

UNIVERSITETET FOR MILJØ- OG BIOVITENSKAP



Forord

Jeg vil først og fremst takke mine veiledere. Arne Auen Grimenes for engasjement, strukturhjelp på alle måter og bamsemums. Øyvind Nordli for utmerket veiledning, tålmodighet og svar på utallige spørsmål. Vidar Thue-Hansen for gjennomlesning, gode råd og hjelp med stasjonshistorie. Takk også til Signe Kroken for uvurderlig hjelp med stasjonshistoriegraving, bilder og opplysninger. Takk til Rand og Gemma for engelskkorrektur. Til slutt vil jeg takke alle på lesesalen for trivelige matpauser på taket, motivasjon og Excel-tips. (Og takk til Radiolab for interessante programmer på øret da jeg for andre gang måtte regne ut k-verdier og var mindre fornøyd med det.)

Herdis Motrøen Gjelten

Ås, 15.mai 2011

Sammendrag

Det er svært viktig at de lange tidsseriene som benyttes i klimaforskning er homogene. Variasjoner og trender i homogene tidsserier kommer kun av variasjoner i vær og klima.

Målet med denne masteroppgaven var å homogenisere lufttemperaturserien fra Ås i Akershus i perioden 1874 – 2011. Bredde- og lengdegrad for Ås er 59°39'52"N og 10°47'40"Ø. For å kunne homogenitetsteste temperaturserien var det først nødvendig å beregne nye månedsmiddeltemperaturer, da en digitalisering av originaldata hadde gitt et nytt datagrunnlag. Ulike metoder for månedsmiddelberegninger ble studert før beregning ble utført. Deretter ble det samlet inn metadata¹ slik at eventuelle homogenitetsbrudd kunne jamføres med disse. Homogenitetstesting ble utført med en statistisk metode, Standard normal homogenitetstest (SNHT), og testingen ble gjennomført på års- og sesongbasis.

Det ble funnet flere inhomogeniteter (brudd), og det ble valgt å justere for fem av disse. Fire av bruddene var understøttet av metadata, mens det femte ble justert uten metadata. Årsakene til bruddene i temperaturserien var flytting av målestasjonen og endring i instrumentering. Justeringene av års- og sesongmidlene for serien lå mellom $-0,4\text{ °C}$ og $0,5\text{ °C}$.

Analyse av den homogeniserte temperaturserien viste at lufttemperaturen har økt med $0,9\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ per hundre år. For sesongene var endringen $0,6\text{ °C} \pm 0,5\text{ °C}$ for vinter, $1,3\text{ °C} \pm 0,3\text{ °C}$ for vår, $0,9\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ for sommer og $1,0\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ for høst. Ved sammenlikning med fire andre målestasjoner (Dombås, Færder fyr, Torungen fyr og Oksøy fyr) med gode langtidsserier var det ingen signifikant forskjell i temperaturøkningen stasjonene imellom.

¹ Stasjonshistorie

Summary

It is essential that the long-term time series used in climate research be homogeneous. Variations and trends within homogeneous time series are caused only by variations in two factors: weather and climate.

The objective of this thesis has been to homogenize the long-term monthly mean temperature series from Ås in Akershus County between 1874 and 2011. The latitude and longitude of Ås is 59°39'52"N and 10°47'40"E. In order to test the temperature series for homogeneity breaks, a recalculation of new monthly temperature means was necessary since a digitalization of original data had formed a new basis of data. Different methods for calculating the monthly mean were evaluated before the actual calculation was carried out. Thereafter, metadata² from the weather station was collected so that any homogeneity breaks found in the testing procedure could be compared to it. A statistical method called the Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) was used for the testing procedure, and the test was carried out using both annual and seasonal means.

Several homogeneity breaks were detected, five of which were adjusted for. Four of the breaks were confirmed by metadata, while the fifth was adjusted without any metadata. The causes of the homogeneity breaks were relocations of the weather station and instrumentation changes. The adjustments of the annual and seasonal mean temperatures were between $-0,4\text{ °C}$ and $0,5\text{ °C}$.

When analyzing the homogenized temperature series, the annual temperature means were found to have increased by $0,9\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ per hundred years. The corresponding change in the seasonal means was $0,6\text{ °C} \pm 0,5\text{ °C}$ in the winter, $1,3\text{ °C} \pm 0,3\text{ °C}$ in the spring, $0,9\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ in the summer and $1,0\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ in the autumn. When compared to four other weather stations with good long-term temperature series, there was no significant difference in the temperature increase between the stations.

² Station history

Symbolliste

Symbol	Forklaring	Enhet
a	Wiens forskyvningskonstant	m/K
A	Areal	m ²
C	Varmekapasitet	J/m ³ K
C_H	Konstant i Hansteens formel	
c	Konstant i klassisk c-formel	
c_p	Spesifikk varmekapasitet ved konstant trykk	J/kgK
$\bar{E}_{k,trans}$	Gjennomsnittlig translatorisk energi	J
H_0	Nullhypotese	
H_1	Alternativ hypotese	
h	Konveksjonskoeffisient	W/m ² K
K_{\downarrow}	Innkommende kortbølget stråling	W/m ²
K_{\uparrow}	Utgående kortbølget stråling	W/m ²
K^*	Netto kortbølget stråling	W/m ²
K_E	Turbulent diffusjonskoeffisient for vanndamp	m ² /s
K_H	Turbulent diffusjonskoeffisient for følbar varme	m ² /s
k	Köppens konstant	
k_B	Boltzmanns konstant	J/K
k_g	Konstant i Føyns formel	
k_s	Varmeledningskoeffisient	W/mK
L_{\downarrow}	Innkommende langbølget stråling	W/m ²
L_{\uparrow}	Utgående langbølget stråling	W/m ²
L^*	Netto langbølget stråling	W/m ²
L_v	Latent fordampningsvarme	J/kg
M	Utstrålingstetthet	W/m ²
m	Masse	kg
Q	Varme	J
Q_i	Differanse/ Q -verdi	°C
\bar{Q}	Middelverdi av Q -verdier	°C
\bar{q}_1	Middelverdi av Q -verdier før et brudd	°C
\bar{q}_2	Middelverdi av Q -verdier etter et brudd	°C
Q_v	Fordampningsvarme	J
q	Spesifikk fuktighet	
T	Temperatur	K
T_f	Månedsmiddel av tre faste observasjonstider	K
T_g	Månedsmiddel av morgen- og kveldsobservasjon	K
T_m	Månedsmiddeltemperatur	K
T_n	Månedsmiddel av døgnets minimumstemperatur	K
T_{maks}^S	Teststatistikk	
T_1	Månedsmiddel av morgenobservasjon	K
T_2	Månedsmiddel av observasjon midt på dagen	K
T_3	Månedsmiddel av kveldsobservasjon	K

