Strålning genom is

Strålningen mot ytan av en istäckt sjö består av direkt solstrålning och diffus himmelsstrålning, figur 3.7. Endast en viss del av denna strålning kan tränga igenom snö- och istäcket och ge ett energitillskott till sjön. Resten reflekteras eller absorberas.

Den långvägiga utstrålningen samt utbytet av sensibelt och latent värme med atmosfären är begränsade till själva is- eller snöytan. Dessa värmeflöden påverkar inte vattnet annat än indirekt genom att orsaka tillväxt av istjockleken.

Istäcket medför således en "växthuseffekt" som innebär att kortvägig strålning fångas in i vattenmassan. Värmetransporten till och från vattnet blir starkt förenklad och förminskad jämfört med fallet med en fri vattenyta. I gengäld tillkommer svårigheten att bestämma is- och snötäckets transmissivitet, vilken varierar inom mycket vida gränser.



Figur 3.7 Direkt och diffus strålning mot en istäckt sjö.

3.3.1 Direkt strålning

Den direkta solstrålningen har en intensitet av ca 1350 W/m^2 vid atmosfärens yttre rand, den s k solarkonstanten. Strålningsintensiteten varierar något under året och är ca 3% högre på vintern då solen befinner sig närmare jorden. Huvuddelen av strålningen faller inom det kortvågiga, synliga våglängdsområdet.

Vid inträdet i jordatmosfären påverkas strålningen på flera olika sätt. Ultraviolettt strålning absorberas i atmosfärens ozon och syre. Delar av den långvågiga, infraröda strålningen absorberas av vattenånga och koldioxid. Inom den synliga delen av spektrat reflekteras en del mot vattendroppar och andra partiklar. Luftens molekyler ger upphov till spridning av ljuset, vilket ger himlen dess blåa färg. Spridning och reflexion ger också upphov till den diffusa strålningen.

Vid jordytan har således såväl strålningsintensiteten som spektralfördelningen förändrats. Som ett medelvärde av den direkta strålningen vinkelrät mot strålningsriktningen vid klart väder brukar anges värdet 900 W/m^2 . Intensiteten minskar emellertid med ökad gångtid i atmosfären, och varierar från plats till plats beroende på partikelhalten i luften. Under vintern, då solen står lågt, kan man således förvänta sig en lägre genomsnittlig intensitet än under sommaren.

Sambandet mellan instrålningen vid jordytan och solhöjden brukar skrivas:

$$I_k(\alpha) = I_0 \exp(-c/(\sin \alpha)^s) \quad (5)$$

där α är solhöjden

I_0 är solarkonstanten = 1350 W/m^2

c och s är empiriska konstanter.

Vid en solhöjd av 15° är intensiteten I_k omkring 70-80% av medelinstrålningen (900 W/m^2). Vid lägre solhöjder är instrålningen ännu lägre.

Instrålningen per ytenhet reduceras även med hänsyn till strålningens vinkel mot ytan. Mot en horisontell yta, isytan, blir intensiteten enligt följande:

$$I = I_k \sin(\alpha) \quad (6)$$

där I_k är intensiteten vinkelrätt strålningsriktningen.

Den direkta strålningen mot isen minskar således kraftigt vid låg solhöjd, och är som lägst vid vintersolståndet. Solhöjden varierar med latitud, tid på året och på dygnet enligt följande:

$$\alpha = \arcsin(\sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(h)) \quad (7)$$

där

- ϕ är ortens latitud
- δ är solens deklination
- h är lokal solvinkel.

Solens deklination och den lokala solvinkeln bestäms av följande uttryck:

$$\delta = 0.049 \cos((172 - D)2\pi/365) \quad (8)$$

där D är dagens nummer med början den första januari.

$$h = (H - a)\pi/a$$

där $a = 12$ tim och H är sann soltid.

Tiden för solens uppgång och nedgång bestäms av villkoret $\alpha=0$, vilket svarar mot soltiden H_0 . För Göteborgs latitud, $N57^{\circ}45'$, kan t ex tiden för soluppgång och solnedgång den första januari beräknas till kl 8.45 resp 15.11.

Trädriddaer, höjdsträckningar eller andra former av skärmning kan, speciellt för mindre sjöar, bidra till att minska den tid då solen når sjön. Tidpunkten H_s , då solen precis når över skärmningen, ges av villkoret $\alpha=\beta$, där β är skärmningsvinkeln, se figur 3.7. Ur ekv (7) erhålles då:

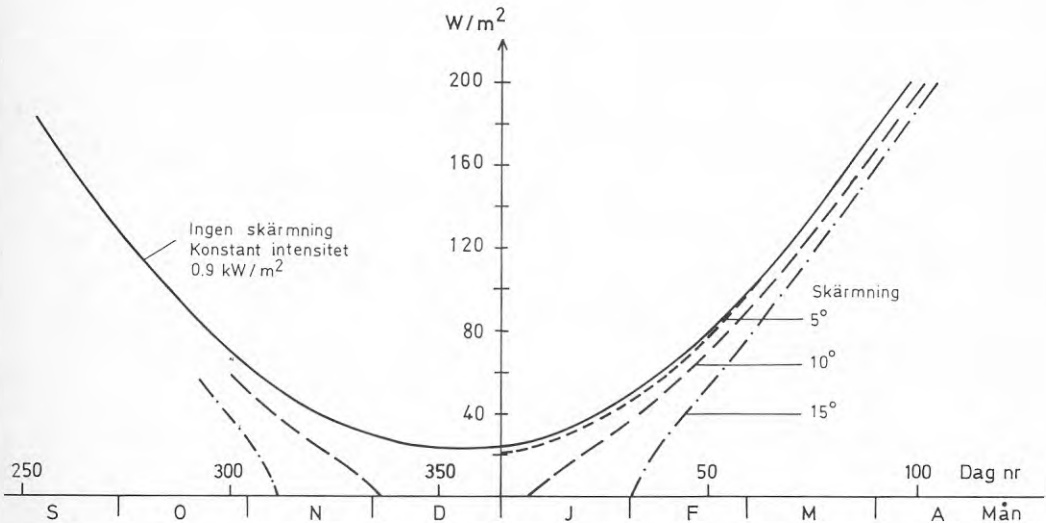
$$H_s = 12(1 \pm (1/\pi) \arccos((\sin \beta - \sin \phi \sin \delta) / \cos \phi \cos \delta)) \quad (9)$$

Den totala direkta strålningen Q_{c1} mot en horisontell yta blir:

$$q_{c1} = (24 I_k / \pi) (\sin \phi \sin \delta \arccos((\sin \beta - \sin \phi \sin \delta) / \cos \phi \cos \delta) + \cos \phi \cos \delta \sin(\arccos((\sin \beta - \sin \phi \sin \delta) / \cos \phi \cos \delta)))$$

(10)

Ekv (10) ger en överskattning av instrålningen vid låga solstånd, men i övrigt en kvalitativt korrekt bild. Avvikelsen kan uppskattas med hjälp av Tabell 3.1. Ett exempel på beräknad direkt dygnsstrålning vid olika skärmningsvinklar ges i figur 3.8.



Figur 3.8 Beräknad direkt strålning mot en horisontell yta på Göteborgs latitud.

Av figuren kan utläsas en lägsta dygnsmedelstrålning av ca $23 W/m^2$, ökande till omkring $50 W/m^2$ den första februari och till $100 W/m^2$ den första mars. Om hänsyn tas till minskad intensitet vid låga solstånd, reduceras dessa värden med upp till 25%. Denna effekt blir mera märkbar längre norrut i landet.

Skärmning kan innebära en drastisk minskning av den direkta strålningen under månaderna november till och med februari. Vid en skärmvinkel av t ex 10° får man ingen direkt strålning alls under en period av 36 dygn på Göteborgs latitud.

3.3.2 Globalstrålning och diffus strålning

Den diffusa strålningen är, vid klar himmel, ca 10% av den direkta (Klimatdataboken). Om himlen är molntäckt kompliceras strålningsförhållandena avsevärt. Vid helt molntäckt himmel är strålningen helt eller övervägande diffus och globalstrålningen i genomsnitt 20-25% av motsvarande vid klar himmel. I extremfall, t ex då solen står lågt och lyser underifrån på moln kan den diffusa strålningen bli av samma storleksordning som den direkta. Under dec-jan är solen skymd av moln i genomsnitt under ca 80% av tiden vid Vinga utanför Göteborg. I februari är motsvarande andel 71% och i mars 56%.

Mätning av den sammanlagda strålningen mot en horisontell yta (globalstrålning) görs vid ett antal stationer i Sverige genom SMHI:s försorg. På grundval härav blir successivt allt mera strålningsstatistik tillgänglig. På vissa platser, t ex Landvetter flygplats, mätes även den direkta strålningen separat. Den diffusa strålningen kan då utvärderas som skillnaden mellan global och direkt strålning.

Flera metoder har utarbetats för att parametrisera strålningen så att den kan beräknas utgående från normalt tillgängliga meteorologiska data. En metod har utvecklats vid SMHI av Bodin (1979) och också använts av Sahlberg (1984) för beräkning av avkylningsförlopp och värmeomsättning i sjöar. Denna metod utgår från solhöjd och atmosfärens vatteninnehåll för att beräkna den direkta strålningen, vilken sedan reduceras med hänsyn till molnighet och molntyp. Metoden kräver tillgång till timvärden av de olika parametrarna, vilket ej kan erhållas från meteorologiska rutinobservationer.

En enklare, men internationellt väl etablerad beräkningsmetod, är den s k Liu/Jordans metod vilken använts frekvent för solvärmetillämpningar, se Jilar (1985). Metoden är en empirisk metod som baseras på solskensstatistik. Beräknade värden avser månadsmedelvärden, men metoden torde kunna användas med litet fel även för kortare perioder. Globalstrålningen mot en horisontell yta vid jordytan ges av följande uttryck:

$$\bar{G}/G_0 = A + B \bar{S}/S_0 \quad (11)$$

där \bar{G} är globalstrålning mot horisontell yta, kWh/m² månad
 G_0 är horisontalstrålning utanför atmosfären
 \bar{S} är aktuell solskensstid, tim/mån
 S_0 är maximalt möjlig solskensstid.

Konstanterna A och B har utvärderats med data från flera mätstationer i Sverige och fått värdena A=0.21 och B=0.52.

Andelen diffus strålning ges av:

$$\bar{D}/\bar{G} = C + D (\bar{G}/G_0) \quad (12)$$

där \bar{D} är den diffusa strålningen, kWh/mån.

Konstanterna C och D uppvisar större spridning än A och B. Data från Stockholm gällande hela året har givit C=1.039 och D=-1.25.

För helt molnfria situationer ger beräkningsmetoden att strålningen vid jordytan är 73% av inkommande strålning utanför atmosfären. Den diffusa strålningens andel av globalstrålningen uppgår till 13%. Motsvarande siffror vid helt molntäckt himmel blir 21% respektive 79%.

För beräkningar av instrålning till sjöar är det för de flesta tillämpningar tillräckligt med längre tids medelvärden. I de fall där direkta mätdata/strålningsdata inte kan erhållas bör metoden ovan ge tillfredsställande uppgift om instrålningens storlek.

3.3.3 Is- och snötäckets transmissivitet

Den del av strålningen som tränger igenom snö- och istäcket och därigenom bidrar till att värma vattnet varierar inom mycket vida gränser. Det är alltså av avgörande betydelse att kunna uppskatta snö- och istäckets transmissivitet, för att kunna utvärdera instrålningens bidrag till sjöns värmebalans. Transmissiviteten definieras här som förhållandet mellan den totala strålning som tränger igenom istäcket och den infallande globalstrålningen.

Tyvärr finns inget enkelt sätt att bestämma transmissiviteten för naturliga istäcken. Svårigheten ligger dels i att beskriva variationerna i tid och rum av snötäckets tjocklek, uppvällning av vatten, frostbildning etc. Uppgifter finns om att ett frostlager som bildats genom att man andas på ett isprovstycke medfört att dess transmissivitet sjunkit från 90 till 3%. En annan svårighet ligger i att, utifrån uppgifter om snö- och istjocklek och beskrivning av typ av snö och is (kornstorlek, kärnis, stöpis etc) beräkna transmissiviteten. Uppgifter från litteraturen är härvid inte sällan motsägelsefulla.

En sammanfattning av litteratordata på reflexion och absorption för olika typer av is och snö har gjorts av Bergdahl (1977) och återges i tabell 3.1 och 3.2. Strålningen uppdelas här i tre våglängdsområden, 0.35-0.7 μm , 0.7-1.2 μm respektive 1.2-4.0 μm . Den infallande strålningen faller approximativt till 50, 25 respektive 25% inom dessa våglängdsband.

Tabell 3.1 Reflexionskoefficient för olika typer av is och snö vid vinkelrät infallande strålning. Generaliserade litteraturvärden och gissade värden, med de senare inom parantes. Från Bergdahl (1977).

Type of Ice	Wave-length μm	Coefficient %
Clear mono- or polycrystalline ice, wet or smooth surface	0.35 - 0.7	2 - 4 ^x
	0.7 - 1.2	2 - 4 ^x
	1.2 - 4.0	2 - 5 ^x
Columnar sea ice, snow ice, hummocked ice, wet or smooth surface	0.35 - 0.7	5 - 15 ^x
	0.7 - 1.2	5 - 12 ^x
	1.2 - 4.0	(2 - 10) ^x
Bubbly columnar ice, old wet snow, snow ice and sea ice common rough surface or hoar-frosted	0.35 - 0.7	40 - 80
	0.7 - 1.2	(60)
	1.2 - 4.0	(30)
Dry snow	0.35 - 0.7	80 - 96
	0.7 - 1.2	60 - 70
	1.2 - 4.0	(60)

^x These values should be adjusted upwards according to figure 7.4 for angles of incidence greater than 60°. (Solar altitudes less than 30°)

Strålningsabsorptionen i tabell 3.2 ges i form av en extinktionskoefficient, k . Den relativa strålningsintensiteten på avståndet x från överytan kan beräknas som $\exp(-kx)$.

Tabell 3.2 Extinktionskoefficienter för olika typer av is och snö. Generaliserade litteraturvärden och gissade värden, med de senare inom parantes. Från Bergdahl (1977).

Type of ice	Wave-length μm	Coefficient m^{-1}
Clear fresh-water ice	0.35 - 0.7	0.2
	0.7 - 1.2	2
	1.2 - 4	(5000)
Bubbly fresh-water ice	0.35 - 0.7	3
	0.7 - 1.2	(10)
	1.2 - 4	(10000)
Columnar sea ice	0.35 - 0.7	2
	0.7 - 1.2	10
	1.2 - 4	(10000)
"Bubbly" sea ice	0.35 - 0.7	40
	0.7 - 1.2	70
	1.2 - 4	(10000)
Surface layer dried of salt	0.35 - 0.7	30
	0.7 - 1.2	50
	1.2 - 4	(10000)
Snow ice	0.35 - 0.7	120
	0.7 - 1.2	200
	1.2 - 4	(10000)
Fine-grained snow mean diameter 0.2 - 0.6 mm	0.35 - 0.7	30
	0.7 - 1.2	(200)
	1.2 - 4	(10000)
Course-grained snow, mean diameter 1-2 mm	0.35 - 0.7	0.05
	0.7 - 1.2	0.20
	1.2 - 4	0.45
Pure water	0.35 - 0.7	0.05
Ocean water	0.35 - 0.7	0.20
Coastal water	0.35 - 0.7	0.45

Tabellen ovan visar att så gott som all strålning inom det längsta våglängdsbandet absorberas. För kortare våglängder har såväl reflexion som absorption betydelse. Som exempel kan nämnas att ett 30 cm istäcke, täckt med 5 cm torr snö, kan beräknas släppa igenom endast någon tiondels procent av den infallande strålningen. Utan snötäcke, men med samma istjocklek av is med bubblor ($k=3 \text{ m}^{-1}$) erhålles en transmissivitet av ca 25% inom de båda kortare våglängdsbanden, och 19% räknat på den totala infallande strålningen.

3.4 Genomströmning

Genomströmning av flodvatten i en istäckt sjö medför i regel värmeförluster. Inströmmande flodvatten är nämligen oftast kallare än utflödet. Det genomströmmande vattnet tar upp värme från sjövattnet genom blandning och värmeledning.

Värmeutbytets storlek beror av vattenflöde R och temperatur hos inflöde och utflöde enligt följande:

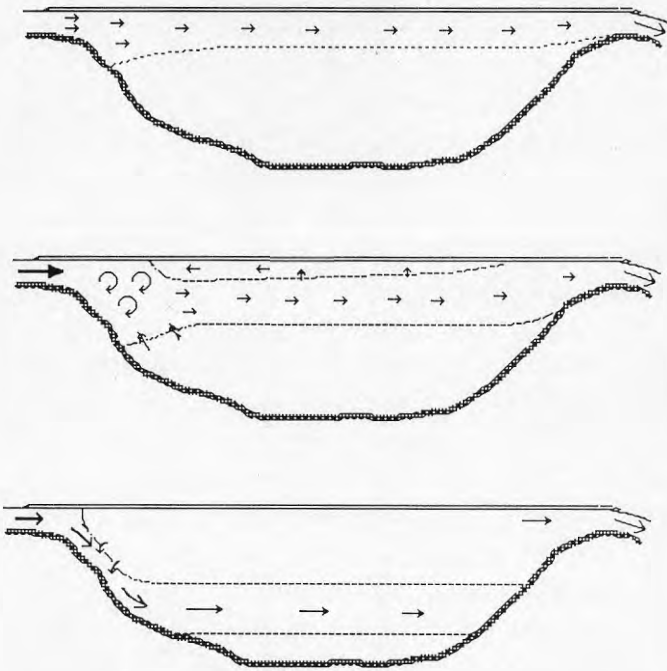
$$Q_{in} - Q_{ut} = \rho \cdot C \cdot (R_{in} T_{in} - R_{ut} T_{ut}) \quad (13)$$

Flödet i in- och utlopp måste bestämmas genom mätningar. I många vattendrag finns dock flödesuppgifter kontinuerligt tillgängliga genom mätningar vid vattenkraftverk. Att observera är att flödet kan uppvisa stora variationer under dygnet eller veckan som följd av reglering. Om inga andra uppgifter finns tillgängliga kan man uppskatta flödet utgående från avrinningsområdets storlek och kartor över den specifika avrinningen (SMHI).

Temperaturen i inloppet måste också normalt mätas. Endast i ett fåtal platser finns kontinuerliga mätserier tillgängliga, t ex i anslutning till vattenkraftverk eller vattenintag. I istäckta vattendrag med turbulent strömning är temperaturen normalt på fryspunkten eller några få hundra delar grad däröver. På en sträcka nedströms om utloppet från en sjö bibehålles dock en högre temperatur, som beroende på värmeutbyte med atmosfären successivt anpassar sig till jämviktstemperaturen. För beräkning av värmeutbytet och anpassningssträckans längd hänvisas till t ex Macagno, Paily & Kennedy (1974). Det kan påpekas att det även förekommer situationer då älvvattnet blir underkyllt. Detta förutsätter höga strömhastigheter och låg lufttemperatur. I forsar kan man även få en inblandning av iskristaller vilket skulle kunna ge en mycket kraftig kyleffekt om vattnet sedan strömmar ut i en sjö.

Temperaturen vid utströmning ur sjön bestäms i princip av sjöns totala värmeomsättning och de interna blandnings- och strömningsprocesserna. De aspekter som är kopplade till själva genomströmningen beskrivs översiktligt i resten av detta kapitel. Flera olika typfall kan urskiljas, vilka illustreras i figur 3.9.

I stort sett kan man skilja på genomströmningssjöar och stillastående sjöar. I de förra bildar flödet ett avgränsat, homogent ytskikt, som har mycket låg temperatur. Flödesskiktet är turbulent, åtminstone närmast inloppet, och river med sig vatten från djupare nivåer. Tjockleken på det strömmande ytskiktet ökar därför successivt under vintern, men genom att samtidigt strömhastigheten minskar, avtar medrivningshastigheten. Till detta bidrar även det att vattenföringen vanligen minskar under vinterns lopp (oreglerade vattendrag). Skikt tjockleken kan därmed stabiliseras under senare delen av vintern, se Bengtsson (1982). Flodvattnet rinner då närmast opåverkat genom sjön och får endast ett litet värmetillskott genom värmeledning från djupare lager.



Figur 3.9 Strömningsfall vid genomströmning av en istäckt sjö.

I sjöar med liten genomströmning kan den vertikala diffusionen utjäma temperatursprång mellan det strömmande skiktet och omgivande vatten. Identiteten hos det genomströmmande vattnet går

därigenom förlorad, och skiktningen av temperatur och andra parametrar blir mera kontinuerlig. Sammansättningen hos det utströmmande vattnet blir beroende av den blandning som sker inom sjöns huvuddel, liksom av inloppsblandningen.

Huruvida en sjö skall bli av genomströmningstyp eller inte bestäms således av blandningsmöjligheterna över det strömmande skiktet. Ett exempel kan belysa detta. Om den vertikala blandningen i sjöns huvudvattenmassa kan karakteriseras av en diffusionskonstant K , och det strömmande skiktets tjocklek är H , blir tidsskalan för blandning över detta skikt $H \cdot H / K$. Om H är 2 m, och K sättes till $0.1 \text{ cm}^2/\text{s}$ blir denna tidsskala 46 dygn. Tidsskalan för genomströmning är R/HA , där R är flödet och A sjöns area. Sättes dessa båda tidsskalor lika erhålles, för en sjö med 2 km^2 area, flödet $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Denna överslagsberäkning visar att sjön kan betraktas som en genomströmningssjö för flöden som överstiger ca $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Svårigheten med denna typ av kriterium ligger i att uppskatta diffusionskoefficientens storlek. Om man antar att enbart molekylär värmeledning är verksam blir blandningstidsskalan i exemplet ovan 330 dygn, och flödet $0.14 \text{ m}^3/\text{s}$.

Blandningen mellan det inströmmande vattnet och sjövattnet är intensivast inom en zon närmast inloppet där flödet bildar en turbulent stråle eller plym. Efter denna initiella blandning inlagras flödet på det djup där det densitetsmässigt hör hemma. Oftast är detta på ett litet djup under isen medan det kallaste vattnet närmast isen blir närmast opåverkat. Om strömhastigheten förblir så stor att flödet är turbulent sträcker sig dock strömningsskiktet ända upp till isen.

I vissa fall kan även inlagring ske på större djup. Det är t ex då det inströmmande vattnet har högre densitet på grund av en högre salthalt än i sjövattnet (Kvarnäs, 1978). På våren kan tillrinningen ha högre temperatur än i sjön beroende på soluppvärmning, och därigenom inlagras djupt. Om inströmningen sker vid en temperatur över 4°C blandas flödet med sjövattnet till temperaturen för maximal täthet (4°C) och inlagras normalt vid botten.

3.4.1 Inloppsblandning

Förhållanden vid inloppet bestämmer i hög grad hur inströmningen blandas med sjövattnet. Det finns emellertid inte några enkla och effektiva metoder att beräkna denna blandning (Stigebrandt 1978). Främsta skälen till detta är den horisontella recirkulation som sker, och den gradvis ökande arean i utströmningssektionen. De geometriska förhållandena vid utloppet har alltså en avgörande inverkan. Andra viktiga parametrar är naturligtvis densitetsskillnaden mellan älv- och sjövattnet, och densitetsskillningen inom det senare, samt det utströmmande flödets storlek.

Den parameter som närmast beskriver strömningsförhållandena i utströmningssektionen är det densimetriska Froudes tal, F_0 :

$$F_0 = \sqrt{U_0^2/g'H} \quad (14)$$

där U_0 = strömhastigheten i utströmningssektionen

$g' = \Delta\rho g/\rho$ där ρ är vattnets densitet och $\Delta\rho$ är densitetsskillnaden mellan sjö- och älvvattnet

H = utströmningsskiktets tjocklek.

För stora värden på F_0 (>15) har utflödet strålkarakter. Vid små värden (1) dominerar densitetseffekterna och utflödet får då plymkarakter.

Utströmning i form av en stråle med densitetsunderskott får den form som visas i figur 3.10. Strålens maximala tjocklek bestäms av förhållandet mellan tröghetskrafter och uppdriftkrafter i strålen. Mäkitalo och Larsson (1983) anger följande formler, baserade på försöksresultat av Doret et al(1973):

$$H_{\max} = 0.42 \sqrt{H_0 B_0 / 2} \sqrt{F_0 H_0 B_0}^{1/4} + 1 \quad \text{för } F_0 H_0 B_0^{1/4} < 3 \quad (15)$$

$$H_{\max} = 0.42 \sqrt{H_0 B_0 / 2} \sqrt{F_0 H_0 B_0}^{1/4} \quad \text{för } F_0 H_0 B_0^{1/4} > 3$$

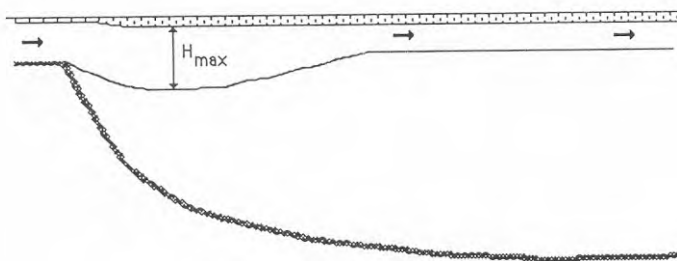
där

H_0 och B_0 är höjd (djup) resp bredd i utloppssektionen.

Strömningsskiktets slutliga tjocklek beror även i hög grad av strömningsförhållandena i sjöns huvuddel och av den selektiva avtappningen i utloppet. Förekomsten av smala sund kan leda till en topografisk kontroll av skiktjockleken, vilken fortplantar sig uppströms till inloppet (Stigebrandt, 1978). Motsvarande effekt kan erhållas om t ex utloppssektionen är smal och djup. I vissa fall kan man då få ett internt vattensprång, som bildar övergång mellan överkritisk strömning vid själva utloppet ($F_0 > 1$) till underkritisk strömning med större djup i sjöns huvuddel (Rajaratnam och Subramanyan, 1985).

Ovanstående beskrivning gäller för en väldefinierad utströmningssektion och för $F_0 > 1$. Om $F_0 < 1$ kommer sjövattnet att kunna tränga upp ett stycke upp i vattendraget och bilda en sk temperaturkil. Denna tjocklek blir sådan att $F_0 = 1$ i mynningssektionen. I de fall då temperaturkilen sträcker sig långt upp i vattendraget kompliceras bilden av att sjövattnet från kilen rivs med och blandas in i älvvattnet. Härigenom ändras såväl flöde som densitet i det utströmmande vattnet, och en uppåtgående returström bildas i temperaturkilen, vilket inverkar på mynningsvillkoret.

Naturliga utlopp bildar ofta en successiv övergång mellan vattendraget och sjön. Såväl bredden som djupet kan öka gradvis. För flöden med $F_0 > 1$ ansluter strömmen till botten ut till en viss punkt där separation sker och ett fritt strömningsskikt utbildas. I detta fall kan man tala om en yttre temperaturkil. Separationspunkten kan sägas utgöra den egentliga mynningssektionen och lokaliseras där F_0 är ungefär lika med 1.1. Blandningseffekten vid utströmningen blir i detta fall liten.



Figur 3.10 Utströmning i form av en stråle med densitetsunderskott.

För att bestämma hur stor blandning som sker i inloppsområdet blir man hänvisad till fält- eller laboratoriestudier i de fall då inte inloppsgeometrin är enkel. Sådana mätningar är dyrbara och faller utanför ramen för de förstudier som kan göras till värmepumpprojekt. För praktiskt bruk kan inloppsblandningen ansättas som en andel av utflödet. Huber, Harleman och Ryan (1972) anger denna "inloppsblandningskoefficient" till 1.0. Detaljerade mätningar i den norska sjön Sperillan gav ett värde av 0.6 (se Stigebrandt, 1978).

Temperaturen, och därmed densiteten, efter blandning vid inloppet beräknas enligt följande:

$$T_e = (T_{in} + r T_a)/(1+r) \quad (16)$$

där

T_e är temperaturen efter blandning

T_{in} är inflödets temperatur

T_a är sjövattnets temperatur på ett karakteristiskt inblandningsdjup, vid den undre kanten av inblandningsskiktet

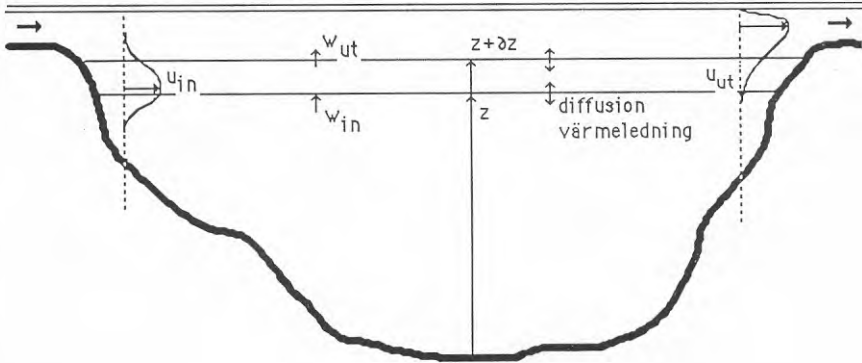
r är inblandningskoefficienten

Det blandade flödet inlagras med tyngdpunkten på det djup det densitetsmässigt hör hemma, vanligen dock nära under isen. Inströmningen i sjön sker sedan över ett skikt med en viss tjocklek. Skiktthjockleken kan beräknas utifrån densitetskiktningen i sjön, se t ex Engelund och Christensen (1969). I genomströmningssjöar kan man dock räkna med att strömningen upptar hela det homogena ytskiktet.

3.4.2 Strömning i sjöns huvuddel

Den interna vatten- och värmebudgeten i huvudmassan av en sjö beskrivs enklast med endimensionella (i vertikalled) modeller. Dessa förutsätter att ytor med lika densitet (isotermer) är horisontella, och att gradienter av temperatur och andra parametrar enbart uppträder i vertikalled. Inflödet av vatten på en viss nivå antas fördela sig jämnt över sjöns area på denna nivå.

Detsamma gäller för utflödet som rekryteras från hela sjön från de djup som bestäms av "selective-withdrawal"-mekanismen. Skillnaden mellan in- och utströmning på olika nivåer ger upphov till vertikal strömning. Denna modellansats (filling-box) illustreras i figur 3.11.



Figur 3.11 "Filling-box" modell för huvudvolymen i en sjö.

Den vertikala strömningen beräknas med en kontinuitetsekvation (Huber, Harleman och Ryan, 1972).

$$A \frac{dw}{dz} = R_{in} - R_{ut} \quad (17)$$

där

A är arean på djupet z

w är vertikal strömhastighet

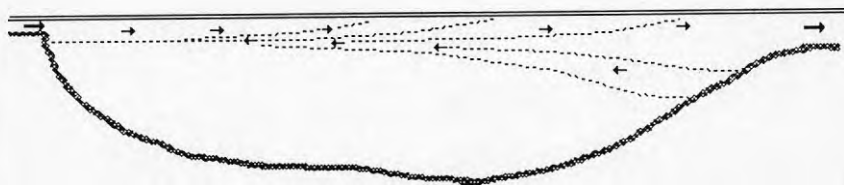
R_{in} , R_{ut} är in- respektive utflöde på djupet z

Integrering ger vertikalhastigheten w :

$$w = \int_0^z (R_{in} - R_{ut})/A \, dz \quad (18)$$

Genomströmningens inverkan på sjöns huvuddel kan emellertid avvika från den idealiserade modellbeskrivningen i flera fall. Så t ex innebär jordrotationen en avlänkning av flödet åt höger i strömriktningen. Genomströmningen kan därvid bilda ett stråk längs högra stranden och i vissa fall ge korslutning mellan inströmning och utströmning ur sjön. I andra fall överväger den sekundärströmning som alstras av skillnader i huvudströmmens styrka i kombination med jordrotationen (se Mäkitalo och Larsson, 1983). Sekundärströmmen ger ett ökat vertikalt vattenutbyte, och kan medföra uppvällning av varmare vatten längs högra stranden.

Direkt soluppvärmning, och i viss mån sedimentvärme, kan bidra till att öka temperaturen, och därmed densiteten, längs med det strömmande skiktet. Detta skapar en tryckobalans som bör ge en överlagrad cirkulation av den typ som visas i figur 3.12. Effekten bör kunna bli påtaglig i större sjöar med måttlig genomströmning. Självklart måste en endimensionell beräkningsmodell nyttjas och tolkas med försiktighet i dessa fall.



Figur 3.12 Densitetscirkulation vid samtidig genomströmning och soluppvärmning.

3.4.3 Utströmning med selektiv avtappning

Utströmning ur en sjö sker via en mer eller mindre väldefinierad utströmningssektion. Sambandet mellan djupet vid utströmnings-tröskeln och flödet blir entydigt om vattendragets lutning är tillräckligt stor (forsnacke). I annat fall inverkar även förhållanden längre nedströms.

Om sjövattnet är homogent blir strömningen mot utloppssektionen likformig från alla riktningar. Normalt sett finns dock en viss densitetsskiktning, vilket gör att strömningen begränsas till ett skikt från ytan och ned till ett visst djup. Denna selektiva avtappning påverkar temperaturen på det utströmmande vattnet och därmed det värmeutbyte (i regel värmeförlust) som orsakas av genomströmningen.

Strömningsskiktets tjocklek beror av flödet, densitetsskiktningen, geometrin i utströmningssektionen samt bottenprofilen närmast utloppet. För t ex ett punktuttag i linjärt densitetsskiktat vatten gäller att skiktjockleken är proportionell mot $(R^2/(d\rho/dz))^{1/6}$. Ökande bredd och djup i utströmningssektionen medför en minskande skiktjocklek, se Stigebrandt (1978). För en diskussion om selektiv avtappning vid olika strömningsfall hänvisas till t ex Mäkitalo och Larsson, 1984.

Svängningar, i form av interna seicher, torde också kunna leda till att utströmningen rekryteras från ett större djupintervall i sjön. Förekomsten av sådana svängningar i istäckta sjöar är dock dåligt känd. Bengtsson (1982) anger att svängningar kan induceras av vinden över istäcket. I stora sjöar kan också lufttrycksförändringar ge upphov till svängningar. Likaså torde snabba förändringar i till- eller frånflöde, t ex vid korttidsreglering för vattenkraftsändamål, kunna alstra interna svängningar, likaväl som ytvågor.

3.5 Värmeavgång till istäcket

Istäckets nollgradiga underyta utövar en kylande effekt på det underliggande vattnet. Kyleffekten kan ansättas som en produkt av vattentemperaturen och ett värmeövergångstal, vilket är starkt beroende av strömningsförhållandena. Turbulent strömning ger ett många gånger större värmeflöde än den molekylära värmeledningen i stillastående vatten. I områden där högre strömhastigheter kan uppträda, blir istjockleken lägre på grund av att värmeflödet från vattnet smälter isen underifrån. Detta inträffar t ex i sund, vid uddar och grund, samt vid inlopp och utlopp.

Det bör noteras att värmeutbytet med atmosfären ej påverkar vattnet i en istäckt sjö. Kylningen av istäckets överyta vid kallt väder ger visserligen ett värmeflöde genom isen, men detta medför i första hand istillväxt. Vattnet "känner" enbart den nollgradiga temperaturen vid isytan. Istillväxten kan beräknas med den sk graddagarsmetoden utgående från lufttemperaturen, se t ex Bengtsson (1976).

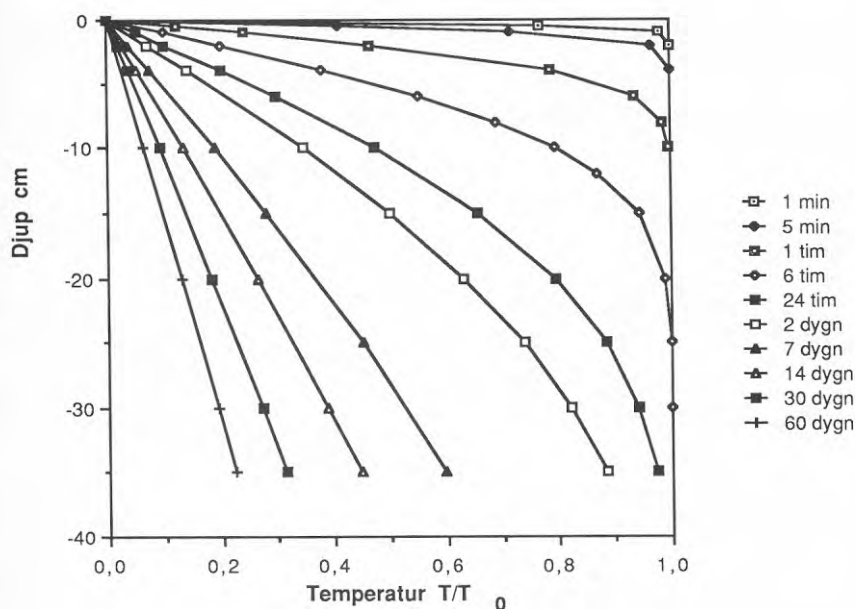
Genom den starka kopplingen till vattenrörelser och turbulens blir värmeavgivningen till isen beroende av svängningar i vattenmassan, uppvällningsfenomen m m, vilket är svårt att förutse. Speciellt i större, grunda sjöar, och sjöar med komplicerad topografi torde inverkan härav kunna bli betydelsefull. I mindre sjöar med laminära förhållanden, eller med väldefinierade strömförhållanden finns bättre förutsättningar att beräkna värmeöverföringen. Några systematiska studier av värmeflödet till istäcket i olika typer av sjöar synes dock inte ha gjorts. De fältstudier som beskrivs i senare kapitel innefattar direkta mätningar av värmeflöden till isen. I det följande av detta kapitel behandlas sambanden mellan instrålning respektive strömning i ett skikt under isen och det resulterande värmeflödet till isen.

