

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT

**Om moglege endringar i lokalklima
ved vasskraftsutbygging i Alta**

utarbeidd av

STATSMETEOROLOG PER EYVIND NØRDLIE

Blindern i februar 1975



**NORGES VASSDRAGS- OG ELEKTRISITETSVESEN
STATSKRAFTVERKENE**

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT

Om moglege endringar i
lokalklima ved vasskrafts-
utbygging i Alta.

Utarbeidd av

STATSMETEOROLOG PER EYVIND NORDLIE

Bindern i februar 1975

Føreord.

Etter oppdrag frå Statskraftverkene vil Meteorologisk institutt gje ut ei vurdering av dei klimaendringane som er ventande ved ei eventuell utbyggjing av Alta- og Kautokeinovassdraget etter plan av april 1974 " ALTA-UTBYGGINGEN, Savtso kraftverk".

Meteorologisk institutt har tidlegare gjeve ut rapporten " Foreløpig vurdering av klimaendringer ved regulering av Altavassdraget", ved Jan - Erik Johnsen. Rapporten vart skriven i juni 1972. Han byggjer på tildels andre utnyttingsplanar av vassdraget enn dei som er aktuelle i dag. På den tida låg det ikkje føre andre data frå området enn dei vi hadde frå det generelle stasjonettet til Meteorologisk institutt.

Datainnsamlinga med sikte på den planlagde utbyggjinga tok til i månadsskiftet november/desember 1972. Dermed har vi no fått grunnlag for å gje ein fyldigare rapport med meir kvantitative resultat enn den førre. Men da datainnsamlinga på langt nær er avslutta, vil rapporten med fordel kunne supplerast seinare.

Rapporten er delt i tre delar. Del I handlar om klima i Noreg generelt og om grunnleggjande problemstillingar med kortfatta meteorologiske vurderingar av dei klimaendringane ein kan vente ved vassdragsutbygging i Noreg. Denne delen tek ikkje for seg den planlagde utbyggingga spesielt, men er meint som bakgrunn for dei stadbundne vurderingane i del III. Del II kan vera verd å lesa før eller parallelt med del III fordi kapitlet gjev eit stutt oversyn over utbyggingsplanane, stasjonsnettet og klimaet i utbyggingsområda. Kartet i kapittel II.2 er kopiert med løyve frå NGO av 15.mai 1974.

Ein finn det rimeleg at noko av stoffet kan vera tungtleset for mange. Da rapporten tek sikte på å tilfredsstilla krava til ulike grupper leesarar, har vi skilt ut slikt som krev kjennskap til matematikk ved ein breiare marg enn det som elles er brukt i rapporten. Det skulle vera mogleg å hoppe over dette utan å misse samanhengen. Det går også an å få med seg resultata ved berre å lesa samandraga i kapitla III.1 og III.2 og dessutan heile kapittel III.3 og III.4. Dessutan gjer vi merksam på det kortare samandraget i kapittel III.5.

INNHOLD

	<u>Side</u>	
Føreord		
<u>DEL I</u>	KORT ORIENTERING OM VÆR OG KLIMA I NORGE OG OM METEOROLOGISKE PROSESSER SOM KAN FØRE TIL ENDRING I KLIMAET PÅ ET STED P.G.A. VASSDRAGSREGULERING.	
I.1	Orientering om vær og klima i Norge (av avdelingssjef Thor Werner Johannessen).	1
I.1.1	Vær og klimabestemmende faktorer i Norge	1
I.1.2	Makroklimater i Norge	9
I.2	Prosessar som kan føre til endringar i lokal og mikro-klima og som kan bli påverka av ei vassdragsregulering (av statsmeteorolog Per Eyvind Nordlie).	14
I.2.1	Lufttemperaturen nær overflata	14
I.2.2	Varmestraum frå luft til vatn	15
I.2.3	Varmestraum frå vatn til luft	16
I.2.4	Frostfare ved turrlegging av elvar	17
I.2.5	Frostrøyk og frostrøykfrekvensar	19
<u>DEL II</u>	REGULERINGSPLANAR, METEOROLOGISK STASJONSNETT OG KLIMA I UTBYGGINGSOMRÅDA.	
II.1	Reguleringsplanane	24
II.2	Stasjonsnettet	25
II.3	Generelle betraktninger omkring klimaet i Vest-Finnmark (av statsmeteorolog Jan Erik Johnsen).	27
<u>DEL III</u>	MOGLEGE ENDRINGAR I LOKALKLIMAET I DET PLANLAGDE UTBYGGINGSOMRÅDET.	
III.1	Frostrøyk ved Altaelva og Altafjorden	31
III.2	Blandingståke i Altadalføret	39
III.3	Lokale temperaturendringar	49
III.4	Råme i lufta	58
III.5	Oppsummering av dei venta endringane	60
	Referansar	62

DEL I

KORT ORIENTERING OM VÆR OG KLIMA I NORGE OG OM METEOROLOGISKE PROSESSER SOM KAN FØRE TIL ENDRING I KLIMAET PÅ ET STED P.G.A. VASSDRAGSREGULERING.

I.1 Orientering om vær og klima i Norge (av avdelingssjef Thor Werner Johannessen):

Den betydning et endret klima kan få for miljømessige og økologiske forhold i en lokalitet som følge av en vassdragsregulering, må vurderes ut fra de eksisterende lokal - og mikro - klimatologiske forhold i de berørte områdene. Derfor er det av stor viktighet å få disse forhold best mulig utredet før reguleringen settes i gang.

Ser vi bort fra de rent topografisk betingede forskjeller som vi finner i lokal- og mikro - klimatene i et område, så må disse av rent fysiske grunner være bestemt av de samme storstilte atmosfæriske prosesser og terrestriske faktorer som bestemmer makro klimaet i vedkommende strøk av landet. Lokal - og mikro - klimatene i et område er følgelig genetisk sett, produkter av makro klimaet der, men i sterkere grad enn dette påvirket av de topografiske forskjeller i området.

For å kunne vurdere størrelsen av de endringer en vassdragsregulering kan føre til i de eksisterende klimaforhold i de berørte områdene må man følgelig vite hvilke atmosfæriske prosesser og terrestriske faktorer det er som bestemmer makro klimaet og dermed også lokal - og mikro - klimatene i disse områdene. Det synes imidlertid hos mange å eksistere en viss uklarhet om de atmosfæriske og terrestriske faktorer som bestemmer vær og klima i Norge. Alle er muligens heller ikke klar over hva som menes med begrepene makro, - lokal - og mikro - klima. Vi skal derfor først se litt nærmere på dette.

I.1.1 Vær - og klimabestemmende faktorer i Norge: Været på et sted ved et bestemt tidspunkt er syntesen av samtlige termiske og dynamiske prosesser i atmosfæren og av samtlige terrestriske påvirkninger på disse prosessene ved angeldende tidspunkt. De termiske og dynamiske prosessene resulterer imidlertid hver for seg i helt ulike atmosfæriske forhold, og været vil derfor ha forskjellig karakter, alt etter som det primært er bestemt av de termiske eller dynamiske prosessene i atmosfæren.

De termiske prosessene er imidlertid underlagt en daglig og årlig variasjon p.g.a. solens og jordens relative stilling i forhold til hverandre. Dette virker i sin tur igjen også inn på de dynamiske prosessene med den følge at været på det enkelte sted varierer både i løpet av dagen og året. De mere og mindre regelmessige svingninger vi til stadighet iakttar i luftens trykk, temperatur, fuktighet, bevegelse (: vind), utfelling av nedbør etc. er synlige bevis på dette.

Den direkte årsak til at "vær" dannes, er den netto strålevarmen som jordoverflaten og atmosfæren tilsammen mottar eller taper i døgnets og årets løp. Mellom ca. 40°N og 40°S mottar jordoverflaten og atmosfæren tilsammen mere varme fra solen i årets løp enn de selv stråler ut av varme til verdensrummet i samme tid, og sonen har følgelig en positiv strålingsbalanse. Nord og syd for denne sonen derimot, er strålingsbalansen negativ. Lengst syd og lengst nord i Norge beløper den seg f.eks. til henholdsvis ca. 45000 og ca. 72000 $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$ i middel - pr. år. Norge ligger følgelig i et område med et betydelig netto varmetap til verdensrummet. Hadde været i Norge bare vært bestemt av de her omtalte termiske prosessene i atmosfæren, ville landet vært ubeboelig.

Den store forskjellen i strålingsbalansen i de ekvatoriale og polare strøk resulterer imidlertid i at det i atmosfæren stadig vedlikeholdes et temperaturfall fra ekvator mot polene. Derved utløses dynamiske prosesser i atmosfæren og storstilte luftstrømmer (: vindsystemer) som vedvarende transporterer varm og fuktig luft fra ekvator mot polene og kald og tørr luft den motsatte veien.

Denne storstilte atmosfæriske sirkulasjonen og den dermed forbundne transporten av følbar og latent varme foregår imidlertid ikke meridionalt, men omkring store kvasistasjonære høy - og lavtrykksområder på jorden. Mellom ca. 40°N og 70°N i den østre delen av Nord-Atlanteren og innover Vest - og Nordvest Europa beveger det seg således hele året en mektig luftstrøm fra SW i de lavere og fra W i de høyere luftlag - det såkalte "vestenvindsfeltet". Som følge av det alminnelige temperaturfallet fra ekvator mot polene, er luften i den polvendte halvdelen i dette "vestenvindsfeltet" kaldere enn luften i den ekvatorvendte halvdelen av det.

I grenseflaten (:Polarfronten) mellom den varme og kalde luften i "vestenvindsfeltet" dannes det derfor lett store og små hvirvler med tilnærmet vertikal akse som den nærmeste kalde og varme luften inn til Polarfronten roterer omkring enten med eller mot urviseren. Etter hvert som disse såkalte "høy - og lavtrykkene" føres med "vestenvindsfeltet" inn over Nordvest-Europa, vil varme og kalde luftstrømmer fra forskjellige himmelretninger derfor også bevege seg innover de enkelte landsdeler i Norge. Herunder vil det så dannes ulike former av "vær" i landsdelene, alt etter den retningen luftstrømmen kommer fra.

Av luftstrømmene som på denne måten dirigeres innover Norge er de varme og fuktige SW og W - lige de hyppigste hele året. Med dem føres da også veldige mengder av følbar og latent varme til landet. Disse vindene er dessuten en av de viktigste årsakene til den varme Golfstrømmen like utenfor Norges vest - og nordkyst. Kalde og tørre luftstrømmer som beveger seg mot Norge fra retninger mellom N og W blir derfor oppvarmet og tilført fuktighet nedenfra før de når inn til landet.

De vandrende høy - og lavtrykkene som med "vestenvindsfeltet" føres innover Norge sørger altså for en stadig fornyelse av luften over landet. Dessuten fører de både direkte og indirekte med seg så enormt store varmemengder at de helt kompenserer det store nettotapet av strålevarme som systemet jordoverflaten/atmosfæren har til verdensrummet i Norge. Strålingsbalansen har følgelig bare liten innvirkning på utformingen av været i Norge. Det bestemmes derfor i første rekke av den storstilte atmosfæriske sirkulasjonen (:vestenvindsfeltet) over landet og av måten hvor på dets storstilte overflaterelieff virker inn på luftstrømmene (:vindene) som de vandrende høy - og lavtrykkene dirigerer inn over landet fra de forskjellige himmelretningene. Været i Norge som helhet er derfor i det alt vesentlige dynamisk eller advektivt bestemt hele året. Dette forhindrer imidlertid ikke at været rundt om i landet som følge av landets storstilte overflaterelief også kan være termisk eller strålingsbestemt i kortere og lengere tid av året. Dette er f.eks. tilfelle på Østlandet og inne på Finnmarksvidda hvor henholdvis Langfjellene samt Kjølen og Lyngsalpene i lengre tid av gangen kan skjerme for de varme og fuktige luftstrømmene fra SW og W. Disse områdene blir da liggende i lé, og luftstrømmene fra W og SW synker ned på lé-siden av fjellene, oppvarmes adiabatisk og brer seg ut langs bakken.

Skyene oppløser seg, vindhastigheten avtar, og de beste betingelser for dannelse av strålingsbestemt vær er dermed til stede. Slikt vær kan forresten forekomme hvor som helst i landet når et av de vandrende høytrykkene i "vestenvindsfeltet" legger seg til ro over hele eller en del av landet i lengere tid.

Advektivt - og strålings bestemt vær skyldes helt ulike fysiske prosesser i atmosfæren. Måten hvorpå disse prosessene påvirkes av de terrestriske faktorene blir dermed også forskjellig, og vi skal derfor se litt nærmere på disse to former av "vær".

Advektivt makrovær brukes her som felles betegnelse for de forskjellige varianter av vær som observeres på de enkelte steder i et større (:makro) område når en dyp og bred luftstrøm beveger seg over det og utsettes for ulike terrestriske påvirkninger. Hermed menes da påvirkningen som makro - områdets storstilte overflaterelief, en variert topografi, bakkens beskaffenhet og vegetasjonen utøver på den storstilte luftstrømmen. På det enkelte sted i makro - området vil det advektive været derfor som regel endre seg totalt eller delvis når luftstrømmen over området etterfølges av en ny fra en annen retning og med meteorologiske parametere med verdier forskjellig fra dem i den tidligere luftstrømmen.

Når en kald luftstrøm fortenges av en varm, eller når en varm luftstrøm etterfølges av en kald, så dannes det alltid mektige skysystemer ledsaget av nedbør (:frontalnedbør). Det samme skjer på luv - siden av en fjellkjede når en luftstrøm tvinges til å bevege seg over den (:orografisk nedbør). Hvis luftstrømmen er kaldere enn terrenget som den beveger seg over, utløses det ofte bygenedbør (:konvektiv nedbør). Steder med advektivt vær vil én gang ligge i lé for de nedbørførende luftstrømmene, en annen gang ikke. Felles for slike steder er derfor stort og varierende skydekke, mye nedbør og mye og sterkt vind. Dette fører igjen til nedsatt inn - og utstråling og dermed til forholdsvis små daglige variasjoner i lufttemperatur og relativ fuktighet på de enkelte stedene så lenge den samme luftstrømmen beveger seg over dem.

Når slike mektige luftstrømmer som det her gjelder, beveger seg over et sterkt kupert område, følger de ikke bare de store trekk i områdets overflaterelief. Luften i slike strømmer beveger seg også inn i ned i fjordarmer, daler, gjennom trange skar etc., hvor den tvinges til å følge terrenget i alle detaljer.

Det som i advektivt bestemte værsituasjoner først og fremst karakteriserer lokalværet er derfor vinden og den effektive luftutskiftningen selv om begge disse faktorene kan være temmelig forskjellig fra en lokalitet til en annen. Det hender heller ikke så sjeldent at vinden i enkelte lokaliteter blåser på tvers av eller endog i motsatt retning av hovedstrømmen over området. Selv i innlandsdistrikten kan vinden gå opp i liten (: 10,8 - 13,8 m/sec) til stiv kuling (: 13,9 - 17,1 m/sec), og ikke så sjeldent opp i større styrke også. Vinden er dessuten som oftest temmelig turbulent, og vindstøt på 40-50 m/sec og 20-30 m/sec , henholdsvis i kyst - og innlandsdistrikten er ikke ualminnelig.

Lokalværet viser også ofte store forskjeller fra en lokalitet til en annen hva skydekket og nedbørforholdene angår. Dette henger også sammen med den måten lokaltopografien innvirker på vinden. I store daler og fjordarmer hender det f.eks ikke så sjeldent at det faller nedbør oppover den ene fjord - eller dal-siden, mens det er opphold og sol i den andre dersom vinden blåser på tvers av dem og mot den siden hvor nedbøren faller. Den værparameteren som varierer minst fra lokalitet til lokalitet i advektivt bestemt vær, er lufttemperaturen, og det skyldes igjen den sterke turbulensen i vinden.

Vinden i de enkelte lokalitetene påvirkes imidlertid ikke bare av terrengets form i dem, men også i stor utstrekning av bakkens utseende eller "ruhet". Når luften nær bakken beveger seg over små tuer, små jordvoller, flytteblokker, mindre busker, planter og trær etc. så utløses det på deres léside fortløpende mindre og større hvirvler. Faller det samtidig nedbør, viser det seg at ujevnhetenes léside får mere nedbør enn deres luvsidet. I advektivt vær utvikler det seg således i de 2 - 3 første meterne over bakken et typisk mikrovær men en velutviklet turbulent transport av varme, fuktighet, støv, små sandpartikler etc. fra bakken opp i luften like over. Følgene av denne transporten, vindtrykket mot plantenes luvsidet og den mindre nedbøren der enn på deres léside gir seg da også merkbare utslag i vegetasjonsdekket i områder med hyppige advektive værsituasjoner. Den turbulente vertikale utvekslingen av varme og fuktighet mellom bakken (eller vannflaten) og luften ovenfor gjør dessuten at hyppigheten av fenomenet som bakketåke og frostrøyk blir liten i slikt vær.

Det mest karakteristiske trekk både ved det advektivt bestemte makroværet og ved de forskjellige lokal - og mikrovær som utløses innenfor det område makroværet dekker, er at luften overalt og hele tiden er i bevegelse (:det er vind).

Dessuten er intensiteten i de prosesser som samspillet mellom de storstilte luftstrømmene og de terrestriske faktorene utløser i atmosfæren, størst i vinterhalvåret både hva makroværet, lokal - og mikroværet angår. Dette er også hva man måtte vente i advektivt vær, for i denne årstiden er temperaturfallet fra ekvator til Nordpolen størst og som følge derav er også sirkulasjonen i "vestenvindsfeltet" mest intens om vinteren.

Strålingsbestemt makrovær: Som allerede nevnt, hender det at luften over Østlandet og Finnmarksvidda p.g.a. lé-virkning legger seg til ro i flere dager i trekk. Himmelten blir da etter hvert skyfri, vinden avtar i styrke og det blir så å si vindstille. Været i disse områdene bestemmes da bare av solstrålingen mot og varmeutstrålingen fra bakken samt av topografien i områdene.

Når bakken i slike værsituasjoner oppvarmes av solstrålene utover formiddagen, oppvarmes samtidig luften nærmest bakken, stiger til værs og erstattes av kaldere luft fra større høyder og fra sidene. Derved utløses det en intern sirkulasjon i den forøvrig stille-liggende luften over området, og med denne sirkulasjonen føres varme og fuktighet fra bakken til luften høyere oppe.

Over flatt lende foregår denne interne sirkulasjonen vertikalt, og høyden den når opp til, avhenger av områdeluftens termiske vertikal-stabilitet samt av intensiteten i den tilstrålte solenergien. Vertikal-sirkulasjonen øker derfor fra soloppgang til omkring middag. Da avtar den igjen og opphører før solnedgang. Fra da av avkjøles luften nærmest bakken stadig mere og mere p.g.a. den langbølgede varmeutstrålingen fra bakken. Derved oppstår det en temperaturinversjon med kald luft ved bakken og varmere luft høyere oppe. Avkjøles luften under duggpunktet, dannes det lett strålingståke samt dugg og rim på bakken.

Over typiske flatlandsområder utvikler det strålingskontrollerte været seg temmelig likt på de enkelte stedene i området i dagens løp. Noe typisk lokal vær eksisterer derfor ikke i flatlands-områder.

Men mikroværet i de 2-3 første meterne over bakken viser ofte veldige endringer både i lufttemperaturen og fuktigheten på ganske korte avstander p.g.a. forskjellig jordsmon, vegetasjonsdekke etc.

I områder med sterkt variert topografi og store høydeforskjeller på korte avstander derimot, forekommer det ofte store forskjeller i lokal-været i værsituasjoner med strålingsbestemt makrovær. Dette er f.eks. tilfelle i daler hvor den positive strålingsbalansen i dalsidene og i dalbunnen om dagen, og avkjølingen om natten hver for seg utløser tilnærmet motsatte og temmelig kompliserte vind og temperaturforhold i døgnets løp.

Den strålingskontrollerte dalsirkulasjonen setter inn opp langs dalsiden straks etter soloppgang og mens den kalde fjell-vinden ennå blåser nedover dalen. I høyde med toppen av dalsidene trekkes den varme, oppstigende luften fra begge sider inn mot midten av dalen, avgir varme til den kalde fjellvinden og synker mens den oppvarmes adiabatisk, ned mot dalbunnen. Den kalde fjellvinden nedover dalen avtar så raskt i styrke etter hvert som dalbunnen oppvarmes og opphører utoptå formiddagen. En stund på formiddagen foregår sirkulasjonen derfor bare i vertikal-snitt på tvers av dalen, opp langs dalsidene og ned i midten av dalen. Men ved middagstid er dalbunnen og dalsidene blitt varmere enn områdene nedenfor dalen, og da begynner en varm dalvind å blåse oppover dalen. Den forbruker imidlertid etter hvert mere og mere av den varmen som vertikalsirkulasjonen i snittene på tvers av dalen fører med seg. Denne sirkulasjonen avtar derfor raskt i intensitet og før solnedgang blåser den varme dalvinden oppover dalen både langs bunnen og langs med dalsidene.

Etter solnedgang avkjøles den jordnære luften opp på fjellene omkring dalen både raskere og mere enn den jordnære luften ned i dalbunnen med den følge at den kalde fjell-luftens p.g.a. sin større tyngde begynner å bevege seg ned langs dalsidene. I nattens løp utvikler det seg så en intern lokal sirkulasjon i dalen med tilnærmet motsatte vind - og temperaturforhold av dem som eksisterer der om dagen. Om natten frembringer sirkulasjonen bl.a. et bredt belte med forholdsvis varm luft langs begge dalsidene ca. 150 - 200 m over dalbunnen. Luften helt inn til dalsidene er nemlig som følge av den sterke utstrålingen kaldere enn fjellvinden utover dalen. I grenseflaten mellom den kalde dalsideluftens og den mindre kalde fjell-vinden utløses det derfor mindre hvirvler som transporterer varme fra fjell-vinden til dalsidene.

Den kalde fjell-luftens (:fjell-vinden) som utoptå natten avløser den varme dalvinden, er oftest forholdsvis grunn (ca. 150-200 m) og hastigheten den beveger seg med, er også vanligvis liten i de jordnære lagene (ca. 1 m/sek).

Fjellvinden bremses derfor lett av voller, skogteiger etc. på tvers av dalen og langs etter dalsidene. I daler og kupert terreng forøvrig danner det seg derfor, spesielt i kalde vinternetter, men også i sommernetter, både kuldehull, kaldluftsjører og kaldluftselver i lavere liggende områder med avløp for kaldluften i en eller annen retning. Over åpne elver og innsjører dannes det heller ikke så sjeldent frostrøyk bare fjellvinden ut dalen er kald nok (-10°C). Fordi den akkumulerte strålingsvarmen i overfalten av åpne innsjører og elver er større enn i jordoverflaten omkring dem, oppstår det heller ikke sjeldent i kalde vinternetter en mindre intern vertikal - sirkulasjon i strandsonene der luften over vannet stiger opp og transporterer frostrøyken utover til sidene.

Den solvarmen som bakken mottar i dagens løp avhenger i stor utstrekning av terrengets form, dets helningsvinkel og eksposisjon. Solinnstrålingen varierer dessuten meget i årets løp p.g.a. solens og jordens relative stilling i forhold til hinanden. I områder med strålingsbestemt makrovær finner man da også ofte meget store forskjeller i lokalværet - spesielt hva angår luftfuktigheten - fra en lokalitet til en annen. Vindhastigheten derimot, er oftest av helt underordnet betydning selv om nok både den varme dalvinden og den kalde fjellvinden i enkelte trange daler om sommeren kan bli forholdsvis stor enkelte ganger. Men stort sett er det som oftest nærmest vindstille i strålingsbestemte værsituasjoner. Luften får dermed god tid til både å oppvarmes om dagen og til å avkjøles om natten. I de 2 - 3 første metrene over bakken utvikler det seg derfor både om dagen og natten et edaphisk influert mikrovær med store vertikale temperaturgrandienter. De siste anhenger igjen bl.a. av jordsmonnets varmeledningsevne, bakkens vegetasjonsdekke og dermed igjen av dens albedo.

I motsetning til det advektive makroværet er altså det strålingsbestemte makroværet og de lokal - og mikrovær som skapes p.g.a. terrestriske faktorer i slikt vær, generert av termiske prosesser. Det strålingsbestemte makro - lokal - og mikroværet er derfor underlagt såvel en daglig som en årlig variasjon. Lokaliteter som om vinteren er ekstremt kalde er derfor oftest også ekstremt varme om sommeren.

Et makrovær som er rent advektivt eller rent strålingsbestemt forekommer sjeldent eller aldri i naturen. Det finner alltid sted et visst samspill mellom de termiske og de dynamiske prosessene i atmosfæren. Hvilken av disse to prosessene som er den mest aktive ved utformingen av makroværet og dermed også av lokal - og mikroværet i de enkelte strøk av landet er det så klimatologiens oppgave å utrede.

I.1.2 Makroklimater i Norge: Med klimaet på et sted mener vi syntesen av været der gjennom mange år - f.eks. 30. Det beskrives derfor ved hjelp av de samme meteorologiske parameterne som været. Det klimatologiske data som fremlegges kan f.eks. referere seg til et enkelt tidspunkt på dagen f.eks. i en måned, til den enkelte dag i året, til fortløpende 5 dagers perioder eller til de enkelte måneder i året osv., alt etter de formål klimastatistikken skal tjene.

I følge I.1.1. er været på det enkelte sted påvirket av en rekke forskjellige terrestriske faktorer. Blandt disse spiller først og fremst landets storstilte overflate relief i den landsdelen hvor stedet befinner seg, en avgjørende rolle. Dernest spiller de topografiske forhold og terrengets utforming henholdsvis omkring og i lokaliteten der stedet ligger stor rolle. Endelig påvirkes været i de første 2 - 3 meterne over bakken i stor utstrekning av jordsmonet, dets termiske og fysiske egenskaper, plantedekket og vegetasjonen på selve stedet.

Hovedtrekkene i Norges storstilte overflaterelief er i det alt vesentlige utformet av Den skandinaviske fjellkjeden. Den strekker seg som kjent, med sine fjellmasiver, høyfjellsvidder, topper, breer, daler og dypt innskårne fjorder fra SW mot NE langs etter hele landet, bare avbrutt av lavlandsområdene på Østlandet og omkring Oslo - og Trondheimsfjorden. Fjellkjedens enkelte partier er følgelig meget ulikt eksponert mot de storstilte luftstrømmene (: vindene) som trenger inn over landet fra forskjellige retninger. Langfjellene f.eks. ligger på tvers av luftstrømmene både fra vest og øst med den følge at det samtidige været på Vest - og Østlandet ved disse to vindretningene blir temmelig forskjellig. Vestenvinden gir tilskyting, sterkt vind og mye nedbør på Vestlandet mens det samtidig er fohn, oppløsning av skyene, oppholdsvær og bare moderate vindhastigheter på Østlandet. Fordi de vestlige vindene er så meget hyppigere over Sør - Norge enn de østlige og alle andre vinder, blir følgelig klimaet på Vestlandet temmelig forskjellig fra det på Østlandet. En tilsvarende innvirkning på været har også Kjølen og Lyngsalpene ved vestlige og østlige vinder, henholdsvis i Nordland, Troms og på Finnmarksvidda. Den siste skjermes dessuten også mot vinder fra retninger mellom NW og NE, av høye vest-østgående fjellmasiver med topper opp til 1000 m - 1100 m.o.h. like syd for bunnen av de store fjordene. Endelig bevirker Dovre og Rørosvidda et markert skille i det samtidige været i Trøndelag og på Østlandet ved vindretninger mellom SSW og SE og mellom NW og NE.

Det Norske Meterologiske Institutt har daglige observasjoner og en mengde klimadata (: normaler) for årene 1931 - 60 og andre perioder utregnet for flere hundre meteorologiske stasjoner fordelt over hele landet. Dette store og velkontrollerte materialet egner seg derfor ypperlig til beskrivelse av makroklimatene i Norge og følgelig også til vurdering av lokal - og mikroklimatene rundt om i landet.