t	Tid	s
X_{ji}	Referansestasjon j sin temperatur ved tid i	°C
\bar{X}_j	Referansestasjonens temperaturmiddel	°C
x	Lengde	m
Y_i	Kandidatstasjonens temperatur ved tid i	°C
\bar{Y}	Kandidatstasjonens temperaturmiddel	°C
Z_i	Referanseserie	°C
\bar{z}_1	Gjennomsnittet av referanseserien før et brudd	°C
\bar{z}_2	Gjennomsnittet av referanseserien etter et brudd	°C
α	Albedo	
Γ	Tørradiabatisk temperaturgradient	°C/m
ε	Emissivitet	
κ_H	Molekylær diffusjonskoeffisient for følbare varme	m ² /s
κ_S	Termisk molekylær diffusjonskoeffisient	m ² /s
λ_m	Bølgelengde	m
μ	Forventningsverdi, gjennomsnittsverdi	
ρ	Tetthet	kg/m ³
ρ_j	Korrelasjonskoeffisient	
σ	Stefan-Boltzmanns konstant	W/m ² K ⁴
Φ	Varmeoverføringsrate	W
Φ_{konv}	Varmeoverføringsrate ved konveksjon	W
$\Phi_{ledning}$	Varmeoverføringsrate ved varmeledning	W
$\Phi_{stråling}$	Varmeoverføringsrate ved stråling	W
ϕ^*	Strålingsbalanse	W/m ²
ϕ_E	Fluks av latent varme	W/m ²
ϕ_G	Fluks av varme overført ved varmeledning	W/m ²
ϕ_H	Fluks av følbare varme	W/m ²
$\partial\bar{T}/\partial z$	Gjennomsnittlig temperaturgradient	K/m
$\partial\bar{q}/\partial z$	Gradient for spesifikk fuktighet	m ⁻¹

Innhold

Forord.....	1
Sammendrag.....	3
Summary.....	5
Symbolliste.....	7
1 Innledning.....	11
2 Teori.....	13
2.1 Varmetransport.....	13
2.1.1 Elektromagnetisk stråling	13
2.1.2 Varmeledning.....	14
2.1.3 Konveksjon	15
2.1.4 Fordamping.....	15
2.2 Energioverføring for jord-atmosfæresystemet	15
2.3 Stråling til og fra jorda	16
2.4 Energiomsetning ved jordoverflaten	17
2.5 Fluks av varme i jord	19
2.6 Fluks av følbare varme	20
2.7 Fluks av latent varme.....	21
2.8 Atmosfæriske skalaer.....	22
2.9 Temperatur og temperaturmåling	23
2.9.1 Måling av lufttemperatur.....	23
2.9.2 Væsketermometre.....	23
2.9.3 Jules Richards termograf	25
2.9.4 Bimetalltermograf.....	26
2.9.5 PT100-termometer	26
3 Materiale og metode.....	27
3.1 Klimaet i Norge og på Ås	27
3.2 Stasjonshistorie	28
3.2.1 Flytting til Skogsdammen	28
3.2.2 Skogsdammen.....	29
3.2.3 Flytting til Søråsjordet.....	30
3.2.4 Søråsfeltet.....	30
3.3 Temperaturmålinger på Ås.....	33
3.3.1 Instrumenthytter.....	33

3.3.2	Kjøkkenhagen.....	34
3.3.3	Skogsdammen.....	35
3.3.4	Sørås	35
3.3.5	Kalibreringsrutiner.....	35
3.3.6	Måleusikkerhet	36
3.4	Köppens formel, Føyens formel, klassisk c-formel og Hansteens formel	37
3.5	k-verdier i Köppens formel.....	38
3.5.1	Døgndefinisjon.....	38
3.5.2	Observasjonstider	39
3.5.3	Avvik i observasjonstidspunkt.....	40
3.6	Standard normal homogenitetstest (SNHT) for enkeltbrudd	41
3.7	Homogenitetstesting.....	43
3.7.1	Dataprogram	44
3.7.2	Referanseserier.....	44
3.8	Datagrunnlag	47
4	Resultater	49
4.1	k-verdier.....	49
4.2	Føyens konstant, Hansteens konstant og konstanten i den klassisk c-formel.....	51
4.3	Sammenlikning av Føyens formel, Hansteens formel og klassisk c-formel	52
4.4	Homogenitetstesting.....	55
4.5	Homogenisert temperaturserie.....	77
5	Diskusjon	85
6	Referanser	89
7	Tillegg.....	91
7.1	Metadata for Ås	91
7.2	Metadata for referansestasjonene.....	92
7.3	Flere resultater fra homogenitetstesting.....	92
7.5	Inhomogen temperaturserie	94
7.6	Årsmidler homogenisert med justeringer for årsbasis.....	96
7.7	Trender for Færder fyr, Dombås, Torungen fyr og Oksøy fyr.....	97

1 Innledning

Været har interessert mennesket til alle tider, og har avgjørende innvirkning på alt liv.

Vær er atmosfæriske fenomener på kort tidsskala og har en kaotisk natur. For å karakterisere været benyttes parametre som temperatur, vindhastighet, nedbørsform, nedbørsmengde, fuktighet og skydekke [1].

Klima defineres som syntesen av alt vær gjennom en viss periode, ofte 30 år, og beskrives vanligvis ved gjennomsnitt og variasjon i temperatur, nedbør og vind gjennom perioden. Klimasystemet består av atmosfæren, land, hav, snø, is og levende organismer. Klimaet endres over tid som konsekvens av både intern dynamikk i klimasystemet og endringer i eksterne faktorer. Eksterne faktorer kan være vulkaner, solinnstråling og antropogene endringer av atmosfæren (f.eks. CO₂-utslipp fra forbrenning av fossilt brensel) [2].

Lange tidsserier med klimadata er en forutsetning for å kunne si noe om hvordan klimaet har endret seg over tid, og er viktig for utvikling av klimamodeller. For å kunne brukes i klimaanalyser og klimamodellering, må en tidsserie være homogen. Dersom en tidsserie er homogen, betyr det at variasjonen i tidsserien kun kommer av variasjoner i vær og klima, og ikke av endringer som utskifting av måleutstyr, flytting av observasjonssted, endring i observasjonstidspunkt og endring i omgivelsene rundt observasjonsstedet [3].