3.5.1 Temperaturutveckling under is på grund av instrålning

Betrakta en istäckt sjö med liten genomströmning och ringa omblandning. Sedimentvärmeflödet antas vara litet i förhållande till solinstrålningen genom isen, och påverkar endast djupvatt-

net. Vid islägningen kan sjön vara mer eller mindre homogent blandad och har en temperatur mellan 0 och 4°C.

Fram tills dess att soluppvärmningen börjar bli signifikant dominerar ren värmeledning med randvillkoren $T=0^{\circ}\text{C}$ vid ytan och $dT/dz=(q_s/\lambda)$ vid botten. Ren molekylär värmeledning ger den temperaturutveckling under isen som framgår av figur 3.13. Avkylningen mot isen sprider sig successivt ned i vattenmassan och har efter en månad nått till ca 2 m djup. Samtidigt har värmeflödet till isen minskat till ca 1 W/m^2 om vattentemperaturen i sjöns huvuddel är 2°C.



Figur 3.13 Temperaturutveckling efter islägning i en stillastående sjö. Enbart molekylär värmeledning.

Solinstrålning ger ett värmetillskott till vattnet, störst närmast ytan och avtagande med djupet. Om vattnets ljusabsorption är likartad i hela vattenmassan med en extinktionskoefficient, $E \text{ (m}^{-1}\text{)}$, och strålningsintensiteten strax under isen är I_0 erhålles följande uttryck för strålningsintensiteten.

$$I = I_0 \exp(-Ez) \quad (19)$$

där

z är djupet under isen.

(Motsvarande samband gäller naturligtvis även då sjön är isfri.)

Den del av strålningen som absorberas kan betraktas som en värmekälla. Värmetillskottet per djupenhet kan tecknas:

$$S(z) = - \frac{dI}{dz} = EI_0 \exp(-Ez) \quad (20)$$

Temperaturutvecklingen beräknas med värmeledningsekvationen, vilken får följande form:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{S(z)}{\rho C} \quad (21)$$

eller, med ekv (20) insatt:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + i \exp(-Ez) \quad (22)$$

där

T är temperaturen

λ är vattnets värmeledningstal

ρC är vattnets värmekapacitet per volymenhet

$k = \lambda/\rho C$ är värmediffusionstalet

t är tiden

z är vertikal koordinat

$i = EI_0/\rho C$

Ekv (22) kan överföras till dimensionslös form genom att införa lämpliga tids-, längds- och temperaturskalor. Härigenom är det möjligt att finna generella lösningar. Följande skalfaktorer och dimensionslösa variabler väljes:

$$\begin{array}{ll}
 \text{Temperaturskala} & \theta_0 = i/kE^2 (=I_0/\lambda E) \\
 \text{Längdskala} & \xi_0 = 1/E \\
 \text{Tidsskala} & \tau_0 = 1/kE^2 (= \rho c/\lambda E^2)
 \end{array} \quad (23)$$

$$\begin{array}{ll}
 \text{Dimensionslös temperatur} & \theta = T/\theta_0 \\
 \text{"- djupkoordinat} & \xi = z/\xi_0 \\
 \text{"- tidskoordinat} & \tau = t/\tau_0
 \end{array} \quad (24)$$

Genom insättning i ekv (22) ($T = \theta\theta_0$ etc) erhålles följande dimensionslösa form av värmeledningsekvationen

$$\frac{\partial \theta}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} + e^{-\xi} \quad (25)$$

Ekv (25) ger således generella och entydiga lösningar av den dimensionslösa temperaturen som funktion av τ och ξ vid aktuella begynnelse- och randvillkor. Som senare skall visas kan även dessa villkor generaliseras. Först skall vi dock undersöka om det finns någon stationär lösning. I stationärt tillstånd gäller följande ekvation.

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} = -e^{-\xi} \quad (26)$$

Randvillkoren vid isen blir:

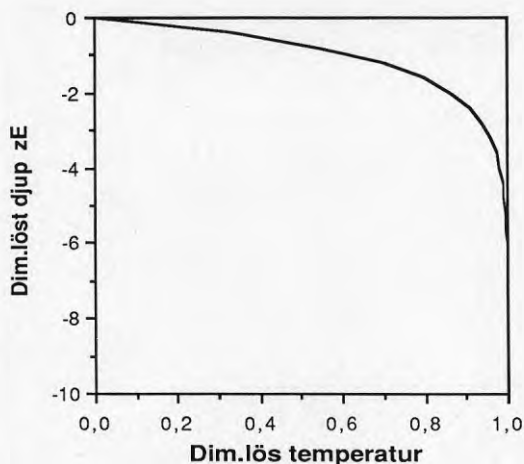
$$\begin{array}{ll}
 \theta = 0 & \\
 \frac{\partial \theta}{\partial \xi} = 1 & \text{för } \xi = 0
 \end{array} \quad (27)$$

Det senare villkoret svarar mot att värmeflödet från vattnet till isen är lika stort som instrålningen I_0 .

Integrering av ekv (26) ger:

$$\theta = 1 - e^{-\xi} \quad (28)$$

Den stationära lösningen förutsätter alltså att temperaturen på stort djup går mot värdet θ_0 , figur 3.14. På djupet ξ_0 är temperaturen $0.63 \cdot \theta_0$.



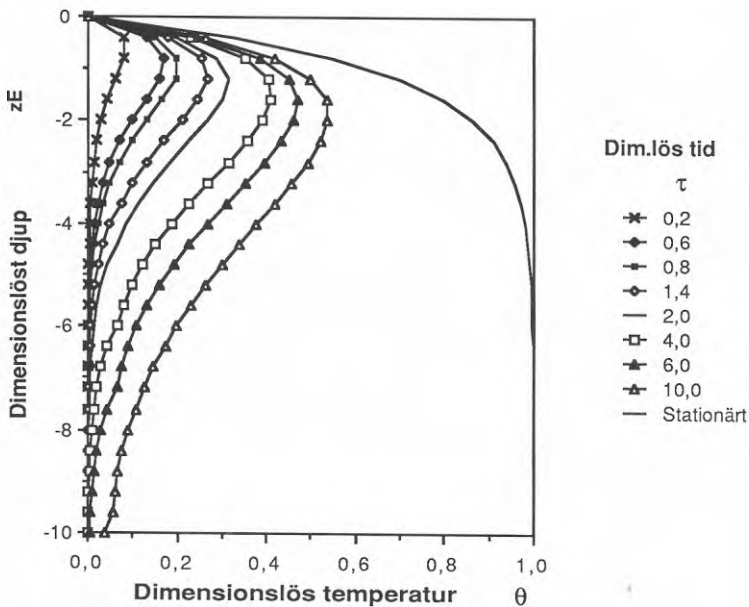
Figur 3.14 Stationär temperaturprofil med instrålning genom is.

I praktiken kan knappast en stationär temperaturprofil utbildas på grund av variationer i strålningsintensitet och den tid det tar att uppnå stationärt tillstånd. Lösningen kan däremot vara av värde för att få en kvalitativ förståelse för samspillet mellan solinstrålning och värmeledning upp till isen.

För en sjö med ordinärt siktdjup, ca 3 m, är extinktionskoefficienten i storleksordningen 1 m^{-1} (se Svensson, 1978; Effler, 1985). ξ är då lika med djupet z . I klarare sjöar blir djupskalan större, och temperaturen ökar då relativt sett långsammare med djupet. I grumliga sjöar blir temperaturgradienten koncentrerad i ett tunnare skikt under isen.

Den stationära temperaturen θ_0 beror av instrålning, värmeledningstal och extinktionskoefficient. Som exempel på en sjö med stillastående vatten och litet snödjup kan λ sättas till 0,6 och I_0 till 10 W/m^2 . E sättes som tidigare till 1 m^{-1} . Detta ger θ_0 lika med 16°C , vilket är en omöjligt hög vintertemperatur. Man kan tolka detta så att instrålningen strävar att höja temperaturen i sjön och således ger ett större värmetillskott än förlusten vid isen. Detta accentueras ytterligare om instrålningen eller siktdjupet är ännu större. Sjön fungerar som "solfälla".

Om strålningen genom isen är mindre, vattnet är grumligt och/eller viss turbulent omblandning förekommer, kan temperaturen θ_0 mycket väl ligga inom ett realistiskt intervall. En vertikal diffusionskoefficient t ex i storleksordningen $0.02 \text{ cm}^2/\text{s}$ svarar mot ett turbulent värmeledningstal av ca $10 \text{ W/m}^0\text{C}$. Med samma förhållanden i övrigt som ovan blir θ_0 endast 1.0^0C . I en sjö med sådan omblandning kan man förvänta sig en temperatur väl under 1^0C de flesta vintrar inom de översta metrarna.

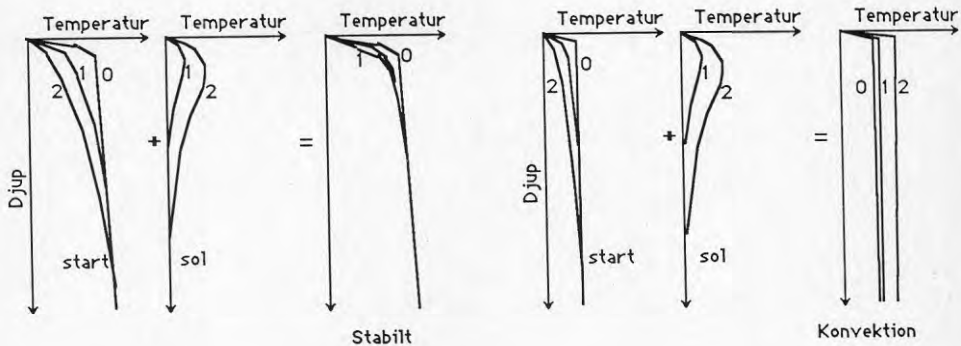


Figur 3.15 Temperaturutveckling under is på grund av solinstrålning genom isen.

För en ordinär sjö med $E=1 \text{ m}^{-1}$ och ingen turbulens är tidsskalan τ_0 ca 80 dygn, och den minskar med större grumlighet eller omblandning. I de flesta fall hinner därför strålningen endast värma vattnet till en bråkdel, 10 ä 20%, av värdet θ_0 .

Den fullständiga temperaturprofilen erhålles genom att addera bidragen från initialtemperaturen (figur 3.13) och instrålningen

(figur 3.15). Även mera komplicerade startprofiler kan behandlas med analytiska metoder. Beräkningen förutsätter emellertid att temperaturen ökar med djupet så att inte en konvektiv omblandning kan uppstå. Två typfall av temperaturutveckling visas i figur 3.16.



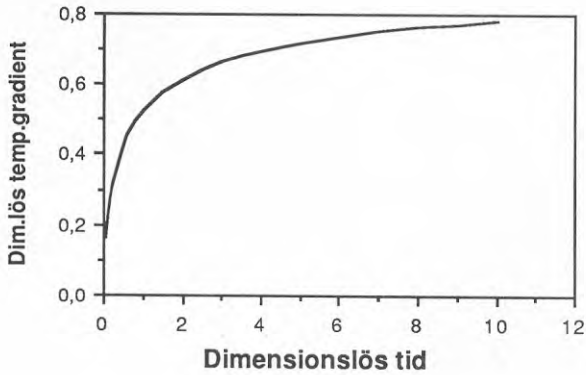
Figur 3.16 Uppvärmning under is, utan resp med konvektiv omblandning.

I fallet med konvektion kan man anta att temperaturen följer den beräknade summakurvan från isen till det djup, z_i , där instabilitet uppträder. Det omblandade skiktet, som kan sträcka sig ända till botten, värms homogent med en effekt som motsvarar den strålning som passerar nivån z_i .

Värmeledningen från vattnet till isen kan uppdelas i en del som beror av strålning och en del som beror av initialtemperaturen. Den senare anges i figur 3.13. Värmeutbytet på grund av instrålning kan tecknas:

$$q_{is} = \lambda \left(\frac{dT}{dz} \right)_{z=0} = I_0 \left(\frac{d\theta}{d\xi} \right)_{\xi=0} \quad (29)$$

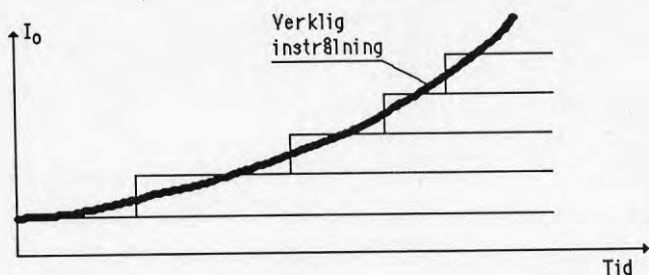
Värmeflödet till isen är alltså direkt proportionellt mot instrålningen och den dimensionslösa temperaturgradienten, vilken enbart är en funktion av tiden τ enligt figur 3.17.



Figur 3.17 Gradienten $(d\theta/d\xi)_{\xi=0}$ som funktion av τ .

Av diagrammet i figur 3.17 framgår att värmeflödet till isen under en instrålningsperiod ökar mycket snabbt från 0 till 40% av instrålningen under den första tiden fram till $\tau=0.4$. Sedan planar kurvan ut och når 60% vid $\tau=2$ och 70% vid $\tau=4$.

Vinteruppvärmningen i en ordinär sjö sker inom en tid som motsvarar $\tau < 1$. Totalt sett bör således mer än 50% av strålningen bidra till uppvärmning av vattnet, medan endast en mindre del återleds. Detta förhållande accentueras ytterligare av att strålningsintensiteten ökar med tiden. Om den totala instrålningen tänkes sammansatt av en summa av flera konstanta bidrag, enligt figur 3.18, blir tiden τ för nytillskotten hela tiden kort och en mindre del av dessa kan därför återledas till isen.



Figur 3.18 Uppdelning av en ökande instrålning på en summa av konstant strålningsbidrag.

I mycket grumliga, eller mera omblandade sjöar blir tiden τ_0 kortare. En större andel av instrålningen kommer då direkt att återgå till isen, kanske i storleksordningen 50-70%. Ett speciellt fall är de sjöar där algblomning uppträder under isen och ger ett mycket lågt siktdjup. Instrålningen under en sådan period ger uppvärmning inom ett tunt skikt med skarp temperaturgradient mot isen. Huvuddelen av den tillförda energin bidrar därvid till att smälta isen underifrån.

3.5.2 Värmeförlust vid strömning under is

Väldefinierade strömförhållanden under ett istäcke kan finnas inom inströmnings- och utströmningsområden. Likaså i smala sjöar med stor genomströmning, samt i sund och avsnörningar. Här kan strömhastighet, skiktthjocklek och temperatur utnyttjas för att beräkna värmeflödet till isen med hjälp av gränsskiktsteori.

Strömningsområdet antas starta vid $x=0$ med en likformig hastighet u och temperatur över hela skiktet. Vid den fortsatta strömningen tillväxer ett gränsskikt successivt i tjocklek enligt figur 3.19. Inom gränsskiktet ökar såväl temperatur som strömhastighet från noll vid isytan till friströmsvärdet. Gränsskiktets tjocklek ges av följande samband (se Cederwall och Larsen, 1976):

$$\begin{aligned} \text{Turbulent} \quad \delta &= 0.38 x / Re_x^{1/5} \\ \text{Laminärt} \quad \delta &= 4.65 x / Re_x^{1/2} \end{aligned} \quad (30)$$

där

$Re_x = u \cdot x / \nu$ är strömningssträckans Reynolds tal
 ν är vattnets kinematiska viskositet.

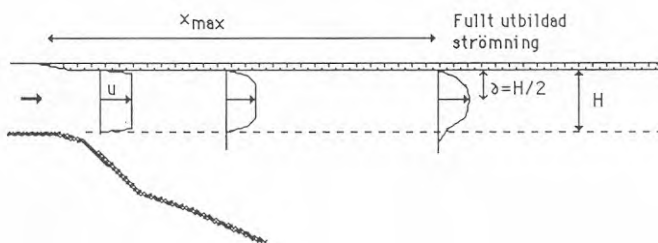
Även när gränsskiktet är turbulent finns ett tunnt laminärt skikt allra närmast isen. Vid laminära förhållanden tillväxer temperaturgränsskiktet långsammare än strömningsgränsskiktet enligt följande:

$$\delta_t = \delta / Pr^{1/2} \quad (31)$$

där

$Pr = \text{Prandtl's tal} = 13.0$ för vatten vid 0°C .

Värmeöverföringen till isen är som störst i början där temperaturgradienten är som störst, och avtar sedan i strömriktningen. Efter en viss sträcka, x_{\max} , uppfyller gränsskiktet hela det tillgängliga strömningsskiktet ned till botten eller till ett densitetssprångskikt. Hastighetsprofilen blir därifrån stabil. Detsamma gäller även vid turbulent strömning för temperaturprofilen, medan vid laminär strömning en längre sträcka åtgår för att utbilda en stabil temperaturprofil.



Figur 3.19 Gränsskikt vid begynnade strömning under is.

Genom att ansätta $\delta = H/2$, där H är den aktuella tjockleken hos strömningsskiktet, kan följande approximativa uttryck för sträckan x_{\max} beräknas:

$$\begin{array}{l}
 \text{Turbulent} \quad x_{\max} = 39.0 H^{5/4} U^{1/4} \\
 \text{Laminär} \quad x_{\max} = 6801 H^2 U
 \end{array} \quad (32)$$

där U är den fria strömhastigheten.

Den kinematiska viskositeten har getts värdet $1.7e^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, vilket gäller för vatten nära fryspunkten.

Motsvarande sträcka för att uppnå stabil temperaturprofil vid laminär strömning erhålles genom att multiplicera värdet på x_{\max} med Prandtl's tal ($=13$).

Värmeöverföringen till isen kan tecknas som produkten av temperaturskillnaden mellan vattnet och isen, dvs vattentemperaturen, och ett värmeövergångstal, α .

$$q_{iS} = \alpha \cdot T \quad (33)$$

Värmeövergångstalet finns redovisat i handböcker för många olika strömningsfall, och presenteras vanligen i dimensionlös form som Nusselts tal, $Nu = \alpha \cdot l / \lambda$, där l är en karakteristisk längd, i gränsskiktetsproblem lika med sträckan x .

Vid turbulent strömning ges värmeöverföringstalet av följande uttryck (se Appelqvist, Frössling och Loyd, 1973):

$$\alpha x / \lambda (= Nu_x) = 0.03 Re_x^{4/3} Pr^{1/3}$$

Vid fullt utbildad strömning, dvs $x \gg x_{\max}$, blir α konstant, och kan beräknas genom insättning av uttrycket för x_{\max} i ekvationen ovan. Resultatet blir:

$$\alpha = (0.028 \cdot \lambda \cdot Pr^{1/3} / \nu^{3/4}) U^{3/4} / H^{1/4} \quad (34)$$

Insättning av aktuella värden på λ , Pr och ν ger:

$$\alpha = 783 U^{3/4} / H^{1/4} \quad (35)$$

För att belysa storleksordningarna tages som exempel utströmning av ett mindre vattendrag i en grund vik. Strömningsskiktet antas vara 25 cm tjockt och strömhastigheten 1.2 cm/s. Strömningens Reynolds tal blir då 3530 vilket innebär att flödet sannolikt är turbulent. Gränslagret utbildas på sträckan x_{\max} som endast blir 2.3 m. Strömningen kan således antas vara fullt utbildad i hela den grunda viken, och får ett värmeöverföringstal av $40 \text{ W/m}^2\text{°C}$. Om vattentemperaturen är t ex 0.5°C blir värmeflödet till isen 20 W/m^2 . Kylningen mot isen innebär att temperaturen halveras på en sträcka av omkring 200 m om inte värmestillskott från sedimenten eller från instrålning medräknas.

Vid laminär strömning har strömningsskiktet utbildats efter en sträcka $x_{\max} = 6801H^2/U$. Motsvarande värde för temperaturgränsskiktet erhålles genom att multiplicera med $Pr (=13)$. Detta högre värde gör att det i praktiken i regel blir orealistiskt att räkna med ett konstant alfavärde. Värmeöverföringen kan beräknas utgående från följande uttryck:

$$Nu_x = 0.332 Pr^{(1/3)} Re_x^{(1/2)} \quad (36)$$

Insättning av $x = x_{\max} \cdot Pr$ ger värmeöverföringstalet $\alpha = 1.14/H$. I praktiken förutsätter laminär strömning så små flöden och värmestillskott att andra värmeomsättningsprocesser klart dominerar, utom möjligen i mycket små sjöar med liten genomströmning.

3.6 Jämförelse mellan olika värmeflöden

De olika värmeflödestermerna som diskuterats bidrar till att värma eller kyla sjön enligt ekv.(1). I djupa sjöar är det främst ett ytligt skikt om ca 10 m djup som påverkas, medan grundare sjöar påverkas i sin helhet. Den relativa storleken av de olika värme-flödestermerna kan förväntas variera mellan sjöar av olika typ, men även mellan olika år i samma sjö. Flödena ändras också under vinterns lopp. I detta kapitel avser jag att diskutera storleksordningen på de olika värmeflödena Q , och ställa dessa i relation till varandra och till den betydelse de har för värmestillskottet som helhet i en sjö.

Värmeflödestermerna kan förenklat tecknas enligt följande:

Instrålning	$I_0 A$
Genomströmning	$\rho C R (T_{in} - T_{ut})$
Sedimentvärme	$q_{sed} A_{epi}$
Iskylning	$\beta I_0 A + 783 T_{yt} A_{ström} U^{(3/4)}/H^{(1/4)}$

Här är q_{sed} medelvärmeeffekten från sedimenten inom epilimnion, och A_{epi} är motsvarande area. Övriga beteckningar framgår av tidigare avsnitt. Värmeflöden som beror av tillförsel av avloppsvatten eller grundvatten, liksom uttag av vatten eller värme kan tillkomma.

Instrålningen genom isen, I_0 , ökar mycket kraftigt under senare delen av vintern. Som ett referensvärde för snöfattiga sjöar i Götaland kan sättas 10 W/m^2 i mars. Längre norrut bör instrålningen vara lägre på grund av tjockare snötäcke. Sedimentvärme-flödet kan under samma period uppskattas till 2 W/m^2 och sjunker långsamt med tiden.

Genom insättning i ekv.(1) erhålles följande uttryck för sjöns temperaturutveckling:

$$\rho C D_{med} \frac{dT_{med}}{dt} = I_0(1-\beta) + q_{sed} A_{epi}/A - (T_{ut} - T_{in}) \rho CR/A - 783(U_3/H)^{1/4} T_{str}(A_{str}/A) \quad (37)$$

Termerna i ekv.(37) har dimensionen W/m^2 . För att belysa värmeomsättningens storlek kan vi som exempel betrakta en referenssjö med arean 1 km^2 , medeldjupet 3 m , siktdjupet 3 m och en genomströmning av $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Sjön antas ligga i södra delen av landet. Beräkningen avser en tid kring månadskiftet februari-mars. Inströmning i sjön antas ske i en vik med 4000 m^2 area och bildar där ett strömningsskikt under isen med 25 cm tjocklek, strömhastigheten 1.5 cm/s och temperaturen 0.2°C . Skillnaden mellan ut- och inströmningstemperatur sättes till 1°C . Med dessa förutsättningar erhålles följande värden för termerna på högra sidan av ekv.(37):

effektiv instrålning	$I_0(1-\beta)=10(1-0.4) =$	6 W/m ²
sedimentvärme	$q_{\text{sed}} A_{\text{epi}}/A=2.7/10 =$	1.4
genomströmning	$\rho C(T_{\text{ut}}-T_{\text{in}}) R/A=4.2 \cdot 1 \cdot 0.3/1 =$	1.26
turbulent strömning	$783(0.015^3/0.25)^{0.25} \cdot 0.2 \cdot 4/1000 =$	0.04

I detta exempel har solinstrålning, minskat med den härav be-
tingade värmeledningen till isen, det dominerande inflytandet på
sjöns värmebalans. Sedimentvärmeförsel och värmeförlust med
genomströmning är av samma storleksordning, ca 1/5 av den första
termen. Värmeförlusterna i inströmningsområdet är försumbara.
Tidigare under vintern kan man anta att sedimentvärmeförsel varit
större och haft en mera dominerande roll, medan solinstrålningen
gett ett litet eller försumbart tillskott. Genomströmningsför-
lusterna är då starkt beroende av "starttemperaturen" vid is-
läggningen. Senare under vintern blir solinstrålningen helt do-
minerande, och sedimentvärmeförsel går mot noll. Temperaturen hos
tillströmmande vatten kan öka och i vissa fall bli över 4°C,
vilket medför inlagring vid botten och nettovärmeförsel till
sjön.

De värmeflöden som ej tagits med i diskussionen ovan, såsom ext-
ra värmeöverföring till isen på grund av svängningsinducerad
turbulens eller andra strömningsmekanismer, tillskott av grund-
vatten eller avloppsvatten, samt värmeuttag till värmepumpar kan
i vissa fall vara betydelsefulla. Svängningar (seicher) i is-
täckta sjöar är lite kända, men torde ge strömmar av betydelse i
första hand i stora, grunda sjöar. Grundvattentillskott är svårt
att bestämma utan omfattande geologiska undersökningar. Som
exempel kan nämnas att, för att ge ett värmeförsel motsvaran-
de 2 W/m² till vår referenssjö, skulle det krävas ett grundvat-
tentillflöde av 0.12 m³/s vid en temperatur av 6°C. Detta vat-
tenflöde skulle man kunna uppnå i ett vattenförande lager av
grovsand med permeabiliteten 10⁻² m/s, tvärsnittsarean 1000 m²
och hydrauliska gradienten 1.2/100.

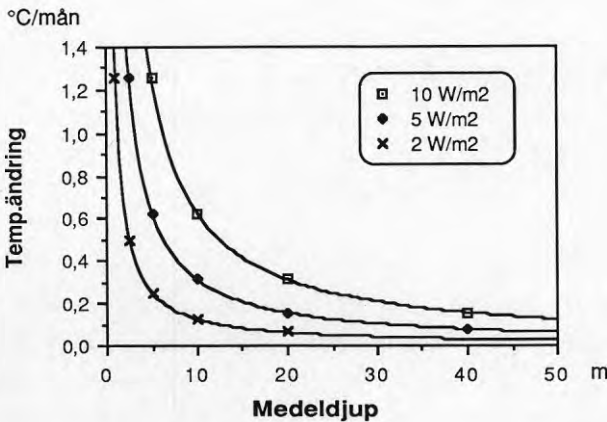
Betydelsen av olika sjöparametrar kan nu diskuteras med utgångs-
punkt från ekv (37) och från de förhållanden som är typiska för
referenssjön. Följande egenskaper hos en sjö bör beaktas:

Läge i landet.

Läget är avgörande för tidpunkterna för isläggning och islossning, tillsammans med sjöns storlek. Inverkar även på instrålningen I_0 genom isen. Nordligare läge ger såväl mindre strålning mot isen som ökad absorption och reflexion i is- och sjötäcket. Man skulle också kunna förvänta sig att temperaturen vid isläggningen är högre i nordligare sjöar på grund av kortare avkylningsperiod och genomsnittligt svagare vindar. Några entydiga samband har dock inte kunnat visas från befintliga mätdata (Broman, 1984).

Djup.

Ett ökat djup innebär i första hand en minskad känslighet för yttre värmeflöden. Vid ett visst nettovärmetillskott blir medeltemperaturens förändring under en tidsperiod omvänt proportionell mot medeldjupet enligt figur 3.20. I sjöar där värmeomsättningen domineras av sedimentvärme (2 W/m^2) får medeldjupet vara högst ca 4 m för att en påtaglig temperaturpåverkan skall ske. Solinstrålning kan däremot ge en påtaglig uppvärmning även i djupare sjöar.



Figur 3.20 Månatlig förändring av en sjös medeltemperatur som funktion av medeldjupet, vid olika nettovärmetillskott.

Storlek, area.

Ju större sjön är desto mindre bör inverkan av genomströmningen bli, genom att faktorn q/A blir liten. Det bör vidare finnas ett omvänt samband mellan sjöns storlek och temperaturen vid isläggningen, genom att vindomblandningen blir kraftigare i en större sjö.

Form.

Sjöns form och botten-topografi inverkar i första hand på värmeförlusterna till isen och på sedimentvärmnet. En komplicerad form med uddar, sund, öar, vikar och grundområden kan förväntas leda till turbulenta strömningsområden med större värmeavgivning till isen. Andelen av grunda bottnar som ger ett större sedimentvärmeflöde ingår i faktorn A_{epi}/A . Generellt bör denna faktor bli mindre för stora sjöar. Av stor betydelse är också förekomsten av botten-trösklar som avgränsar olika sjödelar från varandra. Vattenvolumerna under trösklarna står inte i direkt förbindelse med varandra, men om ett vatten med högre temperatur och densitet uppträder vid tröskelnivån i den ena bassängen kan detta rinna ned i angränsande bassäng och inlagras på sin densitetsnivå.

Siktdjup.

Det är fördelaktigare ju klarare vattnet är. Dels tränger sommaruppvärmningen djupare ned och bidrar till större sedimentvärmeflöde på vintern, och dels blir den direkta förlusten till isen av soluppvärmningen mindre.

Genomströmning.

Temperaturskillnaden mellan utlopp och inlopp bestäms av blandningen mellan älv- och sjövattnet, samt av inlagrings- och uttagsskiktens lägen och tjocklek. En detaljerad beräkning av genomströmningens inverkan på värmebalansen fordrar en analys av blandnings- och transportprocesser, eller fältmätningar. Generella samband kan ställas upp för genomströmningssjöar, men knappast för mindre tillflöden, då flera, delvis motverkande processer verkar. Så t ex bidrar soluppvärmning till att öka utflödets temperatur, medan kylning mot isen och utfyllnad av ytskiktet med älvvatten successivt minskar utflödestemperaturen.

4 MÄTOBJEKT - SJÖBESKRIVNINGAR

Mätningar av värmeomsättning och temperaturförhållanden under vintern har utförts i fyra sjöar under en eller flera av vinterrarna 1982-1986. Sjöarna är Tulebosjön och Landvettersjön i närheten av Göteborg, sjön Boren i Östergötland och Bredvatten i Svartedalensområdet, ca 5 mil norr om Göteborg. I det följande beskrivs de olika sjöarnas bottentopografi, genomströmning, siktdjup m m som kan ha betydelse för värmeomsättningen.

4.1 Tulebosjön

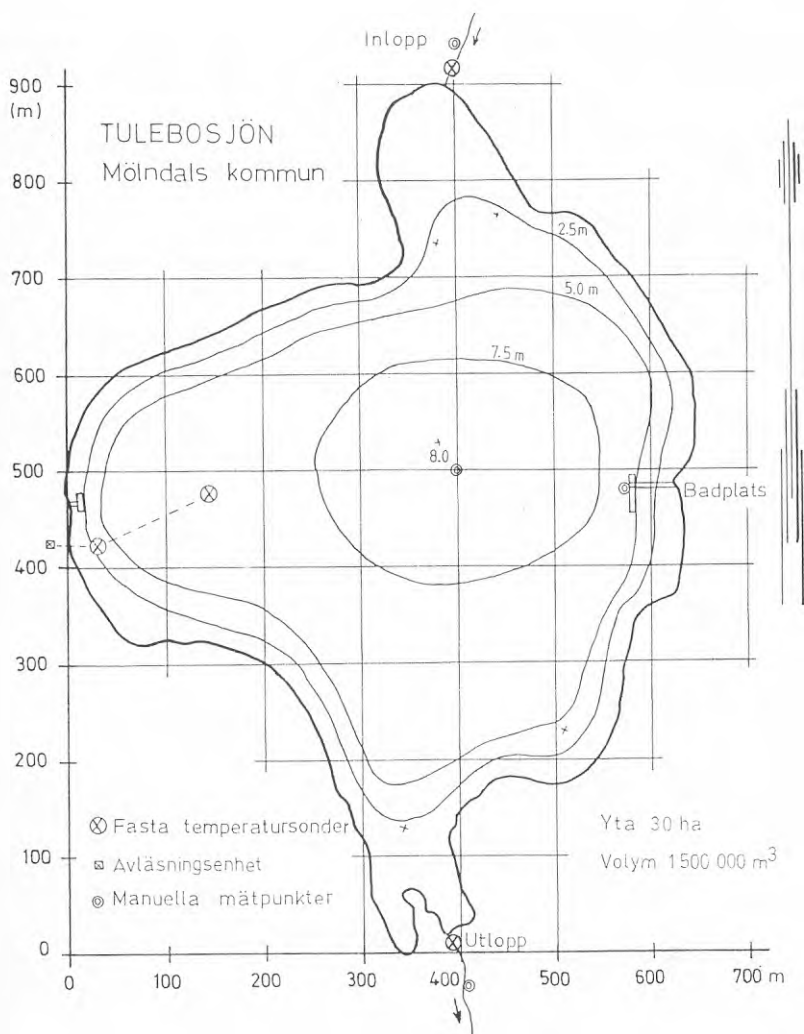
Tulebosjön är belägen på 37 meters höjd över havet, ca 15 km söder om Göteborg och ligger tillsammans med den uppströms liggande Hålsjön i en bred och grund nordostlig dalgång. Sjöns area är 30 ha och dess maximidjup ca 8 m. Till formen kan sjön närmast liknas vid en rund gryta med flack botten, figur 4.1. Sjöns area- och volymkurvor ges i figur 4.2.

Avrinningsområdet är 925 ha stort med en sjöprocent av 11% vid utloppet av Tulebosjön. Områdena runt sjön används i huvudsak till åker och betesmark. Den huvudsakliga tillrinningen sker från den uppströms liggande Hålsjön. Under icke vegetationsperiod sker också en mindre tillrinning genom några små bäckar och diken runt sjön.

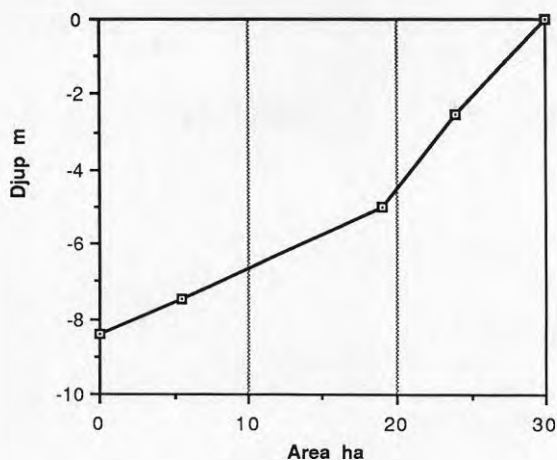
Den ursprungliga dalgången spärras i väster av en randmoränbildning tillhörande göteborgsmoränen. Sjön som troligen bildats av ett avsnört dödisblock bakom randmoränbildningen har sitt utlopp åt söder över ett moränområde. Bäckan genom moränområdet har fördjupats för att erhalla åker och betesmark runt sjön. Medelavrinningen under mätperioden dec 1983-maj 1986 var 188 l/s, vilket motsvarar en teoretisk upphållstid av 92 dygn.

Sjön har ett visst vindskydd av alskog utmed stränderna och genom berg och moränhöjder väster om sjön. Detta relativt vindskyddade läge medför att sjön, trots att den endast är 8.5 m djup, inte blandas till botten under sommaren utan bildar en termoklin på 5-7 m djup.

Vattnet i sjön är humöst med dåligt siktdjup (max 2-3 m). pH-värdet är omkring 7. Ett cirka tio meter brett vassbälte omger sjön. Utloppet sker genom ett sådant vassbälte, medan inloppet är vassfritt. Bottenmaterialet i sjön utgörs av gyttjelera. Endast utmed stränderna finns mindre områden med sand och stenbottnar.



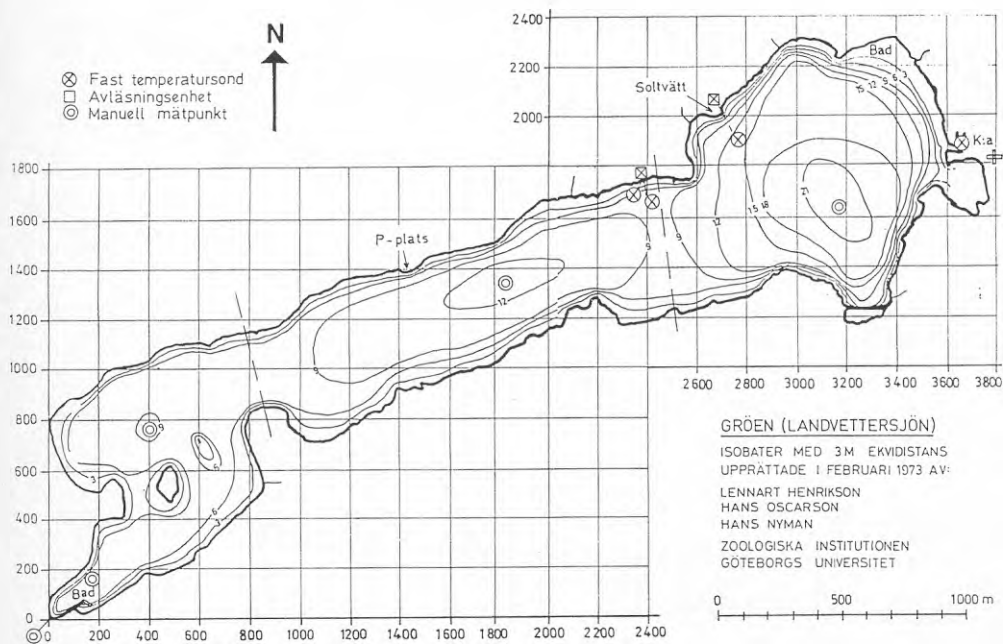
Figur 4.1 Tulebosjön med djupkurvor och mätpunkter inlagda.



