



LUND UNIVERSITY

Islaster mot hydrauliska konstruktioner: inriktning mot betongdammar

Ekström, Tomas

2002

[Link to publication](#)

Citation for published version (APA):

Ekström, T. (2002). *Islaster mot hydrauliska konstruktioner: inriktning mot betongdammar*. (Elforsk rapport; Vol. 02:03). Elforsk. <http://www.elforsk.se/rapporter/>

Total number of authors:

1

General rights

Unless other specific re-use rights are stated the following general rights apply:

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

Read more about Creative commons licenses: <https://creativecommons.org/licenses/>

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

LUND UNIVERSITY

PO Box 117
221 00 Lund
+46 46-222 00 00

ELFORSK



**DAMMSÄKERHET
ISLASTER MOT HYDRAULISKA
KONSTRUKTIONER, med inriktning mot
betongdammar.**

Litteraturstudie och styrande parametrar

Rapport 02:03

ISLASTER MOT HYDRAULISKA KONSTRUKTIONER

Inriktning mot betongdammar

Elforsk rapport 02:03



Sammanfattning

Idag anges islast mot dammar ganska onyanserat enligt RIDAS tillämpningsanvisningar till 50 kN/m för södra Sverige, 200 kN/m för norra och 100 kN/m för däremellan. Andra normer eller handböcker ger värden på islaster i samma storleksordning, men ger ibland olika värden beroende på hur styva delarna är i dammen och hur mothållet längs stränderna ser ut.

Denna litteraturgenomgång syftar till att ge en bakgrund för att eventuellt uppskatta islaster på ett mer nyanserat sätt i framtiden.

Man brukar indela istäcken på flera olika sätt. Ett sätt är att särskilja mellan havsis och färskvattenis. Havsis innehåller dock ibland också färskvattenis, t.ex. i isberg, så en bättre benämning kan vara saltvattenis och färskvattenis.

Isbildning beror till stor del på värmeutbytet med omgivningen, t.ex. genom lång- och kortvågig strålning, på lufttemperaturen, på vindar och vattenströmmar, på eventuellt smältvatten och på uppströmmande vatten i sprickor i isen. Tjockleken på istäcket och eventuellt snötäcke inverkar genom sin isolerande förmåga.

Is kan ha mer eller mindre anisotropa egenskaper beroende av växtriktning, kristallstruktur, salt och luftbubblor, sprickor, etc.

Inverkande faktorer på islasten är många och för det mesta svåra att verifiera. Islast är istrycken i isen summerat över tvärsnittet av isen. Istryck uppstår när isen rör sig mot en konstruktion eller om istäcket är förhindrat att röra sig. Isrörelser kan uppstå vid termisk expansion eller kontraktion, vid dragkrafter från vind och vatten, vid vattenståndsfluktuationer, etc.

Istrycket beror av ishastigheten, på istjockleken, på förhållandet mellan istjockleken och konstruktionens bredd (aspect-ratio), på konstruktionens utseende (smala konstruktioner får högre laster än breda, på konstruktionens eventuella sluttning, på konstruktionens styvhet, på skillnaden mellan olika utsatta konstruktioners styvhet (veka konstruktioner, t.ex. luckor, mellan styva konstruktioner, t.ex. luckpelare, får lägre laster än de styva), på isens reologi, omfattningen av sprickor och om de är igenfrusna, på graden av mothåll från stränderna, på typ av brottmod (t.ex. iskrossning, skjvsprickor, buckling eller böjsprickor.), på isens hållfasthet, etc.

Typ av brottmod beror på ishastighet, ”aspect-ratio”, isens rörelseriktning, istjocklek, temperaturen, etc.

Hållfastheten hos is beror på istyp, isstruktur, kristallstorlek, lastriktning, temperaturen, mätmetoden, lasthastighet, etc.

Termiskt istryck beror, förutom det ovan sagda, på temperaturändringshastigheten, temperaturen innan och efter temperaturändringen, den termiska expansionskoefficienten, påkänningar i isen innan temperaturändringen, etc.

Temperaturändringshastigheten beror på den kort- och långvågiga strålningen ovanifrån, hastighet på vind och vatten, lufttemperaturen, tjocklek på is- och snötäcke, om istäcket överflödas med vatten, etc.

Medelstora och medelsnabba vattenståndsfluktuationer ($\pm 5 - 10$ cm/dygn) ger störst horisontella islaster.

Is kan indirekt medverka till att andra laster ökar, t.ex. vattenlasten ökar mot risgrind som satts igen av kravis.

Islaster uppmätta eller bedömda i fält är oftast mindre än uppmätta i laboratorium eller beräknade med teoretiska modeller. Största orsaken till detta är troligen omfattande sprickbildning i verkliga istäcke med lägre laster som följd.

Uppmätta islaster är vanligen i storleksordningen 100 –200 kN/m för breda konstruktioner, 200 – 600 kN/m för smala konstruktioner, t.ex. luckpelare i dammar, och 40 – 90 kN/m för luckor i dammar.

Ett farligt lastfall för utskovsdamm kan vara när det existerar en isfri ränna mellan ett obrutet istäcke och om temperaturen höjs i det obrutna istäcket. Detta vill då trycka mot utskovspelare intill de öppna utskoven där den isfria rännan finns. Delvis kan utskovspelarna tryckas i sin veka riktning. Om det obrutna istäcket översvämmas av vatten kan temperaturen och därmed islasterna höjas speciellt mycket.

Sena forskningsrön visar att isen pressar som hårdast längs smala tryckband eller linjer som hela tiden fluktuerar i läge i takt med att isen bryts i små zoner och is i andra zoner tar vid.

Modellering av islaster i litteraturen ger ofta högre lastvärden än uppmätta värden i fält. Den troligaste orsaken till detta är istäckets inhomogenitet, t.ex. sprickor. De flesta modeller i litteraturen behandlar modellering av enskilda laborieförsök eller kurvanpassning vid fältförsök, men även mer generell modellering av istäckets termiska expansion mot konstruktioner. Lovande försök att med generella balansekvationer av värme och kraft tillsammans med konstitutiva samband har gjorts för större istäcken med Finita Differens Metoden eller/och Finita Element Metoden. En del författare menar att islast måste beräknas med probabilistiska metoder medan andra menar att islaster i grunden är deterministiska, dock kaotiska till sin natur.

Summary

Today it is in Sweden common use values of ice loads from Ridas when doing structural assessments of dams. These values are rather coarse and sometimes it is need for a more varied method to estimate ice loads.

This report is aimed to give an background to ice loads against hydraulic structures, to give influencing parameters on ice loads and give an base for further work about how to estimate ice loads against dams.

Influencing parameters on ice loads are many and in the most case difficult to verify. Ice loads is the summation of ice pressure for section of ice. Ice pressure arises when a layer of ice moves against a structure or when it is restricted to move. Movements may arise due to thermal expansion or contraction, due to drag-forces from wind or water, due to fluctuations in water levels, etc.

The ice pressure depends of the velocity of the ice, the thickness of the ice, the aspect ratio i.e. the ratio between the width of the structure and the thickness of the ice, the shape of the structure, if the structure is sloped, the stiffness of the structure, the difference of stiffness between different exposed structures, the rheology of the ice, the extent of cracks and if they have re-frozen, the degree of restriction from the shores, the mode of local and global failure, the strength of the ice, etc.

The mode of failure depends of the velocity of the ice, the aspect ratio, the direction of the ice movements, the ice thickness, the temperature, etc.

The strength of the ice depends of the type of ice, the structure of the ice, the size of the crystals in the ice, the direction of the load, the temperature, how the measurements is carried out, the velocity of the loads, etc.

Thermal ice pressure depends, except of the above influences, of the rate of change of temperature, the temperature before and after the change of temperature started, the thermal expansion coefficient, the stresses in the ice at the time when the temperature changes, etc.

The change of temperature of the ice depends of the short and long wave radiation from the air, the velocity of the wind and water, the air temperature, the thickness of ice and snow, if the ice is submerged with water, etc.

Fairly large and fairly rapid fluctuations of the water level (± 5 to 10 cm/24 hours) gives the largest horizontal ice forces on structures.

Field measurements gives ice loads of about 100 – 200 kN/m for wide structures, 200 – 600 kN/m for narrow structures (i.e. gate pillars) and 40 – 90 kN/m for weak structures between stiff structures (i.e. gates between gate pillars).

Modelling of ice loads has many times given larger ice loads than the above examples of measured values. The largest explanation for this is probably the in-homogenous behaviour of the icefield, e.g. the extent of cracks. Promising calculations with Finite Element and Finite Difference Methods have been found in the literature. Some authors say that one should use probabilistic methods and some say not, it is a question of how well studied and well known the variables are.

Innehållsförteckning

1	INLEDNING.....	1
1.1	BAKGRUND.....	1
1.2	MÅL.....	1
1.3	AVGRÄNSNINGAR.....	1
2	GENOMFÖRANDE.....	2
3	RESULTAT FRÅN LITTERATURSTUDIEN.....	3
3.1	INTRODUKTION.....	3
3.2	ISTILLVÄXT.....	5
3.3	TERMISK ENERGIBALANS I ETT ISTÄCKE.....	11
3.4	FYSIKALISKA EGENSKAPER.....	12
3.4.1	<i>Densitet</i>	12
3.5	TERMISKA EGENSKAPER.....	13
3.6	MEKANISKA EGENSKAPER.....	15
3.6.1	<i>Allmänt</i>	15
3.6.2	<i>Deformationsegenskaper</i>	16
3.6.3	<i>Kontinuummekanik</i>	19
3.6.4	<i>Hållfasthet</i>	25
3.6.5	<i>Brottmekanik</i>	28
3.7	ALLMÄNT OM LASTER.....	29
3.8	ISLASTER MOT KONSTRUKTIONER.....	29
3.8.1	<i>Allmänt</i>	29
3.8.1.1	Bergdahl (1977) och Ashton (1986).....	29
3.8.1.2	Dick & Syniavskaya (1978).....	30
3.8.1.3	Carstens (ed) (1980).....	31
3.8.1.4	Engelbrektsen (1985).....	31
3.8.1.5	Ashton (1986).....	33
3.8.1.6	Eranti och Lee (1986).....	36
3.8.1.7	Löfquist (1987) ”Istryck mot bropelare”.....	37
3.8.1.8	Christensen och Klinting (1992).....	39
3.8.1.9	Guifen et al (1994).....	39
3.8.1.10	Tuhkuri 1995 0.....	39
3.8.1.11	Løset et al (1998) och Løset et al (1999).....	40
3.8.1.12	Carter et al (1998).....	46
3.8.1.13	Léger et al 1998 0.....	46
3.8.1.14	Lia et al (2001).....	47
3.8.2	<i>Laboratoriestudier</i>	47
3.8.2.1	Royen (1922).....	47
3.8.2.2	Löfquist (1952).....	47
3.8.2.3	Lindgren (1970).....	47
3.8.2.4	Olofsson et al (1991).....	48
3.8.2.5	Izumiyama et al (1994).....	50
3.8.2.6	Thukuri (1995).....	50
3.8.2.7	Xiao och Jordaan (1996).....	53
3.8.2.8	Timco och Cornett (1997).....	53
3.8.3	<i>Fältnätningar</i>	53
3.8.3.1	Sinyavskaya (1972).....	53
3.8.3.2	Metge (1976).....	53
3.8.3.3	Monfore (1949, 1951).....	54
3.8.3.4	Fransson och Cederwall (1984).....	54
3.8.3.5	Fransson (1994).....	55
3.8.3.6	Johnston et al (1998).....	55
3.8.3.7	Carter et al (1998).....	56
3.8.3.8	Comfort et al (1992, 1998a, 1998b, 2000a, 2000b, 2001).....	59

3.8.3.9	Hoseth och Fransson (1999)	62
3.8.4	Modellering.....	62
3.8.4.1	Iyer (1978)	62
3.8.4.2	Bergdahl (1978a, 1978b, 1978c).....	62
3.8.4.3	Kry (1978).....	66
3.8.4.4	Bercha, Danys and Rokne (1978)	66
3.8.4.5	Fransson och Cederwall (1984)	66
3.8.4.6	Fransson (1986)	67
3.8.4.7	Ashton (1986)	67
3.8.4.8	Danielsen (1990).....	70
3.8.4.9	Ayoub och Brown (1991).....	70
3.8.4.10	Pohé och Bruhns (1992)	71
3.8.4.11	Noponen & Määttänen (1994)	71
3.8.4.12	Zou et al (1996)	71
3.8.4.13	Carter et al (1998).....	72
3.8.4.14	Comfort et al (1992, 1998a, 1998b, 2000a, 2000b, 2001)	74
3.8.4.15	Azarnejad och Hrudehy (1998).....	79
3.8.4.16	Léger et al (1998).....	80
3.8.4.17	Daley et al (1998)	81
3.8.4.18	Daly (1998).....	86
3.8.4.19	Shkhinek et al (2000).....	86
3.8.5	Normer, föreskrifter	86
3.8.5.1	BYGG – Väg och Vattenbyggnad (1966)	86
3.8.5.2	Water Engineering (1968).....	86
3.8.5.3	Design of small dams (1987).....	86
3.8.5.4	Löfqvist (1987) (Istryck mot bropelare).....	86
3.8.5.5	Norges Vassdrag och Energiverk (NVE) (1990).....	88
3.8.5.6	Canadian Dam Safety Association (CDSA) (1995)	88
3.8.5.7	Öresund Link (1995).....	89
3.8.5.8	Billfalk et al ICOLD-bulletin 105 (1996).....	90
3.8.5.9	BKR (1994).....	90
3.8.5.10	Léger et al (1998).....	91
3.8.5.11	RIDAS (2000).....	91
3.8.5.12	Partialkoefficienter.....	92
4	DISKUSSION – ISLASTER MOT BETONGDAMMAR	93
4.1	SLUTSATSER AV LITTERATURGENOMGÅNGEN	93
4.2	DISKUSSION OM LÄMPLIGA UPPSKATTNINGAR AV ISLASTER MOT DAMMAR I FRAMTIDEN	95
5	SLUTSATSER	100
6	REFERENSER.....	101
7	ÖVRIG LITTERATUR.....	104

1 Inledning

1.1 Bakgrund

Pågående fördjupade dammsäkerhetsutvärderingar (FDU) har givit vid handen att många dammar och luckor har svårt att klara islasten angiven i Ridas. Idag beräknas dammar och konstruktionsdelar ingående i dammar för islaster med ganska grovt indelade lastvärden, 50, 100 och 200 kN/m beroende på det geografiska läget i Sverige. Detta kan i många fall ge en för onyanserad bild av de verkliga förhållandena och är en svårighet när dammägare och konstruktörer skall bedöma den strukturella säkerheten för damm och utskov. Speciellt gäller detta vid dammkroppar med varierande styvhet längs dammen, t.ex. med olika dimensioner på betongtvärsnitt eller vid ställuckor, träluckor och olika utskovsbredder. Även reservoarens geometri, strömförhållande, snö och temperaturvariationer spelar in. Dess faktorer borde bättre kunna tas hänsyn till med dagens effektiva modelleringsverktyg.

1.2 Mål

Att med hjälp av en litteraturgenomgång ge en bakgrund till hur man brukar uppskatta istryck mot konstruktioner. Kanske kan denna bakgrund utgöra en plattform för eventuellt senare anvisningar hur man mer detaljerat kan uppskatta lasteffekter på grund av istryck mot betongdammar.

1.3 Avgränsningar

I denna rapport behandlas istillväxt och fysikaliska-, termiska och mekaniska egenskaper hos framförallt isar i sjöar och älvar. Vidare går igenom gjorda laboratoriestudier, fältmätningar och teoretiska modeller av islaster. Några normer och anvisningar om islaster refereras.

2 Genomförande

Projektet kan sägas vara uppdelad i två moment:

- Resultat från litteraturundersökning
- Diskussion

Litteratur har sökts på följande sätt:

- Klassisk islitteratur
- Tidskrifter och proceedings från konferenser
- Internet
- Genom kontakter i Sverige och utomlands, delvis utifrån träffar på internet

Resultatet har strukturerats delvis utifrån hur litteraturen har varit strukturerad och vad som är intressant med tanke på målet med denna rapport.

3 Resultat från litteraturstudien

3.1 Introduktion

Fransson och Cederwall (1984) nämner att trots att väsentliga teoretiska arbeten har gjorts för att utvärdera iskrafter på grund av termisk expansion har resultat från dessa arbeten inte fått genomslagskraft i praktiskt ingenjörarbete och vid normskrivande. Orsaken tror de beror på att de teoretiska beräkningarna har blivit tämligen komplexa. Ofta indelar man is i färskvattenis och havsis. Benämningen havsis är dock inte så bra ty havsis inkluderar många typer av is, t.ex. isberg vilka består av färskvattenis. En bättre indelning är färskvattenis och saltvattenis (Bergdahl 1977).

Inverkan av is på dammstrukturer i sjöar och strömmande vatten kan vara negativ p.g.a. (Ashton 1986): (i) isstockning så att risk för blockering av vattenflöde och översvämning uppstår, (ii) issörja och anhopning av isflak så att utskov i dammen hindras i sin funktion och (iii) statiska eller dynamiska laster uppstår mot dammen eller delar av den på grund av istäckets rörelse. Men inverkan av is kan även vara positiv, t.ex. verkande som värmeisolering av vatten framför intag till vattenkraftstationer och framför utskov så att inte underkyllt vatten fryser på vitala delar i strömvägen.

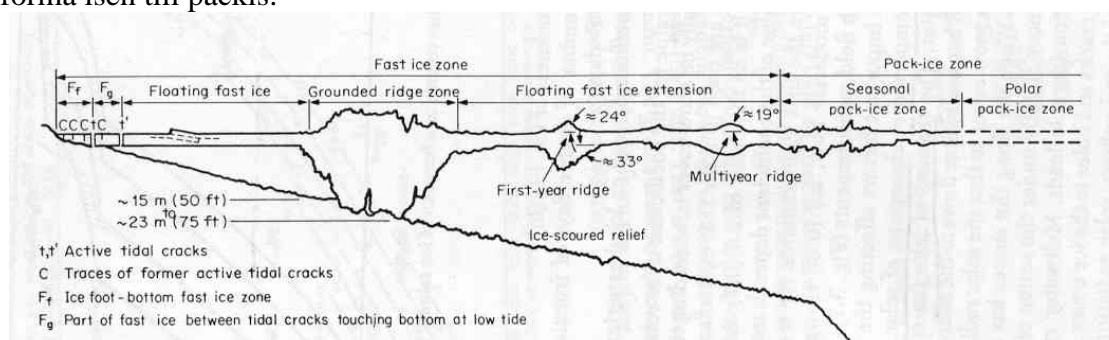
Formation och tjocklek på is i floder och sjöar är nära relaterat till frysindex för dessa (Eranti och Lee 1986) och en vanlig uppskattning av istillväxten kan göras med:

$$h = A \cdot \sqrt{\sum F} \quad (3.1)$$

Där h = istjocklek (cm); A = koefficient baserad på lokala erfarenheter; och $\sum F$ = antalet frys dagar, d.v.s. dagar med temperatur under noll grader ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dagar}$). Från litteraturen finns antaganden om $A = 3.2$ för isar nästan utan snö och $A = 2.5$ för isar med moderat snötjocklek. Om vind och strömmar inverkar blir naturligtvis ekvationen mycket mer osäker.

För havsis däremot är situationen mer komplex pga den stora värmekapaciteten i vattenvolymen och effekten av vindar och strömmar. I stora sjöar eller till havs är landfast is vanliga endast för områden närmast stranden, se

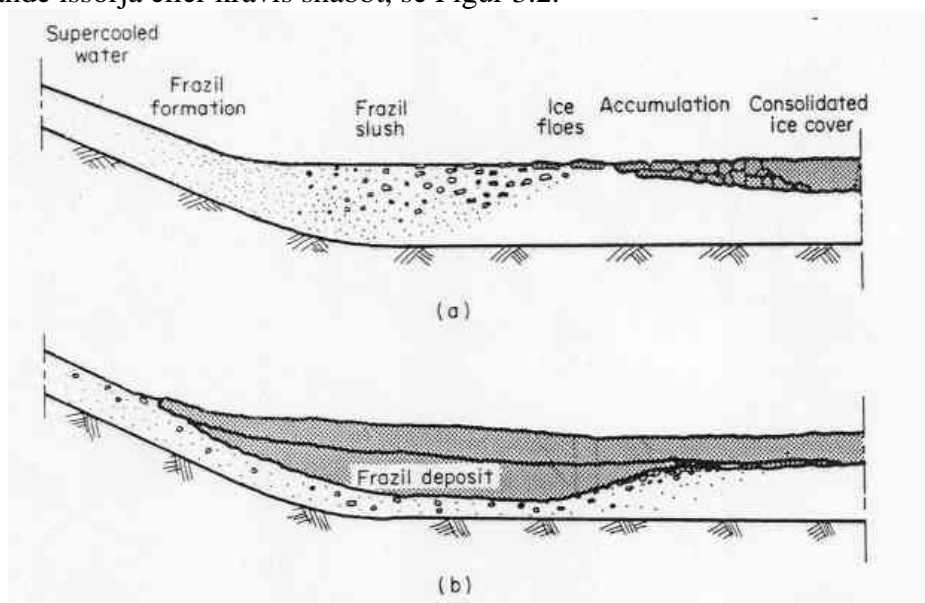
Figur 3.1. Längre ut från stranden påverkas isen av strömmar och vågor vilket kan forma isen till packis.



Figur 3.1 I stora sjöar eller till havs är isen längre ut påverkad av strömmar och vågor, här istäcke på senkvintern längs stranden vid Beauforthavet i Alaska. Återgett i Eranti & Lee (1986) figur 3.12.

Både is i strömmande vatten (här ibland kallat flodis) och sjöis bildas av sötvatten (Ashton 1986), men deras kristallstruktur kan vara olika. Flodis bildas ofta av underkyllt vatten medan sjöis bildas i stillastående vatten. Vind och strömmar kan ibland medföra att isen bildas av underkyllt vatten i sjöar också.

I snabbt strömmande vatten underkyls vatten, d.v.s. får en temperatur under noll grader, innan det fryser till is (Eranti och Lee 1986). När vattenhastigheten sjunker eller där vattnet träffar på en konstruktion, t.ex. en risgrind, eller dras mot botten bildas mer omfattande issörja eller kravis snabbt, se Figur 3.2.



Figur 3.2 Isformation i strömmande vatten Eranti & Lee (1986) figur 3.15.

Issäsongen kan för flodis beskrivas som (Ashton 1986):

- Avkylning av vattnet
- Bildning och transport av ispartiklar och isbildning längs stränderna
- Bildning och transport av issörja och flak
- Lokala isbryggor
- Helt istäcke bildas
- Förtjockning av istäcke
- Isblockering
- Istäcket bryter upp
- Slut på istäckets uppbrytning och all is försvinner

Issäsongen kan för sjöis beskrivas mycket enklare:

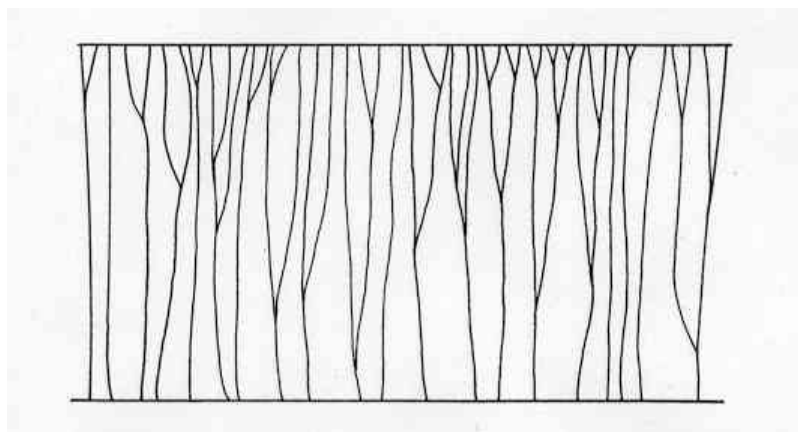
- Avkylning
- Is börjar bildas
- Förtjockning av istäcke
- Istäcke bryts upp

Isformation och uppbrytning i floder beror mycket på klimatet men beror även på flödeskaraktäristiska och kanengeometri. På grund av att vattenflöde i floder generellt är turbulent så är isbildningen styrd av karaktären på det turbulenta flödet.

De viktigaste faktorerna som inverkar på upptiningen av ett istäcke är (Eranti och Lee 1986) temperaturen, absorptionen av solstrålning, vindar, strömmar och smältvatten. Upptiningen börjar vanligen vid strandkanten när smältvatten försvagar isen och gör snötäcke mörkar så att det absorberar åt sig mer solstrålning. När strandisen försvagas kan istäcket längre ut röra sig enklare och därmed även brytas upp av rörelserna. I slutskedet stiger vatteninnehållet i istäcket starkt och det blir mörkare och därmed absorberas mer solstrålning vilket ytterligare snabbar upp islossningen. Istäcket bildas normalt tidigare på sjö och isen bryts upp senare än på floder (Ashton 1986). Istjockleken varierar mer för flodis än för sjöis.

3.2 Istillväxt

Här beskrivs i första hand färskvattenis i sjöar och floder och inte is till havs. När en sjö kyls ner på hösten kyls först ytvattnet vilket blir tyngre och sjunker medan djupare beläget vatten strömmar upp (Bergdahl 1977). När vattnet i hela sjön i stort sett har en temperatur på $+4^{\circ}\text{C}$, vilket är temperaturen då färskvatten har som lägst densitet, börjar ytvattnet att kylas ner ytterligare tills det når fryspunkten. Vid lugnt väder eller stillastående vatten kan det tunna ytvattnet nått ner till fryspunkten medan resten av vattenvolymen fortfarande har en temperatur av $+4^{\circ}\text{C}$. När vattnet i skiktet når fryspunkten börjar is bildas. Isbildningen börjar ofta i ytlagret under kalla och klara nätter och startar med isbildning på "groddar" av något slag. Dessa groddar är oftast små iskristaller från luftlagret som kondenserar på vattenytan. Den första isen på lugnt vatten har en form av plattliknade kristaller; dessa växer till ett nätverk av dendriter som slutligen förenar sig till ett kontinuerligt isskikt (Ashton 1986). Istillväxt nedåt påbörjas när temperaturen i luften närmast ytan är tillräcklig låg så att isbildningsvärmets kan strömma upp genom den bildade isen och till luften. Fortsatt istillväxt kan indelas i tre olika lager: primär is, sekundär is och överliggande is. Primär is är den is som först bildar en enhetlig struktur och yta. I en lugn yta växer den primära isen horisontellt i det underkylda lagret och är några få tiondels millimeter tjockt. Om den primära isen bildas när det snöar så räknas snösörjan också till den primära isen. Sekundär is bildas parallellt i värmeflödets riktning, vilket i de flesta fall är vinkelrätt mot den primära isen. Dess struktur är annorlunda än den primära isens och bildar en kolumn-liknande form (Figur 3.3). Dessa kolonnkristaller kan bli lika tjocka som istäcket och deras tjocklek växer med djupet. På ett djup av 0.3 till 0.6 m kan kristallernas diameter vara 0.05 – 0.15 m (Bergdahl 1977).



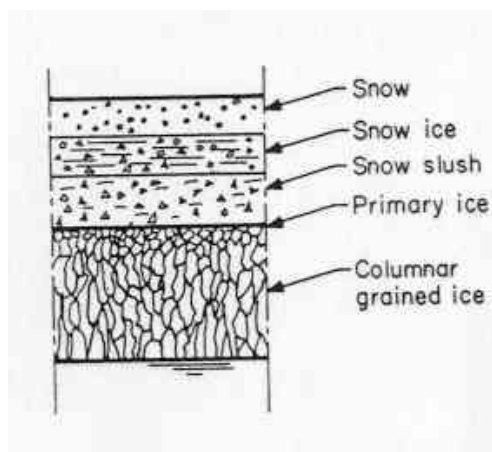
Figur 3.3 Vertikalsektion av kolonnis ("columnar ice") (Bergdahl 1977) fig 2.10

Den bildade isen kallas för klaris på grund av dess genomskinlighet, svartis på grund av att den verkar mörk ovanifrån och kolonnis på grund av dess struktur. Föroreningar ansamlas i kristallgränserna. När solen värmer upp isen på våren absorberas den mesta energin i dessa kristallgränser vilket medför att isen startar att smälta där. Kort före det att isen går upp har istäcket brutits ner till tätt packade mest löst sammanhållna ljusliknande kristaller. Riktningen på kristallerna (c-axeln) i kolonnis är viktig att känna till då de reologiska egenskaperna hos isen är olika i c-axeln och i basalplanen.

Över denna klaris eller kärnis bildas ofta av snö och vatten stöpis eller snöis som har mindre hårdhet än kärnisen.

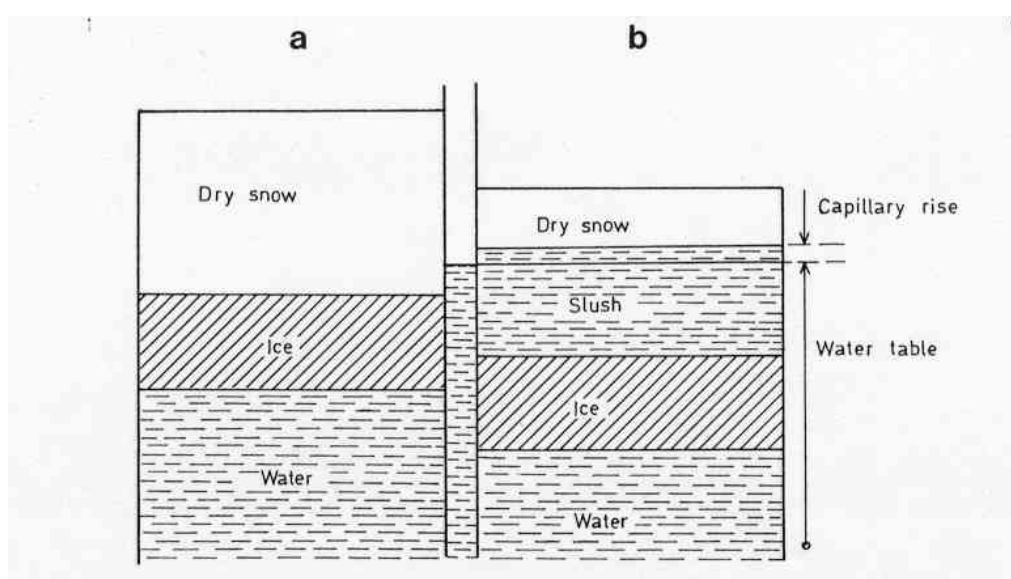
Issörja som hamnar under isen och fryser till är också sekundär is (Ashton 1986). Ovanliggande is bildas alltid ovanpå primär is och orsakas av översvämning av isen genom t.ex. nedpressning av isen så att vatten kan strömma upp genom hål eller sprickor, genom regn och smältande snö som rinner ner genom eventuellt snötäcke och fryser till och genom att bäckar och åar som strömmar ut i en sjö kan blockeras av is så att vattnet strömmar ut på sjöns is.

Snö på isen kan suga vatten om ytan översvämmas av vatten (Bergdahl 1977). Snön kan sedan frysa till snöis ("snow ice" T1). Om vattnet dräneras från snön innan snön fryser blir resultatet en dränerad snöis (T2) med mycket låg densitet. Se Figur 3.4.

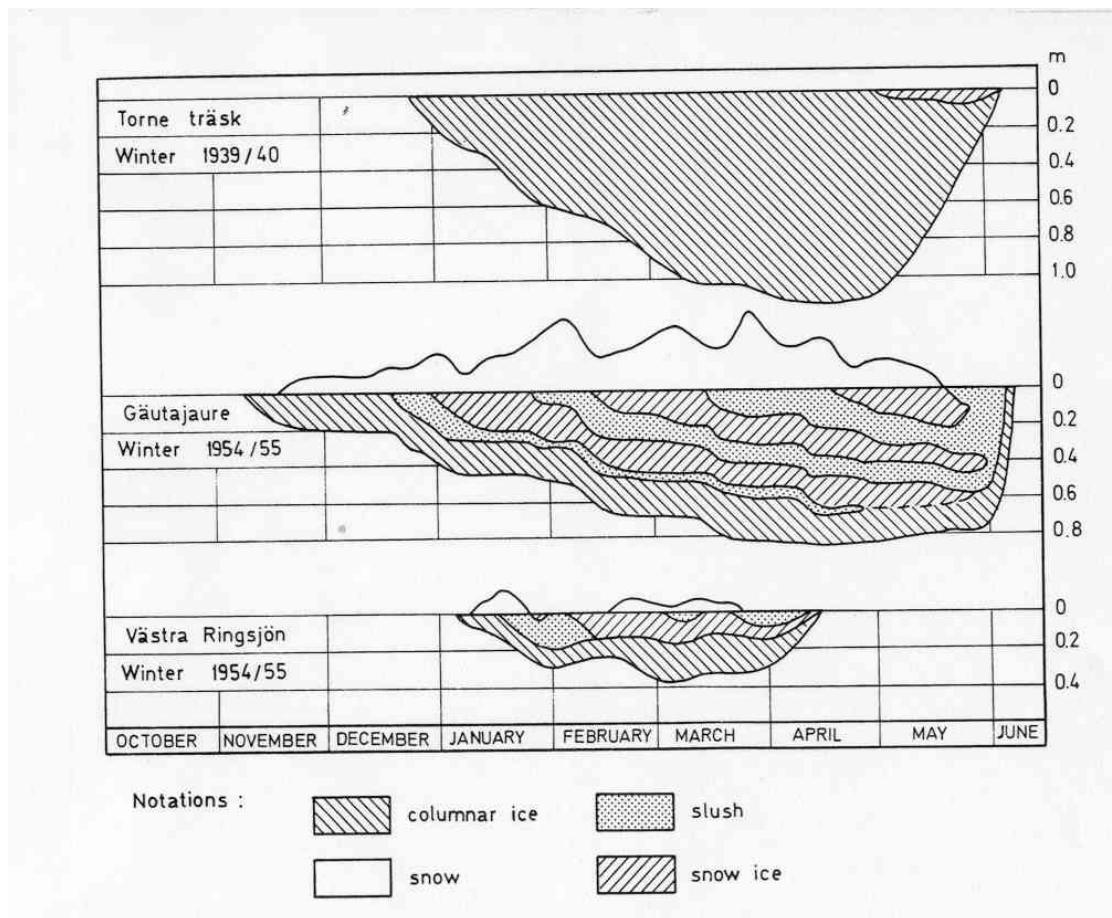


Figur 3.4 Typisk tvärsektion av ett istäcke i en sjö (Eranti och Lee 1986 figur 3-6)

Vattnet kan även kapillärt sugas vidare uppåt i snön. Issörjan av vatten och snö kan frysa till uppifrån samtidigt som kolonnisen undertill värms upp till vattentemperaturen, 0°C , se Figur 3.5. I Figur 3.6 ses exempel på omvandlingar i istäcke.



Figur 3.5 Vertikalsektion av istäcke innan och efter vatten har pressats upp på isen. (Bergdahl 1977) fig 2.13



Figur 3.6 Exempel på omvandlingar i istäcke. (Bergdahl 1977) fig 2.14.

Is indelas vanligen i typerna P1, P2, P3 och P4 samt i S1 och S2. I Tabell 3.1 ges en vanlig klassificeringsbeskrivning av olika istyper.

Tabell 3.1 Vanlig klassificering av is (Eranti och Lee 1986 tabell 3.1)

Designation	Characteristics*
Primary ice (forms first)	P1 Calm surface and small temperature gradient. Grains usually large to extra large with irregular boundaries and preferred vertical <i>c</i> -axis orientation.
	P2 Calm surface and large temperature gradient. Grain size medium to extra large and crystal shape tabular to needlelike, with random or preferred vertical to random <i>c</i> -axis orientation.
	P3 Agitated surface nucleated from frazil. Grain size fine to medium and grain shape tabular, with random <i>c</i> -axis orientation.
	P4 Nucleation by snow. Grain size fine to medium and grain shape equiaxed, with random <i>c</i> -axis orientation.
Secondary ice (forms parallel to heat flow from primary ice)	S1 Columnar grained ice. Grain size usually large to extra large, increasing with depth, and grain shape irregular, with preferred vertical <i>c</i> -axis orientation.
	S2 Columnar grained ice. Grain size fine to extra large, increasing with depth. <i>c</i> -axis orientation may be initially random, but it becomes preferred horizontal with increasing depth.
	S3 Columnar grained ice. <i>c</i> -axis orientation preferred aligned horizontal.
	S4 Congealed frazil slush. Grain size fine to medium and crystal boundaries irregular. <i>c</i> -axis orientation is random.
	S5 Drained congealed frazil slush. Grain size fine to medium and grain shape angular. This ice has formed as water has drained through the ice cover, leaving the slush to be refrozen; it has low density.
Superimposed ice (forms at top of ice cover)	T1 Snow ice. Grain size fine to medium and grain shape round to angular, with random <i>c</i> -axis orientation. The density varies from 0.83 to 0.90 g/cm ³ (52 to 56 lb/ft ³).
	T2 Drained snow ice. Grain size fine to medium and grain shape rounded, with random <i>c</i> -axis orientation. The density is about 0.6 g/cm ³ (37 lb/ft ³).
	T3 Surface ice. Layers of columnar ice, which have formed at the top of the original primary ice.
Agglomerate ice	R Agglomeration of individual ice pieces which have refrozen. May be associated with rafting or ridging.

* Grain size ranges: (a) fine, diameter less than 1 mm (0.04 in); (b) medium, diameter 1 to 5 mm (0.04 to 0.2 in); (c) large, diameter 5 to 20 mm (0.2 to 0.8 in); (d) extra large, diameter greater than 20 mm (0.8 in); (e) giant, dimensions in meters.

Istäcket på en sjö varierar från plats till plats i sjön, t.ex. på grund av olika snöansamlingar. Vid inlopp från och utlopp till åar eller älvar finns vattenströmmar vilka påverkar isen liksom om isen översvämmas vid inloppet från en å. Längs stränderna böjs och spräcks istäcket och blir dessutom ibland översvämmat av vatten

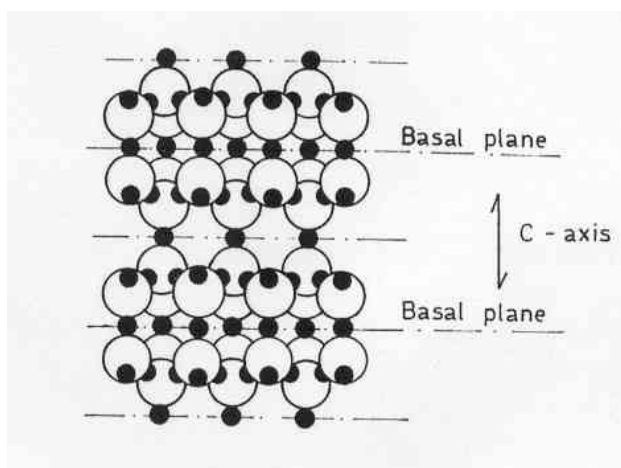
om vattennivån fluktuerar. Fluktuationer i temperaturen påverkar också isen. Istäcket varierar också med tiden, vid tidigt vinter är isen solid och stark. På senvintern är istäcket kanske uppmjukad av solsken, om inte isen täcks med isolerande snö.

I turbulent vatten orsakat av strömmar eller vågor är isbildningen och istäcket mycket mindre stabilt och normal kan inte primäris bildas.

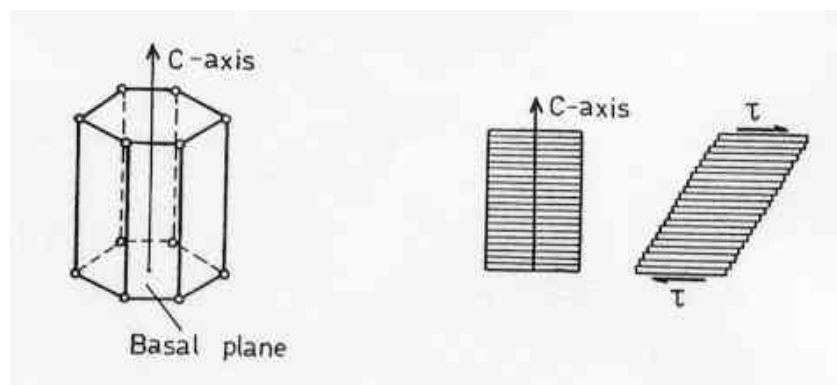
I det strömmande vattnet bildas is först vid stränderna. Istäcket tillväxer sedan utåt strömfåran genom ansamling av små godtyckligt orienterade iskristaller eller isnålar, bildade i underkyllt, strömmande vatten. Dessa iskristaller kan också bilda små isflak – pannkaxis – eller som issörja – kravis ("frazil ice", eller sekundär is av typ S4) – frysa fast i flodbotten eller mot någon konstruktion i vattnet (.ex. vattenvägar till en vattenturbin eller mot en risgrind) och väsentligt ändra strömningsförhållandena (och lastförhållandena).

I strömmande vatten (floder, åar, osv) är tillståndet hos bildad is mer komplicerat. I sakta strömmande vatten påminner förhållandena om de för sjöar. I forsar eller vid förträngningar i floden bildas mycket underkyllt is, vilket längre nedströms kan täppa till strömfåran. Vattenytan kommer då att stiga vilket medför att istäcket kommer att lyfta från stränderna och isflaken kan skjuvas upp på varandra, brytas i mindre bitar eller transporteras längre nedströms där de kan orsaka att åfåran kan täppas till igen. Detta är speciellt besvärligt där floderna flyter från lite varmare trakter mot kallare trakter såsom i Kanada och Sibirien. Vattenströmningen kan även få ett existerande istäcke att bryta upp på ett mer ostrukturerat sätt.

Is växer till längs sin så kallade c-axel, se Figur 3.7, vilken är vinkelrät mot de så kallade basalplanen. På grund av denna anisotropi har isen olika egenskaper i olika riktningar. T.ex. så inträffar glidningar mycket lättare längs basalplanen än längs c-axeln då det är mycket färre molekylbindningar (dislokationer) att bryta längs basalplanen. Sådana glidningar längs basalplanen antas ligga bakom den viskösa deformationen av is, se Figur 3.8. En iskristall är aldrig perfekt utan innehåller defekter av olika slag såsom fickor av föroreningar, salt och luft, hål eller dislokationer. Isens yta antas vara mer vätskelik.