Oppfinnelsen av termometeret tidlig på 1600-tallet gjorde kvantifisering og registrering av vær enklere. Innen slutten av 1800-tallet ble været registrert systematisk i de fleste bebodde områder [2]. De eldste observasjonene i Norge begynte i Trondheim (1762), Oslo (1816), Bergen (1818) og Ås (1859). Det første tilløpet til et nettverk ble gjort av Televerket da det i 1861 opprettet kyststasjonene Kristiansund, Ålesund, Skudenes, Mandal og Sandøsund. Senere ble også en stasjon i innlandet opprettet på Dombås (1864). Det norske meteorologiske institutt ble opprettet i 1866, noe som førte til at stadig flere værstasjoner ble opprettet og et virkelig nettverk av stasjoner så dagens lys [4].

Observasjoner ved værstasjonen på Ås startet i 1859. Ved stasjonen registreres det i dag bl.a. temperatur, nedbør, vind og stråling. Stasjonen er flyttet to ganger, først i 1918 og deretter i 1983. Dette, sammen med bl.a. utskifting av måleinstrumenter og endring i observasjonstider opp gjennom årene, gjør at tidsseriene fra værstasjonen må homogenitetstestes før en kan si noe om klimavariasjonene på Ås. Av tidsseriene er globalstrålingsserien og jordtemperaturserien homogeniserte [5].

Homogenitetstesting av norske temperaturserier er utført av bl.a. P.Ø. Nordli og L. Andresen for Meteorologisk institutt (tidligere Det norske meteorologiske institutt, DNMI). I «Homogenitetstesting av norske temperaturserier» av P.Ø. Nordli [6] er det utført homogenitetstesting på temperaturserier fra 22 norske værstasjoner ved bruk av en statistisk metode, Standard normal homogenitetstest (SNHT), utviklet av Hans Alexandersson. 13 av seriene fra værstasjonene ble klassifisert som homogene etter nøye testing og eventuelle justeringer. 8 av seriene ble testet og eventuelt justert, men var fortsatt ikke helt perfekt homogene. En serie ble klassifisert som uegnet pga. miljøendringer på stedet. Flytting av værstasjonen var den vanligste årsaken til homogenitetsbrudd i temperaturseriene. Sol på

målehytta ved en eller flere av observasjonstidene og instrumentkorreksjoner var også vanlige årsaker til brudd. Justeringene av månedsmidler ved brudd lå mellom $-0,9\text{ °C}$ og $0,6\text{ °C}$ [6]. I «Homogenization of monthly long-term temperature series of mainland Norway» av L. Andresen [7] er temperaturserier fra 231 norske værstasjoner homogenitetstestet vha samme metode, SNHT. Programmet brukt i homogenitetstesting, ProClim, er utviklet av klimatologen Petr Štěpánek. 83 av seriene var uten homogenitetsbrudd, 80 av seriene hadde homogenitetsbrudd som ble justert vha. metadata³ mens 20 serier hadde brudd som ble justert uten metadata. 48 serier hadde brudd som var såpass små at de ikke ble justert. I denne studien ble temperaturserien fra Ås brukt som referanseserie [7].

SNHT er en utbredt test. H. Tuomenvirta [8] benyttet SNHT for å homogenitetsteste bl.a. årlige gjennomsnittstemperaturer fra 148 stasjoner i Finland i perioden 1961-1990. 63,5 % av seriene var homogene, mens 46,5 % hadde brudd. Justeringene av de inhomogene seriene var opptil $\pm 1\text{ °C}$ [8]. D.T. Keiser og J.F. Griffiths [9] benyttet SNHT på månedlig og årlig gjennomsnitt av middeltemperaturen, maksimumstemperaturen og minimumstemperatur fra 21 værstasjoner i South Dakota, Nebraska og Kansas. Studien brukte kun én værstasjon som referansestasjon og konkluderte med at 52 % av seriene var homogene. Justeringene lå mellom $0,5\text{ °C}$ og $1,5\text{ °C}$ [9].

Denne masteroppgaven har tatt for seg lufttemperaturserien fra målestasjonen på Ås. Den bygger på en ny digitalisering av originaldata (daglige verdier) fra 1874 – 1956, tidligere digitaliserte verdier fra 1957 – 1983, og deretter automatisk observerte data fram til i dag. Målet med oppgaven har vært å homogenitetsteste temperaturserien fra Ås vha. SNHT og programmet AnClim, som er utviklet av Petr Štěpánek. For å få til dette måtte det først beregnes nye månedsmiddeltemperaturer basert på det nye datagrunnlaget. Ulike metoder for månedsmiddelberegninger ble studert før beregning ble utført. Til slutt ble det samlet inn metadata slik at eventuelle homogenitetsbrudd funnet med SNHT kunne jamføres med disse.

³ Stasjonshistorie

2 Teori

Hvor annet ikke er spesifisert, bygger teorien i dette kapitlet på Utaaker [10] og Oke [11].

2.1 Varmetransport

Varme Q er energi som overføres fra et sted med høy temperatur til et sted med lavere temperatur. Varmeoverføringsraten Φ er definert som varme dQ overført i løpet av tidsrommet dt , og uttrykkes som følger [12]:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (2.1)$$

I atmosfæren og ved jordoverflaten overføres varme ved fire prosesser: Stråling, varmeledning, konveksjon og fordamping (latent varme).

2.1.1 Elektromagnetisk stråling

Alle legemer med temperatur over det absolutte nullpunkt ($-273,15\text{ °C}$) emitterer elektromagnetisk stråling. Et legeme med en gitt temperatur som absorberer all innkommende stråling og emitterer maksimal mengde stråling kalles et svart legeme. Svarte legemer har en emissivitet ε lik 1. Max Planck viste at spektralfordelingen av strålingen fra et svart legeme kun avhenger av bølgelengden til strålingen og temperaturen til legemet. Figur 2.1 viser spektralfordelingen av stråling emittert fra svarte legemer med temperatur 300 K og 6000 K. En slik kurve kalles en Planckkurve. Hver temperatur har sin karakteristiske Planckkurve.

