

DNMI-RAPPORT

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT
POSTBOKS 43 BLINDERN 0313 OSLO

TELEFON: (02) 96 30 00

ISBN

RAPPORT NR.

19/92 KLIMA

DATO

15.05.92

TITTEL

VERKNAD AV VASSDRAGSREGULERING PÅ LOKALKLIMAET

UTARBEIDD AV

Per Øyvind Nordli

OPPDRAGSGJEVAR

DNMI

SAMANDRAG

Rapporten er eit noko utvida foredrag som vart halde på eit nordisk hydrologmøte i Alta i 1992. Det inneheld resultat frå tidlegare granskingar av lokale klimaverknader ved vasskraft-utbygging og femner om emna: 1) frostrøyk, 2) temperaturendring ved islegging av fjordar, 3) temperaturendring rundt magasin, 4) kaldluftsdrenering.

UNDERSKRIFT

.....
Per Øyvind Nordli

Per Øyvind Nordli
SAKSHANDSAMAR

.....
Bjørn Aune

Bjørn Aune
FAGSJEF

VERKNAD AV VASSDRAGSREGULERING PÅ LOKALKLIMAET.

ABSTRACT

Water power plant development has existed in Norway since the turn of the century. Particularly during the last decades one has been concerned with their impact on the local climate. Because of water release from power plants during winter the regulated rivers may not freeze even in cold winters. This results in the formation of steam fog over the rivers and the adjacent banks.

If the water is released into a fjord, either directly or via a river, a shallow layer of fresh water forms on the fjord surface. This layer freezes readily, thereby eliminating the contact between the air and water. The transfer of energy from the water to the air thus becomes greatly reduced, resulting in lower air temperature locally.

The height of Norwegian dams may reach 100 m or more. They are often situated in deep valleys and may effect the drainage flow of cold air through the valleys. This happens over the reservoir of the Alta river. The drainage flow at the village Máze situated upstream of the reservoir, however, is not affected according to a model calculation.

INNLEIING.

Vassdragsutbygging kan verke på lokalklimaet ved tørrlegging eller oppdemming. Dette fører til endra fysiske tilhøve i grenseflata mellom bakken og lufta. Dei viktigaste vêrelementa blir vind, temperatur og råme. I denne artikkelen vil det bli gjeve spesielt rom for klimakonsekvensar ved Alta-reguleringa. Plassen vil ikkje tillate at alle sider ved emnet blir drøfta.

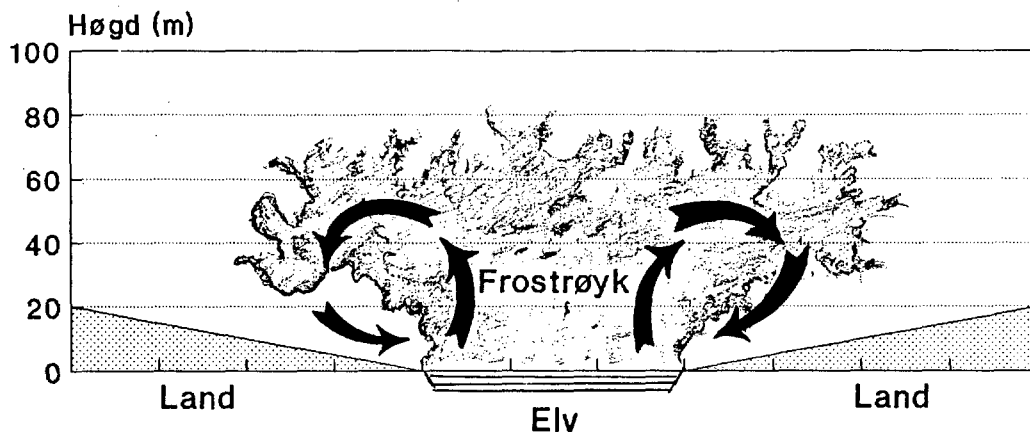
FROSTRØYKPRODUKSJON OVER OPE VATN.

Generelt om frostrøyk.

I Noreg finn ein frostrøyk over fjordar der kald luft frå innlandet strøymer ut over vatnet. Det skjer ofte i Finnmarksfjordane og i Oslofjorden. I innlandet er frostrøyk vanleg om hausten over elvar og vatn og om vinteren over elvar som held seg isfrie, gjerne i samband med tapping av varmt vatn frå eit kraftverksmagasin.