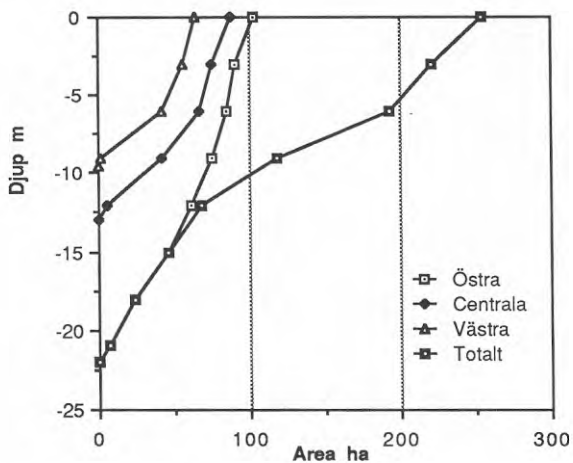
Figur 4.2 Area på olika djup i Tulebosjön.

4.2 Landvettersjön (Gröen)

Landvettersjön är belägen på 54 m höjd över havet, ca 20 km öster om Göteborg, i Mölndalsåns vattensystem. Sjöns area är 256 ha och dess maximidjup ca 21 m. Sjön ligger i en markerad ost-västlig dalgång och har därigenom en långsträckt form, figur 4.3. Stränderna är branta och höga. Nivåskillnaden mellan sjöytan och bergsområdena norr och söder om sjön uppgår till mellan 50 och 100 m. Dalgången är på flera ställen uppdämd av morän och isälvsavlagringar, vilka givit upphov till flera sjöar. Tvärgående ryggar avdelar också Landvettersjön i tre avgränsade sjöbäcken. Tröskeldjupet mellan sjöns centralbäcken och djuphålan i den östra delen är ca 9 m. Area- och volymkurvor för de tre delarna framgår av figur 4.4.



Figur 4.3 Djupkarta över Landvettersjön med mätpunkter inlagda.



Figur 4.4 Area på olika djup i Landvettersjön uppdelat på delområden enligt figur 4.3.

Sjön genomströmmas från öster till väster av Mölndalsån, som utgör det helt dominerande tillflödet. I övrigt består tillrinningen endast av några små bäckar. Avrinningsområdet är totalt 185 km^2 och sjöprocenten vid utloppet 11%. Medelavrinningen under hela mätperioden var omkring $2.2 \text{ m}^3/\text{s}$, vilket motsvarar en teoretisk uppehållstid av 115 dygn.

Utflödet ur Landvettersjön är reglerat med hjälp av tre dammluckor vid Mölnlycke fabriker. Regleringen syftar till att säkerställa vattentillgången i nedströms liggande industrier samt att förhindra översvämningar. Regleringshöjden i sjön är 41 cm.

Sjöns huvudriktning sammanfaller med huvudvindriktningen. Detta medför att vinden ger en kraftigt omblandande effekt under isfri tid, trots de branta, skogklädda stränderna som ger gott vindskydd från norr och söder. Det homogent blandade ytskiktet sträcker sig under sommaren normalt ned till 12-14 m djup. Större delen av sjön (hela den västra delen) blir därmed blandad ned till botten, och inlagringen av värme i bottensedimenten blir relativt sett stor. Endast i den djupa östra delen återfinns ett kallt hypolimnionvatten under hela sommarperioden.

Bottenmaterialet utgörs av gyttjelera över större delen av sjön. Endast utmed stränderna återfinns mindre områden med sand-, sten- eller klippbotten.

Siktdjupet är vanligen mellan 3 och 4 m. Perioder med siktdjup upp till 6 m under sommaren finns dock rapporterade. Vattnets pH är omkring 7.

4.3. Bredvatten

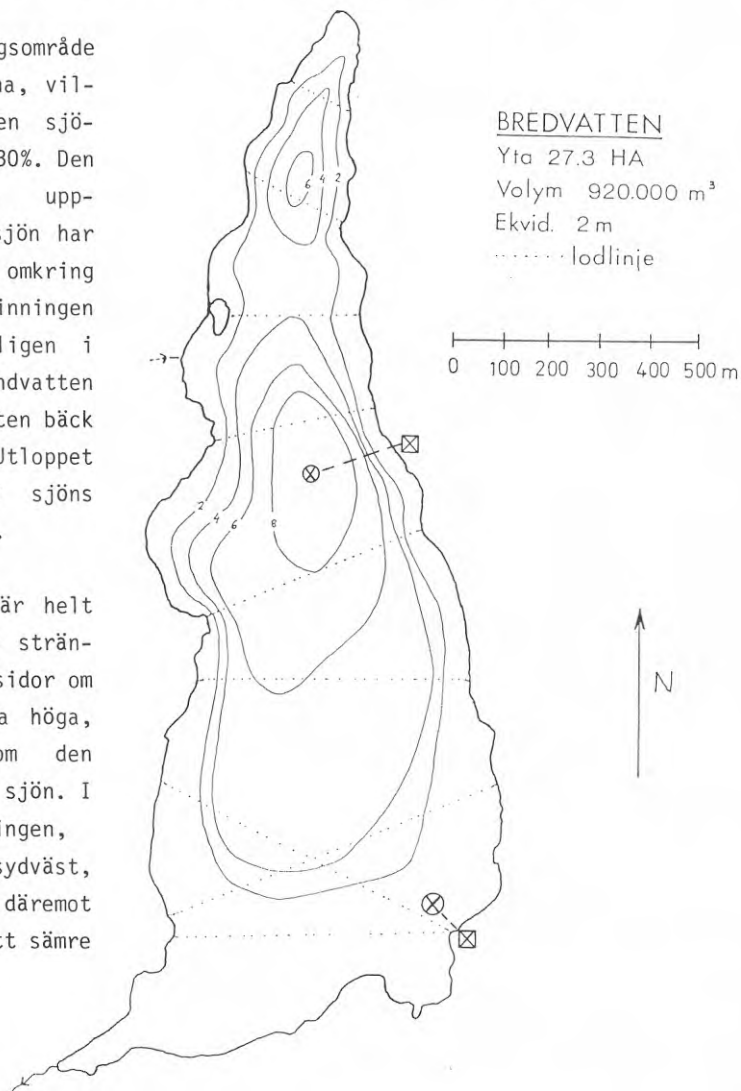
Sjön Bredvatten ligger i skogsområdet Svartedalen, ca 40 km norr om Göteborg och 10 km väster om Stenungsund. Den har utvalts att ingå i mätprogrammet som exempel på en sjö med liten genomströmning, och ligger också så högt över havet, på 114 m, att is- och snötäcke etableras säkrare än i de övriga sjöarna. Sjön ingår också i det stora sk Gårdsjöprojektet, som syftar till att studera försurningsmekanismer och effekter av sjökalkning. Kartma-

terial och hydrologiska data har därigenom funnits tillgängliga, och vänligen ställts till förfogande av Institutet för vatten- och luftvårdsforskning samt av Hydrologiska institutionen vid Uppsala universitet.

Djupförhållanden och mätstationer framgår av figur 4.5. Arean är 27.3 ha och största djupet 8.5 m. Medeldjupet är ca 3.4 m.

Sjöns avrinningsområde är endast 89 ha, vilket innebär en sjöprocent av ca 30%. Den genomsnittliga upphållstiden i sjön har beräknats till omkring 2 år. Tillrinningen sker huvudsakligen i form av grundvatten samt via en liten bäck från väster, Utloppet är beläget i sjöns sydvästra hörn.

Omgivningarna är helt skogklädda och stränderna på ömse sidor om sjön är ganska höga, speciellt inom den norra delen av sjön. I huvudvindriktningen, som är från sydväst, är stränderna däremot låga och ger ett sämre



Figur 4.5 Bredvatten, Djupkarta med mätpunkter inlagda.

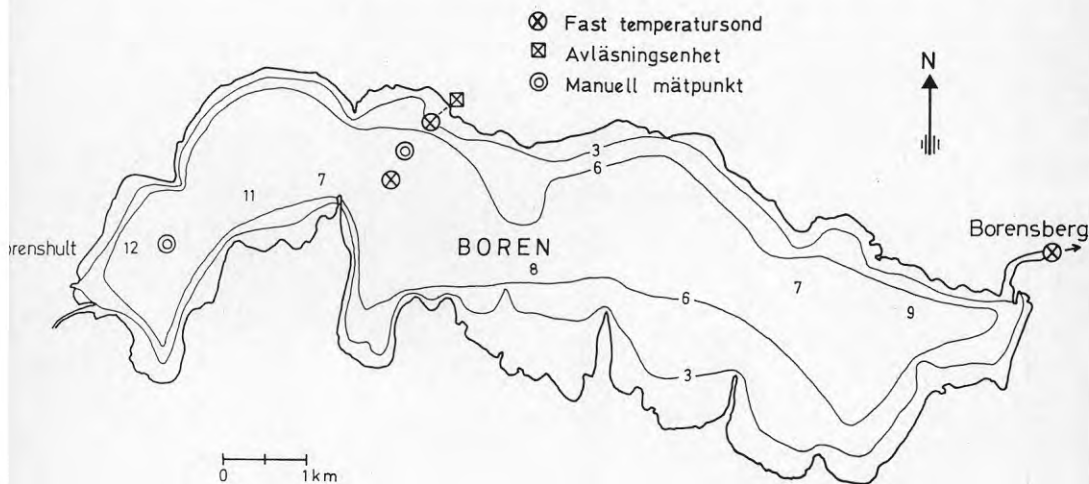
vindskydd. Sjöns vatten är mycket klart, med Secchi-djup av omkring 8 m. Kalkning av sjön har inte medfört några långsiktiga förändringar av siktdjupet.

4.4 Boren

Sjön Boren i Östergötland är den första av de stora, grunda sjöar som genomflytes av Motala Ström efter utflödet från Vättern. Sjöns area är 25 km^2 och höjden över havet 73 m. Det största angivna djupet är 12 m och ligger i sjöns västra del, figur 4.6. Större delen av sjöns centrala delar är mellan 6 och 10 m djup.

Genomströmningen uppgår till i medeltal $40 \text{ m}^3/\text{s}$, vilket motsvarar en uppehållstid av endast 1.3 mån. Den stora tillförseln av vätternsvatten medför också att vattenkvaliteten i sjön är god trots att den är recipient för avloppsvatten från Motala och diffusa föroreningar från omgivande jordbruksmark. Siktdjupet är i allmänhet omkring 3 m.

Sjöns omgivning består i huvudsak av jordbruksmark och stränderna är flacka, med undantag för den västra delen. Med hänsyn till sjöns storlek är den kraftigt vindpåverkad och kan förutsättas vara homogent blandad under den isfria delen av året.



Figur 4.6 Boren. Djupkarta med mätpunkter inlagda.

5 MATPROGRAM

Ett mätprogram har genomförts i sjöarna i syfte att fastställa storleken på de värmeflöden som tillförs respektive lämnar sjön under vinterperioden, samt att beskriva fördelningen av temperatur och värmemängd inom sjön. Strålningen genom istäcket, eller värmeutbytet genom vattenytan vid isfria förhållanden, har dock inte mätts direkt utan utvärderas som en restterm.

Mätningarna har delvis utförts manuellt, med en till tre veckors intervall, och delvis automatiskt med normalt en timmes upplösning.

Mätprogrammet har innefattat följande huvudmoment:

- a) Temperaturprofiler i vattnet. I regel manuellt uppmätta i sjöns djupaste punkt eller i flera mätpunkter. Automatisk mätning under en vinter i Boren och i Landvettersjön.
- b) Temperaturprofiler i sediment. En till tre profiler på olika djup såväl över som under termoklinen. Fast monterade mätsonder med manuell avläsning via mätkabel till land utnyttjas i regel. Vissa punktmätningar med en flyttbar mätsond.

Temperaturprofilerna har kompletterats med bestämning av värmeledningstalet i det översta sedimentskiktet för att kunna beräkna värmeutbytet mellan sediment och vatten. Bestämningarna har utförts vid Geologiska institutionen, CTH på upptagna sedimentprover.

- c) Genomströmning. Temperaturmätning i inlopp och utlopp, första säsongen manuellt, senare med automatisk registrering. I Tulebosjön har mätningar gjorts vid några tillfällen även i biinlopp, men i övrigt har endast huvudinloppen studerats.

Bestämning av flöde i utlopp samt vattenstånd i sjön. I Tulebosjön har egna mätningar gjorts med mätöverfall och skrivande vattenståndspegel. I övriga sjöar har uppgifter erhållits från regleringsrättsinnehavare.

För Bredvattnet har flödet uppskattats utgående från avrinningsområdets storlek och uppgifter från vattenföringsmätningar längre ned i vattensystemet.

- d) Värmeöverföring till istäcket. Manuella mätningar av temperaturprofilen i det laminära skiktet närmast under isen har gjorts med ett specialinstrument. Mätningar har främst gjorts i Tulebosjön, och sporadiskt i övriga sjöar.
- e) Is- och snöobservationer har utförts i samband med övriga manuella mätningar. Lokala observatörer har använts för Boren och i viss utsträckning för Landvettersjön.
- f) Meteorologiska data har inhämtats från SMHI:s mätstationer vid Landvetters flygplats samt i Göteborg och Malmslätt. Lokala väderobservationer har gjorts i samband med övriga manuella mätningar.

De automatiska mätningarna har utförts med specialkonstruerad utrustning, utom i Boren där vi använt en konventionell temperaturkedja, vilken tillhandahölls av SMHI.

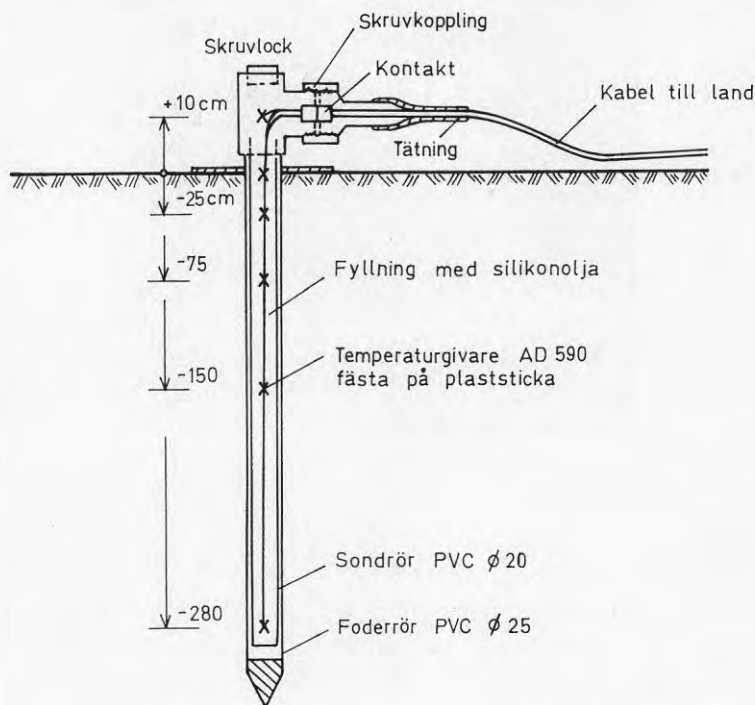
6 MÄTMETODER

Mätprogrammet innefattar i först hand temperaturmätningar, vilka skall kunna användas till att utvärdera temperaturgradienter (värmeflöden) eller förändringar i värmeinhåll. Detta ställer höga krav på mätnoggrannhet och stabilitet hos mätutrustningen. Andra speciella krav är att kunna positionera mätkroppar i ovanliga miljöer nere i bottensediment och mycket nära under en isyta. Mätutrustning för dessa speciella ändamål har därför utvecklats och tillverkats vid Institutionen för vattenbyggnad, CTH. En detaljerad beskrivning av den använda temperaturmätutrustningen ges i Svensson, Carlsson & Sörman (1987). Där diskuteras också vilka krav som måste ställas på utrustningen utgående från en felanalys samt redovisas praktiska erfarenheter av mätutrustningen.

För mätning av sedimenttemperaturer och vattentemperatur med fast monterad utrustning användes genomgående temperaturgivare av halvledartyp, AD 590 (Analogue Device). Dessa har hög upplösning och är okänsliga för variationer i kabelresistans och matningsspänning. Härigenom kan relativt enkel mätkabel användas vilket avsevärt förbilligar installationen vid långa mätavstånd.

Mätnoggrannheten bestäms primärt av kalibreringsnoggrannheten, som kan uppskattas till $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$. Mätutrustningen har också kontrollerats efter mätperiodens utgång. Då avvek mätvärdena upp till 0.1°C för de flesta givarna, och i enstaka fall upp till $0.3-0.4^{\circ}\text{C}$. Långtids- stabiliteten har således ej varit perfekt för mätarna, men avvikelsen ligger inom ramen för vad som kan accepteras. Mätvärdena från varje givare har korrigerats efter en antagen felutveckling, baserad på efterkontrollen och en noggrann inspektion av uppmätt temperaturutveckling. Den slutliga mätnoggrannheten uppskattas till $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$.

Temperaturprofiler i bottensediment, och i vattnet närmast botten har utförts med mätsonder av den typ som visas i figur 6.1. Varje sond innehåller 6 givare, placerade i ett PVC-rör med kabelanslutning för avläsning i land. Sondröret sticks ned i ett foderrör i PVC, vilket slagits ned till rätt djup i botten. Hela installationen kan utföras från båt eller från is med hjälp av linor. Dykarhjälp är inte nödvändig.

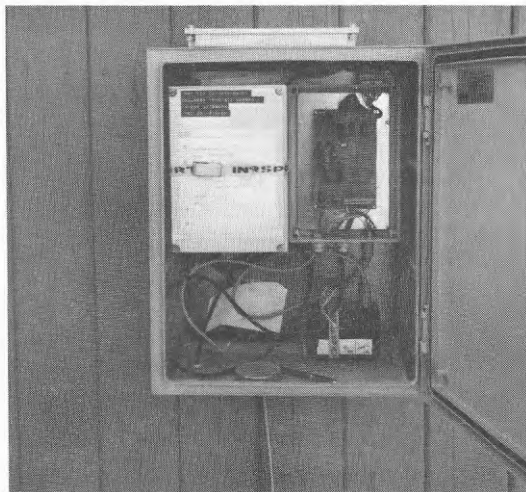


Figur 6.1 Mätsond för temperaturmätning i botten-sediment och närmast botten.

Varianter på mätsonden enligt ovan har tillverkats för mätning av temperaturprofiler i vattnet (Landvettersjön) eller såväl i vattnet som i botten (Bredvattnet). Temperaturgivarna för vattnet har då placerats i en slang som monterats till T-kröken med kabelanslutning, och som sträckts med en lyftboj.

För temperaturmätning i enstaka punkter, i inlopp och utlopp, har givaren kapslats in i ett metallrör och monterats på ett stativ, ca 30 cm över botten. I vissa fall har givarna dubblats för att få högre säkerhet.

Mätelektroniken placeras i ett apparatskåp vid stranden, tillsammans med ett batteripaket som levererar en drivspänning av ca 5 V. Manuell avläsning sker med en portabel voltmeter, och varje givare är individuellt kalibrerad med två trimpotentiometrar så att mätutslaget erhålles direkt i grader Celcius.



Figur 6.2 Avläsningsenhet för manuell avläsning av sedimenttemperaturer.

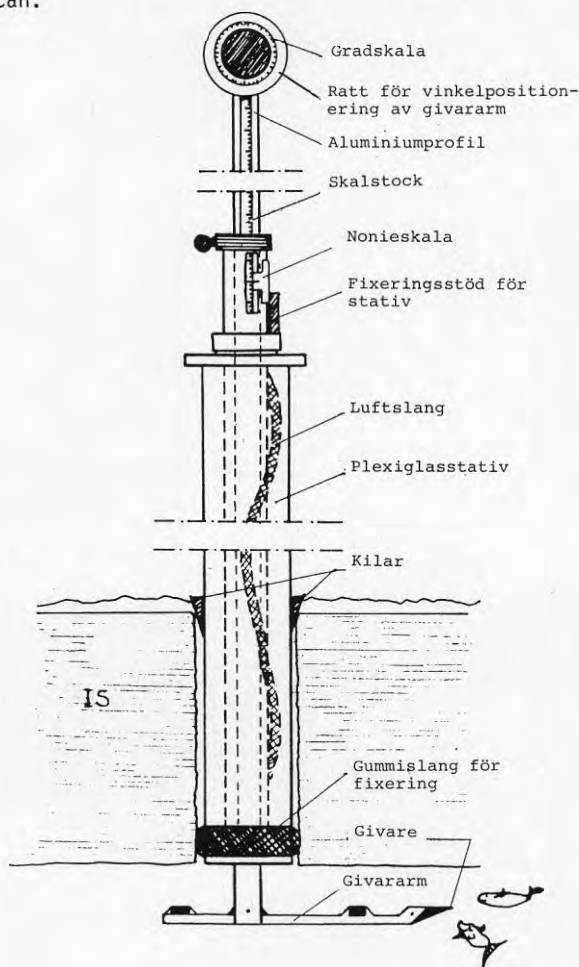
För automatisk avläsning och registrering kopplas temperaturgivarna via en signalomvandlingsenhet till en datalogger. Denna är utvecklad för fältbruk vid Inst. för vatten och avloppsteknik, CTH, och innehåller 64 000 fasta minnesceller av typ EPROM. Mätcellerna uppdelas i 256 enheter. Temperaturmätningens upplösning bestäms av mätområdet, vilket kan väljas till 25, 10 resp 4°C . I det senare fallet blir den minsta temperaturändring som kan registreras 0.016°C . Mätintervallet kan väljas ned till 1 min. I vårt fall användes timregistrering.

Lagrade mätvärden överförs direkt till en ABC80 bordsdator med hjälp av programpaketet VATMÄT (Svensson, Westberg 1984), vilket också kan utföra viss bearbetning. Vidare bearbetning och lagring av mätdata görs på stordator efter överföring till Göteborgs datacentral.

I ett fall, sjön Boren, har en konventionell temperaturkedja, typ Aanderaa, använts för automatisk mätning av vattentemperaturen i en profil under en vinter. Denna mätning utfördes av SMHI. Registreringsintervallet var normalt 1 timme. Under en period användes minutintervall för att kunna spåra eventuella svängningar.

För manuella mätningar av temperaturprofiler i vattnet har ett portabelt fältinstrument, typ Tempmaster, använts. Detta har en upplösning av 1/100 grad och har regelbundet kontrollerats. För tillfälliga mätningar av sedimenttemperatur har en portabel sond utvecklats. Denna består av ett skarvbart stålrör (max 10 m) med en aluminiumspets, där en AD590-givare monterats.

Temperaturgradienten närmast under isen har mätts med en liten termistorgivare som monterats på ett stativ enligt figur 6.3. Mätaren skall fylla högt ställda krav på upplösning och positionering, och i minsta möjliga mån störa vattnets naturliga skiktning och eventuell strömning. Mätning kan ske intill ca 1 mm från isytan.



Figur 6.3 Stativ med temperaturgivare för mätning omedelbart under isen.

Alla mätvärden för temperatur, genomströmning och vattenstånd läses in och lagras på Göteborgs datacentral via ett särskilt utvecklat programpaket, innehållande huvudprogrammen SJÖDATA och MÅTDATA, samt hjälpprogram för uppritning och olika typer av utskrifter. Programmen ger möjligheter att korrigera mätvärdena, samt att beräkna medeltemperatur och värmeinhåll på olika nivåer, värmeutbyte mellan vatten och sediment, värmeflöden med in- och utströmning m m. Det finns också möjligheter att automatiskt rita upp temperaturprofiler, samt till varierande statistiska bearbetningar.

7 RESULTAT - TULEBOSJÖN

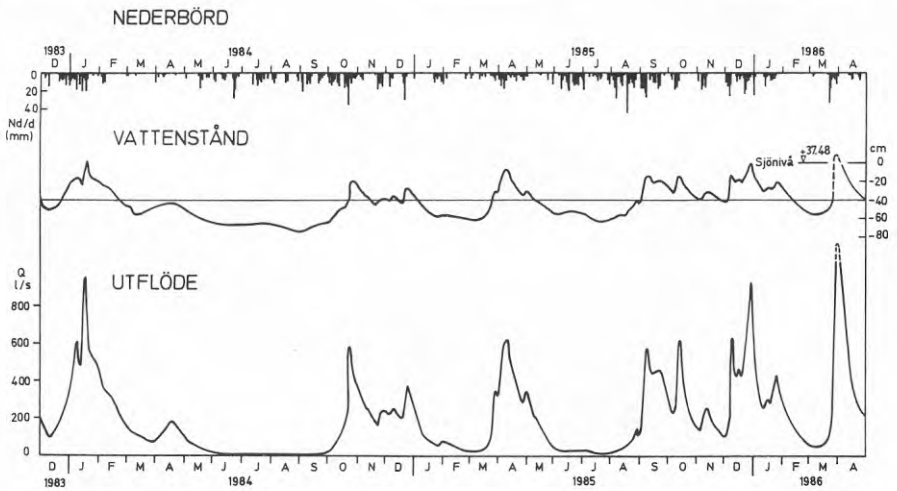
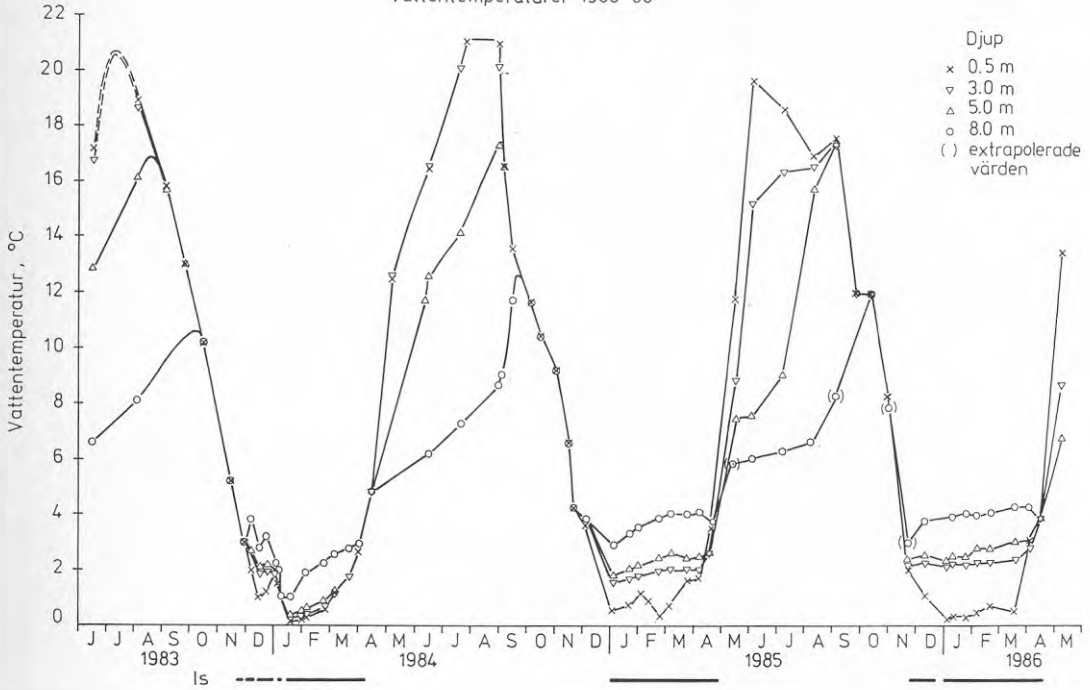
Först visas en översikt över temperaturutveckling och skiktning i sjön under hela mätperioden. För vinterperioderna redovisas i detalj uppmätta temperaturer i sjövattnet, in- och utlopp och i luften liksom även utflödets storlek samt nederbörd och istjocklek som funktion av tiden. Uppmätta vintertemperaturer i vatten och sediment visas också i form av temperaturprofiler. Värmeutbytet över sedimentytan beräknas på basis av temperaturgradienten i det översta sedimentskiktet. I den mån mätning av temperaturgradienten närmast under isen utförts redovisas dessa speciellt med beräkning av värmeflödet till isen. Som slutresultat beräknas för varje vinter den totala värmebalansen för sjövattnet och redovisas i diagram som funktion av tiden. Härur bestäms nettoinstrålningen och ställs i relation till den inkommande totalstrålningen.

Mätpunkternas placering i Tulebosjön framgår av kartan, figur 4.1. Fasta mätsonder har använts för temperaturmätning i in- och utlopp (från hösten -84, automatisk registrering) samt i två profiler i sedimenten. Övriga temperaturmätningar är manuellt utförda. Utflödet från sjön har bestämts med hjälp av ett mätöverfall som monterats i bäcken, några hundra meter söder om sjön. Härigenom har sjöutloppets avbördningskurva kunnat bestämmas så att kontinuerliga flödesvärden kunnat utvärderas från vattenståndsmätningar.

7.1 Årskurvor

Vattentemperaturen på olika djup varierar efter ett typiskt årstidsmönster som visas i fig. 7.1. Under 1984 uppmättes de högsta temperaturerna i augusti, ca 21°C, medan den kalla sommaren 1985 gav väsentligt lägre temperatur med maximum under försommaren.

Tulebosjön
Vattentemperaturer 1983-86



Figur 7.1 Temperaturen på olika djup i Tulebosjön från juni 1983 till april 1986, samt utflöde, nederbörd och vattenstånd under samma period.

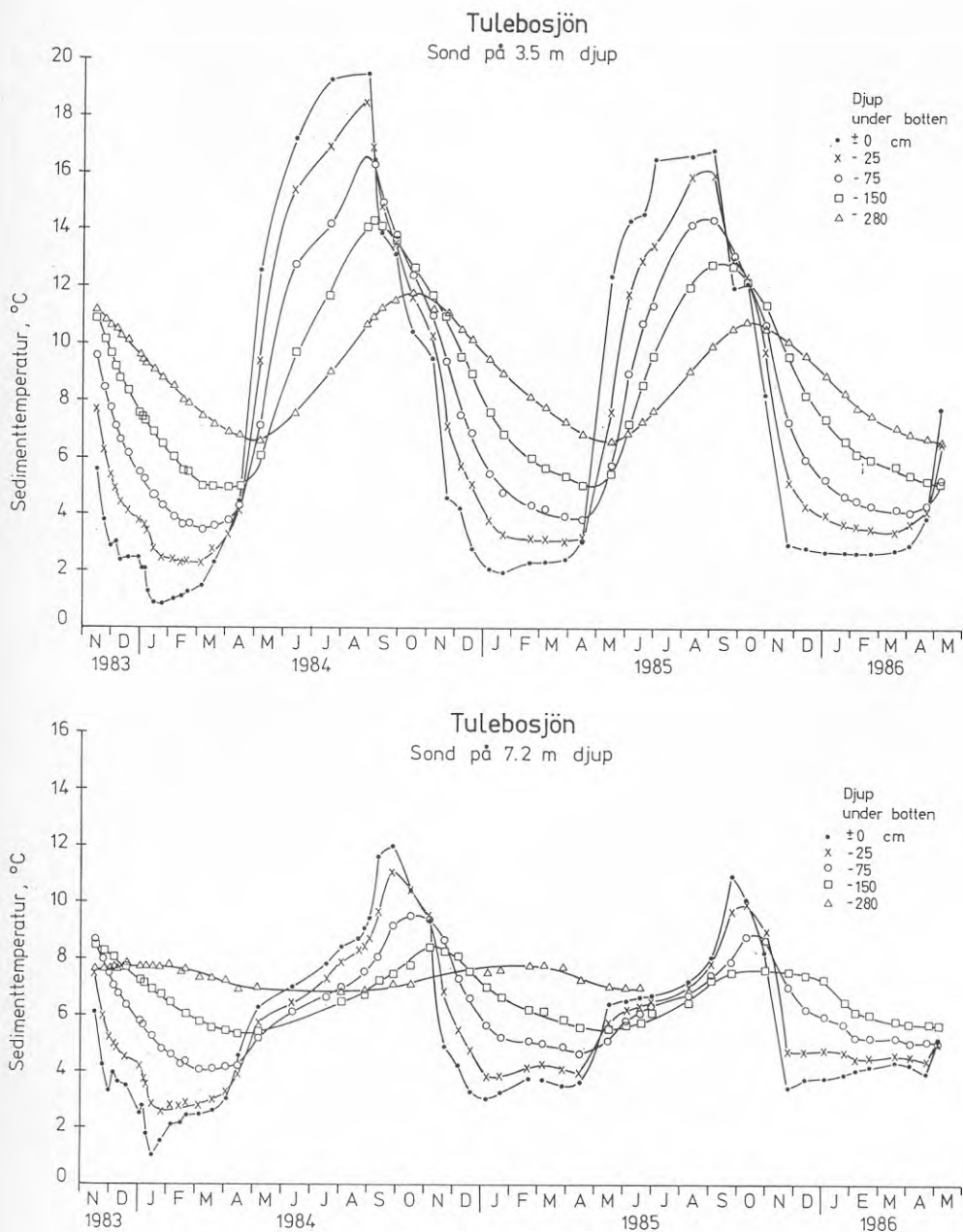
På större djup, 5 och 8 m, skedde uppvärmningen betydligt långsammare än vid ytan. Det välblandade ytskiktet blev inte mer än 3-5 m tjockt under sommaren. Under 1985 kvarstod en viss temperaturskiktning även mellan ytan och 3 m djup. Maximitemperaturen på 5 m djup blev alla åren ca 17°C och inträffade i början av september. På 8 m djup, i sjöns djupaste punkt, hann temperaturen stiga till 10-12°C innan avkylningen från ytan, och därav betingad omblandning, nått botten, i mitten av oktober.

Den fortsatta avkylningen skedde sedan snabbt och likformigt i hela vattenmassan (höstomblandningen) tills dess att temperaturen nått 4°C, i slutet av november. Vintern karakteriseras av omvänd temperaturskiktning (högst vid botten) och en lugn utveckling med svag temperaturökning under islagd period.

I figur 7.1 visas också nederbörd, sjönivå och utflödet ur sjön. Flödet varierade mellan nära noll under torra sommarförhållanden upp till över 1000 l/s. Flödestoppar inträffade dels i samband med höstregn och dels vid snösmältningen, vilket är typiskt för sydsvenska vattendrag. Under 1984-85 var dessa båda toppar ungefär lika stora. Under 1983/84 och 85/86 fick man kraftiga flödestoppar kring årsskiftet i samband med stora regnmängder. Den islagda perioden innebar i allmänhet sjunkande flöden, men tillfälliga töperioder, som t ex i slutet av januari 1985 och 1986 gav smärre flödestoppar. Vid slutet av vintern var flödet lägre än 100 l/s alla åren, och speciellt lågt var flödet den kalla vintern 1985.

Vattenståndet följer direkt avbördningen från sjön. Maximalt avvek vattennivån ± 40 cm från det ungefärliga medelvattenstånd som markerats. Vanligen uppgick avvikelserna dock inte till mer än ± 20 cm.

Temperaturutvecklingen i bottensedimenten på olika djup framgår av figur 7.2. De båda temperatursonderna är placerade på 3.5 resp 7.2 m djup. Den första ligger således inom det uppvärmda ytskiktet (epilimnion) medan den andra ligger djupare än sommartermoklinen.



Figur 7.2 Uppmätt temperatur i Tulebosjöns bottensediment under perioden nov. 1983 - april 1986. Mätsonder på 3.5 resp. 7.2 m vattendjup.

Temperaturen vid sedimentytan följde i princip vattentemperaturen på motsvarande djup, jfr figur 7.1, under den isfria delen av året. Under vintern var sedimentytans temperatur någon tiondels grad högre än vattnets på grund av värmeavgivningen från sedimenten samt den ringa omblandningen. Temperaturkurvorna beskriver en värmevåg som rör sig nedåt i sedimenten, i princip enligt ekv.3. Med ökande djup i sedimentet ökar värmevågens färförskjutning och minskar dess amplitud. Temperaturamplituden vid sedimentytan, samt sedimentens termiska egenskaper styr förloppet.

Temperaturamplituden vid sedimentytan var väsentligt större på 3.5 m än på 7.2 m djup och därmed även värmeutbytet mellan sediment och vatten. Amplituden var också väsentligt större under 1984 än under 1985. Efter utjämning av kurvorna till ungefär sinusform kan amplituden uppskattas till 9 resp 7°C på 3.5 m djup, och 4 resp 3°C på 7.2 m djup. På 2.8 m sedimentdjup var motsvarande värden på temperaturamplituden de båda åren 2.5 resp 2.0°C på 3.5 m djup och ca 0.45°C på 7.2 m djup.