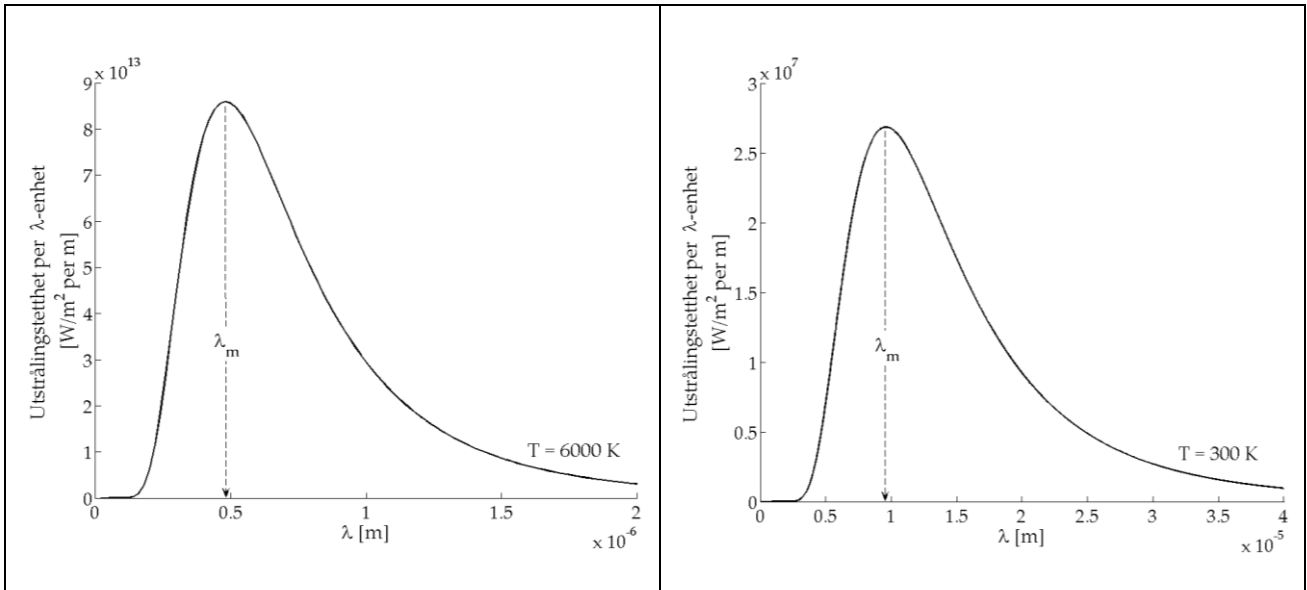
Utstrålingstettheten M [W/m^2] fra et sort legeme med temperatur T er lik arealet under Planckkurven og er gitt ved Stefan-Boltzmanns lov:

$$M = \sigma T^4 \quad (2.2)$$

hvor $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/\text{m}^2\text{K}^4$ kalles Stefan-Boltzmanns konstant og T er den absolutte temperaturen til legemet. For et legeme hvor emissiviteten er mindre enn 1 og uavhengig av bølgelengde, et såkalt grått legeme, er den totale emitterte energien (utstrålingstettheten) gitt ved:

$$M = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.3)$$

Emissiviteten til de fleste naturlige overflater er 0,90-0,99, og det er derfor i all hovedsak temperaturen som bestemmer den totale emitterte energien.



Figur 2.1: Spektralfordelingen for svarte legemer med temperatur 6000 K (venstre) og 300 K (høyre). λ_m er bølgelengden hvor maksimal energi emitteres.

λ_m i Figur 2.1 er den bølgelengden hvor mest energi emitteres, og er gitt ved Wiens forskyvningslov:

$$\lambda_m = \frac{a}{T} \quad (2.4)$$

hvor $a = 2,897 \cdot 10^{-3} \text{ m/K}$ og T er den absolutte temperaturen til et legeme. Wiens forskyvningslov sier at λ_m vil minke med økende temperatur. En temperaturøkning i et legeme vil føre til at total emittert energi øker og at andelen av korte bølgelengder i strålingspekteret øker, og Planckkurven vil dermed forskyves mot venstre og kortere bølgelengder.

Planckkurven for et svart legeme med temperatur lik 300 K i Figur 2.1 er typisk for den langbølgede strålingen emittert fra jorda, mens Planckkurven for temperatur lik 6000 K er typisk for den kortbølgede strålingen emittert fra sola.

2.1.2 Varmeledning

Ved varmeledning overføres energi ved kollisjoner mellom vibrerende molekyler uten at selve molekylene transporteres. Et eksempel på dette kan være når en ende av en stav varmes opp. Da vil molekylene i den enden som varmes opp ha høyere energi og vibrere sterkere enn molekylene i den andre enden. Vekselvirkningen mellom molekylene med høyere energi og molekylene med lavere energi gjør at varme overføres, eller ledes, fra den oppvarmede enden nedover til den kaldere enden [12].

2.1.3 Konveksjon

Ved konveksjon overføres energi ved direkte transport av masse. En skiller mellom fri og tvungen konveksjon. Et eksempel på fri konveksjon er luft som varmes opp. Når luft varmes opp, vil den utvide seg, få lavere tetthet og dermed stige. Energien transporteres altså sammen med de stigende luftmolekylene. Et eksempel på tvungen konveksjon er vind som blåser over et område. Vinden kan frakte med seg masse med høy temperatur over et område med lavere temperatur, og varme vil dermed overføres. Det er konveksjon som står bak store havstrømmer og atmosfærisk sirkulasjon. Varme overført ved konveksjon fra et legeme til omgivelsene er tilnærmet proporsjonal med legemets areal og temperaturforskjellen mellom legemet og omgivelsene [12].

2.1.4 Fordamping

Fordamping, faseovergangen fra væske til damp eller gass, krever energi. Molekyler i en væske er bundet tett sammen av intermolekylære krefter. For at en væske skal fordampe, må disse bindingene brytes, noe som krever energi. Energien som kreves for å fordampe en væske med masse m , er gitt ved[12]:

$$Q_v = mL_v \quad (2.5)$$

hvor L_v [kJ/kg] er en konstant som kalles latent fordampingsvarme og som avhenger av hva slags væske som fordamper. For vann ved 1 atm trykk er $L_v = 2,26$ MJ/kg [12].

Kondensering er faseovergangen fra gass eller damp til væske. Ved kondensering av en gass frigis energi. Den energimengden som kreves for å fordampe en gass vil altså frigis når gassen kondenserer igjen [12].

2.2 Energioverføring for jord-atmosfæresystemet

Vær og klima blir til ved komplekse prosesser i atmosfæren og ved jordoverflaten, og så godt som all energi til disse prosessene overføres ved varmeoverføringsprosessene stråling, varmeledning og konveksjon.

Varmeledning er en effektiv overføringsprosess i faste stoff og dermed en viktig varmeoverføringsprosess i jorda. Varmeledning er derimot en svært lite effektiv overføringsprosess i gasser, og neglisjeres derfor i atmosfæriske sammenhenger. La dT være temperaturforskjellen over et lite lengdestykke dx og la dQ være varme overført gjennom et tverrsnitt av lengdestykket med areal A i løpet av tidsrommet dt [12]. Varmeoverføringsraten $\Phi_{ledning}$, også kalt varmeeffekten, er da gitt i henhold til Fouriers lov [13]:

$$\Phi_{ledning} = -k_s A \frac{dT}{dx} \quad (2.6)$$

hvor dT/dx er temperaturgradienten gjennom lengdestykket og k_s er varmeledningskoeffisienten til lengdestykket [W/mK]. Minustegnet indikerer at varme overføres fra et område med høyere temperatur til et område med lavere temperatur [13].