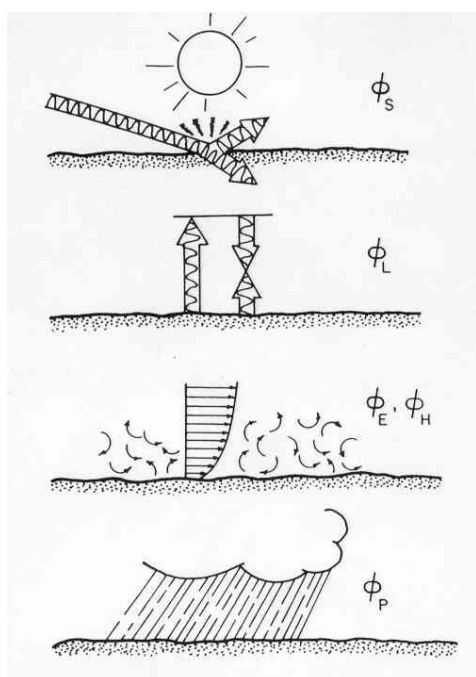
Figur 3.7 Ett snitt längs c-axeln, tvärs två basalplan i en isstruktur Bergdahl (1977) fig. 2.7.



Figur 3.8 Förenklad modell av ett hexagonalt isprisma och processen bakom plastisk skjuvning. Återgett från litteraturen i Bergdahl (1977) fig. 2.8.

3.3 Termisk energibalans i ett istäcke

Istemperaturen beror på flera faktorer såsom lufttemperatur, vindhastighet, avdunstning, isolering, istjocklek, snötäckets fysiska egenskaper, istäckets fysiska egenskaper (Lindgren 1970). Istemperaturen styrs av energiutbytet med omgivningen.



Den allt överskuggande energiutbytet mellan en naturlig vattendrag och omgivningen sker via gränsen mellan vattnet och luften (Ashton 1986). De huvudsakliga klimatiska faktorerna som medverkar till energiutbytet är lufttemperaturen, luftfuktigheten, vindhastigheten, lufttrycket, solens instrålning, molnigheten och avdunstningen från ytan. Energiutbytet kan t.ex. uppdelas som visas i Figur 3.9 till:

- q_s = kortvågig strålning, t.ex. solstrålning
- q_L = Långvågig strålning till och från ytan
- q_E = energiutbyte på grund av avdunstning eller kondensation
- q_H = konvektivt utbyte av sensibel värme

Figur 3.9 Komponenter som påverkar energiutbytet mellan vattendrag och omgivningen Ashton (1986) figur 4-10. q_P = värmeutbyte genom nederbörd

Bergdahl återger energibalansen i ett istäcke som:

$$q_t = q_c - q_b + q_l + q_s - q_e - q_m \quad (3.2)$$

Där q_l = ändring av lagrad energi p.g.a. ändringar isens eller snöns temperatur; q_e = ändring av energi p.g.a. förångning eller kondensation; q_m = ändring av energi p.g.a. smältning; q_c = konvektivt värmefflöde p.g.a. olika temperatur på ytan och i luften; q_b = utflödande långvågsstrålning; q_l = inkommande långvågsstrålning; och q_s = inkommande kortvågsstrålning.

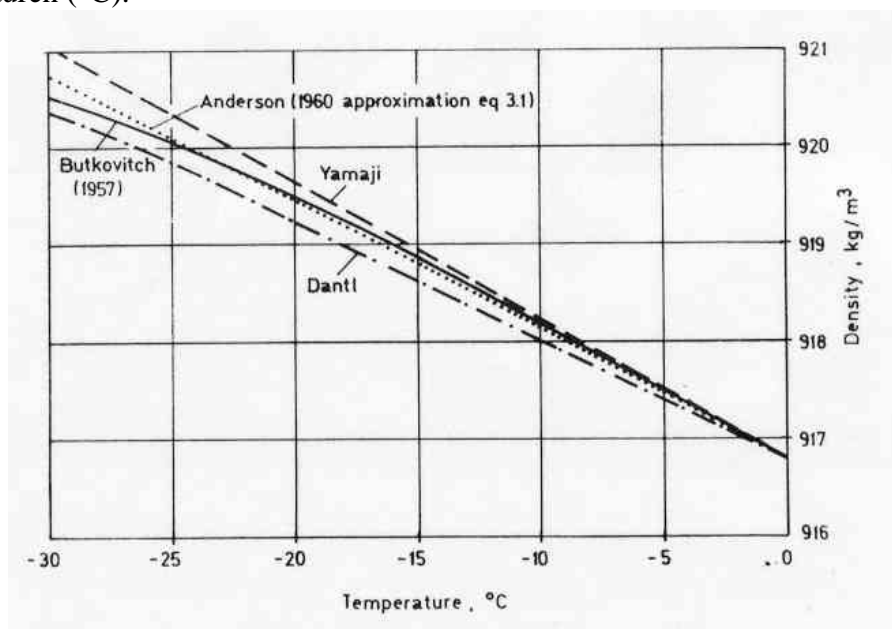
3.4 Fysikaliska egenskaper

3.4.1 Densitet

Kompaktdensiteten för ren is varierar med istemperaturen och med den termiska volymutvidgningskoefficienten enligt antagandet nedan och Figur 3.10.

$$\rho(T) = \rho_0 / (1 + \gamma T) \quad (3.3)$$

där $\rho(T)$ = densitetens variation med temperaturen (kg/m^3); ρ_0 = kompaktdensiteten vid 0°C (916.82 kg/m^3); γ = termiska volymutvidgningskoefficienten ($1/^\circ\text{C}$); och T = temperaturen ($^\circ\text{C}$).



Figur 3.10 Kompaktdensiteten för färskvatten vid olika temperaturer (Bergdahl 1977) fig 3.1

Bulkdensiteten för färskvatten ligger för S1 och S2 is mellan $870 - 920 \text{ kg/m}^3$, för snöis T1 mellan $870 - 910 \text{ kg/m}^3$ och för dränerad snöis T2 på ca 600 kg/m^3 .

Då kompaktdensiteten för färskvatten ges mycket exakt av ekvationen ovan och då andra föroreningar än luft inte inverkar på bulkdensiteten så kan halten av luftbubblor räknas fram med

$$\rho(T, v) = \rho(T) \cdot (1 - v) \quad (3.4)$$

där v = halten av luftbubblor (-).

3.5 Termiska egenskaper

Värmeutvidgningen är stor – 5 ggr större än stålets (Löfquist 1987). Sjunker medeltemperaturen i isen 10°C fås en förkortning av istäcket på ca 5 cm per 100 m längd. Trots att vatten som fryser tar upp 9% större volym än vattnet så innebär det oftast inte att trycket i horisontalled ökar ty volymökningen sker i riktningen för värmeflödet, dvs nedåt. Vatten som fryser i sprickor expanderar dock i horisontalled och ger upphov till tryck. Saltvattenis, däremot, sväller vid avkylning.

Ashton (1986) ger en ekvation från litteraturen på **specifik värme**:

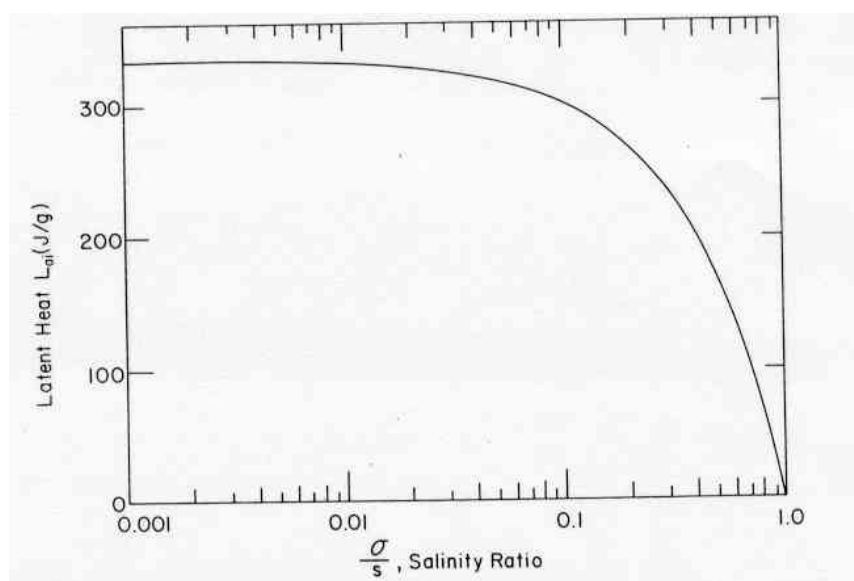
$$C_{ai} = 2.114 + 0.007789T - 333.4T_f/T^2 \quad (3.5)$$

Där C_{ai} = den skenbara specifika värmekapaciteten inklusive effekten av lösta föroreningar i isen (J/g/°C), T = temperaturen (°C) och T_f = fryspunkten för is med lösta föroreningar, rimligt värde anges ligga mellan 0 och -0.05 (°C).

När vatten fryser frigörs **isbildningsvärme** vilket är 333.4 J/g för rent vatten vilket dock avtar med stigande salthalt, se ekvation (3.6) och t.ex. Figur 3.11.

$$L_{ai} = \left(1 - \frac{s_i}{s_p}\right) L_i \quad (3.6)$$

Där L_{ai} = latent isbildningsvärme med hänsyn taget till salter i vattnet (J/g), s_i = andel salt infruset i isen, s_p = andel salt i vattnet som fryser.

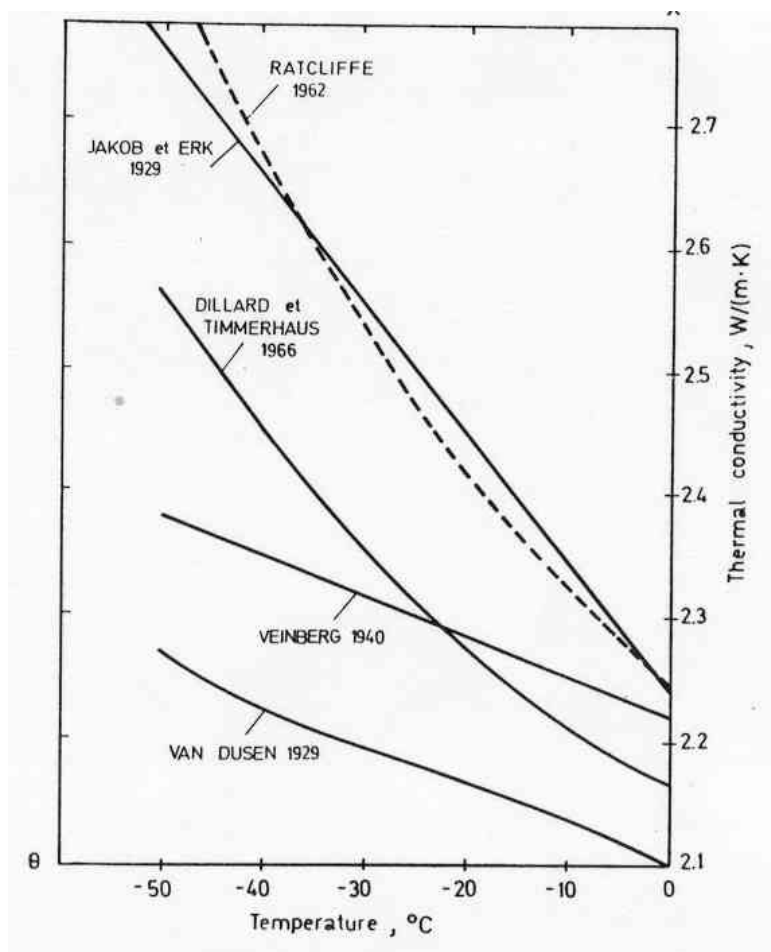


Figur 3.11 Isbildningsvärme som krävs att frysa vatten med salthalt s_p till is med en salthalt s_i (σ) Ashton (1986) fig 2-15

Ashton ger en ekvation från litteraturen på **värmeledningsförmåga** (konduktivitet) hos is, baserat på mätningar, som:

$$k_i = 2.21 - 0.011T \quad (3.7)$$

Där k_i = värmeledningskoefficienten (konduktivitet) ($=2.21\text{W/m}^\circ\text{C}$ vid 0°C)
 Enligt Figur 3.12 ses dock att värmeledningskoefficienten återges lite olika av olika författare.



Figur 3.12 Termisk konduktivitet hos färskvattenis varierande med temperaturen enligt olika författare (Bergdahl 1977) fig 4.1

Värmeledningsförmågan hos naturisar är också beroende på infrysta luftbubblor och salter och porer med ofruset vatten.

Ashton ger också en alternativ termisk storhet, **termisk diffusivitet**, vilken ganska enkelt kan mätas i fält genom temperatur som funktion av tiden och djupet i isen.

$$K = \frac{k}{\rho \cdot c} \quad (3.8)$$

Där K = termisk diffusivitet (m^2/s), k = värmeledningsförmåga, ρ = densitet och c = specifika värmekapaciteten. I Tabell 3.2 ses exempel på termisk storheter för bubbel-fri is.

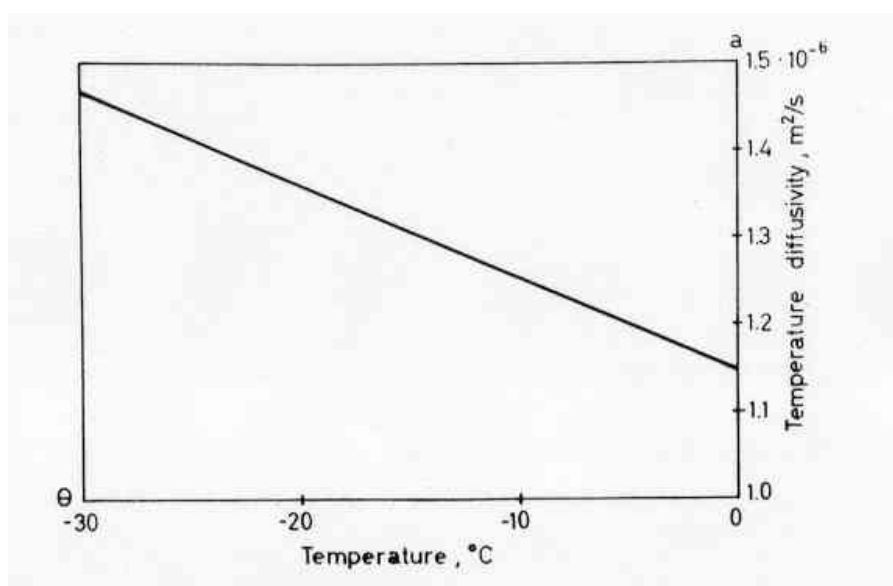
Tabell 3.2 Termisk diffusivitet hos bubbel-fri is tillsammans med temperatur, densitet, specifika värmnet och värmeledningsförmågan Asthon (1986) tab 2-3.

Freezing point (°C)	Temperature (°C)	Density of ice (kg/m)	Specific heat of ice (J/g °C)	Thermal conductivity of ice (W/m °C)	Thermal diffusivity of ice (m ² /s)
-0.0001	-0.2	917	10.5	2.21	2.3 × 10 ⁻⁷
-0.0001	-1.0	917	2.45	2.22	9.9 × 10 ⁻⁷
-0.0001	-5.0	918	2.10	2.26	11.7 × 10 ⁻⁷
-0.0001	-20.0	918	1.97	2.32	12.8 × 10 ⁻⁷
-0.01	-0.2	922	95	2.06	0.23 × 10 ⁻⁷
-0.01	-1.0	918	5.5	2.19	4.3 × 10 ⁻⁷
-0.01	-5.0	917	2.35	2.26	10.5 × 10 ⁻⁷
-0.01	-20.0	920	1.97	2.43	13.4 × 10 ⁻⁷

Bergdahl (1977) återger i Figur 3.13 termisk diffusivitet hos färskvattenis som funktion av temperaturen beräknad från ekvationen

$$K \approx (1+b \cdot T) \cdot a_0 \quad (3.9)$$

Där $b \approx -9.28 \cdot 10^{-3} / ^\circ\text{C}$; och $a_0 = 1.15 \cdot 10^{-6} \text{ (m}^2/\text{s)}$.



Figur 3.13 Termisk diffusivitet hos färskvattenis som funktion av temperaturen (Bergdahl 1977) fig 6.1

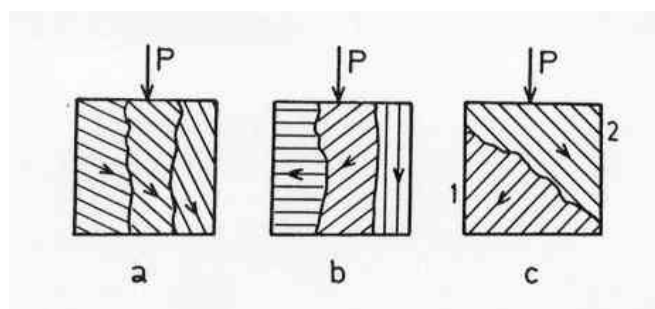
3.6 Mekaniska egenskaper

3.6.1 Allmänt

De mekaniska egenskaperna beror i hög grad på (i) kristallstrukturen, (ii) temperaturen och (iii) lastens varaktighet (Eranti & Lee 1986).

Is har, till skillnad mot t.ex. stål, väldigt stora kristaller (Bergdahl 1986). Dessa kristaller kan vara orienterade ganska olika i en bit is, se Figur 3.14. Detta faktum att kristallerna är stora och orienterad i lite olika riktningar tillsammans med att isen kan ha

föroreningar eller defekter i sig, speciellt i kristallgränserna, gör att de mekaniska egenskaperna kan variera betydligt, även för isbitar uttagna nära varandra.

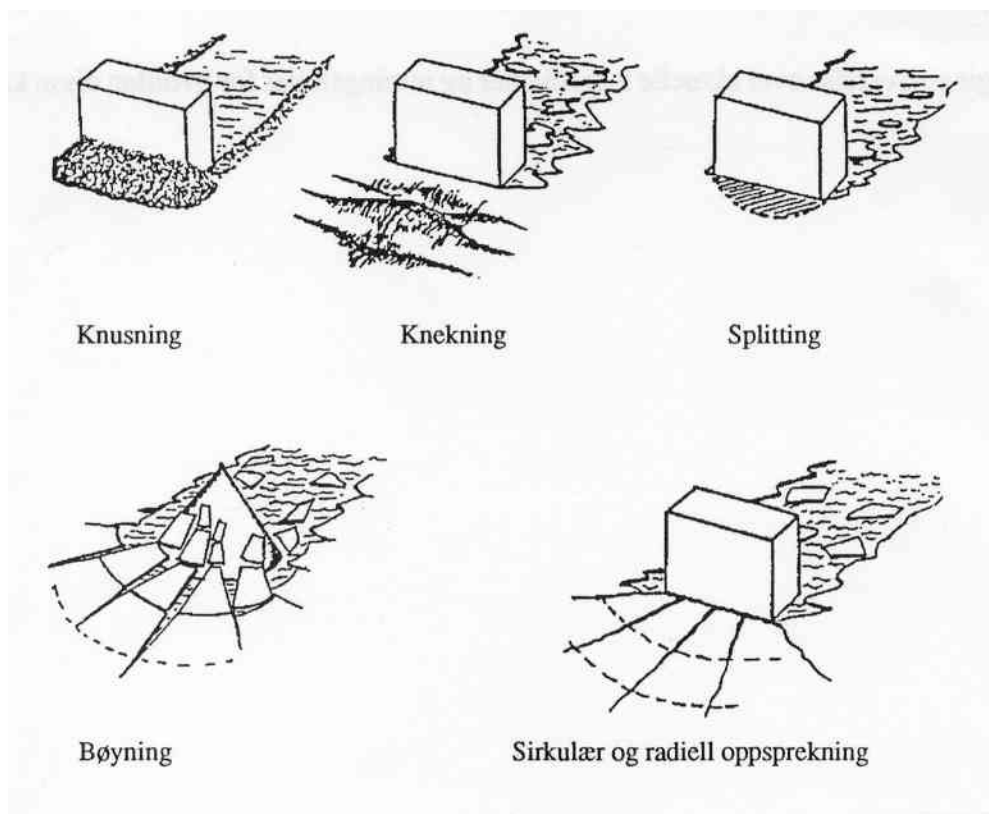


Figur 3.14 Isens struktur påverkar dess egenskaper Bergdahl (1977) fig 9.1

De mekaniska egenskaperna påverkas också av att isen ofta befinner sig i ett temperaturintervall nära sin smältpunkt. Fransson (1988) menar därför att modelltester och fältförsök är att föredraga framför spänning-töjningsförsök med små provkroppar. Det är svårt att definiera deformationer och hållfastheter för is därför att testresultat visar på stor spridning beroende på istyp, testskala och testarrangemang.

3.6.2 Deformationsegenskaper

Vid belastning av is uppstår elastiska deformationer som snabbt övergår i krypdeformationer och som med tiden blir den helt dominerande deformationstypen (Danielsen 1990). Krypning uppstår vid alla lastnivåer och om lasten får verka tillräckligt länge kommer isen att gå sönder. Vid låga lastnivåer blir det ett segt brott och vid höga lastnivåer blir brottet sprött. Olika brottyper i skala lika med konstruktionens ses i Figur 3.15.

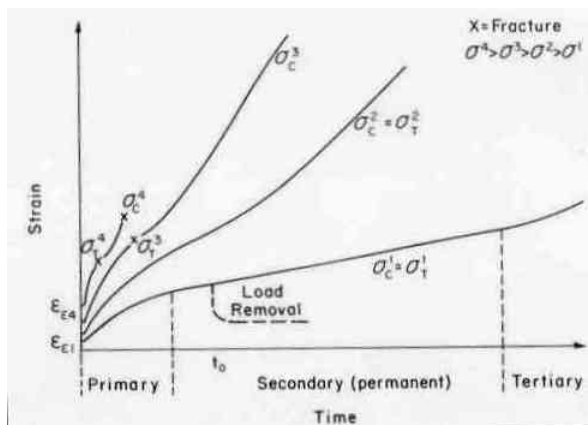


Figur 3.15 Brottyper i istäcke som trycker mot fasta konstruksjoner. Ur Danielsen (1990) figur 1.1.

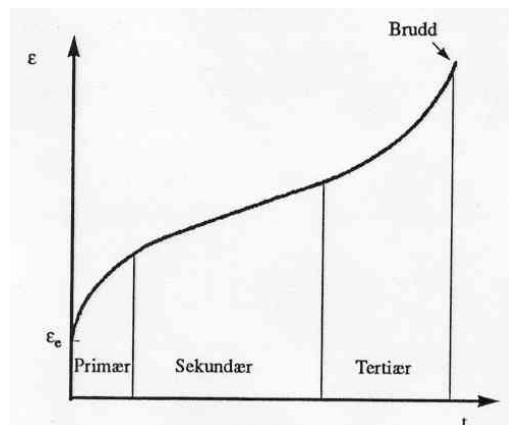
Förutom tiden påverkas deformationerna av olika faktorer såsom istyp, kristallorientering och temperatur (Löfquist 1987).

På grund av temperaturen i ett istäcke oftast är omkring smältpunkten för is, så dominerar krypning framför elastiska deformationer (Ashton 1986). Exempel på experimentella resultat deformationsegenskaper vid pålastning av polykristallin is ges i Figur 3.16 där även de olika typerna av kryphastigheter primär, sekundär och tertiär syns (Eranti & Lee 1986).

Krypning i is förklaras ofta med hjälp av det sker dislokationsvandringar i isen, d.v.s. defekter i isgittret vandrar längs korngränser och ansamlas till knutpunkterna mellan olika kristaller. Generellt kan man dela in krypdeformationer i tre olika stadier, primärstadiet med avtagande kryphastighet, sekundärkrypning med konstant kryphastighet och tertiärkrypning med accelererande krypning, se Figur 3.17, och slutligen brott.

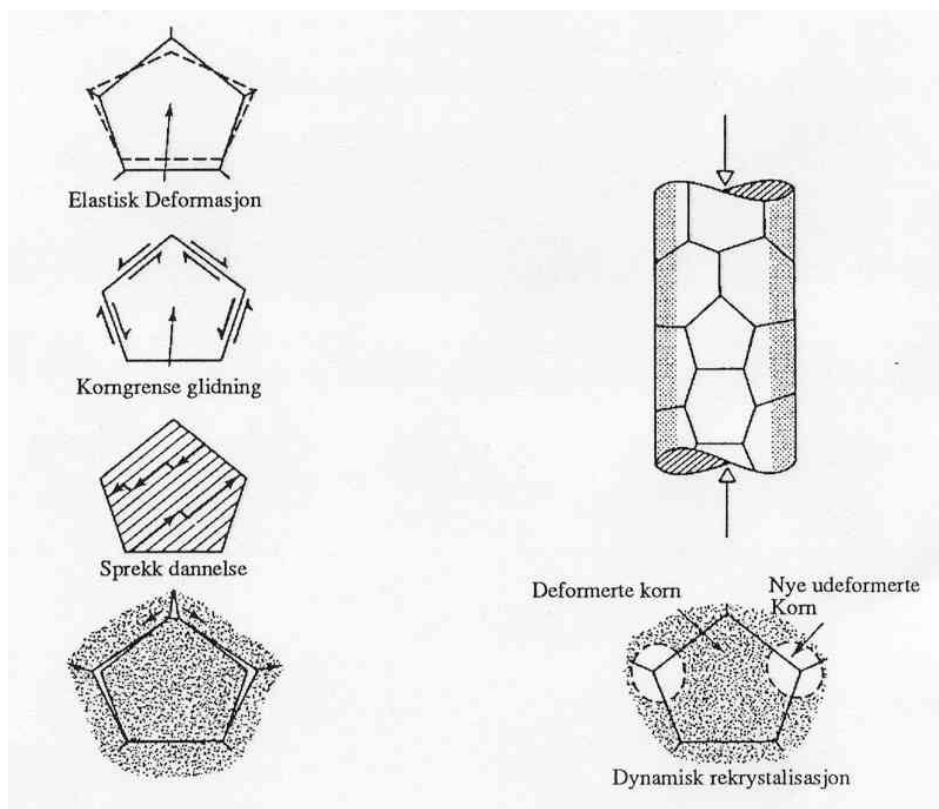


Figur 3.16 Typiska kryptkurvor för is under konstant last (eller påkänningar) vid drag, σ_T , och tryck, σ_C återgett i Asthon (1986) fig. 2-10.



Figur 3.17 Karakteristiska kryptstadier för is utsatt för konstant belastning Danielssen (1990) figur 2.2.

För att förklara isens uppförande under belastning är det nödvändigt att studera de mikroskopiska deformationsprinciper som kan gälla för is, Figur 3.18. Vid belastning uppför sig kornen först rent elastiskt och vid avlastning återgår deformationerna fullständigt. Vid fortsatt belastning sker korngränsglidningar p.g.a. skärspänningar, vilket är den dominerande deformationstypen vid primärkrypning. Deformationer i det primära stadiet beror på kornstorleken och är en såkallad försenad, elastisk töjning, vilket innebär att den är reversibel. Vidare deformation uppstår vid en inre omstrukturering av isen i form av dislokationsglidningar, vilka deformerar isen permanent och återgår inte vid avlastning. Sådana dislokationsglidningar antas vara orsaken till sekundär krypning. Vidare deformation övergår i tertiär krypning. En förklaring till tertiär krypning är att dislokationsglidningarna koncentrerar sig vid knutpunkter i iskristallgittret och medföljande spänningskoncentrationer gör att isen spricker i dessa punkter. Vid sprickbildningen omfördelas spänningarna och dislokationsglidningar koncentrerar sig ånyo med accelererande sprickbildning som följd.

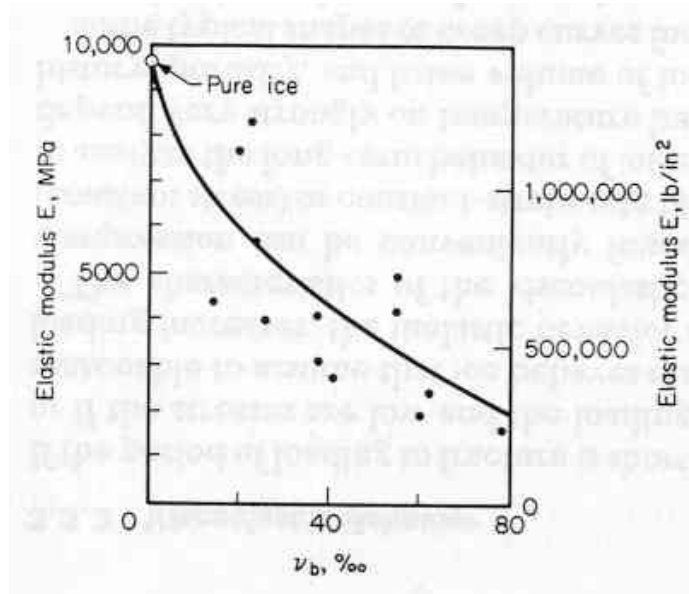


Figur 3.18 Mikroskopiska deformationsprinsipen i is. Ur Danielsen (1990) figur 2.4.

3.6.3 Kontinuummekanik

Ett kontinuum innehåller material som är kontinuerligt distribuerat i den aktuella volymen. Materialegenskaper som t.ex. elasticitetsmoduler, viskositet och flytspänningar bestäms från experiment, och antas inte av uppförandet av mikropartiklar i volymen. Materialet kan ha diskontinuiteter, t.ex. sprickor, men materialegenskaperna som inte korsar sådana diskontinuiteter är kontinuerliga under volymens rörelse (Løset et al 1998).

Om de mekaniska egenskaperna för is skall bestämmas genom experiment, så är resultatet starkt beroende av hur man arrangerar experimenten. T.ex. så måste **elasticitetsmodulen** mätas mycket snabbt efter pålastningen för att inte få med krypeffekter, speciellt vid höga påkänningar. Is uppför sig elastiskt endast under en mycket kort lastpåverkan, eller om lastnivån och lastökningshastigheten är låga. Att mäta den "sanna" elasticitetsmodulen görs bäst med ultraljudsmätningar (Eranti och Lee 1986) då inte krypning inträffar. Resultat visar på lågt beroende av temperatur, kristallstruktur eller lastriktning medan saltinnehåll och porositet spelar roll, se Figur 3.19.



Figur 3.19 Elasticitetsmodulen E som funktion av salthalt uppmätt med seismiska instrument Eranti & Lee (1986) figur 3.20

Ett samband från litteraturen av den dynamiska E -modulen är (Bergdahl 1977):

$$E_l = (1 - 0.011 \cdot T) \cdot 8.4 \quad (3.10)$$

Där E_l = dynamisk e -modul (Gpa); och T = temperaturen ($^{\circ}\text{C}$).

Vid mätningar av den statiska e -modulen vid trycktest, så är spridningarna i resultaten från litteraturen stora. Förutom att det är mycket svårare att exkludera krypningen, så innehåller de större provkropparna vid sådana här provningar kristaller med olika orientering, de innehåller defekter som föroreningar, luftporer, krosszoner och sprickor och de innehåller många kristallgränser.

Vid statiska mätningar av last-töjningar, som i Figur 3.20, kan även E -modulen mätas som tangenten för den korta första delen av kurvorna. E -modulen mätt på detta sätt tenderar att bli lägre än vid ultraljudsmätningar (Eranti och Lee 1986). Detta beror på att viskoelastiska töjningar och krypning hinner inträffa. Sådana mätningar är också beroende av ökningshastigheten hos spänningarna eller töjningarna, av temperaturen och av kristallstrukturen. Lastriktningen spelare roll p.g.a. anisotropin hos is. Även nivån och tecken (drag eller tryck) på spänningarna spelar roll.

Allt detta ger en större spridning i resultaten och en lägre e -modul. För färskvattenis av kolonntyp (S1) ges i Bergdahl (1977) ett samband

$$E_l = (1 - 0.012 \cdot T) \cdot 6.1 \quad (3.11)$$

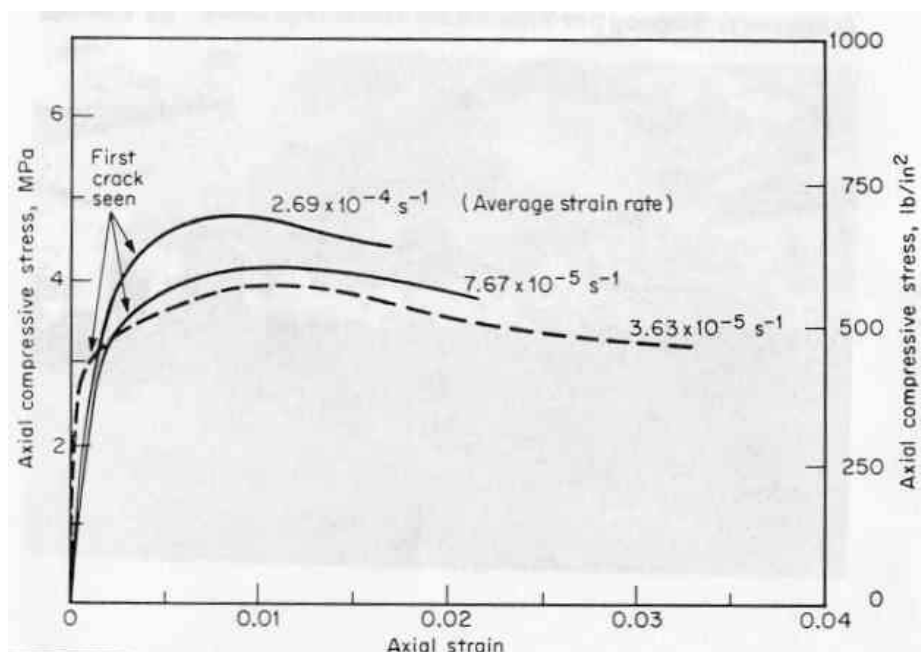
Och för snöis

$$E_l = (1 - 0.012 \cdot T) \cdot 5.1 \quad (3.12)$$

Ashton (1986) återger en styvhetsrelation vid böjning:

$$E_b = \frac{4E_c E_t}{(\sqrt{E_c} + \sqrt{E_t})^2} \quad (3.13)$$

Där E_b = elasticitetsmodulen för böjning; E_c = elasticitetsmodulen för tryck; och E_t = elasticitetsmodulen för drag.



Figur 3.20 Påkänningar-töjningar vid trycktest med låg hastighet på iscyllindrar vid $-7 \pm 1^\circ\text{C}$. Återgett i Eranti & Lee (1986) figur 3.21.

Tvärkontraktionstalet, Poissons tal, har vid dynamiska tester mätts till $\nu = 0.35 \pm 0.04$. Vid statiska trycktest är det större spridning p.g.a. den komplicerade kristallstrukturen. Värden mellan 0.0014 och 2.66 har rapporterats.

Skjuvmodulen anges vanligen som

$$G = \frac{E}{2(1-\nu)} \quad (3.14)$$

Exempel på elastiska samband enligt Løset (1998) är

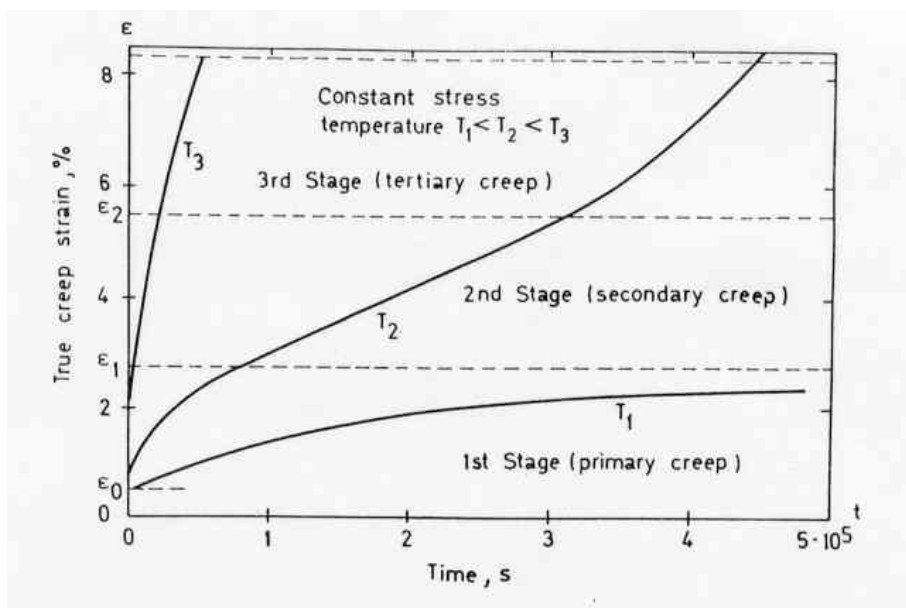
$$E(T) = A + B(T_m - T) \quad (3.15)$$

$$G(T) = C + D(T_m - T) \quad (3.16)$$

$$\nu(T) = E + F(T_m) \quad (3.17)$$

Där $E(T)$ = elasticitetsmodulen (Gpa); $G(T)$ = skjuvmodulen (Gpa); $\nu(T)$ = tvärkontraktionstalet (-); $A = (8.93, 9.39)$; $B = (1.2 \cdot 10^{-2}, 1.3 \cdot 10^{-2})$; $C = (3.41, 9.61)$; $D = (4.5 \cdot 10^{-3}, 1.1 \cdot 10^{-3})$; $E = (0.31, 3.37)$; och $F = (7.0 \cdot 10^{-5}, 4.7 \cdot 10^{-3})$ för granulär is respektive kolumnis.

Efter den rena elastiska deformationen ϵ_0 så beror töjningen till stor del på krypning i materialet. Krypningen delas ibland in i olika stadier efter hur snabbt töjningen utvecklas, primär töjning mellan ϵ_0 och ϵ_1 , sekundär töjning mellan ϵ_1 och ϵ_2 och tertiär krypning, se Figur 3.21 och föregående avsnitt 3.6.2.

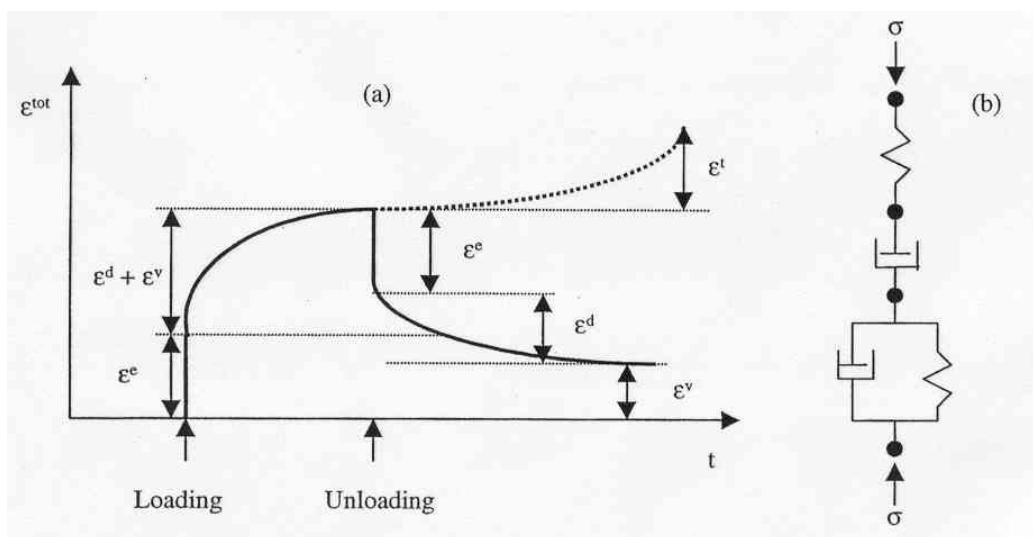


Figur 3.21 Typiska krypkurvor vid konstant last men olika temperaturer. Återgett i Bergdahl (1977) fig 9.5.

Ett töjnings samband som ges av Sinha (1983) är

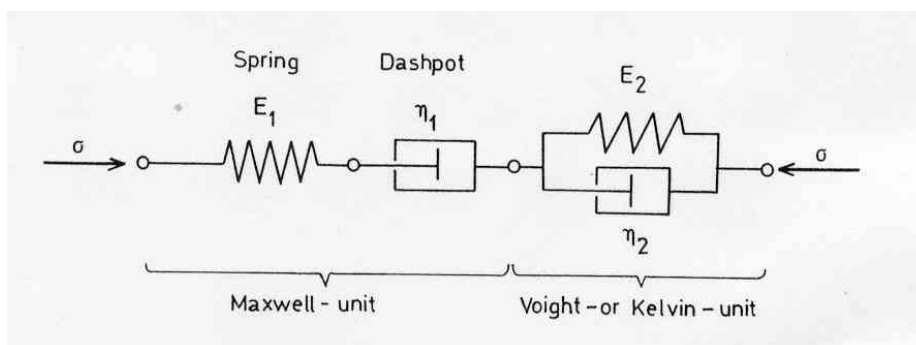
$$\epsilon^{tot} = \epsilon^e + \epsilon^d + \epsilon^v + \epsilon^t \quad (3.18)$$

där ϵ^{tot} = total töjning; ϵ^e = ren elastisk töjning, återgår efter avlastning; ϵ^d = försnad elastisk töjning, återgår efter avlastning; ϵ^v = viskös deformation eller krypning som är permanent; och ϵ^t = tertiär töjning, (Figur 3.22).



Figur 3.22 En idealiserad deformations-tid kurva för en iskropp som pålastas och avlastas momentant Løset et al (1998) fig. 5.2.

Figur 3.23 visar en möjlig reologisk modell med fjädrar och dämpare som kan beskriva deformationen ovan.



Figur 3.23 En reologisk modell av is. σ är lastens påkänning, E_1 och E_2 är elasticitetsmoduler och η_1 och η_2 är viskositetsmoduler Bergdahl (1977) fig 9.3.