De værparameterne som egner seg best til å avgrense de forskjellige makroklimatene med, er månedsnormalene av lufttemperaturen og nedbørhøydene. Sammenlikner vi disse parameterne samt vinden på de enkelte stasjonene i områdene henholdsvis syd og vest for Den skandinaviske fjellkjeden samt på høyreliggende stasjoner på Østlandet og i Finnmark, så viser det seg følgende: Alle stedsklimatene i disse områdene utmerker seg ved stor hyppighet av SW og W - lige vinder med stor hastighet, milde vintrer, kjølige somre, stor relativ fuktighet, mange overskyede dager, nedbør i alle årstider, men mest høst og vinter. Det vil si, stedsklimatene viser de samme karakteristiske trekkene som de der er karakteristiske for det advektivt bestemte været i Norge (se I.1). Dette været forekommer så ofte i disse områdene at dets egenskaper preger syntesen av alt vær som har forekommet der i årene 1931 - 60. Områdene fra den ytterste kystranden i nord, vest og syd helt opp i de sentrale dele av Den skandinaviske fjellkjeden og i de høyreliggende steder på Østlandet og i Finnmark har følgelig et utpreget advektivt-bestemt, temperert maritimt makro - klima.

At makroklimaet er maritimt eller oceanisk skyldes den store hyppigheten av SW - og W - lige luftstrømmer (: vinder) som har passert over åpent hav før de beveger seg innover landet. Under denne passeringen blir luftens temperatur i stor utstrekning bestemt av temperaturen i havoverflaten. Denne varierer imidlertid ganske lite både i døgnet og i årets løp. På vrakskipet "Polarfront" i Norskehavet (: 62°N, 02°EG) f.eks. er forskjellen mellom normaltemperaturen i sjøoverflaten og i luften noen få meter over den i varmeste (: august) og kaldeste (: februar) måned bare henholdsvis 5,5° og 7,7°. På værstasjonen Kråkenes fyr (: syd for Stad) derimot, er forskjellen mellom luftens normaltemperatur i den varmeste og kaldeste måned i året øket til 11,0°, i Stryn i Nordfjord til 17,2° og på Bråtå (i Skjåk 710 m.o.h.) til 20,5°. Dette skyldes sjøoverflatens og jordoverflatens forskjellige evne til å omsette den mottatte solvarmen i dagens og årets løp. Under passeringen over store åpne havområder opptar luften dessuten store mengder fuktighet p.g.a. den større fordampningen der enn over land. Mye av denne faller imidlertid ut i form av nedbør på vestsiden av Den skandinaviske fjellkjeden, og oceaniteten avtar derfor raskt østover, Fig. I.2.1.

Sammenlikner vi så månedsnormalene av lufttemperaturene og nedbørhøydene på de enkelte meteorologiske stasjonene på henholdsvis Østlandet og på Finnmarksvidda, finner vi helt andre forhold enn i de før omtalte områdene. Alle stedsklimatene i disse innlandsområdene utmerker seg nemlig ved mye vindstille eller bare svake vinder, kalde vintre, varme somre, mange klare dager, liten fuktighet om sommeren, nedbør i alle årstider, men mest om sommeren. Disse stedsklimatene viser altså de samme trekkene som karakteriserer det strålingsbestemte været, omtalt i I.1.1 Østlandet og Finnmarksvidda opp til respektive ca. 1100 m.o.h. og til ca. 600 m.o.h. har følgelig et strålingsbestemt, kontinentalt makroklima.

At et større område har samme type makroklima betyr imidlertid ikke at f.eks. normaltemperaturen og den normale nedbørhøyden i de enkelte måneder er den samme fra sted til sted innenfor hele området. Hadde det vært tilfelle, ville vi i Norge med dets sterkt utformede overflaterelief og varierte topografi ikke ha kunnet snakke om noe makroklima i det hele tatt.

Et hvert makroklima innbefatter imidlertid flere varianter. Dette framgår også tydelig av Tabell I.2.1a - I.2.1d som viser forskjellige varianter av det advektivtbestemte, maritime makroklimaet i følgende strøk i landet:

- Tabell I.2.1.a : Sognefjord - området
" I.2.1.b : Nordfjord - området
" I.2.1.c : Saltenfjorden - området
" I.2.1.d : Finnmarks kyst - og fjordområder

Den første og mest rendyrkede varianten av det maritime makroklimaet møter vi på de lavereliggende stedene i den ytterste skogbare kystsonen fra Jæren nordover til Lofoten (tabell a - c). Vintrene der ute er uvanlig milde i forhold til breddegraden. Lufttemperaturen svinger bare litt omkring 0° i de kaldeste døgnene, ellers holder den seg over 0° . Men vindhastighetene er store og ofte av stormstyrke. Luftfuktigheten er stor, nedbøren også, og snødekket kommer og går hele vinteren. Somrene derimot, er kjølige med hyppig forekomst av klam, råkald tåke, men vindhastigheten er til gjengjeld noe mindre enn om vinteren.

De samme forholdene møter vi også i de ytterste kyststrøkene fra Lofoten til vest for Nordkinn. Men der er det advektivt bestemte makroklimaet mere barskt med noe kaldere og mere stormfulle vintre med varig snødekket.

Dette og det at somrene også er kjøligere gjør det berettiget å tale om en annen variant av det maritime makroklimaet enn den vi har i den ytterste kystsonen lengere syd. Og på kyststrekningen mellom Nordkinn og Vardø finner vi en tredje variant av denne makroklimatypen, nemlig den subarktiske med enda kaldere og stormfullere vinter og kjøligere somre enn den vest for Nordkinn. I denne subarktiske varianten går f.eks. luftens normaltemperatur i årets varmeste måned ikke over 10° (tabell d).

Beveger vi oss i de lavereliggende strøk fra den ytterste kystsonen innover mot bunnen av de store fjordene fra svenskegrensen i sør til Kirkenes i nord, møter vi en fjerde variant av det maritime makroklimaet i Norge.

Vintrene i disse "indre fjorddistriktene" er oftest noe kaldere, men til gjen-
gjeld mindre blåsbare, nedbøren er mindre og faller mest som snø med den følge
at snødekket er mere varig der inne enn i den ytterste kystsonen. På den andre
siden er somrene adskillig varmere, tåkehøyppigheten og vindhastigheten er like-
ledes meget mindre enn der ute. Et stykke inne i de store fjordene holder
luftens normaltemperatur seg således flere grader over 10°C i hele fem sommer-
måneder så langt nord som til Trondheims-fjorden. Det er da også nettopp i disse
varme fjordene vestpå og omkring Trondheims-fjorden at vi finner noen av de beste
fruktdyrkningsdistriktene i landet. Lengere nordover blir antallet sommer-
måneder hvor luftens normaltemperatur holder seg over 10° stadig mindre.

I Saltenfjorden-området f.eks. er det bare tre og i Finnmark bare to slike
måneder (tabell c - d).

De her omtalte variantene av det tempererte maritime makroklimaet i Norge har imidlertid ikke bare en horisontal, men også en vertikal utstrekning. Dette skyldes i første rekke at luftens normaltemperatur i de enkelte måneder avtar med høyden over havet. Luften oppvarmes nemlig nedenfra av jordoverflaten ved ledning og konveksjon. Derfor eksisterer det ikke bare et generelt temperaturfall fra syd mot nord, men også et meget større med høyden over havet.

Dette framgår også tydelig av eksemplene i tabell I.2.1a - I.2.1d.

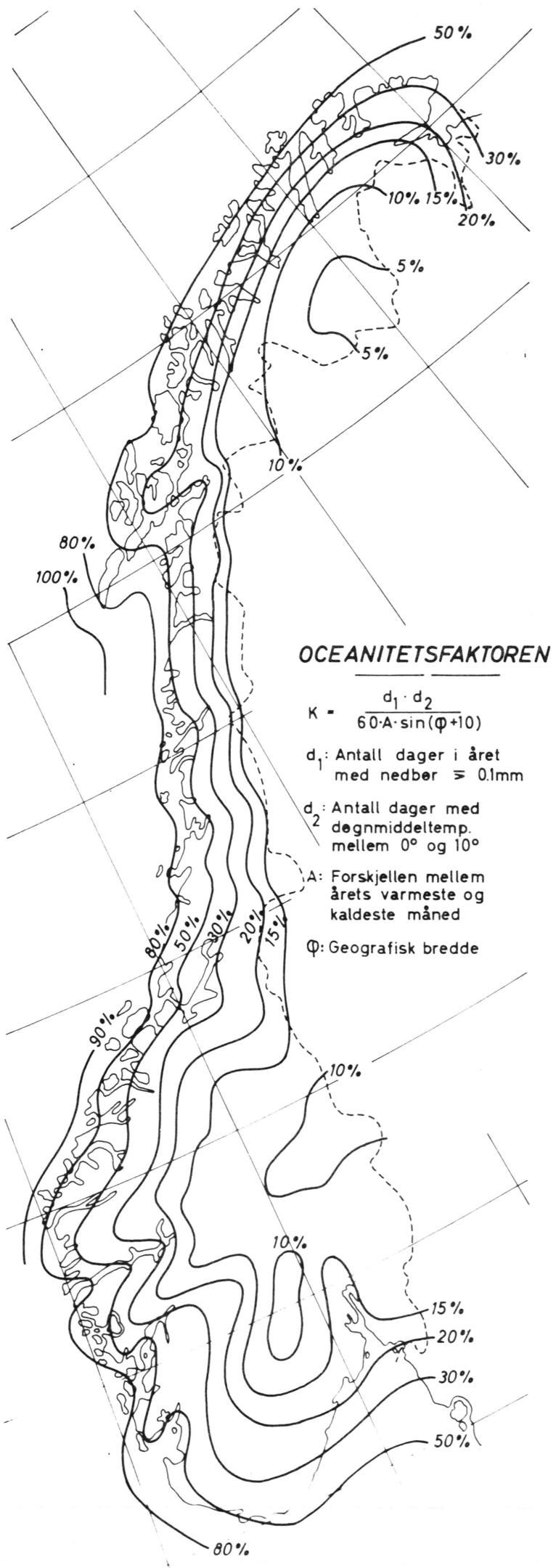
Mens Lerdal i 3 m's høyde over havet har fem måneder med normaltemperatur over 10° , har Luster Sanatorium (484 m.o.h.) og Stondal (657 m.o.h.) bare respektive tre og to slike måneder, og på Fanaråken (2062 m.o.h.) går luftens normal-
temperatur i årets varmeste måned bare opp i $2,6^{\circ}$ (tabell a). Tilsvarende
forhold finner vi når vi går fra Oppstryn (tabell b) opp mot Bråtå i Skjåk og
videre innover mot Aursjøen. I Saltenfjorden har Fauske tre måneder med normal-
temperatur over 10° , mens Klettkovfjell på sydsiden av fjorden i 795 m's høyde
o.h. ikke har noen måned med så høy normaltemperatur (tabell c). Det har heller
ikke Haldepotuppen (893 m.o.h.) i Alta (tabell d).

Vi har tidligere omtalt den subarktiske varianten av det maritime makroklimaet i Norge. Den finnes på strekningen mellom Nordkinn og Vardø i en smal kyststripe helt ned til havflaten. Men som det vil ha framgått av det som nettopp er sagt ovenfor om lufttemperaturens avtagen med høyden over havet, finner vi den subarktiske varianten igjen i større høyder over hele landet.

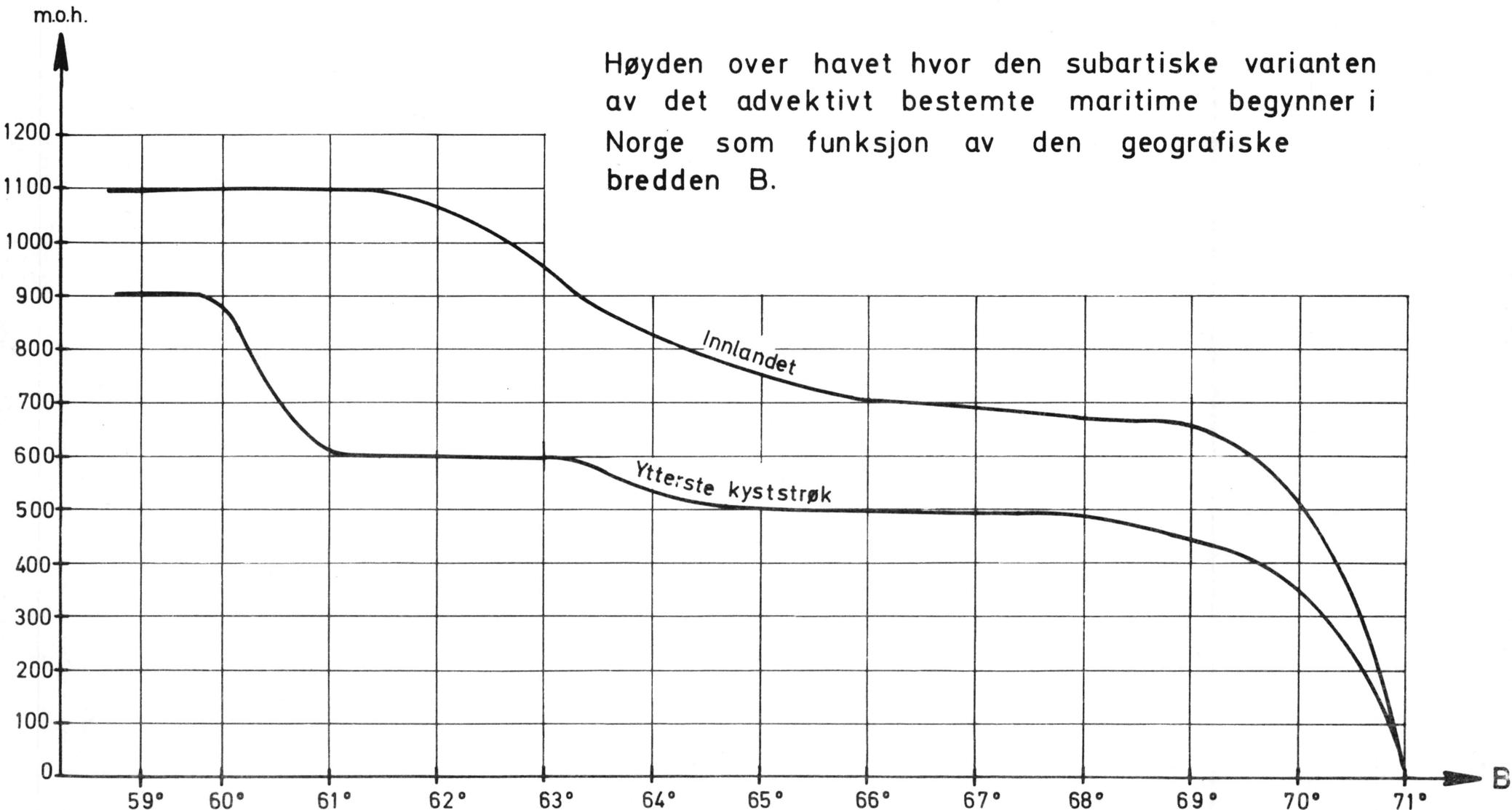
Figur I.2.2. viser den omtrentlige høyden over havet, som funksjon av den geografiske bredden, hvor den høydeinfluerte subarktiske varianten av det advektivt bestemte, maritime makroklimaet begynner, henholdsvis i den ytterste kystsonen og over de sentrale innlandsstrøkene i Norge. Som det sees, er denne høyden adskillig lavere i kystsonen enn over innlands-distrikten. Dette skyldes at havoverflaten og dermed luften nærmest den i sommerens løp oppvarmes adskillig mindre av solstrålene enn de store fjellmassivene og luften nærmest dem inne i landet. At begge kurvene på fig. I.2.2. går ned til jordoverflaten på ca. 71°N , skyldes at vi der befinner oss på grensen mellom "vestenvindsfeltet" og det strålingsbestemte makroklimaet i områdene nordenfor.

I tabell I.2.2a og I.2.2b er til slutt vist noen eksempler på varianter av det strålingsbestemte, kontinentale makroklimaet på Østlandet og på Finnmarksvidda. Vi har f.eks. på Østlandet syd for 60°N , en varmere variant av dette makroklimaet enn nordenfor (tabell I.2.2a). Av samme tabell framgår også hvor høydeinfluert det kontinentale makroklimaet på Østlandet i realiteten er. Warmeste sommarmåned på Tryvasshøgda (512 m.o.h.) f.eks., har en normaltemperatur lik den for varmeste måned på Ulstad i Lom (385 m.o.h.). Likeså har Knutehytta (717 m.o.h.) ved Kongsberg samme normaltemperatur i årets varmeste måned ($13,4^{\circ}$) som Karasjok på Finnmarksvidda (tabell I.2.2a og I.2.2b).

Som allerede nevnt, er de strålingsbestemte makroklimatene henholdsvis på Østlandet og på Finnmarksvidda utpregede léfenomen. I henholdvis ca. 1100 m og ca. 600 m.o.h. (fig. I.2.2) går de derfor over i den subarktiske varianten av det advektivt bestemte, tempererte maritime makroklimaet som vi finner igjen i større høyder overalt i landet.



Figur I.2.2.



Tabell I.2.1 a

Sognefjordområdet
Varianter av advektivt bestemt, maritimt makroklima

Stasjon		H	φ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år
Byrknesøy	T R	7	60° 54'	4° 52'	1,7 22,2	1,2 12,0	2,7 115	5,2 94	9,0 99	11,4 81	14,3 99	14,2 130	12,0 175	8,6 196	5,6 178	3,6 207	7,5 1716
Takle	T R	39	61° 2'	5° 23'	1,1 277	0,9 237	2,4 184	5,2 213	9,3 111	12,1 152	14,8 137	14,2 137	11,2 176	7,7 285	5,2 347	2,9 300	7,2 2763
Leikanger	T R	22	61° 11'	6° 52'	-0,6 89	-0,6 76	1,7 54	5,5 55	10,4 37	13,6 55	16,0 62	14,9 70	11,0 97	6,6 112	3,7 87	1,4 93	7,0 887
Lærdal	T R	3	61° 4'	7° 29'	-1,8 57	-1,9 34	0,8 24	5,8 14	11,0 23	13,9 30	16,4 37	15,2 56	10,5 48	6,2 44	2,8 42	0,4 35	6,6 444
Luster Sanatorium	T R	484	61° 26'	7° 25'	-4,1 128	-4,2 120	-1,7 82	2,0 59	7,5 44	11,0 72	13,5 91	12,4 86	8,4 115	4,0 148	0,6 107	-2,0 148	4,0 1200
Standal	T R	657	60° 50'	7° 21'	-5,2 78	-5,6 57	-3,2 33	07 24	6,0 42	8,8 48	11,9 59	10,7 96	7,1 86	3,2 91	-0,8 73	-3,0 56	2,5 743
Fanaråken	T R	2062	61° 31'	7° 54'	-12,3 102	-12,4 118	-10,4 90	-8,2 100	-3,5 58	-0,1 81	2,6 111	2,1 134	-1,4 118	-5,3 104	-8,0 97	-10,3 108	-5,6 1221

Forklaring til Tabell I.2.1.a - I.2.2.b

H : Stasjonens høyde o.h. i m

 φ : " geografiske bredde λ : " lengde (EQ)

Tabell I.2.1 b

Nordfjordområdet

Varianter av advektivt bestemt, maritimt makroklima

Stasjon		H	γ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år
Kråkenes Fyr	T R	38	62°2'	4°59'	2,6 102	2,0 80	3,1 71	4,9 78	7,9 51	10,4 71	13,2 88	13,6 92	11,7 128	8,6 147	6,3 125	4,3 125	7,4 1158
Davik	T R	32	61°53'	5°32'	246	208	164	173	93*	117	112	124	248	308*	249	262	2304
Stårheim	T R	61	61°55'	5°48'	0,5	0,4	2,4	5,2	9,5	12,3	15,1*	14,5	11,2	7,1	4,2	2,0	7,0
Nordfjordeid	T R		61°56'	6°6'	-1,1 192	-1,3 174	1,2 141	4,4 134	9,1 75*	12,1 95	14,7 96	14,0 105	10,5 181	6,3 228	3,0 184	0,7 201	6,1 1806
Loen	T R	45	61°52'	6°52'	-1,5	-2,2*	1,1	4,9	9,9	12,9	15,3*	14,3	10,4	6,5	3,5	1,2	6,4
Stryn	T R	6	61°55'	6°44'	-1,4 150	-1,6 94	1,6 83	5,3	10,4 55	13,8 51*	15,8 55	14,4 96	10,5 108	6,0 103	3,2 117	1,3 128	6,6 1110
Sindre i Innvik	T R	125	61°55'	6°33'	168	143	109	93	53*	84	97	92	159	193*	153	172	1516
Oppstryn	T R	201	61°56'	7°14'	-1,2 102	-1,8 97	0,7 76	4,0 61	9,1 39*	12,2 59	14,8 73	13,8 73	10,2 98	6,0 124*	3,0 94	0,7 116	6,0 1012
Bråtå	T R	710	61°54'	7°52'	-8,4 46	-7,6 44	-4,6 34	0,2 19	5,8 17*	9,7 40	12,1 40	11,5 36	6,9 46	1,6 51*	-2,9 49	-5,6 67	1,6 489
Aursjøen	T R	869	62°24'	8°34'	-7,2 60	-7,4 64	-5,1 59	-1,6 35	3,6 21*	7,4 34	10,1 65	9,7 54	6,1 50	1,9 54	-2,4 46	-5,0 56	0,8 598

Tabell I.2.1.c

Saltenfjordområdet

Varianter av advektivt bestemt, maritimt makroklima

Stasjon	H	φ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år	
Bodø	T R	10	67°17'	14°25'	-2,1 90	-2,4 72	-1,0 80	2,2 54	6,2 49	9,9 69	13,6 70	12,7 97	9,4 125	5,1 132	1,9 100	-0,1 104	4,6 1042
Fauske	T R	14	67°15'	15°23'	-4,0 82	-3,8 68	-2,0 87	1,9 48	6,7 51	10,8 75	14,4 67	13,1 87	9,0 111	4,3 119	0,9 83	-1,6 82	4,1 960
Rognan	T R	28	67°5'	15°22'	-7,3 74	-5,8 69	-2,9 59	1,5 43	6,4 27	10,7 33	14,2 59	13,1 56	8,2 79	2,9 68	-1,4 80	-4,6 67	2,9 714
Sulitjelma 1901/30	T R	151	67°08'	16°02'	-4,3 114	-5,4 98	-3,8 94	0,2 57	5,0 56	9,8 70	13,8 63	12,8 59	8,1 113	2,6 116	-1,6 110	-4,4 90	2,7 1040
Klettkovfjell	T R	795	67°10'	15°1'	-7,6	-8,7 *	-6,8	-3,9	0,3	4,9	9,0 *	8,2	4,1	-0,5	-4,0	-6,0	-0,9

Tabell I.2.1.d

Finnmark- kyst og fjordområder

Varianter av advektivt bestemt, maritimt makroklima

Stasjon		H	φ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år
Slettnes Fyr	T R	8	71°5'	28°14'	-3,5 46	-4,6 38	-3,6 40	-0,8 31	2,6 26	6,3 36	8,9 27	9,6 40	6,8 56*	2,6 47	-0,3 45	-2,2 35	1,8 467
Gamvik	T R	6	71°4'	28°15'	-3,6 47	-4,6 41	-3,4 45	-0,5 34	2,9 30*	6,5 37	9,5 35	9,8 43	7,0 64*	2,6 56	-0,3 45	-2,4 39	2,0 517
Vardø	T R	13	70°22'	31°6'	-4,3 45	-5,2 46	-4,0 47	-0,8 36*	2,6 36	6,2 37	9,1 41	9,7 52	6,8 63*	2,5 56	-0,5 43	-2,7 43	1,6 545
Alta-Elvebakken	T R	4	69°58'	23°22'	-7,2 32	-8,3 27	-5,4 24	-0,6 17	4,6 26	10,1 35	14,3 49	12,2 45	7,5 50	1,6 34	-2,8 29	-5,7 33	1,7 401
Kistrand	T R	12	70°27'	25°13'	-5,5 33	-6,5 29	-4,6 30	-0,8 20*	3,4 24	8,2 43	11,6 41	10,7 58	6,8 65	2,0 46	-1,6 30	-3,8 27	1,7 446
Rustefelbma	T R	9	70°24'	28°12'	-9,7 33	-11,2 26	-7,2 35	-1,7 24	3,5 23	9,4 33	13,2 45	11,2 52*	6,6 51	0,6 37	-4,7 30	-8,4 34	0,1 423
Haldde 1915/25	T R	893	69°56'	22°56'	-9,5 150	-10,0 143	-9,0 140	-6,6 121	-2,7 63	3,4 43	8,1 29*	6,5 38	-1,1 76	-3,4 103	-5,6 149	-8,0 131	-3,0 1187

Tabell I.2.2.a

Østlandet mellom; $\varphi = 59^{\circ}30'N$ og $\varphi = 60^{\circ}N$

Varianter av strålings bestemt, kontinentalt makroklima

Stasjon	H	φ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år	
Skotterud	T R	150	$59^{\circ}59'$	$12^{\circ}8'$	-6,8 45	-5,5 33	-2,0* 23	3,8 43	9,8 52	14,0 82	16,4* 80	14,8* 88	10,2 85	5,0 64	-0,3 69	-3,7 65	4,6 729
Tryvasshøgda	T R	512	$59^{\circ}59'$	$10^{\circ}41'$	-5,6 64	-5,3 44	-2,3* 35	2,0 58	7,9 57	11,9 97	14,3* 111	13,1* 128	8,8 118	3,7 102	-0,8 99	-3,2 89	3,7 1002
Fornebu	T R	10	$59^{\circ}53'$	$10^{\circ}37'$	-4,6 44	-3,8 33	-0,3* 24	5,3 38	11,4 40	15,5 68	18,0* 73	16,6* 90	12,1 81	6,5 70	1,6 68	-1,6 59	6,4 688
Asker	T R	154	$59^{\circ}51'$	$10^{\circ}26'$	-5,2 64	-4,7 46	-1,3 34	3,9 51	10,1 55	14,4 79	16,9* 97	15,5* 119	10,9 97	5,6 97	0,8 101	-2,3 86	5,4 926
Lyngdal i Numedal	T R	290	$59^{\circ}54'$	$9^{\circ}32'$	-7,1 50	-6,2* 39	-2,1 27	3,2 40	9,1 56	13,3 77	15,5* 111*	13,9 94	9,2 77	3,9 75	-1,3 79	-4,6 59	3,9 784
Knutehytta	T R	717	$59^{\circ}41'$	$9^{\circ}33'$	-5,6 44	-6,0 39	-2,6 57	0,9 53	6,1 69	11,0 66	13,4* 107	12,2* 160	8,3 102	2,7 102	-1,3 90	-3,1 75	3,0 964
Gaustatoppen	T R	1828	$59^{\circ}51'$	$8^{\circ}40'$	-11,5 153	-11,7 129	-9,8 94	-7,1 109	-2,1* 79	2,2 103	4,9* 122	4,1 125	0,3 108	-3,8 118	-7,1 171	-9,5* 198	-4,3 1509

fortsettelse

Tabell I.2.2.a (fortsettelse)

Østlandet mellom: $\varphi = 61^\circ\text{N}$ og $\varphi = 62^\circ\text{N}$
 Varianter av strålings bestemt, kontinentalt makroklima

Haugedalshøgda	T R	240	61°9'	11°27'	-10,8 49	-8,2 32	-3,5 23*	2,2 39	8,1 43	12,4 73	14,9 111*	13,2 85	8,2 80	3,0 65	-2,4 64	-7,1 62	2,5 726
Vinstra	T R	241	61°35'	9°47'	-10,8 22	-9,3 14	-3,6 11*	3,0 14	8,9 26	13,1 54	15,5 77*	13,8 66	8,7 42	2,9 30	-2,8 27	-7,4 26	2,7 409
Ulstad (Lom) 1901/30	T R	385	61°50'	8°34'	-9,5 29	-8,8 15	-3,2 12	2,5 6*	8,2 12	12,2 22	14,4 35*	13,2 46*	8,7 25	3,3 25	-2,1 26	-5,8 21	2,8 274
Vollen i Slidre	T R	403	61°5'	8°59'	-10,6 39	-9,1 26	-4,1 20	1,8 27	7,5 37	12,0 67	14,5 91*	13,0 78*	8,3 63	2,9 51	-1,9 45	-6,7 45	2,3 589
Abjørnsbråten	T R	634	60°55'	9°18'	-8,7 34	-7,8 23	-4,4 20*	0,5 26	6,1 36	10,5 69	12,9 97*	11,5 83	7,1 62	1,9 50	-3,0 47	-5,9 41	1,7 588
Sikkilsdalseter	T R	1011	61°29'	9°2'	-10,0 34	-9,6 24*	-6,3 28	-2,0 25	3,8 49	8,3 66	11,3 104*	9,8 140*	5,7 70	0,1 67	-4,5 48	-7,0 39	0,0 694

Tabell I,2.2.b

Finnmarksvidda

Varianter av strålings bestemt, kontinentalt makroklima

Stasjon		H	φ	λ	jan	feb	mars	apr	mai	juni	juli	aug	spt	okt	nov	des	år
Solovomi	T R	374	69°35'	23°32'	-12,6 23	-13,0 25	-10,1 24	-4,3 19	1,6 23	8,1 46	12,3 59	9,9 54	4,7 45	-2,0 27	-7,1 27	10,5 28	-1,9 400
Kautokeino	T R	306	69°0'	23°2'	-14,2 10	-14,4 9	-11,0 9	-4,7 12	2,6 20	9,4 47	13,4 72	10,9 56	5,3 37	-1,8 18	-7,7 14	-11,6 13	-2,0 317
Liccajavre	T R	382	68°45'	23°33'	-14,0 18	-14,3 17	-11,4 15	-5,4 19	1,8 25	8,9 47	13,1 65	10,6 56	4,9 44	-2,3 22	-7,8 21	-11,2 20	-2,3 369
Karasjok	T R	129	69°28'	25°31'	-14,2 17	-14,4 14	-11,0 13	-4,7 15	2,6 21	9,4 45	13,4 56	10,9 55	5,3 41	-1,8 23	-7,7 21	-11,6 19	-2,0 340

I.2 Prosessar som kan føre til endringar i lokal- og mikroklima og som kan bli påverka av ei vassdrags-regulering, (av statsmeteorolog Per Eyvind Nordlie).