Medeltemperaturen under året var också väsentligt högre vid den grundare mätsonden än vid den djupare, vilket avspeglar förhållandena över resp under termoklinen. Under året 1984-85 (vinter till vinter) var medeltemperaturen 9.5°C i sedimenten vid vattendjupet 3.5 m, och 6.5°C vid 7.2 m. Motsvarande värden 1985-86 var 8.7 resp. 6.2°C , dvs betydligt lägre, beroende på den svala sommaren.

Ur figur 7.2 kan också utläsas att temperaturvågens nedträngning skedde betydligt snabbare på 3.5 m djup än på 7.2 m djup, vilket avspeglar skillnader i bottenmaterialets termiska egenskaper. Medelvärde av fashastigheten mellan sedimentytan och 2.8 m djup kan uppskattas till 1.1 m/månad för det grundare området och 0.6 m/månad för det djupare.

7.2 Sedimentens termiska egenskaper

Sedimentens termiska egenskaper har bestämts i anslutning till de båda mätsonderna på 3.5 resp 7.2 m djup. Sedimentprover togs 84 03 20 med en rörprovtagare.

På den grundare platsen togs prov till 35 cm djup. Botten är här inhomogen med inslag av grovdetritusgyttja (nedbrutna vassrester) och lager av utsvallad sand. Inom det djupare området består botten av en homogen grågrön findetritusgyttja som övergår i gyttjelera. Prov togs här till 50 cm djup.

Provens värmeledningsförmåga samt vattenhalt, glödförlust (humushalt) och densitet har bestämts vid Geologiska institutionen, CTH. Värmeledningsbestämningen gjordes direkt på det ostörda provet med en liten instickssond (se Sundberg, 1982). Resultaten framgår av följande tabell.

Tabell 7.1 Värmeledningstal och andra parametrar för sedimentprov från Tulebosjön (vid 20°C).

Djup cm	Värmeled- ningstal W/m°C	Densi- tet kg/m ³	Vatten- halt vikts-%	Glödförlust (humushalt) vikt-% av torrsubstans
<u>Prov från 7.2 m djup</u>				
10-20	0.63	1130	79	15
20-30	0.65	1130	81	16
30-40	0.61	1110	81	20
40-50	0.61	1080	86	26
<u>Prov från 3.5 m djup</u>				
5-15	0.80	1260	73	7
15-25	0.62	1220	83	21
25-35	0.57	1590	52	24

Sedimenten inom det djupare området är, som framgår, relativt homogena. Ett representativt värde på värmeledningstalet inom den

översta halvmetern är 0.58 - 0.60 W/m⁰C, dvs obetydligt över värdet för vatten. Vattenhalten är något högre än 80% vilket motsvarar en porositet av ca 93% om all torrsustans antas ha samma egenskaper som mineralkorn. Härur kan värmeomsättningsparametern $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ bestämmas till $1.56 \cdot 10^3 \text{ W s}^{1/2}/\text{m}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$ (jämför figur 3.6) och värmediffusionstalet $\lambda/\rho C$ till $1.48 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$.

Inom det grunda området varierar parametrarna betydligt, vilket gör det svårt att uppskatta ett representativt värde. Resultaten är också något motsägelsefulla vad gäller relationen mellan vattenhalt och värmeledningstal. Detta kan möjligen förklaras av förekomsten av onedbrutna växtrester. För beräkning av värmeflödet inom det översta 25-cmskiktet antas ett värmeledningstal av 0.6 W/m⁰C.

De termiska egenskaperna kan också beräknas från de uppmätta temperaturförloppen genom jämförelse med ekv 3. Separata uppskattningar av värmediffusiviteten $k(=\lambda/\rho C)$ kan göras utgående från värmevågens fashastighet respektive temperaturamplitudens avtagande med djupet. Medelvärden inom hela skiktet 0 - 2.8 m djup för vintervågen 1984 och 1985 ges i tabell 7.2.

Tabell 7.2 Värmediffusivitet för sediment ned till 2.8 m djup i Tulebosjön. Beräknat med utgångspunkt från värmevågens nedträngning.

Vattendjup	Fashastighet dz/dt	k, m ² /s	Amplitudkvot 0 m/2.8 m	k, m ² /s
3.5 m	1.1 m/mån	$4.4 \cdot 10^{-7}$	3.5	$5.1 \cdot 10^{-7}$
7.2 m	0.6 m/mån	$1.3 \cdot 10^{-7}$	≈8.3	$1.7 \cdot 10^{-7}$

Av tabellen framgår att k-värdet är väsentligt högre vid den grundare mätsonden än på större djup i sjön. För det grunda området ger de båda beräkningsmetoderna ganska samstämmiga resultat, medan skillnaden är större för det djupare.

De övriga termiska parametrarna kan beräknas utgående från k -värdet om man antar att materialet är sammansatt av mineralkorn och vatten med kända egenskaper (Johansens formler; se Modin, 1979). De termiska parametrarna blir då enbart en funktion av porositeten, dvs den andel av volymen som är fylld med vatten. En osäkerhet i denna metod är uppskattningen av mineralkornens värmeledningstal, vilken är kraftigt beroende av dess kvartshalt. För Tulebosjöns strandnära partier torde det minerogena materialet utgöras av sand som utsvallats från omgivande morän. Kvartshalten i sådant material ligger inom intervallet 27-45% enligt Sundberg (1986) med ett medelvärde av omkring 35%.

Porositeten i sedimenten inom det grunda området kan, med ovanstående förutsättningar, beräknas till 41 resp. 48% utgående från k -värdena enligt tabell 7.2. Materialet är således väsentligt mera packat inom större delen av skiktet ned till 2.8 m djup än i sedimentprovet från de översta 35 cm (tabell 7.1). Värmeomsättningsparametern $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ kan beräknas till $2.1 \cdot 10^{-3}$ resp $2.2 \cdot 10^{-3}$, jfr figur 3.6.

På det större djupet i sjön är bestämningen av k -värdet något osäker, dels beroende på att temperaturkurvan avviker betydligt från en sinuskurva, och dels på problem med mätutrustningen. De beräknade värdena i tabell 7.2 ligger dock inom ett rimligt intervall. Det lägre värdet svarar mot k -värdet för rent vatten och det högre för en porositet av knappt 90% (vattenhalt $\approx 75\%$). Motsvarande värden på $(\lambda\rho C)^{\frac{1}{2}}$ blir $1.53 \cdot 10^{-3}$ resp $1.65 \cdot 10^{-3}$. Bottnmaterialet är uppenbarligen homogent, med hög vattenhalt, i hela sedimentskiktet ned till 2.8 m djup.

För värmeomsättningsberäkningar har sjön delats in i två djupintervall, 0-4.5 m och 4.5-8 m. Inom dessa kan följande representativa parametervärden antas gälla:

Tabell 7.3 Representativa parametervärden för beräkning av sedimenttemperatur och värmeutbyte mellan sediment och vatten i Tulebosjön.

Djupintervall	0 - 4.5 m	4.5 - 8
Bottenarea (m ²)	10·10 ⁴	20·10 ⁴
Värmeledningstal inom sediment-skiktet 0 - 50 cm (W/m ⁰ C)	0.6	0.6
Värmediffusionstal (m ² /s)	4.8·10 ⁻⁷	1.5·10 ⁻⁷
Värmeomsättningsparameter	2.2·10 ⁻³	1.6·10 ⁻³

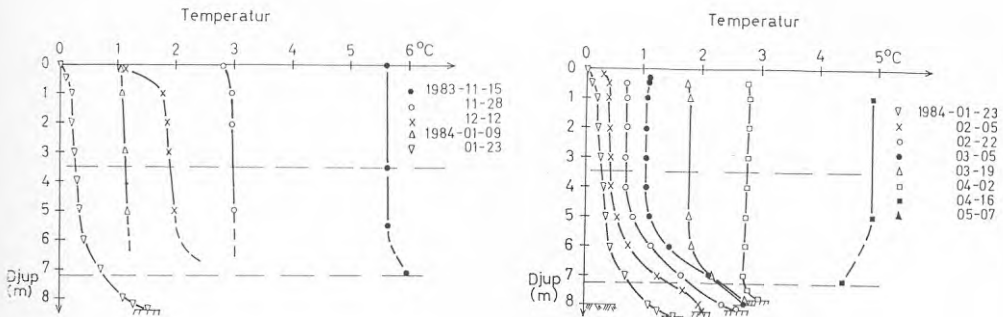
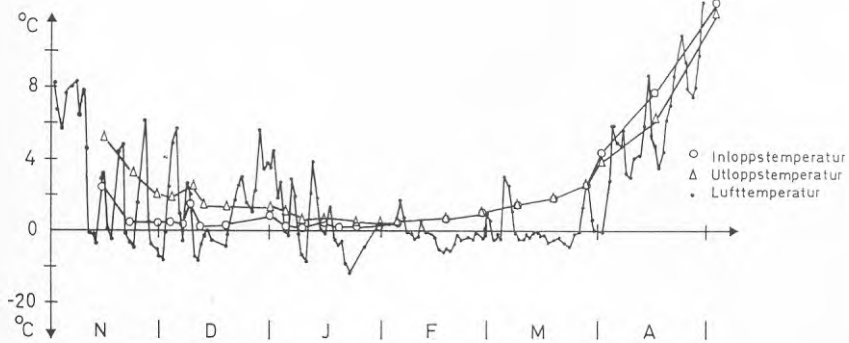
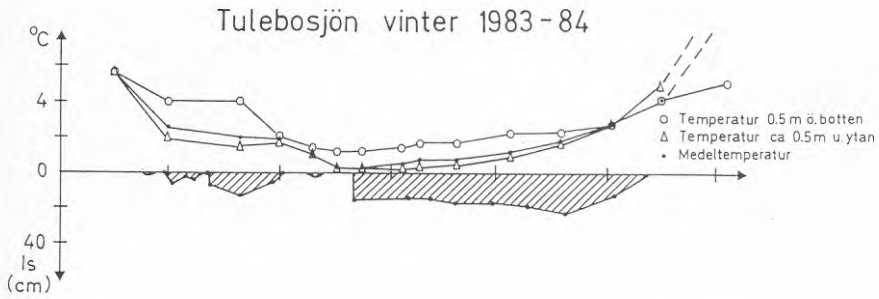
7.3 Vintern 1983-84

Temperaturförhållandena under vintersäsongen 1983-84 i sjö samt i tillopp och utlopp visas i figur 7.3. I diagrammet är också inlagt lufttemperatur (dygnsmedelvärden i Göteborg) och istjocklek.

Säsongen inleddes med omväxlande milda och kalla perioder som medförde att ett istäcke bildades och åter gick upp flera gånger. Vid den första isläggningen, i början av december, var medeltemperaturen i sjön så hög som 2.4 °C och under den längre islagda perioden i slutet av december 1.9 °C.

De isfria perioderna i början och mitten av januari medförde kraftig kylning av vattnet i samband med kraftig vind och lufttemperaturer nära noll. Perioden var också mycket regnig. Vid den slutliga isläggningen, den 20 januari, hade medeltemperaturen i sjön sjunkit till endast 0.3 °C med ett maximum av 0.5 °C i sjöns djupaste parti. Detta kan förutsättas vara extremt lågt för Tulebosjön.

Under den islagda perioden, fram till islossningen i mitten av april, steg vattentemperaturen kontinuerligt. I början av april var således medeltemperaturen 2.8 °C.



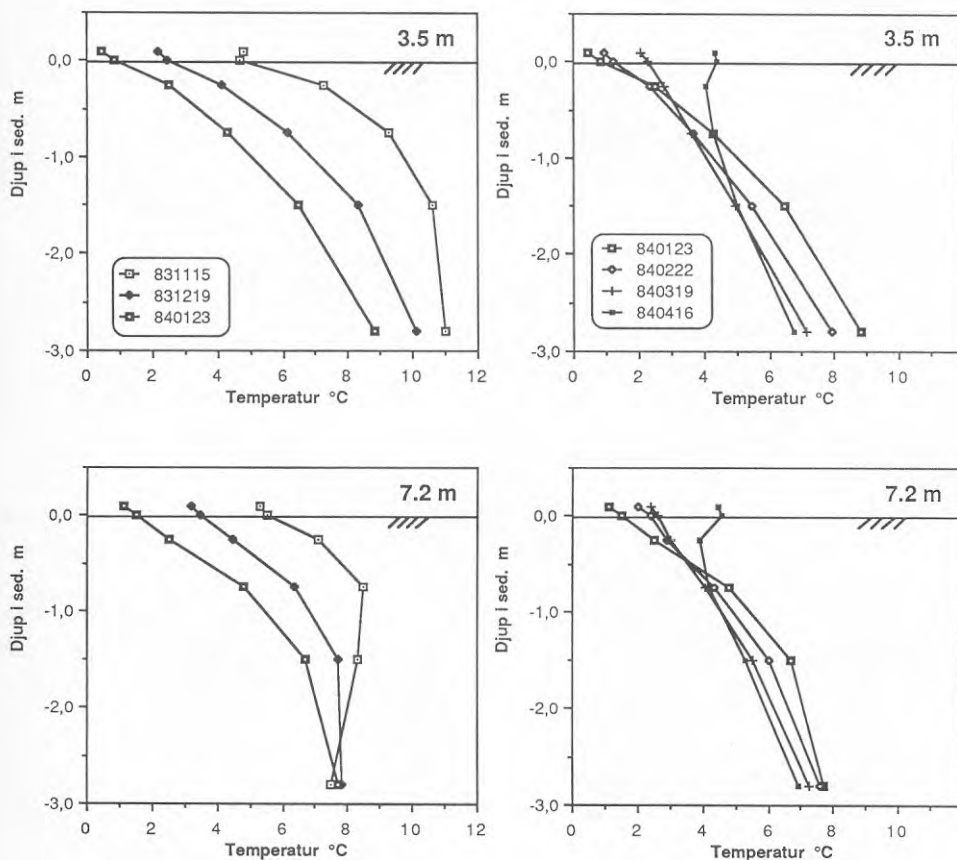
Figur 7.3 Temperatur- och isförhållanden i Tulebosjön vintern 1983-84.

Under uppvärmningsperioden var temperaturen homogen i en stor del av vattenmassan vilket framgår av temperaturprofilerna i figur 7.3. Det är uppenbart att solinstrålningen värmer vattnet mest i de övre skikten och alstrar en konvektiv omblandning, medan sedimentvärmten värmer de djupaste delarna och där upprätt-håller en stabil skiktning.

In- och utloppstemperaturerna mättes manuellt, i regel mitt på dagen, och avspeglar knappast de verkliga korttidsvariationerna. Under kalla perioder i december och januari var inloppets temperatur nära noll, i regel under 0.3°C , medan utloppets var upp till två grader högre, följande sjöns vattentemperatur. Genomströmningen ökade kraftigt under denna period med en topp i mitten av januari som medförde avkylning av sjön med som mest närmare 1 MW. Under februari och mars uppmättes ungefär samma temperaturer i in- och utlopp. Variationer på upp till en grad kunde konstateras mellan morgon och eftermiddag soliga dagar, och det är därför troligt att dygnsmedeltemperaturen varit några tiondels grader lägre i inloppet än i utloppet. Detta har dock liten betydelse för sjöns värmebalans, då flödet var litet.

Temperaturprofiler i sedimenten visas i figur 7.4. Kurvorna följer ett förutsebart värmeledningsförlopp som styrs av temperaturen vid sedimentytan. Skillnaden i temperaturvågens nedträngningsdjup är markant mellan de båda mätplatserna.

Noterbart är också temperaturskillnaden mellan den översta mät-punkten, 10 cm över sedimentytan, och den i sedimentytan. Skillnaden kan uppgå till närmare en halv grad och utgör en direkt fortsättning på temperaturgradienten i sedimenten. Temperaturen 10 cm över botten ansluter sig i regel väl till det fria vatt-nets temperatur på den aktuella nivån. Temperaturskillnaden över 10 cm-skiktet kan därför sägas ge ett mått på värmeövergångs-motståndet mellan vattnet och sedimentytan. Mätningarna ger dock inte underlag för att bestämma detta mera i detalj.

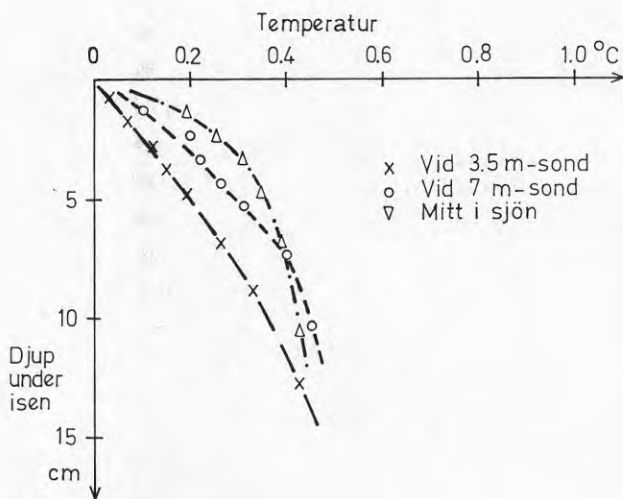


Figur 7.4 Temperaturprofiler i Tulebosjöns bottensediment vintern 1983-84. De övre diagrammen gäller för sond på 3.5 m djup och de undre på 7.2 m.

Värmeflödet från sediment till vatten har bestämts utgående från temperaturgradienten inom det översta sedimentskiktet (25 cm). Under december och januari var värmeflödet omkring 4 W/m^2 på 3.5 m djup och 2.4 W/m^2 på 7.2 m djup, för att sedan sjunka till 2.4 resp 1.0 W/m^2 i mitten av mars och till noll i mitten av april. Felet i bestämningen kan uppskattas till $\pm 0.3 \text{ W/m}^2$.

Temperaturgradienten omedelbart under isen uppmättes vid tre tillfällen med en provisorisk mätutrustning. Exempel på temperaturprofiler från den 22 februari ges i figur 7.5. Som framgår av figuren varierade gradienten närmast under isen, och därmed värmeflödet, mellan olika delar av sjön. Invid land, vid sedimenttemperatursonden på 3.5 m djup, var gradienten $4.1\text{ }^{\circ}\text{C/m}$ vilket motsvarar ett värmeflöde av 2.3 W/m^2 . Vid 7-m-sonden var värmeflödet 3.4 W/m^2 och mitt i sjön mellan 4 och 7 W/m^2 . Den totala värmeförlusten från hela sjön torde ha varit ca 1.0 MW.

Vid mätning den 5 februari var värmeflödet till isen invid 3.5 m-sonden 2.5 W/m^2 och man kan anta att det totala värmeflödet var ungefär lika stort som den 22 februari. Den 5 mars var gradienten skarpare än tidigare, sannolikt beroende på den konvektiva omblandning som solinstrålningen givit upphov till. Värmeflödet till isen kan bestämmas till $8\text{--}13\text{ W/m}^2$. Sannolikt inverkar dock dygnsvariationer så att ett representativt dygnsmedelvärde varit något lägre.



Figur 7.5 Uppmätta temperaturprofiler under isen i Tulebosjön den 22 februari 1984.

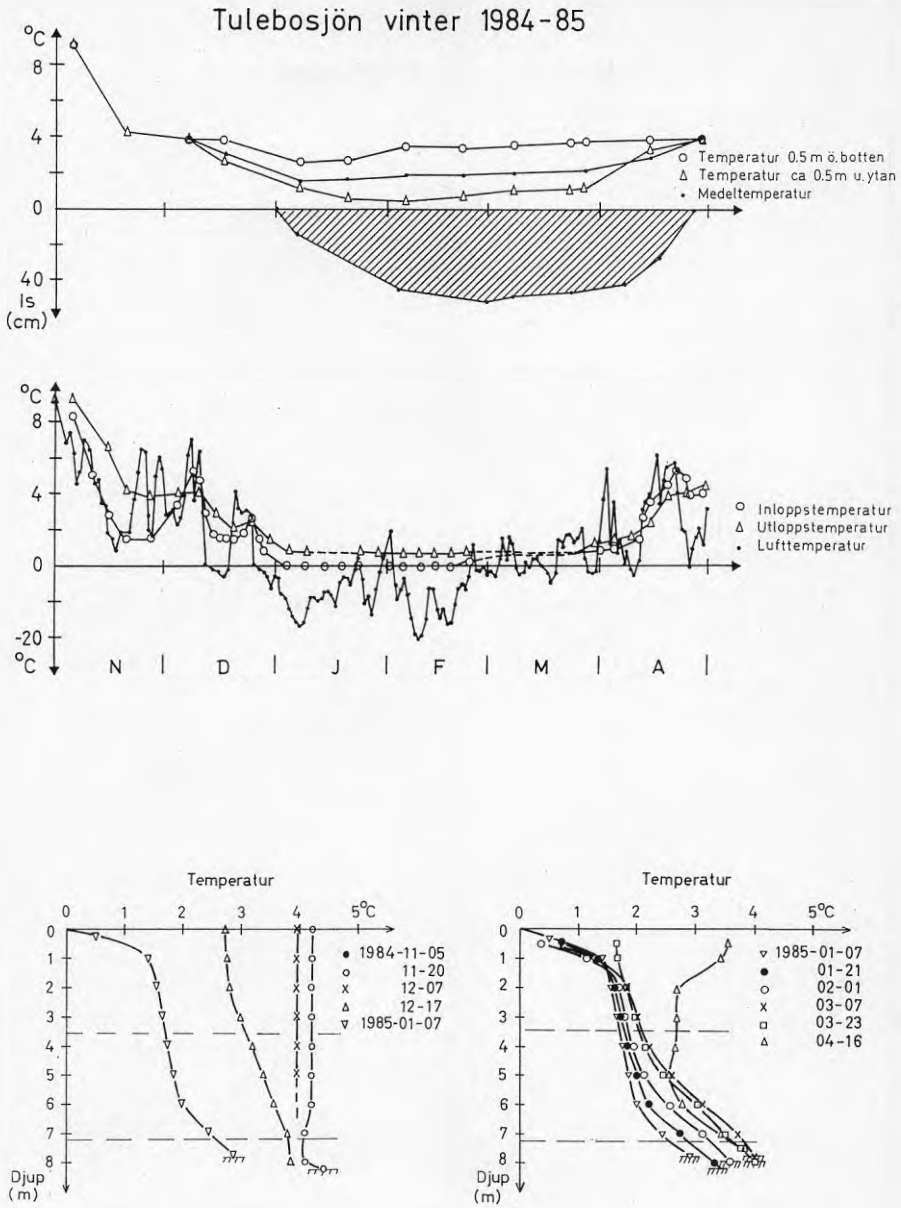
7.4 Vintern 1984-85

Säsongen inleddes med mildt väder under november och december, figur 7.6. Kallt och lugnt väder från de sista dagarna i december medförde isläggning den 1 januari. Sjövattnet var då fortfarande relativt varmt med en medeltemperatur av 1.8°C vid mätning den 7 januari.

Januari och februari var extremt kalla, vilket resulterade i en istillväxt till mer än 50 cm. Islossningen skedde inte förrän den 27 april.

Vattentemperaturen ökade kontinuerligt i sjöns djupare delar från isläggningen fram till början av mars. I den övre delen av vattenmassan var temperaturen mera stabil under denna period. Från slutet av mars och i april ökade temperaturen snabbt i yt-skiktet med instabil skiktning och successivt djupare omblandning till följd. I de djupaste delarna minskade samtidigt temperaturen, som en följd av omblandningen. Under samma period ökade tillflödet kraftigt, vilket bör ha bidragit till värmetillskott och omblandning i yt-skiktet, vid sidan av solinstrålningen.

In- och utloppstemperaturen, liksom lufttemperaturen, mättes och registrerades automatiskt med timintervall. Angivna värden i figur 7.6 är medelvärden under dygn eller längre. För en period i mitten av januari samt i hela mars saknas dock registreringar. Temperaturkurvorna är här uppskattade på grundval av bl a lufttemperaturen. Under hela den kalla perioden i januari fram till de sista dagarna i februari var inloppstemperaturen mycket nära noll. Utloppstemperaturen sjönk samtidigt långsamt från 0.8°C till 0.6°C . Motsvarande nettovärmeförlust sjönk från 0.7 till 0.1 MW. I mars antas in- och utloppstemperaturerna ha varit i stort sett lika och dess inverkan på värmebalansen obetydlig. Vårfloden i april tillförde först något kallare vatten än utflödet, och sedan ett varmare vatten. Nettovärmetillskottet blev då maximalt ca 1 MW.

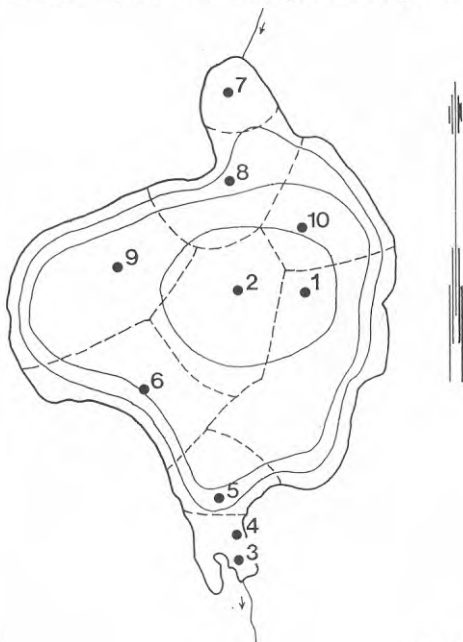


Figur 7.6 Temperatur- och isförhållanden i Tulebosjön vintern 1984-85.

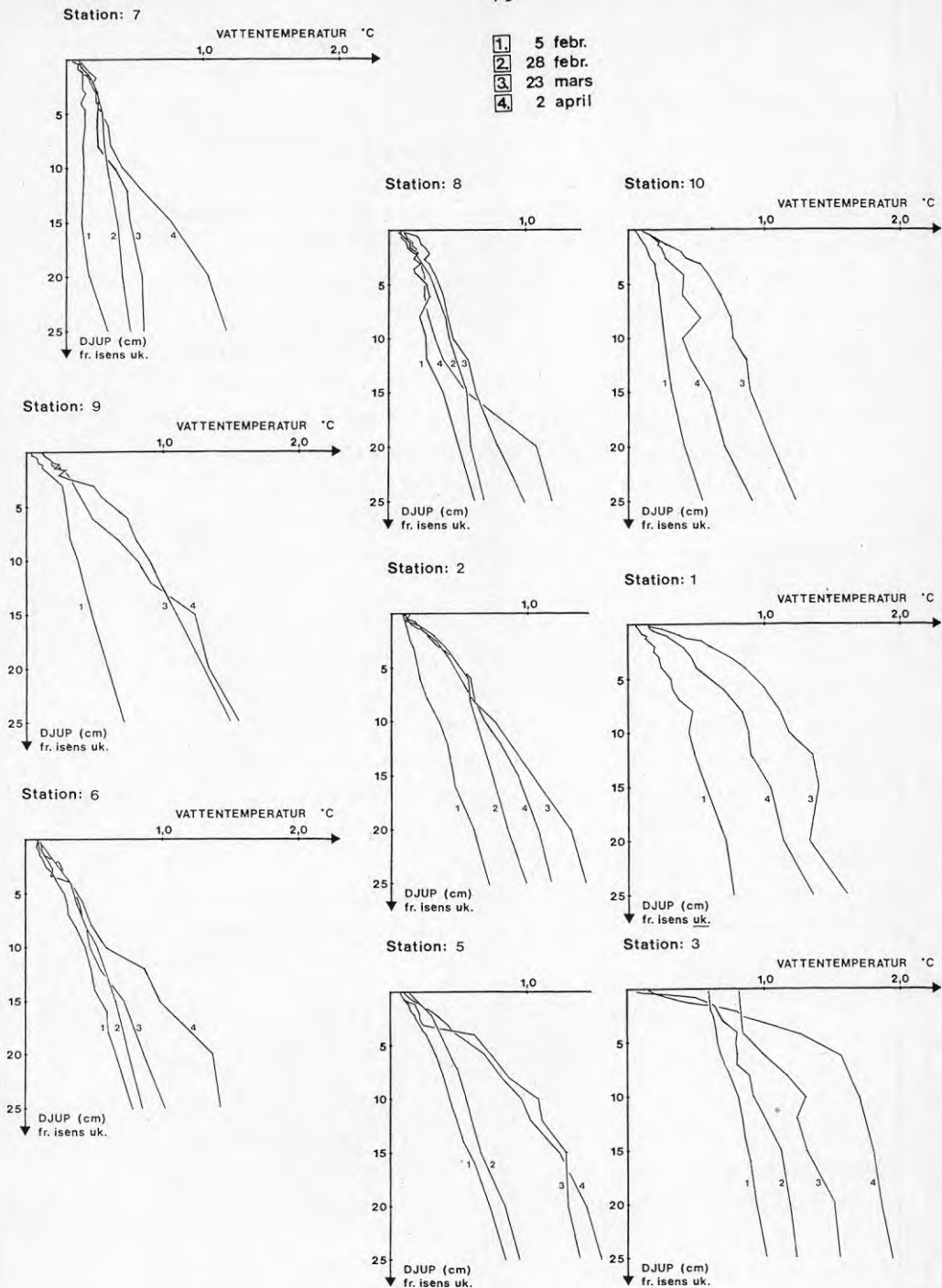
Temperaturförhållandena i sedimenten kan utläsas ur figur 7.2. Jämfört med föregående vinter var sedimenttemperaturen något högre. Avkylningsperioden hade också ett lugnare förlopp, och den lugna vinterperioden varade längre.

Värmeflödet från sediment till vatten kan sättas proportionell mot temperaturskillnaden mellan sedimentytan och 25 cm djup. På 3.5 m vattendjup var värmeflödet vid isläggningsen i början av januari ca 4.1 W/m^2 för att sedan sjunka till 2.3 W/m^2 den 20 februari och 1.6 W/m^2 den 27 mars. På 7.2 m djup var motsvarande värden 1.9 resp 1.0 resp 1.6 W/m^2 . Det ökande värdet vid den senare tidpunkten beror på att vattentemperaturen sjunkit.

Temperaturgradienten under isen uppmättes vid fyra tillfällen i 10 st mätpunkter. Mätningarna finns redovisade i detalj av Malmberg och Nilsson (1985). Mätpunkternas placering och areor för beräkning av totalt värmeflöde framgår av figur 7.7.



Figur 7.7 Mätpunkter och korresponderande areor för bestämning av värmeflöden till isen i Tulebosjön 1985.



Figur 7.8 Temperaturprofiler närmast under isen i Tulebosjön 1985.

Exempel på uppmätta temperaturprofiler under isen ges i figur 7.8. Temperaturprofilernas form (och därmed värmeflödet till isen) varierade främst mellan sjöns huvuddel och dess in- och utströmningsområden. Även inom huvuddelen fanns dock påtagliga skillnader, som kunde bero på närheten till stranden eller till strömstråk. De visade profilerna för station 2 är dock tämligen representativa. Vid inloppet kunde det kalla tillflödet spåras i ett tydligt skikt med mellan 10 och 20 cm tjocklek. Gradienten under isen blev därmed måttlig, och värmeflödet i samma storleksordning som i sjöns huvuddel. Inom utloppsområdet, med ett vattendjup av ca 1 m, strömmade ett betydligt varmare vatten som bildade en skarp gradient mot isen. I vissa fall har inte gradienten kunnat uppmätas, vilket uppenbarligen beror på att det laminära subskiktet varit tunnare än mätkroppen. Värmeflödet till isen var således mycket stort i utloppsområdet, i storleksordningen 100 W/m^2 , vilket också visade sig i att isen var väsentligt tunnare än i resten av sjön.

Ett oväntat resultat av mätningarna var att temperaturprofilen i allmänhet inte gick mot exakt 0°C vid isens underkant, utan oftast mot ett värde omkring 0.1°C . Någon uppenbar förklaring till detta har inte kunnat hittas. Mätfel kan sannolikt uteslutas, då instrumentet kalibrerats noggrant upprepade gånger.

Värmeflödet till isen har beräknats utgående från den maximala temperaturgradienten för varje profil. I de fall då gradienten inte kunnat mätas (vid utloppet) har temperaturfallet antagits ske över en sträcka av 1 mm. Resultatet framgår av tabell 7.4.

Medelvärde av värmeflödet, med utloppsområdet borträknat, var 3.4 W/m^2 vid det första tillfället, ökande till 7.8 W/m^2 vid det sista i början av april. Denna ökande värmeförlust kan kopplas till instrålningen genom isen; jfr ekv 29. Inom de grunda områdena med väldefinierad strömning, vid inlopp och utlopp, kan värmeflödet jämföras med teorin för strömning mellan parallella plattor; se kap 3.5.2. Strömhastigheten kan uppskattas till 0.012 m/s och skiktjockleken till 25 cm, vilket ger ett värmeövergångstal, α , av $40 \text{ W/m}^2 \text{ }^\circ\text{C}$ för turbulent strömning. Detta ger en rimlig överensstämmelse med uppmätta värden på värmeflödet till isen. Någon detaljerad jämförelse har dock inte kunnat göras.

Tabell 7.3 Beräknat värmefflöde till isen i Tulebosjön vintern 1985 på grundval av uppmätt temperaturgradient närmast under isen (W/m^2) (från MalMBERG, Nilsson: 1985).

Stn	850205	850228	850323	850402	MEDELVÄRDE hela perioden
1	3.1	8*	14.8	12.8	9.7
2	1.3	6.7	7.2/10.8	7.1	6.0
3	104.5	47.5	152.0	100*	101
4	55.9	125.4	501	20.2	62.9
5	3.0	5.1	6.1	6.4	5.2
6	2.7	4.0	2.8	5.0	3.6
7	4.6	4.5	4.6	7.1	5.2
8	5.1	3.6	9.5	6.3	6.1
9	4.4	5*	7.2/8.6	7.0	6.1
10	2.8	41	7.4	11.0	6.3
MEDELVÄRDE hela sjön	6.3	9.0	12.6	10.6	9.6
MEDELVÄRDE exkl utloppet	3.4	5.1	7.8	7.8	6.0

* uppskattade värden

/ för- och eftermiddagsmätning

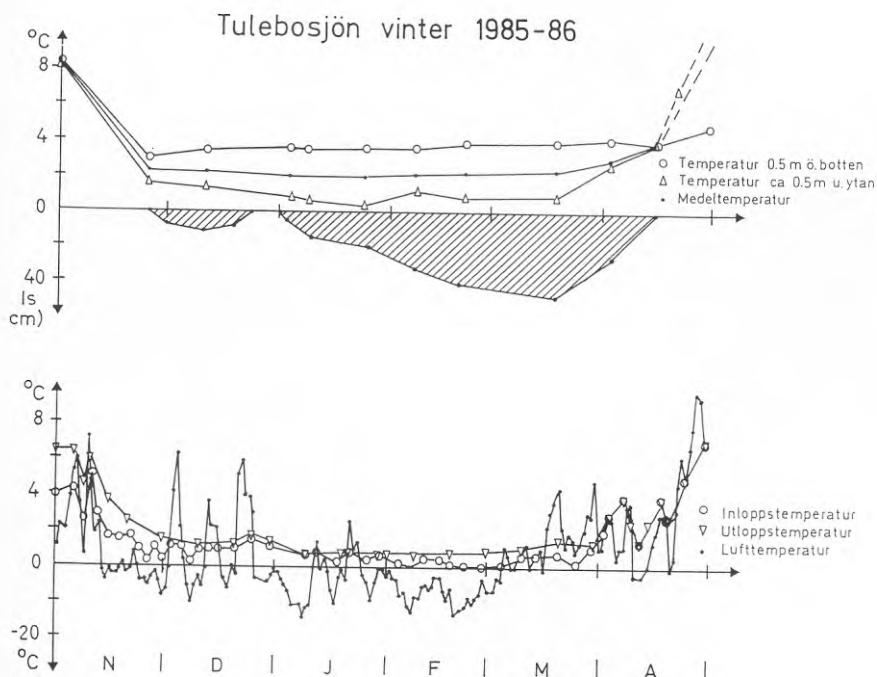
Det totala värmefflödet till Tulebosjön ges i tabell 7.4. Utloppsområdet bidrar, trots sin lilla area, med 50 till 25% av den totala värmeförlusten, minskande med tiden.

Tabell 7.4 Totalt värmefflöde från vattnet till isen i Tulebosjön vintern 1985 (MW) (från MalMBERG och Nilsson, 1985).

	850205	850228	850323	850402	MEDELVÄRDE hela perioden
Centrala sjön	0.9	1.6	2.5	2.4	1.9
Utloppet	1.0	1.1	1.3	0.8	1.0
Total värmeeffekt	1.9	2.7	3.8	3.2	2.9

7.5 Vintern 1985-86

Säsongen inleddes med mycket växlingsrikt väder i december. Kalla perioder i slutet av november och några dagar in i december medförde en första isläggning som varade nära en månad men som bröts under en mycket blid period i slutet av december, figur 7.9. Sjöns medeltemperatur under denna islagda period var så hög som 2.2°C . Förnyad isläggning skedde vid årsskiftet efter några dagars kyla, och ett permanent istäcke låg sedan till i mitten av april. Januari, och speciellt februari, var mycket kalla, vilket medförde att isen även denna vinter blev ovanligt tjock, nästan 0.5 m.



Figur 7.9 Temperatur- och isförhållanden i Tulebosjön vintern 1985-86.