En linjär reologisk modell som följer principen i Figur 3.23 kan vara (Bergdahl 1977):

$$\dot{\epsilon} + \frac{E_2}{\eta_2} \epsilon = \frac{\ddot{\sigma}}{E_1} + \left(\frac{1}{\eta_1} + \frac{1}{\eta_2} + \frac{E_2}{E_1 \eta_2} \right) \dot{\sigma} + \frac{E_2}{\eta_1 \eta_2} \sigma \quad (3.19)$$

Isens reologiska egenskaper är dock starkt beroende av nivån på deformationen och påkänningarna, vilket gör att en olinjär modell bör användas, t.ex.:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + K \cdot D \cdot \left(\frac{\sigma}{E} \right)^n \quad (3.20)$$

Där K och n är funktioner av töjningarna, töjningshastigheten och påkänningarna. Bergdahl nämner exempel från litteraturen på parametrarna:

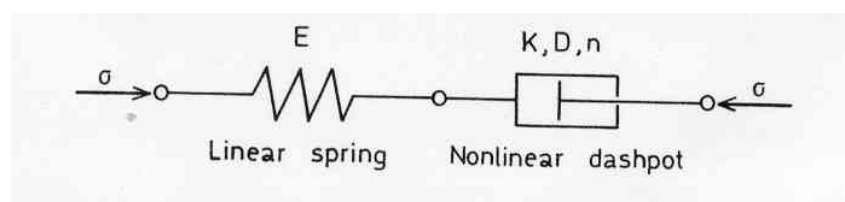
$$K = 4.40 \cdot 10^{-16} \text{ (m}^{-2}\text{)}; n = 3.651 \text{ för } \dot{\epsilon} / D = 2 \cdot 10^7 - 8 \cdot 10^9 \text{ (m}^{-2}\text{)}.$$

D = själv-diffusionskoefficienten för vattenmolekyler i is, vilken kan skrivas som:

$$D = D_0 e^{-\left(\frac{Q_s}{RT}\right)} \quad (3.21)$$

Där $D_0 = (9.13 \pm 0.57) \cdot 10^{-4} \text{ (m}^2\text{/s)}$; Q_s = aktivitetsenergin för självdiffusion = 59.8 (kJ/mol); R = gaskonstanten 8.31 (J/mol·K); och T = temperaturen (K).

Den reologiska olinjära ekvationen ovan ses även beskriven i Figur 3.24.



Figur 3.24 En olinjär reologisk modell för is Bergdahl (1977) fig 9.4.

En modell enligt Sinha (1983) som beskriver töjningarna i Figur 3.22, förutom den tertiära, är fjädrar och dämpare sammansatt enligt Figur 3.24 (Løset et al 1998) och kan skrivas som

$$\varepsilon^e = \frac{\sigma}{E} \quad (\text{Hook's lag}) \quad (3.22)$$

Där σ = spänning; E = elasticitetsmodul.

$$\varepsilon^d = c_1 \frac{d_1}{d} \left(\frac{\sigma}{E} \right)^s \left(1 - e^{-(a_T - t)^b} \right) \quad (3.23)$$

Där c_1 = konstant; d_1 = korndiameter; d = genomsnittlig korndiameter; S = spänningskomponent för försenad elasticitet (antages till ett i Løset 1998); a_T = temperaturberoende konstant; t = tiden; och b = konstant.

$$\varepsilon^v = \dot{\varepsilon}_{v1} \left(\frac{\sigma}{\sigma_1} \right)^n t \quad (3.24)$$

Där $\dot{\varepsilon}_{v0}$ = viskösa töjningshastigheten för enhetsspänningen σ_1 ; n = spänningsexponent; σ = spänningen vid tiden t .

$$\dot{\varepsilon}_{v1}(T_1) = \frac{\dot{\varepsilon}_{v1}(T_2)}{S_{1,2}} \quad (3.25)$$

$$a_T(T_1) = \frac{a_T(T_2)}{S_{1,2}} \quad (3.26)$$

$$S_{1,2} = e^{\frac{Q}{R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right)} \quad (3.27)$$

Där Q = aktivitetsenergin; R = allmänna gaskonstanten; T_1 och T_2 = temperatur (K). Deformation av is enligt sambandet ovan från Sinha (1983) ger god överensstämmelse med laboratorieförsök men innehåller ett stort antal parametrar som måste bestämmas vilket gör sambandet praktiskt olämpligt (Danielsen 1990). Danielsen (1990) påstår att det inte finns något matematiskt samband som beskriver tertiär krypning.

Ashton (1986) återger ytterligare några reologiska ekvationer från litteraturen:

$$\dot{\varepsilon} = DA(\sinh(\alpha\sigma / E))^n \quad (3.28)$$

Där A , α och n är konstanter gällande hela deformationsområdet $\dot{\varepsilon} / D = 2 \cdot 10^2$ till $2 \cdot 10^{13} \text{ m}^{-2}$.

Lindgren (1970) anger ett reologiskt samband

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_1} + \frac{\sigma}{E_2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{E_2 \cdot t}{\eta_2}} \right) + \frac{\sigma \cdot t}{\eta_3} \quad (3.29)$$

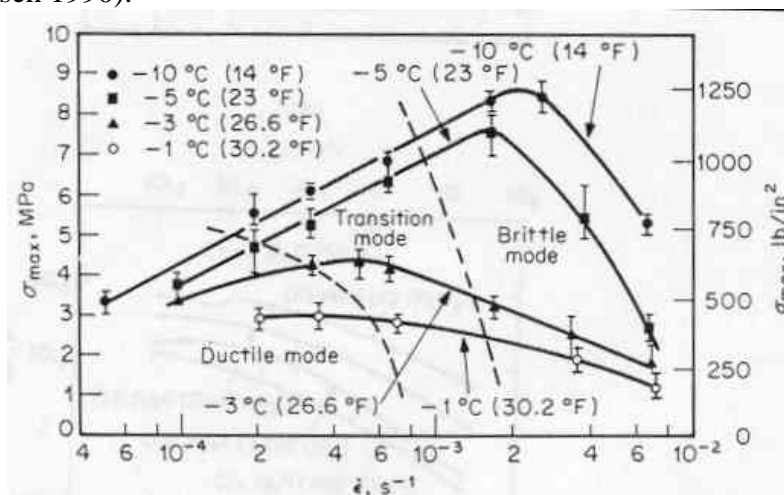
3.6.4 Hållfasthet

Hållfasthet är inte enbart en materialegenskap utan beror starkt på provkroppens utseende och testets genomförande samt på typ av brottmod. Hållfasthetsvärdena beror på temperaturen, istyp, kornstorlek, innehåll av luftbubblor, provkroppens orientering, lasthastighet, lastriktning, testapparatus styvhet, upplagsförhållanden och provkroppens storlek. Tryckhållfastheten ökar väsentligt när isen blir kallare men motverkas av att isen samtidigt blir sprödare.

Hållfasthetstester är ganska enkla att utföra så därför har det gjorts en hel sådana del under 1900-talet (Ashton 1986). Hållfasthet vid provning av provkroppar definieras som den maximala påkänning som testkroppen kan motstå. Skaleffekten är betydande med lägre hållfasthet för stora isprover än för små (Löfquist 1987). Tryckhållfastheten hos mindre iskuber kan uppgå till 5 å 10 MPa medan fältförsök med block från naturligt istäcke kan ge värden på 0.5 å 2.0 MPa. Böjhållfastheten vid fältförsök ligger vid ungefär samma värden (0.5-2.0 MPa).

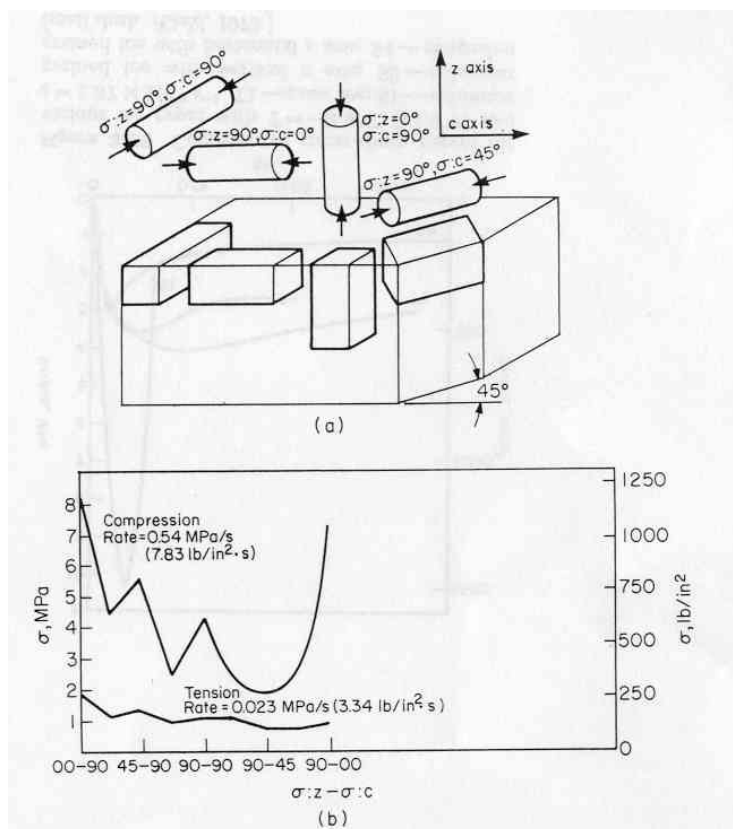
Från enaxliga test av **tryckhållfastheten**, som t.ex. visas i Figur 3.25, har observerats att vid låga töjningshastigheter sker plastiska brott medan det för höga töjningshastigheter sker spröda brott (Eranti & Lee 1986).

Vid stigande töjningshastighet växer hållfastheten. Men vid en gräns så övergår materialet till uppföra sig sprött med en lägre hållfasthet som följd. Maximal hållfasthet inträffar vid övergången mellan dessa stadier, den viskösa och den spröda (Bergdahl 1986). I zonen mellan det plastiska och spröda brottet uppnås maximal tryckhållfasthet. För ren polykristallin is utsatt för enaxligt tryck kan brotthållfastheten ligga mellan 5-10 MPa (Danielsen 1990).



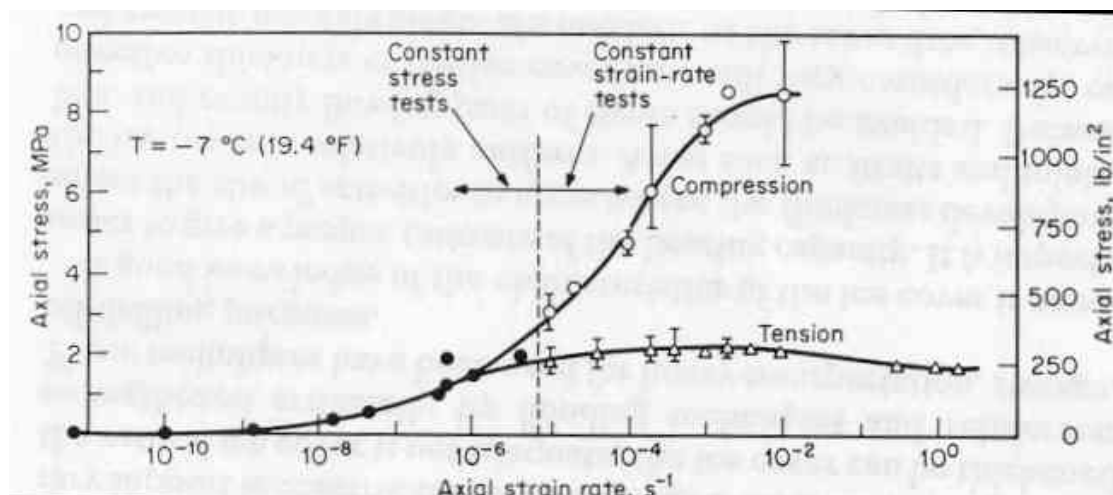
Figur 3.25 Uppmått tryckhållfasthet i enaxligt test med kolonnis S2 vinkelrätt istillväxten vid olika temperaturer. Ur Eranti & Lee (1986) figur 3.26.

Tryckhållfastheten beror på kristallstrukturen, salthalt och porositeten. Beroendet av lastriktningen kan skönjas i Figur 3.26.



Figur 3.26 Hållfasthet hos havsis för olika orientering på last och provkropp. Ur Eranti & Lee (1986) figur 3.27.

För mycket låga töjningshastigheter är uppförandet hos **draghållfastheten** lika som för tryckhållfastheten, Figur 3.27. Dock brister isen i ett sprött brott vid den första sprickan vid mycket lägre påkänningar än vid tryckhållfasthet. Ökad salthalt och kristallstorlek minskar draghållfastheten. För ren, polykristallin is utsatt för enaxlig dragning kan draghållfastheten ligga mellan 1-2 MPa (Danielsen 1990).

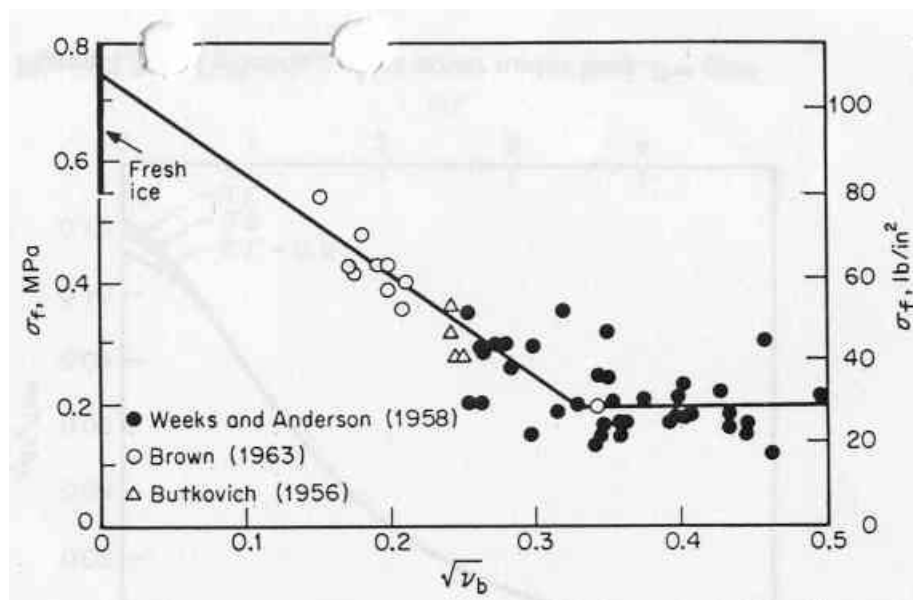


Figur 3.27 Hållfasthet och flytspänning hos snöis som funktion av töjningshastigheten. Ur Eranti & Lee (1986) figur 3.28.

Böjhållfastheten brukar mätas med balkprov och böjhållfastheten fås ur:

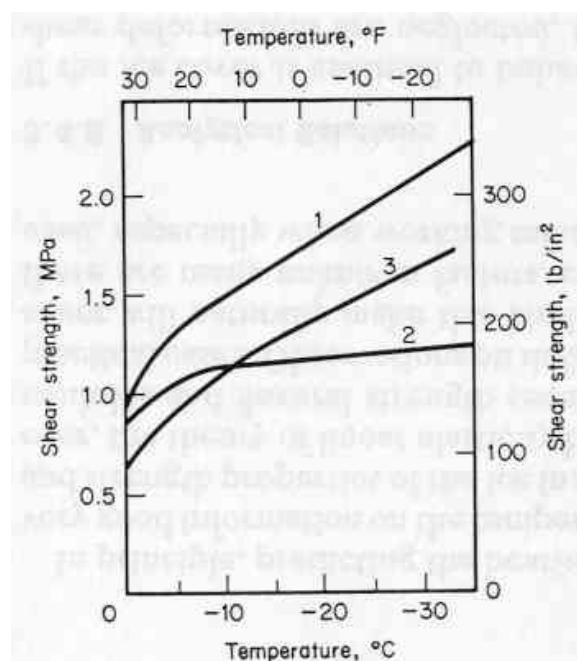
$$\sigma_f = \frac{6M}{bh^2} \quad (3.30)$$

Ekvationen ställer dock krav på att försöken är snabba så att krypning inte hinner inträffa. Balkteorin gäller bara för plana tvärsnitt. I Figur 3.28 visas resultat från några böjförsök.



Figur 3.28 Relation mellan böjning och kvadratroten ur salthalten i is mätt på konsolbalk av is. Ur Eranti & Lee (1986) figur 3.30.

Skjuvhållfastheten beror av temperaturen. Även lasthastigheten och lastriktning spelar roll.



Figur 3.29 Skjuvhållfasthet hos olika istyper som funktion av temperaturen. Ur Eranti & Lee (1986) figur 3.31.

Från de reologiska sambanden kan hållfasthet antagas, t.ex. med den andra termen i ekvation (3.20)

$$\sigma = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{D \cdot K} \right)^{1/n} \cdot E \quad (3.31)$$

3.6.5 Brottmekanik

När en bit av ett material är belastad, kan spänningskoncentrationer runt inhomogeniteter orsaka bildning av mikrosprickor. Brottmekanik behandlar situationer där en spricka redan finns. Den viktiga frågan är om sprickan kommer att växa stabilt eller ostabilt. Jämfört med andra material såsom stål, betong och trä, är ”arbetstemperaturen” för is väldigt nära smältpunkten, vilket gör situationen svårbehandlad. Løset et al (1998) tar upp en hel del angående brottmekanik i is.

Brottmekanik brukar behandlas med antingen Linjär brottmekanik (LEFM) eller Icke linjär brottmekanik (FCM), se Hillerborg (1984). Vid den linjära brottmekaniken anses en spricka börja växa när spänningsintensitetsfaktorn K uppnår ett kritiskt värde K_c och ett accelererande brott, ett sprödbrott. Spänningsintensitetsfaktorn K beräknas som:

$$K = Y \cdot \sigma \cdot \sqrt{a} \quad (3.32)$$

Där Y = koefficient som beror på sprickans storlek och läge samt på konstruktionens form och typ av belastning; σ = den elasticitetsteoretiskt beräknade spänningen som skulle funnits vid sprickans bas om sprickan inte funnits; a = spricklängd.

I en statistiskt obestämd konstruktion kan sprickan tillväxa på ett stabilt sätt om spänningarna kring sprickan minskar då sprickan tillväxer.

En viktig begränsning av LEFM är att den går att tillämpa endast för brott som utgår från en befintlig spricka. Den går alltså inte att använda vid ännu osprucket tvärsnitt eller vid spänningskoncentrationer runt hål.

3.7 Allmänt om Laster

Laster indelas efter deras variation i tiden (permanent, variabel, olyckor), rummet (bundna, fria) eller enligt deras dynamiska natur (statiska, dynamiska).

Laster orsakade av naturkrafter som vind, snö, islaster, etc, kan filosofiskt oftast antas vara helt slumpmässiga till variation i tiden och rummet och storlek, beroende på den mycket svårberäknade sammanträffande av en mängd faktorer.

Laster brukar uppskattas med karakteristiska värden och osäkerhetsfaktorer enligt semi-probabilistiska metoder, t.ex. partialkoefficientmetoden, eller med lasternas kända, verkliga variation enligt probabilistiska metoder.

3.8 Islaster mot konstruktioner

3.8.1 Allmänt

3.8.1.1 Bergdahl (1977) och Ashton (1986)

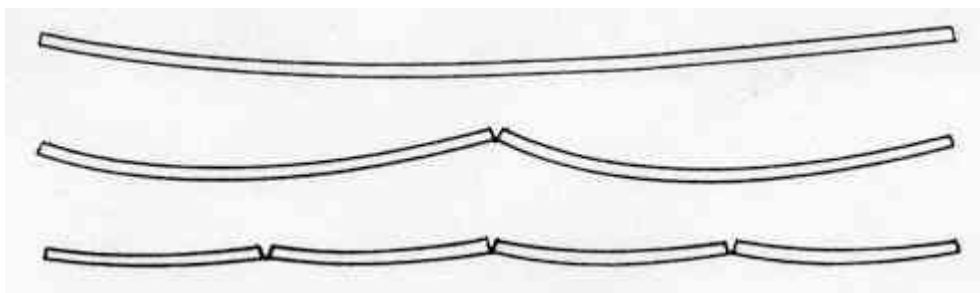
Termiskt istryck

Isens underdel har ständigt temperaturen noll, medan överdelens temperatur fluktuerar med lufttemperaturen och infallande strålning. När isen värms upp eller kyls ner sväller respektive krymper istäcket. Vid mothåll vid stränder, uddar, bropelare och dammkroppar bildas spänningar och så småningom sprickor (Löfquist 1987). Dessa sprickor blir oftast senare fyllda med nytt vatten och kan eventuellt frysa igen sprickorna.

Om ett befintligt istäcke värms upp så vill den uppvärmda delen svälla. Uppvärmningen kan bero på t.ex. på att luftens temperatur stiger, att solen strålar ner på istäcket eller att relativt varmt vatten flödar ut på en kall isyta. Sker uppvärmningen ojämnt över istäcket, vilket ofta är fallet, så vill den uppvärmda delen svälla och dra med sig den delen som inte har värmts upp medan den uppvärmda delen vill hålla emot (Bergdahl 1977, Ashton 1986).

När ett istäcke växer vid sjunkande lufttemperatur så kontrakterar det översta skiktet, men då den undre delen av isen ligger mot det nollgradiga vattnet så uppstår det spänningar, krypningar och sprickor i den översta delen.

Vid långsam avkylning hinner isen krypa så mycket att inga sprickor uppstår, men skulle temperaturen falla snabbt så kontraherar det översta skiktet snabbt medan den undre påverkas av den övre temperaturen. Hela istäcket vill då böja uppåt men hålls emot av böjmoment då isen är upplagd på vattnet och isens egentyngd i ränderna håller emot uppböjningen. Spänningarna avlastas genom att stora genomgående sprickor bildas, se Figur 3.30.



Figur 3.30 Böjning och sprickbildning i ett flytande istäcke p.g.a. snabb temperaturökning i den övre ytan Ashton (1986) fig. 3-11.

Hela istäcket kommer vid fortsatt uppvärmning att expandera och trycka mot eventuella motstånd som t.ex. stränder eller byggnader.

Det är komplicerat att beräkna termiskt istryck i en sjö på grund av att deformationen hos isen är så olinjär, skillnader i is- och snötäcke och att så mycket väderinformation behövs. Storleken av det termiska istrycket beror bl.a. på:

- Uppvärmningshastigheten
- Isens termiska längdutvidgningskoefficient
- Isens reologiska egenskaper
- Mängden igenfrusna sprickor
- Istjockleken
- Grad av motstånd vid ränderna

Uppvärmningshastigheten beror på t.ex.:

- Lufttemperaturen
- Solinstrålning
- Snötäckets tjocklek
- Vindhastighet
- Vattenströmmar

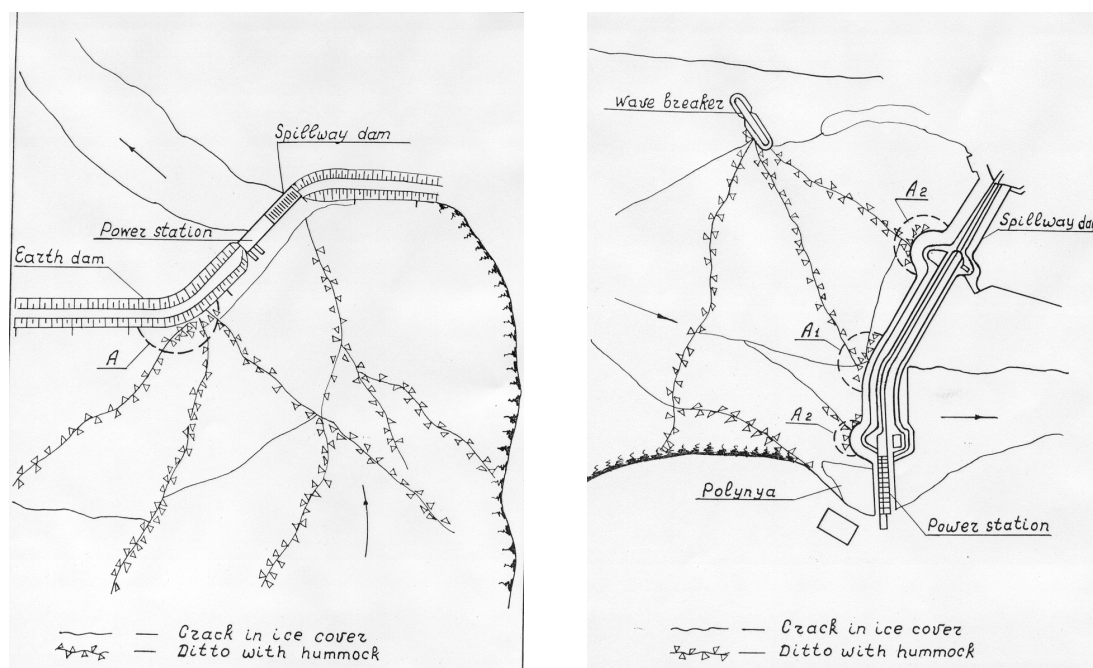
Istrycket på grund av termisk expansion är alltså inte bara beroende av isens och snötäckets egenskaper utan också beroende av det lokala klimatet, isens tillstånd och sjöns eller älvens utseende.

Termisk expansion skrivs vanligen som:

$$d\varepsilon = \alpha dT \quad (3.33)$$

3.8.1.2 Dick & Syniavskaya (1978)

Fältnätningar visade att islaster mot hydrauliska konstruktioner bestäms till stor del av utseendet och styvheten hos konstruktionen och hos omgivningen. Figur 3.31 visar observerade, typiska sprickbildningar framför två dammar. Det uppstår spänningskoncentrationer vid hörn och styva delar där isen spricker. Detta kan enligt författarna utnyttjas för att avlasta andra delar. Mätningar visade också på 5 – 7 ggr högre tryck mot utskovspelare än mot mellanliggande utskovslucka.



Figur 3.31 Typiskt utseende på sprickbildning framför dammar Dick & Syniavskaya (1978) fig 1 och 3.

3.8.1.2.1 Croasdale (1980)

Lia et al (2001) återger från Croasdale (1980):

Betongdammar med lutande tätplatta får andra islaster än dammar med vertikala tätplattor, oftast mindre. Temperaturen och friktionskoefficienten i gränsskiktet is-betong är avgörande för lastens storlek. Lia ger ett eget exempel med teori efter Croasdale (1980) och får med istjocklek $h=1\text{m}$, $\sigma = 700\text{ MPa}$, uppklämning av is = 5m och en plattvinkel = $20\text{-}45^\circ$ en islast på $P = 100\text{-}200\text{ kN/m}$, vilket Lia nämner som lite under ett typiskt värde mot vertikal vägg.

3.8.1.3 Carstens (ed) (1980)

Lia et al (2001) refererar Carstens (1980) som nämner istryck på $47\text{-}531\text{ kN/m}$ med istjockleken 0.45 m samt istryck på $86\text{-}580\text{ kN/m}$ med istjockleken 0.95 m .

3.8.1.4 Engelbrektsen (1985)

Engelbrektsen (1985) behandlar islaster mot fyrar. Iskraft mot fyrar är i högsta grad beroende av såväl miljön som strukturens egenskaper. Med hänsyn till uppkomst och karaktär kan man skilja på krafter av

- Drivis
- Expanderande istäcke
- Istäcke som påverkas av vattenståndsändringar
- Packis
- Nedisning

Krafter av drivis

”Iskraften av drivis definieras som den i ett visst ögonblick totala kontaktkraften från ett drivande istäcke eller annan ismassa, som under inverkan av vind- och strömkrafter

kolliderar med, pressas mot och eventuellt bryts eller krossas mot strukturen. Denna typ av ispåverkan är vanligen dimensionerande för strukturer i havsmiljö eller i stora sjöar. Dimensioneringslasten kan i allmänhet bestämmas med utgångspunkt från det tryck som erfordras för att isen skall krossas (mot vertikala ytor) eller brytas (mot starkt lutande ytor)".

Den dimensionerande iskraften från ett drivande istäcke mot en byggnad med vertikal front kan uttryckas:

$$F = K_S \cdot K_I \cdot K_C \cdot \sigma_0 \cdot t \cdot D \quad (3.34)$$

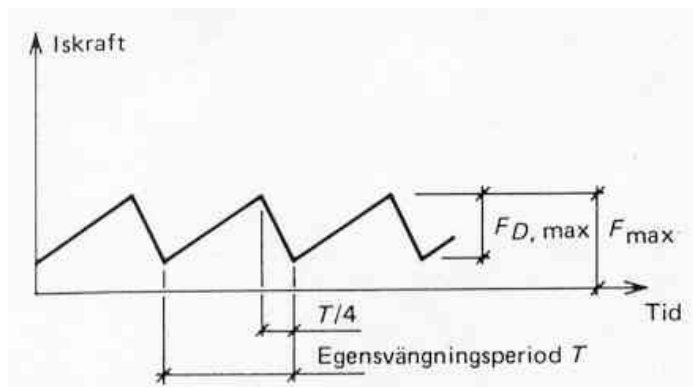
Där F = dimensionerande istryck; K_S = "shape factor" (0.9 för cirkulärt, 1.0 för rektangulärt tvärsnitt); K_I = "intendation factor" = $\sqrt{1 + 5 \frac{t}{D}}$; K_C = "contact factor" (= 0.3-1.0, 0.5 för spröd krossning); σ_0 = isens genomsnittliga hållfasthet vid enaxligt tryck; t = istäckets maximala tjocklek; och D = byggnadskroppens bredd (diameter). Isens tryckhållfasthet är beroende av ett flertal faktorer förutom spänningstillståndet, såsom kornstorlek, temperatur, salthalt och kompressionshastighet.

$$\sigma_0 = C_{\dot{\epsilon}} \cdot C_{dT} \cdot C_{ST} \cdot \sigma_{ick} \quad (3.35)$$

där $C_{\dot{\epsilon}}$ = hastigheten med vilken isen komprimeras just före brott ("strain-rate factor") (= 0-1.5, 1.0 vid spröd krossning, $\dot{\epsilon} > 10^{-3} \text{ s}^{-1}$); C_{dT} = kombinerad inverkan av kornstorlek och temperatur = $0.037(d^{1/2} + 3 \cdot |T|^{3/4})$ (1.0 för spröd krossning, $T = -10^\circ\text{C}$ och kornstorlek 10 mm); C_{ST} = inverkan av salthalt och temperatur (0-1, 0.9 för Östersjön, 0.75 för Nordsjön); och σ_{ick} = isens karakteristiska tryckhållfasthet (= 4.0 MPa för sötvattenis med kornstorlek 10 mm, temperatur -10°C och $\dot{\epsilon} > 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). Värderna angivna inom parantes är typiska dimensioneringsvärden för svenska farvatten till havs. De flesta av de inverkan faktorerna på islasten uppges vara av stokastisk natur. Eftersom en dimensionering med utgångspunkt från parametrarnas maximalvärden i de flesta fall leder till orimlig konservatism, kan probabilistisk metodik tillämpas, helst genom bestämning av iskraftens sannolikhetsfördelning på något av följande sätt:

1. Statistik grundad på direkta iskraftsobservationer i den aktuella miljön.
2. Statistik beträffande de ovannämnda parametrarnas variation inklusive den inbördes statistiska kopplingen.
3. En kombination av 1. Och 2. För transformering från en miljö till en annan."

När en byggnadskropp bryter eller krossar isen varierar kontaktkraften periodiskt, ofta med konstant frekvens. Sammanfaller den frekvensen med byggandens egenfrekvens uppstår dynamiska effekter, se Figur 3.32.



Figur 3.32 Modell av iskraftens tidsvariation (Engelbrektson 1985) fig V25:24

Krafter från expanderande istäcke

Krafter av denna typ uppkommer ofta när landfast is utvidgar sig av temperaturhöjning mot en uppbruten ränna, speciellt om lufttemperaturen stiger snabbt, om snötäcket är tunt eller saknas och om isen är utsatt direkt solbestrålning eller översvämmas av vatten. Rörelserna är emellertid relativt långsamma varför kontaktrycket vanligen begränsas av isens kryphållfasthet. Uppkomna islaster är därför väsentligt mycket mindre än för driviskrafter.

3.8.1.5 Ashton (1986)

Islast mot sluttande konstruktioner

Avsikten med att tillverka sluttande konstruktioner vid risker för islaster är att isen skall krypa upp på uppåtgående sluttningar (isbrytare) och krypa ner under nedåtgående sluttningar och brytas genom böjning och därmed troligen utsätta konstruktionen för lägre last än vid islast mot en vertikal konstruktion. Det gäller att tillverka konstruktionen med en sådan vinkel att böjning inträffar och för detta fall uppskatta islasten. Ashton (1986) diskuterar detta en del. I Tabell 3.3, Tabell 3.4 och Tabell 3.5 ges beräknade islaster mot sluttande konstruktioner av olika typ.

Tabell 3.3 Horisontal, beräknade islaster mot smala torn med sluttande isbrytare ($\alpha = 45^\circ$) och olika friktionskoefficient (μ). Återgett i Ashton (1986) tabell 3-8.

Assumptions: $D = 3.05 \text{ m}$, $h = 0.91 \text{ m}$, $\sigma = 1050 \text{ kPa}$,
 $\nu = 0.33$, $E = 7 \times 10^6 \text{ kPa}$, $\alpha = 45^\circ$,
freeboard = 1.53 m.

	<i>Breaking force (kN)</i>	<i>Ride-up force (kN)</i>	<i>Total force (kN)</i>
Afanasev et al. (1971)	694	—	694
Danys (Neill 1976)	249	126	375
U.S.S.R. Code SN 76-66	543	—	543
KorzHAVIN (1962)	463	—	463
Bercha and Danys (1975) $\mu = 0$	954	—	954
$\mu = 0.15$	1335	—	1335
Ralston (1978b) $\mu = 0$	1400	22	1422
$\mu = 0.15$	1964	30	1994
Edwards and Croasdale (1976)	1384	150	1534
Simple two-dimensional theory ($\mu = 0.15$)	84	70	154
Simple two-dimensional theory, adjusted ($\mu = 0.15$)	1200	70	1270
Tryde (1975,1977) $E = 7 \times 10^6 \text{ kPa}$	485	—	485
(sloping wedge) $E = 2 \times 10^5 \text{ kPa}$	1200	—	2200
Crushing force for vertical cylinder			
$p = 2800 \text{ kPa}$ $k = 0.5$	3886	—	3886
$p = 4200 \text{ kPa}$ $k = 0.5$	5829	—	5829

Tabell 3.4 Horisontal, beräknade islaster mot koniska torn med en diameter på 18 m och med sluttande isbrytare ($\alpha = 45^\circ$) och olika friktionskoefficient $\mu = 0.15$. Återgett i Ashton (1986) tabell 3-9.

Assumptions: $D = 18.3 \text{ m}$, $h = 0.91 \text{ m}$, $\sigma = 700 \text{ kPa}$, $\nu = 0.33$,
 $E = 7 \times 10^6 \text{ kPa}$, $\alpha = 45^\circ$, $\mu = 0.15$,
freeboard = 6.1 m.

	<i>Breaking force (kN)</i>	<i>Ride-up force (kN)</i>	<i>Total force (kN)</i>
Afanasev et al. (1971)	711	—	711
Bercha and Danys (1975)	1558	—	1558
Ralston (1978b)	1964	1196	3160
Edwards and Croasdale (1976)	922	900	1822
Simple two-dimensional theory	355	1896	2251
Simple two-dimensional theory (adjusted)	845	1896	2741

Tabell 3.5 Horizontal, beräknade islaster mot koniska torn med en bredd på 60 m och med sluttande isbrytare ($\alpha=45^\circ$) och olika friktionskoefficient $\mu=0.15$. Återgett i Ashton (1986) tabell 3-10.

**Assumptions: $D = 60$ m, $\sigma = 700$ kPa, $E = 7 \times 10^6$ kPa,
 $\alpha = 45^\circ$, $\mu = 0.15$, freeboard = 10 m.**

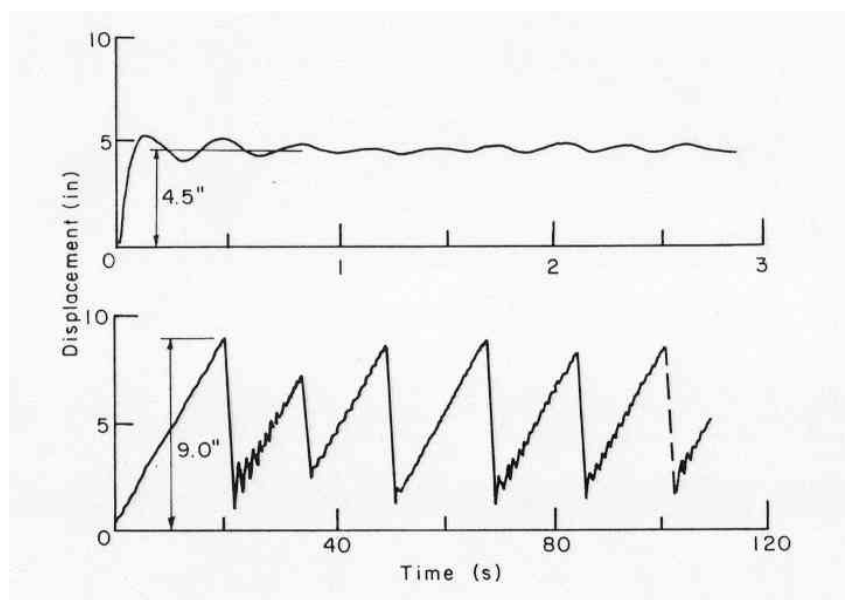
	h (m)	Breaking force (kN)	Ride-up force (kN)	Total force (kN)
Ralston (1978b)	0.5	1,574	4,385	5,959
	1.0	4,822	8,770	13,592
	2.0	14,855	17,540	32,395
Simple two-dimensional theory	0.5	559	5,625	6,184
	1.0	1,330	11,250	12,580
	2.0	3,162	22,500	25,662

Buckling av istäcke

Buckling av istäcke behandlas ganska utförligt i Ashton (1986).

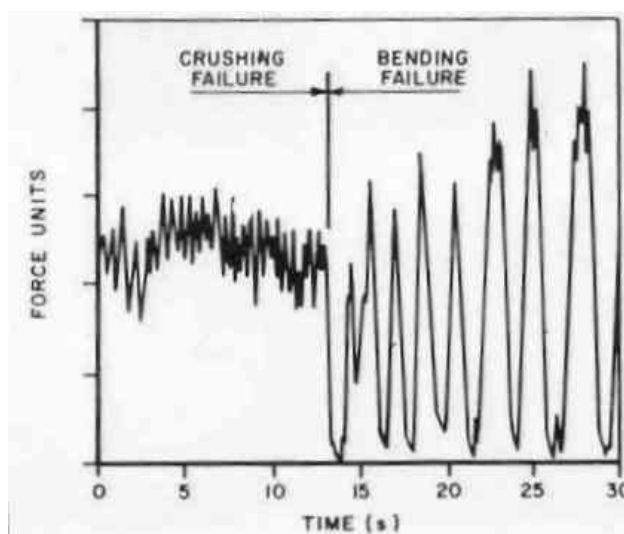
Vibrationer orsakade av islaster

Ashton (1986) hävdar att medan det har gjorts uppmuntrade framsteg när det gäller att uppskatta iskrafter mot styva konstruktioner så är ännu möjligheterna att uppskatta samverkan mellan is och veka konstruktioner något sämre. När istäcke bryts mot en konstruktion så uppstår det en mer eller mindre periodisk, asymmetrisk islast mot konstruktionen då istrycket byggs upp under en period för att sedan hastigt avta när isen bryts. Om konstruktionen är vek så kan istryckets periodicitet sammanfalla med konstruktionens egensvängningar så att lasteffekten förstoras, se Figur 3.33.



Figur 3.33 Beräknad lasteffekt på en vek konstruktion utsatt för isdrift. I den övre figuren är is hastigheten ca 1 m/s och i den undre ca 0.1 m/s. Återgett i Ashton (1986) figur 3-71.

Olika brottmoder för isen orsakar olika periodicitet. Desto kortare periodicitet isens aktuella brottmod har, desto kortare blir islastens periodicitet, se Figur 3.34.



Figur 3.34 Karakteristiskt utseende på islast för olika brottmoder hos isen. Återgett i Ashton (1986) figur 3-69.

3.8.1.6 Eranti och Lee (1986)

De fysikaliska egenskaperna är lite olika för havsis, sjöis och flodis. Islaster mot strukturer beror mer på dynamiska orsaker för flodis och havsis och mer av termiska orsaker för sjöis. Islaster pga vind är större för havsis och sjöis. I floder är de ”dragande” islasterna längs stränderna större och istäcket är mer påverkad av vattennivåändringar än i sjöar.

Iskrafter mot strukturer orsakas av isens rörelse mot strukturen. Vertikala rörelser (och krafter) uppstår vid vattenståndsändringar. Horisontala rörelser (och krafter) uppstår vid termisk expansion eller kontraktion, vid vind och strömfriktion mot isen, hydrodynamiska krafter och gravitationspåverkan. Om rörelsen är långsam eller överförs via skikt av isklumpar så kan lasten anses som statisk och om isen kommer plötsligt mot strukturen anses lasten var dynamisk till sin natur.

Det är viktigt att stoppa isrörelser mot struktur, t.ex. med en isbom över inströmningsrännan framför utskov.

Man kan studera islaster, (i) i laboratorier, (ii) med teoretiska modeller, (iii) med modelltester och (iv) med fätlmätningar.

1. Laboratorium: nackdelar: testresultatet är känsligt för testmetoden, isstrukturen och skaleffekter (små prov ger större styrka än större). Verklig is är generellt olikformig och den innehåller olika islager, sprickor och föroreningar. Fördelar: ger gränser för styrka och deformationer.
2. Teorier från grundläggande mekanik är används ofta. Effekterna av olikhet, viskoelasticitet och uppsprickning är svåra ta med även för sofistikerade FEM-program.
3. Modelltester: ger ganska bra resultat.

4. Fältmätningar: den mest pålitliga men det tar lång tid innan statistiskt säkerhetsställda värden kan fås därför att extremvärden kommer sällan.

3.8.1.7 Löfquist (1987) "Istryck mot bropelare"

Löfquist (1987) påpekar att "den sammanlagda effekten av temperatur- och vattenståndsväxlingar" kan medföra "stora rörelser eller spänningar i ett istäcke. Ström och vind kan också ge sitt bidrag. De krafter som härvid utvecklas mot fasta föremål beror i hög grad på tidsförloppet. Oftast är det fråga om långsamma förlopp som ger förhållandevis små iskrafter".