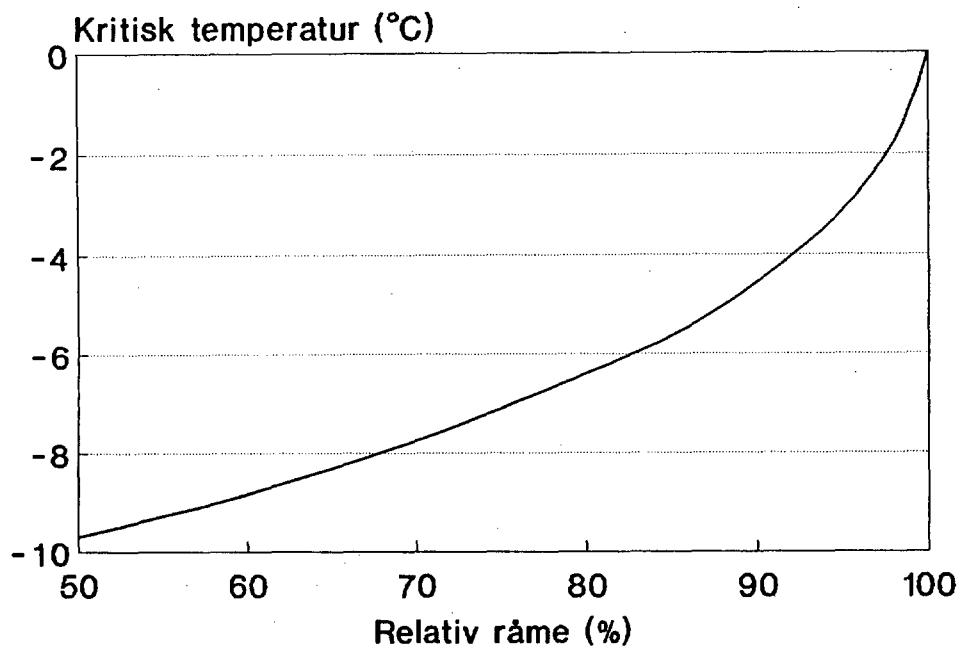
Frostrøyk kan berre koma i stand når den isfrie vassflata er varmare enn den omgjevande lufta. Lufta over vassflata tek til å stige og luft som før låg over land, sig utover vatnet slik at ei sirkulasjonscelle blir danna. Når lufta kjem i kontakt med vatnet, tek ho opp vassdamp og kan bli overmetta i det ho

skal til å stige. Vassdampan kan bli kondensert til ørsmå dråpar, dvs. frostrøyk, figur 1.



Figur 1 Daltverrsnitt, skisse av frostrøyk danna over ei elv i stilt vêr.

Frostrøyken vil i regelen verra svært tynn nede ved marka over snøen der lufta er på veg inn mot elva att, figur 1. Uttyninga skjer ved at "frostrøyk-lufta" frå elva blir blanda med frostrøykfri luft frå sidene og at råme blir felt ut ved at det rimar på bakken. Ved riminga spelar det ei rolle at metningstrykket over snø/is er lågare enn over vatn slik at dampen lettare kondenserer ned på bakken og dråpane fordampar.



Figur 2 Kritisk temperatur, T_k , som funksjon av relativ råme, U , ved vassstemperatur 0°C .

Teoretisk er det mogleg å finne eit naudsynt kriterium for frostrøyk. Dersom det rår "fri konveksjon" over ei varm vassflate, dvs. vind ≤ 3 m/s, kan ein kritisk temperatur, T_k , finnast som ein funksjon av temperaturdifferensen mellom vassflata og kaldlufta over land (Golytsyn, Grasjov, 1986). Dersom temperaturen i lufta er lågare enn T_k , er altså frostrøyk mogleg, figur 2. Ein kritisk temperatur kan også finnast ved at frostrøykdanninga blir sett på som ein blandingsprosess mellom to luftmassar, ei som er metta med vassdamp og har same temperatur som vatnet, og ei som har temperatur og relativ råme som lufta over land, (Saunders, 1964). Båe metodane fører til nesten samanfallande resultat.

Praktisk utrekning av sannsynet for frostrøyk.