Den andre varmeoverføringsprosessen er konveksjon. I meteorologi skilles det mellom horisontal og vertikal massetransport, så begrepet konveksjon benyttes om vertikal transport og adveksjon om horisontal transport. Varmeoverføringsraten Φ_{konv} mellom et fluid som strømmer over en overflate og selve overflaten er da gitt i henhold til Newtons avkjølingslov [13]:

$$\Phi_{konv} = hA(T - T_{\infty}) \quad (2.7)$$

hvor h er en konveksjonskoeffisient [W/m²K], A er overflatearealet, T er temperaturen til overflaten og T_{∞} er temperaturen til fluidet langt unna den aktuelle overflata [13].

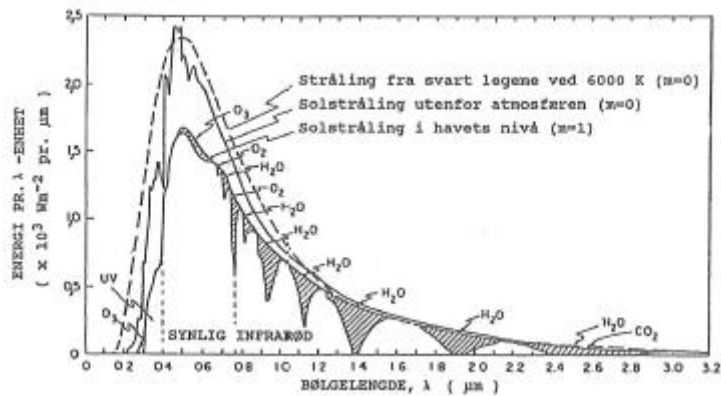
Den tredje overføringsprosessen er stråling. Varmeoverføringsraten $\Phi_{stråling}$ mellom et legeme og omgivelsene som følge av Stefan-Boltzmanns lov (likning (2.3)), er gitt ved [13]:

$$\Phi_{stråling} = \varepsilon\sigma A(T^4 - T_{\infty}^4) \quad (2.8)$$

hvor ε er emissiviteten til legemet, σ er Stefan-Boltzmanns konstant, A er overflatearealet til legemet, T er temperaturen til legemet og T_{∞} er temperaturen til omgivelsene langt unna legemet. Det er antatt at absorpsjonen til legemet er lik emittansen [13].

2.3 Stråling til og fra jorda

Innstrålt energi en flate loddrett på den innkommende solstrålingen øverst i atmosfæren mottar når jorda er i middelvstand til sola er gitt ved solarkonstanten $I_0 = 1367 \text{ W/m}^2$. Midlet over et år og over hele atmosfæren tilsvarer dette 342 W/m^2 . Solstrålingen som treffer jorda vil svekkes på vei ned gjennom atmosfæren. Omtrent 25 % av strålingen vil reflekteres og spres tilbake til rommet av skyer og aerosoler, og omtrent 25 % vil absorberes av skyer, aerosoler og drivhusgasser i atmosfæren. I tillegg til at strålingen reflekteres og absorberes i atmosfæren vil noe av den også spres og nå jordoverflaten som diffus stråling, mens noe vil nå jordoverflaten uhindret. Av solstrålingen som når jordoverflaten vil omtrent 3 % reflekteres tilbake til atmosfæren mens resten vil absorberes. Det vil si at til sammen reflekteres omtrent 28 % av innkommende solstråling tilbake til rommet. Andelen stråling som reflekteres kalles overflatens albedo, α . Figur 2.2 viser spektralfordelingen av solstrålingen på toppen av atmosfæren (den øverste heltrukne linjen) og ved jordoverflaten (den nederste heltrukne linjen), og i tillegg spektralfordelingen for et svart legeme med temperatur 6000 K (stiplet linje). Det antas at sola står i senit og at lufta er ren og klar. De skraverete feltene viser absorpsjonsbåndene for drivhusgassene, altså ved hvilke bølgelengder drivhusgassene absorberer stråling.



Figur 2.2: Spektralfordelingen for et svart legeme med temperatur 6000 K, for innkommende solstråling på toppen av atmosfæren og ved jordoverflaten når sola står i senit. De skraverte feltene viser absorpsjonsbåndene for drivhusgassene H₂O, O₃ og CO₂ i atmosfæren i ren og klar luft. Hentet fra [10].

Den delen av strålingen som når jordoverflaten og som ikke reflekteres vil absorberes av jorda. Strålingen som absorberes vil i sin tur omformes til varme. Jordoverflaten emitterer langbølget stråling som beskrevet i ligning (2.3). Det meste av denne emitterte strålingen absorberes av atmosfæren, og det er derfor jordas overflatetemperatur som gir oppvarming og avkjøling av lufta [14]. All stråling som absorberes av atmosfæren emitteres som langbølget stråling i alle retninger, noe som vil si at den også sendes ned igjen mot jordoverflaten og bidrar til å varme den opp. Uten atmosfæren ville jorda hatt en gjennomsnittstemperatur rundt $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$, noe som er mye lavere enn den faktiske gjennomsnittstemperaturen på rundt $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ [15].

2.4 Energiomsetning ved jordoverflaten

Mengde stråling absorbert av jorda må være lik mengde stråling emittert tilbake til rommet fra jorda for at jorda skal kunne opprettholde et stabilt klima. Energiomsetningen for en ideell flate skal nå beskrives. En ideell flate er horisontal, har homogent dekke og uendelig stor utstrekning. Noe av den innkommende kortbølgede strålingen fra sola, globalstrålingen K_{\downarrow} , vil reflekteres av overflaten, og den kortbølgede reflekterte strålingen K_{\uparrow} vil da være:

$$K_{\uparrow} = \alpha K_{\downarrow} \quad (2.9)$$

hvor α er overflatens albedo. Netto kortbølget stråling K^* blir dermed:

$$K^* = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} = (1 - \alpha)K_{\downarrow} \quad (2.10)$$