Vattentemperaturen blev förhållandevis hög även i början av den permanent islagda perioden, med ett medelvärde av 2.0°C . Vid botten var temperaturen nära 4°C . Under resten av vintern ökade medeltemperaturen långsamt till 2.4°C den 18 mars och därefter snabbare till 3.0°C den 2 april och 3.9°C den 17 april, några dagar efter islossningen. Temperaturskiktningen var stabil, utom under uppvärmningen i april, då solinstrålningen uppenbarligen alstrade en konvektiv omblandning.

Genomströmningen var stor, över 300 l/s, i december och januari, och sjönk sedan till ett minimum av 50 l/s i mars, figur 7.1. Temperaturskillnaden mellan utlopp och inlopp ökade dock samtidigt, så att värmeförlusten ökade från 0.1-0.2 MW i januari till närmare 1 MW under delar av mars. I december, och under den kraftiga vårfloden i april, varierade värmeomsättningen på grund av genomströmning kraftigt, från små positiva värden till förluster upp till 2 ä 3 MW.

Värmeflödet från sedimenten följde ett långsamt avtagande förlopp från tiden för den första isläggningen i slutet av november till islossningen, se figur 7.2. På 3.5 m vattendjup avtog värmeflödet kontinuerligt från 3.5 W/m^2 i mitten av december till $1.6\text{-}1.8 \text{ W/m}^2$ i slutet av mars och början av april. På 7.2 m djup var värmeflödet mellan 2.0 och 2.5 W/m^2 under december och januari, och sjönk sedan till mellan 0.6 och 1 W/m^2 . I samband med uppvärmningen i april, och den därav betingade omblandningen, sjönk dock vattentemperaturen vid botten, vilket medförde en tillfällig ökning av värmeflödet till något över 1 W/m^2 .

Uppmätning av temperaturgradienten under isen gjordes endast vid två tillfällen i en mätpunkt mitt i sjön. Vid det första tillfället, den 24 januari, svarade gradienten mot ett värmeflöde av ca 6 W/m^2 , och vid det senare, den 21 februari, mot ca 10 W/m^2 . Vädrret var i det första fallet mulet och i det senare soligt.

Storleksordningen på värmeflödet till isen kan också uppskattas från temperaturmätningar med den vanliga fältutrustningen (Tempmaster) om isen inte är alltför tjock. Med antagande om en linjär gradient från en mätpunkt på 20 cm vattendjup till 0°C vid isens undersida kan värmeflödet beräknas ha uppgått till minst

10 W/m² den 25 november, minst 6 W/m² den 11 december och minst 3 W/m² den 8 januari. Dessa värden får dock betraktas som mycket osäkra.

Med hänsyn till det ringa mätaterialet blir utvärderingen av det totala värmeflödet till isen ganska osäker. Man kan dock konstatera att flödet varit av samma storleksordning som under den förra vintern.

7.6 Värmebalans för hela sjön under vintrarna

Värmebalansen för Tulebosjön under de tre vintrarna 1983-86 redovisas i figur 7.10-12. Diagrammen visar medelvärden av de olika flödestermerna för perioder mellan successiva mättillfällen, i regel två veckor. Dels visas värmebalansen för hela sjön, dels för vattenvolymen under nivån +33 m (ca 4.5 m djup). För det senare fallet antas värmeutbytet genom den övre ytan (mot yt-skiktet) enbart ske genom laminär värmeledning. För att underlätta jämförelser med andra sjöar används enheten W/m² sjöyta. En värmeeffekt av 10 W/m² svarar således för en total effekt av 3 MW räknat på hela Tulebosjön, och 2 MW räknat på djupvattensskiktets area.

De bidrag till värmebalansen som kommer från förändrad vattentemperatur (värmeinhåll), sedimentvärme, genomströmning och värmeöverföring till isen har beräknats från mätningarna som tidigare redovisats. Variationer i vattenstånd är inkluderade vid beräkning av sjöns värmeinhåll, och påverkar även den resulterande effekten av in- och utströmning. Däremot har inte variationer i sjöns vattenlinjearea beaktats vid omräkning av den totala värmeomsättningen i MW till dito per ytenhet, W/m².

Värmebalansens restterm antas under isfria perioder bestå i nettovärmeutbytet över vattenytan, och under islagda perioder av kortvägig instrålning genom is- och snötäcket.

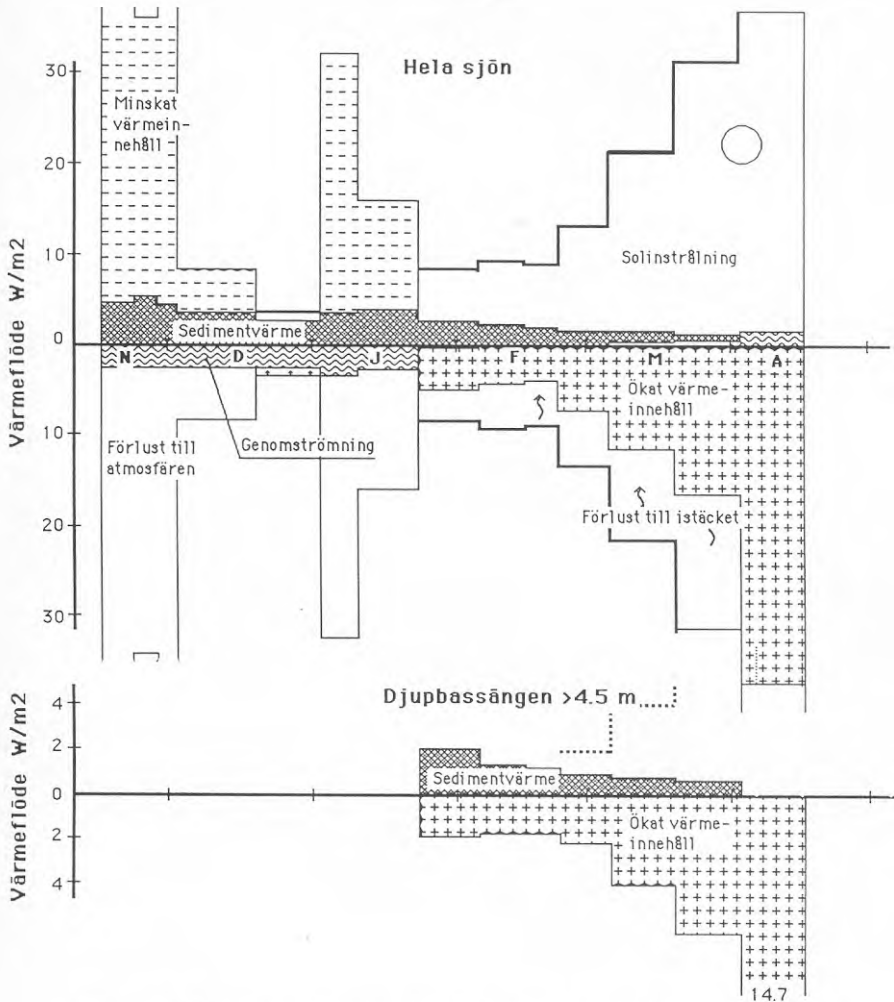
Värmebalansen under vintern 1983-84 visas i figur 7.10. Under de isfria perioderna i november och första delen av december och januari dominerade värmeavgivningen till atmosfären och avkyl-

ningstermen kraftigt. Så t ex avgavs från sjöytan en medeleffekt av knappt 60 W/m^2 under de fyra dagarna 28 november - 2 december. Isläggning skedde emellertid den 29 eller 30 november, varför värmeavgivningen i huvudsak måste ha skett under de två första dygnen. Lufttemperaturen var då ca -5°C , och värmeavgivningen måste ha varit minst 100 W/m^2 (30 MW).

Under den islagda perioden i slutet av december balanserades sedimentvärmern av genomströmningsförlusterna. Värmeflödet till isen (ej uppmätt), samt den lilla uppvärmning som skedde, måste ha balanserats av instrålning.

Den islagda perioden från slutet av januari karakteriserades av en snabb och ökande uppvärmning av sjövattnet. Uppvärmningseffekten var betydligt större än sedimentvärmeflödet. Värmeförlusten till isen var också signifikant, men har endast grovt uppmätts. Uppvärmningen och värmeledningen till isen balanserades i första hand av solinstrålning genom isen. Instrålningseffekten ökade successivt från omkring 6 W/m^2 i slutet av januari till ca 30 W/m^2 i slutet av mars.

Inom sjöns djupaste del balanserades uppvärmningseffekten relativt väl av sedimentvärmern under den första månaden efter isläggningen i januari. Under denna period kan man säga att sjöns djupvatten värmdes av sedimentvärmern från djupt belägna bottnar, medan ytskiktet värmdes av solen och i mindre grad av värme från grunt liggande bottnar. Senare under vintern blev uppvärmningen av djupskiktet betydligt större än sedimentvärmeflödet. Detta berodde på att det homogena skikt med konvektiv omblandning, vilket värms av solinstrålningen, då nått ned till nivån +33 m eller djupare, jfr figur 7.3. Soluppvärmningen gav således ett avsevärt bidrag även för uppvärmning av sjöns djupare partier.

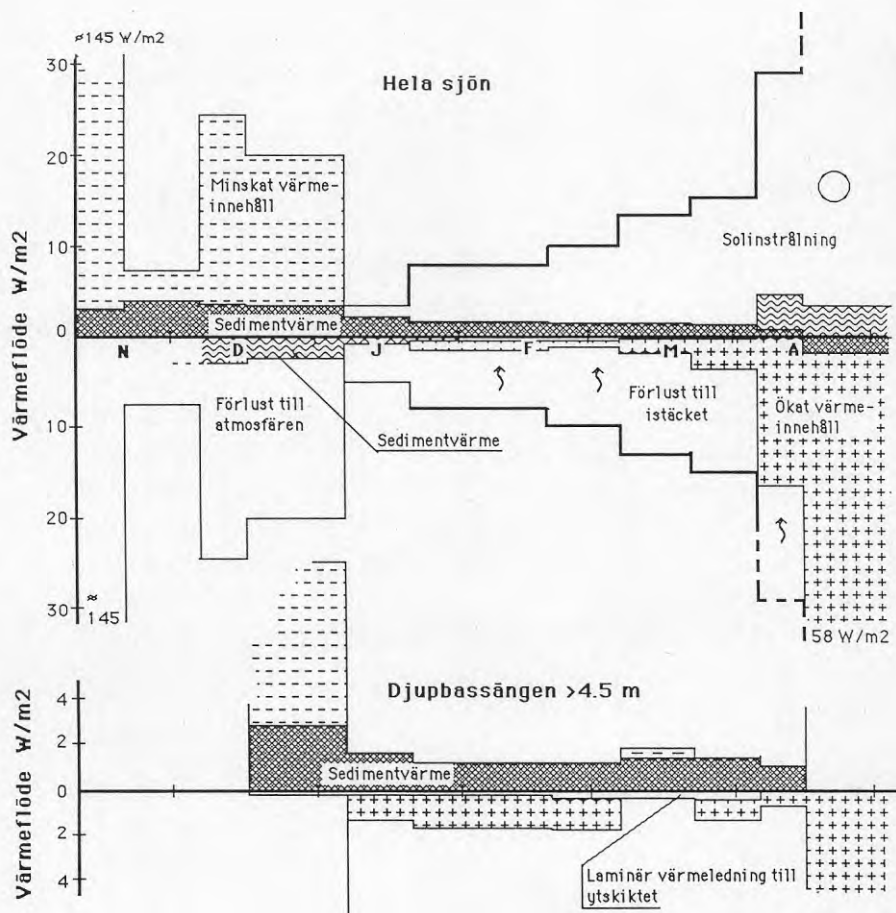


Figur 7.10 Värmebalansen i Tulebosjön under vintern 1983-84.

Vintern 1984-85 skilde sig markant från föregående vinter vad värmeomsättningen beträffar. Värmeinnehållet i sjön ökade endast litet från isläggningen vid årsskiftet fram till i slutet av mars. Denna ökning balanserades i stort sett av sedimentvärme. Den dominerande förlusttermen var i stället värmeavgång till isen, vilken successivt ökade i takt med ökande instrålning. Förhållandena bör således ha varit nära den stationära temperaturprofil som diskuterats i kapitel 3.5.1 (se figur 3.14).

Först en vecka in i april startade den kraftiga våruppvärmningen som medförde islossning i slutet av månaden.

Inom djupskiktet skedde också en långsam uppvärmning, vilken i stort sett svarade mot tillfört sedimentvärme. Under en period i mitten av mars minskade dock värmeinnehållet. Detta kan tyda på att blandningen mellan yt- och bottenskiktet tillfälligt ökat och medfört en större värmeförlust än den laminära värmeledning-
 en mellan skikten. Temperaturprofilerna i figur 7.6 tyder dock inte på någon konvektiv instabilitet, utan en ev turbulens måste ha alstrats av interna svängningar. Först i mitten av april nådde uppvärmning och konvektion ned till djupskiktet och medförde då en snabb uppvärmning.

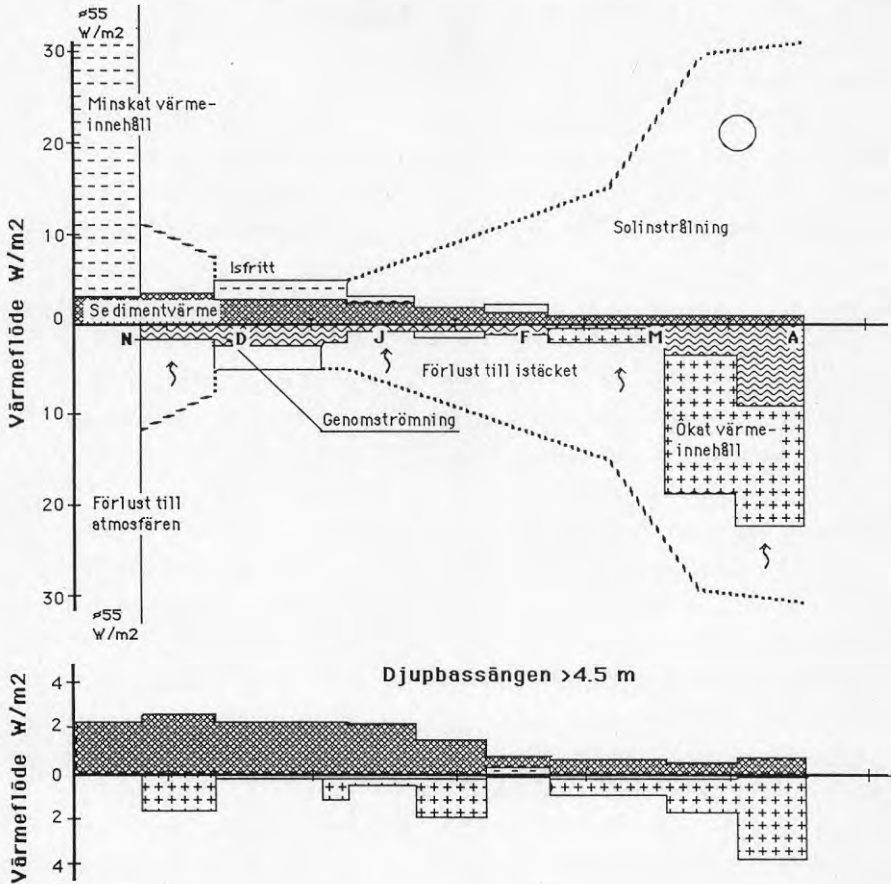


Figur 7.11 Värmebalans i Tulebosjön under vintern 1984-85.

Vintern 1985-1986 var mera varierande. Från årsskiftet, då isen lade sig, fram till i mitten av mars, växlade perioder med liten uppvärmning eller avkylning. Sedimentvärme och genomströmningsförluster var av samma storleksordning och gav tillsammans med ändringen av värmeinnehållet en liten (1 W/m^2) positiv värmebalans i början av perioden och negativ mot slutet. Värmeledningen till isen bör emellertid ha varit betydligt större än dessa termer, speciellt mot slutet av perioden. Med reservation för att värmeflödet till isen endast uppmätts översiktligt, kan man sluta sig till att värmebudgeten i huvudsak varit en balans mellan instrålning och värmeförlust till istäcket, i likhet med året innan.

Från mitten av mars fram till islossningen värmdes sjövattnet snabbt, samtidigt som vårfloden medförde en betydande värmeförlust. Strålningen genom isen måste ha uppgått till 20-30 W/m^2 .

I djupskiktet var förhållandet mellan sedimentvärme och uppvärmning/avkylning mera varierande än tidigare år. Under två perioder, i början och mitten av januari samt i mitten av februari, var uppvärmningen väsentligt mindre än den tillförda sedimentvärmens, eller t o m negativ. Samma tendens slår igenom på hela vattenmassan. Under den första av perioderna kan detta sättas i samband med stormar, den 10 och 23 januari, som gav svängningar i vattnet med en ytamplitud av ca 1 cm. Genomströmningen var också mycket stor. Förutsättningar fanns alltså för turbulent blandning, och därmed en ökad avkylning mot isen. För den andra perioden, i februari, har ingen liknande förklaring hittats. Perioden var mycket kall och stilla. Längre fram, från slutet av mars, slog uppvärmningen från ytan igenom även i sjöns djupare delar. Under övriga perioder balanserade sedimentvärme och uppvärmning relativt väl varandra inom djupskiktet.



Figur 7.12 Värmebalans i Tulebosjön vintern 1985-86.

7.7 Slutsatser. Transmission genom isen.

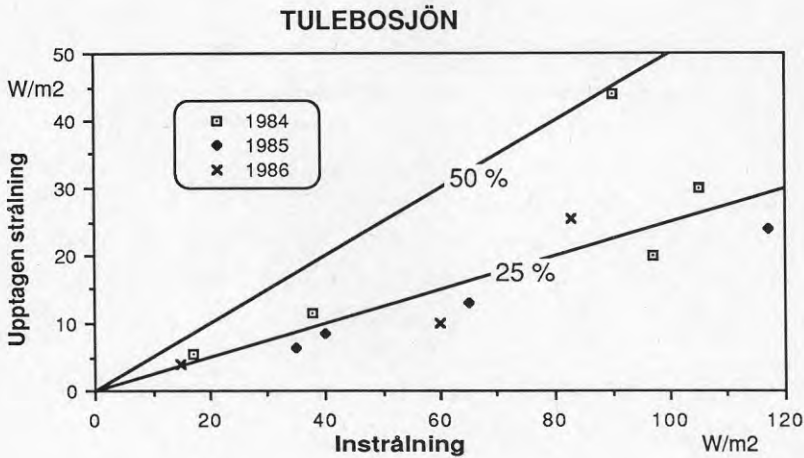
Värmeomsättningen i Tulebosjön under islagd tid har, något överraskande, visat sig domineras av solinstrålning och värmeöverföring från vattnet till isen. Detta gäller åtminstone från februari till slutet av mars eller början av april, då våruppvärmningen startar på allvar. I december och januari har sedimentvärmets givit bidrag i samma storleksordning som instrålningen, och även genomströmningen har givit signifikanta förluster under

denna period. Om starttemperaturen varit låg vid isläggningen, sker en signifikant uppvärmning under hela perioden, medan år med högre starttemperatur givit ett mera stabilt värmeinnehåll fram till våruppvärmningen.

Inom sjöns djupskikt, från 4.5 m och nedåt, har det i huvudsak rått balans mellan uppvärmning och lokalt tillförd sedimentvärme, utom under våruppvärmningen i april med konvektiv blandning. Även under enstaka andra perioder synes en turbulent blandning ha förekommit, medförande ökad värmetransport från djupskiktet mot ytan.

Den stora betydelse, som instrålningen genom isen påvisats ha, aktualiserar frågan om is- och snötäckets transmissivitet. En översiktlig utvärdering av denna kan göras på basis av den redovisade, upptagna strålningen, figur 7.10-7.12.

I figur 7.13 har den upptagna strålningen i sjön avsatts som funktion av globalstrålningen under olika perioder. Som jämförelse är linjer med 25 resp 50% transmissivitet inlagda. De inlagda mätpunkterna svarar mot transmissiviteter mellan 17 och 30%, med undantag av ett högre värde i april 1984. Någon signifikant skillnad mellan olika år eller olika perioder kan i övrigt inte utläsas, med hänsyn till osäkerheten i bestämningen. Möjligen kan den genomsnittliga transmissiviteten ha varit något lägre 1985 än under de övriga åren. Under de närmaste en å två veckorna före islossningen synes transmissiviteten ha varit betydligt högre än genomsnittet.



Figur 7.13 Uppmätt instrålning genom istäcket i Tulebosjön som funktion av globalstrålningen.

Snöförhållandena har stor betydelse för albedot (strålningsreflexionen), och därmed för ett istäckes transmissivitet, se kapitel 3.3.4. De aktuella vintrarna var förhållandevis snörika, med snödjup upp till 30 cm uppmätt vid Landvetters flygplats. På Tulebosjön uppmättes dock aldrig mera än ca 6 cm snödjup, och ofta var isen ganska renblåst, med endast någon cm snödjup. En sammanställning av snödjupsobservationer ges i bilaga 1. Störst snötjocklek på isen uppträdde 1985 med ca 5 cm från slutet av januari till i början av mars. Snötäcket var också upp till 4-5 cm tjockt de första en ä två veckorna efter islägningen 1984 och 1986. Under övriga tider var snötäcket obetydligt, upp till någon cm tjocklek.

Mätpunkternas placering framgår av kartan, figur 4.3. Fasta mätsonder med manuell avläsning har använts för sedimenttemperaturmätning i tre profiler. Automatiska mätningar har gjorts i inloppet, från hösten 1984, och i en profil i vattnet mellan 1 och 16 m djup (från december 1984). Övriga mätningar är manuellt utförda. Utloppstemperaturen har observerats dagligen, liksom vattennivån i sjön, vilken utnyttjats för att beräkna utflödet enligt Hilmersson och Lerjefors (1984).

8.1 Årskurvor

Vattentemperaturens tidsutveckling under de tre mätåren visas i figur 8.1. I figuren redovisas temperaturkurvor på olika djup i den östra, djupa delen av sjön, samt även nederbörd, vattenstånd och utflöde ur sjön.

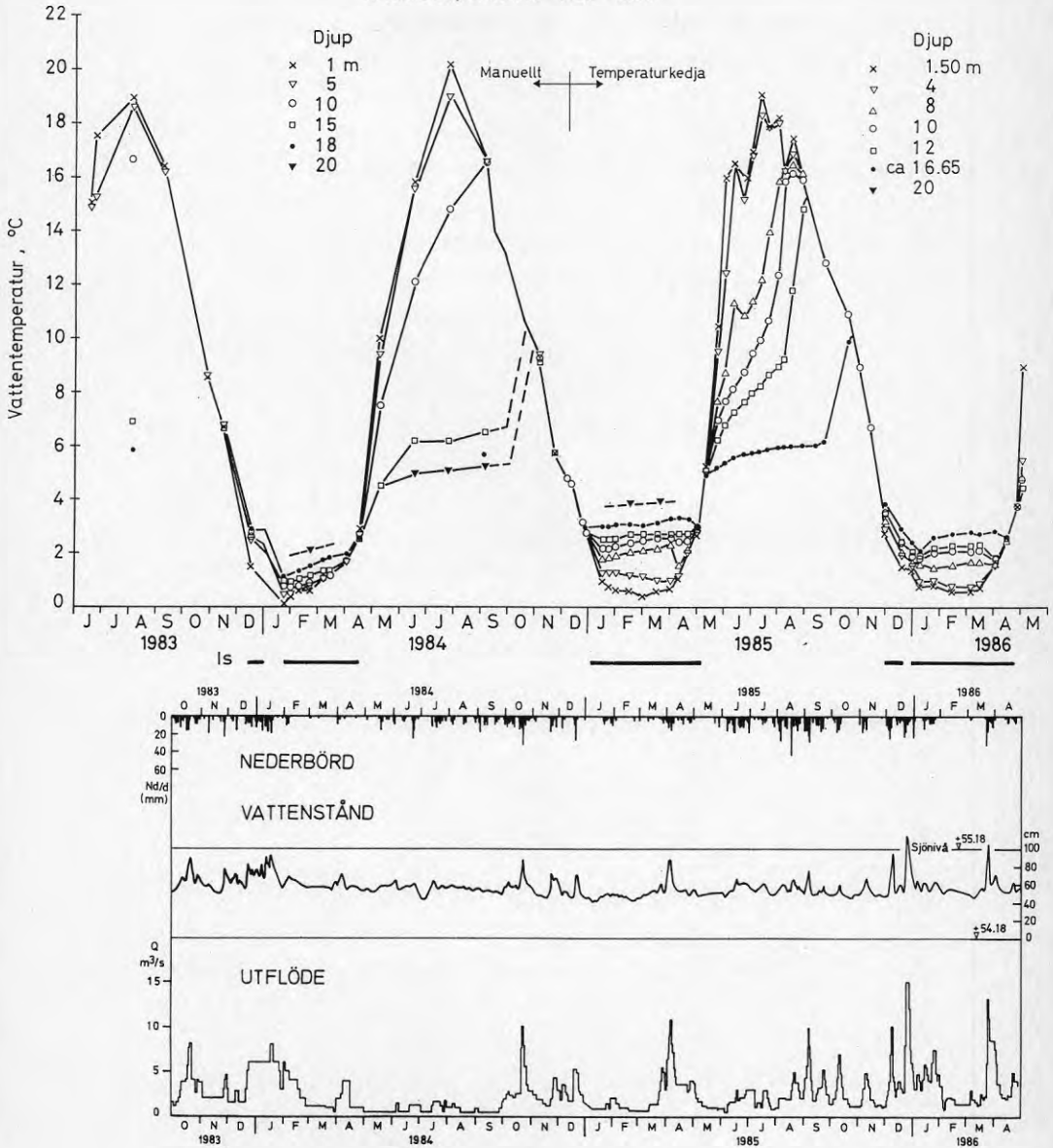
Vattentemperaturen $+4^{\circ}\text{C}$ passerades omkring månadsskiftet april-maj resp november-december. Under sommarhalvåret utbildades till att börja med en kontinuerlig temperaturskiktning från 4 å 8 m djup till 13-14 m djup. Inom detta djupintervall steg sedan temperaturen successivt så att det homogena ytskiktets tjocklek blev 10-12 m mot slutet av augusti. På större djup bibehölls en temperatur mellan 5 och 6°C från våromblandningen fram till i oktober, då den konvektiva blandningen i samband med avkylningen tillfälligt blandade ned varmare vatten.

Inom sjöns centrala del, som avgränsas från djuphålan med en tröskel på 8-9 m djup, var temperaturskiktningen svagare under tröskelnivån än på motsvarande nivå i djuphålan. Detta betyder att hela bottenarealen i den flacka centrala och västra delen av sjön värms upp till $16-17^{\circ}\text{C}$. Man kan därför förvänta sig ett relativt stort sedimentvärmestillskott under vintern från större delen (ca 3/4) av sjöbotten.

Temperaturen under vinterperioden redovisas närmare i kapitel 8.3. Det kan noteras att "starttemperaturen" i januari 1984 var väsentligt lägre än de övriga åren i likhet med i Tulebosjön. Den efterföljande uppvärmningen blev också väsentligt snabbare detta år.

Landvettersjön

Vattentemperaturer 1983 - 1986



Figur 8.1 Temperaturen på olika djup i Landvettersjön från juli 1983 till maj 1986, samt nederbörd, vattenstånd och utflöde från oktober 1983.

Genomströmningen visar samma variation som för Tulebosjön, med markanta toppar i januari och oktober 1984, april 1985 samt vid årsskiftet 1985/86. Vattennivån hölls genom regleringen relativt konstant, men i samband med stor nederbörd erhöles kortvariga toppar.

Temperaturutvecklingen i bottensedimenten på olika djup framgår av figur 8.2. På 2.8 och 8.2 m djup var temperaturutvecklingen tämligen likartad, med en årsmedeltemperatur mellan 8 och 9°C och en temperatursvängning vid sedimentytan mellan 1-2°C och 16-18°C. Även temperaturkurvornas fasförskjutning och temperaturamplitudens minskning med djupet i sedimenten var likartad vid de båda grundare mätsonderna, vilket tyder på att sedimentens termiska egenskaper där är ungefär likvärdiga.

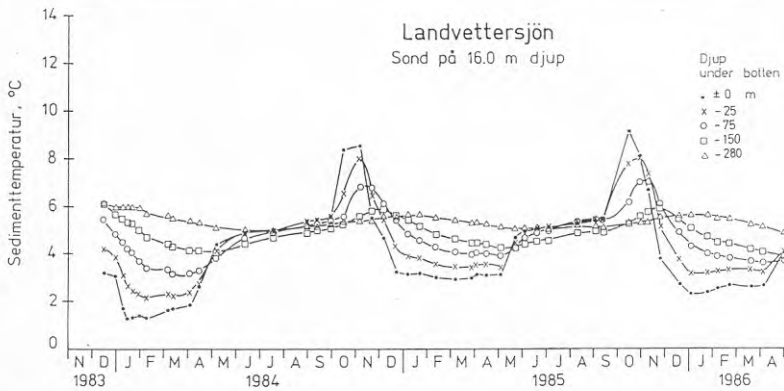
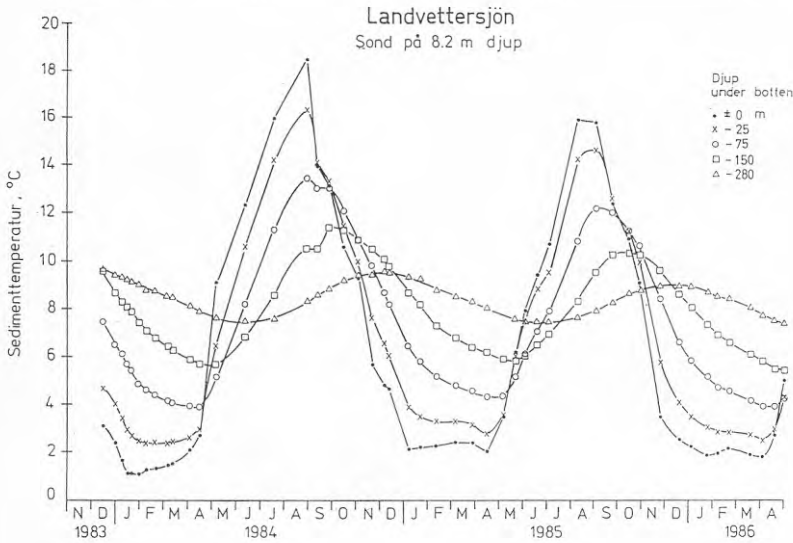
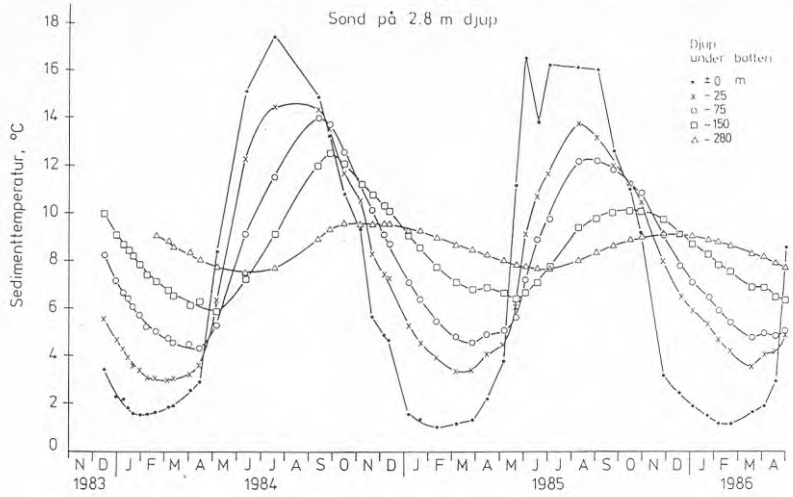
Värmeutbytet mellan sediment och vatten är proportionellt mot temperaturskillnaden mellan sedimentytan och 25 cm djup. Denna skillnad var betydligt större vid den grundare belägna mätsonden än den på 8.2 m djup. Detta kan delvis förklaras av den längre uppvärmningsperioden, som ger större värmeinlagring i sedimenten, samt av lokala skillnader i sedimentens värmeledningsförmåga. Det kan dock inte uteslutas att även ett visst grundvattenläckage bidragit till att öka värmeutbytet, vilket är speciellt markant under vintern 85/86 då nederbörden varit speciellt riklig.

Sedimenttemperaturen vid den djupast belägna mätsonden, 16 m, varierade endast några få grader under året med en kort topp efter höstblandningen. Årsmedelvärdet låg mellan 4 och 5°C med en ökande tendens mot djupet. Detta innebär samtidigt ett nettovärme flöde från sedimenten till vattnet räknat över hela året, och ett förhållandevis stort värme flöde på vintern, 1-1.5 W/m².

Orsaken till nettovärme flödet kan vara ett långsamt grundvattenläckage till sjön. Lämpliga geologiska förutsättningar för en sådan tolkning finns. Under sjön finns grundvattenförande avlagringar, i kontakt med högt liggande infiltrationsområden, och överlagrade av tätare material. Ett artesiskt övertryck bör således kunna råda i det grundvattenförande lagret, och långsamt pressa vatten genom det tätare skiktet. En uppfattning om stor-

leksordningen på läckaget kan man få om man antar att grundvattentemperaturen är 3°C högre än vattnets medeltemperatur och att nettovärmeflödet är ca 0.5 W/m^2 . Detta motsvarar ett grundvattenläckage av $40 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$. Om man vidare antar att tryckgradienten genom det tätare lagret är 1 meter vattenpelare per meter, så erfordras en permeabilitet av $4\cdot 10^{-8} \text{ m/s}$, vilket kan vara en realistisk storleksordning.

Det kan noteras att effekten på värmebalansen av ett långsamt grundvattenläckage till sjön till största delen kommer med i sedimentvärmetermen när denna utvärderas från den uppmätta temperaturgradienten vid sedimentytan. Grundvattenläckaget kan dock antas vara mera ojämnt fördelat i sjön än sedimentvärmeomsättningen, och det blir därigenom tveksamt hur representativa de tre mätstationerna är för sjön som helhet.



Figur 8.2 Uppmätt sedimenttemperatur i Landvettersjön under perioden december 1983 - april 1986. Mätsonder på 2.8, 8.2 och 16 m djup.

8.2 Sedimentens termiska egenskaper

Sedimentproppar har tagits i anslutning till de tre temperaturmätsonderna till ett sedimentdjup av 50-70 cm. Provernas termiska egenskaper har uppmätts vid Geologiska institutionen, CTH, på samma sätt som för Tulebosjön. Resultatet framgår av följande tabell:

Tabell 8.1 Värmeledningstal och andra parametrar för sedimentprov från Landvettersjön (vid 20°C).

Djup cm	Värmeled- ningstal W/m°C	Densi- tet kg/m ³	Vatten- halt vikts%	Glödförlust vikt% av torr- substans
------------	--------------------------------	------------------------------------	---------------------------	---

<u>Prov från 2.8 m djup</u>				
0-10	0.65	1052	84.5	32.9
20-30	0.61	1154	60.4	22.9
40-50	0.74	1409	51.6	10.3

<u>Prov från 8.2 m djup</u>				
20-30	0.76	1257	67.7	9.1
40-50	0.71	1251	69.7	11.4
60-70	0.76	1301	59.5	9.1

<u>Prov från 16.7 m djup</u>				
10-20	0.67	1163	70.7	18.2
20-30	0.71	1218	65.6	13.7
30-40	0.73	1261	59.5	11.0
50-60	0.70	1187	59.5	11.5

Av tabellen framgår att sedimentens värmeledningsförmåga inom den översta halvmeteren är tämligen lika vid de tre provplatsena. Värdena varierar mellan 0.61 och 0.76 W/m°C. De högsta värdena återfinns på 8.2 m djup. Värmeledningsförmågan är tydligt korre-

lerad till sedimentens densitet. Värdena är något högre än motsvarande för Tulebosjön

De termiska egenskaperna inom hela det sedimentskikt där värmeomsättningen sker, ned till ca 3 m sedimentdjup, har utvärderats utgående från värmevägens fashastighet och amplitudreduktion, på samma sätt som för Tulebosjön. Metoden är dock inte tillämpbar för mätsonden på 16 m djup, där årstemperaturkurvan avviker alltför mycket från en harmonisk svängning. Beräknade värden på värmediffusiviteten k , för de båda grundare mätdjupen, framgår av följande tabell.

Tabell 8.2 Medelvärden av värmediffusivitet ned till 2.8 m sedimentdjup i Landvettersjön, beräknat med utgångspunkt från värmevägens nedträngning.

Vattendjup m	Fashastighet m/mån	k m^2/s	Amplitudkvot 0-2.8 m	k m^2/s
2.8	0.67	$1.63 \cdot 10^{-7}$	0.1	$1.5 \cdot 10^{-7}$
8.2	0.75	$2.04 \cdot 10^{-7}$	0.13	$1.88 \cdot 10^{-7}$

Metoderna ger i detta fall relativt samstämmiga resultat med ett medelvärde för k av $1.6 \cdot 10^{-7} m^2/s$ på 2.8 m djup och $2.0 \cdot 10^{-7}$ på 8.2 m djup. Den tendens till högre värmeledningstal på 8.2 m djup, som kunde utläsas från de ytliga sedimentpropparna, återfinns således även på större sedimentdjup. På större vattendjup kan man räkna med att k -värdet är ungefär som på 2.8 m djup, där värdet är nära det för rent vatten.