I samband med vassdragsreguleringar er det teke ei mengd frostrøykobservasjonar over opne elvar. Her skal eg avgrense meg til å nemne ein serie frå osen av Vågåvatnet som held seg ope heile vinteren. Materialet er heilt komplett for alle dei 14 vintrane granskinga vara og merkjer seg ut med å vera særst litande. Frostrøyken er delt inn i klassar som vist i tabell 1.

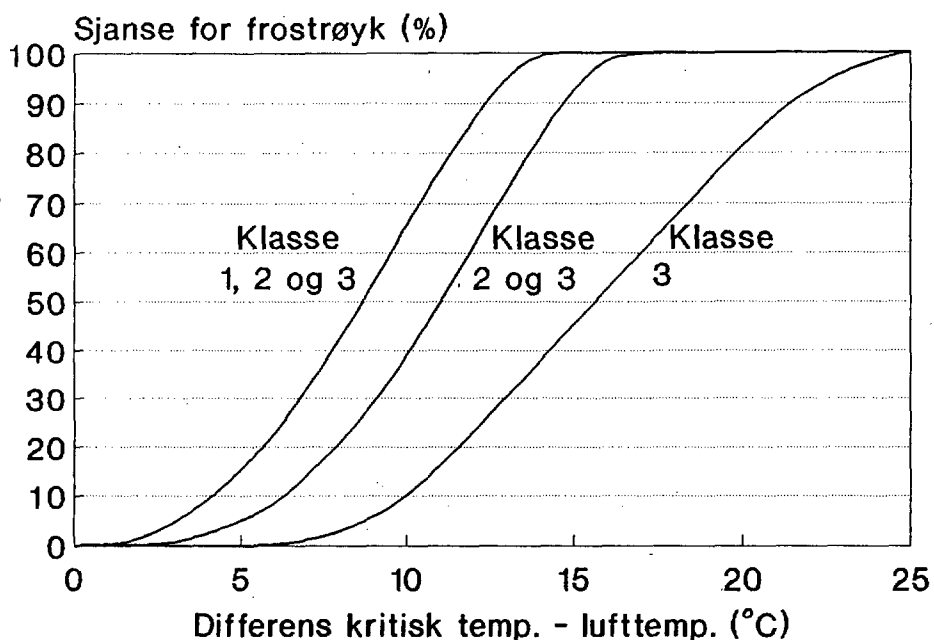
Tabell 1 Kriterium for klasseinndeling av frostrøyk.

Klasse	Kriterium
1	Så vidt synleg frostrøyk over ope vatn
2	Velutvikla frostrøyk som ikkje når utanom isfri vassflate
3	Frostrøyk, delvis tett som breier seg utanom isfritt vatn. Sterk riming på tre, glas og metall ute i det fri

Di større differensen er mellom den kritiske temperaturen og lufttemperaturen, di større sjanse vil det vera for frostrøyk, figur 3.

I samsvar med teorien viser også observasjonane at lufta må vera under den kritiske temperaturen for at frostrøyk skal kunne bli danna. Derimot syner det seg at den kritiske temperaturen langt frå er noko tilstrekkeleg vilkår for frostrøyk av ein slik styrke at han kan observerast. Sjølv den svakaste frostrøyken har ikkje nokon gong vorte observert nærare den kritiske temperaturen enn om lag 1°C og ved 50 % sjanse for frostrøyk var lufttemperaturen 8°C under den kritiske. Stiller ein krav til at frostrøyken skal ha ein viss tettleik, må lufttemperaturen vera enda meir under den kritiske og det same gjeld også om ein stiller krav til at frostrøyken skal vera såpass persistent at han kan breie seg ut frå det isfrie området, jamfør klasse 3 i tabell 1. Dette er da også avhengig av det lokale klimaet på noko større skala

enn det som skjer i grenseflata mellom isfritt vatn og kald luft.



Figur 3 Sjansen for frostrøyk (kumulativ) som funksjon av differensen mellom kritisk temperatur og lufttemperatur.