Termiskt istryck:

Undersidan i ett redan bildat istäcke kan anses ha en temperatur på noll grader, medan överdelen kan kylas ned till låga temperaturer om isen är fri från snö. När överytan kyls ner till ca -10°C börjar överytan att spricka. Några sprickor kan bli genomgående (råkar). Vid fortsatt avkylning ökar drag- och tryckspänningarna varvid nya sprickor kan uppstå och de gamla kan utvidgas. De nya sprickorna blir i regel inte genomgående utan slutar mot den undre tryckzonen. Om istäcket är på något sätt fastlåst mot konstruktioner eller uddar så uppstår spänningskoncentrationer och så småningom sprickor i istäcket. I breda, genomgående sprickor tränger vatten upp. Ofta uppkommer sprickorna på samma platser i vattendragen från år till år. Om nu lufttemperaturen stiger – och kanske även solen skiner – blir isen, med viss eftersläpning också uppvärmd. Hålls isens expansion då emot, p.g.a. t.ex. en dammpelare, så leder detta till tryckspänningar i isen. Ett snötäcke dämpar och minskar isuppvärmningen markant. Den termiska istrycket kan avlastas om isen eventuellt skjuter upp på flacka stränder eller om isen spricker itu vid något ställe och råkar bildas. Vid spänningsökningar reagerar isen med krypning och kraftomlagring. Isens reologiska beteende är variabelt och svårfångat. Andra parametrar som kan variera mycket och som styr iskrafterna är:

- Istjockleken
- Snödjup
- Temperaturnivå
- Temperaturstegringshastighet
- Öppna eller frusna sprickor
- Mothåll längs ränder eller i istäcket
- Anliggning mot konstruktionen
- Om isen spricker itu, t.ex. genom knäckning, så att trycket avlastas.

Att alla ovan nämnda parametrarna skulle inverka på maximalt sätt på istrycket samtidigt måste "statistiskt sett vara synnerligen sällsynt. Speciellt att isen inte är spänningsfri och sprickfri vid uppvärmningens början kan helt generellt vara den viktigaste faktorn i sammanhanget. Ett farligt lastfall är om vatten tränger upp på kall is och vattnet kvarhålls runt t.ex. en pelare av eventuella snövallar kan en mycket snabb uppvärmning av istäcket ske med åtföljande höga istryck mot pelaren. I

Tabell 3.6 ges en sammanställning av termiska istryck från olika undersökningar.

Tabell 3.6 Maximala istryck från olika undersökningar Löfquist (1987) bilaga 1.

Författare	Publ år	Istryck (kN/m)	Istjocklek (m)
Nils Royen	1922	300	1.0
Löfquist B., modellförsök 1943	1954	250	0.6
Monfore G. E., USA. Mätning i naturliga istäcken:	1954		
Vintern 1947-48		240	Ca 0.5
Vintern 1948-49		210	”
Vintern 1949-50		300	”
SOU 1961:12	1961		
Ensidigt för broar		100-200	-
Ensidigt för dammar		100-200	-
Ensidigt för dammar, except		300	-
Lindgren S.	1968	460	0.6
Bergdahl L., Beräknade max. för 100-års period i sjöarna:	1978		
Torne träsk (Norrländ)		507	
Runn (Dalarna)		410	
Vidöstern (Småland).		330	
Fransson L., Cederwall K., Beräknat ur mätningar i naturligt istäcke vid bropelare.	1984	300 220	1.0 0.5

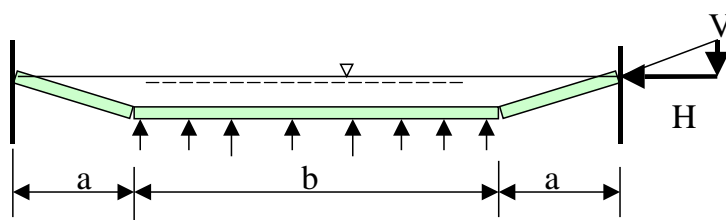
Istryck vid vattenståndsväxlingar

”Om vattenståndet sjunker sedan istäcket bildats uppkommer böjspänningar invid stranden samt också viss dragning till följd av nedhängningen. Sprickor som uppstår fylls med vatten och fryser igen helt eller delvis. Stiger sedan vattenståndet ger istillväxten i sprickan orsak till en skjutande kraft vinkelrätt mot stranden.” Brutna isflack kan också skjuta upp ovanpå varandra till dubbel eller flerdubbel tjocklek. Löfquist ger ett exempel där horisontal och vertikal last p.g.a. vattenståndshöjning beräknas med antagande om last uppkommande av isens flytkraft. Om endast den horisontella isdelens flytkraft medräknas i Figur 3.35 $a = 3$ m, $b = 14$ m och vattenhöjningen 1 m fås horisontal last H till:

$$H = 14 \text{ m} \cdot 1 \text{ m} \cdot 10 \cdot 3/1/2 \text{ st ränder} = 210 \text{ kN/m}$$

Vertikal last blir

$$V = 14 \cdot 1 \cdot 10/2 = 70 \text{ kN/m}$$



Figur 3.35 Beräkningsmodell för spännverkan Löfquist (1987) fig. 2.11

Vertikala krafter uppträder också ensamma om istäcket är fastfruset och vattenståndet ändrar sig. Sådan lyftkraft är av intresse främst för mindre konstruktioner.

Dynamiskt tryck av drivande is i strömt vatten

Vid större hastigheter kan isflak mot en konstruktion och krossas. Islasten kan då bli betydande.

Hänsyn till framkantens spetsighet och lutning samt skaleffektens inverkan på istrycket ges i avsnitt 3.8.5.4 genom formfaktorer. Att sammanföra formfaktorerna $C_1 \cdot C_2 \cdot C_3$ som skett är teoretiskt sett inte korrekt. Vid lutande front bryts isflaken genom böjning kombinerat med krossning varvid andra hålfasthetstal gäller. Med hänsyn till isgångens slumpartade karaktär bedöms dock faktorerna ge en användbar approximation.

Istryck av packis

I floder kan isen packa upp sig till betydande tjocklekar och trycker därmed med stor kraft och hög kraftresultant på konstruktionen.

Löfquist avslutar med att framhäva att ”för att förbättra kunskaperna om iskrafter krävs i första hand fler observationer och mätningar i fält – i istäcken och i konstruktioner. Först när vårt erfarenhetsmaterial kan behandlas statistiskt erhålls i framtiden en möjlighet att mera rationellt kalkylera iskrafter mot bropelare.”

3.8.1.8 Christensen och Klinting (1992)

Tester utförda i samband med byggandet av Stora Bältbron i Danmark visade på att vid långsamma isrörelser blev brottmoden buckling och vid snabba isrörelser så blev brottmoden krossing. Testerna utfördes i skala 1:15 och 1:30 vid Hamburgische Versuchsanstalt i Hamburg respektive Hydraulics Laboratory of the National Research Council i Ottawa, se Christensen och Klinting (1992).

3.8.1.9 Guifen et al (1994)

Guifen, Yang och Xiaoqing (1994) nämner att det i norra och nordvästra Kina kan uppstå medelstryck mot hydrauliska konstruktioner på 150-200 kN/m, i vissa kalla regioner ända upp till 300 kN/m.

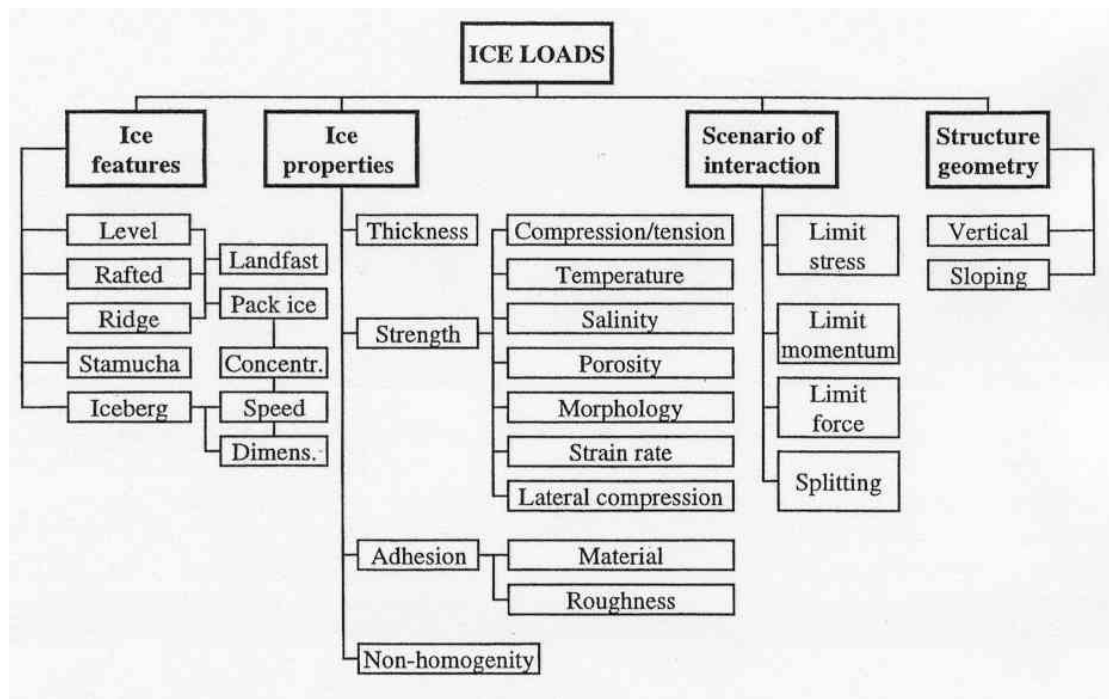
3.8.1.10 Tuhkuri 1995 0

Tuhkuri nämner att det finns många brottmoder när det gäller iskrafter mot konstruktioner. Ett istäcke kan för exempel gå sönder pga böjning eller buckling i lite större skala eller pga sprickbildning och avflagnings i lokal skala. Typ av brottmod beror bl.a. på isens hastighet mot konstruktionen, temperaturen, istjocklek, konstruktionens bredd och isens rörelsevinkel mot konstruktionen. I lokal skala och vid låg is hastighet

kommer isen att krypa i kontaktzonen och erhålla mikrosprickor medan vid hög hastighet dominerar avflagnings av isstycken i framkanten av istäcket.

3.8.1.11 Løset et al (1998) och Løset et al (1999)

Løset et al anger att de viktigaste faktorerna som styr islaster är isutseende, isegenskaper, samverkan is-konstruktion och konstruktionens utseende, se Figur 3.36.



Figur 3.36 Parametrar som styr islast mot en konstruktion (Løset et al 1998). Fig 7.1

Författarna säger också att på grund av olika scenarios är antagna när empiriska formler bestäms, som till exempel isutseende och typ av samverkan is-konstruktion, så har det blivit en stor spridning i hur olika experter från olika länder och olika bolag har antagit islaster. De drar två slutsatser av detta:

- Islaster har en stokastisk natur och endast en probabilistisk metod kan ge någorlunda pålitliga resultat.
- För att utveckla probabilistiska metoder så måste man känna till den deterministiska korrelationen mellan olika parametrar som influerar islasten.

Fullskaleförsök, laborietester eller teoretiska beräkningar kan inte var och en för sig ge bra svar på islasten mot en godtycklig struktur med godtycklig placering, metoderna måste kombineras.

Islasten påverkas starkt av isens egenskaper, framförallt isens hållfasthet. Under lång tid har det varit vanligt att beräkna islaster baserat på isens hållfasthet. Den enklaste beskrivningen av isens hållfasthet inkluderar tryckhållfasthet, draghållfasthet och inre friktionsvinkeln. Dessa kan bestämmas med laborieförsök. Dessa hållfastheter påverkas dock av en rad av faktorer. Man brukar användas sig av en omgivande

(”unconfined”) ishållfasthet, σ_c . Denna parameter beror av isens inre struktur (granul eller kollonis), temperaturen, kristallstorlek, töjningshastigheten, tryckriktningen, provkroppstorlek etc. Töjningshastigheten $\dot{\epsilon}$ påverkar i högsta grad isens mekaniska egenskaper.

$$\dot{\epsilon} = \frac{V}{2D} \quad (3.36)$$

där $\dot{\epsilon}$ = töjningshastigheten, V = isens hastighet (m/s), D = strukturens vidd (m).

För låga töjningshastigheter kan is betraktas som ett segt material som flyter när utsatt för tryckpåkänning. När töjningshastigheten ökar så ökar också hållfastheten men samtidigt blir isen mer sprött. Vid töjningshastigheter vid ca 10^{-3} s^{-1} har is sin största hållfasthet. Vid en töjningshastighet runt 10^{-2} s^{-1} så kan is betraktas som sprött.

Is består av hexagonalt arrangerade atomer i parallella plan. Dessa plan kallas för basplan och deras normalriktning kallas för c-axeln. Mellan planen finns det få sammanhållande kraft vilket gör att is är som svagast vid dessa plan. Lägst hållfasthet fås när c-axeln är orienterad 45° i förhållande till tryckkraften.

Draghållfastheten är ofta styrande vid ett sprött isbrott. Två oberoende parametrar styr en spröd is uppförande – materialet själv och storlek och fördelning av defekter (t.ex. sprickor och porer). Om isen skulle haft en perfekt lika fördelning av lika defekter skulle isens brotthållfasthet kunna definieras entydigt, men i verklig is är defekter storlek och fördelning statistiskt olika så därför skiljer sig egenskaperna åt mellan olika provkroppar men även beroende på provernas storlek eller var man är i en isvolym. Ju större isvolym desto större och fler defekter finns i sen och desto större sannolikhet för brott längs sådana defekter.

Freidental (1968) ger en formel för hur draghållfastheten förhåller sig till olika provkroppstorlekar:

$$\sigma_{ii} = \sigma_{io} (V_o / V_i)^{\frac{1}{2\alpha}} \quad (3.37)$$

där σ_{ii} = draghållfasthet för kropp i , σ_{io} = draghållfastheten för kropp o , 2α = materialberoende parameter (t.ex. fibrer $2\alpha = 1-2$, berg ock keramiska mtrl $2\alpha = 5-10$, is $2\alpha = 1-3$).

Andra inverkanse faktorer på islast är typ av brottmod, strukturens deformation, hur is lösgör sig från strukturen, isupstryckning och miljöbestämmande laster på isen.

Løset et al anger tre olika typer av samverkan is-struktur; strukturen fryser fast i isen och isen börjar röra på sig i horisontell- eller vertikal led eller också fryser inte strukturen fast och isen rör sig mot strukturen.

Løset et al föreslår en ”komplett” formel för islast mot strukturer:

$$F = I \cdot k_1 \cdot k_2 \cdot h \cdot D \cdot R_c \quad (3.38)$$

Där I = ”indentation factor”; k_1 = ”contact factor”; k_2 = ”shape factor”; h = istjocklek; D = strukturens bredd; R_c = tryckhållfasthet.

$$I = I(D/h; D \cdot h; \dot{\epsilon} \text{ eller } v; S_f; CO; Fr; Sc; F_i; K_{IC}) \quad (3.39)$$

Där $\dot{\epsilon}$ = töjningshastighet; v = isens hastighet; S_f = skalfaktor; CO = vekhet, ”compliance”, hos strukturen; Fr = brotttyp, ”fracture type”, Sc = ”scenario of interaction”; F_i = brotttyp hos isen; och K_{IC} = brottseghet ”fracture toughness”.

$$R_c = R_c(\dot{\epsilon}, \lambda) \quad (3.40)$$

Där λ = skala.

Fullskalemätningar

Fullskalemätningar kan tyckas vara de mest pålitliga för att bestämma islaster men i verkligheten är även de behäftade med många frågetecken.

Det är omöjligt att känna till alla parametrarna i ekvationen ovan samtidigt vid mätningar i naturen, normalt baseras därför alla mätningar på en variabel – istjockleken (eller ibland tjocklek i förhållande till strukturens vidd).

Parametrarna som påverkar islasten varierar ofta samtidigt så det är svårt att bestämma var och ens enskilda inverkan på lasten.

Olika moder av isbrott kan inträffa under isens samverkan med en struktur. Ibland inträffar de i en följd och påverkar varann.

Ibland kan islasten vara en kombination av flera orsaker, t.ex. islast orsakad av temperaturökning och islast orsakad av vattennivåhöjning.

Det kan ibland vara svårt att direkt mäta islasten mot en struktur. Ibland mäts indirekt islasten genom att mäta responsen i dammen, vilket ställer stora krav på kunskap om övriga laster och på interaktionen mellan strukturen och undergrunden.

Det är svårt att interpolera resultat framtagna för smala strukturer till breda strukturer.

Laboratorietester

Laboratorietester bör kunna ge bra information angående islaster på grund av att man kan ha bra grepp på inverkan av faktorer och kan variera dem var och en stegvis. Däremot är det svårt att överföra resultaten från laboratorietesterna till att gälla för is-struktursamverkan i full skala, det är en betydande skal-effekt i is-struktursamverkan.

Teoretiska bedömningar av islaster

Idag finns enligt författarna inte någon konstitutiv modell som tar hänsyn till alla ingående parametrar i experiment och som kan användas för numeriska modeller att användas med hjälp av datorer. Speciellt gäller detta modeller som är användbara både för spröda brott och för krypbrott. Numeriska modeller är mest en hjälp vid kvalitativ bedömning av islaster.

Islastens beroende av angreppshastigheten

Vid låg ishastighet är krypning den dominerande brottmoden och vid hög ishastighet är det spröd krossning.

Samverkan mellan is och struktur beror på fem faktorer:

- Kantråheten hos isen
- Processer verkande i planet
- Processer verkande ut ur planet
- Ishållfasthetens känslighet för lastens hastighet
- Strukturens vekhet

Alla dessa faktorer kan verka enskilt eller samtidigt. T.ex. för mycket låga lastangreppshastigheter bryts isen i planet genom krypning eller genom ett segt brott, för att ibland avslutas med brott ut ur planet på grund av buckling eller böjning. Vid högre angreppshastigheter dominerar krossning och/eller pulverisation som brottmoder.

En enhetslös parameter V föreslås för att skilja mellan när isens lastangreppshastighet är att anse som låg eller hög

$$V = v \sqrt{\frac{\rho \cdot E}{R_c}} \quad (3.41)$$

där V = karakteristisk hastighet, v = isens angreppshastighet, ρ = isens densitet, E = isens deformationsmodul, R_c = tryckhållfasthet hos isen.

Om strukturens egensvängningshastighet är i närheten av brottmodernas hastighet kan lasten förstöras 1.5-3 ggr.

Kontaktfaktor k_I

Kontaktfaktorn definieras av Løset et al (1999) som förhållandet mellan initiell islast och efterföljande islast. Faktorn beror först av allt på hur strukturen har frusit in i isen. Om strukturen är infrusen är kontaktfaktorn nära 1. Om strukturen inte är infrusen är kontaktfaktorn beroende av:

- Ishastigheten
- Lokala effekter av geometri
- Iskrossningsmekanism
- Storlekseffekt
- Strukturens bredd d
- Aspektkvoten (d/h)

Isens hastighet påverkan på kontaktfaktorns är den mest och bäst utredda utav de inverkanse faktorerna. Om hastigheten är låg så kommer troligen långa sprickor att bildas i isen framför strukturen. Vid fortsatt isrörelse mot strukturen är isen till del förstörd och kontaktfaktorn (och islasten) kommer att vara lägre än det initiala värdet.

Lokal iskrossning kommer inte att vara jämt fördelat mot en bred struktur vilket gör att sannolikheten för att nå maximala islast för hela bredden samtidigt är mycket små.

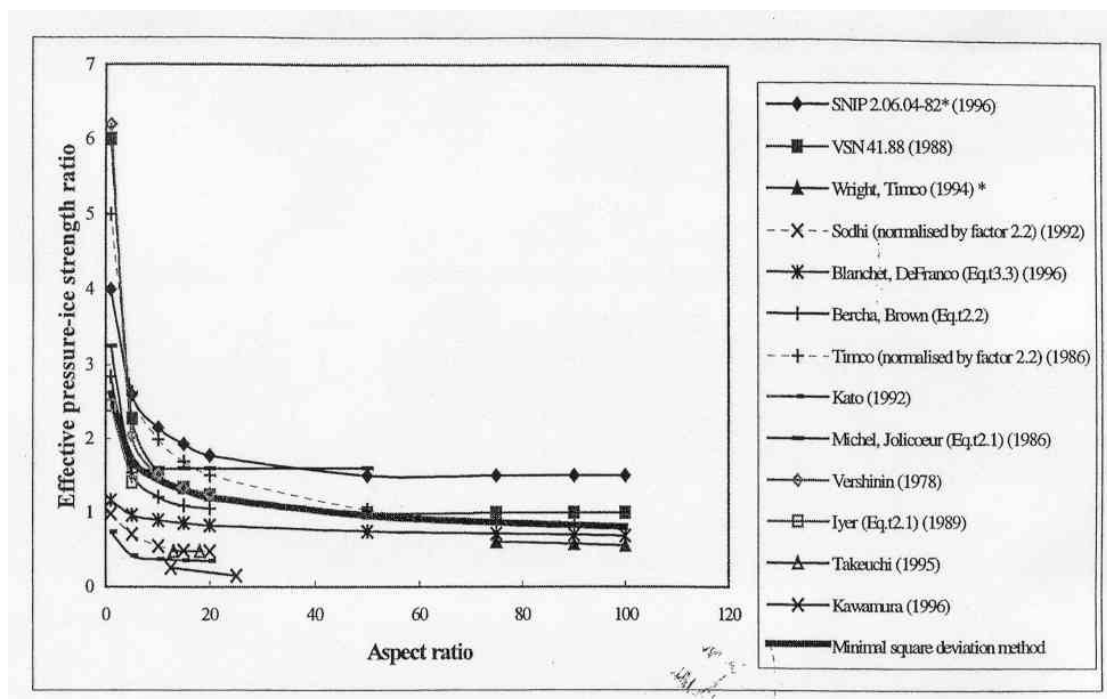
Inverkan av strukturens bredd och istjocklek

Istrycket mot en struktur minskar med ökad kontaktarea liksom för ökad aspektkvot (d/h). Detta antas bero på skaleffekter. Förklaring till skaleffekter är defekter (saltansamlingar, luftbubblor och sprickor) i isen, effekt av att isen ej går till brott samtidigt längs hela kontaktytan och effekt av olika typer av brottmoder.

Løset et al (1999) har analyserat experimentella data och sammanställt dem i Figur 3.37. Från detta data föreslår de ekvationer för effektivtrycket där de försökt särskilja betydelsen av aspektkvoten (d/h) och kontaktarean $d \cdot h$.

$$P = A \cdot d^a \cdot h^b \quad (3.42)$$

där p = effektivt istryck mot en struktur (?); A = koefficienter som måste bestämmas vid experiment (-); d = strukturens bredd (m); h = isens tjocklek (m); $a = -0.3$ för $d/h < 20-30$ och -0.4 för $d/h > 30$; och $b = 0.16$ för $d/h < 20-30$ och -0.2 för $d/h > 30$;



Figur 3.37 Effektivt istryck i förhållande till aspektkvoten (d/h) (Løset et al 1999)0 (fig 6.7)

Isaster påverkar en konstruktion både globalt och lokalt. Den globala islasten är den totala islasten på konstruktionen och påverkar hela strukturens stabilitet medan den lokala islasten påverkar just den del av strukturen som den verkar på. Den brottmod som kräver lägst last är mest sannolik att inträffa. Om isen rör sig långsamt mot strukturen så inträffar brottet samtidigt längs hela strukturen men är hastigheten hög så inträffar brott ej samtidigt.

Två olika metoder kan användas för att bestämma en strukturs stabilitet

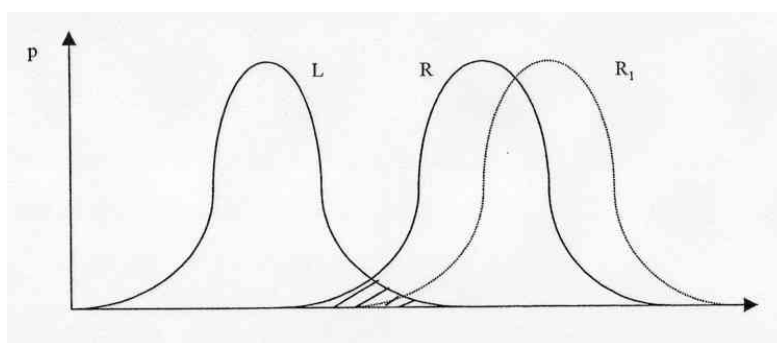
- Deterministisk
- Probabilistisk

I verkligheten är den deterministiska metoden inte helt deterministisk utan är mer semi-deterministisk därför att en del värden är framtagna från deras troliga, årliga återkomst. Det deterministiska metoderna har använts under lång tid. De är mycket användbara men har en del nackdelar:

1. Säkerhetsfaktorer som läggs till på laster eller bärförmåga är inte framtagna för den speciella strukturen utan mer eller mindre löst framtagna (framförhandlade) för en stor grupp av laster eller strukturer.
2. Bedömningar av strukturers bärförmåga baseras på att ingående parametrar är oberoende av varann, men i verkligheten kan en parameter ha ett stort inflytande på andra parametrar.
3. Vanligtvis är deterministiska metoder väldigt konservativa i motsats till probabilistiska metoder, vilket gör att de senare kan spara material och kostnader.

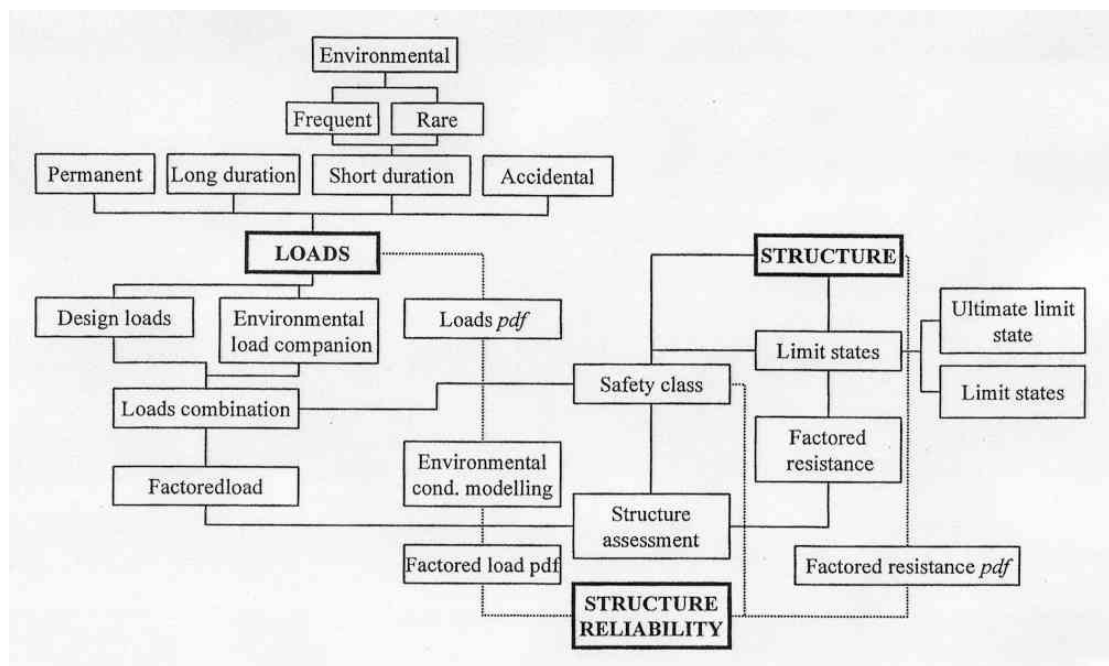
Vid användande av probabilistiska metoder behöver man kännedom om sannolikhetsfördelningarna (*pdf*) för både laster och bärförmåga. Vid probabilistisk beräkning skall man undvika att "hamna" inom skuggad area i Figur 3.38. Den skuggade arean är ett mått på brottsannolikheten. Brottsannolikheten är den nominella sannolikheten att lasten är större än bärförmågan. Nominell innebär att man iten skall göra en frekventistisk tolkning av brottsannolikheten. Lasterna är oftast svåra att göra något åt. Att höja bärförmåga kan man göra genom att flytta hela kurvan R åt höger eller genom att minska standardavvikelsen. Båda åtgärderna kostar pengar och material och skall ställas mot konsekvenser vid brott. Vid probabilistiska beräkningar kan gången t.ex. vara:

1. Bedöm den statistiska variationen hos ingående parametrar.
2. Använd en slumpalsgenerator för att "plocka" värden på parameterfördelningarna.
3. Beräkna lasteffekt och bärförmåga med lämpliga formler.
4. Upprepa steg 2 till 3 ett stort antal gånger för att få uppskattade statistiska fördelningar av lasteffekten och bärförmågan.



Figur 3.38 Laster och strukturell säkerhet (Løset et al 1998). Fig 8.2.

I Figur 3.39 visas en principiell hållfasthetsberäkning av en struktur.



Figur 3.39 Principer vid kontroll av en struktur (Løset et al 1998). Fig 8.1

3.8.1.12 Carter et al (1998)

Carter et al (1998) indelar horisontella iskrafter mot konstruktioner enligt deras dynamiska natur i *statiska* och *dynamiska* krafter. Statiska laster kan uppstå vid ändringar luftens temperatur eller ändringar i vattenstånd, istäckets rörelse genom att vinden ovanför eller vattnet under strömmar förbi och vill dra med sig isen. Författarna hävdar att islaster mot konstruktioner inte är tillfredställande kända, det finns en stor spridning mellan uppmätta värden. Som exempel anger de uppmätta värden från laboratorium med teoretiska hänsyn till mellan 86 och 829 kN/m och att ingenjörer i Nordamerika använder värden mellan 100 och 220 kN/m. Författarna menar att den dåliga kännedomen om islasters värden beror på brist på fältdata. De hävdar också att de flesta publicerade studier på islasters värden mot konstruktioner har använt sig av en Monfore mätcell, vilken har två allvarliga brister, (i) mätcellen lossar från isen vid drag och (ii) mätcellen mäter maximalt tryck under den initiella infrysningsperioden.

3.8.1.13 Léger et al 1998 0

Inverkande faktorer på islasters värden mot betongdammar, utskovspelare och utskovsluckor kan vara (i) klimatiska faktorer såsom variationer i temperatur, snöfall, vind och vattenströmmar, (ii) geometriska och mekaniska faktorer i både istäcket och dammkroppen samt trolig sprickbildning i isen, (iii) driftförhållande och relaterade ändringar i vattenytan och (iv) den relativa styvheten mellan olika delar i dammkroppen som tar upp islasten. Det är viktigt att känna till den statistiska fördelningen av islasters värden över tiden.

Författarna nämner också att om det finns sannolikhet för jordbävning i området kan kombinationen av islast och jordbävning ge mycket höga lastvärden.

3.8.1.14 Lia et al (2001)

Från deras litteraturgenomgång sammanfattas:

Islast orsakas av vattenståndsvariationer och termiskt istryck där vattenståndsvariationer ger störst bidrag. Det finns fältmätningar på 320 kN/m (Comfort et al), men de flesta mätningar visar på 150-200 kN/m. Största uppmätta termiska istrycket är 135 kN/m (Hoseth & Fransson 1999). Maximalt uppnåeligt termiskt istryck är 200 kN/m. Både beräkningar och mätningar visar att islasten kan beskrivas med istjockleken. Det är därför riktigt att dimensionerande istryck mot dammar görs direkt avhängigt av frostmängden på orten.

3.8.2 Laboriestudier

3.8.2.1 Royen (1922)

Fransson (1988) anger att formler i Royen (1922) ligger till grund för uppskattningar av islaster i många normer fortfarande. Med antagande om fullständig förhindrad expansion längs ränderna på istäcket och att den elastiska töjningen är liten i förhållande till kryptöjningen så gav Royen:

$$\sigma_{\max} = A \cdot \frac{\alpha}{c} (T_1 + |T_0|)^{5/3} \cdot b^{1/3} \quad (3.43)$$

Där σ_{\max} = maximalt istryck (kPa); $A = 0.977$; α = termisk expansionskoefficient $\approx 5 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$; $c = 6 - 9 \cdot 10^{-6}$; T_1 = sluttemperatur ($^\circ\text{C}$); T_0 = begynnelsetemperatur innan temperaturstegringen ($^\circ\text{C}$); b = temperaturstegringshastigheten ($^\circ\text{C}/\text{h}$).

Enligt Fransson (1988) så gjorde Royen ett misstag vid en derivation och med en korrigerad formel av Drouin och Michel (1971) är $A = 0.326$.

3.8.2.2 Löfquist (1952)

Löfquist (1952) gjorde laborieförsök med istryck i betongcylinder. Efter isläggning med istjocklek 0.6 m så höjdes temperaturen hastigt från -30 till $+6^\circ\text{C}$. Enligt Lia (2001) så erhöles då islaster på 200 kN/m. Tjockare is än 0.5 m gav inte högre islaster. Både Lia och Fransson (1988) framhåller att betongcylindern deformerades under försöken vilket minskade istrycken. Fransson (1988) drar bl.a. slutsatsen av detta arbete utfört av Löfquist att sprickor, som inte återfrysas med ny is, reducerar maximalt istryck från ca 200 till ca 50 kN/m.

3.8.2.3 Lindgren (1970)

Lindgren testade isprismor $7 \times 7 \times 30 \text{ cm}$ enaxligt och iscyndrar med $\phi = 80 \text{ cm}$ och $h = 7 \text{ cm}$ tvåaxligt. Beroendet på E-modulen av temperatur, tryck, lasthastighet och storlek av iskristaller studerades. Följande reologiska modell jämfördes med experimenten:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_1} + \frac{\sigma}{E_2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{E_2 \cdot t}{\eta_2}} \right) + \frac{\sigma \cdot t}{\eta_3} \quad (3.29)$$

Där ε = töjning; σ = istryck; E_1 = elasticitetsmodulen för direkt elastisk töjning; E_2 = elasticitetsmodulen för försenad elastisk töjning; t = tid (h); η_2 = viskositetsmodulen för dämpning av försenad elastisk töjning; och η_3 = viskositetsmodulen.

Från det enaxliga försöket framkom:

$$E_1 = 66\,000 - 800 \cdot T \text{ (kp/cm}^2\text{)}$$

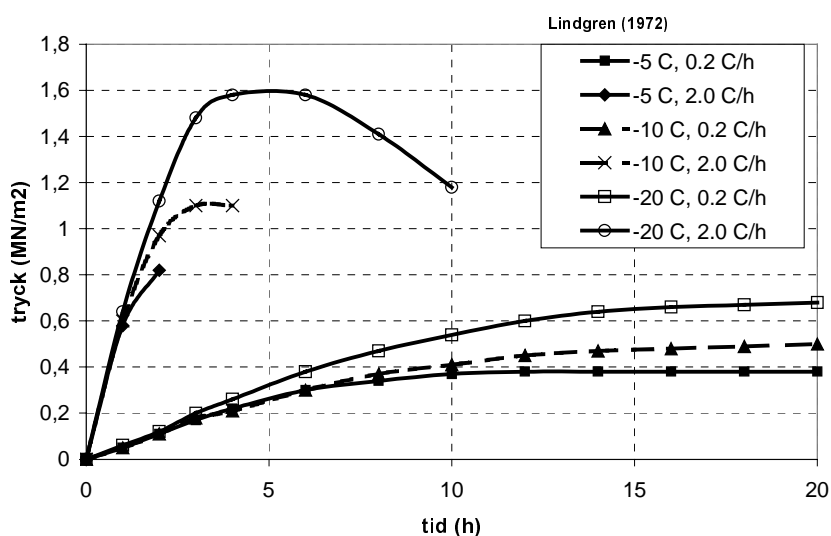
Där T = temperatur (gäller mellan -0.5 och -20°C).

$$E_2 \approx 70\,000 \text{ kp/cm}^2; \quad \eta_2 \approx 1.1 \cdot 10^8 \text{ kp}\cdot\text{s/cm}^2;$$

$$\eta_3 = 18.5/\sigma \cdot (0.2 - 0.08 \cdot T) \cdot (t/3600)^{0.5} \cdot 10^8 \text{ (kp}\cdot\text{s/cm}^2\text{)} \quad \text{vid enaxligt test}$$

$$\eta_3 = 31/\sigma \cdot (0.3 - 0.07 \cdot T) \cdot (t/3600)^{0.25} \cdot 10^8 \text{ (kp}\cdot\text{s/cm}^2\text{)} \quad \text{vid enaxligt test}$$

Med framtagna värden på E-moduler beräknades istryck för olika temperaturstegringshastigheter, se Figur 3.40.



Figur 3.40 Beräknade istryck från 2-axliga experiment för olika uppvärmningshastigheter och begynnelsestemperaturer vid olika belastningsvaraktigheter (Lindgren 1972).

Fransson (1988) anser att det är spridning i Lindgrens data, att använd is är oklassificerad och att det finns en del osäkerheter i utförandet.

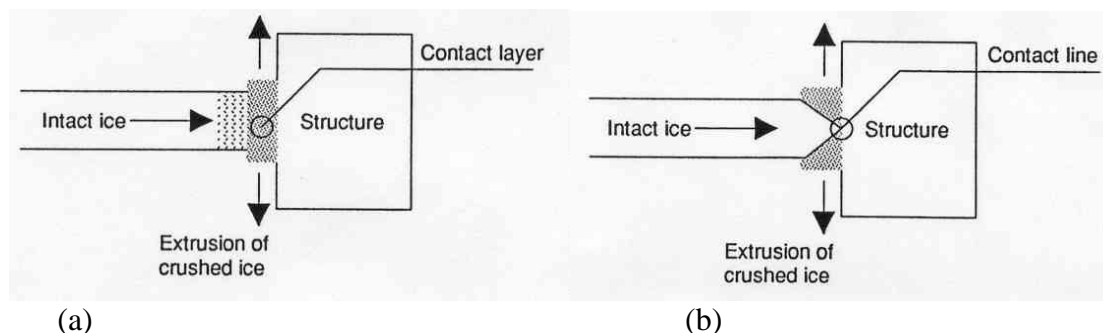
3.8.2.4 Olofsson et al (1991)

Sjöis av två typer och is från Östersjön utanför Luleå provtrycktes i olika tryckriktningar. En iterativ, numerisk modell baserad på fortskridande skjuvbrott användes för att förutspå uppförandet vid krossning. Parametrar, ingående i denna modell, utvärderades med hjälp av brottmekanik, vilket även visade hur vertikala sprickor initierades.

Från laboratoriestudierna märktes en tendens till högre tryckhållfasthet när lasten påfördes längs isens växtriktning och i 45° mot denna. Maximal tryckhållfasthet ökade med minskande lastangreppshastighet. Några prover från Östersjöisen provades också avseende brottsegheten, två prover med skårer längs växtriktningen och två med skårer tvärs växtriktningen. Eftersom det, enligt författarna, inte finns något standardförfarande vid mätning av brottseghet på is, så namnger de den resulterande brottsegheten som K_{apparent} . Den uppmätta brottsegheten var $K_{\text{apparent}} = m \pm s = 119 \pm 39 \text{ kPa}\cdot\text{m}^{1/2}$ med en tendens för lägre värden för Östersjöisen än för sjöisen. Vid försöken observerades en mörk linje som hela tiden varierade i läge längs tryckytan. Om triangulär

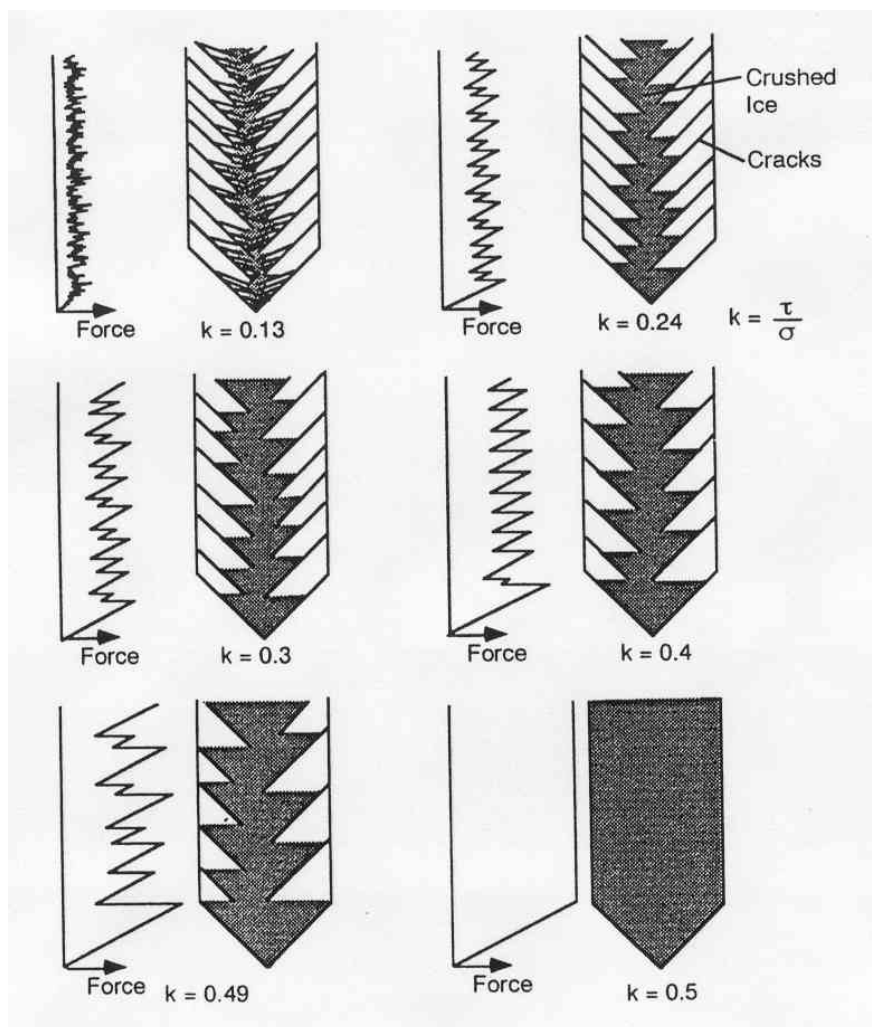
tryckfördelning antas så erhöles ett tryck längs dessa mörka trycklinjer som var i paritet med antaget istryck 117.8 MPa vid smältning vid den aktuella temperaturen -10°C . Detta, plus en del andra observationer, antogs visa att isen smälte vid denna smala trycklinje. Nominellt tryck för hela istvärnsnittet låg mellan 2-8 MPa. Om lastangreppshastigheten är låg anses dock inte smältning längs sådan trycklinje kunna uppstå utan krypbrott sker innan. I denna undersökning uppskattades det maximala trycket i trycklinjen till (21, 46, 99) MPa för lastangreppshastigheten (1, 10, 100) mm/s. Tryckplattans styvhet anses inverka på utseendet hos trycklinjen.