Netto langbølget stråling L^* for overflaten er gitt som differansen mellom langbølget stråling fra atmosfæren til flaten L_{\downarrow} og emittert langbølget stråling fra flaten L_{\uparrow} :

$$L^* = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (2.11)$$

L^* er vanligvis negativ fordi $L\uparrow$ er større enn $L\downarrow$ pga. jordoverflatens høyere temperatur og emissivitet. Strålingsbalansen ϕ^* blir dermed:

$$\phi^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (2.12)$$

$$\phi^* = K^* + L^* \quad (2.13)$$

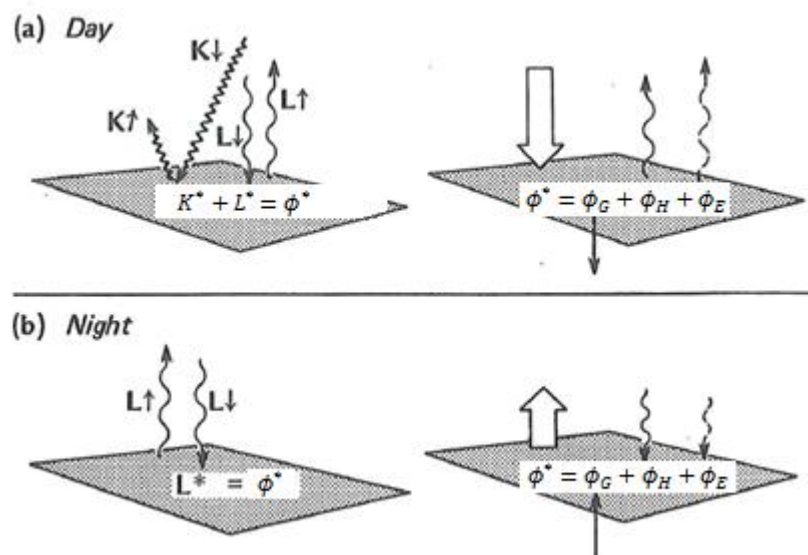
Om dagen vil det typisk være et strålingsoverskudd ved overflaten når netto kortbølget strålingsgevinst er større enn netto langbølget strålingstap, og strålingsbalansen er positiv. Om natta vil strålingsbalansen være negativ fordi strålingstapet av langbølget stråling ikke kompenseres ved noen strålingsgevinst fra innkommende solstråling. Om vinteren vil ϕ^* kunne være negativ hele døgnet. Denne strålingsubalansen balanseres av varmeledning ϕ_G til eller fra underlaget og varmeoverføring ved konveksjon til eller fra atmosfæren som følbare varme ϕ_H eller latent varme ϕ_E (fra fordamping og kondensering). Energibalansen ved overflaten blir dermed:

$$\phi^* = \phi_G + \phi_H + \phi_E \quad (2.14)$$

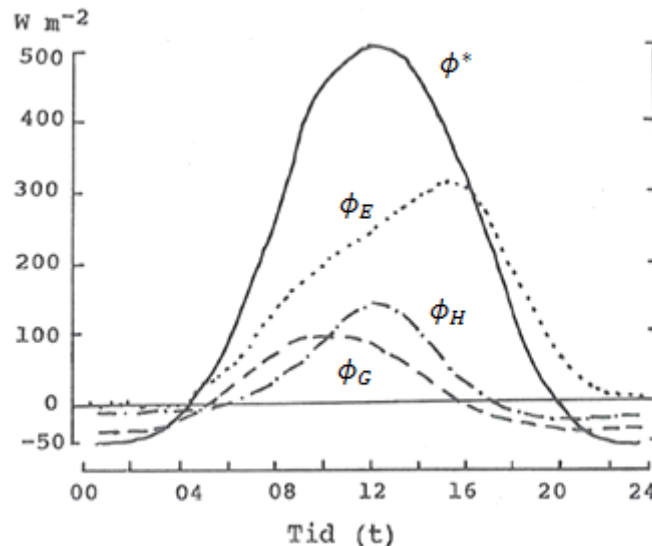
Ved å kombinere likning (2.13) og (2.14) kan energiutvekslingen mellom flaten og atmosfæren beskrives ved:

$$K^* + L^* = \phi^* = \phi_G + \phi_H + \phi_E \quad (2.15)$$

Figur 2.3 viser fluksene som inngår i strålingsbalansen og energibalansen for ei ideell flate om dagen og om natta. I et reelt tilfelle vil en kanskje måtte ta med flere ledd i energibalansen som følge av bl.a. varmeoverføring ved adveksjon og varmetilførsel fra menneskelig virksomhet.



Figur 2.3: Skjematisk framstilling av fluksene i strålingsbalansen og energibalansen for en ideell flate om dagen (a) og om natta (b). Modifisert fra [11].



Figur 2.4: Den daglige gangen i energibalansen for en flate dekt av kortklipt gress. Modifisert fra [10].

Om dagen brukes det meste av strålingsoverskuddet til fordamping og transpirasjon av vann (evapotranspirasjon) (ϕ_E) mens det resterende går med til å varme opp jorda (ϕ_G) og lufta (ϕ_H). Om natta balanseres det meste av strålingsunderskuddet av tilførsel av varme fra jorda (ϕ_G), mens det resterende tilføres fra følbare varme i luft (ϕ_H). ϕ_E gir et neglisjerbart bidrag om natta. Figur 2.4 illustrerer skjematisk den daglige gangen i energibalansen og hvordan ϕ^* fordeles mellom energifluksene.

Overflatetemperaturen vil variere med energiutvekslingen for flaten. Om dagen vil energifluks til flaten det meste av tiden være større enn energifluks fra flaten, og temperaturen vil stige. Maksimumstemperatur inntreffer når energifluksene til og fra flaten er like. Deretter vil energifluks fra flaten være større enn energifluks til, og et energiunderskudd vil oppstå ettersom sola begynner å gå ned. Dermed synker temperaturen, og den vil fortsette å synke til energifluksene til og fra flaten er like igjen. Størparten av dagen vil overflaten ha høyere temperatur enn lufta like over og jorda like under, mens resten av døgnet vil den ha lavere temperatur.

2.5 Fluks av varme i jord

Om dagen transporteres varme fra jordoverflaten og ned i jorda, og om natta transporteres varmen motsatt vei. Transporten skjer ved varmeledning. Varmefluks ϕ_G gjennom et tynt jordlag ∂z nær overflata vil være proporsjonal med temperaturgradienten i laget:

$$\phi_G = -k_s \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.16)$$

hvor k_s er varmeledningkoeffisienten, også kalt varmeledningsevnen, til jorda [W/mK] og $\partial \bar{T} / \partial z$ er den gjennomsnittlige temperaturgradienten i jordlaget. k_s avhenger av jordtype,

ledningsevnen til jordpartiklene, porevolum og jordfuktigheten. Minustegnet indikerer at varmekraften går fra områder med høy temperatur til områder med lav temperatur.

Varmefluksen fører til en temperaturendring i jorda, og denne temperaturendringen avhenger av størrelsen til fluksen og jordas varmekapasitet C . Avhengigheten av varmekapasiteten er gitt ved:

$$k_s = \kappa_s C \quad (2.17)$$

hvor κ_s er en termisk molekylær diffusjonskoeffisient som kalles temperaturledningsevnen [m^2/s] og som varierer med jordtype og jordfuktigheten.