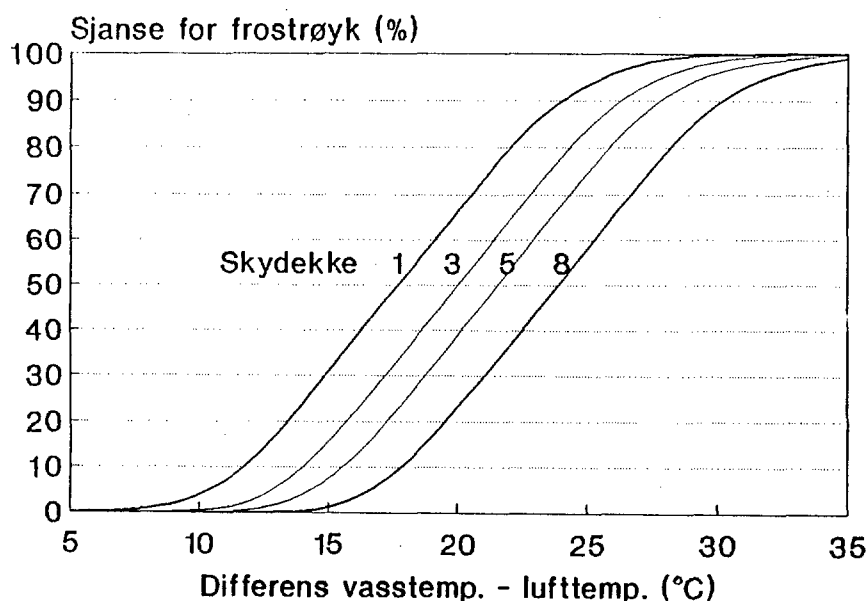
Av lokalmeteorologiske faktorar er det skydekket som i praksis viser seg å vera det vërelementet som i størst grad etter temperaturen påverkar sjansen for frostrøyk, figur 4. Er temperaturdifferensen mellom vatn og luft 20°C, er sjansen for frostrøyk berre vel 20 % i heilt overskyta vër, men nesten 70 % i klårvër.

Særleg i samband med kraftutbygging har ein vore interessert i å finne meir realistiske kriterium enn den teoretiske, kritiske temperaturen for dermed å kunne varsle mogleg framtidig uløppe før eit eventuelt inngrep. Til hjelp har ein ved DNMI utvikla frostrøykindeksar der vërparametrar som blir observerte på ordinære meteorologiske stasjonar er inngangsdata. Det er temperatur i luft og vatn, skydekke og relativ råme.

Resultata frå Vågåmo viser at frostrøyken har ein dagleg gang i takt med lufttemperaturen. Klokka 07 er det 43 tilfelle av frostrøyk i gjennomsnitt pr. år, medan det berre er 32 kl 15. Reknar ein berre frostrøyk av ein slik styrke at han kan koma inn over land (klasse 3), er tilsvarande tal 18 og 13.

Frostrøyken fører sjeldan til økonomisk skade og det finst berre få døme på at norske skjønnsrettar har gjeve skadebot på grunn av auka frostrøyk etter vassdragsreguleringar. Tåka skapt av frostrøyken er ikkje tjukkare enn at solskiva kan skifmtast gjennom skoddelaget. Sikta inne i sterk frostrøyk (klasse 3) er gjerne 100 m, i somme tilfelle ned mot 50 m, (Nordli, 1988). Særleg i mørkre kan difor frostrøyk vera til

hinder for biltrafikken. Fjernljøset er til liten hjelp og farten må reduserast.



Figur 4 Sjansen for frostrøyk (kumulativ) som funksjon av differensen mellom vassstemperatur og lufttemperatur for frostrøykklasse 3. Skydekke (oktas) er brukt som parameter.

Frostrøyken kan verke psykisk negativt på medlemmene i eit bumiljø. Han omformar vintervêret frå "klårkulde" til "gråkulde". Det siste omgrepet er det neppe mange som har positive kjensler for.

Frostrøyk på grunn av reguleringa av Altaelva.

Også føre reguleringa gjekk Altaelva open på somme strekningar. Over råkene kunne det danne seg frostrøyk, men frostrøyken breidde seg ikkje inn over land i særleg grad, truleg fordi kulden i Alta viste seg samstundes med drenasjevinden frå vidda. Luft som hadde vore i kontakt med ope vatn og dermed kunne innehalde frostrøyk, vart raskt blanda med større mengder frostrøykfri luft.