Mekaniska modeller av iskrossning är ofta baserade på ett lager av krossad is mellan den intakta isen och konstruktionen som träffas av isen, se Figur 3.41a. Den intakta isen pulveriseras i framkanten och tryck iväg uppåt och nedåt när istäcket rör sig framåt. Borttryckningen av krossad is har modellerats med hydrodynamiska smörj(olje)teorier eller som friktionsmaterial med antagande av Mohr-Coulomb. Runt 1990 lanserades trycklinjeteorin som säger att ett smalt band eller linje i framkanten av istäcket tar all tryckkraft varvid skjuvspänningar byggs upp och isen flakar av och trycks ut från framkanten, se Figur 3.41b.



Figur 3.41 Iskontakt mot en konstruktion enligt krosslager- och kontaklinjeteorin (Olofsson et al 1995) figur 4.1.

Även en kontaktmodell byggd på trycklinjeteorin presenterades (Daley 1990) som behandlar hur skjuvspänningar byggs upp i isens framkant utanför trycklinjen och som orsakar att isen fläks av. Efter varje avflagnings av isstycken uppdateras trycklinjen och nya skjuvspänningar byggs upp, se Figur 3.42 som visar kontaktmodellen för olika förhållanden mellan skjuvhållfastheten och maximala tryckspänningar. För $k=2 \cdot f_d / \sigma_{\max} > 0.5$ så är skjuvhållfastheten så stor att ingen avflagnings sker utan den maximala iskraft styrs av krosshållfastheten och en stor och jämn iskraft erhålls. För mindre k så blir iskraften mindre och "taggig". Olofsson et al säger att Daley's kontaktmodell är enkel att använda, ingående parametrar har fysiska kopplingar till isegenskaper och beräknade utdata kan verifieras mot försök. Olofsson et al använde brottmekaniska teorier för att uppskatta skjuvhållfastheten i Daley's kontaktmodell.



Figur 3.42 Kontaktmodell enligt Daley (1990) för olika förhållanden (k) mellan skjuvhållfasthet och maximala tryckspänningar. Återgett i Olofsson et al (1995) fig. 4.3.

De teoretiska studierna indikerade att kvoten mellan skjuvhållfasthet och kontaktryck var betydelsefull vid avskjuvande av flak vid kontakzonen.

Laboratiestudierna visade på att när tryckplattans hastighet ökade så minskade kvoten vilket gav en finare pulvrisering av den krossade isen.

3.8.2.5 Izumiyama et al (1994)

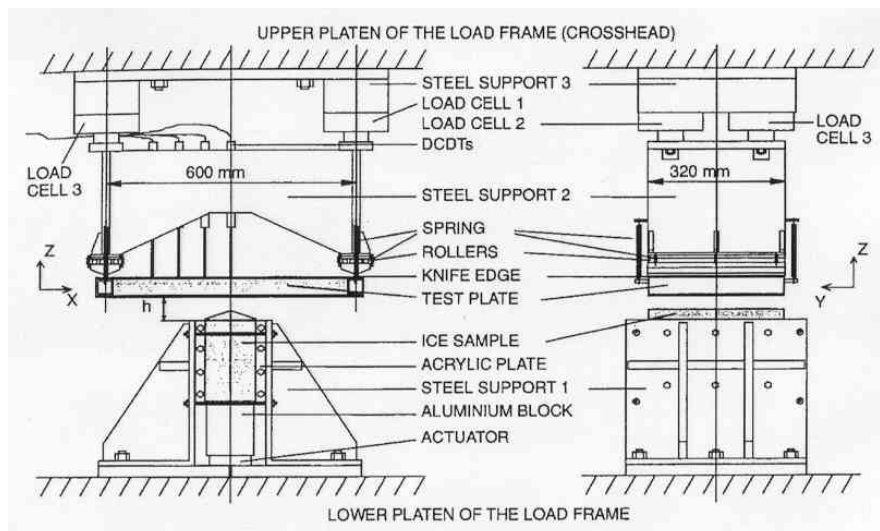
Izumiyama, Irani och Timco (1994) utförde experiment med dynamisk belastning av med vek tryckplatta. Resultatet visade på att vid höga lastangreppshastigheter var krossning den dominerande brottmoden medan det för låga hastigheter var buckling. Det verkade som om isen tenderade att buckla mer när tryckplattan var vek.

3.8.2.6 Thukuri (1995)

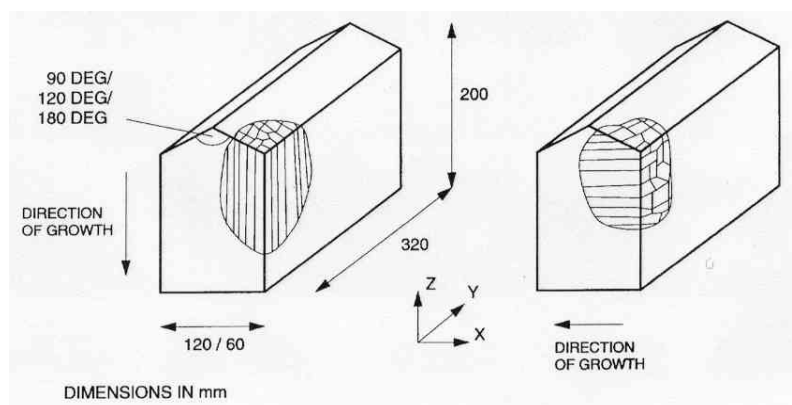
Tuhkuri utförde laboratiestudier där utsågade iskroppar trycktes en-axiellt i en rigg, se Figur 3.43. Han varierade följande:

- Bredden på iskropparna (60 och 120 mm)
- Angreppshastighet (10, 20 eller 50 mm/s)

- Gaphöjden h mellan ishållare och lastplatta (20, 30, 40 och 50 mm)
- ”Takvinkel” på iskroppen (90, 120 och 180 °)
- Orientering på isens kristallriktning (längs efter eller tvärs)
- Istyp (S1: sötvattensis från en sjö och S2: sötvattensis från labtank)

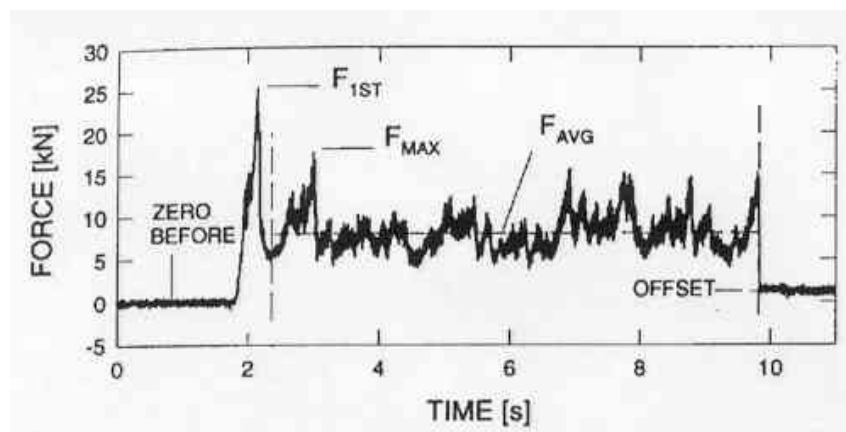


Figur 3.43 Testutrustning för en-axiell krossning av iskroppar Tuhkuri (1995) fig 2.



Figur 3.44 Typer av iskroppar Tuhkuri (1995) fig 3.

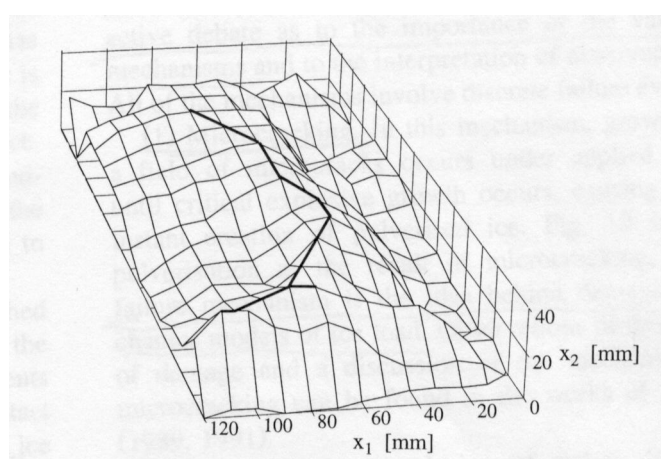
En typisk bild av resultatet kan ses i Figur 3.45.



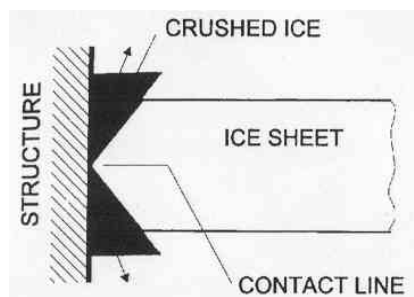
Figur 3.45 Typisk bild av registrerad kraft under krossning av iskroppar Tuhkuri (1995) fig 4.

Slutsatser från studien var:

- Det maximala, mätta nominella trycket (kraft/nominella area) var låg (0.5 till 2 MPa) jämfört med enaxiell ishållfasthet.
- En utpräglad ”trycklinje” kunde klart skönjas i tryckta iskroppar, Figur 3.46. När gapet h var större blev iskroppens kontaktyta mer takformad och trycklinjen var smal och klart synlig. När gapet h var mindre var kontaktytan bredare men även här kunde en trycklinje ses. På båda sidor om trycklinjer fanns krossad is med en klar avgränsning mot den ursprungliga isen, se den schematiska utseendet i Figur 3.47. Oavsett gap h , så hade isen alltid en direktkontakt med lastplattan.
- Litet gap h medförde högre brottlast. Krossad is hade svårt att pressas bort och medverkade därför i lastupptagningen.
- Brottyp och kontakttyp var oberoende av istyp, kristallorientering eller angreppshastighet, medan brottlastens värde varierade.
- Trycklinjen var alltid orienterad längs iskristallernas ränder, även när lasten angrepp tvärs kristallriktningen.



Figur 3.46 Reproduktion av ytprofil visande typisk trycklinje (Thukuri 1995) fig 7.



Figur 3.47 Schematisk bild av ett istäcke som krossas mot en konstruktion och det bildas en trycklinje med krossad is som trycks ut i fronten Thukuri (1995) fig 1.

3.8.2.7 Xiao och Jordaan (1996)

Xiao och Jordaan (1996) utförde triaxialtest på laboratoriefremställd is och jämförde med teoretiska modeller som beräknades numeriskt med ett FEM-program. Försöken visade klart att krympningen i provkropparna ökade vid skador och sprickor i isen.

3.8.2.8 Timco och Cornett (1997)

Timco och Cornett (1997) utförde provningar i en speciell provtank (NRC Canadian Hydraulics Centre i Ottawa) där en tryckplatta kunde vinklas i olika vinklar och köras längs tanken och bryta sönder is. Isens tjocklek var både konstant och varierande. Som resultat togs en *effektiv* istjocklek h_{eff} vid de olika förhållandena för att användas i ekvationer som tar iskraften som funktion av istjockleken. Istjockleken uppskattades till

$$h_{eff} = h_{\mu} + k \cdot h_{\sigma} \quad (3.44)$$

Där h_{eff} = effektiv istjocklek som tar hänsyn till varierande istjockleks inverkan på islasten vid olika sluttningsvinklar och om isen pressas uppåt eller nedåt av konstruktionen; h_{μ} = medelvärde av istjockleken; k = beror av sluttningsvinkel och isens brottmod, för uppåt brytande konstruktioner är $k = (0.5, 0.8)$ för sluttningar (60° , 75°) och för nedåt brytande konstruktioner är $k = (1.4, 1.6)$ för sluttningar (-60° , -75°); och h_{σ} = standardavvikelsen för istjockleken.

Tryckplattan kördes så många gånger att resultatet antogs vara statistiskt säkerställt.

3.8.3 Fältmätningar

3.8.3.1 Sinyavskaya (1972)

Enligt Fransson (1988) så nämner Sinyavskaya (1972) att gjorda fältmätningar visar på att vattenfluktuationer orsakar kvasi-statiska istryck mot luckor, ibland som de största lasterna under vinterperioden.

3.8.3.2 Metge (1976)

Från omfattande studier på sjöis konstaterade Metge (1976) att torra sprickor absorberar en stor del rörelser orsakat av termiskt istryck. Om beräkningar görs utan hänsyn till dessa sprickor överskattas istrycken med en faktor 2 till 4.

3.8.3.3 Monfore (1949, 1951)

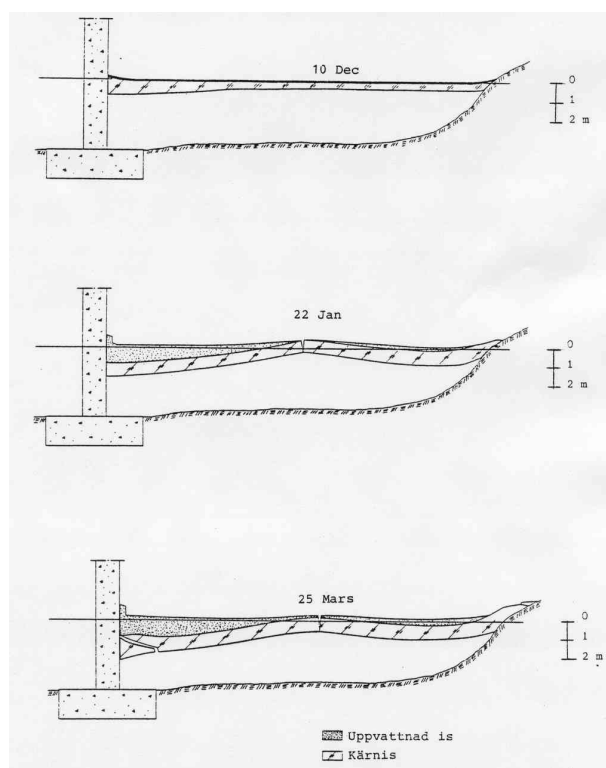
Monfore (1949, 1951) gjorde mätningar i flera reservoarer i Colorado. Maximala, uppmätta laster ses i Tabell 3.7.

Tabell 3.7 Maximala uppmätta islaster i några reservoarer i USA, återgett i Ashton (1986) s. 120.

Reservoar	Maximala islaster (kN/m)	Noteringar
Eleven-Mile Canyon Reservoir	220 – 350	Branta och steniga stränder
Evergreen Reservoir	140	Moderat branta stränder
Antero och Shadow Mountain reservoarer	53 och 84	Flacka stränder

3.8.3.4 Fransson och Cederwall (1984)

Fransson och Cederwall (1984) fann i sin fältmätning av islaster mot bropelare i Lule älv att en av de viktigaste belastningsfallen och som troligen i många fall är dimensionerade är översvämning av kallt istäcke vid tillfälliga vattenståndshöjningar. Det nollgradiga vattnet ger en snabb uppvärmning av istäcket följt av en termisk expansion. Författarna uppmärksammade att runt bropelarna var istjockleken upp till 5 ggr större än större omgivande is. Detta förklarade de med att det inte samlas lika mycket isolerande snö runt bropelare p.g.a. kringblåsning och skyddat läge vid snöfall.



Dessutom kan snövallar som bildas runt pelarna från snöröjning av brobanan hindra vatten som av någon anledning kommit upp på isen att strömma iväg och detta vatten kan sedan frysa till och ytterligare förtjocka isen. Vid vattenståndsfuktuationer inträffade böjsprickor i istäcket längs stränderna men även runt pelarna. För 0.5 m tjock is uppmättes ringsprickor med radien 8 m runt pelare. Istillväxten vid Nya Gäddviksbron över Lule älv återges i Figur 3.48, där uppströmmat vatten har tjockat på isen. Istrycket runt pelarna mättes med oljefyllda tryckgivare med temperaturgivare monterade i mitten. Givarna placerades i uppsågade slitsar som vattenfylldes.

Figur 3.48 Istillväxt vid Nya Gäddviksbron över Lule älv Fransson & Cederwall (1984) fig 1.

3.8.3.4.1 Takeuchi et al (1992)

Takeuchi et al (1992) gjorde fälttest med en enkel, portabel utrustning som monterades i ett uppsågat hål i en sjö i Japan. Islasten berodde på de horisontella och vertikala kontaktvinklarna mellan is och tryckplattan. Uppmätta iskrafter blev ca 0.8 av teoretisk iskraft vid ideal, flat kontakt

$$F = K \cdot C \cdot W^{0.5} \cdot h \cdot \sigma_c \quad (3.45)$$

där K = skalfaktor (1.0 för $\dot{\epsilon} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$); C = formfaktor (mellan 4.5 – 6.8); W = bredd; h = istjocklek; och σ_c = tryckhållfasthet.

3.8.3.5 Fransson (1994)

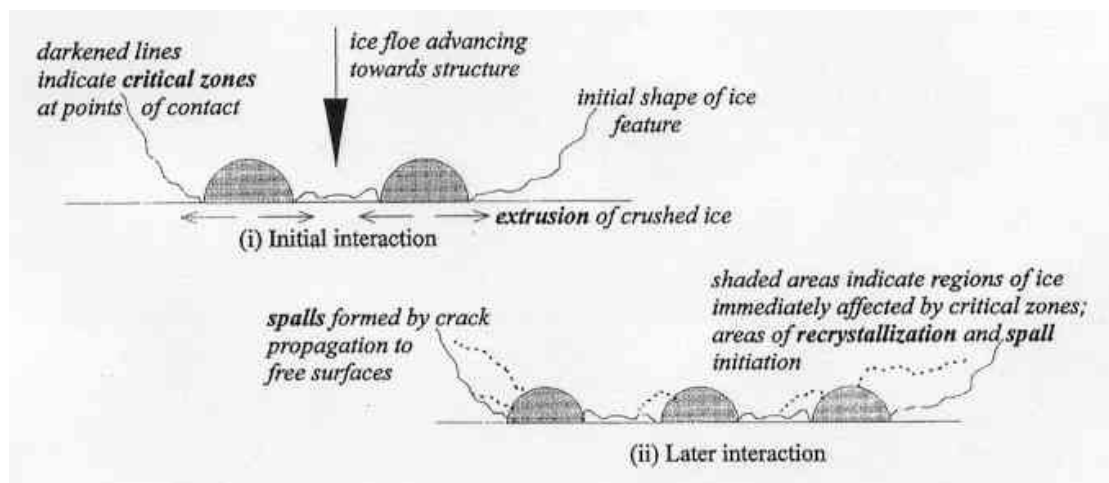
Fransson (1994) gjorde fältstudier av islaster mot uppsågad istäcke med hjälp av en isbrytare som tryckte mot istäcket och monterade lastceller. Med höghastighetskamera observerades en transparent trycklinje längs tryckytan av oskadad is som var i kontakt med tryckplattan. Trycklinjen förändrade sin form hela tiden i takt med att ny oskadad is tog över och is i föregående linje bröts sönder. Vid kanterna av tryckytan var istrycket större (ca 5 MPa) än vid mitten (2 MPa) av tryckytan just före isbrott. Fransson förslår ett samband för vertikala strukturer av viss vidd:

$$F = \frac{\pi \cdot 15.6 \cdot K^* \cdot b \cdot d^{0.5}}{\frac{\pi}{2} - \arcsin(1 - b/a)} \quad (3.46)$$

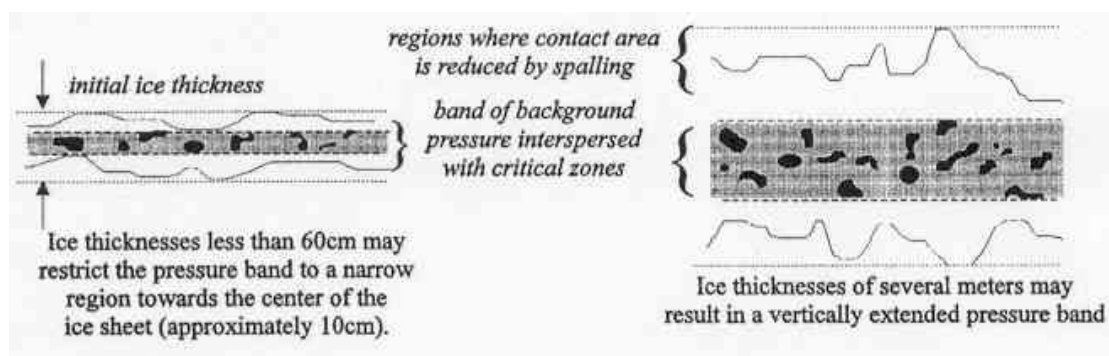
Där F = total islast; K^* = brottseghet; a = bredd av struktur; b = kritisk bredd; och d = istjocklek.

3.8.3.6 Johnston et al (1998)

Genom försök med provkroppar av havsis i laboratorium, mätningar av isbrytares tryck mot havsis och istryck mot konstruktionen Molipaq utanför Kanada visades att istryck mellan ett istäcke och en struktur i rörelse mot varann kan indelas i tre regioner, små kritiska zoner som tar en mycket stor del av den aktuella islasten, zon med bakgrundstryck och regioner där isen flakas av, se Figur 3.49 och Figur 3.50. De kritiska zonernas läge, storlek på istryck och form är slumpmässiga till sin karaktär. Författarna nämner två möjliga teoretiska modeller att bedöma trycken i dessa kritiska zoner, Mohr-Coulomb för trycken nära kanterna på zonerna och viskös flödesteori för trycken mot centrum i zonerna. Dessa kritiska zoner med sina höga tryck var i försöken mest uttalade i kontaktareor under 2-3 m².



Figur 3.49 Schematisk bild av kritiska zoner vid istryck mot struktur Johnston et al (1998) fig. 2.



Figur 3.50 Schematisk bild av bandliknande istryck i istäcke med varierande tjocklek Johnston et al (1998) fig. 3.

3.8.3.7 Carter et al (1998)

Instrumentering:

Carter et al 0 utförde mätningar av istryck mot fyra stycken dammar i Kanada under åren 1995 och 1998. Data från dessa mätningar jämfördes sedan mot teoretiska modeller. Tre utav dammarna, La Gabelle, Shawinigan och Grand Mère är placerade i floden St. Maurice River i centrala Québec. Dessa tre dammar finns inom ett avstånd av 50 km från varann och är utsatta för liknande meteorologiska förhållanden med t.ex. ett totalt ackumulerat snötäcke på 0.5 m och en köldmängd på 1 000 °C per säsong. De antog att den dominerande orsaken till istryck skulle vara på grund av termisk expansion av isen vid Grand Mère, där vattenfluktuationerna var små (<0.1 m/d) och på grund av vattenståndsvariationer och vertikala isrörelser för de andra två dammarna där vattenfluktuationerna var större (0.3 och 0.6 m/d respektive).

Den fjärde dammen, La Grand Un, var belägen nära mynningen i floden La Grande River i norra Québec. Vattenståndsfluktuationerna var här 0.6 m och en köldmängd på 2650 °C per säsong. De stora vattenståndsfluktuationerna och det kalla klimatet ansågs visa betydelsen av eventuellt ökat istryck pga ny frysning i sprickor orsakade av termiska rörelser och vattenståndsfluktuationerna.

De mätte istryck, de mätte temperaturen i is, snö och luft och de mätte vattennivåer under 15 minuters intervall. Andra mätningar gjordes också på issprickornas intensitet och rörelse, istjocklek och snötäcke. För att mäta istrycket mot konstruktionerna användes ”tryckpaneler” av märket GEOKON som sattes fast på konstruktionens yta. De bestod av fyra paneler på 50, 250, 450 och 650 mm:s djup. Varje panel bestod av två stålplattor, 200 mm·100 mm·6 mm med en vätska (glykol) emellan vari trycket mättes. Det interna istrycket mättes med biaxiala spänningssensorer. Vattenståndsfluktuationerna mättes med trycksensorer på konstanta djup i reservoaren. Under den första säsongen, 1995-96, placerade de två tryckpaneler på en vertikal betong yta vid La Gabelle och två paneler vid Grand Mère, en på mitten av en utskovslucka och den andra på nosen till den ena av betongpelaren vid sidan av luckan. Ca 50 m uppströms av dessa paneler installerades spänningssensorer på 10, 20 och 35 cm:s djup i isen.

Under den följande säsongen, 1996-97, placerades tryckpaneler endast vid luckutskov (vid La Gabelle och Shawinigan), vilka anses som särskilt känsliga vid istryck. Två paneler placerades vid luckmitt och en panel vid vardera fjärdedelspunkten av luckan vid respektive anläggning. Spänningssensorer var placerade framför luckorna på ett avstånd motsvarande ca 37 % av luckans bredd.

Under den sista mätsäsongen, 1997-98, placerades två stycken tryckpaneler på en vertikal yta och två stycken på en utskovslucka, en i mitten och en i den ena fjärdedelen av luckan. Spänningssensorer var som vanligt placerade framför panelerna, denna gång ca 50 m framför dammens framkant.

Resultat:

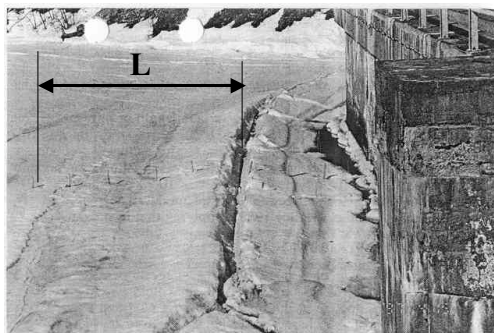
De veckovisa isprofilerna från La Gabelle, Shawinigan och Grand Mére visade att isen växte till sig snabbt och nådde ett maximum på 0.6 m i slutet av januari. Författarna hävdar att tillväxten stämde väl överens med den empiriska formeln:

$$h = 0.02\sqrt{S} \quad (3.47)$$

Där h= istjocklek (m) och S= ackumulerad frysgrader-dagar (°C-dagar). Det ansågs att istillväxten härrörde sig från både termisk istillväxt på undersidan av isen och ny is på ovansidan av isen, kommande från ”översvämningvatten” och snö.

Istillväxten vid dammen La Grand Un däremot, kunde inte relateras till antalet frysgrader och dagar, troligen beroende på en värmande effekt på det utströmmande vattnet från det uppströmsbelägna kraftverket LG Deux enligt författarna.

Vid alla fyra dammarna var istäcket sprucket framför dammarna. Sprickorna hade ett systematiskt c/c mått på L m (se Figur 3.51 och Figur 3.62) utom närmast dammen där ett parti på ca 1-2 meters bredd var fastfruset vid dammarna, Sprickorna ansågs bero på vattenståndsändringarna, men också nedböjning av snövik och termiska rörelser.



Figur 3.51 Buckling av isen framför La Gabelle Dam Carter et al (1998) fig. 2.

Författarna hävdar att avståndet L var i god korrelation med den teoretiska placeringen av maximalt böjmoment för tunna, flytande isplattor:

$$L = \frac{\pi}{4} l \quad (3.48)$$

Där l = karakteristisk längd (m) definierat som:

$$l = \left[\frac{Eh^3}{12\rho g(1-\nu^2)} \right]^{1/4} \quad (3.49)$$

Där E = elasticitetsmodulen för is (Pa); h = istjocklek (m); ρg = tyngden (Pa); och ν = Poisson's tal for isflak. För sötvattensisar, töjningshastigheter på ca 10^{-8} m/s och låga temperaturer nämner författarna att en karakteristisk längd l bör ligga på:

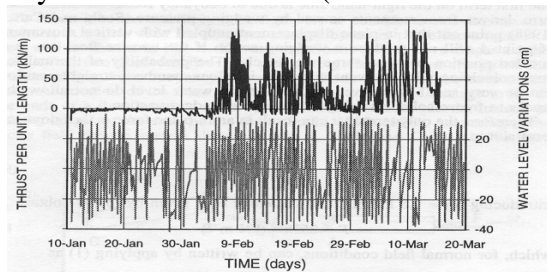
$$l = 11.25h^{3/4} \quad (3.50)$$

Med ekvationerna (3.50) och (3.48) fås:

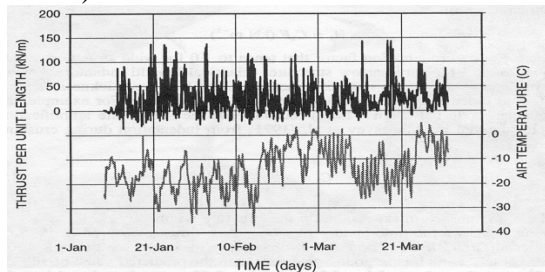
$$L = 8.8h^{3/4} \quad (3.51)$$

för istjockleken 0.65 m vid dammarna i St. Maurice fås en längd mellan sprickorna på $L=6.4$ m, vilket var nära det uppmätta värde 6.5 m.

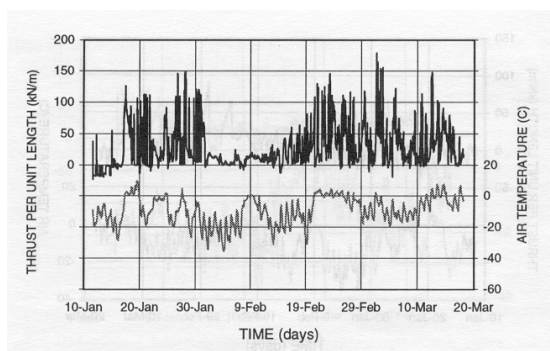
De uppmätta istrycken mot dammarna kan ses i Figur 3.52 och Figur 3.53 för istryck mot *vertikal dammvägg* av betong (ca 140 kN/m i maxlast), i Figur 3.54 för istryck mot *utskovspelare* av betong (ca 180 kN/m i maxlast) och i Figur 3.55 och Figur 3.56 för istryck mot *utskovslucka* (ca 70-90 kN/m i maxlast).



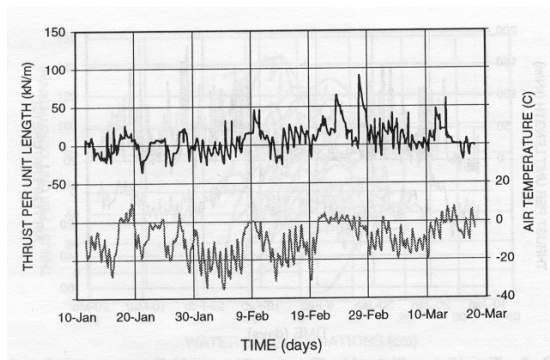
Figur 3.52 Istryck över tiden mot vertikal dammvägg vid olika vattenstånd vid La Gabelle damm Carter et al (1998).



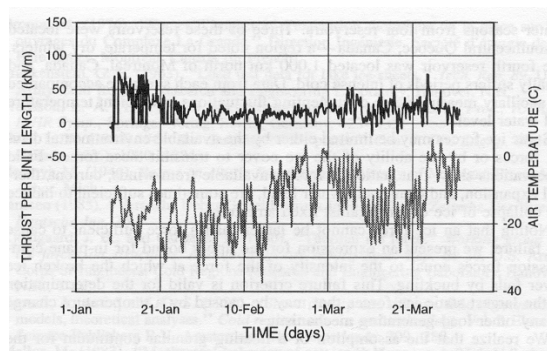
Figur 3.53 Istryck över tiden mot vertikal dammvägg vid olika lufttemperatur vid LG Un damm Carter et al (1998).



Figur 3.54 Istryck över tiden mot utskovspelare vid olika lufttemperaturer vid Grand Mére damm Carter et al (1998).



Figur 3.55 Istryck över tiden mot utskovslucka vid olika lufttemperatur vid Grand Mére damm Carter et al (1998).



Figur 3.56 Istryck över tiden mot utskovslucka vid olika lufttemperatur vid LG Un damm Carter et al (1998).

Spänningarna en bit ut i isen var endast ca 50-60 % av spänningarna invid dammväggarna, enligt författarna beroende på tidigare spänningshistoria, viskoelastisk is osv.

3.8.3.8 Comfort et al (1992, 1998a, 1998b, 2000a, 2000b, 2001)

Mätningar av islaster utfördes under åren 1991 till 1999 på ett antal kanadensiska betongdammar, se

Tabell 3.8. Ett syfte med mätningarna var att: (a) mäta islasten i istäcket nära dammen; (b) mäta lastfördelningen mellan luckor och luckpelare, och; (c) jämföra islaster på sättar av trä och stål. En viktig observation var att det uppstod mycket högre islaster när isen var utsatt för kombination av ändringar i **istemperatur** och **vattenstånd**. De största islasterna uppstod vid en kombination av ändringar i istemperatur och vattenstånd.

Termisk islast i istäcket framför dammarna:

Utvärdering av mätdata i Comfort et al (1998a) visade på att termiska islaster var starkt korrelerat till ändringar i isens *temperaturprofil* och *istjocklek*.

Faktorer som påverkade temperaturprofilen sågs vara: (i) ju större och långvaraktigare höjning av lufttemperaturen desto större förändring av profilen; (ii) eventuellt snötäcke isolerade isen uppåt och orsakade uppvärmning underifrån av isen och; (iii) issörja eller vatten på isen kommande från regn eller översvämmad snö isolerade isen, så att den inte kylde förrän issörjan eller vattnet frös (Comfort et al 1998a).

Högre islaster uppstod när isen var kall när temperaturhöjningen startade. Lägre islaster uppstod när istemperaturen hade sjunkit innan aktuell temperaturhöjning startade.

Islast i istäcket framför dammarna pga vattenståndsändringar:

Att islasten ökar vid vattenståndsändringar i magasinet förklaras i Comfort et al (1998a) med att: (i) *randvillkoren* för istäcket ändras; (ii) det uppstår "*kilkrafter*" när isen spricker upp och roterar när vattenytan ändras och; (iii) ny is *fryser* in i sprickor.

Stora och ofta förekommande vattenståndsändringar (± 30 till ± 60 cm/dygn) visade på mindre uppmätta islaster med förklaring att isen släpper från dammytan vid för stora vattennivåändringar och att sprickorna inte fryser till. De mindre lasterna för Seven Sisters Dam 1996-96 och för Otto Holden Dam förklaras med stora engångssänkningar av vattenståndet.

Små och långsamma vattenståndsändringar (< 10 cm och > 2 dygn) gav ingen signifikant påverkan utan islaster för detta fall antogs bero på enbart temperaturändringar.

Medelstora och medellångsamma vattenståndsändringar (± 5 till ± 10 cm/dygn) gav störst islaster (Comfort et al 1998a).

Islasten reducerades vid stor kvot a/h där a = amplituden på vattenståndsändringen och h_i = istjockleken.

Vid kallare is vid vattenståndsändringens start blev islasten högre än vid varmare is vid starten. Det blev högre islast pga vattenståndsändring om istemperaturen hade varit stabil de sista dagarna innan ändringen i vattenstånd.

Islasten ökade mest under de sista 2-3 dygnen under vattenståndsändringen Comfort et al (2000a).

Kurvanpassning till mätdata gav ekvationen:

$$\Delta LL_{water\ level} = k \cdot A_{tot} \quad (3.52)$$

Där $\Delta LL_{water\ level}$ = islast pga vattenståndsändringar (kN/m), $k = 0.7$ och 3.1 för Arnprior Dam respektive Seven Sisters Dam, A_{tot} = total tryckt isarea (cm^2).

Tabell 3.8 Maximala islaster uppmätta i istäcket nära dammar Comfort (2001).

Orsak till islasterna	Ägare	Damm	Islast (kN/m)
Huvudsakligen termisk orsakade islaster (negligerbara vattenståndsförändringar).	Hydro-Quebec	Paugan Dam	70
	NRC	NRC Basin	47
	Manitoba	Seven Sisters Dam (1996-97 winter)	62
	Hydro	Pine Falls Dam	61
		McArthur Falls Dam	85
Islaster orsakade av en kombination av temperatur- och vattenståndsförändringar (signifikanta vattenståndsförändringar).		Arnprior Dam	210
	Ontario Hydro	Otto Holden Dam (Main Reservoir)	52
		Otto Holden Dam (East Bay)	65
		Seven Sisters Dam (1995-96 winter)	324
	Manitoba	Seven Sisters Dam (1995-96 winter)	324
	Hydro	Seven Sisters Dam (1998-99 winter)	374
	Churchill Falls Corp. Ltd	Churchill Falls Generating Station	89

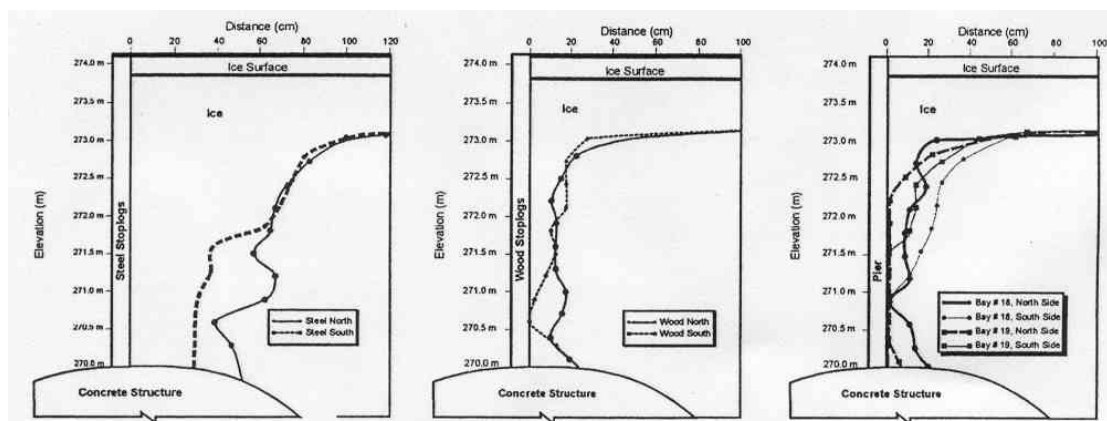
Fördelning av islaster längs dammen mellan dammpelare, ställucka, stålsättar och träläggningar:

I Tabell 3.9 kan mätta värden på islaster ses mot olika dammdelar för de två dammarna The Paugan Dam och The Seven Sisters Dam. En större del av islasten bars tydligt av utskovspelarna genom valvverkan vid The Seven Sisters Dam än vid The Paugan Dam. Detta förklaras med skillnader i spännvidd mellan luckan vid The Paugan Dam och sätterna vid The Seven Sisters Dam och att utskovspelarna var olika långa och detta påverkade valvets verkan.

Tabell 3.9 Maximala islaster uppmätta vid dammarna Comfort et al (1998a).

Damm	Del	Maximal islust (kN/m)
Paugan Dam	Utskovspelare	125
	Utskovslucka	22
Seven Sisters Dam (1995-96)	Utskovspelare	560
	Stålsättar	21
	Träläggningar	93
Seven Sisters Dam (1996-97)	Utskovspelare	202
	Stålsättar	50
	Träläggningar	47

Mätt istillväxt framför stålsättar, träläggningar och utskovspelare vid Seven Sisters Dam ses i Figur 3.57.



Figur 3.57 Mätt istillväxt framför stålsättar, trä-sättar och utskovspelare vid Seven Sisters Dam Comfort (1998a fig. 12-14).

3.8.3.9 Hoseth och Fransson (1999)

Hoseth och Fransson (1999) mätte termiska istryck vid dammen Siltvatnet i Narvik i Norge. Enligt Lia et al (2001) så var denna vinter kall med lite snö. Maximala, uppmätta laster var 135, 134 och 118 kN/m och istjocklekarna var då 0.5-0.6 m.

3.8.4 Modellering

3.8.4.1 Iyer (1978)

Iyer (1978) framhäver att mekaniska egenskaper och laster i is är så komplexa och varierande att även analytiska modeller är svåra att lita på om de inte är verifierade med fullskaliga mätningar och utvärderingar av tillståndet hos belastade konstruktioner. Vid det tillfället (1978) fanns det mycket litet publicerat om sådana mätningar i full skala. Iyer anger elasticitetsmodulen i fritt sprucket istäcke i sjö till 0.55 Gpa. Författaren nämner också några antagna samband för att beräkna kritiska påkänningar vid stabilitetsbrott.

$$\sigma_{cr} = A \cdot (E \cdot \gamma_w \cdot h)^{1/2} \quad (3.53)$$

Där σ_{cr} = kritisk spänning vid stabilitetsbrott; $A = 0.6$ vid fast istäcke med antagen oändligt lång balk på elastiskt underlag och med leder i båda ändarna; 0.3 vid fast istäcke med antagen oändligt lång balk på elastiskt underlag och med led i änden och glidning i den andra; 0.137 vid brutet istäcke och med led i änden och glidning i den andra; 0.03 vid löst packade isflak och med leder i båda ändarna; E = E-modul; γ_w = vattnets tyngd; h = istjocklek.

3.8.4.2 Bergdahl (1978a, 1978b, 1978c)

Ashton (1986) menar att ett rationellt sätt att beräkna återkomsttider och sannolikheter för istryck kan vara att med insamlad data av iskaraktistika och väderobservationer göra numeriska beräkningar av istemperatur och åtföljande istryck med hjälp av reologiska samband.