2.6 Fluks av følbare varme

Følbare varme transporteres mellom jordoverflaten og atmosfæren ved molekylær diffusjon gjennom det laminære grenselaget like ved overflaten og ved turbulens i det turbulente overflatelaget som befinner seg over det laminære grenselaget. Om dagen vil en del av strålingsoverskuddet transporteres til atmosfæren som følbare varme, mens om natta vil følbare varme transporteres fra atmosfæren til overflaten. I det laminære grenselaget er det ingen konveksjon, og varmekraften ϕ_H gjennom laget er gitt ved:

$$\phi_H = -\rho c_p \kappa_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.18)$$

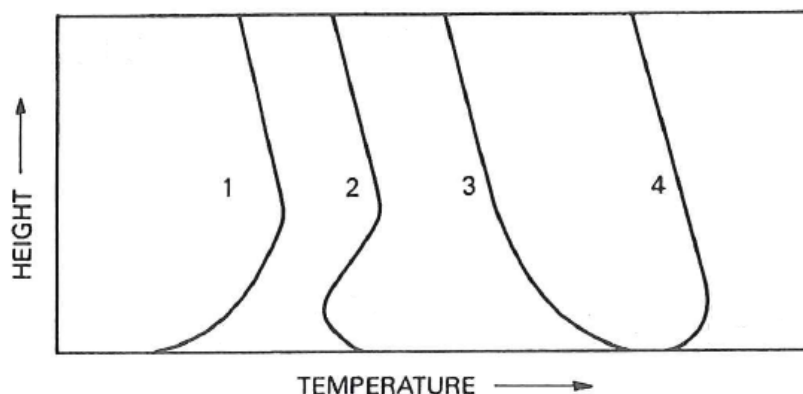
hvor ρ er tettheten til luft [kg/m^3], c_p er spesifikk varmekapasitet til luft ved konstant trykk [J/kgK], κ_H er en molekylær diffusjonskoeffisient for følbare varme som kalles temperaturledningsevne [m^2/s] og $\partial \bar{T}/\partial z$ er den gjennomsnittlige temperaturgradienten i laget. Minustegnet indikerer at fluksen går fra områder med høy temperatur til områder med lav temperatur.

I det turbulente overflatelaget kan varmekraften beskrives ved:

$$\phi_H = -\rho c_p K_H \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \Gamma \right) \quad (2.19)$$

hvor K_H er en turbulent diffusjonskoeffisient for følbare varme (temperaturledningsevne) [m^2/s] og $\Gamma = -0,98 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}$ er den tørradiatiske temperaturgradienten. Γ gir temperaturendringen til ei luftpakke som stiger i umettet luft uten å utveksle energi med omgivelsene og er tatt med i ligningen for å korrigere for endringer i atmosfærisk trykk med høyden. Ved små høyder i overflatelaget (f.eks. under 2 m), kan Γ neglisjeres.

Figur 2.6 viser vertikale temperaturprofiler 150 m opp i atmosfæren for et flatt område et klart døgn. Profil 1 er temperaturprofilen før soloppgang. Da vil det være et strålingsunderskudd for jordoverflaten pga. emisjon av langbølget stråling. Dermed avkjøles overflaten slik at den blir kaldere enn lufta over, og vi får en inversjon nær bakken. Inversjonslaget vil være stabilt og ha liten eller ingen turbulens. All bevegelse i lufta vil dermed føre til en fluks av følbare varme ϕ_H rettet nedover mot overflaten.



Figur 2.6: Vertikale temperaturprofiler 150 m opp i atmosfæren for et flatt område et klart døgn. 1 er temperaturprofilen før soloppgang. 2 er temperaturprofilen kort tid etter soloppgang. 3 er temperaturprofilen midt på dagen. 4 er temperaturprofilen litt før solnedgang. Hentet fra [11].

Inversjonen vil øke i løpet av natta og vil være på sitt største like før soloppgang. Da vil også overflatetemperaturen nå sitt minimum. Profil 2 er temperaturprofilen kort tid etter soloppgang. Ikke lenge etter at sola står opp, vil strålingsbalansen ϕ^* bli positiv, og overflatetemperaturen vil stige. Dette gir en fluks av følbare varme som vil varme opp det nederste luftlaget, og inversjonen vil gradvis opphøre. Det vil nå være turbulens tilstede, men denne vil begrenses av inversjonen som fortsatt er igjen i øvre luftlag. Profil 3 er temperaturprofilen midt på dagen. Den positive og økende strålingsbalansen har varmet opp overflaten og lufta slik at inversjonen nå er borte. Turbulens er nå høyst til stede. Profil 4 viser temperaturprofilen litt før solnedgang. Strålingsbalansen vil bli mindre og mindre positiv ettersom sola går ned, og vil til slutt bli negativ like før solnedgang. Dette gjør at bakken begynner å avkjøles igjen, og vi får en inversjon i det nederste luftlaget. Dermed får vi igjen stabile forhold nær overflaten, og turbulens vil opphøre ettersom det ikke lenger er varmetilførsel fra bakken.

2.7 Fluks av latent varme

Vanndamp inneholder store energimengder, og transporteres mellom jordoverflaten og atmosfæren. I det turbulente overflatelaget er varmekraften av vanndamp gitt ved:

$$\phi_E = -\rho L_v K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.20)$$

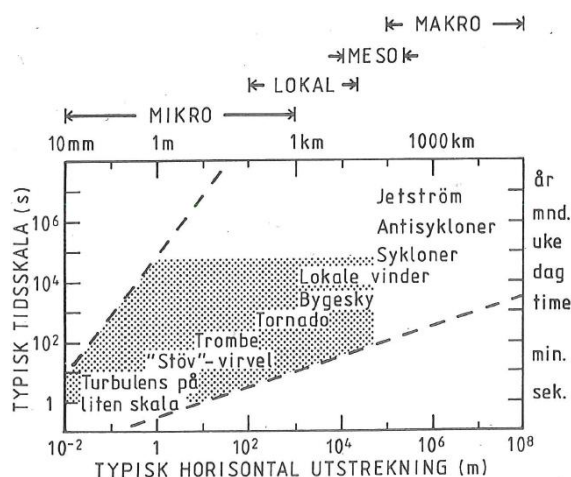
hvor ρ er tettheten til luft [kg/m^3], L_v er latent fordampningsvarme for vann, K_E er turbulent diffusjonskoeffisient for vanndamp [m^2/s] og $\partial \bar{q}/\partial z$ er gradienten for spesifikk fuktighet q i et tynt sjikt.