Ved ei vassdragsregulering vil ein kunne få endringar i den overflata luft - laget kviler på. Turt land kan bli demd ned. Vatnet i somme elvar kan bli heilt eller delvis fjerna, medan vassføringa i andre elvar aukar. Om vinteren syrjer magasina for ein stor del av dei vassmengdene som går til kraftverka. Varmt magasinvatn saman med auka vassføring , kan føre til at elvar vanskeleg islegg seg. Is - eller snøoverflate blir dermed utskifta med vassoverflate. Prosesane som er grunnlaget for klimaendringane ved vassdragsreguleringar, startar dermed i grenseflata mellom luft og vatn og vi blir heretter interesserte i korleis dei varierer med ulike hydrologiske og meteorologiske tilhøve.

I.2.1 Lufttemperaturen nær overflata. Dei nedste luftlaga er påverka av overflata med emisjons - og absorpsjonskoeffisient, varmekapasitet og eksposisjon som varierer frå stad til stad. Difor kan det vera horisontale differensar i luft - temperaturar i til dømes 2 - metersnivået over relativt små avstandar. Vertilhøva er avgjerande for storleiken til differensane. I overskya ver er skilnadene jamnt over mindre enn i klårver. På overskya dagar vil differensen mellom temperaturen i vassoverflata for ein sjø, T_v , og lufttemperaturen ved strendene i 2 - metersnivå , T_1 , som er vanleg observasjonsnivå, vera mindre enn på klårversdagar. I tillegg skal vi og nemne at vinden verkar utjamnande på den horisontale fordelinga av temperaturen. (Jamfør strålingsbestemt og adveksjonsbestemt klima frå kapittel I.1.)

Turr mark har mykje mindre varmekapasitet enn vatn og ved sterk kortbølgja innstråling, det vil seia i klårver om sommaren, vil temperaturen i overflata auke mykje raskare i marka enn i vatnet og før eller seinare vil $T_1 > T_v$. Såleis vil maksimumstemperaturen i vassoverflata ikkje kunne bli så høg som i marka. Dette fører da med seg at maksimumstemperaturen i lufta også vil vera høgre over land enn over sjøen.

På grunn av den store varmekapasiteten til vatnet, vil det bli liggjande som ei varmekjelde i klåre netter, medan temperaturen over land vil gå sterkare ned, det vil seia at $T_1 < T_v$. Minimumstemperaturen i lufta over land vil da vera lågare enn over sjøen.

Kjem luft, som har vore ei tid over sjøen, inn over land, vil dette kunne få konsekvensar for strandområda. Først skal vi ta for oss den avkjølende verknaden ein sjø kan ha.

I.2.2. Varmestraum frå luft til vatn. Temperaturen i lufta må vera høgre enn temperaturen i vatnet om varmestraumen skal ha denne retninga. Dette vil heretter bli nemnt som tilfelle A, $T_l > T_v$.

I USA har ein funne innverknad frå Øversjøen i ein avstand av 100-150 km frå stranda, men dette er ein sjø som er om lag 1000 gonger større enn det planlagde Blåsjømagasinet i samband med Ulla/Førre - utbygginga. Av innsjøar som høver betre i storleik med aktuelle magasin, kan nemnast Inawashiro i Japan granska av Hiroshi Shitara (4) (gjennomsnittleg diameter er ca. 10 km) og Goldberg-sjøen i DDR, granska av M. Zerche (5) (gjennomsnittleg diameter 3 km). Goldberg meteorologiske stasjon ligg 200 m frå veststranda. Stasjonane kunne jamførast med ein mælestad på ei kunstig øy i sjøen. Mælingane gjekk føre seg i 2 m, 0,5 m og 0,25 m nivå. For maksimumstemperaturen vart medeldifferensane mellom sjø og land om sommaren - $0,8^{\circ}\text{C}$ i 2 m nivå, $-2,0^{\circ}\text{C}$ i 0,5 m og $-2,6^{\circ}\text{C}$ i 0,25 m. Som venta ut frå innleiinga av dette kapitlet, er altså lufta over sjøen kaldare enn over land. For å granske om denne avkjølende verknaden også kunne gjera seg gjeldande i strandområda når luft frå sjøen vart ført inn over land, vart det eit år sett opp ein stasjon på austsida av sjøen, 50 m frå strandlinia. Dagar med vindstyrke $> 5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ og enten austavind eller vestavind vart skilde ut. Dermed skulle ein få isolert innverknaden av sjøen til kun å gjelde ein av stasjonane. Resultata tyder på at avkjølingen var $0,5^{\circ}\text{C}$ 50 m frå sjøen i 2 m nivå med vind som kom frå sjøen.

Mælingane ved Inawashiro-sjøen vart gjorde på varme dagar. Maksimumstemperaturen i lufta upåverka av sjøen var i overkant av 25°C . Under vind fann ein at lestranda var $3,5 - 4,0^{\circ}\text{C}$ kaldare enn lovartstranda i 1,5 m nivå. Allereie etter 200 meters gang over sjøen hadde temperaturen i lufta sokke med $1,2 - 3,0^{\circ}\text{C}$, medel $1,7^{\circ}\text{C}$. Dette er endringar på ein skala som grensar til mikroklimatologi, sjå kapittel I.1. Plassen 200 m frå lovartstranda vart deretter jamført med ein stasjon like i strandkanten på lesida av sjøen. Temperaturskilnadene var $2,0^{\circ}\text{C}$ og dei var konstante frå 0 - 5 meters høgd som var dei nivåa temperaturen vart målt i. Vi seier at dette er endringane i lufttemperaturen på grunn av sjøen i lokal-klimatologisk skala. Etter som lufta går innover land att på andre sida av sjøen, blir ho oppvarma på nytt. Alt etter 150 m frå stranda har lufttemperaturen stigi 2°C .

Rodhe (6) har granska ein kunstig sjø i Ljusendal i Sverige, men ikkje funne nokon nedsetjing av maksimumstemperaturen på ein stasjon som står ved strandkanten. Observasjonane vart ikkje delte opp etter vindretning. Ved ei oppdemming i Indalselva fann Rodhe ei nedsetjing av maksimumstemperaturen, spesielt når vinden kom frå elva, på $0,5^{\circ}\text{C}$.

Desse ulike granskingane skulle gje liten tvil om at ein innsjø verkar til å setja ned maksimumstemperaturen for luft som har gått over sjøen og at verknaden også gjer seg gjeldande eit stykke innover stranda dersom det er vind.

Når lufta strøymer over ein sjø som er kaldare enn lufta, vil det føre til auka termisk stabilitet i lufta, slik at avkjølinga skulle bli avgrensa til dei nedste luftlagene og dermed gjera seg meir gjeldande enn om energien skulle bli tappa frå større luftmassar. Det er grunn til å rekne med at denne fysiske realiteten var viktig for resultata i dei nemnde eksperimenta.

I.2.3 Varmestraum frå vatn til luft. Temperaturen i lufta må vera lågare enn temperaturen i vatnet om varmestraumen skal ha denne retninga. Dette vil heretter bli nemnt som tilfelle B, $T_l < T_v$.

Tilfelle B 1. Lufta er instabil eller indifferent. (d.e. at temperaturen minkar med minst 1° pr. 100 meter i vertikalen). Etter som vatnet vermer opp luftpartiklane vil dei stige til vers. Energien vil såleis ved blanding bli fordelt oppover til store luftmassar og oppvarminga av lufta må bli lita (unnateke i luftlagene nærmast sjøen). Men på grunn av varmetransporten oppover, kan denne oppvarminga neppe i særleg grad gjera seg gjeldande i dei nedste luftlagene over land på annan måte enn ved langbølgja stråling. Direkte varmestråling frå vatnet til strandene, vil vera avhengig av dei lokale tilhøva, men kan ikkje spela ei stor rolle.

Tilfelle B 2. Lufta er stabil unntake eit tynt lag nærmast vatnet der oppvarminga frå vatnet har sett ned stabiliteten. Slik lagdeling i lufta kan koma i stand i klåre netter. Stor nettoutstråling frå bakken gjer lufta stabil. Kjem denne lufta seinare inn over ein sjø, vil dei nedste luftlagene misse stabiliteten sin på grunn av oppvarming frå vatnet, slik at luft over sjøen vil kunne stige til vers. Varmetransporten vil då nesten berre kunne gå for seg i dei nedste luftlagene, gjerne opp i nivå 50 - 100 m over bakken. Svært lite varme vil bli transportert til høgare nivå, slik at energien berre blir fordelt innafor dette nedste luftlaget. Ny luft kjem inn over sjøen frå sidene og den lufta som stig til vers vil før eller seinare råke bakken i ulike nivå over sjøen. Om sommaren er som regel døgnminimums - temperaturen i klåre netter i lufta lågare enn vass-temperaturen i overflata. Difor kan anlegg av eit nytt magasin føre til høgre minimumstemperaturar.

Rodhe (6) har funne signifikante endringar av minimumstemperaturen etter oppdemming av Ljusnan i Ljusendal i Sverige. Han delte observasjonane inn etter storleiken på differensen $t_x - t_n$ der t_x er døgnmaksimumstemperatur og t_n døgnminimumstemperatur. $t_x - t_n$ vil vera korrelert med stabilitetstilhøva såleis at store differensar tilsvavarar tilfelle B2) ovafor og små differensar tilfelle B1).

Etter reguleringa fann han høgare minimumstemperaturar. Endringane var signifikante for $t_x - t_n > 15^{\circ}\text{C}$. For $t_x - t_n$ i intervallet $20 - 25^{\circ}\text{C}$, var endringane i medel ca. $0,7^{\circ}\text{C}$ med noko variasjon frå månad til månad i tidsrommet juni - september.

Som vi har vore inne på varierer $T_l - T_v$ i døgnet. Om sommaren er differensen gjerne størst om ettermiddagen og minst seint på natta eller tidleg morgen, da han oftast er negativ. Ved sida av dette har han og ein årleg variasjon. Snøsmeltinga frå høgfjellet om våren og eventuelt brevatnet om sommaren gjer at $T_l - T_v$ da kan halde seg større enn om hausten da smeltinga ikkje spelar så stor rolle.

Med elv eller sjø i dalbotnen, er vilkåra for tilfelle B2 ovafor til stades. Skulle elva bli teken bort ved ei regulering, misser vi ein frosthindrande effekt.

I.2.4 Frostfare ved turrlegging av elvar. Tilfelle B2. Dei typiske frostnettene er klåre netter med lite vind. Nettoutstrålinga frå marka blir stor, og marka blir avkjølt slik at ho dinest kjøler av dei nedste luftlagene. Di meir lufta blir avkjølt di tyngre blir ho, og ho tek til å gli nedover skråningar og kan samle seg i dalen. Er elva turrlagd eller islagd, vil lufta ikkje bli påverka av elvevatnet. Det er da inga oppvarming av lufta som kan øydeleggje stabiliteten. Same luftpartiklane kan difor halde seg nær marka (som er hovudårsak til avkjølinga da lufta misser lite varme ved stråling samanlikna med marka) medan lufta glir nedover dalføret under stendig avkjøling.

Er det vatn i elva, får vi varmeovergang vatn - luft. Den lufta som er utsett for den største avkjølinga, vil søkkje ned og koma i rørsle mot dei lågaste stadene i dalen, dvs. at ho før eller seinare når elva der ho blir oppvarma. Såleis kan kanskje ei elv hindre at lufttemperaturen kjem under 0°C og ha ein frosthindrande verknad.

Auknen i frostfarene som ei regulering kan føre med seg, vil variere med a) temperatur-differensen vatn - luft b) lengda på turrlagd elv c) areal av turrlagd elvebotn d) den tida som lufta brukar på å gå nedover dalen.

(Er det brattlendt vil lufta renne snøgt nedover dalen. Dessutan vil den dynamiske oppvarminga då spela ei stor rolle.)

Eit eksperiment i mars 1974 av Cand. real. Sigmund Høgåsen (3) viser at når kald luft sig utover elv eller innsjø og er D gradar kaldare enn vatnet, går det ein varmetransport $15D$ til $20D$ kcal/m²/time (alt etter som vatnet er roleg eller turbulent) frå vatn til luft, og dertil ein latent varme på grunn av fordamping. Denne latente varmen kan seinare ha frosthindrande effekt dersom dampen kondenserer. Høgåsen sin eigen bruk av eksperimentet er illustrerande og vi gjev att eit utdrag av dette der han kjem inn på luftstraumen i ein dal:

"Vertikalsirkulasjon fører gjerne med seg horisontalstrøyming, slik at luft pendlar på tvers av dalen. Men kalduft som sig inn frå sidedalar, er kanskje aller mest effektiv til å få i gang slik pendling. Varmtransporten frå vatnet ut til sidene i dalbotnen går dermed glatt, og elva vil få ein frosthindrande effekt bra langt til sides for elva.

Fordelinga av denne effekten ξ kan nok ikkje finnast teoretisk, men gjennomsnittet $\bar{\xi}$ kan takserast:

Lufta under 70 - metersnivået i ei stripe 1 m brei tvers over ein flat dal B m brei, har varmekapasitet ca. $0,24 \cdot 1,2 \cdot 70B$ kcal/o $\approx 20B$ kcal/o. Stripa passerer ei A m brei elv, som leverer direkte varme $20DA$ kcal/time. Varmen frå elva reduserer temperaturfallet (på grunn av avkjøling) i denne lufta med $\frac{20DA}{20B}$ o/time = $\frac{A}{B} \cdot D$ o/time.

Er det integrerte gjennomsnittet av D over t timer \bar{D} , så er den frosthindrande effekten ξ i gjennomsnitt

$$\bar{\xi} = \frac{A}{B} \cdot \bar{D} \cdot t \rightarrow: \text{grad}$$

For ein 2 km brei dalbotn med 100 m brei elv, $B=4^\circ$ og $t=10$ timer finn vi av denne formelen $\bar{\xi} = \frac{1}{20} \cdot 4^\circ \cdot 10 = 2^\circ$, ξ går mot null når høgda nærmar seg 100 meter, så ξ er nok størst i små høgder. Det er ingen grunn til å gå ut frå at ξ ved bakken dei fleste plassar er stort mindre enn $\bar{\xi}$. - Eventuell effekt på grunn av latent varme kjem i tillegg.

Denne takseringsmåten skulle vera rimeleg i ein lang, flat dal, i god avstand frå øvre enden. Der sidedalar munnar ut, kan nok ξ på grunn av stadig intens sno frå sidedalane truleg ikkje merkast. Men sidedalane har sine elvar med sine varme - overgangar som verkar frosthindrande, meir eller mindre.

Temperaturfallet i elvvatnet er lite når elva er djup, men rett stort for grunt vatn. Mindre vassføring fører også til mindre areal av vatn.

Når folk har lagt merke til at det frys lettare i ein dal når elva er lita, d.e. fører lite vatn mot normalt, så ligg det ein fysisk realitet bak dette".

Ved $D=10^{\circ}\text{C}$ har Høgåsen observert nær 100 m konveksjonshøgd ved Vågåvatnet. Høgda er truleg mindre når D er mindre. Denne observerte konveksjonshøgda kan ikkje utan vidare overførast til andre dalar.

Vil ein bruke formelen for ulike verdiar av konveksjonshøgda, H , kan han skrivast.

$$(1) \quad \xi = 70 \frac{A}{B} \frac{D}{H} t \quad \text{D: gradar}$$

Vassdragsreguleringar fører ofte til turrlegging av sideelvar. Realistiske tal for ei sideelv kan vera:

$$A = 20 \text{ m}, B = 400 \text{ m} \quad (A/B = \frac{1}{20}) \quad \text{som i eksemplet til Høgåsen), \\ D = 4^{\circ}\text{C} \quad \text{og} \quad H = 40 \text{ m}.$$

Dersom lufta renn nedover ei turrlagd elvestrekning, 7 km lang, fart i medel på $1 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, vil lufta i nedste enden av den turrlagde elva misse ein frost - hindrande effekt på $0,7^{\circ}\text{C}$.

Dersom det ligg ein sjø i dalen er ofte høvet $\frac{A}{B}$ større enn for ei elv og ein må da rekne med at sjøen i enno større grad enn elva vil verke frosthindrande. Oppdemming av elva til eit magasin kan såleis ha ein positiv verknad med omsyn til frostfaren i dalen der magasinet ligg og eit stykke nedafor magasinet.

I.2.5 Frostrøyk og frostrøykfrekvensar. Fordamping frå ope vatn kan vera årsak til frostrøyk som er ei av dei mest kjende ulempene som for somme reguleringar kan gjera seg gjeldande. Difor skal vi nedafor beskrive fenomenet frostrøyk, men for å få ein grenseoppgang til andre tåkeformer, er også eit kort resymé av desse gjeve. Det er adveksjonståke, strålingståke og blandingståke, som i reindyrka form er upåverka av vassdragsreguleringar, medan frekvensen av frostrøyk

ofte vil bli endra.

Adveksjonståke. Denne tåka blir til ved at fuktig luft kjem inn over kaldare underlag. Dermed får vi ei avkjøling i lufta som kan føre til kondensasjon. Den er vanlegast på den kalde årstida da det ofte er store temperaturkontraster mellom varmt hav og kaldt kontinent. Adveksjonståke kan bli til både ved svak og sterk vind.

Luftstraumar som blir tvinga til vers av fjell blir avkjølt. Av den grunn kan det danne seg tåke. Tåka legg seg da på ovarsida av fjella.

Strålingståke blir til i klåre netter med stor utstråling. Etter kvart som bakken på grunn av langbølgja stråling blir avkjølt og avkjølinga tek til å gjera seg gjeldande i lufta, vil den relative råmen i lufta auke. Lufta kan kvitte seg med noko av råmen ved dogg eller rim på marka, men ofte når tjkke nok luftlag metning, slik at det dannar seg tåke. Denne tåkeforma løyser seg lett opp om sommaren. Innstrålinga syrjer for oppvarming av lufta og dermed mindre relativ råme. Ved vind vil og strålingståke lett kunne løyse seg opp.

Strålingståke legg seg gjerne i dalsøkk der kalldufta også samlar seg.

Blandingståke. To luftmassar med høg relativ råme utan at dei kvar for seg er metta og med ulik temperatur, kan nå metning ved blanding. Prosessen kan tenkjast å koma i stand der to dalfører møtest. Men sjansen for denne tåke-forma er vel heller liten.

Fordampingståke (frostrøyk) kan berre bli til i samband med ope vatn.

Når vatnet er varmare enn lufta, vil det koma i stand vertikalstrøyming i luft-laga over vatnet. Somme gonger vil denne strøyminga vera synleg ved at dampen kondenserer i små dråpar over vatnet. Rørsla oppover er sterkt turbulent og det kan sjå ut som det ryk av vatnet liksom frå ein kokande kjel, difor namnet frostrøyk.

Da føresetnaden for frostrøyk er at vatnet er varmare enn lufta, vil det gå ein varmetransport frå vatnet til lufta som blir oppvarma og stig til vers.

Luft som har vore i kontakt med vatnet, er metta med vassdamp. Når denne lufta så stig til vers, blir ho avkjølt, mellom anna ved blanding med andre luft-massar.

I prinsippet kunne blandingstilstanden finnast dersom ein kjende tilstanden i dei to luftmassane som blir blanda og dessutan høvet mellom massane deira. Men blandinga går for seg medan lufta strøymer oppover i ein turbulent straum og det er sjølv sagt heilt uråd til kvar tid å halde greie på dei einskilde luftpartiklane som er med i blandinga. Dermed må vi nøyne oss med å omtala den totale verknaden av fenomenet.

I praksis har det vist seg at vi nesten aldri får frostrøyk når differensen i temperatur mellom vatn og luft er mindre enn 10°C . Ofte vil det vera slik ved frostrøyktifella at vasstemperaturen er så nær 0°C at ein berre treng bry seg om lufttemperaturen, T_{luft} . Grensa for mogleg frostrøyk blir da at $T_{\text{luft}} \leq -10^{\circ}\text{C}$. Dette er berre eit naudsynt vilkår for frostrøyk. Ofte er temperaturen lågare enn -10°C utan at det blir frostrøyk ut av det. Frostrøykfrekvensen $f = n_1/(n_1 + n_2)$, der n_1 er talet på tilfelle av observert frostrøyk, n_2 er talet på tilfelle utan observert frostrøyk, viser sjansen (sannsynet) for frostrøyk.

Det syner seg ved framstilling av frostrøykfrekvensen som funksjon av lufttemperaturen at sannsynet for frostrøyk aukar med minkande temperatur. Slik framstilling er til dømes gjort av Iskontoret ved NVE (7) for Skamsar og Vågåmo i øvre Gudbrandsdalen. Det var godt samsvar mellom Skamsar og Vågåmo. Frostrøykfrekvensen var litt over 20% ved døgnminimumstemperaturar på -20° og 50% ved -35° . Døgnminimumstemperaturen vil stundom vera lågare enn temperaturen ved observasjonstida, slik at desse verdiane ikkje utan vidare kan jamførast med ei kurve over samanhøyrande verdi av frostrøykfrekvens og lufttemperatur. For å få registrert frostrøyktifella er frostrøyken fotografert frå plassar oppe i dalsida. Metoden har den føremoenen at materialet alltid er tilgjengeleg for tolking, men det er klårt at dei svakaste formene for frostrøyk ikkje er synlege på biletene tekne på ein avstand av fleire hundre meter.

Styrken og utbreiinga av frostrøyken kan variere mykje og dermed også ulempene av han. Ofte vil ein berre merke kondensasjonen i to - tre meters høgd. Han er då praktisk tala berre lokalisiert over ope vatn. Andre gonger vil ein kunne merke strøyming av kondensatet (røyken) opp til eit nivå 50 - 100 m over vatnet. I dette laget vil det heile tida gå føre seg ei blanding av luftmassane og når lufta blir nok utblanda av frostrøykfri luft, kan dei ørsmå vassdråpane fordampe. Men dersom heile luftlaget opp til høgda for strøyminga blir metta, vil frostrøyken bli liggjande som eit tåketeppe over dalen og altså bre seg langt ut til sidene.

Vinteren 1973/74 vart det starta eit observasjonsprogram der Cand.real.

Sigmund Høgåsen observerer frostrøyk ved osen av Vågåvatnet og eit stykke ned-over langs elva. Desse observasjonane blir tekne på turar bort til vatnet. For at også styrke og utbreiing av frostrøyken skal bli registrerte, er frostrøyken inndelt i klassar etter denne skalaen:

1. Så vidt synleg frostrøyk over rennande vatn, frå osen og nedetter.
2. Velutvikla frostrøyk som ikkje når utanom isfri vassflate.
3. Frostrøyk, delvis tett (sikt mindre enn 100 meter), som tidvis breier seg utanom isfritt vatn. Sterk riming av tre, glas og metall ute i det fri.
4. Tett frostrøyk som over isfritt vatn ligg utan avbrot i timesvis og som halvparten eller meir av tida også ligg over alle plassar i dalbotnen, likevel med avbrot der. Sterk riming.
5. Tett frostrøyk utan avbrot i timesvis overalt i dalbotnen, til ein avstand av minst 1 km frå isfritt vatn. Sterk riming.

Området ved osen av Vågåvatnet blir også dekt av fotografia til Iskontoret.

Denne serien starta vinteren 1965/66 og går framleis. Det er altså nå mogleg å jamføre fotografi og observasjonar vinteren 1973/74. Det viser seg da at frostrøyk av klasse 1 ikkje er synleg på biletta. Derimot var alle tilfelle av klasse 3 synlege. I klasse 2 var det berre 2 tilfelle som kunne jamførast. Ingen av dei var synlege på biletta, men fåketografen hadde i både tilfella notert "Litt frostrøyk" i merknadsrubrikken på skjemaet som følgjer biletta.

Vi har granska om det finst andre meteorologiske storleikar enn temperaturen som er viktige for danning av frostrøyk, til dømes vindstyrke og skydekke.

På grunn av at det om vinteren er korrelasjon mellom vindstyrke og temperatur og mellom skydekke og temperatur, vart vi nøydde til å gjera granskingsa innafor avgrensa temperaturintervall for å halde temperaturfaktoren tilnærma konstant.

Vi la frostrøykfotografia frå Vågåmo til grunn for granskingsa.

Vind: Ved temperaturar lågare enn -10° var det i den perioden som frostrøykbileta dekkjer, berre observert 3 tilfelle med vindstyrkar større enn 2 Beaufort. Materialet syntest å tyde på at di veikare vind, di høgre frostrøykfrekvens. Men denne tendensen var neppe signifikant. I eit anna vinterklima der det kunne vera vindstyrkar på 3 Beaufort eller meir saman med såpass låge temperaturar som -10° , ville vinden etter alt å dømme spela ei større rolle for frostrøykfrekvensen.

Skydekke: Resultata er gjevne i tabell 1. Som tabellen viser er det ein markert nedgang i frostrøykfrekvensen med aukande skydekke. Dette ser ut til å gjelde for alle temperaturintervall. Temperaturintervalla i tabellen er baserte på

observasjonen kl.7 på verstasjonen Vågåmo som ligg 1 km vest for osen av Vågåvatnet. Da frostrøyken i regelen er fotografert om morgonen (ca.kl.9), skulle temperaturen kl.7 oftest ligge nær temperaturen på observasjonstidspunktet (med unnatak for mars måned. Månadene fra april til oktober reknar vi ikkje med til frostrøyksesongen).

I tabellen er også gjeve frostrøykfrekvensen innafor kvart temperaturintervall utan omsyn til skydekke. Desse frekvensane kan jamførast med frostrøyk-frekvensar funne av SMHI (6) der det er teke med observasjonar frå 7 meteorologiske stasjonar som alle ligg inntil opne straumdrag. Jamføringa viste ingen signifikant skilnad.