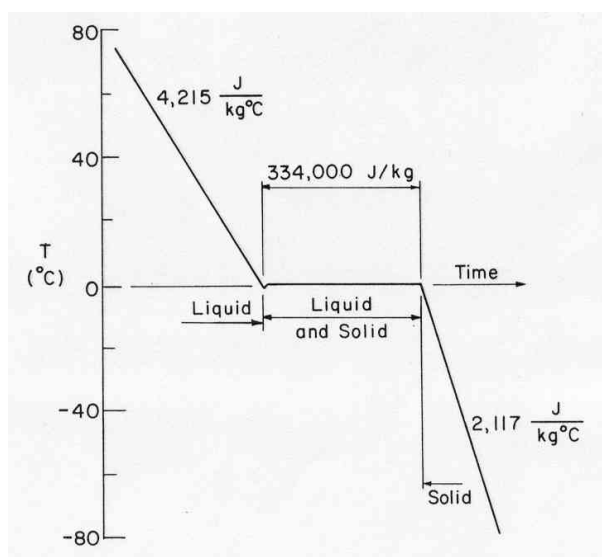
Bergdahl (1978a-c) har gjort just detta och ger en numerisk modell som beräknar termiskt istryck i sjöar. För istäcket är en komplett energibudget upprättat. Beräkningarna av energibalansen hos istäcket innehåller väder- och isdata från fem svenska sjöar. Datamängden var lagrad på magnetband från SMHI och inkluderade lufttemperatur, extrem lufttemperatur, vindhastighet, molnighet, luftens ångtryck samt snö- och istjocklekar. Datamängden tjänade som indata i den numeriska modellen för att beräkna termiska istryck i dessa sjöar. Istäcket antas vara fullständigt fasthållen i horisontalled.

Den numeriska modellen bygger på de matematiska modellerna av energibalanser och mekaniska egenskaper hos is som återges i Bergdahl (1977). Den termiska diffusionen i istäcket beräknas med ett implicit differensschema och användande av Fourierserier. Beräkningar utförs för en lång period och på så sätt erhöles en viss sannolikhetsfördelning av istrycket. Först beräknas temperaturen och dess förändring med tiden och sedan beräknas istrycket med reologiska samband.

Temperaturändringshastigheten beräknas med energibalanskvationen i en dimension:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + p(z,t) \quad (3.54)$$

Där t = tiden; x = vertikal koordinat; T = temperaturen vid (x,t) ; a = termisk diffusionskoefficient; C_p = specifik värmekapacitet (2120 J/kg/C för vatten och 4215 J/kg/°C för is); ρ = densitet hos snö, snöis och kolonnis (250, 890 och 916.8 kg/m³); p = effektkälla per enhetsvolym vid (x,t) ; och λ = termisk konduktivitet för snö, snöis och kolonnis (0.3, 2.14 och 2.24 W/m/K). I Figur 3.58 ses C_p för is och vatten samt smältvärmesmet.



Figur 3.58 Specifik värmekapacitet för vatten vid olika temperaturer samt smältvärme Aston (1986) figur 5-1.

Med en del förenklingar och approximationer skrivs effekttermen $p(x,t)$ i Bergdahl (1978a-c) som :

$$p(x,t) = -q_e + q_s - q_m - q_b + q_l + q_s \cdot k \cdot e^{-kx} + L \cdot \rho \cdot dh/dt \quad (3.55)$$

Där termerna $-q_e + q_s - q_m - q_b + q_l$ verkar på ovanytan, $q_s \cdot k \cdot e^{-kx}$ verkar i hela volymen och vid ovan- och underytan samt $L \cdot \rho \cdot dh/dt$ är isbildningsvärmets verkande i enbart underytan. $L = 3.34 \cdot 10^5$ J/kg.

$$q_e = f(u) \cdot (e_a - e) \quad (3.56)$$

$$q_s = f(u) \cdot \gamma \cdot (T_a - T) \quad (3.57)$$

$$q_m = \lambda \cdot T/h \quad (\text{om } T < 0) \quad (3.58)$$

$$q_b = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.59)$$

$$q_l = \varepsilon \cdot \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot (1 + k \cdot C^2) \cdot T_a^4 \quad (3.60)$$

$$q_s = (1-r) \cdot q_c \quad (3.61)$$

Där q_e = ändring av energi p.g.a. förångning eller kondensation; q_m = ändring av energi p.g.a. smältning; q_c = konvektivt värmefflöde p.g.a. olika temperatur på ytan och i luften; q_b = utflödande långvågsstrålning; q_l = inkommande långvågsstrålning; och q_s = inkommande kortvågsstrålning; $f(u)$ = vindfunktion; e_a = ångtrycket hos luften 2 m över ytan; e = mätnadsångtrycket vid isytan; $\gamma \approx 61$ (Pa/°C); T_a = lufttemperaturen 2 m över ytan; T = isens yttemperatur.

$$F(u) = \rho_w \cdot L_s \cdot a \cdot (1 + b \cdot u + c \cdot (T - T_a)) \quad (3.62)$$

Där ρ_w = vattnets densitet (1000 kg/m³); L_s = specifik värme orsakat av sublimering (kondensation och fusion) (2.82 · 10⁶ J/kg); $a = 2.42 \cdot 10^{-11}$ (m/s/Pa); $b = 0.49$ (m/s); u = vindhastigheten 2 m över ytan; $c = 4.36 \cdot 10^{-2}$ (°C⁻¹).

$$E = d \cdot (1 + g \cdot T) \quad \text{gällande för } -32 \text{ °C} \leq T \leq 0 \quad (3.63)$$

Där $d = 610$ (kPa); $g = 0.031$ (°C⁻¹).

$$Q_c = q_{CL} \cdot (0.35 + 0.65 \cdot (1 - C/8)) \quad (3.64)$$

$$q_{CL} = (a \cdot \sin(\alpha) + b) \quad (3.65)$$

Isens töjningshastighet $\dot{\varepsilon}$ antas från den beräknade istemperaturprofilen med

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt} = \alpha \frac{dT}{dt} = \alpha \dot{T} \quad (3.66)$$

Den föreslagna deformationsmodellen som användes för beräkning av istryck i Bergdahl (1978a-c) syns i Figur 3.24 och i ekvationer nedan.

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + K \cdot D \cdot \sigma^n \quad (3.67)$$

$$D = D_0 e^{-\left(\frac{Q_s}{RT}\right)} \quad (3.21)$$

$$E_I = (1 - 0.012 \cdot T) \cdot 6.1 \quad (3.68)$$

Där $K = 4.40 \cdot 10^{-16}$ (m²); $n = 3.651$ för $\dot{\epsilon} / D = 2 \cdot 10^7 - 8 \cdot 10^9$ (m²); $D_0 = (9.13 \pm 0.57) \cdot 10^{-4}$ (m²/s).

Ekvation (3.66) och (3.67) används sedan för att lösa ut istrycket. Kraften mot stränderna beräknas genom att trycket integrerades över istjockleken.

$$P(t) = \int_0^h \sigma(x, t) dx \quad (3.69)$$

Kraften sätts aldrig högre än den elastiska bucklingskraften

$$P_b = \sqrt{\frac{\rho_w g E h^3}{12(1 - \nu^2)}} \quad (3.70)$$

I Tabell 3.10 visas beräknade, förväntade termiska maximala istryck för de studerade svenska sjöarna. Den bästa passningen anser författarna var med log-normal fördelning. Ashton (1986) påpekar att beräkningarna var inte gjorda för de mest extrema temperaturökningarna, utan baserade på en kombination av moderata temperaturhöjningar, ökning av vindhastighet and ökning av molnighet. Bergdahl och Wernersson poängterar också att tidsspannet för datamängden var för kort.

Tabell 3.10 Förväntade, beräknade termiska istryck för vissa återkomsttider Bergdahl och Wernersson (1978) tabell 11.12.

Expected thermal ice pressures for the recurrence period 100, 500, and 1000 years according to the three tested types of distributions.

Period of recurrence (years)	100			500			1000			
	N	L	G	N	L	G	N	L	G	
Torne träsk	12	480	507	577	509	550	661	520	569	698
Stora Bygdeträsket	16	388	453	494	424	532	596	438	568	640
Runn	16	353	410	436	381	475	517	392	500	550
Glan I	16	355	-	474	394	-	587	410	-	663
Glan II	15	324	419	415	353	507	500	365	543	536
Vidöstern I	16	325	-	432	360	-	534	374	-	577
Vidöstern II	15	294	330	372	320	380	446	330	400	478

N = Normal Distribution
L = Lognormal -"-
G = Gumbel -"-

Bergdahl (1978c) drar slutsatserna från sin modell:

- Solstrålningen har stor betydelse på temperaturändringshastigheten i istäcket.

- Energiutbytet är så komplext att istemperaturen inte bör approximeras till att vara lika med luftens temperatur.
- Det har stor betydelse hur isens mekaniska gränsvillkor är antagna. I modellen antas fullständigt fastlåsning.
- Den reologiska modellen verkar ge rätt spänningar för givna deformationer eller temperaturer intill det att tertiär krypning startar.

Författaren antar att modellen ger skäligen uppskattningar av istryck för givet istäcke och vädersituation. Dock ger modellen tryck som inte kan uppnås i alla istäcken p.g.a. kristallordning och defekter i istäcket, t.ex. sprickor.

Fransson (1988) menar att orsaken till att beräkningar enligt Bergdahl (1978c) gav högre istryck än i Drouin och Michel (1971) är att Drouin och Michel använde sig av en lägre E-modul, 1.5 Gpa, än Bergdahl, 6.1 Gpa, och att Drouin och Michel antog att isen mjuknade mer med ökade töjningar.

3.8.4.3 Kry (1978)

Kry (1978) presenterar en statistiskt tillvägagångssätt för att uppskatta inverkan av strukturens bredd på dimensionerande påkänningar. Metoden passar bäst för ganska begränsade isrörelser. Metoden baseras på empiriska data från relativt smala strukturer. Det baseras på antagandet om en oreguljär kontaktyta mellan is och struktur och att isen krossas i oberoende zoner och ej samtidigt längs ytan. Isbrottet längs ytan beror på typ av brottmod, isens rörelsehastighet, istyp, temperatur och strukturens bredd. Metoden visar att istrycket är mindre för breda strukturer än för smala.

3.8.4.4 Bercha, Danys and Rokne (1978)

Författarna antog medelvärde och standardavvikelse för variablerna böjhållfasthet, istjocklek, friktionskoefficient och is hastighet och beräknade med empiriska formler ut den statistiska fördelningen av de två brottmoderna böjbrott och krossning. De använde inte Monte-Carlo simulering för att plocka värden på de normalfördelade brottmoderna utan approximerade fördelningar som enligt författarna inte var lika krävande vad det gällde datorkraft. De jämförde med en antagen fördelning av bärförmåga. De nämner att även bärförmågan kan antas variera med en viss fördelning baserat på de styrande parametrarnas variation.

3.8.4.5 Fransson och Cederwall (1984)

Den beräkningsmodell som Fransson och Cederwall (1984) använder förutsätter branta stränder med stort mothåll och att utsatt konstruktion är relativt stum i jämförelse med de fria oförhindrade isrörelserna orsakat av termisk expansion. De utgår från deformationsmodellen återgiven i Bergdahl (1977, 1978a-c):

$$\dot{\epsilon} = \alpha \cdot \dot{T} \quad (3.66)$$

$$\dot{\sigma} = E\dot{\epsilon} - EK D \sigma^n \quad (3.71)$$

Följande antogs:

- Inverkan av biaxiellt spänningstillstånd försummas
- Istjockleken antas vara konstant
- Inspänningsförhållanden antas lika oavsett mätpunkt
- Jämn uppvärmning av stora isytor antas orsaka hela det uppmätta istrycket.

- Endast tryckspänningar behandlas

Tryckfördelningen antogs till:

$$\dot{p} = A\dot{T} - Bp^C \quad (3.72)$$

Där $\alpha = 5 \cdot 10^{-5}$ ($^{\circ}\text{C}^{-1}$); $A = \alpha \cdot E = 50 - 500$ (kPa/ $^{\circ}\text{C}$); $B = E \cdot K \cdot D = 10^{-20} - 10^{-15}$ (kPaⁿ/tim); och $C = 1.5 - 4$.

Genom att beräkna istrycket med uppmätt istemperatur som indata kurvanpassades parametrarna A, B och C så att beräknat istryck överensstämde någorlunda med mätt istryck. Resultatet blev:

$A = 48 \pm 21$; $B = 1.95 \pm 0.65$; och $C = 1.85 \pm 0.07$

Där första värdet är medelvärde och det andra är standardavvikelse. På detta sätt fås olika tryck i isen vid olika temperaturhöjningshastigheter.

Som exempel ges en simulering av plötslig uppvärmning av 1 m tjock is från -30 $^{\circ}\text{C}$ till 0°C ger med den föreslagna modellen. Temperaturen antogs variera som:

$$T(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2 \cdot T_0}{n \cdot \pi} \cdot \sin\left(\frac{n \cdot \pi \cdot z}{h}\right) \cdot e^{-n^2 \cdot \pi^2 \cdot \alpha \cdot t / h^2} \quad (3.73)$$

Från de olika beräknade temperaturerna på olika isdjup beräknades istryck. Genom att integrera istrycken över istjockleken erhålls islasten.

3.8.4.6 Fransson (1986)

Fransson föreslår i sin avhandling följande enkla dimensioneringsformel för termiska islast mot fasta konstruktioner:

$$P = 2(-T_0)^{1.5} \quad (3.74)$$

Där P = islast för istäcke tjockare än 0.5 m (kN/m); T_0 = medeltemperaturen i luft under den kallaste veckan under en 10-årsperiod.

3.8.4.7 Ashton (1986)

Matematisk beskrivning av isfenomen i sjöar och floder kan göras med de grundläggande naturlagarna Massbalans, Kraftbalans och Energibalans. Dessa kan idealt beskriva när is bildas och försvinner, var spänningar och sprickor uppstår i isen, påverkan av vind och vatten och hur kraft överförs till ränderna. Alla beräkningar av ovanstående naturlagar förutsätter att en mängd olika parametrar är numeriskt kända eller någorlunda uppskattade. Parametrarna är relaterade till isens fysiska egenskaper (densitet, specifik värme, värmekonduktivitet, friktion, töjningar-spänningar, etc.) och vattnets hydrauliska egenskaper (isens råhet, hastighetskomponenter, viskositet, diffusionskoefficienter, etc.). På grund av den komplexa naturen hos isfenomen, bör en kombination av matematiska och fysiska modeller användas liksom experimentella studier.

Termiska istryck

De flesta metoder för att beräkna termiska istryck inkluderar en del antaganden (Ashton 1986): när istäcket kyls ner spricker det tills det blir spänningslöst, sprickorna antas fyllas med vatten och frysa, när istäcket värms upp hålls det emot fullständigt vid stränderna och elastisk buckling är antagen som brottmod. Dessa antaganden är konservativa: istäcket är troligen inte spänningslöst vid avkylnings slut, en del

sprickor förblir torra vilket minskar påkänningarna vid uppvärmning, fastlåsning vid stränderna är sant enbart vid helt branta stränder och det finns fler troliga brottmoder som avlastar trycket än elastisk buckling. Tabell 3.11 visar några beräkningsresultat från litteraturen. Alla beräkningarna använde sig av en linjär temperaturökning förutom Drouin och Michels, vars beräkning använde en sinusformad temperaturvariation. Rose, Monfore och Drouin & Michel använde sig av en yttemperatur hos isen som var lika med luftens temperatur. Bergdahl använde sig av en komplett energibalans med antagandena klar himmel, ingen solstrålning och en relativ luftfuktighet på 80%. Beräkningarna av Rose, Monfore och Drouin & Michel är baserade på enaxliga tester medan den ryska normen 76-66 och Bergdahl anses giltiga för tvåaxliga iskroppar. Ashton (1986) nämner att Cox (1984) använde sig av en lite annorlunda modell och fick mycket bra överensstämmelse med egna fältmätningar, utförda i en liten sjö med bi-axiell tryckgivare, men visade också att resultaten från Bergdahl (1978a) var lite för konservativa (höga). Cox tog hänsyn till att isen innan temperaturstegringen hade ett visst spänningstillstånd, parametrarna E , K och D sattes lite mindre konservativt och Cox föreslog en annan reologisk modell:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + A(T) \cdot \left(\frac{\sigma}{\sigma_*} \right)^n \quad (3.75)$$

Där $A(T)$ = en temperaturberoende kryphastighet; och σ_* = enhetsspänning.

Tabell 3.11 Termiska istryck i istäcke beräknade med olika metoder för två olika istjocklekar (Ashton 1986) table 3-2.

Method	Thermal pressure (kN/m) at ice thickness (m) of	
	0.45	0.90
Rose (1946)*	47	86
Monfore (1954)*	222	232
SN 76-59 (1959)*	128	255
Drouin and Michel (1971)†		
SI ice	330	390
Snow ice	220	270
SN 76-66 (1966)†		
Wind speed (m/s):		
0	30	60
5	310	440
20	410	580
Bergdahl (1978)		
Wind speed (m/s):		
0	459	752
5	502	830
20	531	829

* Calculated by Drouin (1970).
† Calculated by Kjeldgaard (1977).

Ashton (1986) påpekar att de beräkningsmetoder som han har återgett från litteraturen, se ovan, troligen ger bra uppskattningar av termiskt istryck i ett istäcke utan sprickor eller för återfrusna sprickor. Dock gäller troligen inte modellerna alls vid istäcke med

vida, återfrusna sprickor eller torra, ej återfrusna sprickor. Det är dock inte lätt att uppskatta inverkan av sådana sprickor då deformationssambanden och spänningar beror inte enbart på töjningar utan också på töjningshastigheten.

Istryck på grund av vind och strömdrag

Ashton (1986) ger samband för iskraft på grund av en fluids (luft eller vatten) drag på isen. För fluidens friktionskraft mot isen ges:

$$F_{\tau} = \int \tau_0 dA_{hor} = c_{\tau} \cdot A_{hor} \cdot \rho \cdot u^2 \quad (3.76)$$

och på grund av fluidens tryck mot isen ges:

$$F_p = \int p dA_{vert} = c_p \cdot A_{vert} \cdot (\rho / 2) \cdot u^2 \quad (3.77)$$

Där τ_0 = skjuvpåkänningar mot isen; A_{hor} = horisontell tryckyta; c_{τ} = friktionskoefficient; ρ = vattnets densitet; u = fluidens hastighet; p = tryck; A_{vert} = vertikal tryckyta; c_p = tryckkoefficient.

Vertikala islaster mot väggar

Ashton (1986) ger ekvation för uppskattning av vertikal islast mot vertikal vägg orsakad av vattenståndshöjning eller sänkning som:

$$P = \frac{\rho_w \cdot g \cdot H}{l} \quad (3.78)$$

Där P = vertikal last; ρ_w = vattnets densitet; H = fluktuation i vattenyta; och

$$l = \left[\frac{E \cdot h^3}{12 \rho_w \cdot g \cdot (1 - \nu^2)} \right]^{0.25} \quad (3.79)$$

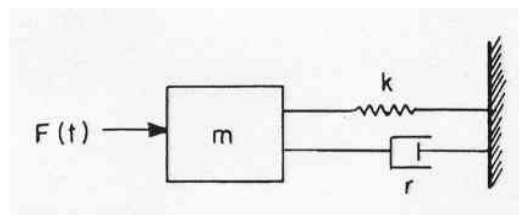
Där l = karakteristisk längd vid buckling; E = E-modul; h = istjocklek; och ν = Poissons tal.

Vibrationer orsakade av islaster

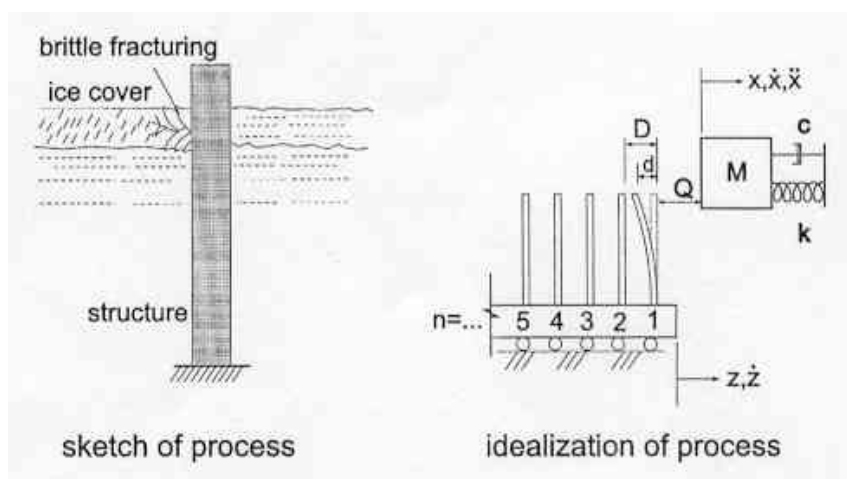
De flesta modeller av dynamiska samband mellan is och konstruktion utgår från den grundlägganden ekvationen

$$m\ddot{\mathbf{x}} + \mu\dot{\mathbf{x}} + k\mathbf{x} = \mathbf{F}(t) \quad (3.80)$$

Där m = massan hos konstruktionen och medföljande massa av is och vatten; μ = dämpning; k = styvhet hos konstruktionen inklusive grundläggning; \mathbf{x} = rörelse; och $\mathbf{F}(t)$ = dynamisk islast. Den vänstra sidan beskriver konstruktionens respons och kan på detta sätt beskrivas för alla laster. Det svåra i sammanhanget är att beskriva islasten $\mathbf{F}(t)$. I Figur 3.59 och Figur 3.60 ses konceptuella modeller för dynamisk påverkan av is. Matlock's modell har visat sig kunna beskriva resultat från fält- och laborieförsök bra.



Figur 3.59 Konceptuell modell för lastrespons i en struktur med en viss massa, viss styvhet och viss dämpning utsatt för en dynamisk last Ashton (1998) fig. 3-67.



Figur 3.60 Diskret islastmodell (Matlock et al 1971) återgiven i Daley et al (1998) fig. 2. Islasten Q växer med utböjningen d tills brott inträffade i konsolbalken varefter lasten är noll tills nästa konsol träder i aktion.

3.8.4.8 Danielsen (1990)

Danielsen (1990) visar parameterstudier med FEM-programmet ABAQUS på primärkrypning och sekundärkrypning beskrivna med de matematiska modellerna:

$$\dot{\epsilon}_d = K \cdot \sigma^a \cdot \epsilon_d^b \quad (\text{primärkrypning}) \quad (3.81)$$

Där $\dot{\epsilon}_d$ = primärkrypningshastighet (1/min); K = konstant beroende av temperaturen ($9.54 \cdot 10^{-7}$); σ = spänning (MPa); ϵ_d = primärtöjning; a = konstant beskrivande relationen mellan σ och ϵ (3.645); b = effekter av temperatur och spänningsnivå (-0.5); och

$$\dot{\epsilon}_v = A \cdot q^n \quad (\text{sekundärkrypning}) \quad (3.82)$$

Där $A = 2.14 \cdot 10^{-7}$; q = von Mises effektivspänning (MPa); $n = 3.42$.

Danielsen utför också FEM-beräkningar med ABAQUS för knäckning av isflak mot fast konstruktion och på elastisk bädd där ismaterialet modellerades som elastiskt och som visko-elastiskt material.

3.8.4.9 Ayoub och Brown (1991)

Ayoub och Brown (1991) beräknar brottnlasten med hjälp av Linjär brottmekanik (LEFM) för ett hypotetiskt istäcke som innehåller ett system av sprickor och som rör sig mot en konstruktion. För varje beräkning har sprickorna samma längd, orientering och

är fördelade lika i båda riktningarna. Resultatet visar på istryck av samma storleksordning som mätts upp i fält av andra. De beräknade trycken beror på mängden sprickor per yta, på sprickorienteringen och på konstruktionens form.

3.8.4.10 Pohé och Bruhns (1992)

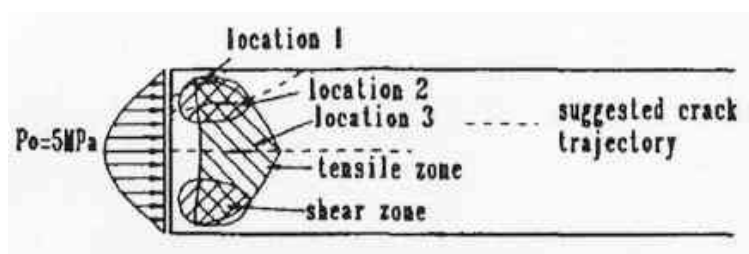
Pohé och Bruhns presenterar en konstitutivt samband för is, anpassad till termodynamiska samband och som kan användas med kontinuumteorier och beräknas med FEM (Finita Element Metoden). Jämförelser görs med experimentella data från annat håll. Tillämpbarheten visas med ett par exempel. Det verkar vara en lovande metod som dock beskrivs lite för kortfattat i deras skrift.

3.8.4.11 Noponen & Määttänen (1994)

Noponen och Määttänen (1994) beräknar ett exempel med likformig landfast is som expanderar mot öppet vatten på grund av termisk expansion. De räknar med en temperatur i isens överyta lika med lufttemperaturen. När luftens temperatur ökar så får istäcket en viss hastighet i den öppna randen när isen expanderar. Beräkningsresultatet indikerar att krypning endast har en mindre effekt på isens hastighet vid den öppna randen. Därför anser de att deras modell som beskriver den elastiska deformationen av isen räcker för att ge en god approximation av isrörelsen och därmed islasten mot en konstruktion vid den fria isranden.

3.8.4.12 Zou et al (1996)

Zou et al (1996) utför numeriska jämförelser mellan befintliga, hypotetiska sprickor av olika längd och placering i framkanten av ett istäcke med avseende på frigörelse av energi när sprickorna propagerar. I framkanten på istäcket finns inga eller låga omgivande spänningar som håller emot när skjuv- och dragspänningar vill spricka isär isen. Vid den brottmekaniska beräkningen framkommer att sprickorna i location 1 i Figur 3.61 lättast propagerar vid av de skjuvspänningar som finns här men de propagerar också lätt vid kombinerade skjuv- och dragspänningar i location 2. Långa, öppna sprickor i mitten av istäcket (location 3 i Figur 3.61) propagerar antagligen mindre lätt. Orsaken till detta är att frigjort sprickenergi i location 1 och 2 är större än vid location 3. Beroende på att sprickförekomsten är slumpmässig till sin natur så tycker författarna att probabilistiska beräkningar av isbrottet (och islasten) är nödvändiga. En preliminär probabilistisk brottmekanisk modell presenteras enligt författarna i Johnston et al (1993).



Figur 3.61 Antagna zoner med skjuv- och dragspänningar i framkanten av ett istäcke som trycker mot en konstruktion Zou et al (1996) fig. 13.

3.8.4.13 Carter et al (1998)

Carter et al (1998) menar att islasten mot en damm aldrig kan bli större än isens egen hållfasthet.

Modell av istryck mot rak, vertikal dammvägg:

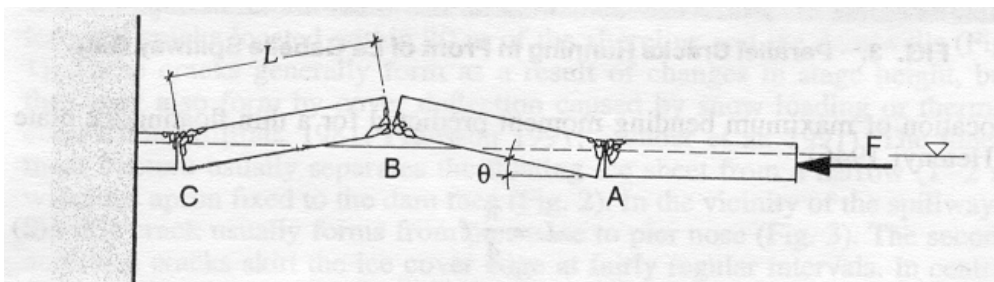
Carter et al ger en ekvation för istryck som bygger på ändringar i potentiell lägesenergi när isflaken i Figur 3.62 förskjuts i vertikalled samt på brottlinjeteori, dvs att det existerar flytleder i punkterna A, B och C.

$$F = \frac{1}{3} \rho g L^2 \cos \theta + \frac{2M}{L \sin \theta} \quad (3.83)$$

Där F = bucklingskraften för vilken isflaken blir ostabila; ρg = tyngden av vatten; θ = vinkeln mot horisontalplanet för isflaket; M = flytmoment i sprickorna; och L = avståndet mellan sprickorna. Den *första termen* visar flytkraften för isflaket och den *andra termen* på kraften som behövs för att vrida flytlederna.

Författarna hävdar att den andra termen kan uteslutas för deras studie ty fluktuationer i vattenståndet gör så att sprickorna inte kan frysa vilket medför att $M=0$ och av den orsaken att sannolikheten att en termisk tryckkraft (vid värmestegring) sammanfaller med en liten lutning är liten.

$$F = \frac{1}{3} \rho g L^2 \cos \theta \quad (3.84)$$



Figur 3.62 Modell för kraft-förskjutning för isflak i flakets plan Carter et al (1998) fig. 4.

Hursomhelst, ekvationerna (3.51) och (3.84) ger islasten F mot en vertikal dammvägg som:

$$F = 253h^{1.5} \quad (3.85)$$

Ekvationen (3.85) för de studerade dammarna i avsnitt 3.8.3.7 så fås teoretiska värden att jämföra med de uppmätta värdena på istryck, se Tabell 3.12.

Tabell 3.12 Jämförelse mellan uppmätta istryck mot vertikal dammvägg vid de studerade dammarna i avsnitt 3.8.3.7 och beräknade enligt ekvation (3.85) Carter et al (1998).

Damm	Istjocklek h (m)	Maximalt uppmätt istryck (kN/m)	Beräknade istryck (kN/m)
La Gabelle	0.65	130	133
LG Un	0.70	145	148

Islaster mot smala, vertikal dammväggar:

Vid smala konstruktioner som utskovspelare introducerar författarna en korrektionsfaktor C_2 till ekvation (3.85) som tar hänsyn till brottlinjernas delning vid sådana konstruktioner. Islasten mot en smal konstruktion blir då:

$$F = \left(\sqrt{\frac{5h}{b}} + 1 \right) 253h^{1.5} \quad (3.86)$$

Där h = istjocklek (m); b = pelarens bredd (m).

Författarna använder ekvationen (3.86) för den studerade utskovspelaren i avsnitt 3.8.3.7 och får teoretiska värden att jämföra med de uppmätta värdena på istryck, se Tabell 3.13.

Tabell 3.13 Jämförelse mellan uppmätta istryck mot en utskovspelare vid de studerade dammarna i avsnitt 3.8.3.7 och beräknade enligt ekvation (3.86) Carter et al (1998).

Damm	Pelartjocklek (m)	Istjocklek h (m)	Maximalt uppmätt istryck (kN/m)	Beräknade istryck (kN/m)
Grand Mére	3.0	0.65	150-180	190

Islaster mot vertikala utskovsluckor med issörja framför:

Vid utskovsluckor menar författarna att två olika issituationer kan uppstå, (i) under kalla perioder är isen solid och fast infrusen mellan utskovspelarna och (ii) under milda perioder är isen fragmenterad, som en issörja. Författarna menar att för utskovsluckorna uppstår störst påkänningar vid det senare fallet och ger en ekvation för beräkning av islast mot en utskovslucka som:

$$F = e^{-x/a} \cdot 253h^{1.5} \quad (3.87)$$

Där x = avståndet mellan luckan och framkanten på utskovspelaren och a = bredden på luckan. Använder man ekvationen (3.87) för den studerade utskovspelaren i avsnitt 3.8.3.7 så fås teoretiska värden att jämföra med de uppmätta värdena på istryck, se Tabell 3.14.

Tabell 3.14 Jämförelse mellan uppmätta istryck mot utskovsluckor vid de studerade dammarna i avsnitt 3.8.3.7 och beräknade enligt ekvation (3.87) Carter et al (1998).

Damm	Avstånd lucka-pelarnos (m)	Luckbredd (m)	Istjocklek h (m)	Maximalt uppmätt istryck (kN/m)	Beräknade istryck (kN/m)
La Gabelle	4.3	12	0.65	90	93
LG Un	8.22	12.2	0.70	72	103

Slutsats av jämförelse modeller och mätningar:

De teoretiska modellerna gav värden överensstämmande med de uppmätta värdena. Författarna menar att modellerna ger övre gränser på laster, ty islaster kan inte bli större än de krafter som åstadkommer isbrott enligt Figur 3.62

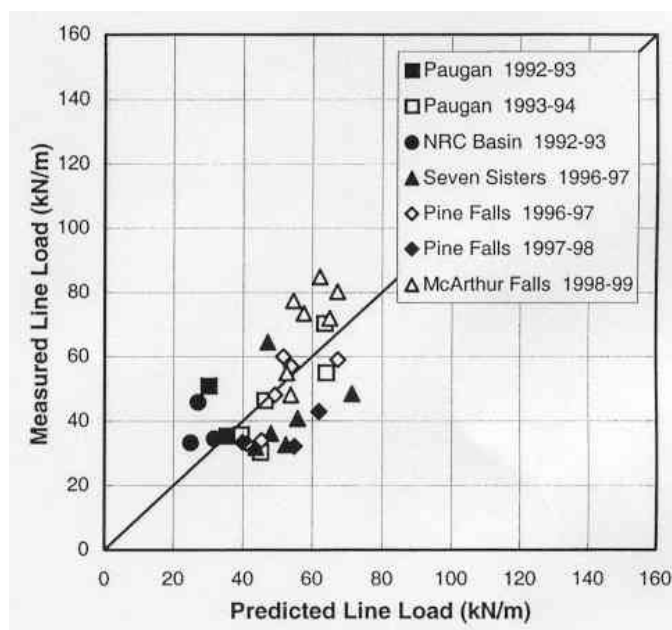
3.8.4.14 Comfort et al (1992, 1998a, 1998b, 2000a, 2000b, 2001)

Detta forskningsprojekt, sponsrat av Canadian Electricity Association, och utfört av G. Comfort med flera under 1990-talet ger uppmätta och beräknade laster i istäcket framför de studerade dammarna. Lasterna härrör huvudsakligen från tre delar: (i) den initiella lasten innan någon ändring av temperatur eller vattenstånd startar, (ii) ökningen i last pga temperaturändring i isen och (iii) ökning i last pga vattenståndsändring. I Comfort (1998a och 2000a) ges en ekvation för total islast i istäcket framför en damm, baserat på verkliga mätningar och en del antagna modeller:

$$LL_{tot} = LL_{Residual} + \Delta LL_{Thermal} + \Delta LL_{Water\ level} + LL_{Contingency} \quad (3.88)$$

Där LL_{tot} = total islast i istäcke framför damm (kN/m), $LL_{Residual}$ = lasten i isen innan lathändelsen (temperaturstegring eller vattenståndsändring), $\Delta LL_{thermal}$ = andelen islast p.g.a. temperaturändringar, $\Delta LL_{water\ level}$ = andelen islast p.g.a. vattenståndsändringar och $LL_{Contingency}$ = ett osäkerhetstillägg för försäkra sig om att beräknade islaster inte understiger verkliga.

I Figur 3.63 ges mätta respektive beräknade värden på total islast i istäcket framför de studerade dammarna.



Figur 3.63 Mätta värden och beräknade värden på total islast i is framför damm Comfort et al (2000a) fig 2.

Profilarean A erhålls i Comfort et al (1998a) troligen som:

$$A = (T_i - T_{vatten}) \cdot h \quad (3.89)$$

Där T_i = temperaturen vid isens överyta ($^{\circ}\text{C}$), T_{vatten} = temperaturen vid isens underyta (vattnet) ($^{\circ}\text{C}$) och h = istjocklek (m).

Temperaturen T_i vid isens överyta beräknades med:

$$T_i = \frac{(h/k_i) \cdot T_a}{\frac{h_s}{k_s} + \frac{h}{k_i} + \frac{1}{H_a}} \quad (3.90)$$

Där T_a = lufttemperatur en bit ovanför is och snöytorna, h_s = snötjocklek (m), k_i = termisk konduktivitet för isen (W/m/°K), k_s = termisk konduktivitet för snön (W/m/°C) och T_a = värmeövergångskoefficient (W/m²/°C).

Isens tjocklekstillväxt vid *undersidan* antogs med ekvationen:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{\rho_i \lambda} \cdot \frac{(T_m - T_a)}{\frac{h_s}{k_s} + \frac{h}{k_i} + \frac{1}{H_a}} \quad (3.91)$$

Där dh/dt = istillväxt vid isens undersida (m/s), T_m = vattentemperaturen (0°C antogs), ρ_i = isens densitet (917 kg/m³), λ = latent isbildningsvärme (3.34·10⁵ J/kg).

Om snötäcket blir så tjockt (k_s) att vatten tränger upp på isen pga snötyngd, antas issörja kunna bildas och ingen mer istillväxt antas kunna ske underifrån.

$$h_s' = \frac{\rho_w}{\rho_s} \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w} \right) \cdot h \quad (3.92)$$

Där h_s' = snötjocklek när vatten tränger upp på isen (m), ρ_w = vattnets densitet (1000 kg/m³) och ρ_s = snöns densitet (917 kg/m³).

Vid termisk inducerad islast är i Comfort et al (2000a) lasten i isen innan lasthändelsen, $LL_{Residual}$, anpassad till mätta data genom ekvationen:

$$LL_{Residual} = -0.0528 \cdot A_i + 21.37 \quad (3.93)$$

Där A_i = istemperaturprofilarea (°C·cm), se ekvation (3.89). Vid islast pga vattenståndsändring är i Comfort et al (2000a) lasten i isen innan lasthändelsen, $LL_{Residual}$, anpassad till mätta data genom ekvationen:

$$LL_{Residual} = 0.37 \cdot f(h) + 1.47/(a/h) \quad (3.94)$$

Där $f(h_i) = h-25$ för $h > 25$ cm; h = istjocklek (cm). Ekvationen är inte giltig för $h < 25$ cm.

Andelen islast p.g.a. temperaturändringar har kurvanpassats till mätta data genom ekvationen:

$$LL_{Thermal} = 0.064 \cdot \Delta A^{0.6} \cdot h^{0.88} \cdot Dur^{f(\min(\log 160/\Delta A, 0))} \quad (3.95)$$

Där ΔA = ändring i istemperaturprofilarean (°C·cm); och Dur = temperaturändringens varaktighet (dygn).

För att uppskatta andelen islast p.g.a. osäkerhet mellan beräknade och ”verkliga” värden så jämfördes beräknad total islast LL_{tot} och mätta islaster för de studerade dammarna. Slutsatsen var att felet mellan beräknad och i studien verkliga islaster var:

$$LL_{Contingency} = m + \sigma \quad (3.96)$$

Där m och σ framgår av Tabell 3.15

Tabell 3.15 Medelvärde och standardavvikelse av $LL_{Contingency}$ Comfort et al (2000a).

Typ av händelse	Medelvärde m (kN/m)	Standardavvikelse σ (kN/m)
istemperaturändringar enbart	-7	13
Ändringar i både istemperatur och vattenstånd	± 23	± 25

Vid $LL_{Contingency} = 13$ eller 60 kN/m så uppnåddes 90 %-fraktilen av alla mätta värden av islast pga ändringar istemperatur enbart respektive ändring i både istemperatur och vattenstånd.

Andelen islast p.g.a. vattenståndsändringar har kurvanpassats till mätta data genom ekvationen:

$$LL_{Water\ level} = f \cdot [5 + 7.5 \cdot 10^{-8} \cdot \Delta A^2 \cdot A_i^{1.2} / Dur^{0.4}] \quad (3.97)$$

$$f = f(\Delta A_i) \cdot f(drop) \cdot f(a/h) \quad (3.98)$$

$$f(\Delta A_i) = \max[0, 1 - 4 \cdot (\Delta A_i / A_m)^{1.4}] \quad (3.99)$$

$$f(drop) = \max[0, 1 - 20 \cdot (drop / 2h)^2] \quad (3.100)$$

$$f(a/h) = (0,22, 1/(a/h)^2) \text{ för } a/h = (<0,22, >0,22) \quad (3.101)$$

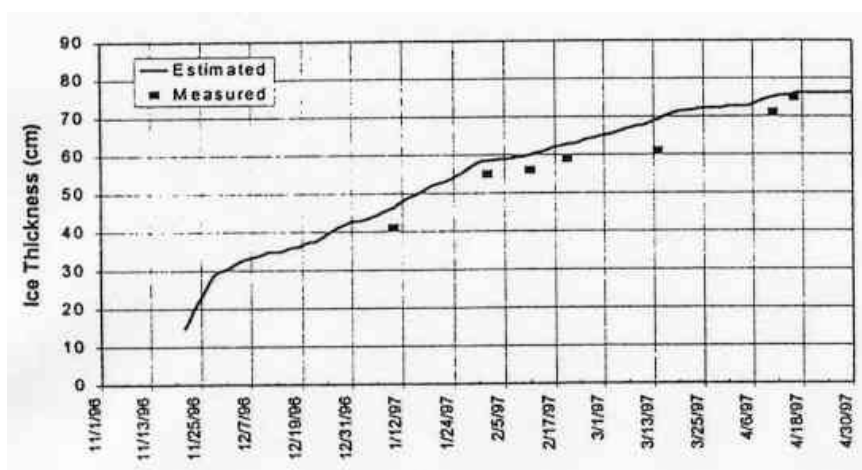
Där A_i = initieell istemperaturprofilarea innan vattenståndsändringen startar ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$), ΔA_i = ändring av A_i ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$), A_m = den maximala istemperaturprofilarean = $20 \cdot h$ ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$) och $drop$ = vattenståndssänkning eller höjning (cm)

Användbarheten för ekvationen (3.88) ligger inom de gränser för de olika parametrarna som Tabell 3.16 visar.

Tabell 3.16 Gränser för parametrar för att ekvation (3.88) skall gälla Comfort et al (2000a).

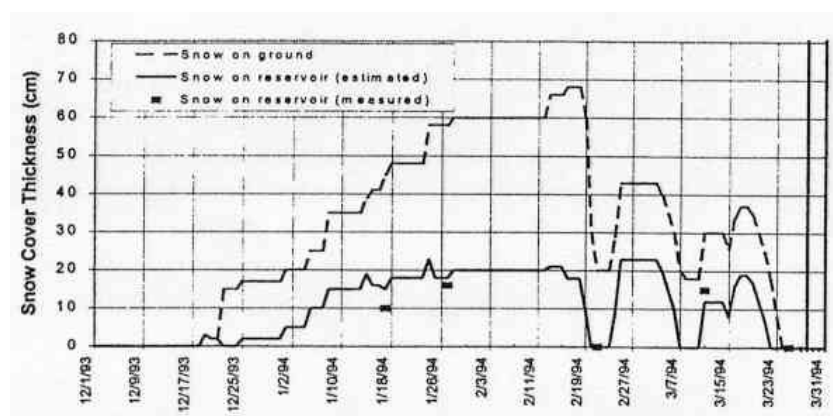
Parameter	Max.	Min.
LL_{tot} (kN/m)	374	21
$LL_{Residual}$ (kN/m)	50	-10
h (cm)	90	28
a (cm)	51	7
a/h (cm/cm)	1.21	0.08
$Drop$ (cm)	50	-50
Dur	14.2	0.15
ΔA ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$)	448	0
ΔA_i ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$)	530	0
A_i ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}$)	608	0

Någon tjocklekstillväxt av is på ovansidan ges inte i Comfort (1998a) pga utrymmesskäl. Den beräknade totala istillväxten från undersidan och oversidan jämfördes sedan med uppmätta data, se Figur 3.64.