Isdekket er ikkje endra i særleg monn i dei delane av elva som i dag har busetjing og dermed heller ikkje sjansen for frostrøyk. Men like etter utlaupet frå kraftverket i Šávžu renn elva isfri og her har det vorte meir frostrøyk og riming etter reguleringa.

TEMPERATURENDRING PÅ GRUNN AV ENDRA ISLEGGING AV FJORDAR.

Mange av dei norske kraftverka har utslepp mot fjordane på Vestlandet eller i Nord-Noreg. Føre reguleringane gjekk elvane ofte med lita vintervassføring. Etter reguleringane vart vintervassføringa auka nedafor kraftverka og dermed også ferskvasstilførsla til fjordane. Dermed kan reguleringane vera

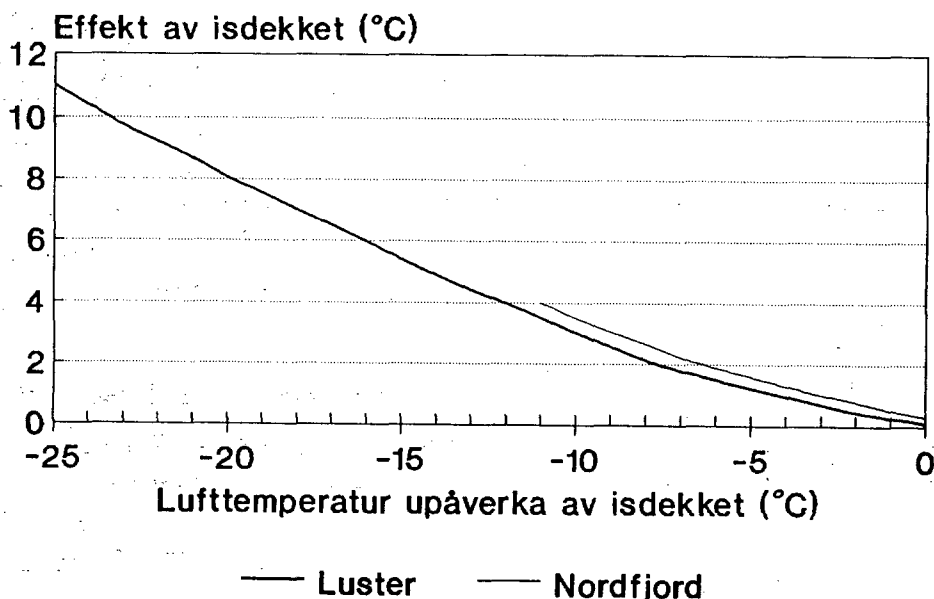
med på å skape eit brakkvasslag i overflata, som igjen fører til auka vertikalstabilitet i fjorden og dermed lettare frysing.

I kaldvêrsbolkane om vinteren har vatnet i fjordane ein høgare temperatur enn lufta langs strendene. Vatnet verkar da som ei varmekjelde og lufta tek til å sirkulere. Kaldluft vil gli nedover dalsidene og ut over fjordane. Der vil ho få tilført varme frå vatnet og dessutan vassdamp som kan frigjera varme ved seinare kondensasjon. Etter turbulensteorien kan transporten av følbar varme skrivast:

$$(1) H = -\rho c_p K_H \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma \right)$$

Her er $\partial T/\partial z$ den vertikale temperatur-gradienten. At diffu-sjonskoeffisienten, K_H , er avhengig av temperatur-gradienten, kompliserer likninga.

Inne i fjordane på Vestlandet er temperaturen om vinteren rett ofte mellom 0°C og -10°C og i Nord-Noreg ned mot -20°C og i sjeldne tilfelle enda lågare. Temperaturen i fjordoverflata når fjorden held seg isfri om vinteren, vil vera nær 0°C . Di kaldare luft som kjem inn over fjorden, di større vil K_H og også talverdet av $\partial T/\partial z$ vera. Dermed ser vi av likninga at di kaldare vêrtypen er, di større blir transporten av varme oppover. Dersom vassflata er dekt av eit islag, vil islaget hindre noko av transporten av energi frå vatnet til lufta. Di tjukkare isen er, di meir blir energigjennomgangen hindra.



Figur 5 Utjamna effekt av isdekket i strandkanten langs Sognefjorden og Nordfjord som funksjon av temperaturen på referansestasjonane, dvs. stasjonar så langt frå fjorden at dei ikkje er påverka av isen (etter Hammer, 1986).