På diagram 1 er frostrøykfrekvensen framstilt som funksjon av temperaturen med samla skydekke som parameter. Tilfeldige variasjonar frå temperaturintervall til temperaturintervall er i ein viss monn utjamna grafisk. For skydekke 2 - 5 og 6 - 8 er kurvene berre førte fram til -18° på grunn av for få observasjonar for lågare temperaturar.

Av frostrøyken dannar det seg ofte rim på hus, tre, gjerde eller andre ting. Det aller nedste sjiktet av lufta over ei snøoverflate inneheld lite frostrøyk, fordi dei små dråpane fordampar før dei når snøen. Årsaka er at metningstrykket over is er mindre enn over vatn. Frostrøyken set seg som rim på berr mark, men dette er såpass porøst at det ikkje vil gjera skade på komande avling ved isbrann. (Jamfør Utaaker og Jakhelln (2)). Derimot kan frostrøyken gjera skade ved at han kjem inn i uthus med lagra høy og legg seg som rim på dette. Ved seinare smelting blir avlinga våt og kan lett bli skjemd.

SMHI (6) har også funne at tåkefrekvensen aukar med aukande temperaturdifferens mellom vatn og luft i august og september. I klåre netter der vasstemperaturen er monaleg høgre enn lufttemperaturen er også vilkåra gode for danning av strålings-tåke, så fordampingståke kan ikkje åleine vera årsak til den funne frekvensfordelinga. Etter denne fordelinga skulle ei gjennomsnittleg stigning i vass-temperaturen på 1°C svara til om lag 1 dag meir tåke i månaden. Dette talet må då vera for høgt, men det kan nyttast som ein øvre skranke for auken i tåke-frekvensen pr. grad auke i vasstemperaturen.

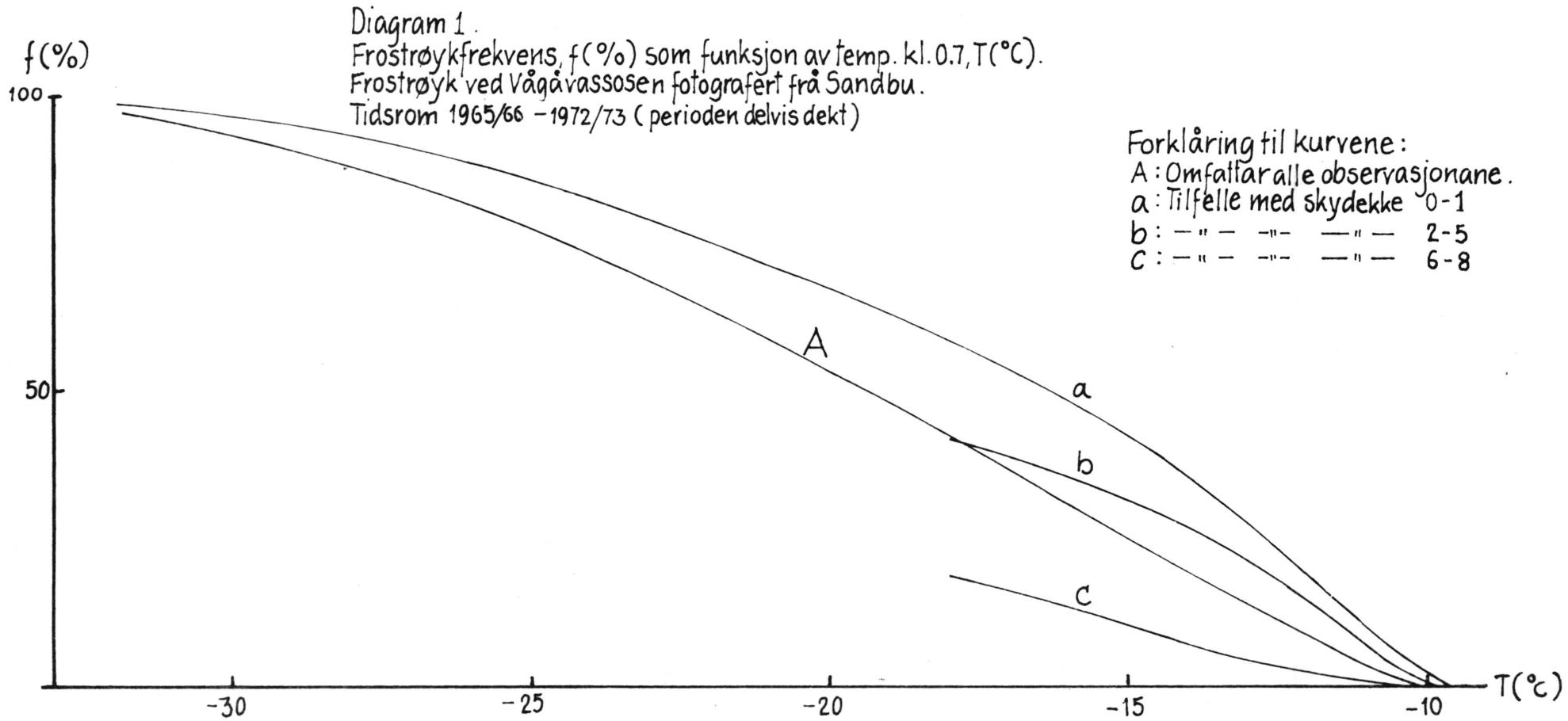
Til slutt skal det nemnast at frostrøyk set ned den langbølgja nettoutstrålinga frå bakken og ein kan observere høgre temperatur på stader med open elv og frostrøyk enn på stader der elva er islagd og dalen frostrøykfri. Men det er viktig å vera klår over at lufta vil av menneska kjennast kaldare inne i frostrøyken enn utafor.

Tabell 1.

Del I viser frostrøykfrekvensen f(%) i kvart intervall av temperatur kl. 07
 Del II viser frostrøykfrekvensen f(%) i kvart intervall av temperatur og skydekke
 kl.07. Dessuten tilfelle av frostrøyk (ja) og tilfelle av ingen frostrøyk (nei) i
 kvart intervall.

Temperatur kl. 07	Del I		Del II			
	Alle obs.	f	N ₀₇	Frostrøyk ja	f	
- 12.0, - 9.1	133	3	0 - 1 2 - 5 6 - 8	1 1 2	4 4 2	22 24 83
- 15.0, - 12.1	96	17	0 - 1 2 - 5 6 - 8	9 6 1	31 27 2	20 16 44
- 18.0, - 15.1	74	32	0 - 1 2 - 5 6 - 8	14 6 4	53 33 14	13 12 25
- 21.0, - 18.1	42	52	0 - 1 2 - 5 6 - 8	18 1 3	67 50 23	9 1 10
- 24.0, - 21.1	32	53	0 - 1 2 - 5 6 - 8	16 1 0	67 33 0	8 2 5
- 27.0, - 24.1	18	89	0 - 1 2 - 5 6 - 8	15 1 0	94 100 0	1 0 1
- 30.0, - 27.1	11	82	0 - 1 2 - 5 6 - 8	8 0 1	89 - 50	1 0 1
- 33.0, - 30.1	3	100	0 - 1 2 - 5 6 - 8	3 0 0	100 - -	0 0 0

Materialet omfattar vintrane frå 1965/66 til 1972/73 og byggjer på biletetekne av frostrøyken ved osen til Vågåvatnet og langs elva eit stykke ned for osen. Fotografia er tekne frå garden Sandbu. Omtale av observasjonsmetode og biletet kan finnast i rapport frå Iskontoret ved NVE (7) som også har stått for tolkinga av biletata. For ein del vintrar er ikkje heile frostrøyksesongen dekt.



DEL II

REGULERINGSPLANAR, METEOROLOGISK STASJONSNETT OG KLIMA I UΤBYGGINGSOMRÅDA:

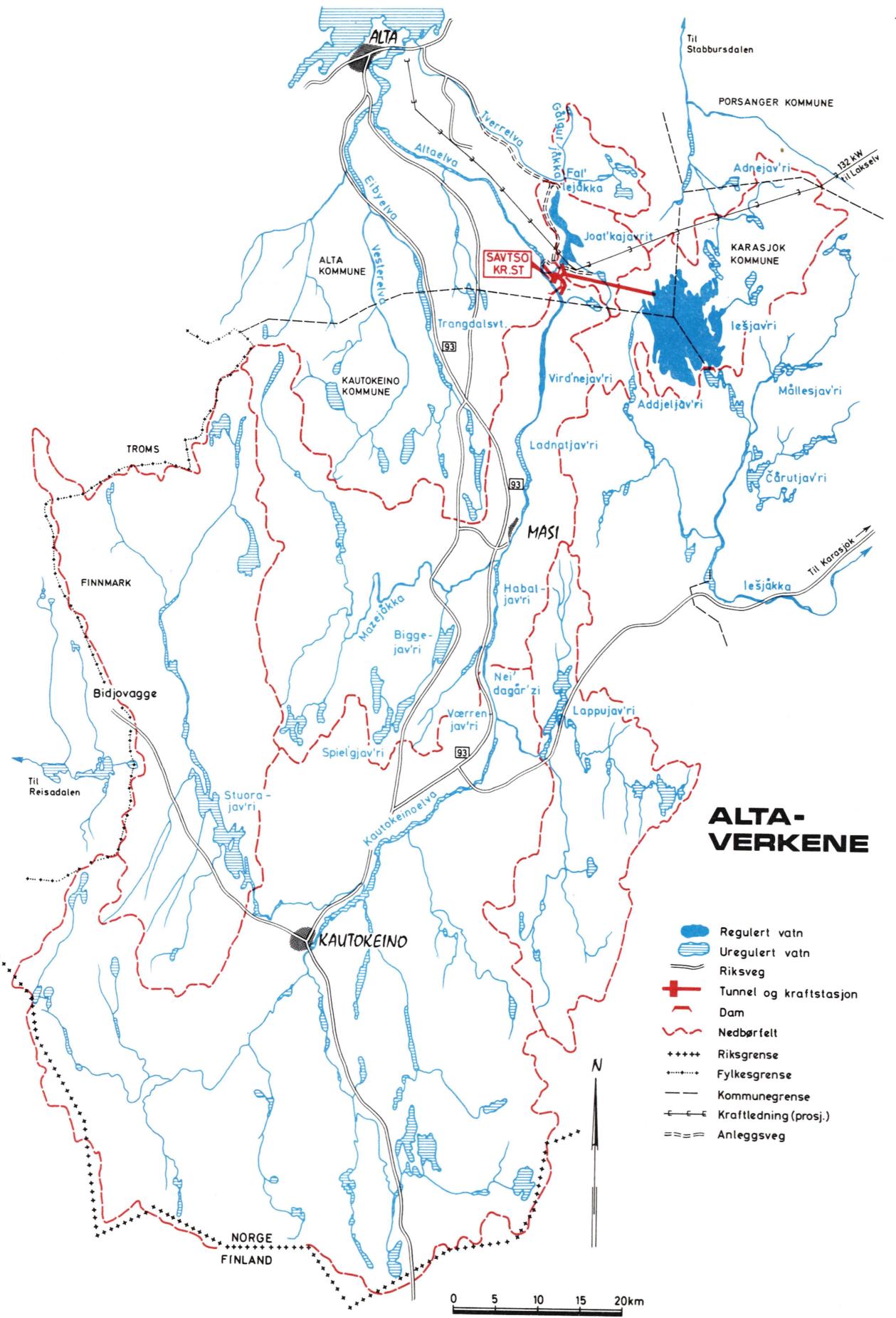
II.1 Reguleringsplanane.

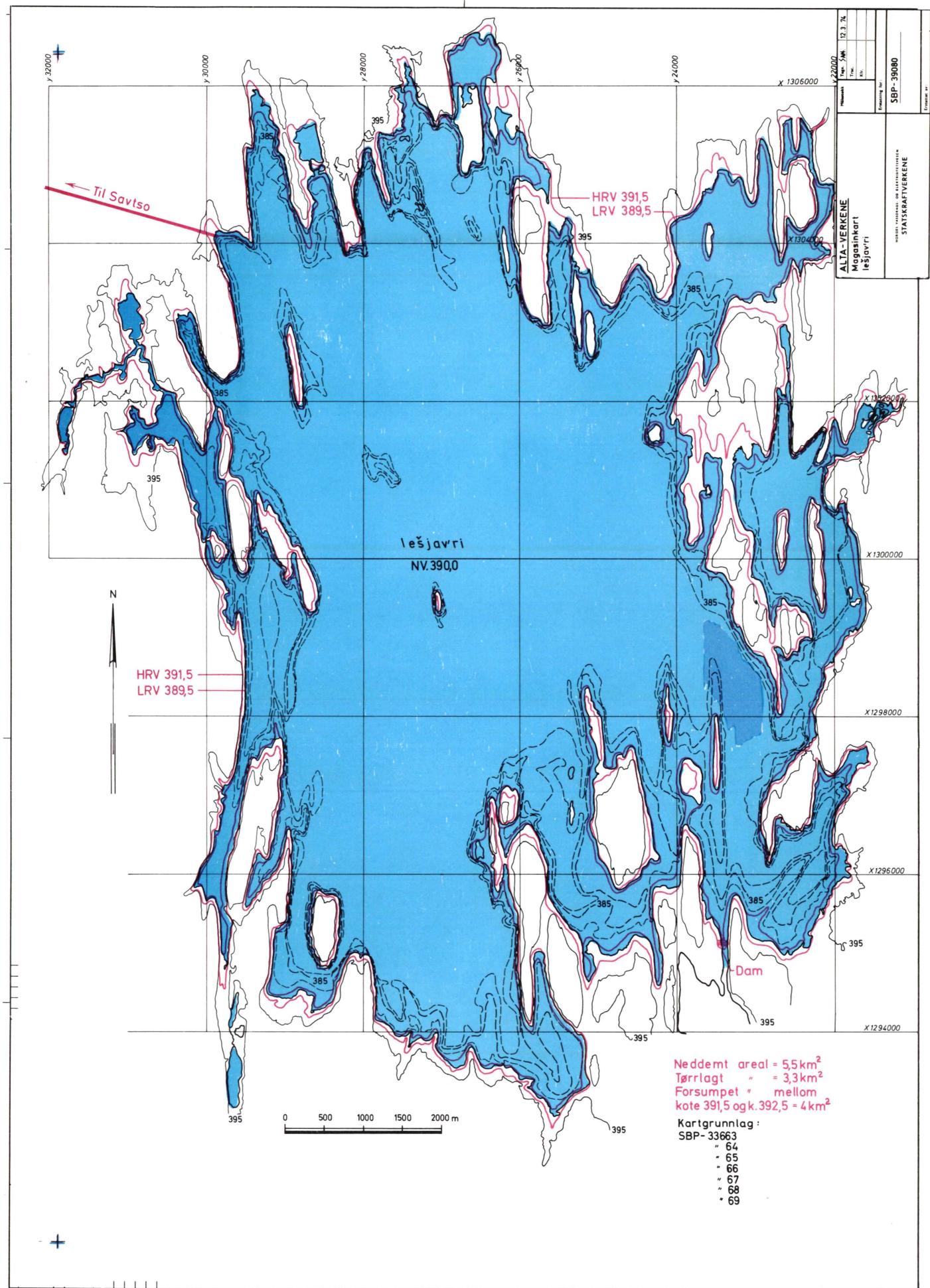
Som grunnlag for denne rapporten er brukt plan av april 1974 "Alta-utbyggingen, Sav'čo kraftverk". Når det gjeld ei meir grundig innføring i planane viser vi til denne planen. For lesarar som ikkje har planen for hand, skal vi likevel gje eit stutt oversyn i dette kapitlet. Til hjelp har vi teke med nokre skisser utgjevne av Statskraftverka. Reguleringa skal nytte tre magasin, Iešjav'ri, Joat'kajavrit og Vird'nejav'ri som blir regulert 2 m, 6 m og 20 m. Kart over magasina er vist på vedlagde skisser.

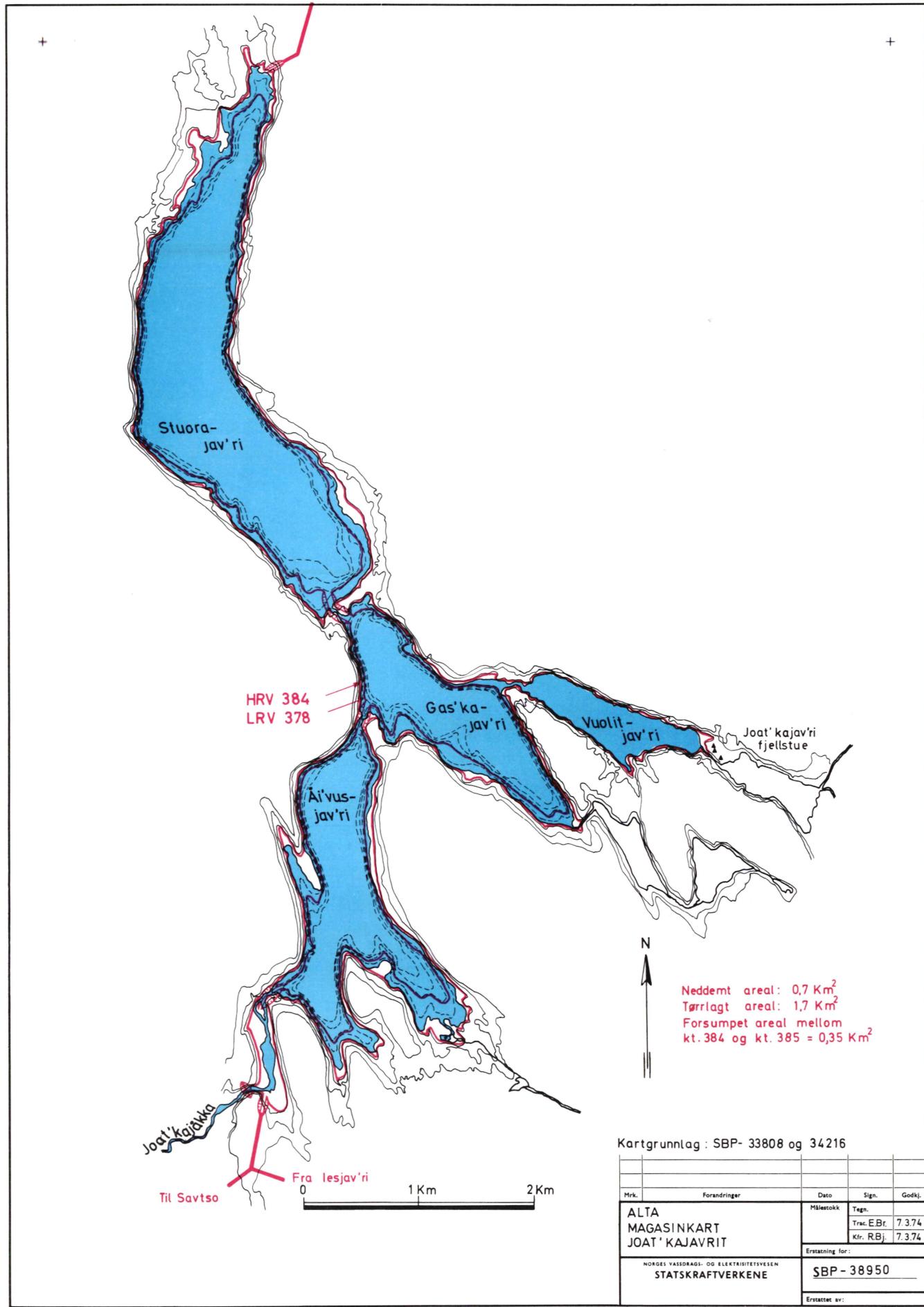
Som første skisse viser, er kraftstasjonen tenkt plassert ved Šav'čo. Denne kraftstasjonen skal mellom anna nytte ut fallet fra Iešjav'ri. Det vil seia at vatn som har naturlig avløp til Tanavassdraget blir ført over til Altavassdraget. Iešjåkka blir dermed turrlagd eit stykke frå osen og nedover. Etter tilløp frå Mallešjåkka er restvassføringa 35%, ved Buol'bmat 96% (Polmak). Dei to elvane Gålgutjåkka og Fal'lejåkka som renn saman og dannar Tverrelva, blir overført til Joat'kajavrit. Like nedafor tunnelinntaket blir Tverrelva turrlagd. Ved Stillaseter er restvassføringa 35 - 40% og ved Kronstad 74%.

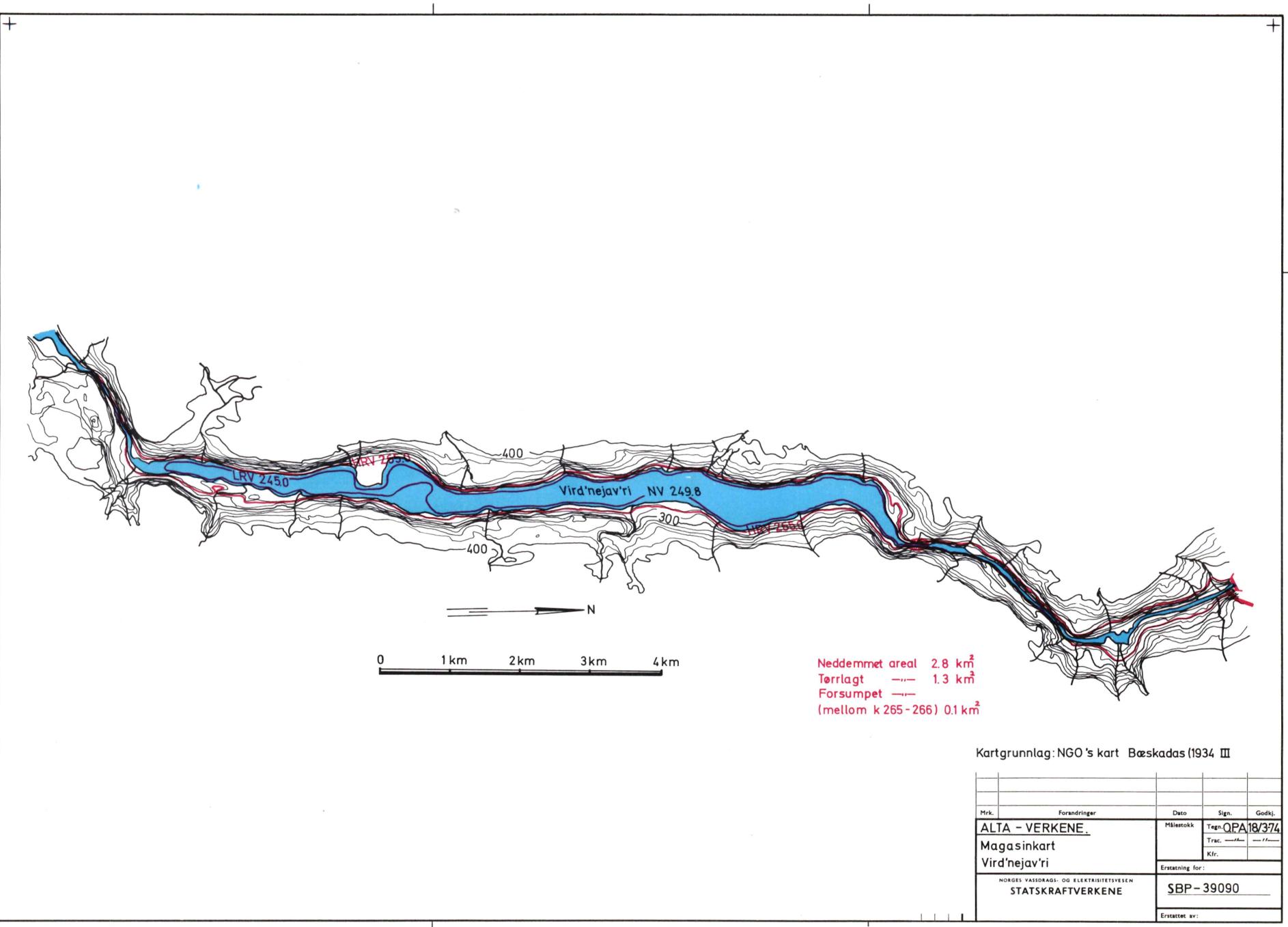
Ovafor Šav'čo kraftverk er det ca. 8 km elv til osen av Vird'nejav'ri, sjå skisse 1.5.3. Vird'nejav'ri er planlagd demd opp ved ein betongdam eit stykke nedafor den noverande osen. Frå kraftverket til dammen blir Altaelva turrlagd. Lengda på turrlagd elv vil anten bli ca. 3 km eller ca. 6 km alt etter val av alternativ og lengda på den kunstige sjøen, dvs. avstanden frå demninga til osen av Vird'nejav'ri vil anten bli ca. 5 km eller ca. 2 km. Litt ovafor Šav'čo møtest Altaelva og Joat'kajåkka som også blir turrlagt opp til demninga ved Joat'kajavrit.

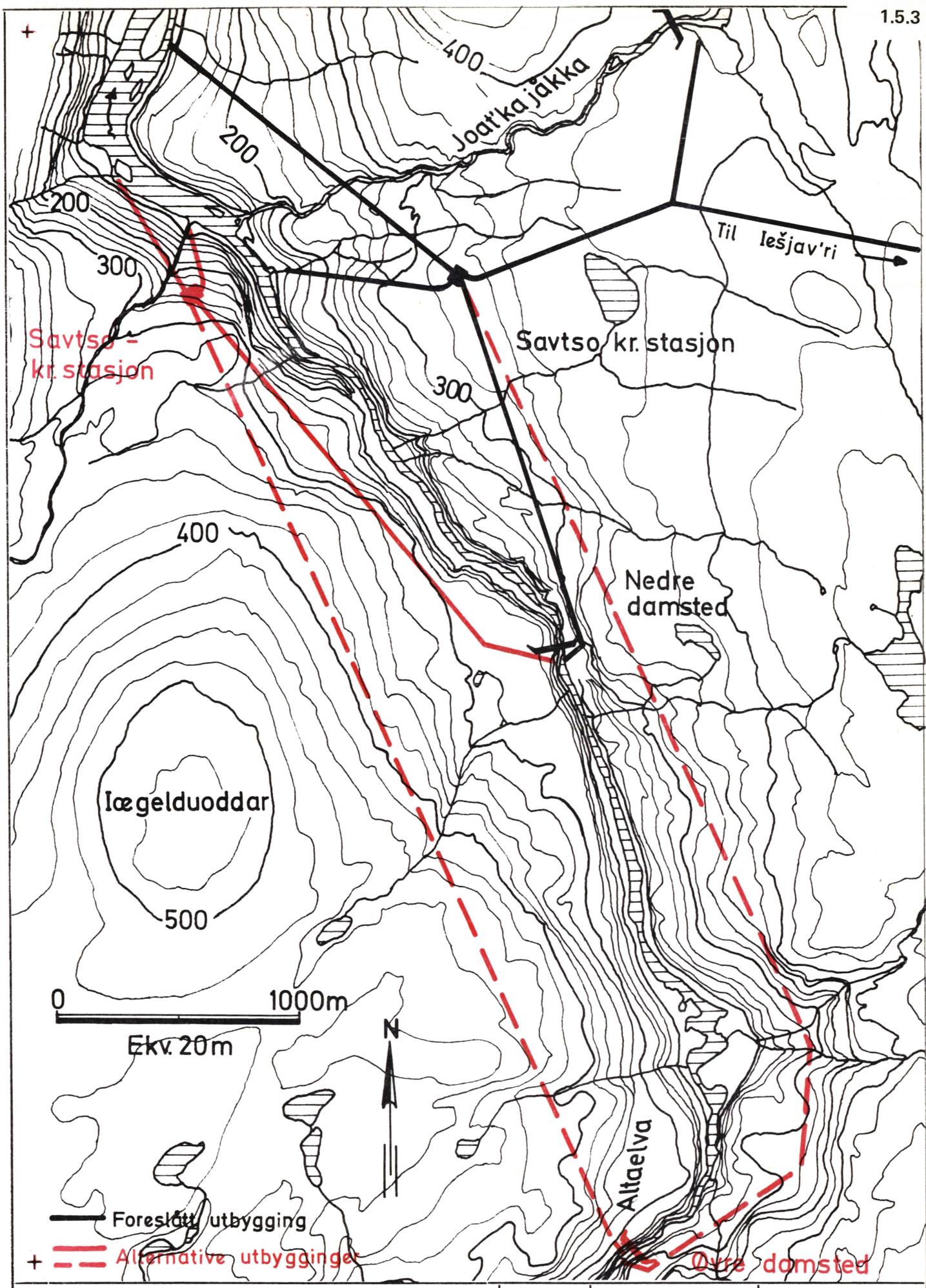
Vassføringa i Altaelva etter reguleringa vil auke utover vinteren og kan bli over dobbelt så stor som den noverande ut på ettermiddagen. Om sommaren vil den prosentvis endringa i sommarvassføringa bli lita.