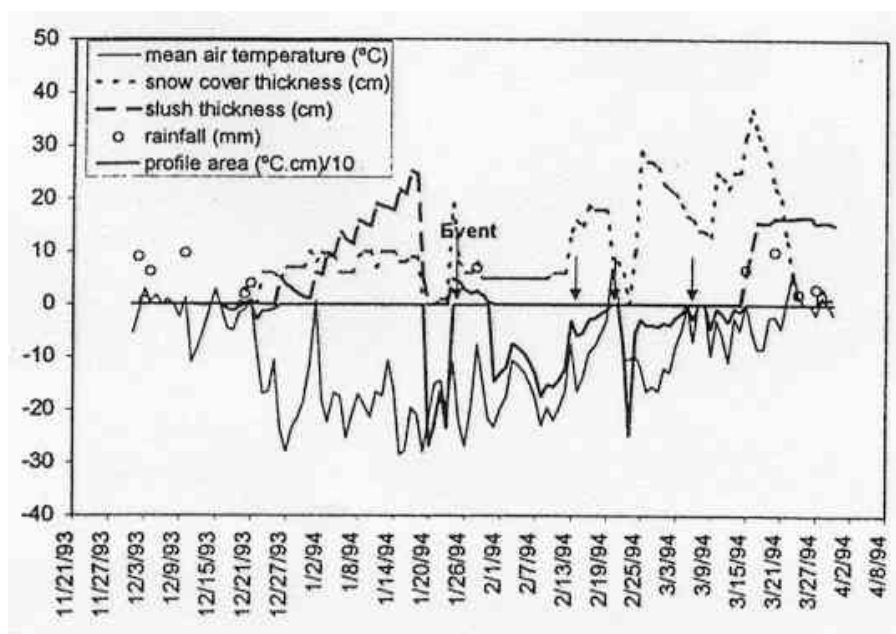
Figur 3.64 Mätt och beräknad istjocklek vid reservoaren The Seven Sisters Comfort et al (1998a) fig 7.

Snötäcket tjocklek på isen liksom på marken intill reservoaren beror enligt författarna på en mängd faktorer som: snö- och regnfall, lufttemperaturen, vindhastighet och riktning, lokal topografi och solinstrålning. Speciellt för snö på isar gäller också att snön inte kan lägga sig innan isen har lagt sig. Om isen någon gång blir dränkt av vatten kan en del av snön också omvandlas till issörja. I undersökningen antogs snötjockleken på isen följa snötjockleken på marken intill, korrigerad för när isen lade sig enligt tillgänglig data och hur ofta isen beräknades bli dränkt enligt ekvation (3.92). Snötjockleken på marken fanns tillgänglig genom en databank. Figur 3.65 visar tillgängliga data på snödjup för marken intill reservoaren samt beräknade och mätta snödjup på isen på reservoaren The Arnprior Reservoir under vintern 1993-94. Beräkningen innehåller en del förenklingar, bl.a. tas inte snödrift från sidorna av reservoaren med, snösörjebildning pga att lufttemperaturen överstiger noll grader eller pga infallande solstrålning tas ej med och tidsvariationer i händelserna är fullt ut inkluderade i beräkningarna.



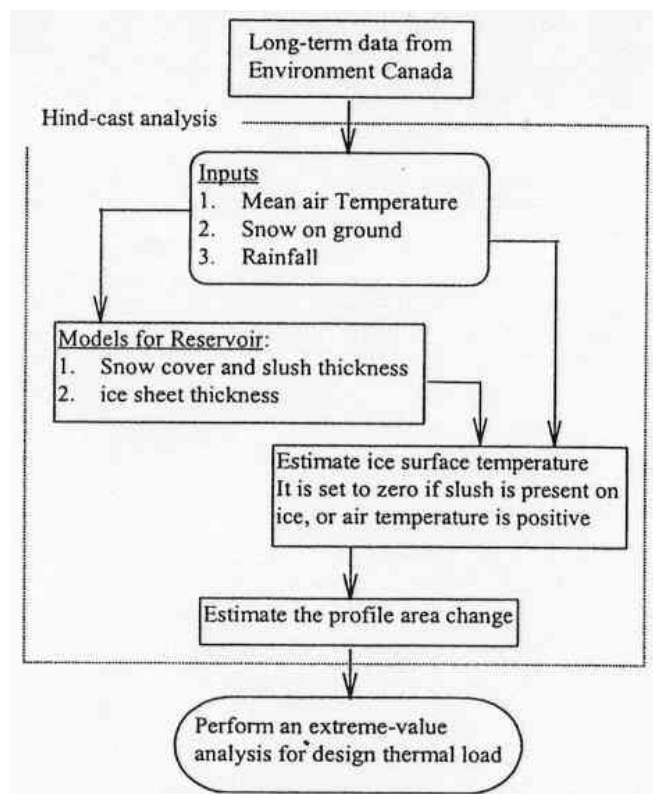
Figur 3.65 Mätta och beräknade snödjup på isen vid The Arnprior reservoir vintern 1993-94 Comfort et al (1998a) fig. 8.

I Figur 3.66 ses en sammanfattning av mätta data på lufttemperatur och regn samt beräknade värden på snötjocklek, snösörjetjocklek och temperatureprofilarea.



Figur 3.66 Temperaturprofilarea för The Paugan reservoir Comfort et al (1998a) fig. 9.

Författarna hävdar att beräkningsmodellen av snötjocklek, istjocklek och förändringen av temperaturprofilarean över tiden väl följer uppmätta data på dessa tre variabler. De säger att modellen är enkel och de enda indata som behövs är daglig mätningar av regn- och snömängder, luftens medeltemperatur och snötjocklek. Tanken är att med hjälp av tillgängliga miljödata som har samlats in under lång tid och modellen få fram en sannolikhetsfördelning av den termiska islasten som verkar mot en damm, se flödesschemat i Figur 3.67. Islasten kan beräknas med ekvation (3.95) när väl temperaturareaprofilen och istjockleken är beräknade. Dock framhäver författarna att ekvationen ger troligen för konservativa värden. Den bygger på mätningar av islast från vintern 1995-96, men senare mätningar visade för liknande förhållanden mycket lägre värden. Ekvationen är för närvarande under omarbetning.



Figur 3.67 Flödesschema för att beräkna den termiska islasten mot en damm Comfort et al (1998a) fig. 10.

Comfort et al (2000b) hävdar att preliminära beräkningar visar att utseendet på reservoaren också har betydelse. Islasterna i en "sjölik" reservoar fick dubbelt så stora beräknade värden än för en "flodlik" reservoar när reservoarsidorna var signifikant mindre styva än dammkroppen.

3.8.4.15 Azarnejad och Hrudehy (1998)

Azarnejad och Hrudehy (1998) presenterar numeriska beräkningar av tredimensionella istryck i istäcke utsatt för temperaturväxlingar (och till viss del även vattenståndsväxlingar). Beräkningarna är gjorda med två separata datorprogram, ett som använder Finita Differens Metoden (FDM) för att beräkna temperaturfördelningen tvärs istäcket och ett som använder Finita Element Metoden (FEM) för beräkning av de mekaniska spänningarna i istäcket. FEM-programmet hanterar varierande temperatur och fysikaliska egenskaper i istäcket, en elastisk uppläggning av istäcket på underliggande vatten, icke-linjära konstitutiva samband hos isen, temperaturberoende mekaniska egenskaper hos isen, styvhet hos mothållande konstruktioner och olika strandtyper. Modellen tar även hänsyn till uppsprickning i istäcket. Beräkningarna använder sig av indata från, på annat håll utförda, experiment och fältmätningar och resultaten från beräkningarna jämförs med resultaten från dessa mätningar. Bl.a. så jämfördes beräknade värden med mätta islaster presenterade i Comfort et al (1992, 1998, 2000a, 2000b, 2001) i avsnitt 3.8.3.8 i denna rapport.

Temperaturfördelningen i horisontalled antas lika i varje punkt. Antagen differentialekvation för temperaturfördelningen i istäcket är:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q \quad (3.102)$$

Där ρ = isens densitet; C_p = isens värmekapacitet; T = temperatur; t = tid; z = vertikalt läge i isen, k = termisk konduktivitet; och Q = källterm.

Isens temperatur mot vattnet antas till noll grader. Isens temperatur antas vanligen enligt (i) lika med lufttemperaturen, (ii) värmeövergångsterm $Q = h \cdot (T_{\text{luft}} - T_{\text{isytan}})$ eller den mest komplexa, vilken är aktuell i denna studie, (iii) en komplett värmebalans inkluderande latent värme p.g.a. förångning och kondensation, sensibel värme p.g.a. temperaturdifferens mellan is och luft, långvågig strålning från isen, långvågig strålning från atmosfären och absorberad kortvågig solstrålning. Den kortvågiga solstrålningen värmer inte bara upp isytan utan också hela isvolymen med följand antagande:

$$Q_{sz} = Q_{s0} \cdot e^{-K \cdot z} \quad (3.103)$$

Där Q_{sz} = källterm av solstrålning på djupet z i isen; Q_{s0} = källterm av solstrålning på isytan; och k = absorptionskoefficient.

I FE-modellen antas en spricka uppstå i ett element när dragspänningarna övergår ett visst värde, här satt till 0.01 MPa. Då sätts elasticitetsmodulen till noll i den riktningen det aktuella elementet på den aktuella djupet. Det betyder att elementet kan ta last i andra riktningen och element på andra djup kan ta last. När beräknad töjning blir negativ så uppstår tryckkraft och elementet antas kunna ta tryckkraft. Underliggande vatten modelleras med elastiska fjädrar. Strändernas infästning antas med fjäderelement. Fluktuerande vattennivåer tas hänsyn till genom att densiteten varieras i elementen motsvarande isens flytkraft. Isens deformationssamband modellerades med fjäderdämparmodellerna enligt Figur 3.23 och Figur 3.24, varvid den senare modellen var klart användarvänligast och erfordrade färre materialparametrar (E_I , μ_I och n)

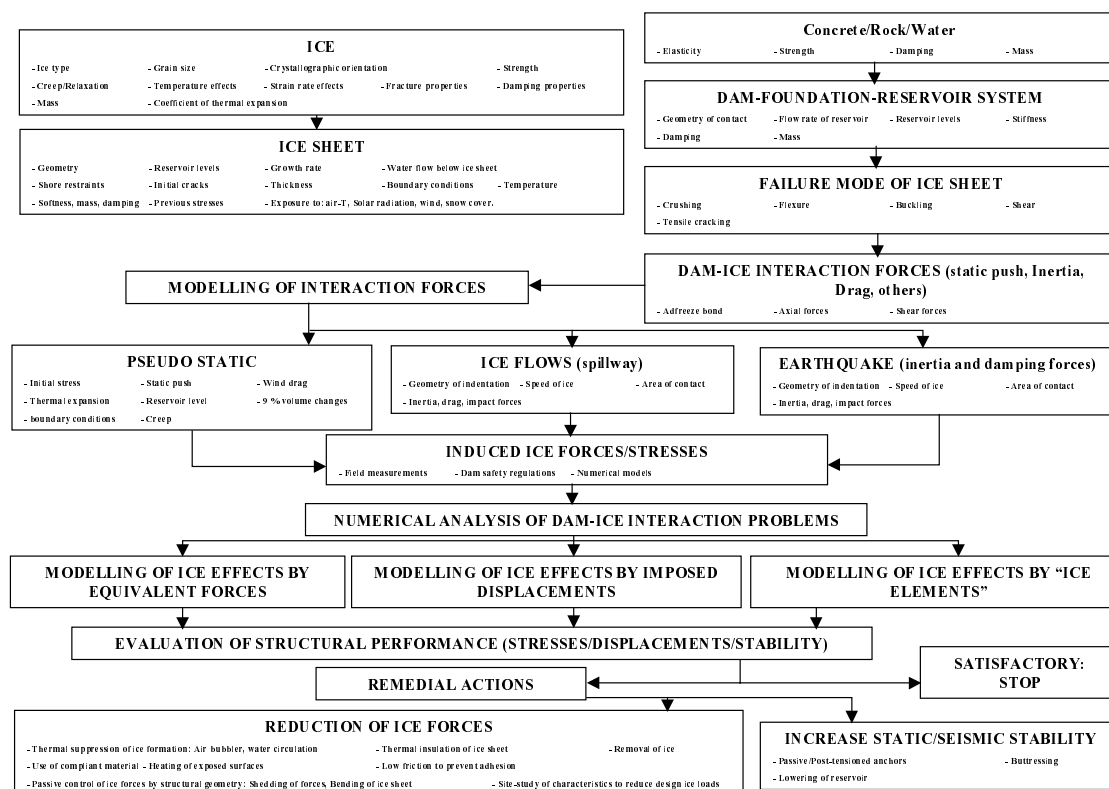
Författarna menar att det var svårt att hitta mätdata då de flesta experiment är gjorda för snabba isdeformationer, vilket inte är så aktuellt vid temperaturrörelser.

Slutsatser från Azarnejad och Hruday (1998) är:

- Beräknade spänningar avgörs till stor del av valda mekaniska egenskaper vilka måste väljas med stor omsorg från försök. Den enklare reologiska modellen enligt Figur 3.24 är klart att föredra.
- Det är viktigt att ta hänsyn till att isen kan spricka upp. En låg draghållfasthet jämfört med experimentella värden är att föredra.
- Samband mellan vattnivåfluktuationer och ökade spänningar i isen kunde inte ses, troligen beroende på att sådana uppmätta förändringar i horisontell islaster härrör sig från stora rörelser ut från planet och som inte tas hänsyn till med denna FE-modell.
- Där stränderna var fastlåsta invercade sjöns geometri mycket lite på istrycken.
- Den icke-linjär uppförandet hos is gör det viktigt att börja simuleringen tillräckligt tidigt för att få med initiala spänningar, helst skall man starta med spänningsfri is.

3.8.4.16 Léger et al (1998)

Léger et al (1998) presenterar ett omfattande flödesschema för beräkning av struktursäkerheten för en damm mht islaster, se Figur 3.68.



Figur 3.68 Sammanställning av relevanta parametrar vid islaster på dammar Léger (1998) fig 1.

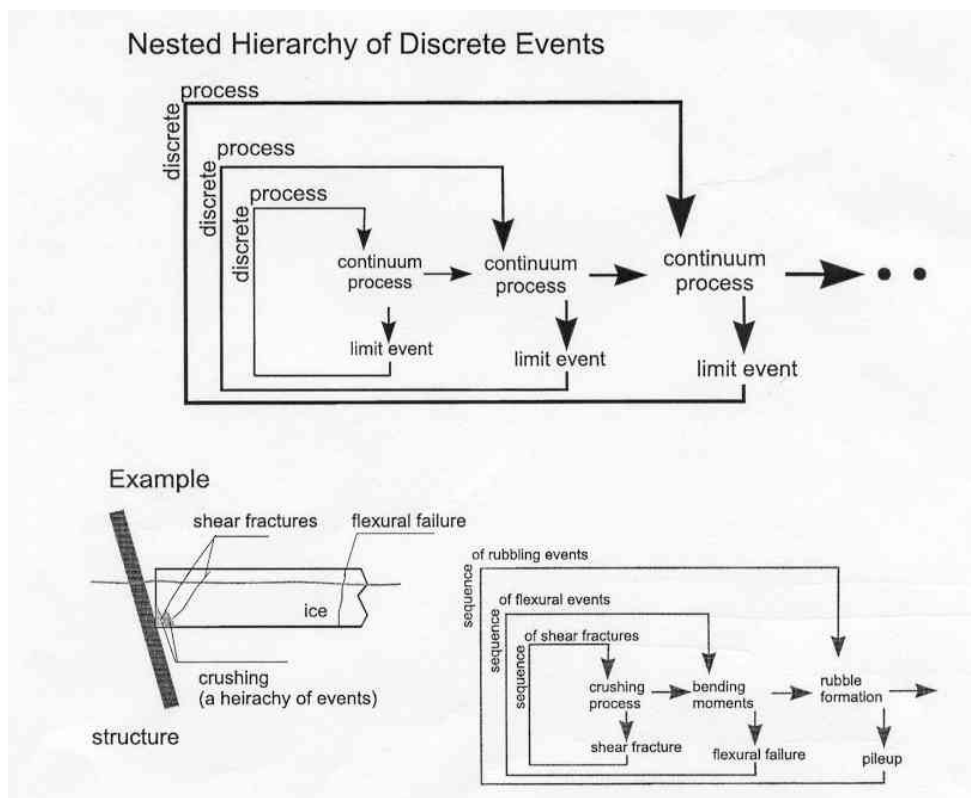
Författarna framhåller att struktursäkerheten för befintliga, små klumpdammar som inte uppfyller de klassiska kraven på t.ex. lastresultanten inom kärngränsen för ett *vanligt* lastfall bestående av bl.a. islast, kan bedömas med en risk-analys. En risk är produkten av (i) sannolikheten av att bärförmågan är mindre än islasten och (ii) konsekvenserna mtp ekonomi och personlig säkerhet.

Författarna frågar sig om inte islast vid stabilitetsbrott i massiv betongdamm klingar av snabbt. Om dammen börjar välta blir rörelsen så stor att isen släpper från dammen och lasten avtar.

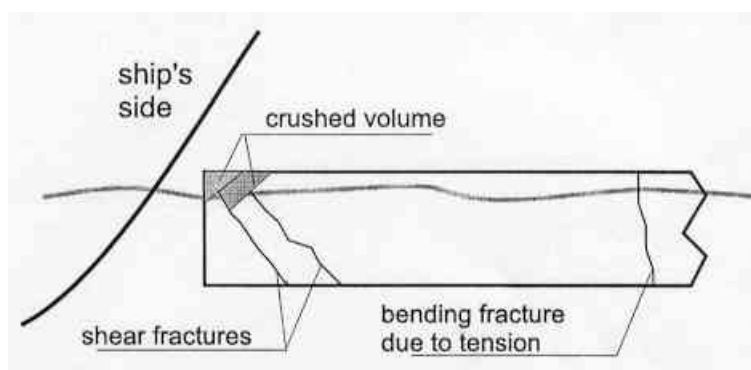
3.8.4.17 Daley et al (1998)

En konceptuell modell av isbrott föreslås av Daley et al (1998) med en nästlad hierarkisk modell av ett antal sådana diskreta brotthändelser (Figur 3.69). Varje brotthändelse ändrar geometrien av problemet och sålunda även de initiella förhållandena för nästa brotthändelse. Den totala islasten består av en process av sådana diskreta brotthändelser och vilka som följer på varann. Den konceptuella modellen kan användas både lokalt och globalt. Varje diskret brotthändelse är en del i en process som leder till isbrott i en större skala. I två eller tre dimensioner behöver inte brotthändelserna följa i den ordningen som visas i figuren utan kan hoppa mellan olika typer.

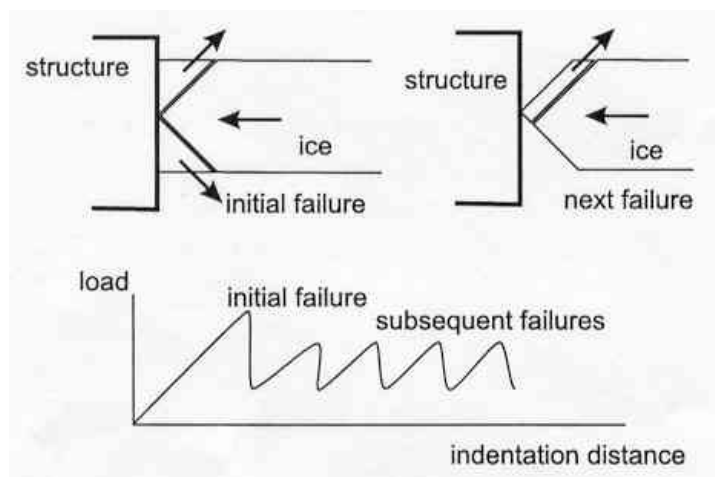
Ett antal diskreta brotthändelser från litteraturen gås igenom, se Figur 3.70 till Figur 3.75.



Figur 3.69 Nästlad hierarkisk modell av brotthändelser i is Daley et al (1998) fig. 1.

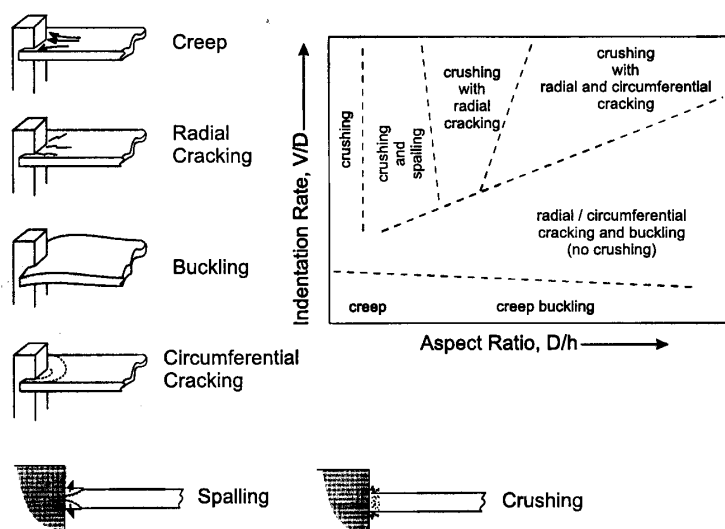


Figur 3.70 Brottmodell av is mot fartyg Varsta och Riska (1977) återgiven i Daley et al (1998) fig. 3. Författarna antog konstant krosstryck och ökande last med ökande kontaktarea tills kraften var så stor att isen bröts genom skjuvbrott eller böjbrott. Därefter startade en ny brottcykel med iskrossning igen.

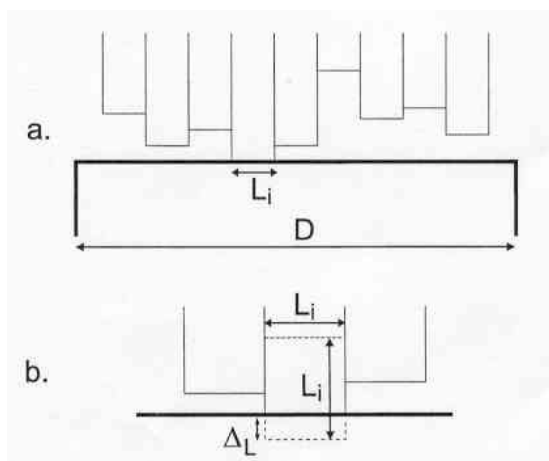


Figur 3.71 Sekvenser av skjuvbrott enligt Croasdale (1980) återgiven i Daley et al (1998) fig. 4.

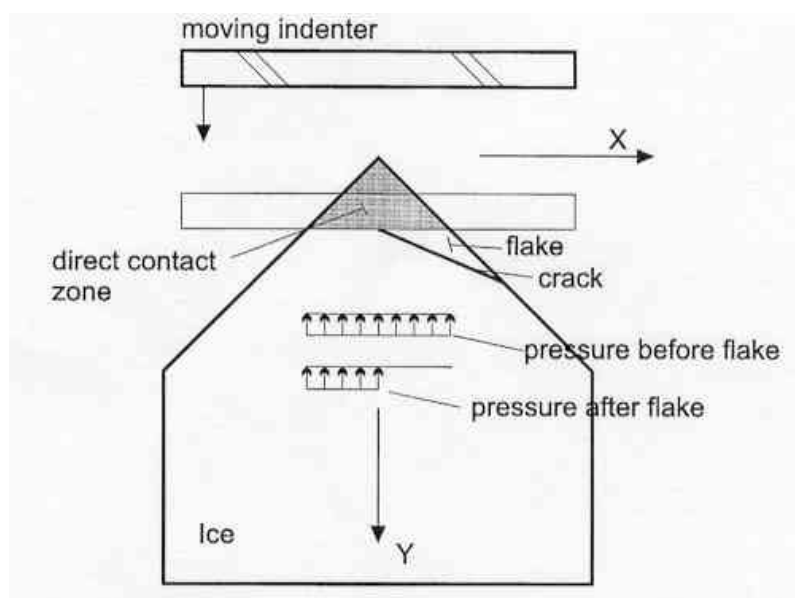
C. Daley et al. / Cold Regions Science and Technology 27 (1998) 197–211



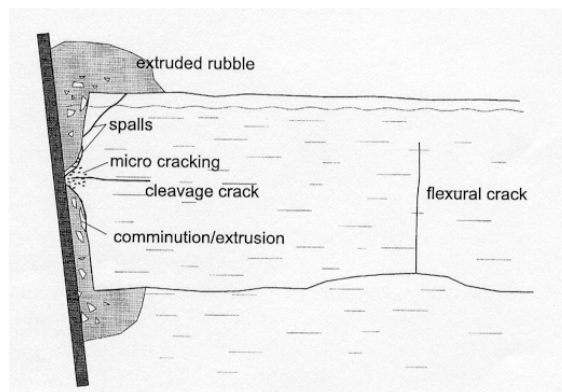
Figur 3.72 Timco (1986), återgiven i Daley et al (1998) fig. 6, observerade att olika brottmoder var beroende av tryckytans hastighet mot isen och på aspekt-kvoten (tryckytans bredd/istjocklek).



Figur 3.73 Isbrottmodell med olika oberoende kontaktzoner. När en zon kommer i kontakt med isen byggs en kraft upp tills en deformation Δ_L nås då ett fragment med storleken $L_i \cdot L_i$ bryts loss Ashby (1986) återgiven i Daley et al (1998) fig. 7.

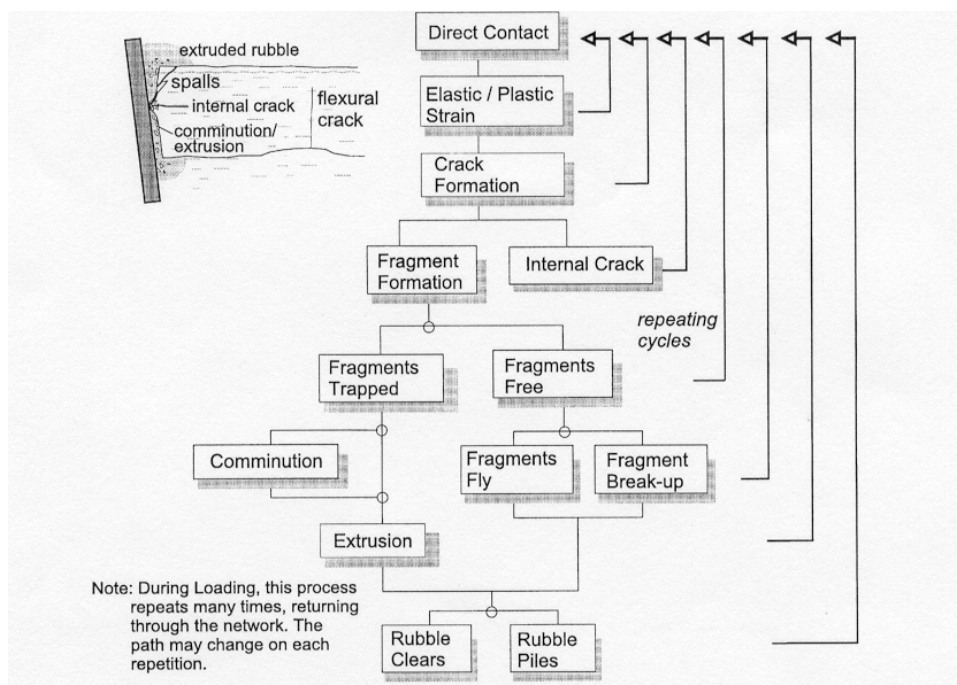


Figur 3.74 Kontaktmodellen föreslagen av Daley (1991) återgiven i Daley et al (1998) fig. 11 och 12. Kontaktzonen krossas under ökande tryck tills Mohr-Coulomb spänningarna i skjuvplan överskrider och bitar flakar av varvid modellens geometri uppdateras och en ny cykel påbörjas.



Figur 3.75 Olika och samtidiga brottmoder i framkanten av istäcke som trycker mot en struktur Daley et al (1998) fig. 23.

Författarna anser att genomgången litteratur visar på en repeterbarhet av resultaten, vilket leder dem till att anse att istryck inte är en slumpartad process utan en deterministisk och möjligen kaotisk. Figur 3.76 visar de olika brottmekanismerna som måste behandlas in en komplett modell av en lokal is-struktur interaktion. Tendensen att följa ett viss gren avgörs av isegenskaperna, randvillkor och resultatet av tidigare brottmoder. Modellen börjar i rutan med Direct Contact och leder neråt. På varje nivå kan vidare brott följa pilen uppåt igen eller leda neråt till nästa nivå. Under belastningen kan händelseträdet repeteras många gånger och vägvalet kan skilja sig mellan gångerna, samt att olika delar av isen kan befinna sig på olika stadier samtidigt.



Figur 3.76 Konceptuell, hierarkisk modell för lokala islaster Daley et al (1998) fig. 24.

3.8.4.18 Daly (1998)

Daly (1998) beskriver en modell som använder ett så kallat Kalman filter algoritm för att uppskatta istillväxt orsakat av temperatursänkningar. Algoritmen startar med initiella, okalibrerade värden av modellparametrar vid början av issäsongen. Den använder sedan mätta värden på istjockleken under säsongen till att rekursivt uppdatera modellparametrarna och därmed förfinas uppskattningen av istillväxten.

3.8.4.19 Shkhinek et al (2000)

Shkhinek et al (2000) presenterar en 2D finit differensmodell i vertikalplan som undersöker propagering av drag- och skjuvsprickor i sprött istäcke som rör sig med hastigheten $v_{ice} = 0.03-0.04$ m/s mot en smal struktur. Denna parameterstudie visar att utseendet på den lokala isbrottet i framkanten beror av kvoten mellan drag- och tryckhållfastheten.

3.8.5 Normer, föreskrifter

3.8.5.1 BYGG – Väg och Vattenbyggnad (1966)

BYGG – V o V (1966) anger 50 – 200 kN/m, beroende på dammens allmänna läge, höjd över havet och skyddat eller utsatt lägeför ispressning. För större dammar (högre än 5 à 10m) i Norrland räknas i allmänhet med 200 kN/m. Klarar utskov ej av islasten antas hela islasten överföras till dammpelarna via valvverkan.

3.8.5.2 Water Engineering (1968)

Författarna uppger att så höga istryck som 730 kN/m (50 kips/ft) tidigare använts i norra USA, men att värden mellan 29 och 146 kN/m är troligare, men att trycket beror på temperaturstegringshastigheten och mothåll vid stränder.

3.8.5.3 Design of small dams (1987)

Metoden beskriven av Monfore och Taylor (1981) kan användas för att analysera istryck om nödvändiga basdata finns. Om sådan data ej finns, godtas att konstruktionen beräknas för ett istryck på $10\,000\text{ lb/lin} \cdot 4.48 \cdot 10^3 / 0.305 = 149\text{ kN/m}$ för en antagen istjocklek på 0.6 m.

3.8.5.4 Löfquist (1987) (Istryck mot bropelare)

Allmänna råd för val av dimensionerande iskrafter mot bropelare

Löfquist (1987) menar att följande huvudtyper av påverkan från is kan förekomma mot bropelare:

- Tryck från fast istäcke genom temperaturväxlingar
- Tryck från fast istäcke genom vattenståndsväxlingar
- Dynamiskt tryck från drivande is
- Tryck från stort istäcke genom ström och vind
- Tryck från packis
- Vertikala krafter från fast istäcke

Maximala iskrafter verkande vinkelrätt eller parallellt brolinjen behöver ej antas verka samtidigt.

Maximala iskrafter antas kunna verka i godtyckligt höjdläge mellan MHW och MLW.

Tryck från fast istäcke genom temperaturväxlingar

Ensidigt termiskt istryck blir i regel störst för bropelare intill eller i närheten av bruten isränna eller öppen strömfåra. Istrycket parallellt brolinjen kan antas motsvar en kraft

$$I_1 = i_1 \cdot a \quad (3.104)$$

Där I_1 = jämt fördelad iskraft (kN), i_1 = jämt fördelat tryck (50-300 kN/m för sövattenis), a = sträcka parallellt brolinjen. För $a < 4$ m sätts $a = 4$ m.

Tryck från fast istäcke genom vattenståndsväxlingar

Genom att istäcket omkring och mellan bropelare bryts och förtjockas antas ett ensidigt tryck mot pelare, genom spännverkan eller valvverkan mellan pelare, kunna beräknas med ekvationen ovan, där i_1 kan antas uppgå till högst 200 kN/m.

Dynamiskt tryck från drivande is

Horisontalt tryck från drivande is som är sönderbruten i mindre stycken kan uppskattas genom

$$I_2 = i_2 \cdot (L_1 + L_2) / 2 \quad (3.105)$$

Där I_2 = horisontal kraft på bropelare (kN), i_2 = istryck kN per meter av brolinjen (normal mellan 10-30 kN/m), L_1 och L_2 = spann till nästa bropelare på ömse sida om betraktad pelare.

Där stora drivande isflak kan förkomma uppskattas istrycket som alternativ enligt

$$I_2 = C_1 \cdot C_2 \cdot C_3 \cdot \sigma_k \cdot d \cdot b \quad (3.106)$$

Där σ_k = isens krosshållfasthet (kPa), se tabell nedan, d = isens tjocklek (m), b = pelarnosens bredd (m), C_1 = formfaktor för pelarens bredd enligt tabell nedan, C_2 = formfaktor för spetsig framkant enligt tabell nedan och C_3 = formfaktor för lutande framkant enligt tabell nedan.

Tabell 3.17 Isens krosshållfasthet σ_k Löfquist (1987).

T.ex. för reglerade älvar i mellersta och norra Sverige	700 kPa
Vid starkare isgång eller där mycket stora flak av kärnis kan förekomma samtidigt med hög strömhastighet.	1 400 kPa
För saltvattenis vid Sveriges västra kust	500 kPa

Tabell 3.18 Formfaktor för pelarbredd C_1 Löfquist (1987).

$B/d = 0.5$	1.0	1.5	2.0	3.0	≥ 4.0
$C_1 = 1.8$	1.3	1.1	1.0	0.9	0.8

Tabell 3.19 Formfaktor för pelarbredd C_2 Löfquist (1987).

$\varphi = 45^\circ$	60°	75°	90°	120°	180°
$C_2 = 0.54$	0.59	0.64	0.69	0.77	1.0

Tabell 3.20 Formfaktor för pelarbredd C3 Löfquist (1987).

$\theta = 0-15^\circ$	15-30°	30-45°
$C_3 = 1.00$	0.75	0.50

Ekvationerna förutsätter att strömriktningen vid isgång i huvudsak är riktad parallellt med pelarsektionens längdaxel. Dessutom antas ett samtidigt tryck i framkanten vinkelrätt mot strömriktningen uppgående till 15 à 20 % av total trycket.

Tryck från stort istäcke genom ström och vind

Bropelare i fast istäcke av stor utsträckning vinkelrätt bron beräknas för en kraft I_2 enligt ekvation ovan där i_2 kan antas variera mellan 10-30 kN/m.

Vid svårt utsatta lägen i öppen sjö kan istäcket krossas mot pelaren.

Tryck från packis

I brolägen där packis kan bygga upp mot bropelare kan i regel istryck bestämt enligt ”Dynamiskt tryck från drivande is” och ”Tryck från stort istäcke genom ström och vind” anses innefatta tryck mot bropelare från packis. Risken för av packis orsakad bottenerosion kring pelares bottenplatta bör mötas genom utvidgat och förstärkt erosionsskydd.

Vertikala krafter från fast istäcke

I samband med vattenståndsväxlingar kan kraften från fast is enligt ”Tryck från fast istäcke genom vattenståndsväxlingar” ovan få en vertikal uppåtriktad komponent uppgående till högst 1/3 av den horisontala.

Istäcke fastfruset i brostöd kan vid stigande vattenstånd ge upphov till en lyftkraft som vid pelarsektion kan uppskattas till

$$I_v = 2(a+b) \cdot i_v \quad (3.107)$$

$$i_v = 0.6d \cdot \sqrt{\sigma_b h \cdot k} \quad (3.108)$$

Där I_v = vertikal lyftkraft (kN), i_v = maximal lyftkraft vid lpng rak vägg (kN/m), σ_b = istäckets böjhållfasthet (kPa) , max 2 000 kPa för sötvattenis, h = vattenståndshöjningen (m), d = istjocklek (m) och k = upptrycksmodul (10 kN/m³)

3.8.5.5 Norges Vassdrag och Energiverk (NVE) (1990)

Vanligtvis räknas med en islast på 100 kN/m. Enligt Lia et al (2001) så vet ingen säkert var detta värde härstammar från. Maximalt istryck antas uppkomma vid en istjocklek på 0.5 m. Vid tjockare is avtar temperaturstegringen snabbt. Isen beräknas angripa 0.25 m under DG. Där isen har möjlighet att utvidga sig utan mothåll eller där isen kan glida upp på stränder kan trycket reduceras. Islast förutsätts ej uppträda vid vattenstånd över dämmningsgränsen. Islasten mot dammar kan antas vara en långtidsbelastning. Normen skall snart ges ut i ny utgåva.

3.8.5.6 Canadian Dam Safety Association (CDSA) (1995)

Termiska islaster antas enligt

Tabell 3.21. Isen beräknas angripa 0.3 m under isens överyta.

Tabell 3.21 Islaster i Sverige enligt CDSA (1995).

Läge	Islast (kN/m)
Betongdammar	146
Stålluckor	73
Sättar eller nålar av trä	29

3.8.5.7 Öresund Link (1995)

I "Contract No. 3 – Bridges, Design Requirements – Volume 1" finns en del föreskrivet angående islaster vid byggandet av Öresundsförbindelsens brodel.

Under punkt 3.4.3.7 står det att variabel islast skall bestämmas enligt punkt 3.4.4.4. En återkomsttid på 100 år skall antas.

Punkt 3.4.4.4 handlar om islast som olyckslast. Följande olyckslaster skall beaktas:

- Statisk last från istäcke
- Dynamisk last från istäcke
- Statisk last från packis
- Statisk last från isrygggar
- Statisk last från isvallar vid konstruktionen
- Statiskt upptryck orsakat av vattennivåfluktuationer
- Lokalt istryck

Varje last enligt ovan betraktas som enskild last vid lastkombinering. En återkomsttid på 10 000 år antas vid islast som olyckslast.

Dimensionerande isegenskaper

För olika återkomsttider skall tryckhållfasthet σ_u , böjhållfasthet σ_f och istjocklek h antas enligt Tabell 3.22.

Tabell 3.22 Dimensionerade isegenskaper vid Öresundsförbindelsen

Återkomsttid (år)	10	100	10 000
σ_u (MPa)	1.5	2.0	2.6
σ_f (MPa)	0.39	0.53	0.69
H (m)	0.42	0.63	0.91

För alla återkomsttider gäller:

Densitet, ρ_i	900 kg/m ³
Specifik vikt, γ	8.84 kN/m ³
Elasticitetsmodul, E	2 Gpa
Poissons tal, ν	0.33
Friktion mellan is, μ	0.1

Statisk last från istäcke

Den horisontella iskraften på vertikala strukturer skall bestämmas som:

$$F_H = k_a \cdot \sigma_c \cdot A \quad (3.109)$$

$$k_a = (5 \cdot (h/b(\alpha)) +)^{0.5} \quad (3.110)$$

$$\sigma_e = \sigma_u \cdot A^{-0.2} \quad (3.111)$$

$$A = b(\alpha) \cdot h \quad (3.112)$$

Där k_a = "aspect ratio"; h = istjocklek; α = lastens angreppsriktning; σ_e = effektivt kontaktryck; A = projicerad kontaktarea; $b(\alpha)$ = pelarbredden vinkelrätt mot isrörelsen. Islasten kan antas verka på konstruktionen på nivåer mellan -1.5 och +1.0 m.ö.h.

Dynamisk last från istäcke

Dynamisk islast räknas som den statiska islasten med en pålagd faktor DLF = (1.7, 2.5) längs bron respektive tvärs bron om inte andra värden genom undersökning visar sig vara mer rättvisande. Den totals lasten är vektorsumman av de två. DLF skall ta hänsyn till dämpningen i undergrunden och i strukturen.

Statiska lyftkrafter av is

Öresundsförbindelsen skall dimensioneras för en lyftkraft av:

$$F_{up} = 1.2 \cdot \sigma_f \cdot h^2 \cdot (1.05 + (b/l) + 4 \cdot (b/l)^3 + 0.64 \cdot (B/l)) \quad (3.113)$$

Där l = karakteristisk längd av istäcket $(E \cdot h^3 / (12 \cdot \gamma_w \cdot (1 - \nu^2)))^{0.25} = (6.1, 8.3, 10.9)$ för återkomsttider av (10, 100 10 000) år; b = den mindre sidan av pelaren; B = den större sidan av pelaren.

Lokalt istryck

Lokalt istryck kan vid Öresundsförbindelsen t.ex. vara avgörande vid genomstansning av betong. Lokalt istryck kan bestämmas som:

$$\sigma_{local} = \left[5 \left(\frac{h^2}{A_{local}} \right) + 1 \right]^{0.5} \cdot \sigma_u \quad (3.114)$$

Där σ_{local} = lokalt istryck, dock aldrig mer än 20 MPa; A_{local} = tryckarea. Det lokala istrycket skall antas verka var som helst mellan nivåerna -2 och +2 möh. Mellan havsbotten och -2m verkar det med 50% reduktion och mellan +2möh och maximal isuptryckningshöjd skall det variera mellan 50% och noll.

För islaster av Statisk last från packis, Statisk last från isryggar och Statisk last från isvallar vid konstruktionen, se referensen.