Skulle det falle snø oppå isen, vil snøen isolere særst godt og såleis reduserer han varmetilførsla til lufta sterkt. Lufta kan såleis bli kaldare over snø/islagde fjordar enn over fjordar med isfritt vatn.

Både i Nordfjord (Nordli, 1981) og i Sognefjorden (Hammer, 1986) har det vore gjort granskningar av verknader av isen på lufttemperaturen. Dei to granskningane viser bra samsvar, figur 5.

Figuren viser den utjamna effekten. Det er nemleg så at effekten ikkje berre varierer med temperaturen, men også med lendet. Såleis kan effekten på utstikkande nes t.d. vera større enn i vikar. Der sidedalar munnar ut i fjorden, kan effekten vara nær null, (Gjessing, Nordli, 1991). Slike dalar kan vera føringar for eit sig av kaldluft frå innland mot fjord og sidan den lufta ikkje har vore i kontakt med fjordoverflata er er ho heller ikkje påverka av isdekket.

I Luster i Sogn har fleire reguleringar ført med seg at isen har lagt seg over større område og over lengre tid enn under naturlege tilhøve, (Boe, Roen, 1991). Storleiken på endringane varierte frå vinter til vinter. Dette har i sin tur ført til ein høgre frekvens av låge temperaturar og i fleire vintrar har den absolutte minimumtemperaturen også vorte lågare, (Gjessing, Nordli, 1991). I ekstreme tilfelle har temperaturnedgangen bli vorte 8-10°C, jamfør figur 4.

Temperaturendring på grunn av endra islegging av Altafjorden.

Før og etter reguleringa av Altaelva har det vore sett i gang temperaturmålingar, iskartlegging og frostrøykfotografering av den inste delen av Altafjorden. Spørsmålet om eventuelle temperaturendringar på grunn av reguleringa kjem venteleg opp i eit klimaskjøn i 1993. Enno ligg ikkje noko resultat føre.

TEMPERATURENDRING RUNDT MAGASIN.

Ved oppdemming av elvar til kunstige magasin aukar varmekapasiteten i overflata. Om våren vil den nye overflata i middel bli kaldare enn før, om hausten vil ho bli varmare. Difor vil vi dele inn verknaden av oppdemmingane etter årstid. Vi gjev eksempel frå Granasjøen på Nerskogen i Reinbuene (Rennebu) som er den oppdemminga i Noreg som er best granska, (Skaar, 1986). Sjøen er 6,9 km² og varierer mellom nivåa 610 - 650 m. o.h.

Vår. Det kalde vatnet i overflata på eit magasin kan føre med seg at temperaturoppgangen om våren blir seinka etter reguleringa. Særleg sterk blir nedgangen i maksimums-temperaturene og også middel-temperaturen kan bli lågare.

I Nerskogen vart det i juni funne ein nedgang av dei høgste maksimums-temperaturene på heile 5°C - 6°C like ved stranda på

lesida av magasinet, men allereie 300 m frå stranda var denne endringa redusert til $0,5^{\circ}\text{C}$ - 1°C . I middel for månaden vart det registrert ein signifikant nedgang i maksimums-temperaturane om enn langt mindre enn i dømet ovafor.

Sommar. Etter som vassflata blir varma opp, vil endringane i middeltemperaturen ikkje bli merkbare, men temperaturamplituden vil kunne bli mindre.

I Nerskogen vart i middel maksimumstemperaturane reduserte med $0,5^{\circ}\text{C}$ i august opp til ei høgd over magasinet på 10-20 m.

Haust. Magasineringa av varme gjennom sommaren kan føre til ein auke av middeltemperaturen og særleg minimums-temperaturane. Spesielt store endringar kan det bli i perioden like før islegging av eit magasin. Lendet som gjerne var snødekt føre reguleringa, er nå erstatta av ei ope vassflate. Effekten av dette kan i storleik jamførast med effekten av open fjord kontra islagd fjord, sjå førre emne.

I Nerskogen vart det i middel funne ein signifikant auke av minimumstemperaturane på $1,0^{\circ}\text{C}$ opp til nivået 30 m over sjøen.