ALTA - VERKENE.

Utbyggingsalternativer i Altaelva.

NORGES VASSDRAGS- OG ELEKTRISITETSVESEN

STATSKRAFTVERKENE

Målestokk

Tegn. O.P.A.13-3-74

Erstatn. for:

Trac. — — //

Kfr. R. BJ.

SBP - 38995

Erst. av:

II.2 Stasjonsnettet

Det finst fleire verstasjonar i området, dvs. stasjonar som går inn i den vanlege rutinen til Meteorologisk institutt med bearbeiding og lagring av data. Instrumenteringa på desse stasjonane kan variere, men ved alle blir det observert temperatur, råme (fuktigkeit), vind, samla skydekke, nedbør, snødjupn og snødekke. For å styrkje dette stasjonsnettet med tanke på den planlagde reguleringsa, vart det i november 1972 sett opp to stasjonar utstyrde med termohygrografar, den eine av stasjonane fekk i tillegg ein Woelfle vindmælar. Stasjonshaldar for desse to stasjonane er Statskraftverka, men arbeidet med dataene blir gjort ved Meteorologisk institutt. Nedafor følgjer ei liste over stasjonsnettet med separate tabellar for kvar stasjonskategori.

Nedlagde verstasjonar blir ofte nytta i klimatologi og i tabell 1 er sett opp ei liste over dei som er aktuelle for reguleringsområdet.

Tabell 1.

Namn	Periode	H_s	Φ	λ
Alta	1871 - 1940	14	$69^{\circ}58'$	$23^{\circ}15'$
Alta (Elvebakken)	1947 - 1963	4	$69^{\circ}58'$	$23^{\circ}22'$
Haldde	1913 - 1926	893	$69^{\circ}56'$	$22^{\circ}56'$

H_s = høgd over havet (eigentleg til foten av nedbørsmælaren).

Φ = geografisk breidd

λ = geografisk lengd

Dei igangverande verstasjonane som er av interesse, er gjevne i tabell 2.

Tabell 2.

Namn	Grunnlagt	H_s	Φ	λ
Alta lufthamn	I 1964	2	$69^{\circ}59'$	$23^{\circ}21'$
Čuovdatmåkki	VIII 1964	285	$69^{\circ}22'$	$24^{\circ}26'$
Solovomi	X 1963	374	$69^{\circ}35'$	$23^{\circ}32'$

Alta lufthamn ligg som namnet seier på flyplassen i Alta. Stasjonen er avmerkt på kartet, fig. 1.

Solovomi ligg på Suolovuobme fjellstue ca. 50 km sør for Alta og ca. 10 km sørvest for Vird'nejav'ri.

Čuovdatmåkki ligg ved Iesjåkka ca. 50 km vest for Karasjok. 30 km sør for Iesjav'ri.

Oversyn over termohygrografstasjonane er gjeve i tabell 3.

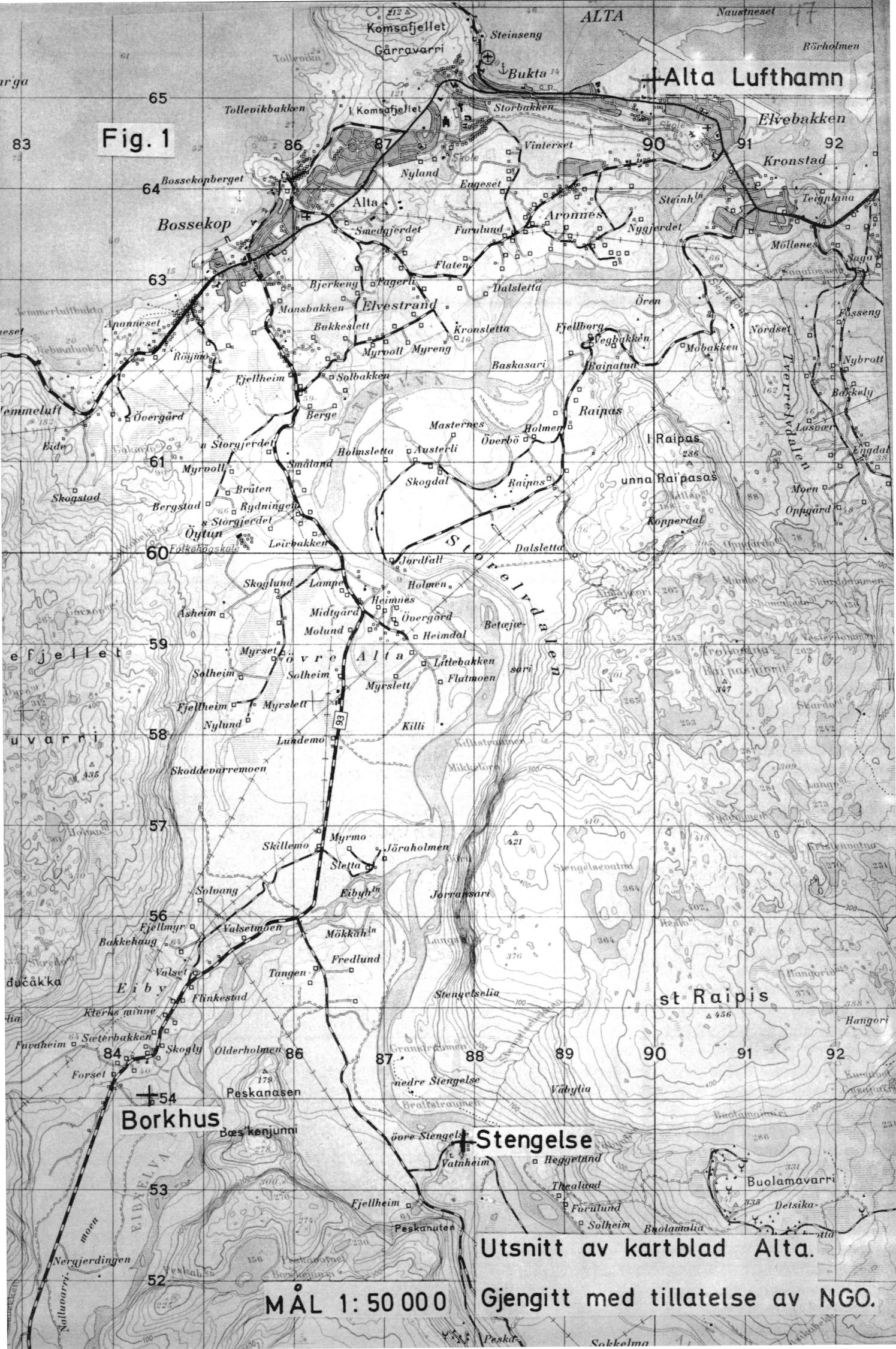
Tabell 3.

Namn	Grunnlagt	H _s	Φ	λ
Stengelse	XII 1972	25	69°52'	23°17'
Borkhus	XII 1972	35	69°53'	23°12'

Stengelse ligg på øvre Stengelse i Storelvdalen. Ved siden av temperatur og råme blir det observert vindstyrke og vindretning. Borkhus ligg på Borkhuseng i Ei'buav'zi (Eibydalen). Berre temperatur og råme blir observert. Båe stasjonane er avmerkte på kartet, figur 1. Kartet er kopiert med løyve frå NGO av 15. mai 1974.

Fig. 1

Alta Lufthamn



Solheim Brølamolia
Utsnitt av kartblad Alta.

MÅL 1: 50 000

Gjengitt med tillatelse av NGO.

II.3 Generelle betrakninger omkring klimaet i Vest-Finnmark.

(av statsmeteorolog Jan Erik Johnsen)

Vinter.

Temperatur. Vinterklimaet er karakterisert ved svært lave temperaturer, og dette skyldes kombinasjonen av liten eller ingen kortbølget innstråling og snøflatens sterke emisjon av langbølget stråling. I denne forbindelse kan det nevnes at det er mørketid i Hammerfest i tiden 20/11 - 22/1 og Tromsø i tiden 25/11 - 17/1. I januar måned er antall dager i gjennomsnitt med min. temp. mindre enn -10°C opptil 26 på indre strøk mens Alta har 19. I februar er de samme tallene henholdsvis 24 og 14. Dette forhold endres lite også i mars hvor de tilsvarende tall er sunket til henholdsvis 23 og 12. Etter vårjevndøgn øker dagens lengde og dermed den kortbølgende innstrålingen slik at antall dager med min. temp. mindre enn -10°C nå er sunket til 13 - 14 på indre strøk og 5 i Alta. Siden lave min. temp. er knyttet til snødekket mark, er det verdt å merke seg at snøløsningen normalt skjer i mai måned og at avsmeltingen skjer over kort tid. Fra å ha så godt som helt snødekket mark i april er antall dager i middel med snødekt mark i mai sunket til 17 i Kautokeino og 7 i Alta. Således er også antall dager med min. tem. mindre enn -10°C i mai sunket til 1 på indre strøk og ingen i Alta. Det er derfor ikke urimelig at den største endring i månedlig mi. temp. nettopp skjer i tiden for overgang fra snødekt til bar mark. For Kautokeino er midlere min. temp. gått opp fra $-10,1^{\circ}\text{C}$ i april til $-1,6^{\circ}\text{C}$ i mai, tilsvarende tall for Alta er $-4,8^{\circ}\text{C}$ og $1,1^{\circ}\text{C}$.

Vindforhold. I stor utstrekning er vindforholdene et resultat av stor kaldluftproduksjon og terrengets førende egenskaper.

På denne årstid danner kystlinjen et meget skarpt temperaturskille mellom det forholdsvis varme havvannet og den meget kalde og tunge innlandsluften. Syklonbanene er i stor grad lokalisert til områder med muligheter for energitilførsel, dvs. havområder om vinteren. Dette betyr at lavtrykk utenfor kysten forårsaker trykk-krefter som virker på den tunge kalde luften over innlandet. Denne settes langsomt i bevegelse, men akseleres når den strømmer ut og ned dalene og ut i fjordene. På grunn av orienteringen av Altadalføret skulle en vente hyppigste vindretning i sektoren omkring S, og det passer også med vindstatistikken for Kautokeino og Alta flyplass. Dessuten viser vindstatistikken størst hyppighet av stillestående luft på indre strøk, opptil 35% på Kautokeino (Karasjok 68%), mens Alta har bare 12 - 14%. Dessuten er frekvensen av vinder i sektoren S - SE opptil 62%, noe som viser at kaldluftsig er nokså vanlig i et hvert fall i de nedre deler av Altadalføret. At vindretningen ligger forskjøvet noe mot E tyder på at luft ned og ut Tverrelvdalen gjør seg gjeldende på Alta Flyplass.

Tåke. Om vinteren er det praktisk talt ikke tåke på Alta Flyplass, og antall klarværsdager har sitt maksimum på denne tiden. Forklaringen på dette ligger i at elver og vann for en stor del er islagt og at luften stort sett strømmer fra land. På indre strøk er luftmassene langt mer stagnerende, og på grunn av de lave temp. skal det svært liten fuktighetstilførsel til for at det dannes tåke. Tåkehypigheten på Kautokeino er opptil 4 dager i november og avtar utover vinteren til 1 dag i april. Denne variasjon av tåkefrekvens viser også Karasjok som ligger nær ved et rennende vassdrag, mens Siccajavrre, som ligger ved et vann, har en brå nedgang i tåkehypighet på den tiden vannene islegges og svært få tilfeller med tåke om vinteren. I tillegg til forskjell i tåkehypighet som skyldes forskjell i lokale fuktighetskilder, vil det kunne oppetre tåke over store områder ved transport av varm og fuktig luft fra sør. Slike fenomen opptrer ikke særlig ofte og da gjerne i forbindelse med nedbør.

Nedbøren har sitt min. på denne tiden og mengden avtar fra W mot E med et middel på 25 mm på indre strøk.

Vår - sommer.

Temperatur. Den forholdsvis raske avsmeltingen av snødekket som normalt finner sted i mai ved stor innstråling gjør at overgangen fra vinter til sommer blir av relativ kort varighet. Data for isløsningen viser at en stor innsjø som Iesjav'ri i middel starter isløsningen første uken av juni mens en mindre sjø som Joat'kajavrit starter isløsningen omkring midten av juni. I middel er vannene isfrie innen St. Hans, og da først kan den effektive oppvarming av vannene begynne. Sommeren som klimatologisk er definert som det tidsrom hvor døgnmiddeltemperaturen er over 10°C , varierer mellom 85 dager i Alta til 65 dager på Siccajavrre. Tidspunktet for sommerens begynnelse adskiller seg med ca. 1 uke fra kysten til indre strøk hvor den er omkring midten av juni, mens høsten i gjennomsnitt begynner siste uken i august og en uke forskøvet mot kysten. I månedene mai - august er temp. forholdene nokså ensartet i Alta og i Kautokeino om dagen, dog med noe lavere temp. om natten på indre strøk. Midlere temp. midt på dagen i juli er ca. 16°C .

Vindforhold. De to månedene som i vindstatistikken adskiller seg fra den typiske vinterstrømning er juni og juli og til en viss grad også mai. I disse månedene dannes et såkalt termisk lavtrykk over land, noe høyere trykk vedlikeholdes over sjøen på grunn av forsinket oppvarming, og luften vil ha en tendens til å strømme fra kysten og inn over land. Dette kan passe bra med vindregistreringer fra Vest-Finnmark som viser størst hyppighet i sektoren W-N. I tillegg til denne generelle vindretning spiller orienteringen av daler og

fjellkjeder en viss rolle for vinden på et lokalt sted.

Fuktighet og tåke. Tåkefrekvensen øker gradvis etter snøsmelting og når sitt maksimum i august måned med 1,5 tåkedag i Alta og 4,4 i Kautokeino (Karasjok 7,3). På grunn av at utstrålingen øker sterkt i løpet av august måned og vanntemp. ennå er nær maksimum skapes store temp. forskjeller mellom luft og fuktig mark eller vann, og forholdene er derfor gunstige for tåkedannelsen. I denne måneden er også tåkefrekvensen størst om morgen, noe som igjen bare kan skyldes at den nattlige utstråling er den dominerende faktor, og at tåken ikke er resultat av fysiske og dynamiske prosesser på stor skala.

Nedbør. I månedene juli og august er nedbørmaksimum over indre strøk med gjennomsnittlige nedbørmengder 50 mm. Utover høsten avtar nedbørmengdene til 25 mm på indre strøk med økende verdier vestover mot kysten.

Høst.

Temperatur. Klimatologisk defineres høsten som den tid av 2. halvår hvor døgnmiddeltemp. ligger mellom 0 og 10°C . Overgangen mellom høst og vinter skjer i middel den siste uken i oktober i Alta, i løpet av første uken i oktober i Kautokeino. Oktober er dessuten den måned hvor isdannelsen begynner, i middel i siste halvpart av måneden og da først på de mindre sjøene. Snø forekommer i gjennomsnitt bare 1 dag i september, mens det i oktober kommer snø opptil 10 dager i Alta og 12 dager i Kautokeino (15 i Karasjok). Siden snødekket betyr mye for strålingsforholdene er oktober måned et reelt skille mellom høst og vinter. Antall dager med minimumstemp. mindre enn -10°C er ca. 6 i oktober på indre strøk, ca. 1 i Alta, mens det i september er svært sjeldent med så lave min. temp.

Vindforhold. I løpet av august skjer omleggningen til det vindsystemet som er karakteristisk for vinteren med kaldluft som renner ned dalene og ut fjordene. Dermed blir hele det tidsrommet som høsten kommer inn under dominert av dette forhold.

Fuktighet og tåke. Hyppigheten av tåke avtar utover høsten og vinteren etter et maksimum i august og vanligvis opptrer den om morgen. I Alta er tåke meget sjeldent fra og med oktober, mens tåkehypighet ikke er ubetydelig på indre strøk. Siden de fleste observasjonstedene ligger nær vassdrag, er det ut ifra statistikker vanskelig å skille mellom lokal tåke, knyttet til vassdraget og tåkedannelsen over større områder. Således er tåkehypigheten av størrelses -

orden 4 - 5 dager på indre strøk i september. Ettersom vi kommer i oktober avkjøles vannet så mye at selv om temp. forskjellen mellom vann og luft er forholdsvis stor er den absolutte fordampning atskillig redusert i forhold til måneden før. Tidlig på høsten mens soloppvarmingen gir en daglig gang i bakke-inversjonens høyde, vil eventuell tåke over vassdrag kunne heves som en følge av soloppvarmingen. Den sterke reduksjon i soloppvarmingen utover høsten forsterker bakkeinversjonen med større mulighet for at fuktighet tilført luften nærmest bakken (tåke over åpne vassdrag) blir liggende i lavere nivåer sammenlignet med tidlig høst og også grunnere som følge av stabilitetsøkningen. Her bør en i midlertid ta ut partier med fosser og stryk, da den sterke omrøring av luften en har nær slike steder vil gi noe mer utbredt tåke enn om vannet flyt rolig.

Nedbør. Nedbørmengdene avtar utover høsten og særlig på indre strøk i retning fra W mot E.

DEL III

MOGLEGE ENDRINGAR I LOKALKLIMAET I DET PLANLAGDE UTBYGGINGSOMråDET.

III.1 Frostrøyk ved Altaelva og Altafjorden.

I kapittel I.2.5 har vi definert ulike former for tåke. Som det vil gå fram av dette kapitlet, er det berre frekvensen av fordampingståke (frostrøyk) som kan bli påverka av den planlagde vassdragsreguleringa. Difor er det berre denne tåkeforma som skal bli drøfta her.

Da vi førebels ikkje kan nytte direkte observasjonar av frostrøyk i Alta, er alternativet å bruke empiriske kurver for frostrøykfrekvens som funksjon av temperatur og skydekke. På grunnlag av eit observasjonsmaterialet til Iskontoret ved NVE har vi laga ei slik framstilling for Vågåmo i Gudbrandsdalen. Vågåmo ligg ved utlaupsosen til eit vatn, Vågåvatnet, som ved osen også er isfritt vinterstid. Elva går også open eit stykke frå osen og nedover. Frostrøykobservasjonane og frekvensfordelinga er omtala i kapittel I.2.5 og resultata er gjevne i diagram 1 ved slutten av kapitlet. I temperaturintervallet - 9° til - 18°, der det er flest observasjonar, er frekvensen framstilt for tre ulike grupper av skydekke, kurvene a, b og c på diagrammet. Vi ser av diagrammet at eit naudsynt, men ikkje tilstrekkeleg vilkår for frostrøyk er at temperaturen i lufta er mindre enn - 10° (når vasstemperaturen er 0°). Vi ser også at frostrøykfrekvensen er sterkt influert av skydekket, di mindre skyer di større sjansen for frostrøyk. På grunn av få observasjonar for temperaturar lågare enn - 18° er kurvene b og c avslutta ved denne temperaturen. For å finne sjansen for frostrøyk for lågare temperaturar enn - 18°, blir ein difor nøydd til å bruke kurve A på diagrammet som gjeld for alle observasjonane utan omsyn til skydekke. Diagrammet er også gjeve i tabellform, tabell 1. Frostrøykfrekvensen, f, er midla over tregradarsintervall.

Tabell 1.

Frostrøykfrekvens, f (%) som funksjon av temp. kl 07, T (°C) ved Vågåvassosen.
Tidsrom 1965/66 - 1972/73 (perioden delvis dekt).

N _o 7 \ T ₀₇	- 9.1	- 12.1	- 15.1	- 18.1	- 21.1	- 24.1	- 27.1	- 30.1	- 33.1
	- 12.0	- 15.0	- 18.0	- 21.0	- 24.0	- 27.0	- 30.0	- 33.0	- 36.0
0 - 1	7	33	50						
2 - 5	5	23	32	50	66	79	89	96	100
6 - 8	1	6	15						

Dersom samanhøyrande verdiar av samla skydekke og temperatur, $d(N,T)$ er kjende for til dømes ein periode på M år for Vågåmo, kan det gjennomsnittlege talet på frostrøykdagar pr. år, D finnast av formelen

$$(1) \quad D = \frac{1}{M \cdot 100} \sum_{N_1}^{N_2} \sum_{T_1}^{T_2} f(N,T) \cdot d(N,T)$$

der $f(N,T)$ er gjeven i tabell 1, dvs. frostrøykfrekvens i % som funksjon av samla skydekke N og temperatur T. Summeringa må gjerast for alle intervall der både f og d er ulike null. Ved å innføre

$$\bar{d}(N,T) = \frac{d(N,T)}{M}, \text{ kan (1) skrivast:}$$

$$(2) \quad D = \frac{1}{100} \sum_{N_1}^{N_2} \sum_{T_1}^{T_2} f(N,T) \cdot \bar{d}(N,T)$$

Det er sannsynleg at $f(N,T)$ ikkje varierer kritisk frå stad til stad når vinden er mindre enn 3 Beaufort. I fall kravet til vindstyrken er stetta, kan formel (2) brukast til å rekne ut talet på frostrøykdagar pr. år på stader ved ope vatn med $f(N,T)$ frå tabell 1 saman med den $\bar{d}(N,T)$ som gjeld på staden.

Samanhengen mellom frostrøykfrekvens og vind for stasjonen Vågåmo vart granska i ein rapport om reguleringa i Jotunheimen (8). Vi fann ingen signifikant samanheng, men materialet inneheldt berre 3 observasjonar av frostrøyk under vindstyrkar større enn 2 Beaufort, slik at granskninga seier svært lite om tilfelle med mye vind. Ein kjenner til frå andre granskningar at sterkt vind verkar til å redusere frostrøykfrekvensen. Vi skal difor granske om Alta-området har eit anna vindklima om vinteren. Frå desember 1972 har desse stasjonane vore i drift samstundes: Alta lufthamn, Stengelse, Borkhus og Solovomi. Stasjonen Stengelse i Storelvdalen ligg godt til rettes for ei slik granskning da han er utstyrt med både termohygrograf og vindmålar. Samanhengen mellom temperatur og vind for to aktuelle temperaturintervall i tidsrommet desember 1972 - november 1974, er gjevne i tabell 2.

Tabell 2.

T \ F	0	1	2	3	4	5	6
- 9.1, - 18.0	2	30	30	16	6	7	2
- 18.1, - 27.0	1	8	9	2	-	-	-
Sum	3	38	39	18	6	7	2

F = vindstyrke i Beaufort observert kl. 07

T = temperatur i °C observert kl. 07.

Tabellen viser at ved lågare temperaturar enn $- 9^{\circ}$ er også vinden ved Stengelse for det meste veikare enn 3 Beaufort. Men i motsetnad til Vågåmo i Ottadalen er det ein del tilfelle med vindstyrkar større eller lik 3. I temperaturintervallet $- 18.1^{\circ}$ til $- 27.0^{\circ}$ derimot er fordelinga i vindstyrken meir i samsvar med det vi fann for Vågåmo.

Ved å bruke formel (1) med $f(N, T)$ frå tabell 1 gav tilfella med vindstyrke større enn 2 Beaufort eit bidrag til frostrøykfrekvensen på $2\frac{1}{2}$ dag pr. år; større enn 3 Beaufort 1 dag pr. år. På grunn av vinden er truleg desse tala for høge. Men dei ligg innanfor den venta usikkerheita ein vil få ved å rekne ut årleg frostrøykfrekvens for Stengelse etter formel (1). (Dette er under føresetnad av open elv).

Det er såleis lite vunne ved å korrigere for vind i Alta. Som ein stønad for at tabell 1 kan brukast for Alta, kan dessutan nemnast at frostrøykfrekvens som funksjon av temperatur, funnen av SMHI (6) for 7 meteorologiske stasjonar vesentleg i Norrland, stemmer bra med frekvensen i tabell 1. Nemnast skal og at dei svakaste formene for frostrøyk ikkje er tekne med i tabell 1, sjå kapittel I.2.5.

Det gjennomsnittlege, årlege talet på dagar med frostrøyk utrekna etter formel (2) under føresetnad av ope vatn ved dei respektive stasjonane, er gjevne i tabell 3. Utrekningane omfattar sesongen oktober - april. Med dette vil praktisk tala heile frostrøyksesongen bli teken med. Resultata i kolonne 1 er for perioden desember 1972 til november 1974 da alle stasjonane var i drift, kolonne 2 er for perioden oktober 1963 til november 1974.

Tabell 3.

Kolonne:	Årlege frostrøykdagar ved ope vatn			
	1.	2.	3.	4.
	72 XII - 74	63 X - 74	63 X - 74	63 X - 74
Alta	8	14	-	-
Stengelse	14	-	23	17
Borkhus	19	-	31	22
Solovomi	28	33	-	-

Tabellen gjev frostrøykdagar pr. år for ulike periodar og for ulike utrekningsmetodar som det er gjort greie for i teksta. (Tala er avrunda til nærmeste heile dag).

Som det går fram av tabellen, har dei to stasjonane Alta og Solovomi temmeleg ulike høvetal mellom frostrøykdagane for dei to periodane. Dette er ikkje urimeleg da ein må vente at høvetalet er temperaturavhengig. Dersom vi reknar med at Stengelse og Borkhus har hatt eit høvetal lik Alta, gjev dette resultata i kolonne 3 i tabellen, men ved å bruke eit høvetal som for Solovomi, får ein resultata gjevne i kolonne 4. Da Stengelse og Borkhus ligg geografisk plasserte mellom Alta og Solovomi, er det mest sannsynleg at dei verkelege høvetala ligg ein stad mellom dei som gjeld for dei to eldre stasjonane. Frostrøykfrekvensen for dei to stasjonane i den nemnde tiårsperioden var truleg høgre enn tala i kolonne 4, men lågare enn tala i kolonne 3. Vi vil streke under at tala i tabell 3 gjeld ved ope vatn og dei er berre realistiske der det er straumdrag i elva som held seg opne heile vinteren.

Iskontoret ved NVE har i ein førebels rapport vurdert kva følgjer ei regulering av Altaelva har for islegging og isproduksjon i vassdraget (9). Av rapporten går det fram at elva vil gjera stor skade dersom ho blir gåande open om vinteren. Difor er det realistisk å rekne med at kraftverket får ein slik køyreplan at det i så høg grad som råd tek omsyn til desse problema, dvs. at det også etter reguleringa blir islagd elv i alle fall størstedelen av vinteren. Auke i frostrøykfrekvensen på grunn av reguleringa kan berre kom i stand i periodar av året då reguleringa verkar til å halde elva open når ho elles ville vore islagd. Desse periodane vil variere frå år til år og frå stad til stad langs elva og dei vil vera avhengig av køyreplanen for kraftverket. Såleis er det no heilt uråd å gje seg ut på ei vurdering av realistisk frostrøykfrekvens langs etter vassdraget.

Eit unntak er eit stykke nedafor utlaupet frå kraftstasjonen i Sav'čo. Der kjem magasinvatn ut som først må kjølast ned mot 0° før isen kan leggje seg.

Temperaturen vil truleg vera litt lågare i Sav'čo enn på Stengelse, slik at det her er rimeleg at talet på frostrøykdagar pr. år kan vera i overkant av tjue.

Nedover frå Stengelse mot fjorden aukar temperaturen og talet på frostrøykdagar pr. år er neppe over tjue ved ope vatn.

Ovafor Sav'čo kraftverk er det ca. 8 km elv til osen av Vird'nejav'ri. Frå kraftverket til dammen blir Altaelva turrlagd. Lengda på turrlagd elv vil anten bli ca. 3 km eller ca. 6 km alt etter val av alternativ, og avstanden frå demninga til osen av Vird'nejav'ri vil bli anten ca. 5 km eller ca. 2 km. Litt ovafor Sav'čo møtest Altaelva og Joat'kajakk, som også blir turrlagd opp til demninga ved Joat'kajavrit. Bæl elvane går i stryk og i den monn dei er opne om vinteren, kan det danne seg frostrøyk i kaldversbolkar. Etter reguleringa vil stryka praktisk tala bli borte, og dermed også frostrøyken. Men i den delen av gjelet, der den kunstige sjøen er planlagd, kan det i alle fall på somme plassar bli sprekkar i damisen. Dei kan berrleggje vatn og gje ein viss kompensasjon for tapt frostrøyk i stryka.