3.8.5.8 Billfalk et al ICOLD-bulletin 105 (1996)

Enligt Lia et al (2001) så skiljer bulletinen på istryck mot dammar, luckor och luckpelare och den skiljer mellan istryck orsakat av variationer i temperatur och vattenstånd och orsakat av stötkrafter av isflak. Det påstås att vattenståndsvariationer ger störst istryck på dammplatser. Lia nämner att bulletinen inte ger så bra anvisningar om hur beräkna islaster på grund av faktiska fel, avsaknad av hur istjockleken skall beräknas och p.g.a. att den inte gör åtskillnad på istryck orsakat av temperatur och vattenståndsförändringar.

3.8.5.9 BKR (1994)

Istrycket skall anses vara fri variabel, statisk last som i vissa fall kan ge upphov till dynamisk inverkan. Som karakteristiskt värde på istryck, orsakat av

temperaturändringar, för bassänger, insjöar och lugna vattendrag med förhållandevis gynnsamma förutsättningar kan antas 50 – 150 kN/m för södra respektive norra Sverige.

3.8.5.10 Léger et al (1998)

Enligt Léger et al (1998) är normen CDSA (1997) angiven vanlig islast i Kanada 146 kN/m mot betongdammar och 73 kN/m mot ställuckor. Om specifika förhållande råder kan dock andra laster bli aktuella.

Enligt Léger et al har Ko et al (1994) förslagit islaster antagna som representativa under *vanliga* förhållanden för de flesta av Ontario Hydro's betongdammar, se

Tabell 3.23 Föreslagna termiska islaster mot betongdammar Ko et al (1994).

Strandkaraktistiska för reservoarstranden	Islaster (kN/m)		
	Lufttemperatur på vintern (januari 1%*)		
	Mild 0 till -20°C	Medel -21 till - 30°C	Sträng <-30°C
Flat strand (< 20°)	60	80	100
Medelbrant (20 till 45°)	75	90	120
Brant (> 45°)	90	120	150

* Definierad som undre 1% fraktilen av utomhus lufttemperatur i januari.

3.8.5.11 RIDAS (2000)

Istrycket mot betongkonstruktioner antas enligt Tabell 3.24. Isen beräknas angripa 1/3 av istjockleken under DG. Vid utskovsöppningar utan isfrihållning antas isen slå valv över öppningen, varför en islast motsvarande hela utskovsöppningen belastar dammpelarna på ömse sidor om öppningen. Det framhålls också att om motstående stränder erbjuder mothåll kan högre islaster förekomma. Islast förutsätts ej uppträda vid vattenstånd över dämmningsgränsen.

Tabell 3.24 Islaster i Sverige enligt RIDAS 0.

Läge	Islast (kN/m)	Istjocklek (m)
Södra Sverige	50	0.6
Norr om Södra Sverige upp till linje Stockholm-Karlstad	100	0.6
Norr om linjen Stockholm-Karlstad	200	1.0

Ridas följer inte *partialkoefficientformatet*, och därmed anges inte karakteristisk last S_k och inte heller partialkoefficienter ψ och γ för islast. För att det skall vara möjligt att jämföra lasteffekten med dimensionerande bärförmåga enligt BKR, läggs istället en *hydraulisk* partialkoefficient γ_h på den totala lasteffekten av alla laster som angriper konstruktionen.

3.8.5.12 Partialkoefficienter

Nedan anges partialkoefficienter för islast att användas för beräkningar enligt partialkoefficientmetoden för de litteraturkällor som anger sådana.

Tabell 3.25 Partialkoefficienter $\psi \cdot \gamma$ för islast från litteraturen.

Källa	Byggskede	Driftskede		
	Brottstadie	Brottstadie	Bruksstadie, korttid	Bruksstadie, långtid
Löfquist (1987) (BRO 94)	$\gamma_f = 1/0.4$ huvud/vanlig	1.3/0.3 huvud/vanlig	0.6	0
NVE (1990)	-	1.2/1.0	1.0	-
Öresund Link (1995)	Finns säkert, men ej möjligt att hitta i denna studie.			
BKR (1994)	-	1.3/-	1.0	-
RIDAS (2000)	-	1.5/1.3 ¹⁾	1.0/1.0 ¹⁾	-

- = ingen uppgift hittad.

1) = gäller vanlig/exceptionellt lastfall.

4 Diskussion – islaster mot betongdammar

4.1 Slutsatser av litteraturgenomgången

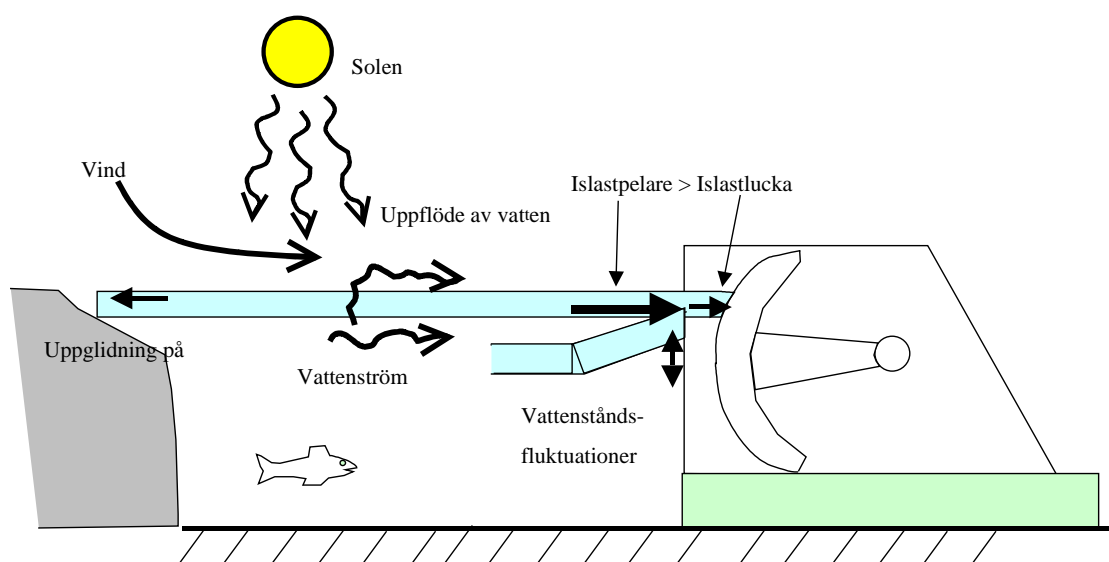
Idag anges islast mot dammar ganska onyanserat enligt RIDAS tillämpningsanvisningar till 50 kN/m för södra Sverige, 200 kN/m för norra och 100 kN/m äremellan. Andra normer eller handböcker ger värden på islaster i samma storleksordning, men ger ibland olika värden beroende på hur styva delarna är i dammen och hur mothållet längs stränderna ser ut.

Denna litteraturgenomgång syftar till att ge en bakgrund för att eventuellt uppskatta islaster på ett mer nyanserat sätt i framtiden.

Man brukar indela istäcken på flera olika sätt. Ett sätt är att särskilja mellan havsis och färskvattenis. Havsis innehåller dock ibland också färskvattenis, t.ex. i isberg, så en bättre benämning kan vara saltvattenis och färskvattenis.

Isbildning beror till stor del på värmeutbytet med omgivningen, t.ex. genom lång- och kortvågig strålning, på lufttemperaturen, på vindar och vattenströmmar, på eventuellt smältvatten och på uppströmmande vatten i sprickor i isen. Tjockleken på istäcket och eventuellt snötäcke inverkar genom sin isolerande förmåga. Is kan ha mer eller mindre anisotropa egenskaper beroende av växtriktning, kristallstruktur, salt och luftbubblor, sprickor, etc.

Islastens storlek är beroende av hur stor och snabb isrörelsen är mot en konstruktion och på isens mekaniska egenskaper, grad av uppsprickning och grad av mothåll hos stränderna. Isrörelse kan uppstå p.g.a. temperaturväxlingar, vattenståndsfluktuationer, vind, vattenströmmar, etc (Figur 4.4).



Figur 4.1 Isrörelser kan uppstå genom att solen värmer upp isen, genom att vatten flödar upp och värmer upp isen, genom att vind eller vatten drar med sig isen eller genom att vattenytan fluktuerar. Storleken på islasten beror på konstruktionens och strändernas styvhet.

Islastens storlek är större för osprucken is och vid snabb rörelse hos istäcket än för sprucken is och långsam rörelse.

Islastens storlek beror av vilken typ av brottmod som utbildas mot konstruktionen, t.ex. iskrossning, skjvsprickor, buckling eller böjsprickor.

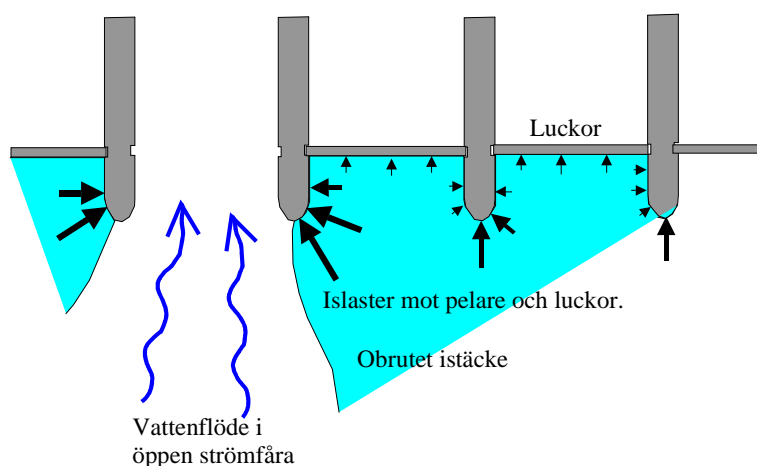
Islastens storlek beror av belastad konstruktions utseende. Smala konstruktioner får högre laster än breda. Veka konstruktioner, t.ex. luckor, mellan styva konstruktioner, t.ex. luckpelare, får lägre laster än de styva.

Is kan indirekt medverka till att andra laster ökar, t.ex. vattenlasten ökar mot risgrind som satts igen av kravis.

Islaster uppmätta eller bedömda i fält är oftast mindre än uppmätta i laboratorium eller beräknade med teoretiska modeller. Största orsaken till detta är troligen omfattande sprickbildning i verkliga istäcke med lägre laster som följd.

Uppmätta islaster är vanligen i storleksordningen 100 –200 kN/m för breda konstruktioner, 200 – 600 kN/m för smala konstruktioner, t.ex. luckpelare i dammar, och 40 – 90 kN/m för luckor i dammar.

Ett farligt lastfall för utskovsdamm kan vara när det existerar en isfri ränna mellan ett obrutet istäcke och om temperaturen höjs i det obrutna istäcket (Figur 4.2). Detta trycker då mot utskovspelare intill de öppna utskoven där den isfria rännan finns. Delvis kan utskovspelarna tryckas i sin veka riktning. Om det obrutna istäcket översvämmas av vatten kan temperaturen och därmed islasterna höjas speciellt mycket.



Figur 4.2 Plan över utskovsdamm. Farligt lastfall när obrutet istäcke värms upp och trycker mot utskovspelare invid öppen strömfåra.

Sena forskningsrön visar att isen pressar som hårdast längs smala tryckband eller linjer som hela tiden fluktuerar i läge i takt med att isen bryts i små zoner och is i andra zoner tar vid.

Modellering av islaster rör sig om modellering av enskilda laboratorieförsök eller kurvanpassning vid fältförsök till mer generell modellering av istäckets termiska expansion mot konstruktioner. Lovande försök att med generella balansekvationer av värme och kraft tillsammans med konstitutiva samband har gjorts för större istäcken med Finita Differens Metoden eller/och Finita Element Metoden.

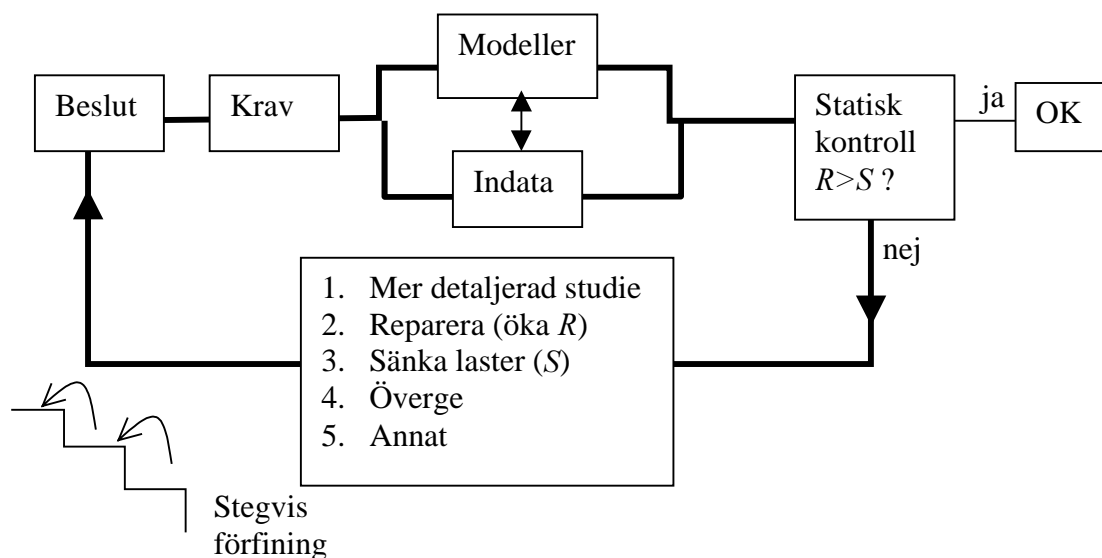
Om man kan använda nyare forskningsrön från de andra områdena (offshore, fyrar, osv), applicera dem i nya, effektiva datormodeller och sedan jämföra med gjorda eller nya fältmätningar av istryck mot dammar kommer man säkert stora steg mot en mer nyanserad bild av islaster mot dammar.

4.2 Diskussion om lämpliga uppskattningar av islaster mot dammar i framtiden

Vid kontroll av den statiska eller dynamiska säkerheten hos en konstruktion utsatt för bl.a. islast bör man starta med en preliminär kontrollberäkning, där lasteffekter och bärförmåga uppskattas erfarenhetsmässigt, t.ex. kan islasten antas enligt nuvarande RIDAS. Om den dimensionerande bärförmågan (R_d) av någon orsak är mindre än den dimensionerande lasteffekten (S_d) så måste det tas beslut om hur man skall hantera denna situation. Skall man t.ex. reparera eller förstärka konstruktionen (höja bärförmågan R), skall man införa isfrihållning eller sänka vattenytan (sänka lasterna S), skall man utföra en mer detaljerad undersökning av laster och bärförmåga eller någon annan åtgärd?

Om t.ex. islasten har en avgörande betydelse kan man utföra en mer detaljerad uppskattning av denna.

Om man beslutar sig för en mer detaljerad undersökning så bör man utföra beräkningar och undersökningar i steg (Figur 4.3). För varje steg gör man en mer detaljerad undersökning 1) eller så överväger man de andra alternativen 2) – 5) igen.



Figur 4.3 Möjlig schematisk procedur för att med stegvis förfining av undersökningar uppskatta den strukturella säkerheten hos en hydraulisk konstruktion utsatt för bland annat islast.

En mer detaljerad undersökning kostar naturligtvis mer i tid och resurser och måste därför ställas mot de andra tänkbara åtgärderna. Man bör alltid tänka på att nuvärdet av nyttan eller vinsten med en åtgärd skall maximeras för en bestämd livslängd hos konstruktionen. Blir den ekonomiska vinsten högre med en mer detaljerad undersökning, t.ex. genom att man kan undvika förstärkning eller reparation, eller om

man får en bättre statistisk säkerhet med en sådan undersökning, så bör man utföra en sådan.

Som sagts tidigare är det mycket svårt att ens med komplicerade modeller och med kompletterande mätningar säga med någon större säkerhet vad islasten mot en godtycklig konstruktion, placerad på en godtycklig plats och vid en godtycklig tidpunkt kommer att bli. Det är därför klokt att göra en uppskattning av islasten i flera steg där varje steg innebär en mer komplicerad modellering, en mer detaljerad verifiering av parametrar i modellen och en högre resursåtgång.

Lämpliga steg för att bedöma en konstruktion utsatt för bl.a. islast kan vara:

Detaljeringsgrad 1: Islast mot damm antas enligt erfarenhetsvärden, t.ex. med hjälp av nuvarande Ridias och en statisk last på $P_{is} = 50-200$ kN/m. Med referens till litteraturen kan islast mot luckor troligen sättas lägre och islast mot luckpelare troligen sättas högre än det ovan nämnda. Den statiska responsmodellen är vanligen en stel kropp med stjälpning runt en punkt eller glidning längs basytan. Se Figur 4.4.

Detaljeringsgrad 2: Samma islast som för detaljeringsgrad 1, men den statiska responsmodellen kan vara en deformierbar kropp i 2D eller 3D. beräknad med FEM. Se Figur 4.5.

Detaljeringsgrad 3: Istäcket räknas som en 2D deformierbar balk, upplagd på en fjäderbädd som symboliserar underliggande vatten. Förändringar i istäckets temperatur beräknas med en Finita Element eller Finita Differens-formulerad (FEM eller FDM) differentialekvation för värmebalans. Påverkan av istäcket på konstruktionen beräknas med FEM med konstitutiva samband för isen i samverkan med den statiska responsen från konstruktionen antagen som en fiktiv fjäder som motsvarar konstruktionens styvhet. Den fiktiva fjädern fås från detaljeringssteget 2.

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + p(z,t) \quad (\text{FDM värmebalans 1D}) \quad (3.54)$$

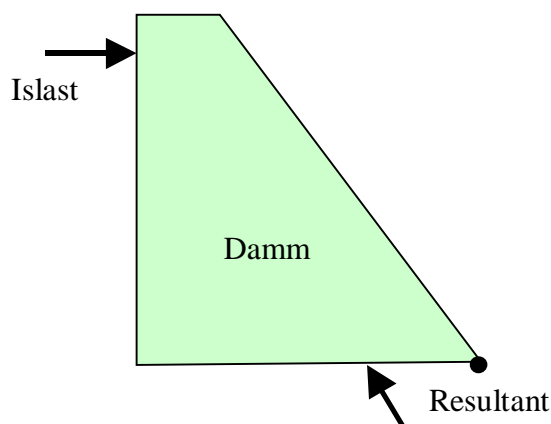
$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial^2 \mathbf{x}} + p(\mathbf{x},t) \quad (\text{FEM värmebalans 1-3D}) \quad (4.1)$$

$$m\ddot{\mathbf{x}} + \mu\dot{\mathbf{x}} + k\mathbf{x} = \mathbf{F}(t) \quad (\text{FEM kraftbalans 1-3D}) \quad (3.80)$$

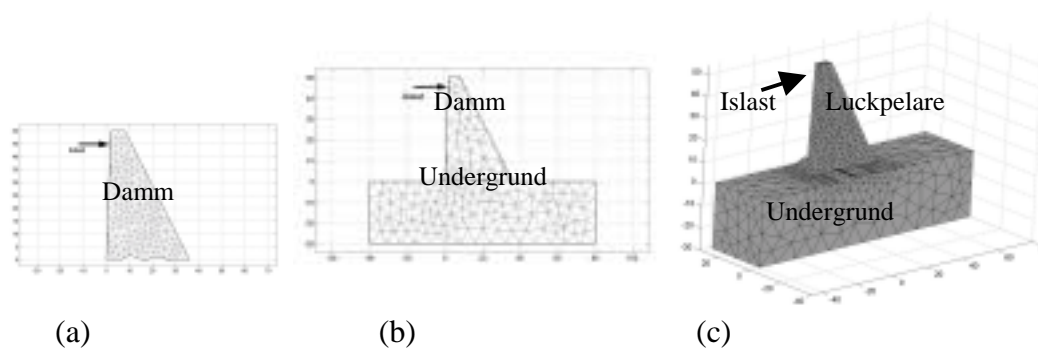
Där p = värmeutbytet med omgivningen och kan vara en fullständigt värmeutbyte (se avsnitt 3.8.4.2), eller en konvektivt flöde $p = k(T_{luft} - T_{isytta})$ eller också är $p = 0$ och istället föreskrivs istemperaturen i överytan lika med lufttemperaturen. Se Figur 4.6.

Detaljeringsgrad 4: Lika som detaljeringsgrad 3, men i 3D. Olika randvillkor längs isens ränder kan då modelleras, t.ex. olika strandtyper och dammdelar såsom klumpdammar, luckpelare och luckor. Figur 4.7.

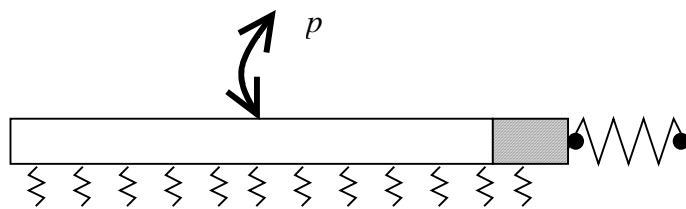
Detaljeringsgrad 5: Lika detaljeringsgrad 4, men energi- och kraftbalans för underliggande vattenvolym också (Figur 4.8). Denna modell är mycket datorkrävande.



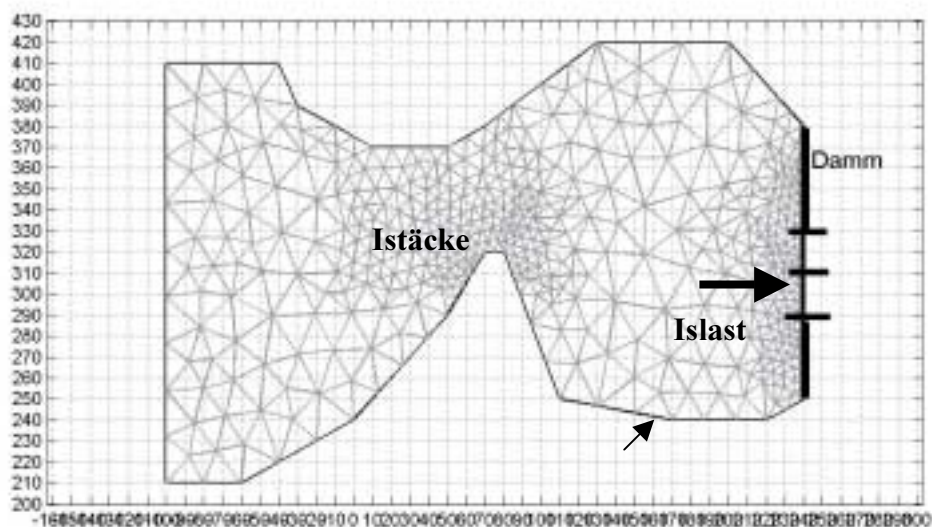
Figur 4.4 Detaljeringsgrad 1: Erfarenhetsmässig islast P_{is} från t.ex. Ridas och statisk responsmodell i form av stel kropp.



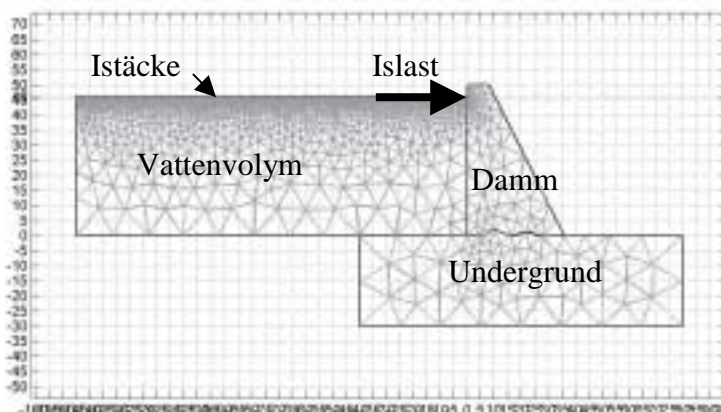
Figur 4.5 Detaljeringsgrad 2: Erfarenhetsmässig islast P_{is} från t.ex. Ridas och statisk responsmodell i form av deformerbara kroppar.



Figur 4.6 Detaljeringsgrad 3: Istäcke som deformerbar balk på fjäderbädd. Värmeutbyte med omgivningen genom termen Q . Mothållande konstruktion modelleras med fjäder. Brottzonen i istäckets framkant mot konstruktionen modelleras eventuellt med speciellt övergångselement.



Figur 4.7 Detaljeringsgrad 4: Lika 3 men i 3D.

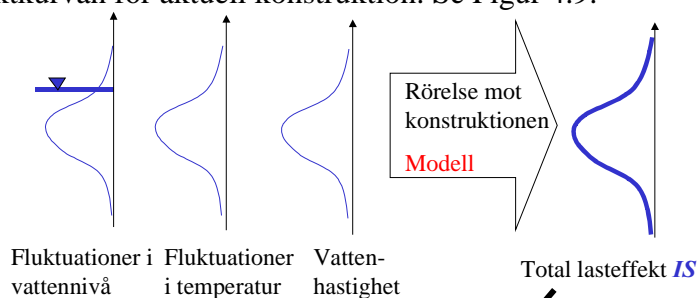


Figur 4.8 Detaljeringsgrad 5: 2D med även vattenvolymen modellerad.

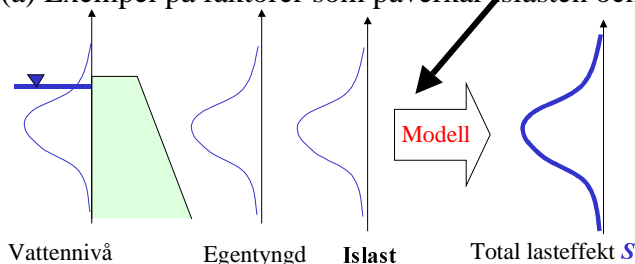
Vanligtvis brukar man i Sverige och i andra länder dimensionera med partialkoefficientmetoden, se t.ex. BKR 94, BRO94, ISO/FDIS 2394 och Eurocodes. Det är en semiprobabilistisk metod där man försöker ta hänsyn till osäkerheter i laster

och bärförmåga genom valda partialkoefficienter som visar på en vald sannolikhet att brott skall inträffa.

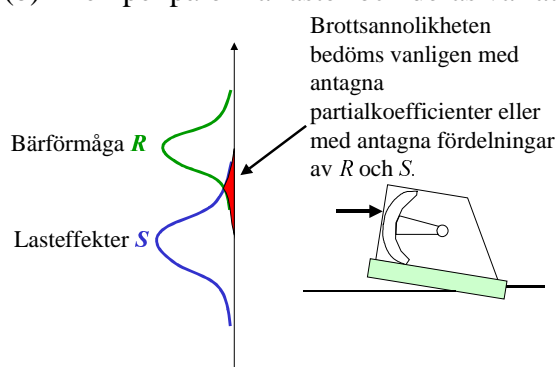
Eventuellt kan probabilistiska metoder användas. De visar mer direkt på sannolikheten att brott skall inträffa för den aktuella konstruktionen. Man plockar värden från fördelningsfunktionerna av de olika ingående lasterna och bärförmågefaktorerna med en slumpgenerator och räknar sedan med modeller ut lasteffekt och bärförmåga. Det ställs dock stora krav på att man känner de statistiska fördelningsfunktionerna för lasterna och bärförmågefaktorerna och den ställer också krav på datorkapacitet då man måste upprepa beräkningarna ett stort antal gånger för att få fram hela bärförmåge- och lasteffektkurvan för aktuell konstruktion. Se Figur 4.9.



(a) Exempel på faktorer som påverkar islasten och deras variation.



(b) Exempel på olika laster och deras variation.



(c) Variation i bärförmåga och lasteffekt och bedömning av brottsannolikhet.

Figur 4.9 Variation av ingående laster och lasteffekter mot en konstruktion och variation i bärförmåga och slutligen en bedömning av brottsannolikhet.

5 Slutsatser

Det är mycket svårt att uppskatta islaster. Islaster mot en konstruktion beror på en mängd olika faktorer, t.ex. värmeutbytet med omgivningen, vind- och vattenströmmar, istyp, sprickor i isen, påverkad konstruktions styvhet, strändernas mothåll, etc. Alla dessa faktorer kan variera med tiden och rummet och det är inte helt utrett hur dessa faktorer leder fram till en lasteffekt mot en konstruktion.

Islaster (50-200 kN/m) angivna i Ridas verkar ligga i paritet med islaster angivna i andra normer/handböcker och med mätta eller beräknade värden i gjorda undersökningar. Dock kan man nog säga att man bör kunna sänka islasten något för veka konstruktioner, t.ex. luckor, mellan styva konstruktioner, t.ex. luckpelare.

Man bör gå fram stegvis när man skall uppskatta en hydraulisk konstruktions säkerhet. Vid en stegvis mer detaljerad undersökning kan man utgå från värden på islaster från t.ex. Ridas, men sedan, om det är nödvändigt, undersöka lasterna eller konstruktionen, beroende på vilket som är avgörande, mer noggrant. Det finns idag sådan datorkraft och tillgängliga datormodeller att mycket av den i litteraturen framtagna vetenskapen om islaster kan användas i komplexa beräkningar. Man bör dock försöka verifiera sådana beräkningar mot litteraturen eller helst genom egna undersökningar i de aktuella konstruktionerna.

6 Referenser

- Andersson G. (1996), "Stabilitetsansvisningar för betongdammar", Vattenfall.
- Ashton G.D. (editor) (1986), "River and Lake Ice Engineering", Water Resources Publications, Michigan.
- Ayoub A.S., Brown T.G. (1991), "Fracture analysis of ice forces", Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 5, No. 4.
- Azarnejad A., Hrudehy T.M. (1998), "A numerical study of thermal ice loads on structures", Canadian Journal of Civil Engineering, Vol. 25, pp 557-568.
- Bergdahl L. (1977), "Physics of ice and snow as affects thermal pressure", Institutionen för vattenbyggnad, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Bergdahl L., Wernersson L. (1978a), "Calculated and expected thermal ice pressures in five Swedish lakes", Institutionen för vattenbyggnad, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Bergdahl L., Wernersson L. (1978b), "Probabilities of thermal ice pressures in five swedish lakes", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå.
- Bergdahl L. (1978c), "Thermal ice pressure in lake ice covers", Doktorsavhandling, Institutionen för vattenbyggnad, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Björk S-O. (1996), "Bärande konstruktioner och laster", Byggvägledning 2, Svensk Byggtjänst, Stockholm.
- BKR (1994), "Boverkets konstruktionsregler för bärande konstruktioner", Boverket. BRO94, Bronorm Vägverkets publikation.
- BYGG (1966), Huvuddel 9 – Väg- och Vattenbyggnad, AB Byggmästarens förlag, Stockholm.
- Carter D., Sodhi D., Stander E., Caron O., Quach T. (1998); "Ice thrust in Reservoirs", Journal of Cold Regions Engineering, s.169-183.
- CDSA (1995) (Canadian Dam Safety Association), "Dam Safety Guidedlines, chapter 9.3".
- "Common unified rules for different types of construction and material", CEB-FIP International Recommendations 3rd ed 1978.
- Christensen F.T., Klinting P. (1992), "Ice loads on vertical bridge pier at two different model scales", Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 6, No. 3.
- Comfort G., Selvaduari A.P.S., Abdelnour R., Au M.C. (1992), "A numerical ice load model", IAHR Ice Symposium, Banf.
- Comfort G., Singh S., Gong Y. (1998a), "Static ice loads on dams: Loads on the dam face and on wooden versus steel stoplogs", 1st Annual Conference System Stewardship for Dams & Reservoirs, Halifax NS, 27 september – 1 Oktober, 1998, The Canadian Dam Association.
- Comfort G., Singh S., Gong Y. (1998b), "Static ice loads on dams: Loads along a dam face, and on wooden and steel stoplogs", Proceedings 14th Int. Symp. on ice Potsdam/New York 1998.

- Comfort G., Singh S., Gong Y. (2000a), "Predicting static ice loads on dams", proceedings IAHR Symposium on Ice Problems, Gdansk, Polen, 2000.
- Comfort G., Singh S., Gong Y. (2000b), "The factors controlling static ice loads on dams", proceedings IAHR Symposium on Ice Problems, Gdansk, Polen, 2000.
- Comfort G. (2001), "Static Ice Loads on Dams", Fleet Technology Ltd., Från Internet www.cda.ca/cda/main/newslets/sep99/iceloads.htm, September 2001.
- Daley C., Tuhkuri J., Riska K. (1998), "The role of discrete failures in local ice loads", Cold Regions Science and Technology, Vol. 27, pp 197-211.
- Daly S.F. (1998), "Thermal ice growth: Real-time estimation", Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 13.
- Danielsen O. (1990), "Numerisk simulering av islaster mot konstruksjoner", 1990:142E, (på norska), Avd. för Byggnadsmekanik, Tekniska Högskolan i Luleå.
- "Design of small dams", Bureau of Reclamation, tredje utgåvan, 1987.
- Dick P.G., Syniavskaya V.M. (1978), "Investigation of ice cover deformations before hydraulic structures", 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå, 1978.
- Duthinh D. (1992), "Pressure of crushed ice as Mohr-Coulomb material against flat, axisymmetric indenter", Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 6, No. 4.
- Engelbrektson A. (1985), "Fyrar", Hanboken Bygg Väg och Vattenbyggnader, LiberFörlag, Stockholm 1985.
- Eranti E., Lee G. C. (1986), "Cold Region Structural Engineering", McGraw-Hill.
- Eurocodes, Technical Committee CEN/TC 250 "Structural Eurocodes".
- Fransson L., Cederwall K. (1984), "Iskrafter mot bropelare", teknisk rapport 1984:41T, avdelningen för konstruktionsteknik, Tekniska Högskolan i Luleå.
- Fransson L. (1994), "Load distribution at the contact between an ice cover and a vertical wall structure", Proceedings PolarTech '94, Luleå.
- Fransson L. (1988), "Thermal ice pressure on structures in ice covers", Doctoral thesis 88:67D, Tekniska högskolan i Luleå.
- Li G., Yang X. (1994), "Impact of ice on hydraulic structures and hydropower stations and its prevention", IAHR Ice symposium, Trondheim.
- Hillerborg A. (1984), Kompendium i Byggnadsmaterial, Lunds Tekniska Högskola.
- Iyer S. H. (1978), "Existing ice codes and suggested criteria", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå, 1978.
- ISO/FDIS 2394, "General principles on reliability for structures", 1998.
- Izumiyama K., Irani M.B., Timco G.W. (1994), "Influence of compliance of structure on ice load", IAHR Symposium, Trondheim, 1994.
- Johnston M.E., Croasdale K.R., Jordaan I.J. (1998), "Localized pressures during ice-structure interaction: relevance to design criteria", Cold Regions Science and Technology, Vol. 27, pp. 105-117.
- Ko P.K., Ho M.S., Smith G.F. (1994), "Thermal ice forces on concrete dams: Recent developments", Proceedings of the Xth Canadian Dam Safety Conference, Winnipeg, Canada, s. 17-33, 1994.

- Kry P. R. (1978), "A statistical prediction of effective ice crushing stresses on wide structures", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå, 1978.
- Léger P., Tinawi R., Leclerc M. (1998), "A risk based approach to assess the incidence of ice loads on small concrete dams", 1st Annual Conference System Stewardship for Dams & Reservoirs, Halifax NS, 27 september – 1 oktober, 1998, The Canadian Dam Association.
- Lia L., Tesaker E. (2001), litteraturgenomgång av islaster mot dammar.
- Lindgren S. (1970), "Thermal ice pressure", IAHR symposium Reykjavik 1970.
- Löfquist B. (1952), "Ice pressure against dams. Studies of the effects of temperature variations", American Society of Civil Eng., vol. 78, no. 160.
- Löfquist B. (1987), "Istryck mot bropelare", Publikation 1987:43, Vägverket, Sverige.
- Løset S., Shkhinek K., Høyland K. V. (1998), "Ice physics and mechanics", NTNU Trondheim.
- Løset S., Shkhinek K., Uvarova E. (1999), "Ice force prediction methods", NTNU Trondheim.
- NVE (1990), "Forskrifter for dammer", Norges Vassdrag och Energiverk, Universitetsförlaget.
- Noponen J., Määttä M. (1994), "Thermal ice load against isolated structures", IAHR Symposium, Trondheim, 1994.
- Olofsson T., Fransson L., Sandkvist J. (1991), "Ice crushing: Failure mechanisms", Proceedings Cold Tech 91.
- Pohé J., Bruhns O.T. (1992), "On a constitutive law for polycrystalline ice based on the concept of internal variables", IAHR Ice Symposium 1992, Banff.
- Reinicke K.M., Remer R. (1978), "A procedure for the determination of ice forces – illustrated for polycrystalline ice", IAHR Symp. on ice problems, Luleå, 1978.
- RIDAS, Betongdammar Tillämpningsanvisningar, 2000
- Shkhinek K., Kärnä T., Kapustiansky S., Jilenkov A. (2000), "Numerical simulation of ice interaction with a vertical wall.
- Takeuchi T., Saeki H., Okamoto S., Yamashita T. (1992), "Ice force on a rectangular pile", IAHR Ice Symposium 1992, Banff.
- Timco G.W., Cornett A.M. (1997), "The influence of variable-thickness ice on the loads exerted on sloping structures", Cold Regions Science and Technology, Vol. 26
- Tuhkuri J. (1995), "Experimental observations of the brittle failure process of ice and ice-structure contact", Cold Regions Science and Technology 23, Elsevier.
- "Water Engineering", McGraw-Hill, USA, 1968.
- Xiao J., Jordaan I.J. (1996), "Application of damage mechanics to ice failure in compression", Cold Regions Science and Technology, 24, 305-322.
- Zou B., Xiao J., Jordaan I.J. (1996), "Ice fracture and spalling in ice-structure interaction", Cold Regions Science and Technology, 24, 213-220.
- Öresund Link (1995), "Contract No. 3 – Bridges, Design Requirements – Volume 1", Rev. 1 1995-11-20, The Øresund Link.

7 Övrig litteratur

Azarnejad A., Hrudey T.M. (1996), "Thermal ice loads on structures", Dep. of Civil and Environmental Engineering, University of Alberta, Edmonton, Alta., Structural Engineering Report No. 213.

Bercha F.G. (1978), "Probabilistic ice-structure interaction theory", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå.

Billfalk L. et al (1996), "Dams and related structures in cold climate", Bulletin 105, ICOLD.

Bomeng X. (1986), "Design value of pressure due to expansion of ice sheet in reservoir", Proceedings of the 8th IAHR International Symposium on Ice, Iowa City.

Carstens T. (ed.) (1980), "Working group on ice forces on structures, A state-of-the-art report, Special Report 80-26 CRREL, 157s.

Comfort G., Singh S., Gong Y., Abdelnour R. (1997), "Static Ice Loads on Dams: Loads along a dam face, and a comparison of the loads exerted on wooden and steel stoplogs", CDSA conference 1997, Montreal.

Comfort G., Singh S., Gong Y. (1998), "Static Ice Loads on Dams: Loads along a dam face, and on wooden and steel stoplogs", Proceedings of the 14th Symposium on Ice, Potsdam, New York, 27-31 juli 1998.

Cox G.F.N. (1984), "A preliminary investigation of thermal ice pressures", Cold Regions Science and Technology, vol. 9, pp. 221-229.

Croasdale K.R. (1980), "Ice forces on fixed, rigid structures", Special Report 80-29, CRREL.

Drouin M., Michel B. (1971), "Pressures of thermal origin exerted by ice sheets on hydraulic structures" (på franska), Université Laval, Quebec, report 5-23.

Freidental, A. M., "The statistical approach to the brittle failure, fracture, an advanced treatise", H. Libowitz Editor, V2, Mathematical Fundamentals, på ryska, s. 616-645.

Hideshima Y., Hirase T., Morii T., Marutani N. (1994), "Interactions between the ice plate and the surface of rockfill dam due to the variation of water level", Proceedings PolarTech '94, Luleå.

Johnston M., Milord P., Stone B., Xiao J., Zou B., Jordaan I.J. (1993), "Ice load modelling: Development and implementation", Report for National Energy Board, Memorial University, New Founland.

Hoseth K.A., Fransson L. (1999), "Istryck mot dammar", Norges Vassdrag och Energiverk (NVE).

Kry P.R. (1978), "A statistical prediction of effective ice crushing stresses on wide structures", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå.

Metge b. (1976), "Thermal cracks in lake ice", doctoral thesis, Dept. Of Civil Engineering, Queen's Univerity, Kingston, Ontario.

-
- Monfore G. E. (1951), "Ice pressure measurements at Eleven-Mile Canyon Reservoir during January 1949", U.S. Bureau of Reclamation, Structural Research Laboratory, Denver, Report no. SP-31.
- Monfore G. E. (1949), "Laboratory investigation of ice pressure", U.S. Bureau of Reclamation, Structural Research Laboratory, Denver, Report no. SP-21.
- Monfore G. E. (1954), "Experimental investigations by the Bureau of Reclamation. Ice pressure against dams", A symposium. American Society of Civil Engineers, paper no. 2656.
- Monfore, G. E., Taylor F. W. (1981), "The problem of an expanding ice sheet", Bureau of Reclamation, Engineering Monograph No. 34, rev. Reprint.
- Royen N. (1922), "Istryck vid temperaturhöjningar", hyllningsskrift tillägnad F. Vilh. Hansen, AB G. Tissels förlag, Stockholm.
- Sanderson T.J.O. (1984), "Thermal ice force against isolated structures", Proceedings of the 7th IAHR International Symposium on Ice, Hamburg, Germany.
- Sinyavskaya V. M. (1972), "Field observations on static ice pressure against hydraulic structures", Proceedings 2nd international conference on "ice and its action on hydraulic structures", IAHR 1972, Leningrad.
- Starosolszky, Ö. (1978), "Trends in the Domain of Ice Hydraulics", Proceedings IAHR of the 4th International Symposium on Ice Problems, Luleå, 1978.
- Sun K. (1993), "Effects of Ice Layer on Hydrodynamic Pressure of Structures", Journal of Cold Regions Engineering, Vol. 7, No. 3.



ELFORSK

SVENSKA ELFÖRETAGENS FORSKNINGS- OCH UTVECKLINGS – ELFORSK – AB
Elforsk AB, 101 53 Stockholm. Besöksadress: Olof Palmes Gata 31
Telefon: 08-677 25 30. Telefax 08-677 25 35
www.elforsk.se