Om, som tidigare antagits, kvartshalten i det minerogena materialet sätts till 35%, kan porositeten (volymsandelen vatten) samt övriga termiska parametrar beräknas utgående från k -värdet. På 2.8 m vattendjup blir porositeten 92%, värmeomsättningsparametern $(\lambda \rho C)^{\frac{1}{2}}$ $1.61 \cdot 10^3$ och värmeledningstalet $0.64 W/m^{\circ}C$. Motsvarande värden på 8.2 m vattendjup blir 82%, $1.71 \cdot 10^3$ och 0.76.

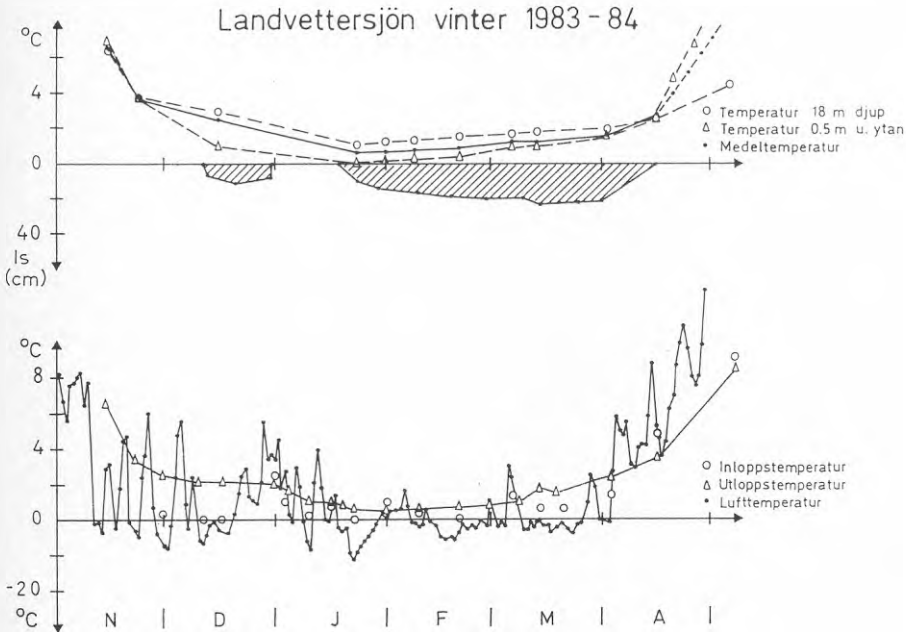
För värmeomsättningsberäkningar har Landvettersjön delats in i tre djupintervall, inom vilka parametervärdena i följande tabell kan antas gälla.

Tabell 8.3 Representativa parametervärden för beräkning av sedimenttemperatur och värmeutbyte mellan sediment och vatten i Landvettersjön.

Djupintervall	0-6 m	6-13 m	13-21 m
Bottenarea (ha)	65	129	59
Östra delen	19	26	57
Centrala delen	22	63	2
Västra delen	24	40	
Värmeledningstal i skiktet 0-50 cm ($W/m^{\circ}C$)	0.65	0.75	0.70
Värmediffusionstal (m^2/s)	$1.6 \cdot 10^{-7}$	$2.0 \cdot 10^{-7}$	$1.6 \cdot 10^{-7}$
Värmeomsättningsparameter ($\lambda \rho C$) $^{\frac{1}{2}}$ ($Ws^{\frac{1}{2}}/m^2 \cdot ^{\circ}C$)	$1.6 \cdot 10^3$	$1.7 \cdot 10^3$	$1.6 \cdot 10^3$

8.3 Vintern 1983-84

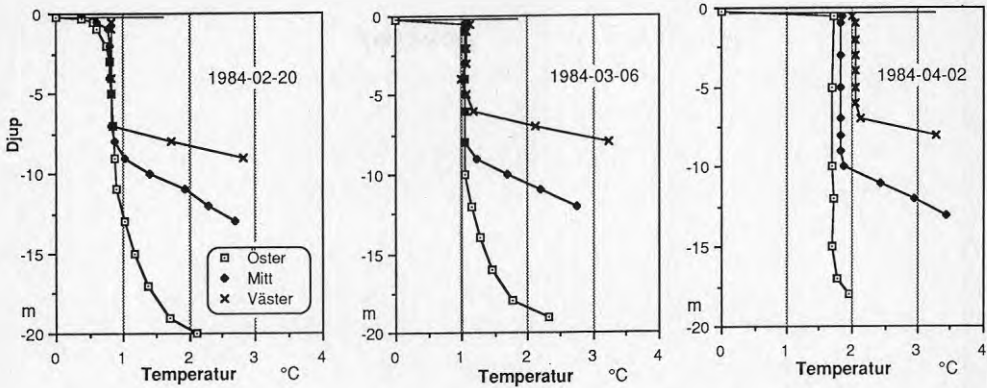
Vintern 1983-84 inleddes, i likhet med i Tulebosjön, med kortvarig isläggning i december, se figur 8.3. Vattentemperaturen var då förhållandevis hög. Temperaturdata i figur 8.3 avser sjöns östra, djupaste del, där medeltemperaturen i mitten av december var $2.5^{\circ}C$. Milt och regnigt väder i slutet av december medförde att isen smälte. Ny isläggning inträffade den 19 januari efter en mycket blåsig period. Sjön hade då kylts ned kraftigt, så att medeltemperaturen (östra delen) den 23 januari endast var $0.6^{\circ}C$. Under fortsättningen av vintern steg temperaturen kontinuerligt på alla djup, så att en medeltemperatur av $1.7^{\circ}C$ uppnåddes den andra april, och $2.7^{\circ}C$ den 16 april, omedelbart efter islossningen.



Figur 8.3 Temperatur- och isförhållanden i Landvettersjön vintern 1983-84. Sjötemperaturerna avser den östra delen av sjön.

Temperaturprofiler från olika delar av sjön under den längre islagda perioden visas i figur 8.4. Inom ett övre skikt om 6 till 10 m tjocklek var temperaturen homogen, med en successiv uppvärmning med tiden. Det är uppenbart att solinstrålningen här alstrat ett konvektiv omblandning. Vid mätningarna i februari och mars var temperaturen inom skiktet i stort sett lika över hela sjön. Senare hade den snabbare uppvärmningen lett till något högre värden inom grundare delar av sjön.

Under det omblandade skiktet var inverkan av botten mycket påtaglig, speciellt i de flacka mittre och västra delarna av sjön. Sedimentvärmeflödet har här skapat ett stabilt skikt med en temperaturgradient av ca $1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ i den västra delen av sjön på 6-8 m djup, och ca $0.5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ i den centrala delen på 9-13 m djup. Över detta skikt ökade temperaturen med $1.5\text{-}2^{\circ}\text{C}$.



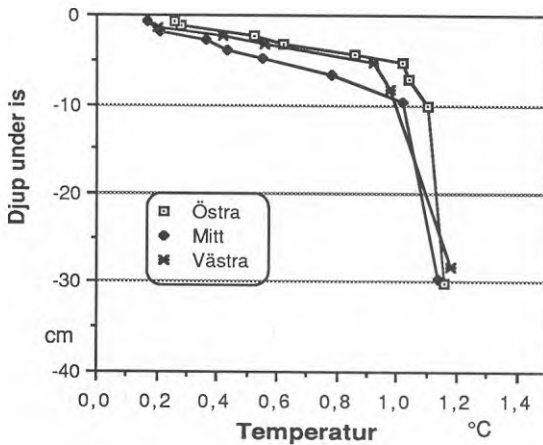
Figur 8.4 Temperaturprofiler i Landvettersjön 20 febr, 6 mars och 2 april 1984.

Temperaturen i in- och utlopp samt lufttemperaturen ges i figur 8.3. De senare har uppmätts dagligen, medan enbart ca två värden per månad finns av inloppstemperaturen. För beräkning av värmeomsättning på grund av genomströmningen har inloppets medeltemperatur ansatts med hjälp av lufttemperaturdata. Från mitten av december t o m februari medförde genomströmningen en genomsnittlig värmeförlust av omkring 11 MW (4.4 W/m^2), och under mars och början av april 4-5 MW. Senare, under avsmältningen i april, erhöles ett nettovärmetillskott av i storleksordningen 10 MW.

Värmeflödet från sedimenten var, efter den snabba nedkylningen i januari, förhållandevis stort. Den 23 januari uppmättes 5.2 resp 4.8 W/m^2 på 3 resp 8 m djup, och 3.2 W/m^2 på 16 m djup. Ännu så sent som i mitten av mars var värmeflödet 2.8 - 3 W/m^2 på de grundare mätdjupen och 1.5 W/m^2 på 16 m djup. Som tidigare diskuteras kan de höga värdena sannolikt till del tillskrivas grundvattenläckage genom botten.

Temperaturgradienten under isen uppmättes vid två tillfällen, den 21 februari och den 6 mars. Vid det första tillfället mättes i en punkt i sjöns östra del. Temperaturgradienten var i huvudsak begränsad till ett skikt med ca 7 cm tjocklek. Gradienten motsvarade ett värmeflöde av 4.5 W/m^2 .

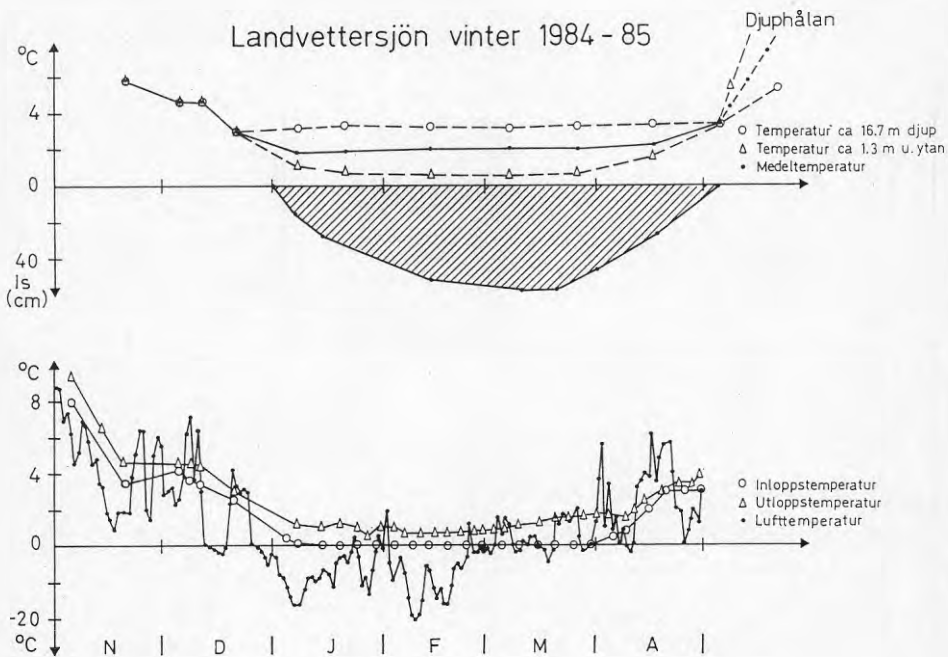
Den 6 mars gjordes mätningar i tre mätpunkter, centralt belägna i vardera delen av sjön. Mätresultaten framgår av figur 8.5. Det kan anmärkas att den provisoriska mätsond som användes inte kunde positioneras med god noggrannhet relativt isytan. Den relativa positioneringen från någon cm djup var däremot tillfredsställande. Liksom vid tidigare tillfälle var gradienten begränsad inom ett 5-10 cm tjockt skikt. Motsvarande värmeflöde varierade från 6.5 till 10 W/m^2 , med högsta värdet i sjöns östra del.



Figur 8.5 Uppmätta temperaturprofiler just under isen i Landvettersjön den 6 mars 1984.

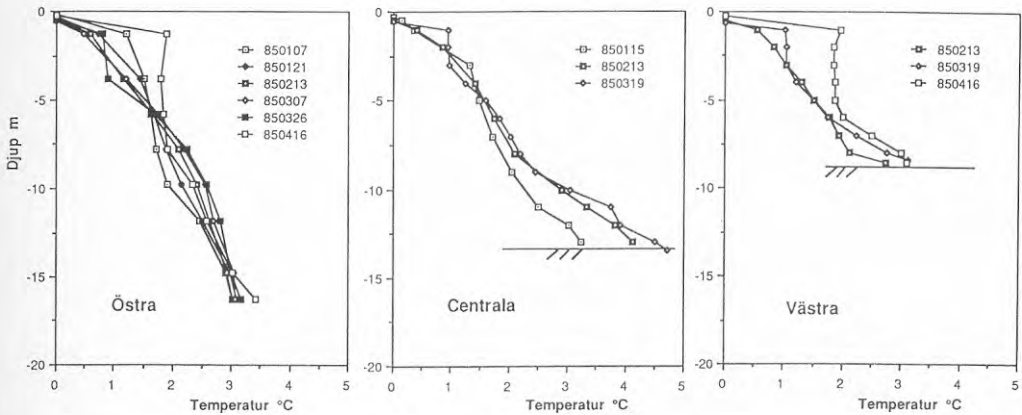
8.4 Vintern 1984-85

Isen lade sig detta år vid årsskiftet, efter en relativt varm december, figur 8.6. Medeltemperaturen inom sjöns östra, djupa del var då ca 1.9°C , och något lägre för sjön som helhet. De två följande månaderna var extremt kalla och karakteriserades i sjön av en kraftig istillväxt och en mycket långsamt ökande medelvat-
tentemperatur.



Figur 8.6 Temperatur- och isförhållanden i Landvettersjön vintern 1984-85. Sjötemperaturerna avser den östra delen av sjön.

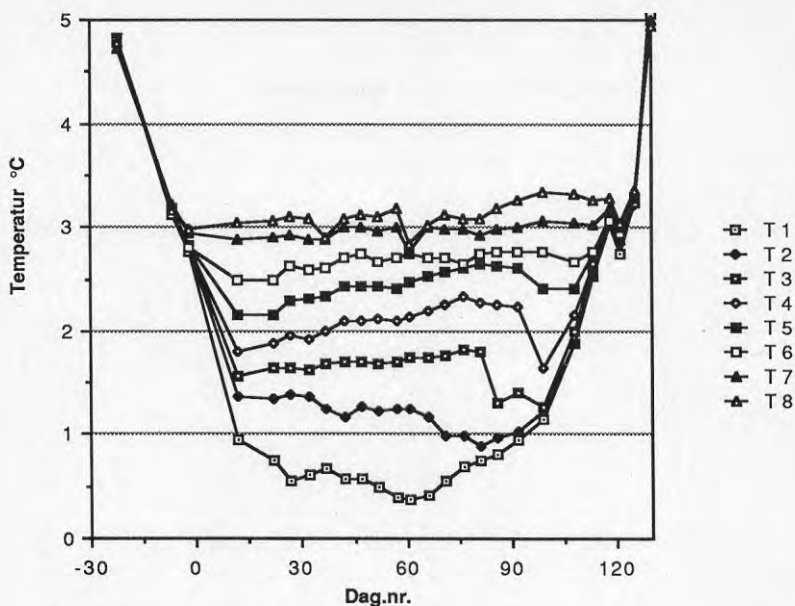
Densitetsskiktningen var stabil under den islagda perioden, vilket framgår av temperaturprofilerna i figur 8.7, utom i det soluppvärmda skiktet under vårvintern. Inom de grundare delarna av sjön ökade temperaturen snabbt i ett skikt närmast botten, i likhet med föregående år.



Figur 8.7 Temperaturprofiler från Landvettersjön jan-april 1985.

En mera detaljerad bild av temperaturutvecklingen ges i figur 8.8, som visar löpande femdygnsmedelvärden från olika djup mätta med den automatiska mätkedjan. På 1.5 och 4 m djup minskade temperaturen till att börja med, som följd av kylning mot isen och blandning med kallt tillflöde. Från början av mars började en kraftig soluppvärmning som sträckte sig över allt större djupintervall.

På 6 m djup och djupare steg temperaturen under större delen av perioden. Våruppvärmningen medförde dock först en markant temperatursänkning, som måste bero på en ökad turbulent omblandning. Därefter togs det aktuella djupet in i det homogent blandade skikt som snabbt värmdes av solen. På det största mätdjupet, 16.9 m, sjönk temperaturen tillfälligt vid två tillfällena, i början och i slutet av februari. Dessa händelser har inte kunnat sättas i samband med någon speciell vädersituation. Tvärtom var det, vid det senare av tillfällena, förhållandevis lugnt.

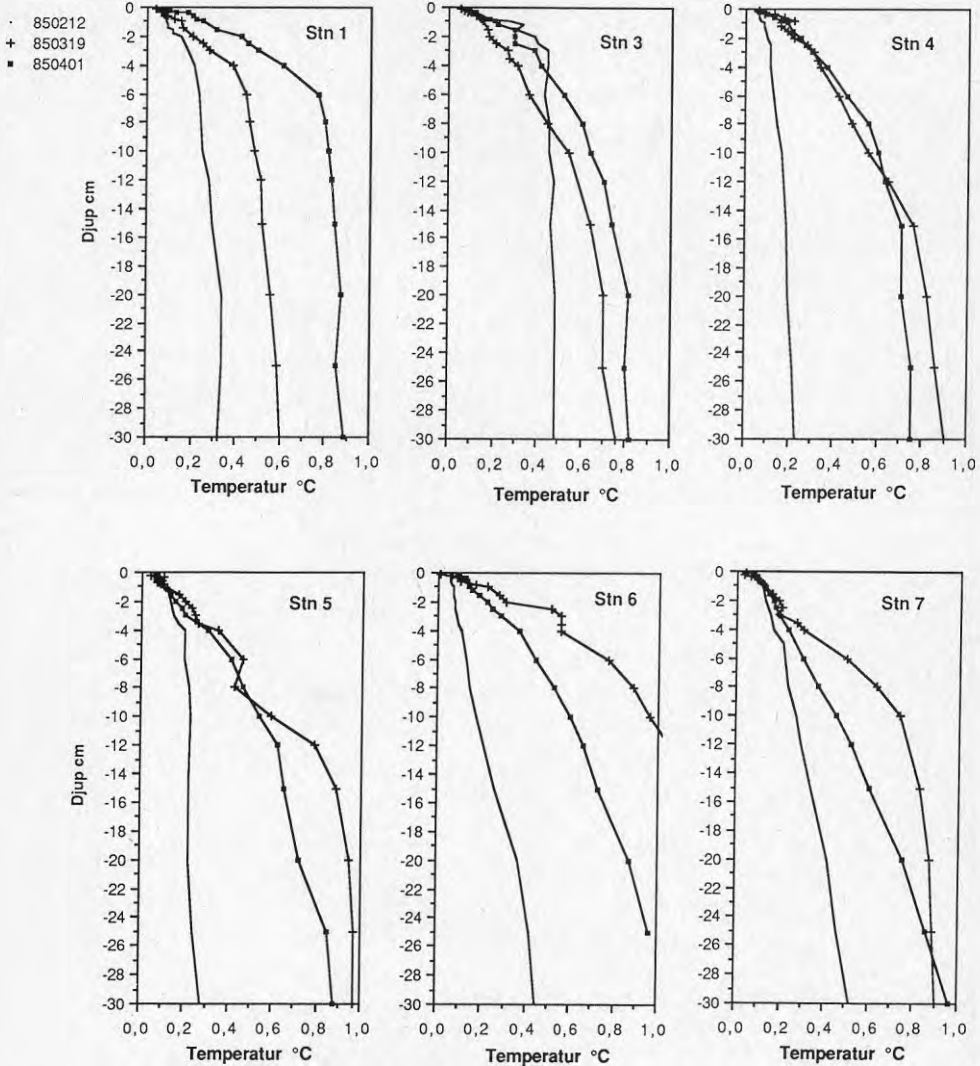


Figur 8.8 Temperaturutveckling på olika djup i Landvettersjön vintern 1984-85. Löpande femdygnsmedelvärden från temperaturkedja i sjöns östra del.

Inloppstemperaturen mättes detta år med registrerande instrument. Under hela perioden januari-mars var inloppstemperaturen mycket nära 0°C , medan utloppstemperaturen varierade mellan 0.7 och 1.5°C . Detta motsvarade en värmeförlust av mellan 2.3 och 5.1 MW, utom under första och sista veckan i perioden, då flödet var större. Under vårfloden i april gick värmeförlusten upp till 37 MW som högsta veckomedelvärde.

Värmeflödet från sedimenten var som störst efter den snabba avkylningen av vattnet före isläggningen, och avtog sedan endast långsamt, se figur 8.2. Den totala värmeeffekten uppgick till ca 14 MW (5.5 W/m^2) i början av januari, och knappt hälften därav i mitten av april. Vid den grundaste mätsonden var det uppmätta värmeflödet anmärkningsvärt stort, 10-11 W/m^2 i början av januari, vilket som tidigare diskuterats, tyder på ett visst grundvatteninläckage. De relativt höga värdena i april, speciellt på större djup, beror på att vattentemperaturen här sjunkit tillfälligt före våruppvärmningen.

Temperaturprofilen strax under isen uppmättes vid tre tillfällen i 6 punkter i sjön, se figur 8.9 (MalMBERG, Nilsson 1985). Vid inloppet, och vid det första mättillfället även i sjöns huvuddel, fanns temperaturgradienten i huvudsak inom de översta 3-5 cm. I övrigt ökade temperaturen mera kontinuerligt inom de översta 20 cm. Temperaturen vid själva isytan kan extrapoleras till i regel mellan 0.03 och 0.06⁰C, vilket är ungefär hälften av motsvarande värden i Tulebosjön.



Figur 8.9 Temperaturprofiler närmast under isen i Landvettersjön den 12 februari, 19 mars och 1 april 1985 (efter Malmberg, Nilsson 1985).

Uppmätta och beräknade värmeflöden varierade mellan 1.7 och 13.1 W/m². De högsta värdena återfanns i regel i sjöns östra huvuddel samt över tröskeln mellan djuphålan och den centrala delen (station 3 och 4). I övrigt var skillnaderna små. Mätningarna inom inlopps- och utloppsområdet visade inga speciellt höga värden. Man kan dock förmoda att inloppet givit upphov till extra förluster, åtminstone i början av den istäckta perioden, då en inloppsråk sträckte sig något hundratal meter ut i sjön.

Värmeflödet till isen vid de olika mättillfällena, samt den totala värmeeffekten för hela sjön, ges i tabell 8.4. Medelvärdet (viktat efter area) för hela sjön och alla mättillfällena var 5.9 W/m². Det kan noteras att detta är nästan exakt lika med motsvarande värde för Tulebosjön, om man där undantar utloppsområdet. Den totala värmeförlusten uppgick till ca 15 MW som medelvärde.

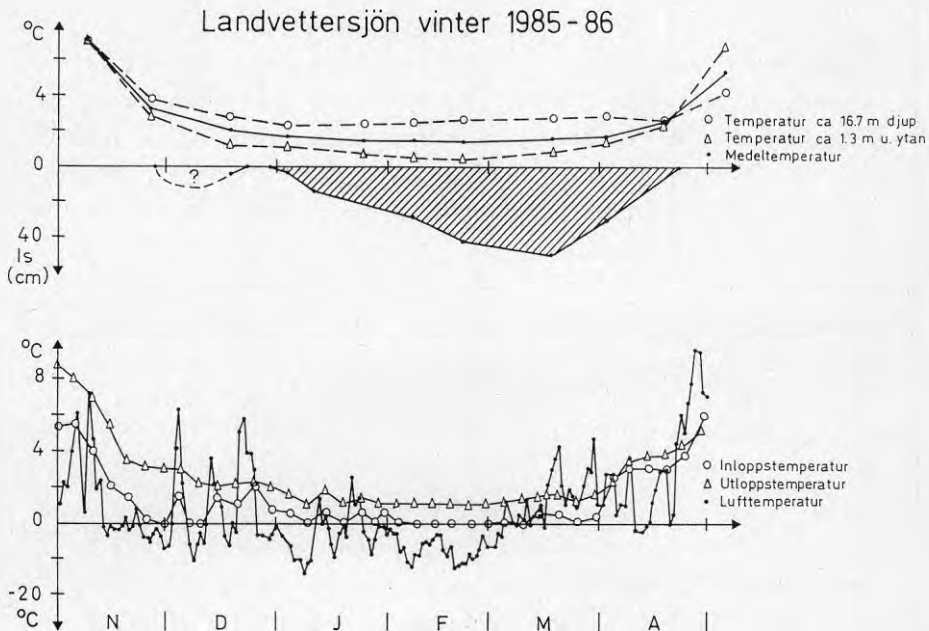
Tabell 8.4 Uppmätt och beräknad värmeförlust till isen i Landvettersjön 1985 (efter Malmberg, Larsson 1985).

Datum	850212	850319	850401
Stn 1	3.8	5.1	13.1 W/m ²
Stn 2	5.7	-	-
Stn 3	10.3	7.5	9.1
Stn 4	8.3	9.1	8.8
Stn 5	1.7	4.4	3.4
Stn 6	3.8	11.6	4.0
Stn 7	3.1	4.9	3.4
Medelvärde	4.8	7.2	6.4 W/m ²
Total effekt	11.9	18.1	14.7 MW

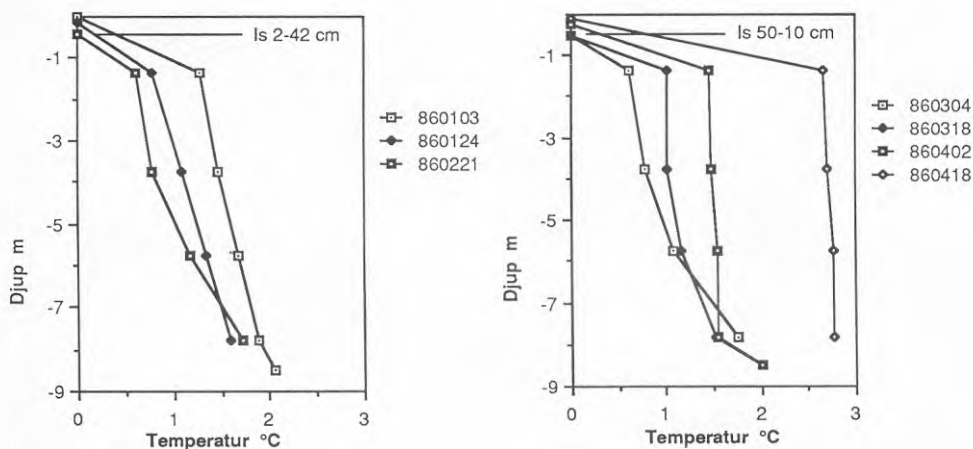
8.5 Vintern 1985-86

Efter en kortvarig isläggning i december bildades ett mera permanent istäcke vid årsskiftet, i likhet med föregående år. Medeltemperaturen (i östra delen) var då ca 1.6°C , dvs något lägre än vid motsvarande tid året innan, figur 8.10. Fram till i början av april förändrades medeltemperaturen endast obetydligt, men steg sedan snabbt i samband med isavsmältningen. På djupet 16.7 m (0.5 m över botten vid temperaturkedjan) steg temperaturen från 2.1°C till 2.9°C fram till i början av april och sjönk sedan tillfälligt, på grund av den konvektiva omblandningen.

Inom det översta skiktet sjönk temperaturen under de första 8 veckorna, för att sedan stiga genom uppvärmning i ett successivt allt djupare skikt. Detta är mest påtagligt i sjöns västra del (utloppet), figur 8.11. Liksom tidigare ökade här temperaturen påtagligt i ett bottennära skikt.



Figur 8.10 Temperatur- och isförhållanden i Landvettersjön vintern 1985-86. Sjötemperaturerna avser den östra delen av sjön.



Figur 8.11 Uppmätta temperaturprofiler i västra delen av Landvettersjön; januari till april 1986.

Temperaturskillnaden mellan utlopp och inlopp under islagd tid var genomgående mellan 1 och 1.5°C, med undantag av en vecka in i april. I samband med stor genomströmning (se figur 8.1) i januari och i slutet av mars blev värmeförlusten omkring 20 MW, och under övrig tid omkring 10 MW. Detta är väsentlig större än under de båda tidigare åren.

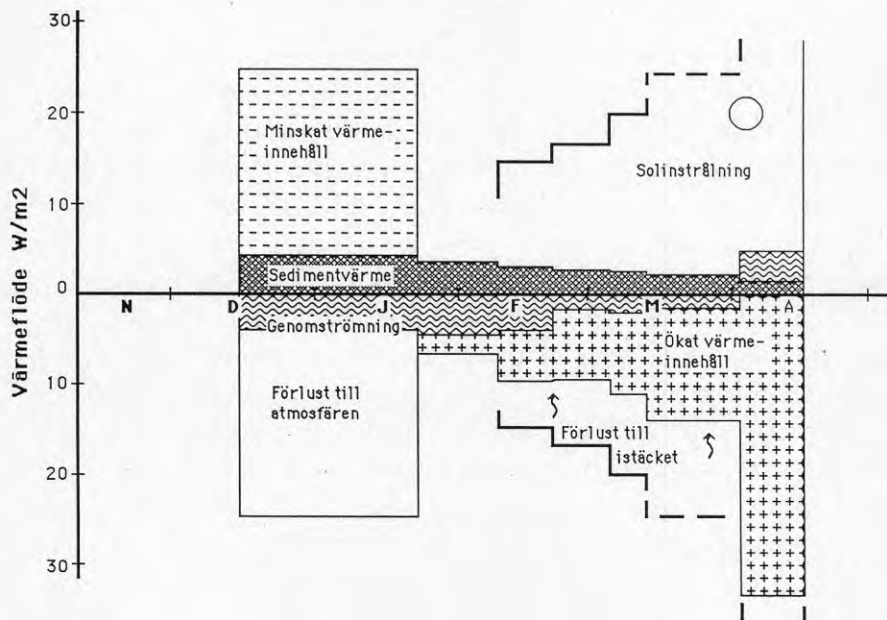
Sedimenttemperaturerna varierade på ett likartat sätt som föregående år. Det sammanlagda värmeflödet från sedimenten uppgick till ca 13 MW (5.1 W/m^2) i början av januari och sjönk till ca 7 MW i början av april.

Temperaturprofilen närmast under isen uppmättes inte detta år. Med hänsyn till temperaturdata i övrigt kan man dock anta att värmeflödet till isen varit av samma storleksordning som föregående år. Storleksordningen var troligen $3\text{-}5 \text{ W/m}^2$ (7-13 MW) i januari och februari, och sedan successivt ökande till 10 W/m^2 (25 MW) eller mera.

8.6 Sjöns värmebalans under istäckt tid

Sjöns värmebalans under vintern 1983-84, från mitten av december till islossningen i mitten av april, visas i figur 8.12. Under den första av delperioderna var sjön isfri större delen av tiden. Värmeomsättningen dominerades då av värmeutbytet med atmosfären. Vid isläggnen den 21 januari var värmeinnehållet mycket lågt.

Värmetillskottet från sedimenten balanserades av förluster på grund av genomströmning, utom under vårfloden i april, då även genomströmningen gav ett värmetillskott. Under hela den islagda tiden ökade värmeinnehållet i sjön, och i allt snabbare takt. Förlusterna genom kylning mot isen var också signifikanta, men redovisas bara för en del av perioden, då mätningar gjordes. Sannolikt ökade värmeflödet till isen ytterligare under den senare delen av vintern.

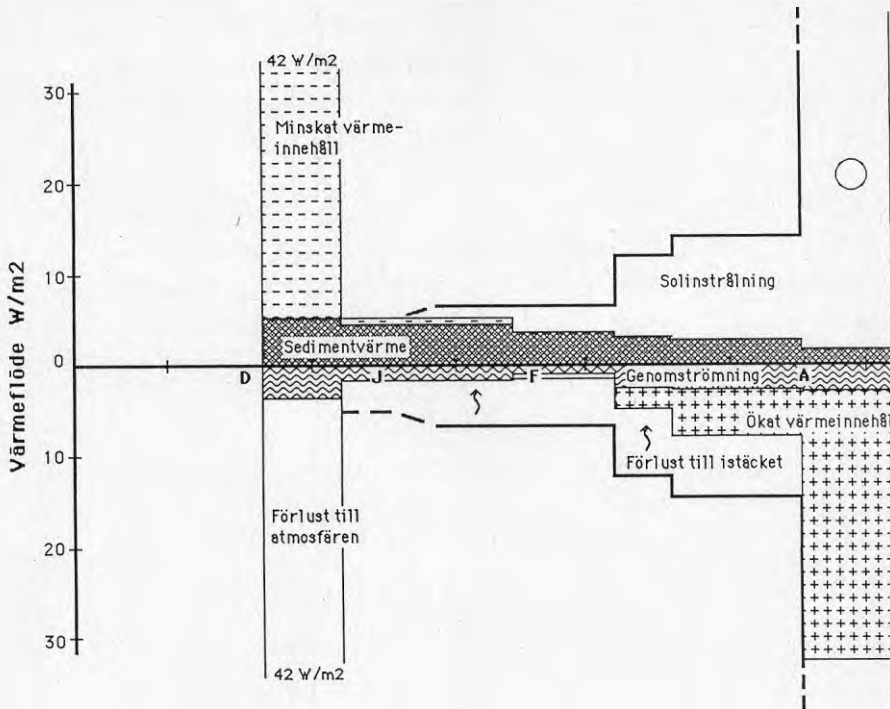


Figur 8.12 Värmebalansen i Landvettersjön under vintern 1983-84.

Sjöns uppvärmning, och förlusterna till isen, måste balanseras av instrålning som visas i figuren. Den upptagna effekten ökade successivt, och torde ha uppgått till 35-40 W/m² under första hälften av april. Den redovisade instrålningen är nära nog identisk med motsvarande för Tulebosjön.

Under vintern 1984-85 dominerades värmomsättningen under de två första månaderna efter isläggnings av sedimentvärme och värmeöverföring till isen, figur 8.13. Sedimentvärmets har bidragit till uppvärmning av sjöns djupare delar, medan ytligare skikt avkylts mot isen. Med reservation för osäkerheten i bestämningen av värmeflödet till isen, beroende på att endast få mätningar gjorts, synes solinstrålningen ha givit ett relativt ringa bidrag fram till i början av mars. Därefter ökade instrålningens effekt kraftigt, samtidigt som sjövattnet började värmas upp. Under den senare delen av april, före islossningen, bör den upptagna strålningseffekten ha varit omkring 40 W/m².

Den beräknade instrålningen genom isen synes ha varit mindre än motsvarande för Tulebosjön, speciellt under januari och februari, jämför figur 7.10. Osäkerheten i bestämningen är dock för stor för att någon detaljerad tolkning skall vara meningsfull. Ett medelvärde av transmissiviteten under denna period ligger sannolikt inom intervallet 5-10%. Under perioderna 7-19 mars och 19 mars till 16 april var transmissiviteten omkring 15%. Isen var till största delen täckt med 2-4 cm snö under den första av dessa perioder, men i stort sett snöfri under den senare. Under den sista perioden före islossningen var transmissiviteten ca 25%. Dessa värden kan jämföras med ett medelvärde för transmissiviteten i Tulebosjön av ca 20% under motsvarande perioder, se figur 7.13.



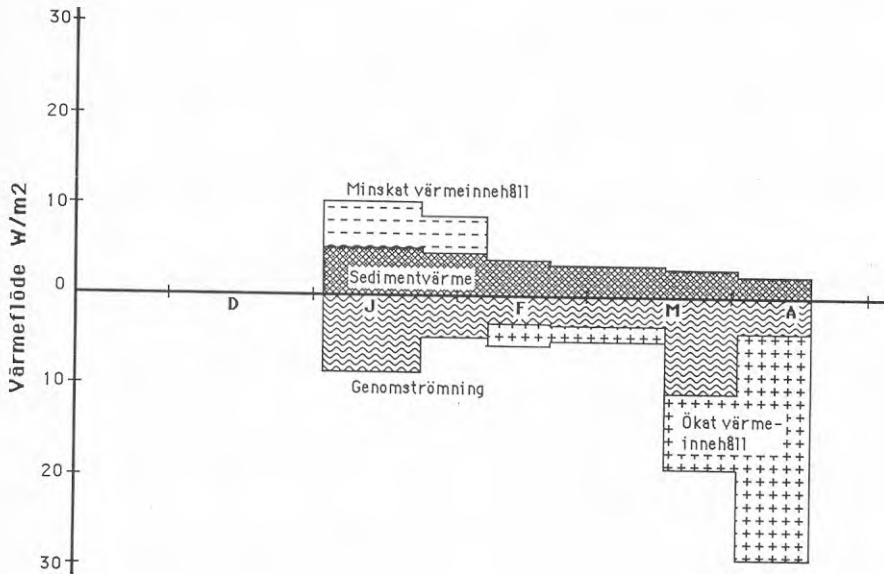
Figur 8.13 Värmebalansen i Landvettersjön under vintern 1984-85.

Värmeomsättningen under den islagda perioden vintern 1985-86 visas i figur 8.14. Fram till den 7 februari dominerades värmeomsättningen av sedimentvärme, avkylning av vattenmassan och värmeförlust på grund av genomströmning. Värmebalans kräver dessutom en förlust till istäcket av minst 2 resp 4 W/m^2 . Den verkliga värmeförlusten till istäcket har inte mätts, men kan kanske ha varit något större, vilket i så fall lämnar utrymme för en liten instrålning genom isen, uppskattningsvis 1-3 W/m^2 . Globalstrålningen under perioden var inte större än 17 W/m^2 som medeltal, vilket innebär att denna tolkning är rimlig, med transmissivitet mellan 7 och 17 %. Isen var till största delen snötäckt under perioden, med upp till 2 cm snötjocklek.