Etter planane kjem Vird'nejav'ri til å gå i eitt med den kunstige sjøen, og frostrøyk over sprekkar i isen kan også gjera seg gjeldande her. Dessutan er det mogleg at Vird'nejav'ri kan isleggje seg seinare etter reguleringa, såleis at det kan bli ein periode om hausten med auka frostrøykfrekvens.

Sprekkar i isen store nok til å berrleggje vesentleg flate med ope vatn kan det vel neppe bli på Joat'kajavrit og Iešjav'ri da reguleringshøgdene berre er 6 m (Joat'kajavrit) og 2 m (Iešjav'ri).

Fjorden: Dei indre fjordstroka i Finnmark har generelt lite tåke om vinteren, sjå II.3. Men det kan finnast stader der frostrøyk over ope vatn gjev eit vesentleg bidrag til tåkefrekvensen. Delar av Altafjorden er om vinteren døme på dette. Men det hender ikkje sjeldan at det ligg is på fjorden i Rafsbotn, slik at det ikkje kan laga seg frostrøyk der. I tårnet på flyplassen har vi fått desse opplysningane: Når det er frostrøyk på fjorden stig han sjeldan høgre enn 10 m. Ofte vil isen ligge inntil flyplassen med råk lengre ute. Det hender svært sjeldan at frostrøyken breier seg såpass langt frå ope vatn at han kjem inn over rullebanen.

For tiårsbolken 1956 - 65 har vi statistikk over tåkefrekvens etter ei sama observasjonsrekke for stasjonane Alta Elvebakken og Alta lufthamn , (Alta Elvebakken avløyst av Alta lufthamn).

Ved observasjonen kl. 07 var det tåke i gjennomsnitt berre 0,4 dagar i året, for 13-observasjonen 0,3 dagar og for 19-observasjonen 0,1 dagar i året. Dette er svært låge verdiar jamført med andre stasjonar i området og det viser at frostrøyken ved elveosen ikkje kan breie seg særleg langt ut til sidene med så høg konsentrasjon at han blir definert som tåke.

Av røynslene frå andre fjordar, til dømes Ranafjorden, kjenner ein til at auka tilførsle av ferskvatn fører til at fjorden har lettare for å isleggje seg. Nokor vurdering av Altafjorden er så vidt vi kjenner til enno ikkje gjeven. Men vi skal likevel her gje ei vurdering av dei venta endringane av frostrøykfrekvens i fjorden i det vi reknar med at isen legg seg tidlegare, at han blir liggjande lenger før han smeltar og at han vil nå ut over eit større område enn han ville ha gjort ved uregulert Altaelv.

Ved temperaturar som er aktuelle for danning av frostrøyk, vil nesten alltid luftstraumen gå ut fjorden og lufta vil bli tilført varme frå fjorden dersom han ikkje er islagd. Dermed vil temperaturen stige i ein slik luftmasse. Med snødekt is på fjorden går det nesten ingen varmestraum frå vatn til luft og ein kan ikkje vente temperaturopgang.

Vi skal no gje eit rekneeksempl på kva dette har å seia for frostrøykfrekvensen på ein stad som ligg like utafor isranda. Dersom vi kallar endringa i frostrøykfrekvensen, ΔD , vil han vera gjeven ved

$$(3) \quad \Delta D = D_e - D_f$$

der D_e er frekvens etter reguleringa og D_f er frekvens før reguleringa.

For å kunne finne tilnærma verdiar for D_e og D_f , byggjer vi på desse føresetnadene:

- 1) Temperaturen ved isgrensa vil vera som for Alta lufthamn (som i dag ikkje ligg særleg langt frå isgrensa).
- 2) Frekvensfordelinga av temperaturen (for temperaturar $< -10^{\circ}$) under uregulerte tilhøve på den staden der isgrensa ville vore under regulerte tilhøve, kan finnast ved å addere ein konstant til alle temperaturane for Alta lufthamn.

- 3) På strekninga mellom isgrense ved uregulert elv og isgrense ved regulert elv, vil dei nedste luftlaga opp til inversjonen få ei varmemengd ved uregulerte tilhøve som vil tilsvara ei temperaturstigning i lufta på 2° .
- 4) Frekvensfordelinga av frostrøyken som funksjon av temperatur og skyer er som den vi før har brukt i dette kapitlet.

Legg vi perioden 1963 til 1974 til grunn, kan vi finne $D_e = 14$ dagar beinveges av tabell 3. Ved bruk av formel (2) med $\bar{d}(N,T) = \bar{d}_A(N,T+2)$ der d_A gjeld for Alta lufthamn, blir $D_e = 1$ dag i gjennomsnitt pr. år. Endringane i frostrøykfrekvens like utafor isgrensa, ΔD , kan så finnast ved formel (3). Ved å ta omsyn til desimalane i dagalet blir $\Delta D = 12$ dagar.

Føresetnadene 1) og 2) vil nok ikkje vera heilt oppfylte, men det er 3) som er kritisk for resultatet, sjå kapittel III.3. Oppvarminga av lufta vil vera avhengig av meteorologiske tilhøve og vil måtte variere ein god del også i frostrøyksituasjonar. Dessutan vil og områda som frys til variere i storleik gjennom vinteren og frå vinter til vinter. Utrekninga av D viser at frostrøykfrekvensen under slike temperaturtilhøve som Alta har, vil variere svært mykje sjølv med relativt små temperaturendringar. Dersom vi i føresetnad 3) hadde rekna med ein oppgang på $0,5^{\circ}$ i staden for 2° ville vi ha fått ΔD mykje mindre.

Innafor isgrensa er $D_e = 0$ og vi får at $\Delta D = -14$, altså reduksjon av det gjennomsnittlege talet på frostrøykdagar. Utafor isgrensa vil ΔD vera postitiv, men vil minke mot null med aukande avstand frå isen.

Den utrekninga av endring i frostrøykfrekvensen som her er gjord refererer seg ikkje til nokon stad med faste koordinatar, men er knytt til isgrensa som vil variere gjennom vinteren. Dermed vil det vera stader som ligg slik til at dei i somme periodar ligg innafor og somme periodar utafor isgrensa. Desse stadene vil til somme tider få ein auke i frostrøykfrekvensen og til andre tider ein reduksjon, såleis at verknadene av reguleringa ikkje blir så store som dei utrekna verda av ΔD gjev inntrykk av. Trass i den utjamninga som varierande isgrense vil føre med seg, vil frostrøykfrekvensen likevel gå ned i den aller inste del av fjorden, medan frekvensen truleg vil auke litt i eit belte lengre ute. Dei verdiane som er funne ovafor må berre bli brukte som øvre skrankar for dei endringane som ein kan venta.

Samandrag: Ved hjelp av observasjonar av skymengd og temperatur i Alta og Stengelse frå 1963 til 1974, har vi rekna ut det gjennomsnittlege talet på frostrøykdagar pr. år over vatn som held seg isfritt heile vinteren. Dette gav som resultat 14 dagar pr. år for Alta og 17 - 23 dagar for Stengelse. I desse utrekningane er brukta empiriske kurver for frostrøykfrekvensen som funksjon av temperatur og skyer funne ved Vågåmo i Gudbrandsdalen. Variasjonar i meteorologiske og hydrologiske tilhøve kan gjera at kurvene ikkje passar heilt godt for Altaområdet. Såleis må ein rekne med ei ikkje lita usikkerheit i dei oppgjevne tala.

Da køyreplanen for kraftverket etter alt og dømme vil måtte ta omsyn til dei store isproblema ei open elv om vinteren ville skape, er det rimeleg at Altaelva også etter reguleringa blir islagd i alle fall det meste av vinteren. Dermed vil dei oppgjevne tala ovafor ikkje gje den verkelege frostrøykfrekvensen etter reguleringa. Han vil ligge mykje lågare. Auke i frostrøykfrekvensen på grunn av reguleringa kan berre koma i stand når reguleringa verkar til å halde elva open i perioder av året ho elles ville vore islagd. Lengda av desse periodane vil variere frå stad til stad og dei vil vera avhengig av køyreplanen til kraftverket. Difor kan ikkje realistiske tal for auka frostrøykfrekvensen gjevast. Men dersom ein klarer å halde elva islagd omrent så lenge som no, vil endring i frostrøykfrekvens bli svært liten. Dette er ikkje mogleg på ei strekning frå uttaket av Sav'co kraftstasjon og eit stykke nedover der elva må bli gåande open. Her må ein rekne med vel 20 dagar med frostrøyk i gjennomsnitt for året.

På den inste delen av fjorden vil det etter alt og dømme bli mindre frostrøyk enn før. Kan hende vil det derimot bli litt meir frostrøyk enn tidlegare i eit belte lenger ute.

III.2. Blandingståke i Altadalføret.

Dette kapitlet vil falle tungt for lesearar utan kunnskap i matematikk. For at flest mogleg skal bli kjende med resultata, gjev vi eit samandrag på slutten av kapitlet. Samandraget kan lesast uavhengig av teksta elles.

Som nemnt i kapittel I.2 kan ein få blandingståke ved at to luftmassar blandar seg med kvarandre, sjølv om ingen av luftmassane før blandingsprosessen starta var metta med vassdamp. Blanding kan gå føre seg der to dalar møtest. Ofte vil avkjøling om natta gjera lufta stabil især i klårversperiodar, og frå utsida natta til om morgonen vil kaldlufta renne nedover dalen, jamfør kapittel I.1 om fjellwind. Om vinteren kan luftstraumen nedover dalen gå utan avbrot i fleire dagar når den kortbølgja innstrålinga er så lita at ho ikkje øydelegg stabiliteten i lufta. Er dei topografiske tilhøva i dalane ulike, kan dette vera årsak til skilnader i lufttemperaturen dalane i mellom. Dette kan vera til hinder for at luftmassane etter at dei har strøymt saman, blir heilt gjennomblanda. Lufta frå den kaldaste dalen har ein tendens til å bli liggjande nærest bakken. Ein må rekne med at det i blandingsluftmassen vil vera luftpakker med ulike tilstand.

Vi kan definere omgrepene luftpakke som eit avgrensa volum av blandingsluftmassen ikkje større enn at tilstanden innafor same luftpakka er nær konstant på eit bestemt tidspunkt. Opphavet til ei viss luftpakke er eit luftvolum med masse m_a frå dal a og eit luftvolum med masse m_b frå dal b. Tilstanden i luftpakka (utan indeks) er gjeve ved likningane nedafor uttrykt ved tilstanden i kvart av luftvoluma (indeksar a og b) og høvet n mellom massane deira.

$$(1) \quad T = \frac{m_a T_a + m_b T_b}{m} = \frac{T_a + nT_b}{1 + n} \quad \text{der } m = m_a + m_b \text{ og } n = \frac{m_a}{m_b}$$

T står for temperatur i gr.K°, m for masse. Likninga gjeld ikkje eksakt, men tilnærminga er særskilt god. Dei fylgjande tilnærmingane er ikkje så gode som denne, men er likevel gode nok til vårt bruk.

$$(2) \quad q \approx \frac{m_a q_a + m_b q_b}{m} = \frac{q_a + n q_b}{1 + n}$$

der q er spesifikk råme.

$$(3) q = \frac{\rho_v}{\rho} \approx \varepsilon \frac{e}{p}, \rho_v = \text{tettleiken for vassdamp},$$

ε = tettleiken for luft, e er partialtrykket for vassdamp, p er totaltrykket og $\varepsilon = \frac{R_d}{R_v} = 0,622$ der R_d er gasskonstanten for turr luft og R_v gasskonstanten for vassdamp.

$$(4) e \approx \frac{m_a e_a + m_b e_b}{m}$$

e er partialtrykket for vassdampen.

$$(5) U = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (\text{pr. definisjon})$$

U er relativ råme (fuktighet). e_s er metningstrykket til vassdampen ved temperaturen T og er ein funksjon av temperaturen, såleis:

$$(6) e_s = e_{so} \exp \left[- \frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]$$

der e_{so} er metningstrykket ved $T_0 = 273,16^{\circ}\text{K}$. L_v er kondensasjonsvarmen for vassdamp som er ein funksjon av temperaturen, men er i dette kapitlet rekna konstant da det gjev god nok tilnærming til vårt bruk.

Dersom blandinga fører til tåke, kan det spesifikke vassinnhaldet w i tåka finnast ved

$$(7) w = q_s - q(T) \quad \text{der } q_s(T) \text{ er spesifikk råme ved metting.}$$

Ved det størst moglege spesifikke vassinnhaldet i tåka, w_{\max} må $\frac{dw}{dn} = 0$ eller:

$$(8) \frac{dw}{dn} = \frac{dq}{dn} - \frac{dq_s}{dT} \frac{dT}{dn} = 0$$

$$(9) \frac{dq}{dn} = \frac{q_a - q_b}{(1+n)^2}, \quad (10) \frac{dT}{dn} = \frac{T_a - T_b}{(1+n)^2}, \quad (11) \frac{dq_s}{dT} = \frac{e_s}{p} \cdot \frac{de}{dT}$$

Innsetjing av uttrykka (9) - (11) i (8) og bruk av Clausius Clapeyrons likning

$$(12) \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad \text{gjev:}$$

$$(13) \frac{R_v}{L_v} \frac{U_a e_a - U_b e_b}{100 (T_a - T_b)} = \frac{e_s}{T^2}$$

I staden for φ er innført den relative råmen U som blir observert rutinemessig ved meteorologiske stasjonar.

Likning (13) gjev temperaturen T i luftpakker med det størst mogleg spesifikke vassinnhaldet i tåka. Dette vassinnhaldet kan finnast av (7). Ved å eliminere n av (1) og (2) og ved å bruke T fra (13) får ein

$$(14) w_{\max} = \frac{E}{p} \left[\frac{U_a}{100} e_{sa} + \frac{U_a e_{sa} - U_b e_{sb}}{100 (T_a - T_b)} (T - T_a) - e_s \right]$$

Vi skal nå ha som arbeidshypotese at det kan bli produsert tåke ved møtet mellom Storelvdalen og Ei'buav'zi (Eibydal). Dei to termo-hygrografstasjonane Stengelse i Storelvdalen og Borkhus i Ei'buav'zi gjev oss ein viss kjennskap til den lufta som blir blanda. Både stasjonane står fritt plasserte på grasmark i nivå nokre meter høgare enn elvane og skulle gje representative mæleresultat for luftlaga nærmest marka. Stengelse har dessutan observasjonar av vind.

Blandinga vil vera turbulent og høvet $n = m_a/m_b$ vil variere frå luftpakke til luftpakke. Dersom ei eller anna luftpakke i blandinga har ein n -verdi nær det optimale med omsyn til danning av blandingståke, vil temperaturen i denne luftpakka vera gjeven ved (13). Likninga kan ikkje løysast analytisk, men ho kan løysast maskinelt ved ein iterasjonsprosedyre. I fall $w_{\max} > 0$ i likning (14), vil det ha danna seg tåke i den nemnde luftpakka. $w_{\max} > 0$ blir såleis kriteriet for mogleg blandingståke.

Luft frå Storelvdalen og Ei'buav'zi blir berre blanda når luftstraumen går ned dalane. Til granskingsa er det difor berre brukt observasjonar av temperatur og relativ råme ved vind nedover dalen ved Stengelse. Målingane tok til 1.des. 1972 og granskingsa omfattar data frå då og fram til mai 1974. Generelt er tåkefrekvensen størst om morgonen, og vi har difor valt ut observasjonen kl. 07 til granskingsa. Resultata vart at vi ikkje kunne finne noko tilfelle i perioden desember 1972 til mai 1974 der utrekningane gav blandingståke. I den nemnde perioden har det heller ikkje vore nokon observasjon av tåke på Alta lufthamn. Likevel skil ikkje denne perioden seg nemnande frå gjennomsnittet i åra 1956 - 65. Ein gjennomsnittleg periode på tilsvarande lengd i denne tiårsperioden ville gje 0,5 tåkedagar.

For å gjera løysinga av likningane (13) og (14) lettare tilgjengeleg, er grensene for mogleg blandingståke, dvs. $w_{max} = 0$, framstilt på diagramma 1 - 3. Diagram 1 gjeld for luftmasse a med $T_a = 5^\circ$ og $U_a = 100\%, 97\%, 94\%$ eller 91% (parameterframstilling).

Diagrammet syner dei krava som temperatur og relativ råme må oppfylle for at det skal vera mogleg å få tåke ved blanding av luftmassane.

Alle punkt som ligg til venstre for dei heildregne kurvene, gjev blandingståke ved optimal verdi av n. Av diagrammet går det fram at for å få blandingståke ved temperaturdifferensar mindre enn $7 - 8^\circ$, må råmen i både luftmassane vera større enn 90%. Det er få tilfelle av differensar i temperatur mellom Stengelse og Borkhus som er større enn $7 - 8^\circ$. Eksempel på bruken av diagrammet: $T_a = 5^\circ$, $T_b = -3^\circ$, $U_a = 94\%$, $U_b = 98,7\%$ gjev $w_{max} = 0$. Blandinga vil då vera på grensa for mogleg blandingståke. Blandingstemperaturen = $0,8^\circ$.

Dei stipla linene gjev temperaturen i blandingsluftmassen når $w_{max} = 0$. Av diagrammet ser ein at ved blanding av eit luftvolum a med ulike luftvolum b, vil temperaturen i blandingsluftpakka bli om lag den same utan omsyn til tilstanda i dei luftvolumea som blir blanda saman med luftvolum a. Dette gjeld altså når blandinga er på grensa til å gje tåke og når n er optimal.

Diagram 2 viser kriteriet for blandingståke for det tilfellet at $U_a = U_b$. Punkt opp og til høgre for kurvene stettar krava til blandingståke. Under lite temperaturdifferensar trengst større relativ råme for å få tåke di høgre temperaturen er i lufta.

Eksempel på bruken av diagrammet: $T_a = 0^\circ$, $\Delta T = 7^\circ$, $U_a = U_b = 97\%$ er på grensa til å gje mogleg blandingståke. Ved $T_a = 0^\circ$, $\Delta T = 9^\circ$ kan det bli blandingståke dersom $U_a = U_b > 95\%$. Da differensen i temperatur mellom Stengelse og Borkhus i svært få tilfelle er større enn 9° , må det også vera svært få tilfelle av blandingståke når $U_a = U_b < 95\%$.

Diagram 4 viser korleis vassinnhaldet i blandingståka varierer med temperaturen. Regelen er at vassinnhaldet aukar sterkt med aukande temperatur. Dette er rimeleg sidan den absolutte råmen i metta luft aukar når eksponisielt med temperaturen. Berre dersom tilstandet i luftvolumea som skal blandast er nær grensa for mogleg tåke, kan vassinnhaldet minke med temperaturen, jamfør kurva for $U_a = U_b = 98\%$ på diagrammet.

Feilkjelder. Modellen som er brukt byggjer på likningane (1) - (14). Somme av dei gjeld ikkje heilt eksakt, men usikkerheita i resultata i dette kapitlet skriv seg ikkje frå desse (usikkerheita kunne vore redusert ved å bruke meir innvikla likningar dersom det hadde vore naudsynt). Kjeldene til usikkerheit er:

- 1) Relativ råme er vanskeleg å mæle, spesielt ved låge temperaturar. Usikkerheita varierer etter mæletilhøva, men er neppe dårlegare enn 5%, kanskje med unntak i kaldt og turt ver.
- 2) Luft litt lenger opp enn i stasjonsnivå vil ha ein annan temperatur enn det som blir målt på stasjonen. Spesielt gjer dette seg gjeldande nedafor ein eventuell inversjon, da temperaturen aukar med høgda.

Truleg er skilnaden på lufta ved Stengelse og lufta ved Borkhus mindre litt høgre oppe enn i stasjonsnivå. Dersom dette er tilfelle, vil modellen gje for store sjansar for blandingståke.

Ved å jamføre usikkerheita i den relative råmen med diagramma log 2, kan ein slutte:

- 1) I omlag alle tenkjelege tilfelle av blandingståke som kan finnast ved hjelp av modellen, vil det vera tvil om modellen ville gje same resultatet om dei verkelege verdiane for relativ råme kunne brukast. (Ved $|\Delta T| < 9^\circ$).
- 2) Når modellen gjev resultatet "inga blandingståke", vil usikkerheita i den relative råmen stundom vera stor nok til å kunne endre resultatet, andre gonger kan tilstanden i lufta som skal blandast, vera slik at usikkerheita ikkje kan spela noko rolle for resultatet blandingståke eller ikkje blandingståke.

Da modellen som nemnt ikkje gav noko tilfelle av blandingståke i tidsrommet desember 1972 til mai 1974, kjem alle desse observasjonane inn under kategori 2) ovafor.

Vi skal sjå nærmere på kva usikkerheita i den relative råmen har hatt å seiia for resultatet av utrekningane. Til dette bruk er temperaturdifferensen mellom Stengelse og Borkhus kl. 07 gjeven i tabell 1. Sannsynet for tåke er størst om morgonen, difor er observasjonen kl. 07 vald ut. Berre vindretningar i sektoren aust - sør, dvs. vind ned dalen, er tekne med, da luftmassane elles ikkje vil bli blanda. Vind ned dalen er vanlegast om vinteren. Årsaka er den markerte temperaturdifferensen mellom varmt hav og kaldt kontinent.

Tabell 1.

$\Delta T^{\circ}\text{C}$	$\leftarrow -3,1$	$-3,1,-1,1$	$-1,0,0,9$	$1,0,2,9$	$3,0,4,9$	$5,9,6,9$	$7,0\rightarrow$	SUM
α	2	19	108	43	22	18	8	220
p	1	9	49	19	10	8	4	100

ΔT er temperaturdifferansen kl. 07 mellom Stengelse og Borkhus.

α er frekvensen i dagar i gjennomsnitt pr. år teken over perioden desember 1972 til mai 1974. (Gjennomsnittet for tidsrommet desember-mai er funne ved å ta eit separat medel for kvar månad. p er tilsvarende frekvens i %).

Som det går fram av tabellen er det ei tydeleg skeiv fordeling av temperaturdifferensane med ein klar overrepresentasjon av dei største positive differensar (dvs. at Stengelse har høgare temperatur enn Borkhus). I 22% av tilfella er differensen større enn $3,0^{\circ}$ medan det berre er 1% av tilfella at differensen er mindre enn $-3,1^{\circ}$. Det er verd å leggje merke til at i heile 12% av tilfella er differansen større enn 5° og det er mykje for to stasjonar som både står i botnen av dalar med avstand seg imellom på berre 3 km og med stasjonshøgder som ikkje skil seg nemnande frå kvarandre. Det viser seg at det er under stabile vertilhøve spesielt om vinteren at differensane er store. Dette kan koma av at lufta nedst i Ei'buav'ži strøymer ned dalen med mindre fart enn lufta ved Stengelse. Da vil lufta i Ei'buav'ži ha lengre tid på seg til å bli avkjølt av underlaget enn i Storelvdalen. Der vil også lufta kanskje ha fått eit tilskot av følbar varme på fallstrekningane ved Šav'čo. I inste delen av Ei'buav'ži på fallstrekningane til Av'žejákka og Njuovnjatjákka er dalen trong og svingut. Det same gjeld sidedalen Vuol'dav'ži. Dette er til hinder for transporten av luft nedover dalane.

Sjansen for blandingståke aukar med aukande temperaturdifferens mellom stasjonane. Tabell 2 gjev informasjonar om den relative råmen for dei største temperaturdifferensane $|\Delta T| = |T_A - T_B| \geq 5^{\circ}$. Alle observasjonar kl. 07 i tidsrommet desember 72 til mai 74, der vindretninga på Stengelse er ned dalen, er med i tabellen.

Tabell 2.

$ \Delta T $	$U_2 \geq 95$ $U_1 \geq 95$	$U_2 \geq 95$ $95 > U_1 \geq 90$	$U_2 \geq 95$ $90 > U_1 \geq 85$	$U_2 \geq 95$ $U_1 < 85$	$95 > U_2 \geq 90$ $95 > U_2 \geq 90$	$95 > U_2 \geq 90$ $U_1 < 90$	$U_2 < 90$ $U_1 < 90$
5.0, 6.9	0	1	1	5	1	8	23
7.0, 8.9	0	0	0	0	0	3	5
≥ 9.0	0	0	0	0	0	0	4

U_1 og U_2 er samstundes observert relativ råme på Stengelse og Borkhus kl. 07. U_2 representerer den observasjonen som er størst, U_1 den som er minst. $|\Delta T| = |T_a - T_b|$ dvs. talverdet av temperaturdifferensen mellom Stengelse og Borkhus kl. 07.

Dersom vi reknar med ei absolutt usikkerheit i U på 5%, kan ikke modellen brukast til å avgjera om det blir danna tåke ved blanding av luftmassane for tilfellet $U_2 \geq 95\%$ & $U_1 \geq 95\%$. I denne granskninga skaper det ingen problem da vi ikke har observasjonar som fell inn i denne kolonnen. Sannsynet for blandingståke for observerte verdiar i kolonne 2, 3 og 5 er lågt, men stort nok til at vi ikke kan sjå bort frå det. I dei andre kolonnane er sannsynet for tåke så lite at vi i praksis kan rekne det lik null.

Konklusjon: For perioden desember 72 til mai 74 tyder denne granskninga på at det har vore høgst 3 tilfelle av tåke ved møtet mellom Storeldalen og Ei'buav'zi.

I ein frostrøyksituasjon vil normalt turrare luft tilført hovuddalen frå til dømes ein sidedal føre til ei uttynning av frostrøyken. Men er temperaturen i sidedalen vesentleg ulik temperaturen i hovuddalen, kan det tvert imot hende at blandingsprosessen kan gje tåke og såleis forsterke frostrøyken. Dersom ein reknar med at lufta inne i frostrøyken har ein relativ råme på 100%, kan ein teoretisk rekne ut samanhøyrande grenseverdiar av temperaturdifferens og relativ råme for mogleg danning av blandingståke. Dette vil altså vera naudsynte vilkår, men dersom dei innblanda tåkefrie luftmassane er små i høve til dei innblanda luftmassane med frostrøyk, vil dette også vera tilnærma tilstrekkelege vilkår. Resultata av utrekningane er viste grafisk på diagram 3. Grensene for mogleg tåkedanning varierer også litt med temperaturen.

Dersom ein brukar diagrammet med tanke på Alta i ein situasjon med isfri Altaelv og frostrøyk i dalen og med islagd Eibyelv og frostrøykfri dal, er det høgre delen av diagrammet som interesserer, sidan det i frostrøyksituasjonar er kaldare i $\text{Ei}'\text{buav}'\text{zi}$ enn i Storelvdalen.

Vi skal gje eit døme på bruken av diagrammet under føresetnad av at observasjonane frå Stengelse og Borkhus er representative for dei luftmassane som blir blanda saman:

Dersom relativ råme på Borkhus er 90% ($U_b = 90\%$) må temperaturdifferensen (ΔT) mellom Stengelse og Borkhus vera større enn $4,5^\circ$ for at det skal vera mogleg å få blandingståke ved ein temperatur på Stengelse lik -20° ($T_a = -20^\circ$). Er til dømes differensen mellom Stengelse og Borkhus 8° , må den relative råmen for Borkhus vera minst 65% ved $T_a = -20^\circ$.