Vinter. Norske vasskraftmagasin er stort sett dekte av snø slik at reguleringar ikkje endrar konsistensen i overflata, men sperringa av dalane som dammane representerer, kan likevel gje lokale klimaendringar. Etter som magasinerna blir tappa ned, blir inversjonslaget tjukkare (Andersen, Skaar, 1987). Den kalde botnlufta får vanskelegare vilkår for å bli drenert ut og temperaturen over isen blir lågare enn før.

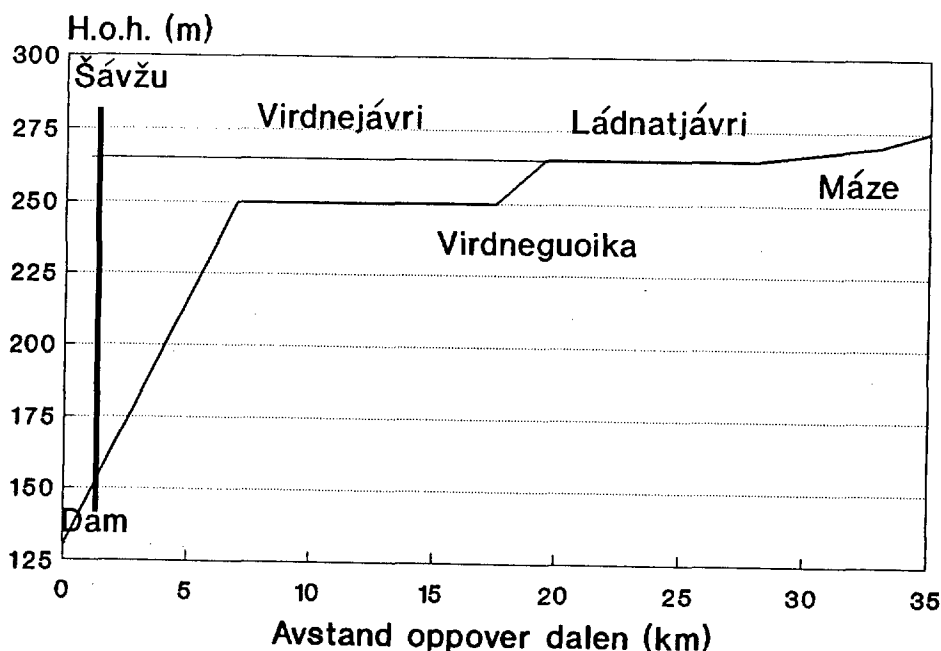
Temperaturendring rundt Virdnejávri, Altareguleringa.

Den nordlegaste delen av magasinet var før elv medan den sørlege delen var sjø, figur 6. I utgreiinga for konsesjons-søknaden (Nordli, 1975) er endringane på grunn av reguleringa estimerte til å vera av om lag same storleik som ved Granasjøen på Nerskogen.

KALDLUFTSDRENERING LANGS ALTAELVA.

Mange demningar ved større norske kraftanlegg når opp i høgder på 100 m eller meir. Ein skulle da vente at innverknaden av slike inngrep på kaldluftsdreneringa var nøye granska. Det er likevel ikkje tilfelle, truleg fordi dei aller fleste av dei ikkje har noka busetjing der inngrepa har skjedd. Unntaket er Nerskogen (Andersen, Skaar, 1987) og dessutan Alta der konsekvensane av endra kaldluftsdrenering nedetter dalen var mykje debattert i fagmiljø. Spørsmålet vart reist om endra drenering kunne påverke klimaet i Måze som ligg om lag 35 km ovafor demninga. Ei oppsummering av denne diskusjonen er gjort for Alta heradsrett, (Gotaas, Nordli, 1990).

Det vesentlegaste bidraget til analysen av kaldluftsdrenering nedover Altavassdraget er gjort ved Universitetet i Bergen (UiB). Lengdesnitt av dalen nedafor Máze er vist på figur 5, frå dammen ved det smale partiet ved Šávžu over den regulerte sjøen Virdnejávri, gjennom det tronge gjelet Virdneguoika, langsetter sjøen Ládnatjávri opp til Máze som ligg i sørenden av denne sjøen. Sluttrapporten frå UiB gjev resultatata frå ein halvempirisk modell (Hanssen-Bauer, 1989).



Figur 6 Lengdesnitt av dalbotnen langs Altavassdraget frå Šávžu til Máze. (Etter Hanssen-Bauer, 1989).