Den andra delen, från 7 februari till 18 mars, karaktäriserades av balans mellan sedimentvärme och värmeförluster på grund av genomströmningen. Härtill kom en viss uppvärmning av vattenmas-

san, motsvarande ca 1.5 W/m^2 . Värmeavgången till isen bör ha uppgått till åtminstone 5 W/m^2 , vilket förutsätter en instrålning av minst 7 W/m^2 . Detta svarar mot en transmissivitet av 12% eller något mera. Isen var under perioden snöfri, men bör ha innehållit några cm återfruset snöslask.

Under den tredje delen, fram till islossningen, värmdes sjön kraftigt, och vårfloden medförde under första delen en stor värmeförlust. Instrålningen genom isen måste ha uppgått till omkring 20 respektive 30 W/m^2 , vilket svarar mot en transmissivitet av mellan 20 och 24%.



Figur 8.14 Värmebalansen i Landvettersjön under den istäckta delen av vintern 1985-86.

9 RESULTAT - BREDVATTEN

Mätningarna i Bredvatten har haft väsentligt mindre omfattning är i Tulebosjön och Landvettersjön, och utförts under vintrarna 1984-85 och 1985-86. Mätningarna har utförts manuellt, med undantag av en period i december 1985, då temperaturprofiler i sjöns djuphåla registrerades automatiskt. Mätpunkternas lägen framgår av figur 4.5.

Temperaturen i inlopp och utlopp har inte uppmätts, då genomströmningen bedöms ha försumbar inverkan på värmebalansen. Inte heller har sedimentens termiska egenskaper uppmätts. Med hänsyn till tidigare erfarenheter, och observationer vid neddrivning av mätsonder, kan värmeledningstalet uppskattas till $0.6 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ i sjöns djupare partier och $0.7\text{-}0.8 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ inom de grunda partierna i sjöns södra del.

9.1 Vintern 1984-85

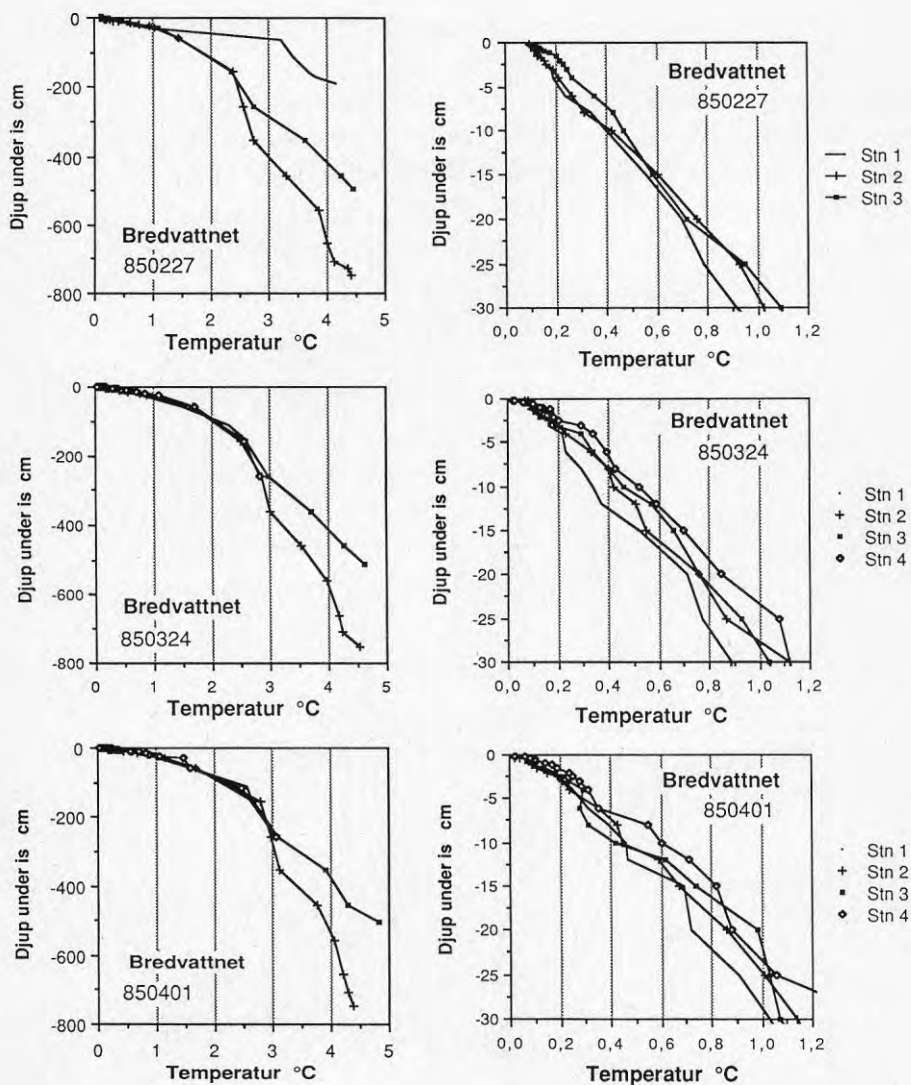
Isläggningen bör ha skett omkring årsskiftet. Vid första mättillfället den 9 januari var isen ca 16 cm tjock, och medeltemperaturen 1.7°C . Vid botten i sjöns djuphåla, på 7.8 m djup, var temperaturen ca 3°C , och minskade kontinuerligt uppåt till 2°C på 3 m djup och 1.3°C på 1 m djup.

Mätresultat från tre senare mättillfällen, mellan 28 februari och 1 april, visas i figur 9.1. Temperaturen vid botten var då något över 4°C , med avtagande temperatur mot ytan. Densitets-skiktningen var stabil utom möjligen närmast botten. Inom större delen av vattenmassan ökade temperaturen något mellan mättillfällena, och temperaturgradienten under isen blev också successivt skarpare.

Inom den mindre djuphålan i norr (mätstation 3), var temperaturen under tröskelnivån högre än på motsvarande djup i sjöns huvuddel, och nådde över 4°C vid botten. Ovanför tröskelnivån var temperaturen likartad mellan de olika mätpunkterna, utom vid den grunt liggande station 1 den 27 februari, där väsentligt högre temperatur än i övrigt uppmättes. Den avvikande temperaturprofilen måste förutsättas bero på den lokala bottentopografien eller på mätfel.

Värmeflödet till isen ökade från 2.1 W/m^2 till 4.8 W/m^2 mellan de tre redovisade mättillfällena. Temperaturgradienten närmast under isen har då tolkats enligt de inlagda linjerna i figur 9.1. Vid det första mättillfället den 9 januari mättes inte temperaturen närmast isen, men med utgångspunkt från temperaturen på något större djup har värmeflödet uppskattats till cirka 1.4 W/m^2 .

Sedimenttemperaturen mättes den 9 januari och 28 februari på 7.8 respektive 5.9 m djup med en portabel mätsond. Den uppmätta gradienten motsvarade ett värmeflöde av 2.8 respektive 2.0 W/m^2 . Detta är relativt höga värden med hänsyn till djupet. Förklaringen ligger i det mycket klara vattnet som medför att sjön blir obetydligt temperaturskiktad under sommarhalvåret. Medelvärde av sedimentvärmeflödet över sjön kan därmed antas vara endast några få tiondels W/m^2 högre än de uppmätta värdena på djupt vatten.



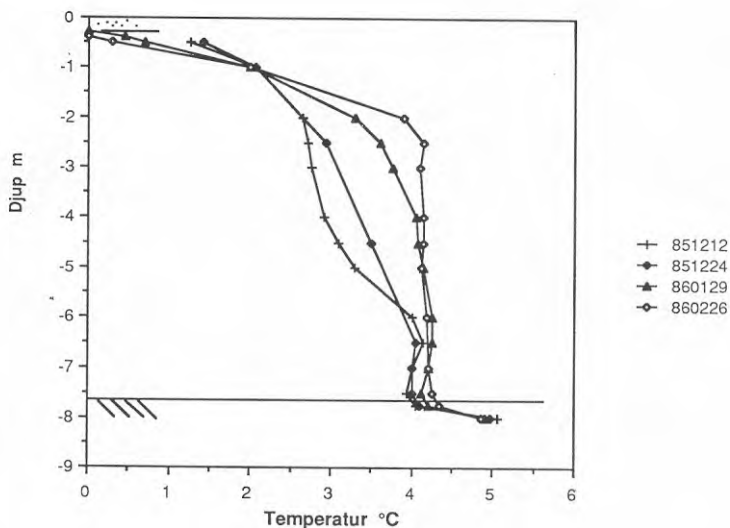
Figur 9.1 Uppmätta temperaturprofiler i Bredvattnet den 27 februari, 24 mars och 1 april 1985. Data från Malmberg och Nilsson (1985).

9.2 Vintern 1985-86

I november och början av december monterades två fasta mätsonder, i sjöns södra del och i djuphålan, se figur 4.6. Den första avsåg mätningar ned till 2.8 m djup i sedimenten, och den senare mätning såväl i vattenpelaren som i sedimenten till 0.3 m djup.

Vid mätinstallation den 9 december var sjön istäckt. Istjockleken var då 22 cm varav 13 cm kärnis. Den milda och regniga senare delen av december synes inte ha medfört att isen gått upp, vilket var fallet i de andra sjöarna. Det permanenta istäcket kom därigenom att innehålla omkring 10 cm återfrusen slasksnö med begränsad transmissivitet.

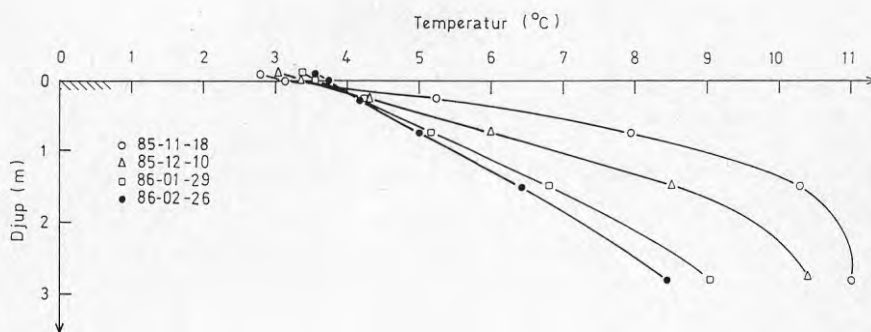
Uppmätta temperaturprofiler i sjöns djupaste del, inklusive mät-punkter i sediment, visas i figur 9.2. Vid första mättillfället den 12 december var medeltemperaturen 2.5°C . Vid botten uppmättes redan då 4°C . Uppvärmning av sjövattnet fortskred sedan successivt med ett allt tjockare lager med 4-gradigt vatten från botten och upp. På 1 m djup var temperaturen i det närmaste konstant, omkring 2°C , och gradienten mot isens undersida blev skarpare med tiden.



Figur 9.2 Temperaturprofiler i den djupaste delen av Bredvattnet under vintern 1985-86.

Sedimentmätningarna i djuphålan motsvarade ett värmefflöde av resp 2.4, 2.1, 1.7 och 1.3 W/m². Sedimentmätningarna i den grunda delen av sjön, station 1, redovisas i figur 9.3. Vid de jämförbara mätningarna den 12 december, 29 januari och 26 februari svarade temperaturgradienten mot värmefflödena 2.5, 1.5 respektive 1.3 W/m². Värmeledningstalet har då satts till 0.7 W/m⁰C.

Denna beräkning ger således lika stora värmefflöden vid den grunda mätsationen som vid den djupa. Det är dock rimligt att anta att värmefflödet på det grundare djupet är 10-20% större, vilket förutsätter ett värmeledningstal av omkring 0.8 W/m⁰C.



Figur 9.3 Temperaturprofiler i Bredvattens botten-sediment vintern 1985-86 på 1.8 m djup (station 1).

Temperaturen närmast under isen uppmättes vid ett tillfälle, den 26 februari. Värmefflödet till isen var då 2.2 W/m² i sjöns centrala del och 2.8 W/m² i den grunda södra delen. Vid utloppet uppmättes ca 5 W/m². Medelvärde för hela sjön uppskattas till 2.5 W/m². Om man extrapolerar temperaturprofilerna i figur 9.2 upp till isen, erhålles samma gradient som med den speciella under-isenmätaren. Det är uppenbart att vattnet i det översta siktet (någon m) var stillastående, och att värmetransporten enbart skedde genom laminär värmeledning. Som en följd härav kan värmefflödet till isen bestämmas med acceptabel noggrannhet från

temperaturprofilerna i figur 9.3. Mätningarna i december svarar mot ett värmefflöde av $1.5-2 \text{ W/m}^2$, och den 29 januari mot 1.7 W/m^2 . Medelvärde för sjön bör vara 2-3 tiondelar högre.

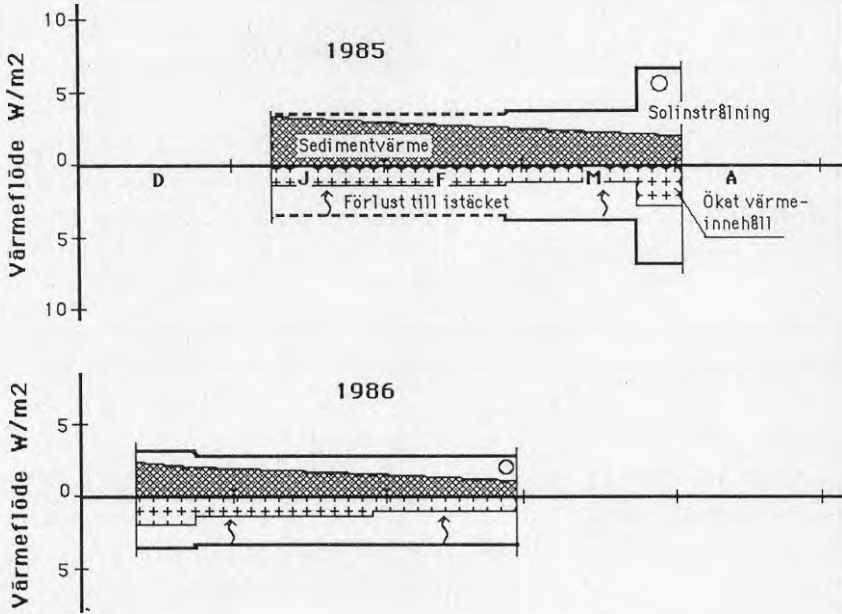
Den milda och nederbördsrika avslutningen av december medförde en kraftigt ökad genomströmning genom sjön. Genom jämförelse med det närbelägna Gårdsjöområdet, där avrinningen mäts kontinuerligt, kan medelavrinningen under december uppskattas till nära 50 l/s. I januari var motsvarande värde 25 l/s, och i februari 9 l/s. Genomströmningen bör ha haft en signifikant inverkan på värmeomsättningen i sjön åtminstone i december, och kanske även i januari. Inflödets temperatur är dock inte känd och kan inte uppskattas med någon större säkerhet. En temperaturskillnad av 1°C mellan inlopp och utlopp svarar mot en värmeomsättning av 0.4 W/m^2 under januari, vilket är 20-25 % av sedimentvärmefflödet eller kylningen mot isen under samma period.

9.3 Värmebalans

Värmebalansen för sjön som helhet under vintrarna 1984-85 och 1985-86 visas i figur 9.4. Mätperioderna sträcker sig från 1-2 veckor efter isläggningen, men saknar data för den sista delen av den islagda perioden.

Sedimentvärme, instrålning, uppvärmning av vattnet och kylning mot isen gav alla signifikanta bidrag till värmebalansen. Den totala värmeomsättningen per ytenhet var emellertid avsevärt mindre än i Tulebosjön och Landvettersjön, vilket främst beror på mindre instrålning. Även förlusten genom kylning mot isen var mindre än för de övriga sjöarna, och till detta samverkar den svaga instrålningen, det klara vattnet och den ringa omblandningen, se kapitel 3.

Sedimentvärmets ger ett dominerande tillskott till sjöns värmebalans utom i slutet av respektive mätperiod. Under den sista delen av vintern, fram till islossningen, måste instrålningen ha dominerat. Utrymmet för ytterligare temperaturökning upp till 4°C var dock litet, speciellt 1986, varför denna period måste ha karakteriserats av en konvektiv omblandning i större delen av vattenmassan, och balans mellan instrålningseffekt och värmeavgång till isen.



Figur 9.4 Värmebalans i Bredvatten under vintrarna 1984-85 och 1985-86.

Transmissionen genom is- och snötäcket under mätperioderna kan uppskattas till 2-6%. Detta är betydligt mindre än för Tulebosjön och Landvettersjön. Under januari-mars 1985 fanns ett heltäckande snötäcke på sjön, med 7 cm tjocklek den 27 februari och 12 cm tjocklek den 24 mars. Vid sista mättillfället den 1 april var sjön snöfri.

Från slutet av december 1985 måste sjön ha varit täckt av ett relativt tjockt lager av slask och snö med hänsyn till den nederbörd som föll. Den 29 januari uppmättes snötjockleken till 4 cm, och den 26 februari till 3-6 cm med mindre partier av sjön renblåsta.

10 BOREN - RESULTAT

Mätningar i Boren utfördes i huvudsak under vintern 1984-85. En sedimenttemperatursond på 5.2 m djup med landanslutning avlästes veckovis tillsammans med is- och snöobservationer, se figur 4.5. Vattentemperaturen mättes automatiskt i en profil på 8 m djup genom SMHI:s försorg. Även vid utloppet monterades en registrerande temperaturmätare. Inloppstemperaturen har erhållits från Motala kraftverk, där dagliga avläsningar görs.

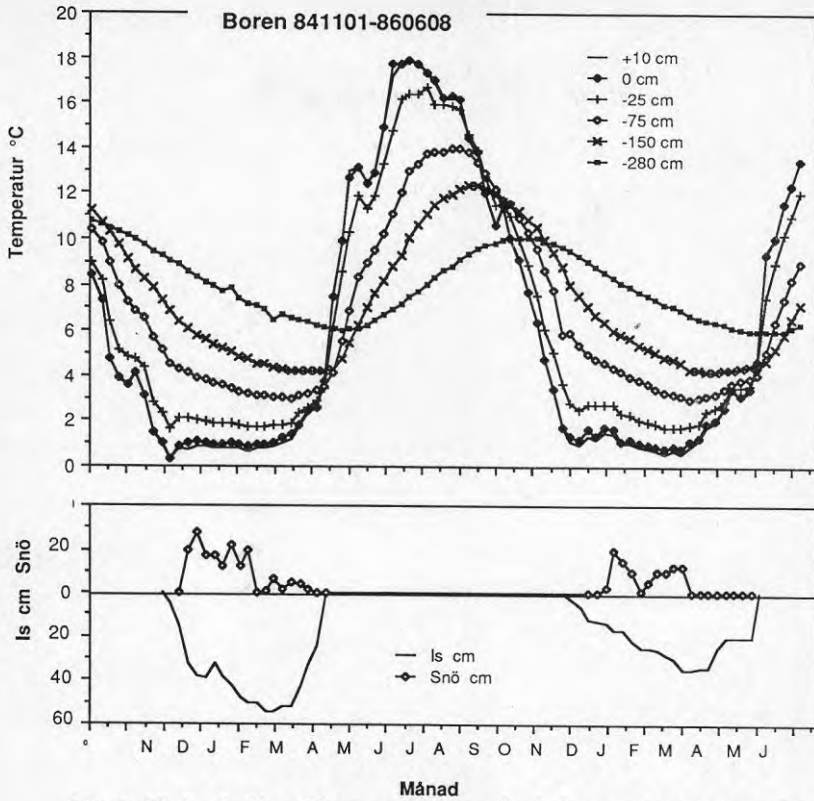
Under 1985-86 inskränktes mätprogrammet till avläsning av sedimenttemperaturer inklusive en mätpunkt 10 cm över botten.

Mätprogrammet har kompletterats med manuella mätningar av vattentemperaturen vid några enstaka tillfällen. Med hänsyn till sjöns storlek kan man inte förvänta sig att få en helt representativ bild av sjön i en mätpunkt. De generella dragen i sjöns temperaturförhållanden och värmeomsättning bör dock kunna utvärderas. Likaså bör mätningarna kunna påvisa inverkan av den relativt stora genomströmningen.

10.1 Arskurvor

Temperaturkurvor vid botten på 5.2 m djup, samt på olika djup i underliggande sediment, visas i figur 10.1. I samma figur anges även is- och snötjocklekar. Båda vintrarna var kalla, med islossning först i början av maj.

Temperaturen vid botten steg till mellan 17 och 18°C i juli, vilket tyder på att sjön var i stort sett välblandad från ytan till botten under sommarhalvåret. Detta är också rimligt med hänsyn till sjöns storlek och djup. Värmeutbytet mellan vatten och sediment blir då tämligen likformigt över hela sjön, och förhållandevis stort, totalt sett, jämfört med sommarskiktade sjöar.



Figur 10.1 Sedimenttemperaturer på 5.2 m vattendjup samt is- och snötjocklek i Boren november 1984 - juni 1986.

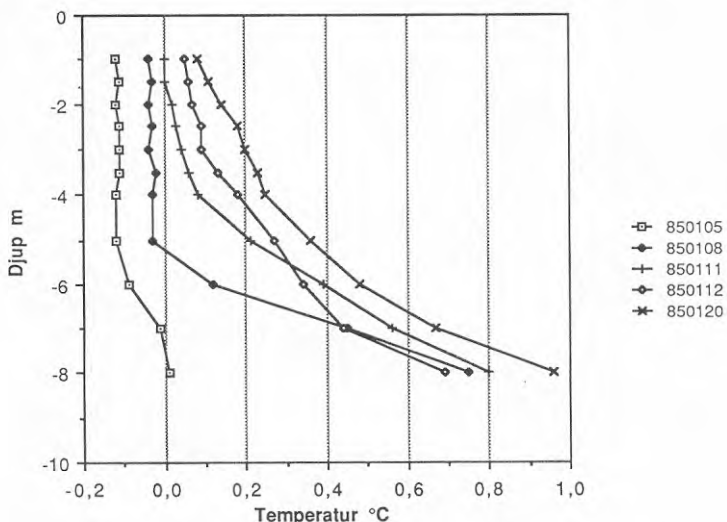
Bottenmaterialet vid sedimentsonden bestod överst av halvfast gyttjelera. Vid beräkning av värmeflödet har värmeledningstalet i detta skikt satts till $0.6 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$. På mindre djup förelåg en ren sandbotten, vilken kan förutsättas ha högre värmeledningstal och värmeomsättningsparameter.

Temperaturvågens fasförskjutning och avklingning med djupet i sedimenten kan, som tidigare visats, utnyttjas för att bestämma bottenmaterialets termiska egenskaper. Temperaturkurvorna i Boren liknar i hög grad förhållandena i Tulebosjön på 3.5 m djup, se figur 7.2. Medelvärdet av temperaturledningstalet $k(=\lambda/\rho C)$ ned till 2.8 m djup i sedimenten har beräknats till $3.7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$. Värmeomsättningsparameterna $(\lambda/\rho C)^{\frac{1}{2}}$ kan uppskattas till $2.0 \cdot 10^{-3} \text{ W s}^{\frac{1}{2}}/\text{m}^{\circ}\text{C}$. Dessa värden tyder på att bottenmaterialet domineras av minerogent material med en porositet mellan 50 och 60%.

10.2 Vintern 1984-1985

Denna vinter lade sig isen den 5 januari efter några mycket kal-
la och blåsiga dagar. Temperaturen den 2-3 januari var omkring
 -10°C och medelvinden ca 8 m/s. Detta medförde en mycket kraftig
avkylning av sjövattnet som blev underkylt till -0.1°C ned till
6 m djup. Vid botten på 8 m djup vid mätkedjan var temperaturen
 $\pm 0^{\circ}\text{C}$, figur 10.2.

De närmaste dagarna efter isläggningen steg vattentemperaturen
snabbt under en veckas tid, speciellt på större djup än 4 m.
Denna uppvärmning svarar mot en värmeeffekt av 12.1 W/m^2 , räknat
på hela sjöns area. Om den initiella underkylningen antas bli
kompenserad av isbildning svarar den resterande uppvärmningen
mot en effekt av 7.9 W/m^2 .



Figur 10.2 Temperaturprofiler i Boren mellan den 5 och 20 ja-
nuari 1985.

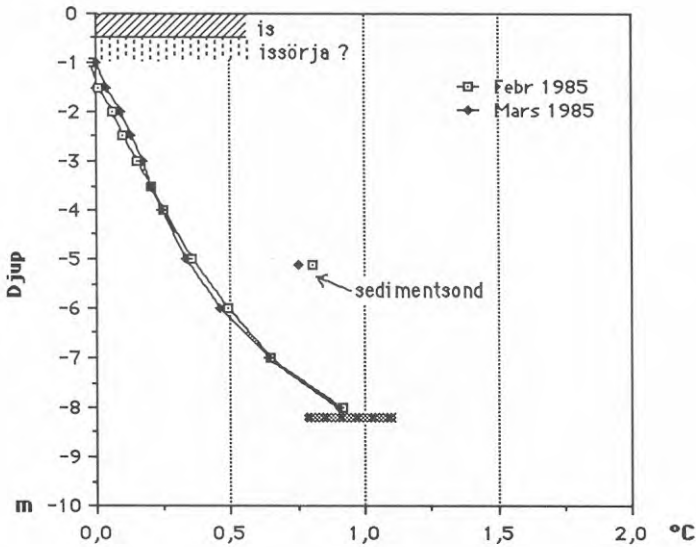
Uppvärmningen under den första veckan översteg betydligt det
tillförda sedimentvärmeflödet under denna period. Vid sediment-
värmesonden på 5.2 m djup var värmeflödet till vattnet
ca 3 W/m^2 , vilket bör svara relativt väl mot medelvärdet för

hela sjön. Inverkan av genomstörning bör ha varit liten på grund av lågt flöde fram till den 8 januari, och låg inströmningstemperatur, $0.2-0.3^{\circ}\text{C}$. Den saknade uppvärmningseffekten kan ha erhållits genom solinstrålning. Isen var snöfri under perioden, och medelmolnigheten var omkring 45%. Globalstrålningen kan därmed beräknas till ca 20 W/m^2 enligt kapitel 3.3.2. Det energitillskott som behövs för att balansera uppvärmningen uppgår till 5 W/m^2 , om inte vattnets underkylning räknas med. Detta skulle således kräva en transmissivitet av 25%, vilket är ett rimligt värde med hänsyn till avsaknaden av snötäcke.

Mellan den 11 och 12 januari utjämnades temperaturprofilen, vilket tyder på en viss omblandning. Därefter ökade temperaturen ytterligare fram till den 20 januari, med mellan 0.05 och 0.2°C . Denna uppvärmning svarar mot ett värmefflöde av 3.5 W/m^2 , vilket ungefär är lika med sedimentvärmefflödet. Solinstrålningen bör ha varit försumbar på grund av nära nog 100% molntäcke.

Från omkring den 20 januari fram till i början av april, då mätningarna med temperaturkedjan avbröts, var temperaturförhållandena mycket stabila. Isen var då täckt med ca 20 cm snö. Temperaturutvecklingen på några olika djup, samt i inlopp och utlopp, redovisas i bilaga 2. På 8 m djup pendlade temperaturen $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ kring ett medelvärde av 0.9°C . På 4 m djup uppmättes ett högsta värde av 0.4°C i slutet av januari, för att sedan ligga mellan 0.2 och 0.3°C . På 1 m djup pendlade värdena kring nollpunkten.

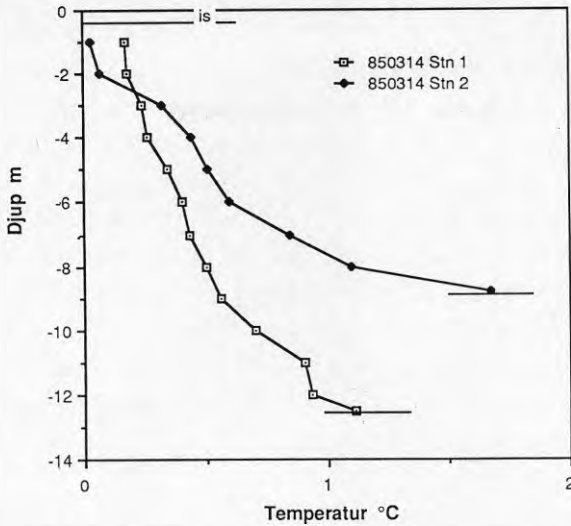
Temperaturprofilernas månadsmedelvärden i februari och i mars visas i figur 10.3. Profilerna var nära nog identiska. I figuren har också mätvärden på 10 cm höjd över botten på 5.2 m djup (sedimentsonden) lagts in. Dessa värden låg ca 0.4°C högre än på motsvarande nivå i det fria vattnet. Temperaturen avtog kontinuerligt från botten mot $\pm 0^{\circ}\text{C}$ på 1 m djup. Mellan isens underkant och 1 m djup måste därför temperaturen vara identiskt lika med 0°C . En förklaring till denna ovanliga temperaturfördelningen kan vara, att iskristaller som bildats i det underkylda vattnet flutit upp och ansamlats som issörja under istäcket. Direkta observationer av detta har dock inte gjorts. Förhållandena medförde att det inte var möjligt att direkt mäta värmefflödet till isen på samma sätt som i de övriga sjöarna.



Figur 10.3 Medeltemperaturprofiler i Boren i februari resp mars 1985.

Temperaturen i Motala Ström vid inloppet till Boren var också mycket stabil, i februari 0.2°C och i mars $0.3\text{--}0.4^{\circ}\text{C}$. Mätvärden från utloppet finns endast för en period i början av februari, samt från mars och framåt, se bilaga 2. Mätningarna kan tolkas så att temperaturen i utloppet var ca 0.2°C högre än i inloppet under februari och första hälften av mars. Under senare delen av mars var dessa temperaturer nära lika. Temperaturskillnaden 0.2°C svarar mot en värmeförlust av 34 MW, eller 1.2 W/m^2 .

Temperaturskillnader mellan olika delar av sjön har inte kunnat mätas inom detta projekt annat än vid ett tillfälle, den 14 mars. Temperaturprofiler uppmättes då i det djupa området vid inloppet (stn 1) samt i den centrala delen där övriga mätningar gjordes (stn 2), se figur 4.5. Resultatet framgår av figur 10.4. Vid inloppet var temperaturen högre närmast ytan och lägre mot botten, till följd av den vertikala blandningen som alstras av inflödet. Efter denna inblandning bör genomströmningen återfinnas inom ett skikt på 2-4 m djup.



Figur 10.4 Temperaturprofiler i Boren den 14 mars 1985 vid inloppet (stn 1) och centralt (stn 2).

Värmeomsättningen för sjön som helhet kan uppskattas grovt för den stationära perioden från början av februari till i mitten av mars. Under denna period rådde i stort sett balans mellan värmeförlusterna från sedimenten och förlusterna till istäcket och med genomströmningen.

Värmeflödet från botten uppskattas till 2.5 W/m^2 (70 MW) i februari sjunkande till 2.2 W/m^2 (62 MW) i mitten av mars. Genomsnittsvärdet för hela sjön har då uppskattats vara 10% större än på 5.2 m djup. Värmeförlusten med genomströmningen uppskattas motsvara mellan 1.2 och 1.8 W/m^2 (41 MW) under första hälften av mars. Värmebalansen kräver således en nettoförlust till istäcket av $0.7\text{--}1.3 \text{ W/m}^2$ i februari och 0.7 W/m^2 i början av mars. Denna nettoförlust skall tolkas som skillnaden mellan det verkliga värmeflödet från vattnet till istäcket och instrålningen genom is- och snötäcket. Med hänsyn till det tjocka snötäcket bör transmissiviteten ha varit liten (jfr Bredvatten). Det behövs dock bara 3% transmissivitet för att släppa igenom 1 W/m^2 i februari, vilket innebär att värmeflödet till isen skulle vara dubbelt så stort som den angivna nettoförlusten.

Av det ovanstående framgår att värmeflödet till isen inte kan bestämmas med någon större säkerhet. Flödet måste dock vara väsentligt större än den instrålade effekten, till skillnad mot i de andra undersökta sjöarna. Ett sådant värmeflöde och en stationär temperaturprofil kan inte upprätthållas med mindre än att det finns en kontinuerlig vertikal omblandning i sjön. Storleksordningen på omblandningen kan uppskattas utgående från ett antaget värmeflöde till isen av 1 W/m^2 och från temperaturgradienten, vilken uppgår till ca 0.09°C/m inom skiktet 1-2 m djup. Detta svarar mot ett turbulent värmeledningstal av $11 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, vilket är 20 gånger större än vid laminära förhållanden. Med hänsyn till solinstrålningen kan det verkliga värdet på blandningseffekten kanske ha varit det dubbla.

Den stationära temperaturprofilen tyder på att en viss turbulent omblandning är verksam i hela vattenmassan. Annars skulle temperaturen närmast botten öka med tiden. Turbulens av denna typ kan tänkas vara alstrad av hastighetsgradienter på grund av interna svängningar i vattenmassan. Temperaturprofilens form talar för en sådan tolkning, snarare än att genomströmningen skulle vara den främsta turbulensgenererande faktorn. Svängningar har också konstaterats vid inspektion av data från temperaturkedjan. Under mars månad registrerades mätvärden var tionde minut på de olika mätdjupen med hjälp av en separat temperaturkedja. Som exempel kan nämnas att skillnaden mellan dygnets högsta och lägsta värde på 4 m djup under 1/3 av alla dygn uppgick till 0.13°C eller mera. Detta svarar mot en svängningshöjd av omkring 1.5 m, se figur 10.3. Förhållandena var likartade på andra djup. Någon korrelation mellan temperaturvariationer och vindhastighet eller variationer i genomströmningen har inte kunnat spåras.

Utan att gå närmare in på svängningsnoder och -perioder kan man bedöma att svängningarna ger upphov till de största strömningshastigheterna i sjön och till huvuddelen av turbulensgenereringen. Dessa faktorer har också stor betydelse för värmeomsättning och temperaturförhållanden under vintern och bidrar till att försämra förutsättningarna för värmeuttag.

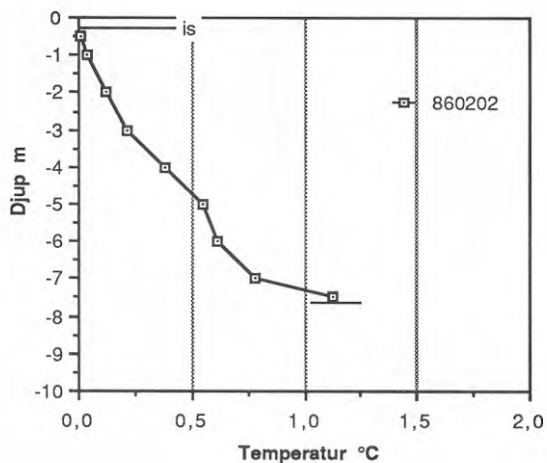
10.3 Vintern 1985-86

Isen lade sig denna vinter redan den 1 december och gick upp 1 maj, se figur 10.1. Ett permanent snötäcke med tjocklek varierande kring 10 cm fanns på isen under januari, februari och en vecka in i mars.

Vattentemperaturen vid botten på 5.2 m djup kan utläsas ur figur 10.1 och utgör de enda systematiskt insamlade temperaturuppgifterna från sjön denna vinter. Vid isläggning uppmättes här ca 1°C. Den extrema avkylningen vid föregående vinters isläggning upprepades således inte detta år. Den fortsatta temperaturutvecklingen kan uppdelas i tre perioder. Under december steg temperaturen först något och pendlade mellan 1 och 1.5°C. Värmetillskott genom strålning och sedimentvärme (2.5-3 W/m²) bör ha bidragit att upprätthålla temperaturen i vattnet.

Under den snötäckta perioden i januari och februari sjönk temperaturen vid mätsonden kontinuerligt till ett lägsta värde av 0.57°C. Denna period måste, i likhet med februari-mars föregående år, ha dominerats av värmeförluster på grund av genomströmning och vertikal blandning och kylning mot isen. De sammanlagda förlusterna bör ha varit omkring 2 W/m² större än året innan med hänsyn till vattnets avkylning. Detta accentuerar ytterligare den roll som den vertikala turbulenta värmeledningen (diffusionen) har för värmebalansen.

En temperaturprofil uppmättes den 2 februari vid den tidigare mätstationen för temperaturkedjan, se figur 4.5. Resultatet visas i figur 10.5. Som framgår var temperaturfördelningen mycket likartad som föregående vinter, och bekräftar slutsatserna ovan.



Figur 10.5 Uppmätt temperaturprofil i Boren den 2 februari 1986.

Den tredje perioden, från början av mars fram till islossningen, karakteriserades av en snabb uppvärmning. Det är uppenbart att instålningen genom den då snöfria isen varit den dominerande faktorn. Uppvärmningseffekten under mars kan uppskattas till omkring 15 W/m^2 . Transmissiviteten bör således ha varit ungefär 20%, vilket är likartat som i Tulebosjön och Landvettersjön under snöfattiga förhållanden.