Dersom reguleringa fører til auka frostrøykfrekvens i Storelvdalen, kan det vera mogleg at ein likevel kan få blandingståke der Storelvdalen og $\text{Ei}'\text{buav}'\text{zi}$ møtest. Som nemnt i førre kapitlet er det ikkje i fyrste rekke eit meteorologisk problem kor store endringar det vil bli i frostrøykfrekvensen etter ei eventuell regulering, sidan resultatet framfor alt vil vera avhengig av manøvreringa av kraftverket. Det som likevel kan gjerast er å finne ein øvre skranke for talet på tilfelle av blandingståke i det tidsrommet data ligg føre, nemlig frå desember 1972 til april 1974. Resultatet nedafor kviler på desse føresetnadene:

- 1) Altaelva går open heile vinteren.
- 2) Alltid når temperaturen er lågare på Stengelse enn -9° , er det frostrøyk i dalen.
- 3) Relativ råme i frostrøyken er 100%, og temperaturane i dalen er 2° høgre enn dei ville ha vore dersom dalen hadde vore frostrøykfri.
- 4) Lufta på Stengelse og i Borkhus er representativ for dei luftmassane som kjem med i blandingsprosessen.

For å simulere slike tilhøve som i føresetnadene 1 - 4 ovafor, vart 07 - observasjonen for Stengelse modifisert såleis: Relativ råme vart alltid sett til 100% og det vart lagt til 2° i lufttemperaturen.

Som tidlegare vart berre tilfelle med vindretning ned dalen og lufttemperatur på Stengelse lågare enn -9° (etter at 2° vart lagt til) tekne med. Sidan luft frå Storelvdalen før blandinga etter føresetnaden var metta med luft frå $\text{Ei}'\text{buav}'\text{zi}$ var umetta, vil ei luftpakke ved optimal blanding innehalde meir luft frå Storelvdalen enn fra $\text{Ei}'\text{buav}'\text{zi}$.

Dersom til dømes luft frå Storelvdalen og $Ei'buav'zi$ gjev like store bidrag til blandingsluftmassen, vil berre ein liten prosent av luftpakkene ha optimal n. Sjølv om innblandinga av frostrøykfri luft verkar til å auke det frie vassinhaldet i frostrøyken for desse luftpakkene, vil det kunne vera fleire luftpakker som fekk mindre fritt vassinhald på grunn av blandinga. Derved vil det frie vassinhaldet i frostrøyken sett som ein heilskap kunne minke. Dessutan vil turbulensen blande tåka også etter møtet mellom dalane og luftpakker med optimal n vil bli meir og meir sjeldne. Dette er bakgrunnen for at verdi av n utanom dei optimale er tekne med i tabell 3.

Tabell 3.

Tabellen viser tilfelle av blandingståke der Storelvdalen og $Ei'buav'zi$ mytest i perioden desember -72 til mai -74 under dei føresetnadene som er nemnde ovafor.

Høvet, n, mellom dei luftmassane som vart blanda, Stengelse : Borkhus	Optimal	3:1	1:1	1:3
Talet på tilfelle med blandingståke	24	15	5	1
Talet på tilfelle utan blandingståke	53	62	72	76

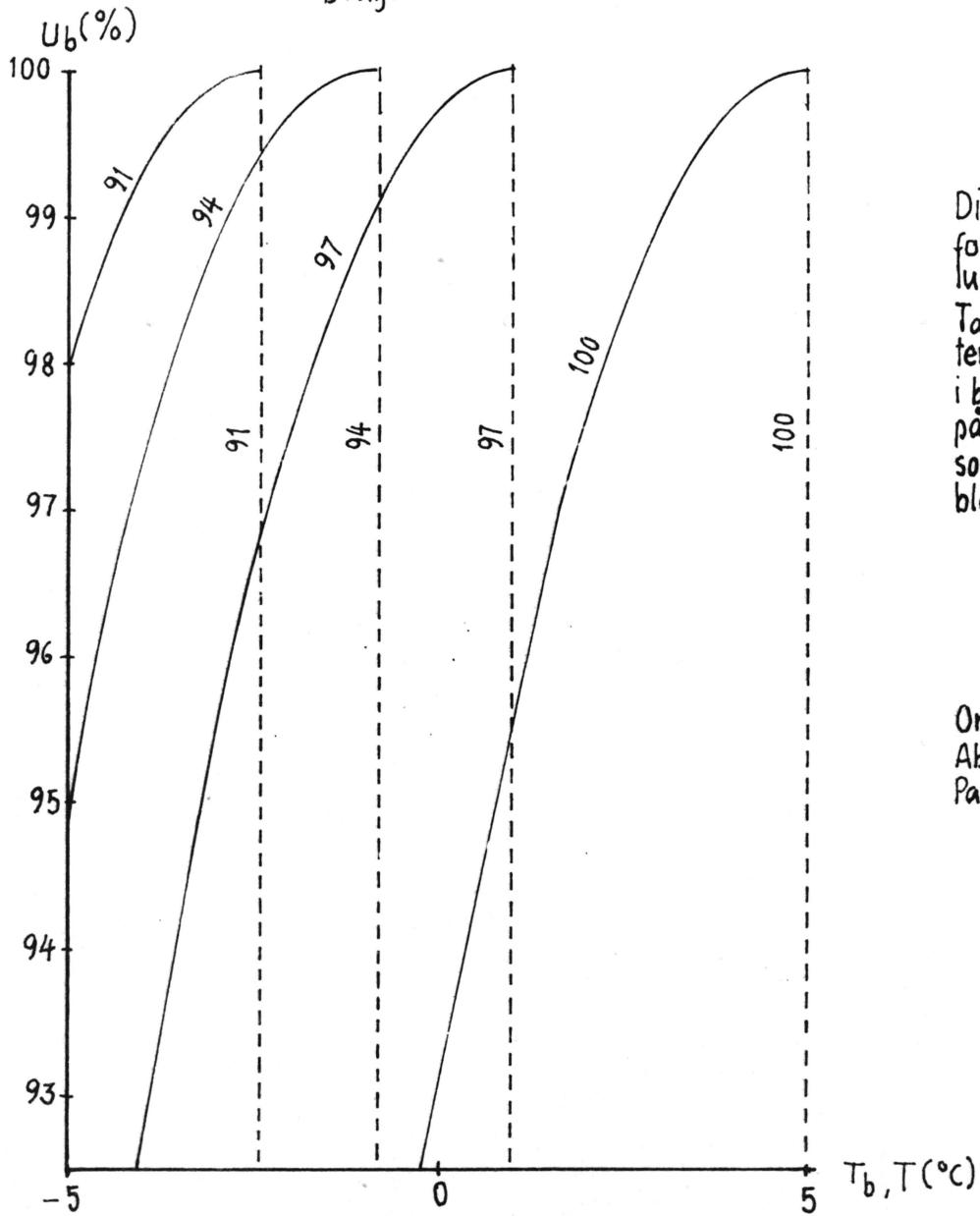
Som tabellen syner kan blandingståka spela ei rolle i frostrøyksituasjonar, men det er svært avhengig av høvetalet mellom dei to luftmassane som er med i blandinga. Di meir frostrøykfri luft som blir tilført blandinga, di mindre sjanse er det for å få blandingståke. Skulle $Ei'buav'zi$ gje eit større bidrag til blandingslufta enn Storelvdal, ville blandingståka spela svært lita rolle og frostrøyken ville bli uttynna ved blandinga. Er det derimot små mengder luft frå $Ei'buav'zi$ som blir innblanda, vil denne lufta relativt ofte kunne forsterke frostrøyken. Som det står i tabellen ville det ha vore 15 av 77 tilfelle med blandingståke ved høve 3:1 ved blanding av luftmassane frå Storelvdal og $Ei'buav'zi$. Frostrøyken ville då bli transportert ned dalen og etter ei tid ville det på nytt bli jamvekt mellom produksjon av frostrøyk ved elva og opplysing av frostrøyken ved at råmen set seg av som rim på hus og tre, eller ved at ein del av vassdampen i luftlaget nærast marka kondenserer på snøen. Problema som usikkerheita i relativ råme skaper, er mindre i denne granskninga enn i det tilfellet at både luftmassane er umetta. Usikkerheita åleine kan neppe endre fordelinga i tabell 3 vesentleg.

Gamandrag. Det kan skapast blandingståke der to dalar går saman ved vindretning ned dalane. Sjansen for at dette skal skje aukar med aukande temperaturdifferens mellom dei luftmassane som blir blanda og med aukande relativ råme. I tida desember 1972 til mai 1974 har det i gjennomsnitt for året vore heile 40 tilfelle av lufttemperaturdifferensar kl. 07 mellom Stengelse i Storelvdalen og Borkhus i $\text{Ei}'buav'zi$ større enn 5° . Teoretisk utrekning etter ein modell som er forklara i teksten, tyder likevel på at det har vore høgst 3 tilfelle av blandingståke ved møtet mellom dalane.

I det nemnde tidsrommet har vi også simulert tilhøva dersom Storelvdalen hadde vore dekt av frostrøyk. Relativ råme er da sett lik 100% og til observert lufttemperatur på Stengelse er lagt til 2° . Vi har teke med alle dagar da temperaturen var lågare enn -9° og med vindretning ned dalen. Ved bruk av modellen kom vi da fram til at dersom den lufta som inneheld frostrøyk vart blanda i høvet 3:1 med luft frå $\text{Ei}'buav'zi$, ville det laga seg blandingståke i ca. 20% av tilfella. Dette talet ville minke sterkt dersom frostrøyklufta vart meir uttynna og ved høvet 1:3 var det berre nokre få prosent av tilfella som ville ha gjeve blandingsståke. Denne rekninga vart gjord for å finne øvre grenser for frekvensen av blandingståke etter reguleringa. Tala kjem ikkje til å bli realistiske da føresetnaden for dei er isfri Alta-elv heile vinteren og dessutan velutvikla frostrøyk over elva alle dagar lufttemperaturen på Stengelse er lågare enn -9° .

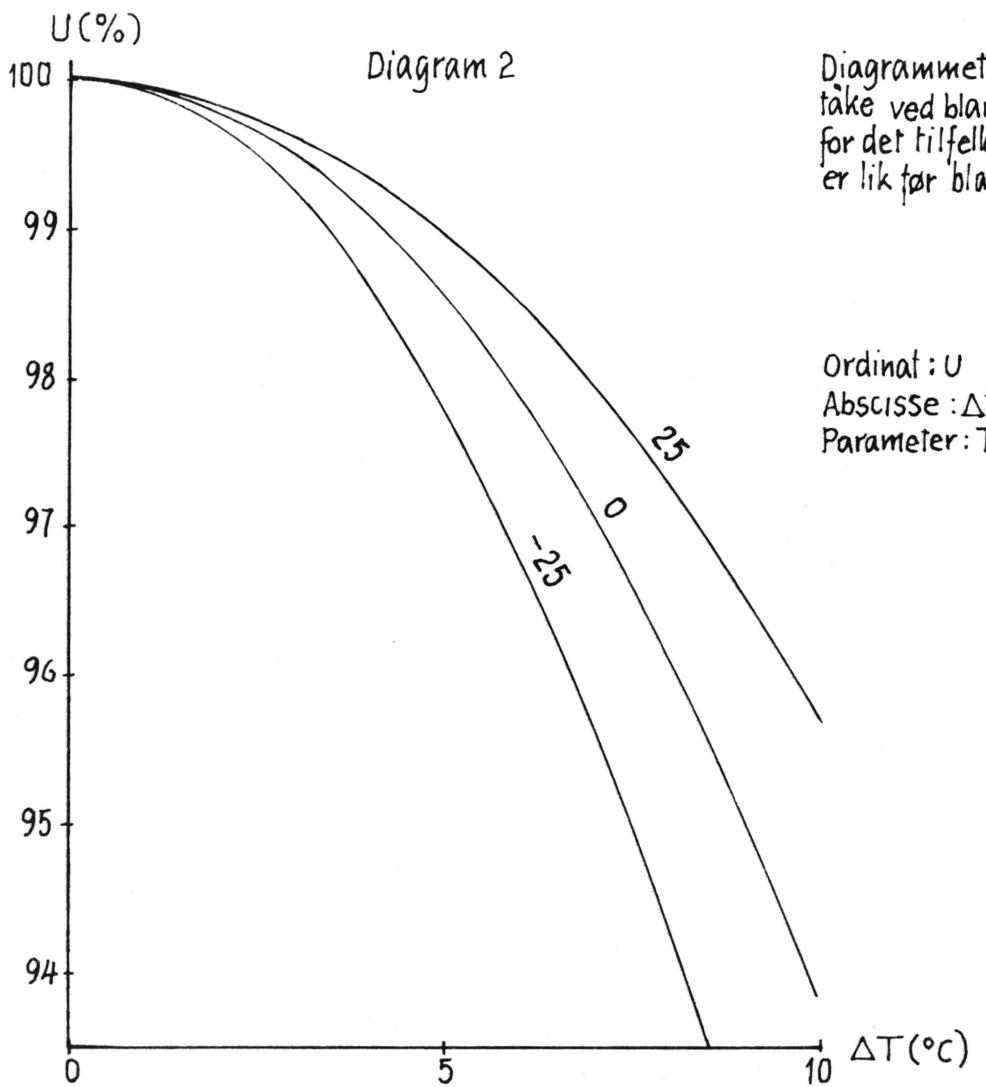
Konklusjon. I følgje observasjonar frå Alta lufthavn er det svært lite tåke i Alta. Observasjonane av relativ råme på Stengelse og Borkhus synest å indikere at tåkefrekvensen også her er låg. Sjølv om det er etter måten store temperaturskilnader mellom Storelvdalen og $\text{Ei}'buav'zi$ i klårver om morgonen, er råmen i lufta for låg til at blandingståke kan spela nokor nemnande rolle der dalane møtest. Dette vil også vera tilfelle etter ei eventuell regulering dersom manøvreringa av kraftverket blir slik at Alta-elva i det vesentlege blir islagd vinterstid. Berre dersom elva blir gåande open på grunn av reguleringa under kalde nok dagar til at lufta i Storelvdalen blir metta med vassdamp, kan frekvensen av blandingståke auke ved innblanding av kaldare luft frå $\text{Ei}'buav'zi$. Ved innblanding av til dømes 3 delar luft som inneheld frostrøyk med 1 del frostrøykfri luft, vil ein få auke i mindre enn 20% av tilfella. I over 80% av tilfella vil innblanding av frostrøykfri luft verke til å tynne ut frostrøyken.

Diagram 1

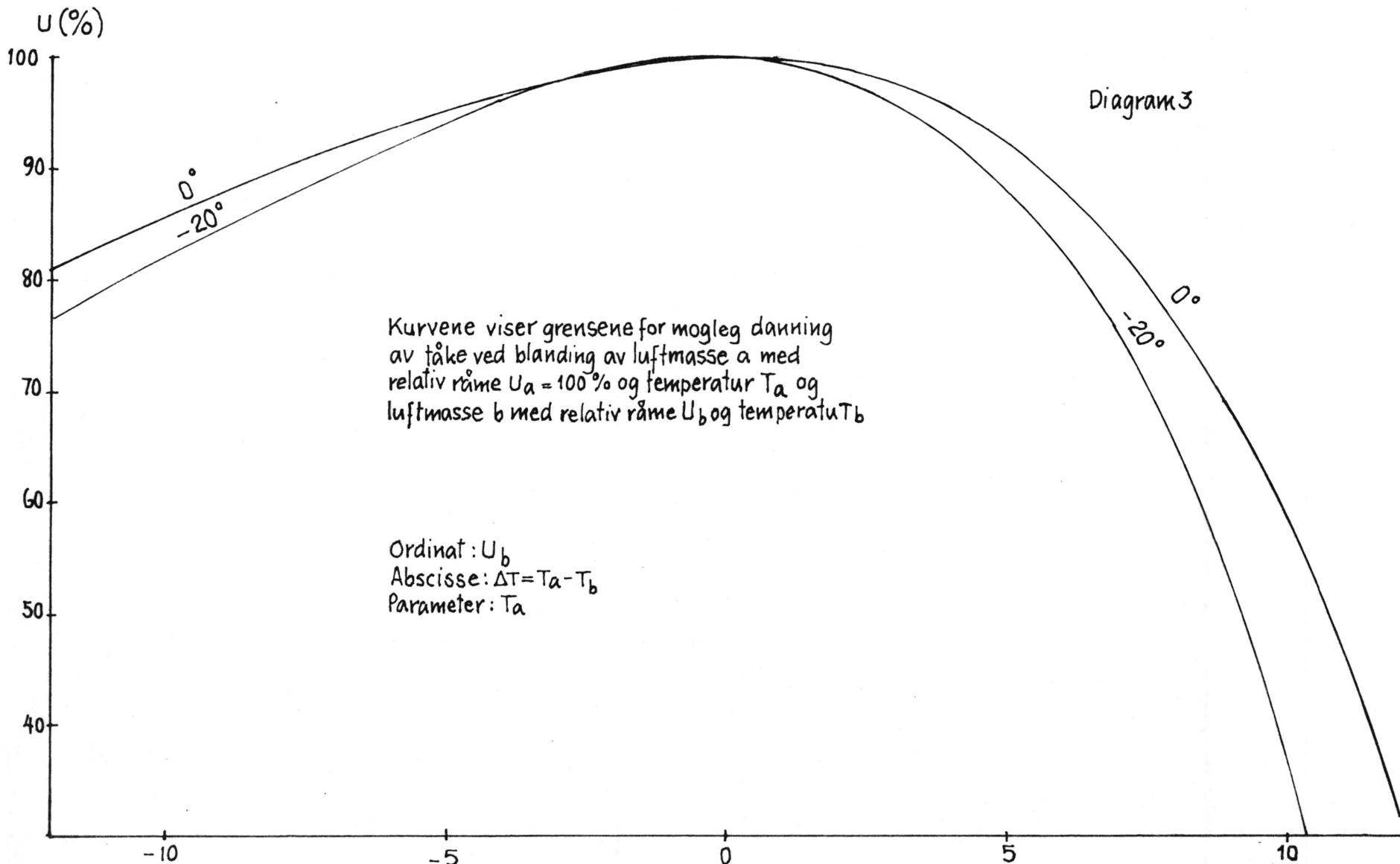


Diagrammet syner kriteriet (heildregne kurver) for mogleg danning av tåke ved blanding av luftmasse a med relativ råme U_a og temperatur $T_a = 5^\circ$ og luftmasse b med relativ råme U_b og temperatur T_b . Diagrammet syner også temperaturen i blandingsluftmassen T (stipla kurver) for punkt på dei heildregne kurvene, d.v.s luftmassar som er på grensa til å oppfylle kriteriet for blandingtåke.

Ordinat: U_b
 Absisse: T_b og T
 Parameter: U_a



Diagrammet syner kriteriet for mogleg danning av
 fôke ved blanding av luftmasse a og luftmasse b
 for det tilfelle at den relative råmen i luftmassane
 er lik før blandinga ($U_a = U_b = U$)



$w_{max} (g/m^3)$

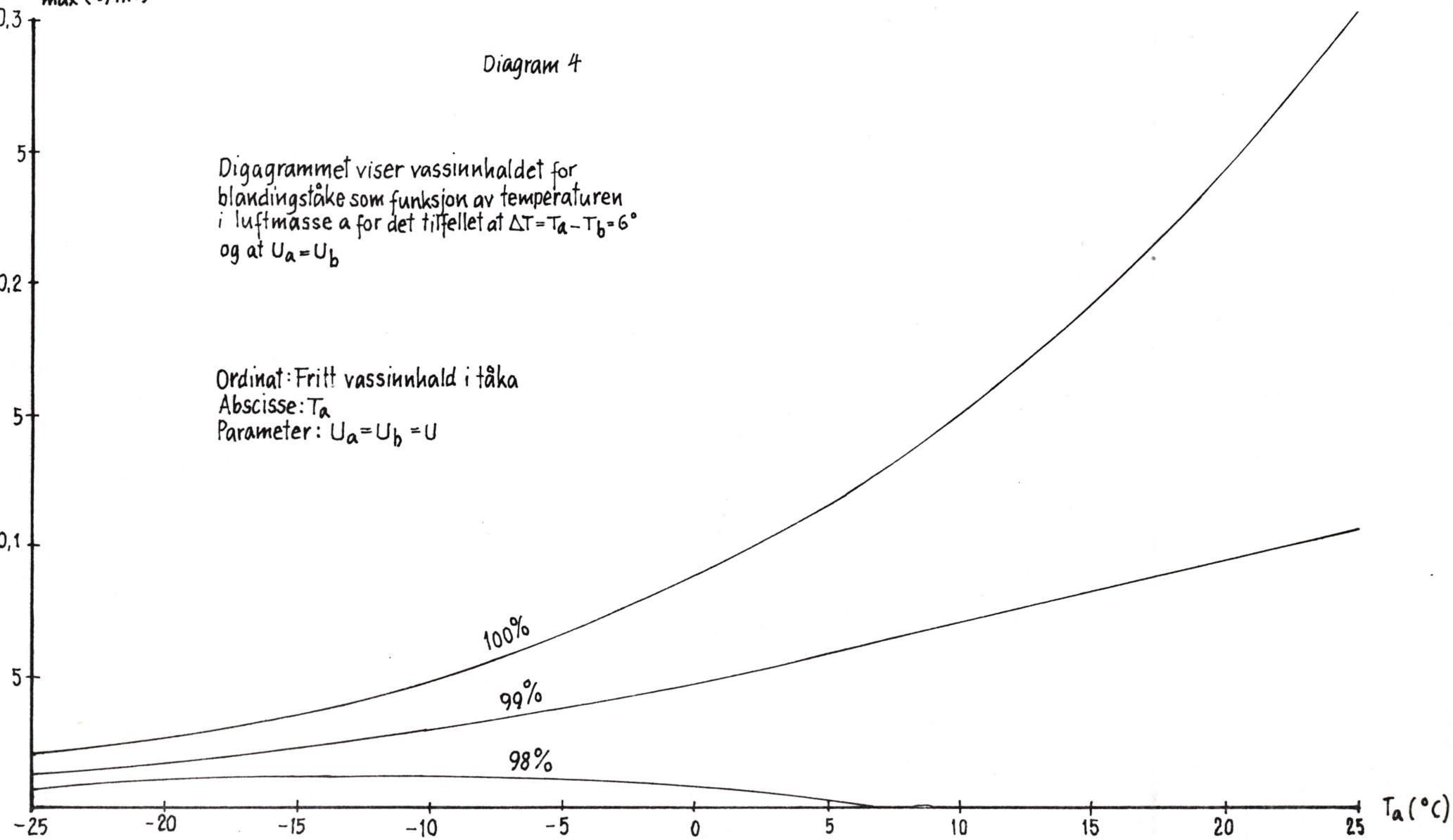
Diagram 4

Diagrammet viser vassinnhaldet for blandingståke som funksjon av temperaturen i luftmasse a for det tilfellet at $\Delta T = T_a - T_b = 6^\circ$ og at $U_a = U_b$

Ordinat: Fritt vassinnhald i tåka

Absisse: T_a

Parameter: $U_a = U_b = U$



II.3 Lokale temperaturendringar.

Kjem luft inn over vatn som er kaldare enn lufta, gjev lufta frå seg varme til vatnet. Dersom vatnet er varmare enn lufta, går varmestraumen den motsette vegen. Verknadene av desse prosessane på lufttemperaturen rundt elvar og vatn er diskutert generelt i førstninga av kapittel I.2. Dei som måtte ynskje å få kjennskap til grunnlaget for dei vurderingane som vi skal gjera i dette kapitlet, bør såleis lesa dei seks første sidene i kapittel I.2.

Dei endringane som vi skal omtala i dette kapitlet, kan vera av ulik storleik, Diverre er det svært vanskeleg å gje opp eksakte talverde for desse endringane og det vil i regelen heller ikkje bli gjort her. For at leсaren så langt råd er skal vera orientert om storleiken på endringane, gjer vi merksam på:

- 1) I alle tilfelle der det er fare for endringar større enn 1° , blir det gjort merksam på dette i teksta.
- 2) Når vi elles i dette kapitlet seier at det kjem til å bli endringar i temperaturen, vil vi meine endringar av storleiksorden tidels gradar.
- 3) Ofte kjem vi og til å snakke om moglege eller eventuelle endringar, eller vi seier berre at det kan bli endringar. Det tyder at det er tvilsamt at endringane er så store som $0,1^{\circ}$. Ei endring mindre enn $0,1^{\circ}$ har neppe krav på interesse.

Klimaendringane på grunn av reguleringa kan ikkje gjera seg gjeldande for dei storstila sirkulasjonssystema i atmosfären (makroklimaet). Derimot kan lokal-sirkulasjonen på ein stad bli påverka til dømes ved at eit vatn blir demt opp. Dette kan føre til endringar i det som blir kalla lokalklima. Dessutan kan det tenkjast at ein kan registrere endringar i dei marknære luftlaga, til dømes frå 0 til 1 m over bakken. Då talar vi om endringar i mikroklima (Makroklima, lokal-klima og mikroklima er meir utførleg omtala i kapittel I.1).

Etter planane skal reguleringa omfatte dei tre sjøane Iesjav'ri, Joat'kajavrit og Vird'nejav'ri. Tabell 1 syner nokre data for reguleringa.

Tabell 1.

Vatn	NV m	Opp- demming m	Senking m	Neddeamt areal km ²	Turrlagt areal km ²	Forsumpa areal km ²	3) 1)%
Joat'kajavrit	382,0	2,0	4,0	0,7	9	1,7	23
Iešjav'ri	390,0	1,5	0,5	5,5	8	3,3	5
Vird'nejav'ri	249,8	15,2	4,8	2,8	60	1,3	28

NV = naturleg vassstand

- 1) Neddenming eller turrlægging rekna i prosent av arealet ved naturleg vass-stand.
- 2) Desse tala gjeld for Stuorajav'ri. Gas'kajav'ri, Åivusjav'ri og Vuolitjav'ri får omlag ei tilsvarende regulering som Stuorajav'ri.
- 3) Forsumpa areal tyder alt areal mellom koten for høgste regulerte vass-stand (HRV) og koten 1 m over HRV. Ved flom må ein vente at vass-standen kan bli litt høgre enn HRV. Forsumpa areal treng ikkje samsvara med dei areala som får endra grunnvass-stand.

Iesjav'ri. Om vinteren når sjøen er islagd vil neppe reguleringa føre til temperaturendringar.

Isfrie årstider: Som nemnt i kapittel I.2.3 kan ei oppdemming føre til endringar i lokalklimaet dersom vassflata er varmare enn lufta, og dersom lufta over er stabil unntake i eit lag nærmast vatnet, der oppvarminga frå vatnet har gjort laget instabilt. (Stabil luft vil seia at temperaturen anten aukar med høgda eller minkar med høgda mindre enn 1° pr. 100 m, jamfør tilfelle B2 i kapittel I.2.3.) Sidan den planlagde oppdemminga aukar vassflata i sjøen, vil også den oppstigande straumen av varme frå sjøen auke, men før denne varmeauken eventuelt kjem ned til bakken, kan han vera fordelt på for store luftmassar til at han kan ha noko å seia for temperaturen i det marknære luftlaget. Dette er truleg tilfelle ved Iesjav'ri på grunn av det flate lendet rundt omkring sjøen.

Når lufta er varmare enn sjøen, blir ho avkjølt av sjøen og får auka stabilitet i det nedste laget. Varmen som går til sjøen vil då bli tappa frå eit relativt tynt luftlag nærmast sjøen, jamfør omtalen av granskingsane til Shitara og Zerche i kapittel I.2.2. Dersom det ikkje er heilt stille, vil den lufta som er avkjølt av sjøen, bli ført av vinden inn over le-stranda. Dette vil da kunne merkast ved at lufta over denne stranda får lågare temperatur enn lufta over lovart-stranda som ikkje er påverka av sjøen. Difor må ein rekne med at ei oppdemming vil føre til lågare maksimumstemperaturar langs eit belte på lesida av den nye strandlinja.

Men sjølv om sjøen etter reguleringa ved maksimal vass-stand vil ha noko større areal enn han har no, er likevel ikkje auken i gangvegen til lufta stor nok til at ein kan vente at den nye strandlina skal vera meir påverka av sjøen enn den gamle. (Avstanden over sjøen er av storleiksorden 10 km, medan auken i avstanden ved fullt magasin er av storleiksorden 100 m).