Modellen reknar farten på luftstraumen langs vassdraget i to daltverrsnitt, det eine ligg 1 km nedafor dammen, det andre er gjelet Virdneguoika mellom dei to sjøane, figur 6.

Ved tverrsnittet nedafor demninga vart det funne signifikant sterkare vind etter utbygginga enn føre utbygginga ved elles like tilhøve i situasjonar med vind nedover vassdraget. Lågare verdi av ruheitsparameteren i magasinområdet etter neddemninga vart funne å vera ei rimeleg forklaring på det.

Modellresultata gav ein reduksjon i ruheitsparameteren som tilsvara 13 % sterkare vindfart ved rein drenasjevind etter utbygginga. Ein hypotese om at høgre vindfart etter utbygginga kunne finne si årsak i større middel-helling av dalbotnen på lokal skala vart testa og forkasta.

Granskinga gav ikkje noko indikasjonar på at utbygginga av Altavassdraget har ført til lågare vindfart langs vassdraget i drenasjesituasjonar. Dermed kan heller ikkje reguleringa ha ført til auka oppstuving av kaldluft i dei øvre delane av vassdraget.

Volumtransporten gjennom det nedre gjelet hadde som nemnt auka utan at ein finn ein tilsvarande auke gjennom det øvre tverrsnittet. Denne skilnaden kan forklarast ved at reguleringa har ført til auka meddriving av luft i overkant av drenasje-straumen (entrainment).

Klimaskjønnnet i Máze skal setjast i 1993. Innan den tid vil det også bli gjort ei statistisk gransking av temperaturen i Máze bygd på målingar føre og etter reguleringa. Desse resultatata vil bli sedde i samanheng med modellresultata. Endeleg konklusjon vil bli gjeve av dei klimasakkunnige for Alta Heradsrett i laupet av 1993.

LITTERATUR.

Andersen, J.O. and Skaar, E. 1987. Production and flow of cold air in a valley topography. Part II. Cold air accumulation in valleys, models and observations. Meteorological Report Series, University of Bergen, no. 3.

Boe, C.A. og Roen, S. 1991. Klimaskjønn Lusterfjorden, Delrapport I. Isforholdene i Lusterfjorden frem til høsten 1989. Sak nr. 9/84 B og 1/89 B for Indre Sogn herredsrett.

Gjessing, Y og Nordli, P.Ø. 1991. Lustrafjorden - klimaskjønn - del I. Klimaendringer ved regulering av Fortun/Grandfasta og Leirdøla. DNMI - klima, rapport nr. 45/91.

Golytsyn, G.S. and Grachov, A.A. 1986. Free convection of the multi-component media and parameterization of air-sea interaction at light winds. Ocean-Air Interactions Vol. 1, pp. 57-78.

Gotaas, Y og Nordli, P.Ø. 1990. Klimapåvirkning i Máze (Masi). DNMI-rapport nr. 33/90.

Hammer, T.M. 1986. Klima og frostskaidegransking i Luster. Istilhøva i Lustrafjorden og verknaden av isen på det lokale vinterklimaet. Meteorological Report Series, Universitetet i Bergen, nr. 2.

Hanssen-Bauer, I. 1989. Kaldluftsproduksjon og kaldluftsdrenasje på Finnmarksvidda. Del 7. Luftstrømmen langs Altaelva før og etter vassdrags-utbyggingen. Utvikling og testing av en halvempirisk modell. Meteorological Report Series, Universitetet i Bergen, nr. 8.

Nordli, P.Ø. 1975. Om moglege endringar i lokalklima ved vassdragsutbygging i Alta. DNMI/Statkraft A-17.

Nordli, P.Ø. 1981. Klimaverknad på grunn av is i indre Nordfjord og Lovatnet. DNMI, Klima, nov. 1981 nr. 4. side 3-16.

Nordli, P.Ø. 1988. Frostrøyk og dalstratus i Gudbrandsdalen. Analyse av observasjonar ved osen av Vågåvatnet. DNMI - rapport nr. 7/88.

Sounders, P.M. 1964. Sea smoke and steam fog. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 90, pp. 156-165.

Skaar, E. 1986. Endringer av temperaturklimaet på Nerskogen i samband med Orkla/Grana-reguleringene. Meteorological Report Series, Universitetet i Bergen, nr. 6.