11 SAMMANFATTNING - SLUTSATSER

11.1 Temperatur och värmeomsättning i mätsjöarna

Temperatur och värmeomsättning har studerats i fyra olika sjöar, med inriktning speciellt på förhållandena vintertid. De studerade sjöarna är Tulebosjön och Landvettersjön nära Göteborg, Bredvatten i Svartedalen, 5 mil norr om Göteborg, samt Boren i Västergötland. Mätningar har bedrivits under tre år och omfattat temperatur i sjövattnet och bottensedimenten samt vattenföring och temperatur i inlopp och utlopp. Ett speciellt studium har gjorts av temperaturgradienten omedelbart under isen.

På grundval av mätningarna har förändringar i sjöns värmeinnehåll utvärderats under istäckt tid, liksom även värmeflöden över sjöns ränder. Dessa data har ställts samman till en värmebudget, i vilken instrålningen genom isen utgjort en restterm.

Sjöarna har en förhållandevis enkel form, och representerar olika typer med avseende på storlek, djup, siktdjup och genomströmning. Tulebosjön och Bredvatten är små, ca 30 ha, 8 m djupa och relativt runda i formen. Bredvatten har mycket liten genomströmning och klart vatten, medan Tulebosjön har större genomströmning (uppehållstid ca 3 mån) och mindre siktdjup, ca 3 m. Landvettersjön är större, 2.5 km², och har långsträckt form. Djupet är maximalt 22 m, men stora delar av sjön är 10-12 m djup. Genomströmningen motsvarar en uppehållstid av 4 mån. Boren, slutligen är en 25 km² stor och grund sjö (max 12 m) med en genomströmning av 40 m³/s, vilket motsvarar 1.3 mån uppehållstid.

De vintrar som mätningar pågått har varit förhållandevis kalla och i samtliga fall har sjöarna varit istäckta under minst 14 veckor. Istjockleken var rekordartad, omkring 50 cm, i Tulebosjön såväl 1985 som 1986.

Temperatur vid isläggnigen

Sjöarnas medeltemperatur vid tiden för isläggning varierade mellan 0 och 2.5°C, se tabell 11.1. Upprepade isläggningsfall med varierande "starttemperatur" inträffade såväl 1983/84 som 1985/86 i Tulebosjön och Landvettersjön.

De lägsta vattentemperaturerna uppmättes vid tillfällena då isläggningen föregåtts av perioder med kyla och stark vind. Detta gäller i Tulebo- och Landvettersjön i januari 1984 samt i Boren i januari 1985. Båda dessa tillfällen ledde till en nedkylning av sjöarna som får betraktas som extrem. I Boren blev vattnet till och med underkyllt till -0.1°C ned till 5 m djup.

Även de högsta uppmätta medeltemperaturerna vid isläggningen, 2.5°C , torde vara extrema. De innebär att temperaturen i sjöns djupare delar överskridit 3°C . Dessa höga värden uppträdde såväl i Tulebosjön, Landvettersjön och Bredvatten, och i samtliga fall i samband med tidig isläggning i december.

Tabell 11.1 Medeltemperatur vid isläggningen i Tulebosjön, Landvettersjön, Bredvatten och Boren vintrarna 1983/84 - 1985/86.

	1983/84		1984/85		1985/86	
	dec.	jan.	1-9 jan		dec.	jan.
Tulebosjön	2.4	-1.9 -0.3	1.8	$^{\circ}\text{C}$	2.2	- 2.0
Landvettersjön	2.5	- 0.6	1.9		-	1.6
Bredvatten			1.7		2.5	
Boren			0.0		0.5	

Vid en jämförelse mellan de olika sjöarna framgår att Boren kyls ned kraftigare än de övriga. Detta är också helt rimligt med hänsyn till sjöns storlek, som ger fritt spelrum för vinden och försvårar isläggningen.

Några signifikanta skillnader kan inte urskiljas mellan Tulebosjön, Landvettersjön och Bredvatten. Möjligen kan det förhållande att Bredvatten, på grund av högre läge, sannolikt får ett varaktigt istäcke tidigare än de övriga, medföra att temperaturen blir högre. Mätmaterialen är dock för litet för att göra någon statistisk bedömning. Skillnaderna mellan olika år är väsentligt större än skillnaderna mellan sjöarna.

Värmebalans under istäckt tid

Under islagd tid förändras vattentemperaturen som följd av värmeflöden över sjöns ränder och omfördelas i sjön genom strömmar och diffusiv transport. I detta projekt har främst värmeutbytet mellan sjön och dess omgivning (över ränderna) studerats. För var och en av de studerade sjöarna har värmebalansen under olika vintrar utvärderats. Dessa redovisas i diagramform i figur 7.10-12, 8.12-14 och 9.4. Diagrammen sammanfattar huvudresultaten av undersökningsprogrammet.

Följande värmebalanstermer har uppmätts och beräknats:

- * förändring i värmeinhåll (magasinsterm)
- * värmeutbyte med bottenmaterialet (sedimentvärme)
- * genomströmning; skillnad mellan värmeflöden i inlopp och utlopp
- * värmeavgivning till istäcket
- * instrålning genom isen; utvärderad som en restterm

Alla dessa värmeflöden är av signifikant storlek under någon period. Förhållandena skiljer sig dock något mellan de olika sjöarna, vilket framgår om man ordnar värmeflödena efter storleksordning. Därvid får man följande bild som ett genomsnitt för månaderna februari-mars:

	Störst	- -	minst
Tulebosjön	Sol - is kylning - sed.värme - genomström		
Landvettersjön	Sol - is kylning - sed.värme/genomström		
Bredvatten	Sed.värme - is kylning - sol		
Boren	Sed.värme - genomström - is kylning - sol		

I Tulebosjön och Landvettersjön, med i regel obetydligt snötäcke, dominerar solinstrålningen, och den temperaturprofil som utbildas medför att en avsevärd del (40- 60%) av instrålningen direkt kyls bort till istäcket. Sedimentvärmets bidrar i första hand till uppvärmning av sjöarnas djuppartier.

Bredvatten och Boren har under större delen av tiden ett tjockare snötäcke och därmed väsentligt mindre instrålning än i de förstnämnda sjöarna. Den totala värmeomsättningen (summan av negativa eller positiva termer) är också väsentligt mindre, 3-5 W/m² jämfört med 10-20 W/m². De sista veckorna före islossningen ökar instrålningen kraftigt även i Bredvatten och Boren och ger då ett dominerande bidrag till värmebalansen.

Inverkan av olika grad av påtvingad, vertikal blandning demonstreras tydligt vid jämförelse mellan temperaturprofiler i Bredvatten, figur 9.2 och i Boren, figur 10.3. I Bredvatten är vatten mer eller mindre stillastående. Värmetillskott bidrar därigenom till att temperaturen vid botten når +4°C, varefter ett tjockare, fyragradigt skikt byggs upp. Temperaturgradienten under istäcket blir därmed successivt allt skarpare, vilket leder till ökande värmeförlust. Balans mellan tillförd och bortförd värme kan dock inte uppnås förrän större delen av vattenmassan fått en temperatur av 4°C. I Boren däremot sker en påtaglig vertikal blandning på grund av svängningar i vattenmassan och stor genomströmning. Balans mellan tillförd och bortförd värme uppnås därför vid en betydligt lägre temperatur än 4°C och inträder också betydligt snabbare än i stillastående sjöar.

Mätresultaten demonstrerar också att den resulterande förändringen av en istäckt sjös temperatur och värmeinnehåll påverkas kraftigt av den rådande temperaturen i sjön. Låg temperatur medför små värmeförluster och större sedimentvärme, medan en högre temperatur medför motsatsen.

Analys av värmeomsättning

En starkt förenklad beskrivning av temperaturförändringarna i en istäckt sjö kan ansättas enligt följande (jfr ekv 1 och 37)):

$$dT/dt = 1/\rho C \cdot (Q/D - F \cdot T) \quad (38)$$

där T är sjöns medeltemperatur

t är tiden

ρC är vattnets värmekapacitet per volymenhet

D är sjöns medeldjup

Q är summan av all värmetillförsel (W/m²)

F är en sjöspecifik förlustkoefficient (W/m³C)

Förlusttermen $F \cdot T$ uttrycker ett linjärt samband mellan värmeförlusten (på grund av genomströmning och kylning mot isen) och sjöns medeltemperatur. Detta är bara approximativt giltigt, och endast inom begränsat temperaturintervall. En förutsättning är att de temperaturprofiler som utbildas i en sjö är någorlunda likformiga. I närheten av 4°C är ansatsen inte giltig på grund av ökande förlusterna pga konvektion.

Värmetillförseln Q kan antas variera på ett karakteristiskt sätt under vintern och därtill ha en stor statistisk variation beroende främst på snötäckets tjocklek. Även förlustkoefficienten F bör variera något, bl a beroende på att proportionen mellan instrålning och sedimentvärme ändras under vinterns lopp, liksom även genomströmningens storlek. F kan sägas sammanfatta effekten av alla interna strömnings- och diffusionsprocesser. Endast i vissa enkla fall torde man kunna beräkna F teoretiskt (se kap 3.5). I de flesta fall torde man vara hänvisad till en empirisk bestämning eller uppskattning baserad på jämförelser med andra sjöar.

Metoden ovan kan tas som utgångspunkt för en klassificering av sjöar med hänsyn till deras temperatur och värmeomsättning vintertid. En sjö beskrivs därvid av tre parametrar; medeldjup D samt värmetillflöde Q och värmeförlustkoefficient F . De båda senare bör ha en karakteristisk variation under vinters lopp. Ur dessa parametrar kan två användbara och lättförståeliga temperaturparametrar härledas, nämligen jämviktstemperaturen $T_j = Q/FD$ och en karakteristisk förändringshastighet hos sjötemperaturen. Den senare beror av den aktuella temperaturen. För generella jämförelser kan denna åsättas 1°C , vilket ger temperaturgradienten $(Q/D-F)/\rho C$.

Värmeomsättningsparametrarna har bestämts utgående från mätningar av värmebalansen för de sjöar som ingått i denna undersökning. Som medelvärde för månaderna februari- första hälften av mars har följande ungefärliga värden erhållits:

Tabell 11.2 Karakteristiska värmeomsättningsparametrar för de undersökta sjöarna. T_j är jämviktstemperaturen vid värmetillflödet Q . Temperaturgradienten dT/dt gäller vid medeltemperaturen 1°C .

	D	Q	F	T_j	dT/dt
	m	W/m^2	$\text{W/m}^3\text{C}$	C	C/mån
Tulebosjön	5.0	10	1.1	2.0	0.6
Landvettersjön	8.0	10	0.7	2.0	0.4
Bredvatten	3.4	3	0.2	4.4	0.4
Boren	5.2	3	2.3	0.3	-0.9

De undersökta sjöarna täcker ett brett spektrum, vad värmeomsättningen under istäcket beträffar. Detta avspeglas främst av den empiriska förlustkoefficienten, men även av skillnader i värmeförsel.

Bredvatten har de minsta förlusterna och kan karakteriseras som en "värmefälla". Till detta bidrar dess ringa storlek och genomströmning, skyddade läge och stora siktdjup. Även det förhållande att värmeförsel till störst del sker från botten och inte genom instrålning bidrar till att minska de relativa förlusterna. Den beräknade jämviktstemperaturen är större än 4°C , vilket naturligtvis är omöjligt, och snarast skall ses som ett uttryck för att temperaturen i sjön kan stiga till nära 4°C trots det relativt lilla värmeinflödet.

Boren utgör ett extremfall åt andra hållet, med stora relativa förluster, och därmed vanligen låg vintertemperatur. Detta beror på att det finns en påtaglig turbulent blandning som innebär att vattnet kyls mot isen. Till turbulensen bidrar såväl den stora genomströmningen som svängningar i vattenmassan, vilka bör ge stora strömhastigheter på grund av sjöns stora utbredning och ringa djup. Jämviktstemperaturen, vilken också inträdde i praktiken, är endast 0.3°C . En medeltemperatur av 1°C innebär att sjön snabbt kyls ned, i praktiken ännu snabbare än den beräknade gradienten. Sådan nedkylning inträffade också i början av vintern 1985/86.

Tulebosjön och Landvettersjön har en karaktär mitt emellan de båda förstnämnda. Värmeförlusterna kan i första hand kopplas till den förhållandevis stora instrålningen, som ger upphov till en skarp temperaturgradient närmast under isen. Jämviktstemperaturen är 2°C i februari, men torde stiga kraftigt senare på grund av den snabbt ökande instrålningen. Sedimentvärmets bidrar i båda sjöarna till en extra uppvärmning nära den flacka botten.

11.2 Förutsättningar för värmeuttag

Förutsättningarna för värmeuttag med värmepump ur en sjö bestäms nästan uteslutande av temperaturförhållandena under vintern vid uttagsanordningen. Olika system för värmeuttag har olika temperaturkrav. Öppna system, med uppumpning av vatten, kräver i allmänhet ca 2°C , medan kollektorer i indirekta system brukar dimensioneras för ca 0.5°C . De senare har en "buffert" i det att lägre temperatur kan tolereras under en kortare tid då isbildning svarar för det en del eller hela energitillförselein.

För dimensionering av värmeupptagare är det önskvärt att känna den förväntade statistiska variationen av vattentemperaturen på ett representativt djup, i princip i form av ett varaktighetsdiagram. Härur kan en ekonomisk optimering av värmeväxlarytor, flöden, slanglängder etc göras med gängse metoder och en dimensionerande temperatur bestämmas. En avgörande fråga är under hur lång tid som den dimensionerande temperaturen underskrides, och värdet av det driftbortfall detta förorsakar.

Bedömning av en sjö som värmekälla för värmepumpar skall därför ses som ett statistiskt problem. I vissa fall finns mätdata som medger en direkt statistisk bearbetning av vattentemperaturen vid någon tid under vintern. Det finns dock sällan underlag för att bestämma hur temperaturen varierar under vinterns lopp.

En direkt metod för att beräkna en syntetisk temperaturstatistik håller på att utvecklas vid SMHI, se Sahlberg (1987). Denna bygger på en endimensionell modell för beräkning av vatten- och sedimenttemperatur samt isläggnings- och islossningstid, vilken kopplas till klimatvariabler, tillrinning och andra yttre para-

metrar. För beräkning av en vattentemperaturstatistik simuleras temperaturutvecklingen under ett antal år, varefter resultatet bearbetas statistiskt. Metoden kräver tillgång till omfattande tidsserier av klimatdata.

Sahlbergs modell har bl a testats på data från Tulebosjön. Modellen kan återge tidpunkt och temperatur vid tidpunkt och temperatur vid isläggningen relativt väl. Flera kompletteringar av modellen är dock nödvändiga för att ge en realistisk bild av den vidare utvecklingen under vintern. Bl a gäller det instrålningen genom isen och turbulensgenereringen. Inverkan av vindskyddande topografi behöver också tas med vid mindre sjöar.

En allmän beskrivning av förutsättningarna för värmeuttag kan göras med utgångspunkt från de empiriska parametrar som diskuteras i föregående avsnitt. En sjös temperaturförutsättningar beskrivs av den statistiska fördelningen av:

- * Starttemperatur T_s
- * Jämviktstemperatur T_j
- * Karakteristisk temperaturändring dT/dt

Ju högre värden desto bättre förutsättningar för uttag och desto högre dimensionerande temperatur. De båda senare förändras under vinterns lopp. Undersökningen har visat att det finns en betydande spridning som både kan hänföras till statistiska skillnader mellan olika år och till skillnader i sjötyp och läge.

För bestämning av temperaturen på det djup som värmeuttaget görs måste hänsyn även tas till temperaturprofilens utseende. Avvikelsen från medeltemperaturen kan förväntas vara negativ på små djup och positiv på större. Områden som avgränsas från sjöns huvuddel, t ex genom en grundtröskel eller ett smalt sund, kan ha en kraftigt avvikande temperatur. Ett exempel på detta är det flacka djupområdet i Landvettersjöns centrala och västra del, se figur 8.4.

Värdering av en sjö som värmekälla bör också innefatta bestämning av den totalt uttagbara värmemängden. Denna kan värderas dels med utgångspunkt från det sannolika värmeinnehållet vid

isläggningen (startvärme) relativt den lägsta uttagstemperaturen T_{vp} för den aktuella uttagsanordningen, vanligen ca 0.5°C . Man kan också beräkna ett teoretiskt jämviktsuttag, då summan av värmetillskott, förluster och uttag ger en jämviktstemperatur av T_{vp} .

Värmeuttag i samma storleksordning som det maximalt möjliga kan dels innebära miljöpåverkan av betydelse och dels en så kraftig påverkan på sjöns temperatur att värmeupptagningen påverkas negativt. I detta fall bör en särskild beräkning göras av hur uttaget påverkar vattenomsättning och temperatur i sjön. En grov bedömning kan göras genom att vid beräkning av jämviktstemperaturen och temperaturförändringen utgående från ekv (38) subtrahera värmeuttaget Q_{vp} från Q . Denna metod bör dock användas med försiktighet, då den förändrade vattenomsättningen på grund av värmeuttaget sannolikt påverkar förlustkoefficienten F .

De olika mått som beskriver en sjös förutsättningar som värmekälla för värmepumpar är sammanställda i Tabell 11.3.

Tabell 11.3 Formulering av olika mått för att beskriva en sjös förutsättningar som värmekälla för värmepumpar

	Temperatur	Värmemängd/-flöde	
Start	T_s	$\rho c D (T_s - T_{vp})$	J/m^2
Jämvikt	$T_j = Q/DF$	$Q(1 - T_{vp}/T_j)$	W/m^2
Kar. ändring	$dT/dt = Q/D - F$		

Den uppmätta värmetillgången (relativt 0.5°C) inom Tulebosjön och Landvettersjön varierar vid isläggningen mellan 0 och 13 kWh/m^2 (Landvettersjön 1984/85). Det senare motsvarar ett värmeuttag av 8.9 W/m^2 under två månader. Jämviktsuttaget i Tulebosjön och Landvettersjön blir 7.5 W/m^2 , med de värmeomsättningsparametrar som givits i tabell 11.2 för februari. Goda förutsättningar finns således för att göra stora värmeuttag, i storleksordningen 5 W/m^2 . Sannolikheten för driftbortfall på

grund av låg starttemperatur och/eller liten instrålning (tjockt snötäcke) kan inte bedömas på grundval av de utförda mätningarna, men det är klart att sådana tillfällen förekommer.

I Bredvatten svarar de uppmätta starttemperaturerna mot en värmemängd av 6.7 resp 9.9 kWh/m². Jämviktsuttaget blir 2.6 W/m² i februari-mars.

I Boren är förutsättningarna för värmeuttag synnerligen ogynnsamma. Såväl starttemperaturen som jämviktstemperaturen är lägre eller lika med normalt temperaturbehov för värmeupptagare. Sjöns medeltemperatur medger således inget värmeuttag alls under vintern. På större djup, säg >5 m, kan temperaturen förväntas vara högre än 0.5°C och medge ett visst värmeuttag. Räknat per m² sjöyta blir det möjliga uttaget litet, <0.5 W/m², men det totalt möjliga uttaget blir ändå stort, flera MW, med hänsyn till att sjön är så stor.

11.3 Behov av fortsatt forskning

Detta projekt har bidragit till ökade kunskaperna om temperatur och värmeomsättning i istäckta sjöar i främst följande avseende:

- * ökad allmän kunskap baserat på mätdata
- * teoretisk belysning av värmeutbytet mellan sjövattnet och omgivningen; främst värmeförlusten till istäcket
- * utveckling av mätmetoder
- * utveckling av en ram för klassificering av sjöars vinterförhållanden, och förutsättningar för värmeuttag

Den statistiska spridningen av temperatur och värmeflöden har inte kunnat utvärderas, men har påvisats vara stor. Det gäller främst "starttemperaturen" vid isläggningen och instrålningen genom isen.

Även de interna blandnings- och strömningsprocesserna har påvisats ha stor betydelse, vilket manifesteras bl a i att värmeöverföringen till isen varierar kraftigt mellan de olika undersökta sjötyperna.

För att göra en ekonomisk dimensionering av sjövärmearnläggningar krävs en statistisk beskrivning av sjöns vintertemperatur. Frånsett de få fall där omfattande temperaturmätningar utförts, kan denna för närvarande endast uppskattas grovt. Som utgångsdata kan användas dels modellberäkningar av starttemperaturen (SMHI) och dels mätvärden från enstaka år eller en begränsad mätstatistik.

Med utgångspunkt från värmebudgetberäkningar bör temperaturstatistiken kunna utvecklas vidare och ett säkrare underlag för sjövärmeuttag tas fram. Med hänsyn härtill framstår följande forskningsuppgifter som mest angelägna:

- * Instrålning genom isen; parametrisering av transmissiviteten; statistik för olika delar av landet

- * Värmeöverföring från vattnet till isen; intern dynamik

- * Fortsatt insamling och bearbetning av empiriska data för statistisk bearbetning och klassificering av sjötyper med hänsyn till värmeuttag

REFERENSER

- Appelqvist, B., Frössling, N., Loyd, D. (1973): Strömningslära. Konvektiv värme- och massöverföring. Chalmers Tekniska Högskola, Inst f.termodynamik och strömningslära, Intern skrift Nr. 73/14
- Bengtsson, L. (1976): Statisk istillväxt. Högskolan i Luleå, Avd. Vattenteknik, Serie A nr 7, TULEA 1976:04
- Bengtsson, L. (1982): Inverkan av värmeuttag på temperatur- och cirkulationsförhållanden i istäckta sjöar. Tidskriften Vatten 1-1982, s.3-16
- Bergdahl, L. (1977): Physics of Ice and Snow as Affects Thermal Pressure. Report Series A:1, Dept. of Hydraulics, Chalmers University of Technology, Göteborg.
- Bergdahl, L. (1978): Thermal Ice Pressure in Lake Ice Covers Report Series A:2, Dept. of Hydraulics, Chalmers Univ. of Techn., Göteborg.
- Bodin, S. (1979): A Predictive Numerical Model of the Atmospheric Boundary Layer based on the Turbulent Energy Equation. SMHI-rapporter, RMK 13, Norrköping.
- Bolsenga, S.J. (1981): Radiation Transmittance through Lake Ice in the 400-700 nm Range. Journal of Glaciology, Vol.27, No.95, 1981.
- Broman, B. (1984): Kartläggning av energiinnehåll i svenska sjöar vintertid. I Davin, Nordling, Sandart: "Sjöar och hav som värmekälla för värmepumpar", BFR-rapport R176:1984
- Cedervall, K. och Larsen, P. (1976): Hydraulik för väg- och vattenbyggare. Liber Läromedel, Lund 1976.
- Doret, S.C., Harleman, D.R.F., Ippen, A.T. and Pearc, B.R. (1973): Characteristics of Condenser Water Discharge on the Sea Surface. R.M.Parsen's Lab. for Water Resources and Hydrodynamics, Dept. of Civil Eng., M.I.T., 1973

- Effler, S.W. (1985): Attenuation versus Transparency ASCE, J. of Environmental Engineering, Vol.111, No.4, Aug.1985.
- Engelund F.A. och Christensen, L (1969): Lagdelte og inhomogene vaetskers hydraulik. København 1969
- Hilmersson, P. och Lerjefors, P. (1984): Landvettersjön. Tillrinningen analyserad med hjälp av enhetshydrografmetoden. Institutionen för vattenbyggnad, CTH, Examensarbete 1984:4
- Huber, W.C., Harleman, D.R.F. and Ryan, P.J. (1972): Temperature Prediction in Stratified Reservoirs. ASCE, J. of the Hydr. Div., Vol.98, No.HY4, Apr.1972
- Håkanson, L., Kulinsky, I. och Kvarnäs, H. (1984): Vattendynamik och bottendynamik i kustzonen. Statens Naturvårdsverk, Solna, SNV PM 1905
- Jilar, T. (1985): Large-scale Solar Heating Technology. Ingelstad - a Solar Group Heating Plant without Heat Pumps. BFR Document D2:1985
- Johansen, Ø., (1975): Varmeledningsevne av jordarter. Institutt for kjöleteknikk, Norges tekniske høgskole, Trondheim, Norge.
- Kvarnäs, H. (1978): Dynamiska studier i Väneren och EkoIn. Rapport från Statens Naturvårdsverk, SNV PM 1030
- Lindqvist, G. (1983): Heat Flow Density Measurements in the Bottom Sediment of some Lakes in North Sweden. Tekniska högskolan i Luleå, Doctoral Thesis 1983:30 D
- Macagno, E.O., Paily, P.P. och Kennedy, J.F. (1974): Winter-Regime Surface Heat Loss from Heated Streams. IIHR Report No.155 - Institute of Hydraulic Res., Univ. of Iowa, March, 1974.
- Malmberg, A. och Nilsson, T. (1985): Värmetransport från vatten till is i sjöar. Inst. för vattenbyggnad, Chalmers Tekniska Högskola, Examensarbete 1985:4

- Modin, B. (1979): Förstudie av byggnadsuppvärmning med jordvärmepump. Geologiska faktorer. BFR Rapport R55:1979.
- Mäkitalo, L.-I. och Larsson, R. (1983): Inverkan av värmeuttag med öppet system på istäckta sjöar. Högskolan i Luleå, WREL publ. serie A nr 123, TULEA 1983:24
- Rahm, L. (1985): Note on the Thermally Forced Circulation in a small, Ice-Covered Lake. *Limnology & Oceanography*, Vol.30, 1985, pp.1122-1128
- Rajaratnam, N. and Subramanyan, S. (1985): Plane Turbulent Buoyant Jets and Jumps. *J. of Hydraulic Research*, vol.23, 1985, No.2
- Sahlberg, J. (1984): A Hydrodynamic Model for Heat Contents Calculations in Lakes at the Ice Formation Date. BFR Document D4:1984
- Sahlberg, J. (1986): A Hydrodynamic Model for Heat Content Calculations on Lakes and Sediments. BFR rapport under tryckning
- Stigebrandt, A. (1978): Dynamics of Ice Covered Lake with Through-Flow, *Nordic Hydrology*, 9, s 219-244, 1978.
- Sundberg, J. (1982): Metoder för bestämning av värmeöverförande egenskaper i jord och berg. Chalmers Tekniska Högskola, Jordvärmegruppen, Rapport 5:1982, Göteborg
- Sundberg, J. (1986): Värmeöverförande egenskaper i svenska jordarter. BFR-Rapport R104:1986
- Svensson, G. och Westberg, D. (1984): Manual för WATMAT. Ett ABC80-program för bearbetning av mätdata. Inst. för VA-teknik, CTH.
- Svensson, T. m fl, (1980): Energiutvinning ur sjö- och havssediment. En förstudie. BFR-Rapport R76:1980

Svensson, T., Carlsson, B. och Sörman, L-O. (1987): Temperaturmätning för sjövärmestudier. Inst. för vattenbyggnad, CTH, rapport under tryckning.

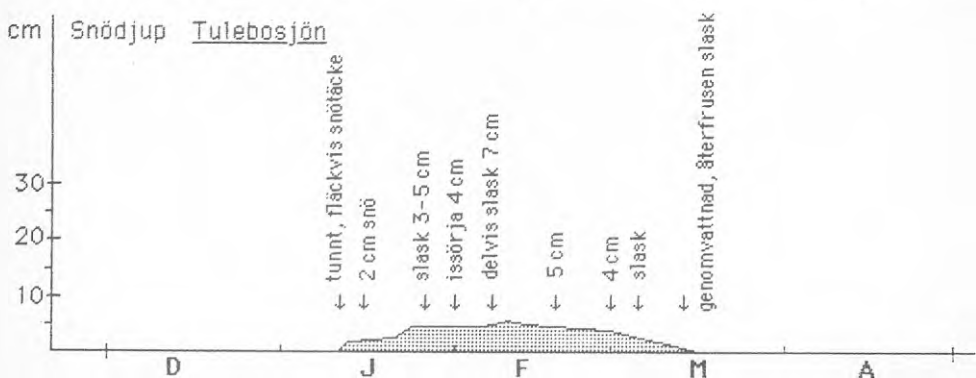
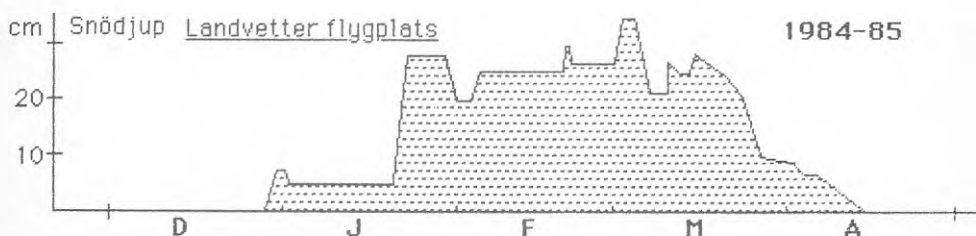
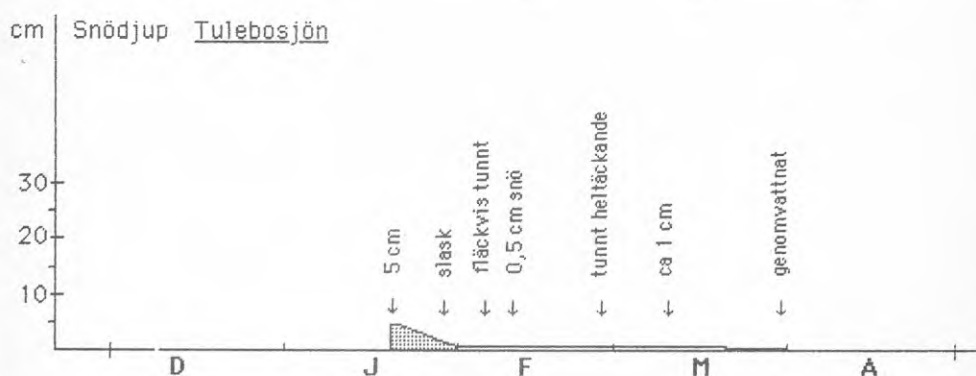
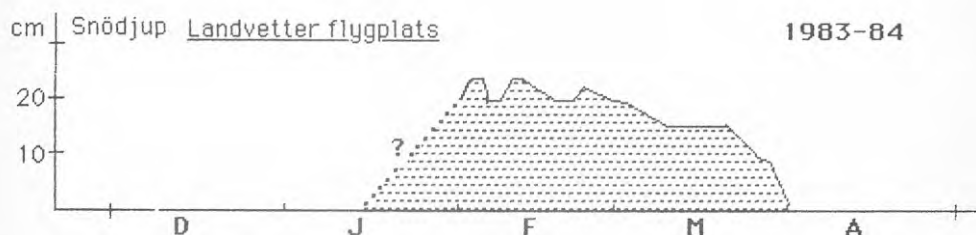
Svensson, T., Gustavsson, S. och Lindqvist, T. (1984): Sjö och ytjord som värmekälla. Mätning och utvärdering av värmepumpanläggning i Ö.Grevie. BFR Rapport R195:1984

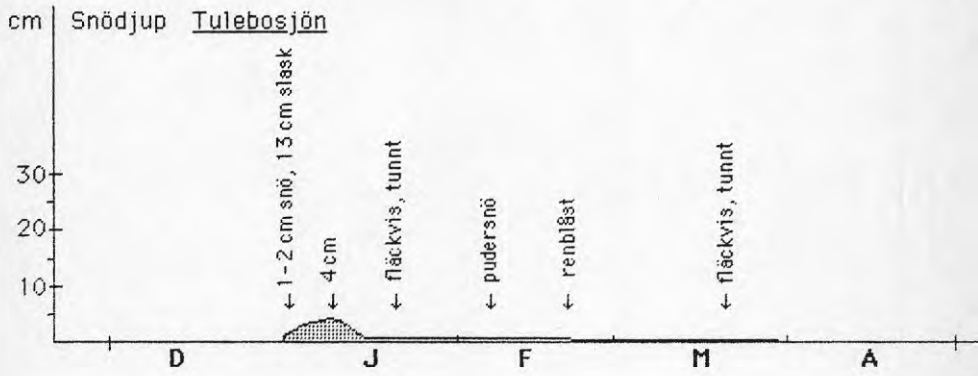
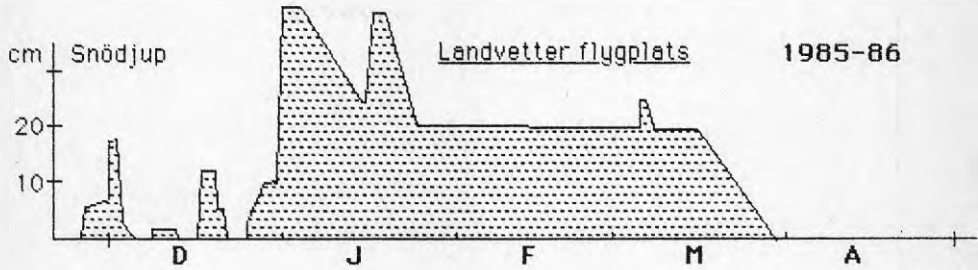
Svensson, T. (1987): Heat Budgets in Ice Covered Lakes. Measurements in Lake Tulebosjön. In "Physical Processes in Lakes", Ed, J Virta, Nordic Hydrologic Programme, NHP-Report No 16, Helsinki, 1987.

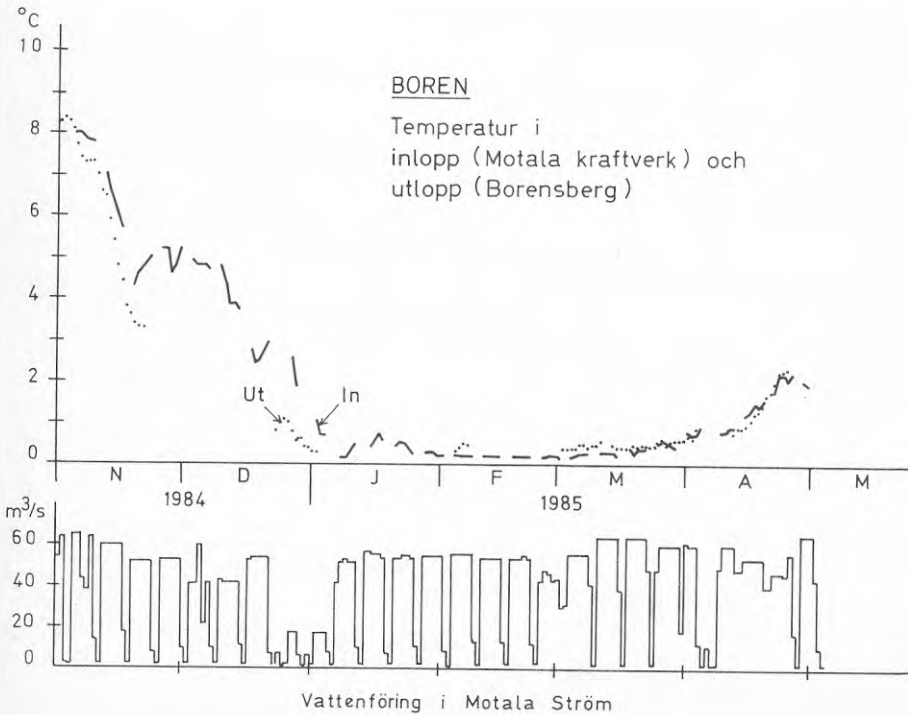
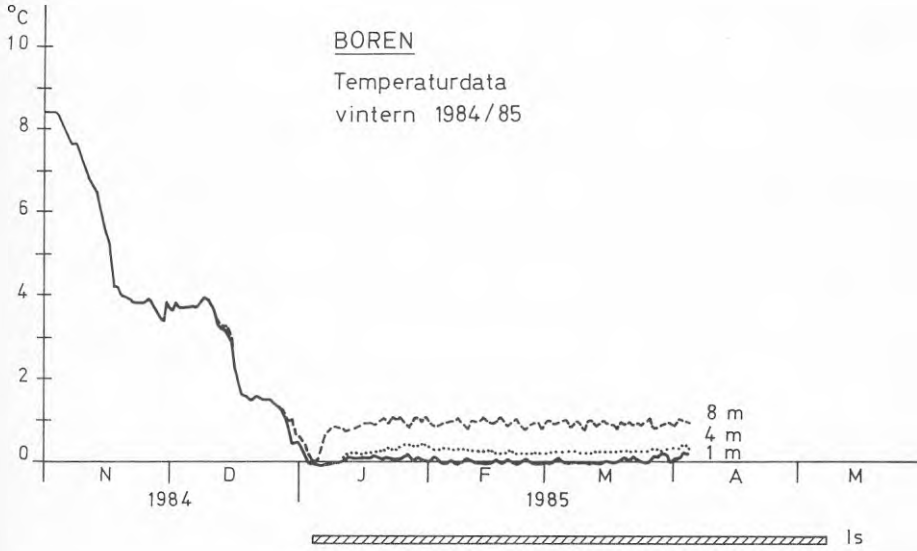
Svensson, U. (1978): A Mathematical Model of the Seasonal Thermocline. Inst. för teknisk vattenresurslära, Lunds tekniska högskola, Report No. 1002.

Taesler, R. (1972): Klimatdata för Sverige. Byggeforskningsrådet, 1972

Thandertz, L. (1973): Heat Budget Studies. I "Dynamic Studies in Lake Velen", ed. M. Falkenmark, IHD report No.31, NFR, Stockholm













**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 830364-8
från Statens råd för byggnadsforskning till Chalmers
tekniska högskola, Inst för vattenbyggnad, Göteborg.**

R97: 1987

ISBN 91-540-4795-1

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Art.nr: 6707097

**Abonnemangsgrupp:
Ingår ej i abonnemang**

**Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 7853
103 99 Stockholm**

Cirkapris: 54 kr exkl moms