Om hausten må ein rekne med at magasinet blir fullt. Da kan ein vente endra grunnvass-stand for relativt store areal. (4 km^2 blir forsumpa. Sjå definisjonen av forsumpa areal i teksta under tabell 1). Høgre grunnvass-stand kan føre til endringar i mikroklimaet ved at døgnmaksimumstemperaturane i luftlaget nærmast marka blir lågare, medan døgnminimumstemperaturane blir høgare. Endringane vil berre gjera seg gjeldande over dei arealet som eventuelt blir utsette for grunnvassendringar og endringane vil truleg berre gjera seg gjeldande til tider med strålingbestemt ver.

På grunn av tappinga av sjøen om vinteren kan det bli liggjande att is på dei turlagde strendene. Dersom denne isen blir liggjande att ut på våren, vil han nok kunne føre til lågare dagtemperaturar (spesielt på varme dagar). Dette er endringar i mikroklimaet. Dei vil venteleg ikkje gjera seg gjeldande lenger frå øvste isblokkane enn nokre ti-metrar. Di brattare lendet er, di mindre vil sona for påverknad bli.

Joat'kajavit er samnamnet på sjøane Stuorajav'ri, Vuolitjav'ri, Gas'kajav'ri og Åi'vusjav'ri. Dei er åtskilde av smale sund og høgdedifferensen sjøane i mellom er mindre enn $\frac{1}{2}$ m. Data for den planlagde reguleringa er gjevne i tabell 1. Terrenget rundt sjøen er ulikt det flate lendet rundt Iešjav'ri. Åsane Hoal'gir, Vuomagielas, År'doai'vi og Cæv'dni formar ein dal med lengdeakse stort sett NNW - SSE med sjøane i dalbotnen.

Om vinteren når sjøen er islagd vil det ikkje bli klimaendringar.

Isfrie årstider: I klårversnetter om hausten kan det bli danna kaldluft som samlar seg i dalen. Over sjøane vil lufta få eit tilskot av varme frå vatnet og ho vil stige til vers. Dersom det er ein låg inversjon over dalen, vil likevel ikkje denne lufta stige over kanten av åsane. (Dette tilsvrar situasjonen som vi tidlegare har kalla B2). Lufta ved Joat'kajavrit vil difor i slike versituasjonar bli meir innestengd enn ved Iešjav'ri. Transport av luft inn og ut av systemet vil i all hovudsak gå føre seg i NNE, S og SSE. Om hausten vil magasinet oftast vera fullt og sjøen får større overflate og kan gje ei større varmemengd til lufta enn ved uregulerte tilhøve.

Vi har rekna ut auken i minimumstemperaturen i lufta etter formel (1) i kapittel I.2.4 med desse verdiane:

A/B = 0,04, A er her den doble breidda for gjennomsnittleg avstand mellom strandlinene for høgste regulerte vass-stand og naturleg vass-stand, B er gjennomsnittleg breidd av dalen. Høgda for vertikal luftstraum H = 70 m, Medeldifferens mellom vatn og luft $\bar{D} = 4^\circ$ og den tida som lufta held seg over bassenget t = 5 timer. Dette gav som resultat ein temperaturauke på $0,8^\circ$. Til dette resultatet vil det av ymse grunnar knyte seg relativ stor usikkerheit, mellom anna fordi det kan vera vanskeleg å vita i kor stor monn verdiane som er brukte i formelen er realistiske.

Resultatet av utrekninga syner likevel at oppdemminga av sjøen kan ha ein positiv innverknad på minimumstemperaturen i lufta om hausten.

Om våren etter at isen er gått, kan ein rekne med at magasinet vil få lågare vass-stand enn den noverande, slik at eit visst areal sjøbotn blir turrlagt. Både på grunn av at nettene er korte på denne årstida og at vatnet sjeldan er varmare enn lufta, vil det vera meir sjeldan at reguleringa om våren enn om hausten får innverknad på klimaet.

På varme dagar (lufta varmare enn vatnet) vil maksimumstemperaturen bli noko lågare i eit belte på lesida av den nye strandlina. Verknaden vil bli størst i lengderetninga til sjøen. Di brattare strendene er di mindre blir avstanden for innverknad frå sjøen.

Om våren kan lufta bli avkjølt av eventuelle isblokkar som kan bli liggjande att over land på grunn av tappinga av magasinet om vinteren. Verknaden vil bli størst der arealet med isblokkar er størst. Isblokkane vil venteleg ikkje påverke mikroklimaet lenger frå strendene enn høgst nokre ti-metrar.

Eventuelt areal med endra grunnvass-stand må vera mindre enn for Iešjav'ri. Også her kan det liksom for Iešjav'ri bli endringar i mikroklimaet med lågare maksimumstemperaturar og høgre minimumstemperaturar.

Vird'nejav'ri og Altaelva ned til Sav'čo: Sjøen Vird'nejav'ri ligg nede i eit 150 m djupt gjel. Utafor gjelet kan sjøen ikkje ha nokon innverknad på lokalklimaet, men til gjengjeld vil han vera viktig for lokalklimaet nede i gjelet i bestemte versituasjonar (spesielt i strålingsbestemt ver, sjå kapittel I.1).

Vinter: Det vil truleg bli lågare temperatur på strekninga frå demninga og opp til den gamle osen til Vird'nejav'ri (den kunstige sjøen) ved at kalldufta etter reguleringa lettare vil stagnere.

Vår: Dersom det blir liggjande att isblokkar etter tappinga om vinteren, kan ein få noko lågare temperatur i avsmeltingsperioden. Verknaden kan neppe gjera seg gjeldande lenger frå isen enn nokre ti-metrar, di brattare lende di smalare sone for påverknad.

Sommar: Reguleringa vil føre til lågare maksimumstemperaturar langs strendene ved fullt magasin. Spesielt vil dette gjera seg gjeldande nedafor Vird'nejav'ri, der det no er elv og i framtida skal bli sjø. Her kan endringane i maksimumstemperaturen bli større enn 1° på varme dagar.

Haust: I klårver om natta lagar det seg inversjonar (I ein inversjon stig temperaturen med høgda). På grunn av vertikal varmestraum frå sjøen, vil truleg ikkje inversjonen bli liggjande nede i gjelet slik som ofte er tilfelle, men i eit nivå over kanten. Varmestraumen frå vatnet vil da kunne nå over denne kanten. Oppstigande varmluft frå gjelet må bli erstatta av kaldluft frå platået. Men ved strøyming nedover dei bratte dalsidene, vil lufta bli dynamisk oppvarma. I den delen av gjelet der det nå er elv, blir lufta ikkje utsett for så stor vertikal strøyming som der det er sjø, slik at kaldare luft lettare fyller gjelet. Såleis vil reguleringa føre til høgare minimumstemperaturar i lufta over dalsidene nedst i gjelet i klåre netter. Det er mogleg at endringa kan bli større enn 1°. I dalsidene lenger opp er det mogleg at direkte varmestråling frå sjøen vil spela ei viss rolle i energibalansen.

Nedafor demninga vil Alta-elva vera turrlagd i 6 km eller 3 km alt etter val av alternativ. Normalt ville dette føre til auka fare for nattfrost, men ved luftstraum nedover dalen vil også denne delen av dalen nyte godt av den kunstige sjøen ovafor demninga. Negativ faktor på grunn av turrlagd elv, vil auke med avstanden nedover frå demninga. Like nedafor demninga vil nettoverknaden vera positiv (mindre nattfrost). Det er vanskeleg å seia om verknaden vil vera positiv heile vegen nedover til Sav'co kraftverk.

Strekninga Sav'co - Alta. Vinter. Elva vil halde seg isfri vinteren igjennom eit stykke nedover dalen frå kraftverket ved Sav'co. Etter utrekningane i kapittel III,1 vil det i gjennomsnitt bli litt over 20 dagar med frostrøyk i året over open elv. Lenger nede i dalen kan råka som er der i dag bli noko større etter ei eventuell regulering, slik at reguleringa også på desse stadene fører til noko meir frostrøyk. Temperaturen inne i velutvikla frostrøyk er gjerne eit par gradar høgre enn i klår luft. Altså kan reguleringa på dei aktuelle stadene føre til ein temperaturauke på dagar med frostrøyk. Trass i temperaturauken vil luft som inneheld frostrøyk på grunn av råmen kjennast kaldare enn klår luft.

Ifølgje manøvreringsplanen for kraftverket skal det bli teke omsyn til isproblema i elva. Det vil seia at det ikkje skal sleppast ~~meir~~ vatn enn at isen legg seg på elva i den delen av dalen som har busetjing. Reguleringa kan ikkje endre temperaturen vinterstid utan at ho fører til endring i istilhøve.

Vår: I isløysingsperioden kjem kraftverket ved Sav'čo til å bli køyrt for fullt, dvs. ca. 100 $\frac{\text{m}^3}{\text{s}}$. Sjølv om ein del flomvatn kan bli samla i Vird'nejav'ri, skulle utbygginga ikkje påverke tidspunktet for isløysing vesentleg. Redusert vassføring etter isløysinga kan føre til litt høgre temperaturar langs strendene, men verknaden vil ikkje gjera seg gjeldande lenger enn nokre ti-metrar frå strandkanten.

Sommar og haust: Ved ei vassføring som ikkje avvik vesentleg frå den noverande er det berre temperaturendringar i ellevatnet som kan skape klimaendringar. Dei vil vera negative om sommaren og positive om hausten. Dei vil truleg ikkje bli store nok til å ha noko praktisk verd.

Fjorden: Ferskvasstilsiget til fjorden kjem til å bli auka sakte utover vinteren avhengig av kva isen på Altaelva kan tåla. Fram på vinteren meiner ein det er råd å auke vassføringa i elva til noko over det doble. Dersom dette fører til auka islegging på fjorden, vil lufttemperaturen også over land bli noko lågare. Størst vil verknaden vera i same nivået som fjorden. På dagar med kald stabil luft, d.e. på klarversdagar, kan det truleg bli 1 - 2° kaldare enn om fjorden hadde vore isfri. Dette gjeld dersom isen er dekt av snø. Da det også under uregulerte tilhøve legg seg is på fjorden, vil desse tala berre gjelde på stader og til tider på året som får endra istilhøve på grunn av reguleringa.

Iesjåkka: Elva er planlagd turrlagd ved utlaupet av Iesjav'ri. Nedafor samlaupet med Mållsjåkka er restvassføringa 35% av det normale og nedafor Suosjav'ri er tilsvarande tal 68%.

Om vinteren vil ikkje reguleringa føre til endringar i klimaet.

I vekstsesongen kan det bli endringar i mikroklimaet langs elva, spesielt der vassføringa er redusert radikalt. Dei vil vera knytte til område med endra grunnvass-stand og vil berre gjera seg gjeldande i periodar med turt ver. Endringane kan nå litt utafor desse områda, men neppe lenger frå desse enn høgst nokre ti-metrar. Om sommaren vil dette føre til høgre temperatur i strålingsbestemt ver. Om hausten kan ein i denne vertypen få høgre maksimumstemperaturar, men og lågare minimumstemperaturar.

At elvar blir turrlagde kan også føre til lågare minimumstemperaturar i heile dalen dvs. på lokalmeteorologisk skala (under stabilitetstilhøve som tidlegare er kalla B2). At dette skal skje ved Iesjåkka er svært lite sannsynleg, fordi det er nesten flatt der elva er turrlagd. Den varmen som går over til lufta frå det varme elvevatnet, vil difor bli fordelt på for store luftmassar til at han kan gjera seg gjeldande. Dalen blir djupare lenger nede, spesielt nedafor Suosjav'ri, men som allereie nemnt er restvassføringa vidare nedover større enn 68%, og det synest lite rimeleg at store nok areal blir turrlagde til at reguleringa kan ha innverknad på temperaturen i heile dalen. Moglege endringar vil da berre bli slike som er knyttet til endra grunnvass-stand, mikrometeorologisk skala. Desse areala vil minke nedover i dalen ettersom restvassføringa aukar.

Tverrelva: Øvste delen av Tverrelva, dvs. elvane Fal'lejåkka og Gålgutjåkka skal etter planane bli førte over til Joat'kajavrit. Inntaket skal vera litt nedafor der elvane renn saman. Restvassføringa vil såleis vera null rett nedafor inntaket, men aukar til 35 - 40% ved Stillasetra, 62% ved Bjørnstad og 74% ved Kronstad. Den prosentvise reduksjonen er altså størst i øvre delen av vassdraget og det er også her dei største areala blir turrlagde rekna i areal pr. lengde-eining. Først skal vi drøfte om dette kan føre til auka frostfare om hausten.

Vi skal bruke formel (1) i I.2.4 på den ca. 10 km lange strekninga frå elvemøtet til Stillia. Vi set A = 10 m i det vi reknar med heilt turrlagd elv, B = 1500 m, $\tilde{D} = 4^\circ$, t = 3 timer (vil tilsvare ein straum nedover dalen med fart $1\frac{m}{s}$), H = 50 m. Dette gjev som resultat at mist frosthindrande effekt $\xi = 0,1^\circ$ ved Stillia. Sidan elva ikkje er heilt turrlagd på strekninga er truleg ξ mindre enn $0,1^\circ$.

Resultata av utrekninga tyder på at reguleringa ikkje fører til nemnande auka frostfare for større areal i dalen på strekninga mellom elvemøtet og Stillia. På grunn av jamt aukande restvassføring vidare nedover dalen og tilføring av upåverka luft frå Austerelvdalen er det heller ikkje rimeleg at reguleringa fører til auka frostfare for større område i den delen av dalen der det blir drivi jordbruk (lokalmeteorologisk skala). Auke i frostfare kan difor berre tenkjast på areal som får redusert grunnvass-stand (mikrometeorologisk skala) og vil berre kunne gjera seg gjeldande i turkeperiodar. Om dagen kan maksimumstemperaturane bli høgre.

Temperaturendringane i dette kapitlet gjer seg mest gjeldande i klårver. Da er veret oftast strålingsbestemt. På overskya dagar kan ein ikkje vente vesentlege endringar. I tabell 2 er vist talet på klårversdagar og talet på overskya dagar i normalperioden 1931-60 for stasjonane Alta lufthamn (Alta Elvebakken) og Kautokeino.

Tabell 2.

Månad		Jan.	Feb.	Mrs.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Des.
Klåre	I	7	3	4	3	2	2	2	1	2	2	4	4
dagar	II	3	2	3	3	2	2	2	1	1	2	2	2
Overskya	I	7	6	10	12	15	10	11	14	12	11	10	9
dagar	II	12	11	11	11	12	12	11	13	15	15	17	16

I Alta lufthamn og Alta-Elvebakken

II Kautokeino

Når skalaen for skydekke går frå 0 til 8 (0 er heilt klårt, 8 er heilt overskya) og skydekket er summert for dei tre standard observasjonstidene, er dagen rekna for klårversdag dersom denne summen er mindre eller lik 4. Dersom same summen er større enn eller lik 20, er dagen rekna for å vera ein overskya dag.

Tabellen syner at det er minst klårver i august/september, 1-2 dagar pr. månad. Det vil seia at dei endringane som er nemnde for hausten, vil vise seg relativt sjeldan. Men i tillegg til desse 1-2 dagane vil det nok vera dagar som er klåre nok til at ein kan få endringar sjølv om desse blir mindre enn om himmelen hadde vore skyfri (Jmfør definisjonen på klårversdagar i teksta under tabell 2).

Alta har 7 klårversdagar i gjennomsnitt for januar månad. Temperaturnedgangen over islagd fjord i høve til isfri fjord varar dermed minst ei veke i gjennomsnitt, truleg også lengre da det vil vera fleire dagar utover dei 7 som har lite skydekke. Dersom reguleringa endrar istilhøva ved at isen legg seg der han elles ikkje ville ha lagt seg og at endringane i istilhøva varar heile januar månad, må ein vente at endringane i temperaturen gjer seg gjeldande i 1 - 2 veker. Skulle endringane i istilhøva berre endre seg halve månaden, må ein rekne med at temperaturendringane i gjennomsnitt tilsvarande varar $\frac{1}{2}$ - 1 veke.

Dersom vi kjende storleiken på endringane for kvar dag, kunne ein rekne ut kor stor endring det vart i månadsnormalane (til dømes for medel-maksimums - minimumstemperatur og temperaturen kl. 07 osv).

La oss seia at reguleringa i laupet av ein månad på d dagar skaper endring i temperaturen Δt_i av ulik storleik i alt m dagar i månaden. Endringa i normalen Δn kan da finnast av formelen

$$\Delta n = \frac{\sum_{i=1}^m \Delta t_i}{d} = \frac{1}{m} \frac{\sum_{i=1}^m \Delta t_i}{d} = \frac{\Delta t \cdot m}{d}$$

der $\Delta t = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \Delta t_i$ er gjennomsnittleg endring for dei m dagane.

Eksempel 1. Ei endring på gjennomsnittleg $0,5^\circ$ i 3 dagar i ein månad fører til ei endring av månadsnormalen på $\frac{0,5^\circ \cdot 3}{30} = 0,05^\circ$

Eksempel 2. Ei endring på $1,5^\circ$ i 10 dagar i ein månad gjev ei endring i månadsmormalen $\frac{1,5^\circ \cdot 10}{30} = 0,5^\circ$

Eksempel 1 ovafor viser at dersom endringane er av storleiksorden ti-delar i klårt ver og er nær null under andre vertypar, vil innverknaden på månadsnormalen vera under ein tidels grad.

Eksempel 2 ovafor syner at ei endring i Alta for jauarmånad som i klårt ver er større enn 1° får konsekvensar for månadsnormalen. Som før nemnt kan reguleringa føre til temperaturnedgang i luftmassen over fjorden dersom fjorden lettare frys til på grunn av reguleringa. Men det er usikkert om endringar i istilhøva gjeld store nok areal til at temperaturnedgangen blir så stor som 1° .

III.4 Råme i lufta.

Vassdampinnhaldet i lufta kan endrast ved at vatn fordampar eller kondenserer på overflata. Prosessen blir påverka av type overflate. Vassdampinnhaldet kan såleis bli endra ved oppdemming, turrlegging eller forsuming på grunn av ei vassdragsregulering. Da inngrepa ved ei regulering er lokalt avgrensa, blir verknadene reduserte ved adveksjon (transport av luft).

Om våren sommaren og hausten vil fordampinga fra underlaget vera avhengig av desse faktorane som kan bli påverka av vassdragsreguleringa:

- 1) Areal kan bli neddemde eller turrlagde. Overflata vil difor endre vassførådet sitt.
- 2) Grunnvass-standet kan bli endra.
- 3) Temperaturen i vassoverflata kan bli endra.

Ved oppdemming vil arealet av vatn auke. Over det neddemde arealet vil det sjølv sagt alltid vera eit stort nok forråd av vatn til fordampinga. Før oppdemminga var det og fordamping fra det neddemde arealet, men fordampinga var ikkje bestemt av meteorologiske tilhøve åleine, men og av vassinhaldet i jorda. Dersom det er så mykje vatn i jorda at vassinhaldet ikkje har innverknad på storleiken av fordampinga, vil ikkje alltid evapo-transpirasjonen fra vegetasjonen vera mindre enn fordampinga fra ei fri vassflate. Er jorda tørr, vil nok fordampinga etter reguleringa auke. Om råmen i lufta skal endre seg vesentleg, vil vera avhengig av storleiken på det neddemde arealet og dei meteorologiske tilhøva. Er det til dømes snakk om neddemming av eit band langs strandkanten av storleiksorden 10 m, kan ein neppe vente endring på andre areal enn dei som direkte blir påverka av endringar i grunnvatnet. Eventuelle endringar vil vise seg i mikrometeorologisk skala og vil minke raskt med høgda.

Tabell 1, i førre kapitlet, viser dei areala som blir definert som forsumpa (alt areal som ligg over 1 m høgre enn høgste regulerte vass-stand). Dette arealet treng ikkje samsvare med det arealet som får endring i grunnvatnet, men av tabellen må ein likevel kunne slutte at det er rundt Iesjav'ri at grunnvassendringane dekkjer størst areal. Der grunnvatnet har stigi, vil dei marknære luftlaga få høgre vassdampinnhald i tørkeperiodar. Spesielt gjeld dette på varme dagar.

Om hausten i tørrversbolkar, er det mogleg at den 60% store auken i vassoverflata til Vird'nejav'ri kan føre til auka relativ råme i lufta i rolege versituasjonar med stor netto utstråling. Då vil også sjansen for å få danna tåke auke. Denne tåka er ein kobinasjon av strålings- og fordampingståke og vil løyse seg opp ut på dagen ved sol eller vind. Ved Joat'kajavrit kan kanskje også lufta bli fuktigare, men i alle høve vil endringane bli mindre enn for Vird'nejav'ri.

Som nemnt blir Altaelva teken i tunnel til kraftstasjonen ved Šav'čo. På strekninga er det mange fossar og stryk. Der blir produsert vassdråpar og fordampingsoverflata blir stor i høve til elveoverflata. Det ekstra tilskotet av råme er viktig for lokalklimaet i dette gjelet. Di tørrare veret er, di meir har dette tilskotet å seia. Nedbørssnormalane for månadene juni til september for stasjonen Solovomi er mellom 45 mm og 60 mm. I ein ekstrem tørrversbolk kan månadsnedbøren bli null eller berre nokre få mm over null.

I Iešjokka og Tverrelva blir vassføringa sterkt redusert i dei øvre delane av vassdraget. Utanom moglege mindre endringar i mikroklimaet på areal med endra grunnvass-stand, er det ikkje rimeleg å vente endring av råmen i lufta.

III.5 Oppsummering av dei venta endringane.

For å gjera ei samla vurdering av dei venta endringane lettare, gjev vi dette oversynet.

Alta-elva og Alta-fjorden.

Det gjennomsnittlege talet på frostrøykdagar pr. år for Alta og Stengelse vart rekna ut etter ein formel som det er gjort greie for i teksta. Formelen gjeld berre for stader ved ope vatn om vinteren. Resultatet vart 14 frostrøykdagar i Alta og 17 - 23 på øvre Stengelse i gjennomsnitt for perioden 1963 - 1974. Da køyreplanen til kraftverket etter alt å dømme vil måtte ta omsyn til dei store isproblema ei open elv om vinteren ville skape, er det rimeleg at Alta-elva også etter reguleringa blir islagd i alle fall det meste av vinteren. Dermed vil dei oppgjevne tala ovafor ikkje gje dei verkelege frostrøykdagane etter reguleringa. Dei vil vera mykje lågare. Auke i frostrøykdagane på grunn av reguleringa kan berre koma i stand når reguleringa verkar til å halde elva open i periodar av året ho elles ville vore islagd. Lengda av desse periodane vil variere fra stad til stad og dei vil vera avhengige av køyreplanen for kraftverket. Difor kan ikkje realistiske tal for frostrøykdagane gjevast. Men dersom ein klarer å halde elva islagd tilnærma så lenge som no, vil endring i talet på frostrøykdagar bli svært lite. Dette er ikkje mogleg på ei strekning frå uttaket av Sav'co kraftstasjon og eit stykke nedover der elva må bli gåande open. Her må ein rekne med vel 20 dagar med frostrøyk for året.

På den inste delen av fjorden vil det etter alt å dømme bli mindre frostrøyk enn før. Kan hende vil det derimot bli litt meir frostrøyk enn tidlegare i eit belte lenger ute, (kapittel III.1).

Om vinteren strøymer ofte kaldluft ned gjennom Storelvdalen og Åi'buav'zi mot fjorden. Spørsmålet om det kan laga seg blandingståke der desse dalane møtest, er granska på grunnlag av ein modell (kapittel III.2). I perioden desember 1972 til mai 1974 tyder granskingsa på at det ikkje har vore noko tilfelle av blandingsståke. Dersom islegginga av Alta-elva ikkje blir endra ved reguleringa, slik som føresetnaden er, vil heller ikkje vilkåra for blandingståke endre seg. Berre dersom elva blir gåande open på grunn av reguleringa under så låge temperaturar at det dannar seg frostrøyk som er tett nok til å mette lufta i Storelvdalen med vassdamp, kan innblanding av frostrøykfri luft frå Åi'buav'zi i visse tilfelle forsterke frostrøyken. (Ved innblanding av til dømes 3 delar luft som inneheld frostrøyk med 1 del frostrøykfri luft, vil ein få tettare tåke i mindre enn 20% av tilfella. I over 80% av tilfella vil innblanding av frostrøykfri luft verke til å tynne ut frostrøyken).

Endringar i temperatur er drøfta meir detaljert i slutten av kapittel III.3. Her skal berre nemnast at ved fjorden om vinteren, i klåversituasjonar, kan temperaturen bli over 1 grad lågare etter reguleringa. Føresetnaden for dette er at reguleringa fører til islagd fjord i periodar han elles ville vore isfri. Temperaturnedgangen vil i det vesentlege vera avgrensa til dei områda som eventuelt får endra istilhøve.

Venta temperaturendringar ved magasina (utdrag fra kapittel III.3):

Iesjav'ri. Endringane vil vera knytte til dei areala som får endra grunnvass-stand og kan gjera seg gjeldande i turkeperiodar. I klårver om hausten kan maksimumstemperaturen bli høgare medan nattminimumstemperaturen kan bli lågare. Isblokkar kan bli ligggjande att langs strendene om våren og føre til nedsett temperatur i nokre timetrar på lesida av isbeltet.

Joat'kajavrit. Det er mindre areal som får endra grunnvass-stand enn ved Iesjav'ri. Elles vil vurderinga av dette vera som for Iesjav'ri. Dessutan kan oppdemming av Joat'kajavrit føre til høgre minimumstemperatur om hausten, altså mindre sjanse for nattfrost.

Vird'nejav'ri. På grunn av brattlendet må grunnvassendringar spela lita rolle her. I større grad enn for Joat'kajavrit vil reguleringa verke positivt med omsyn til frostfare. Ved den kunstige delen av den planlagde sjøen er det mogleg at minimums-temperaturen i lufta om hausten vil auke med over 1 grad. Derimot vil maksimums-temperaturen på varme dagar kanskje gå ned med meir enn 1 grad. Om hausten er det grunn til å rekne med noko meir tåke, spesielt over den kunstige delen av sjøen (kapittel III.4). Om vinteren vil det bli meir frostrøyk over den naturlege delen av sjøen som blir lokalisert til sprekkar i isen. Over den kunstige delen av sjøen kjem det til å bli mindre frostrøyk enn før.

Tverrelva og Iesjåkka. Endringane vil vera avgrensa til areal med endra grunnvass-stand og vil kunne gjera seg gjeldande i lengre tørkeperiodar. I klårver om sommaren og hausten kan maksimumstemperaturane bli høgare medan minimums-temperaturane om hausten kan bli lågare.

REFERANSAR

1. Werner Johannessen, T. 1971. Varmebalansen i jordoverflaten og frostens nedtrengning i jorden. Frost i jord nr. 4.
2. Utaaker, K. og Jakhelln, A. 1965. Om lokalklima, frostrøyk og isdannelse på dyrket mark og beite i Tydal og Øvre Selbu. Oslo - Bergen. Stensiltrykk.
3. Høgåsen, S. 1974. Varmeovergang vatn-luft. Eksperiment i friluft.
Upublisert.
4. Shitara, H. 1971. Thermal Influence of the Lake Inawashiro on the Local-Climat in Summer Daytime. Japanese Progress in Climatology, Otsuka, Bunkyo-ku, Tokyo.
5. Zerche, M. 1967. Die Temperaturverhältnisse der Luft über einem grösseren flachen Binnensee Mecklenburgs und seinem ufernahen Land. Zeitschrift für Meteorologie, Band 19, heft 11 - 12. Akademie-Verlag GMBH, Berlin, DDR.
6. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI). 1967. Innverkan av sjøreglering och utbyggnad av vattenkraft på klimatet. Stockholm.
7. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. 1973. Isforhold i Otta og Lågen. Vurdering av de endringer en kan vente i isforholdene ved forskjellige utbyggingsalternativer. Rapport nr. 3173 Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk avdeling. Oslo.
8. Det norske meteorologiske institutt. 1974. Førrebels utgreiing om tenkjelege, lokale klimaendringar i indre Nordfjord og Ottadalen på grunn av dei planlagde vassdragsreguleringane i Jotunheimen.
9. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. 1974. Hydrologiske forhold om vinteren i nedre del av Alta-elv. Foreløpig vurdering av virkningen av en vassdragsregulering.