2.8 Atmosfæriske skalaer

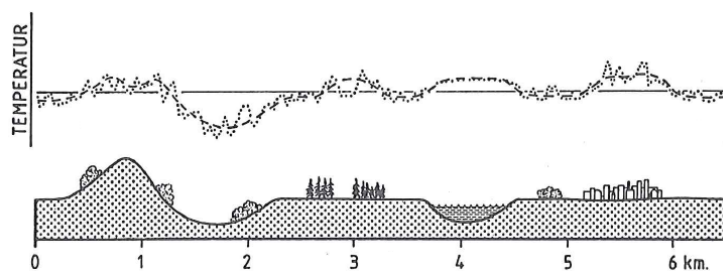
Atmosfæriske fenomener strekker seg over ulike skalaer, både i tid og rom. For å klassifisere disse fenomenene brukes vanligvis kun horisontal utstrekning som kriterium. Det er ingen allmenn enighet om hvilken skalainndeling som er mest korrekt, men følgende er ansett som en rimelig inndeling:

Mikroskala	0,01 mm – 1 km
Lokal skala	100 m – 50 km
Mesoskala	10 km – 200 km
Makroskala	100 km – 10^5 km

Figur 2.7 viser omtrentlige skalaer for tid og utstrekning for ulike atmosfæriske fenomener. Den viser også en inndeling for de ulike skalaene for horisontal utstrekning (over grafen). Det skraverte området viser området for lokal- og mikrometeorologi. Figur 2.8 viser et snitt av et landskap og tilhørende temperaturprofil for makro-, lokal- og mikroklima ei klar, stille natt. Energooverføringen mellom jordoverflaten og atmosfæren er den samme for hele landskapet, men ulik topografi, ulike overflatetyper og vær- og klimaforhold gjør at temperaturen over landskapet vil variere på lokal- og mikroskala.



Figur 2.7: Skalaer for tid og utstrekning for ulike atmosfæriske fenomener. Det skraverte området viser området for lokal- og mikrometeorologi. Hentet fra [10].



Figur 2.8: Et snitt av et landskap med tilhørende temperaturprofil ei klar, stille natt. Den heltrukne kurven viser den makroklimatiske temperaturen, den stiplede kurven viser den lokalklimatiske temperaturen og den prikkete kurven viser den mikroklimatiske temperaturen. Hentet fra [10].

2.9 Temperatur og temperaturmåling

Temperatur beskriver den gjennomsnittlige translatoriske kinetiske energien til molekylene i et stoff. Den gjennomsnittlige translatoriske energien til et molekyl er gitt ved [12]:

$$\bar{E}_{k,trans} = \frac{3}{2}k_B T \quad (2.21)$$

hvor $k_B = 1,381 \cdot 10^{-23}$ J/K er Boltzmanns konstant og T er absolutt temperatur [12].

Det er flere ulike måleenheter for temperatur. I Norge er tre skalaer benyttet: reaumur, celsius og kelvin. Reaumur (Re) er en temperaturskala hvor 0 °Re og 80 °Re er definert som hhv. frysepunktet og kokepunktet til vann. Reaumur ble benyttet før celsiuskalaen gjorde sitt inntog, og vi har sammenhengen 1 °Re = 1,25 °C. Celsiuskalaen er en temperaturskala hvor 0 °C og 100 °C er definert som hhv. frysepunktet og kokepunktet til vann ved normalt trykk ved havoverflaten. Kelvin (K) er en temperaturskala for absolutt temperatur og 0 K er definert som det absolutte nullpunkt (−273,15 °C). Trinnene mellom hver hele grad kelvin er like store som mellom hver hele grad celsius, og vi har sammenhengen $K = °C + 273,15$ [16].

2.9.1 Måling av lufttemperatur

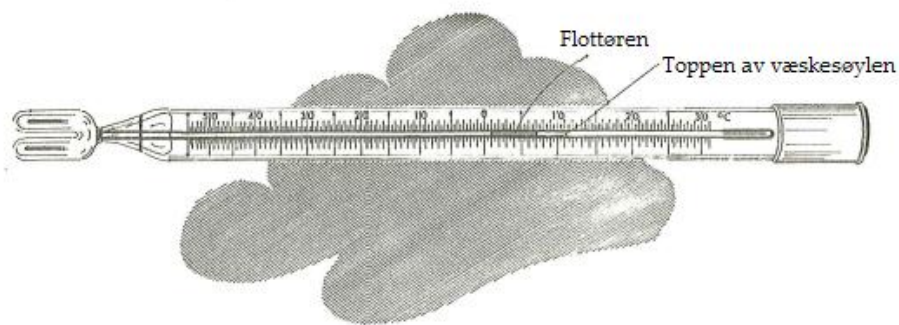
Temperaturen et termometer registrerer er et resultat av energibalansen til termometeret. Denne avhenger av netto energioverføring mellom termometeret og omgivelsene ved prosessene stråling, varmeledning og konveksjon. For at et termometer skal registrere den faktiske lufttemperaturen, skal det ideelt sett bare være varmeveksling ved konveksjon mellom termometeret og omgivelsene (lufta), slik at termometerets temperatur er så nær temperaturen til lufta som passerer over det som mulig. For å minimere varmeveksling ved stråling mellom termometeret og omgivelsene, må termometeret skjermes. For å redusere varmeveksling ved stråling ytterligere, kan termometerets dimensjoner minkes så mye som mulig for å minimere termometerets termiske masse. Det er i tillegg viktig at lufta rundt termometeret ikke er stillestående [11]. Temperaturen like ved jordoverflaten kan variere svært mye med høyde, mens temperaturen er mer stabil i høyder over 2 m. Derfor bør et termometer ikke plasseres for nære bakken [17].

2.9.2 Væsketermometre

Væsketermometre har ei glasskule forbundet med et glassrør som er fylt med en væske, som oftest kvikksølv eller alkohol. Ved stigende temperatur utvider væsken seg, og ved synkende temperatur trekker den seg sammen. Kvikksølv har et frysepunkt på −39 °C, og nær frysepunktet trekker det seg veldig sammen. Kvikksølvtermometre egner seg derfor ikke til måling av temperaturer under −35 °C. Da er et alkoholtermometer å foretrekke. Væsketermometre benyttes også som maksimums- og minimumstermometre. Hensikten

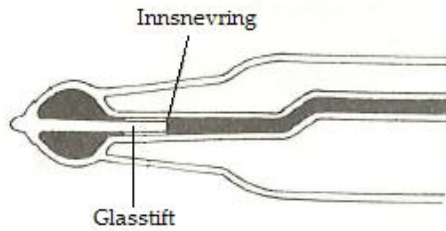
med disse er å finne hhv. maksimums- og minimumstemperaturen innenfor et visst tidsrom [16, 17].

I motsetning til et vanlig væsketermometer er et minimumstermometer plassert horisontalt. Glassrøret i et minimumstermometer er fylt med alkohol. Fordi alkohol reagerer tregere enn kvikksølv på temperaturendringer, er kula formet mer som en gaffel for å gi den større overflate. Dette gjør at termometeret reagerer raskere [18]. Glassrøret til minimumstermometeret har en større diameter enn hva et vanlig væsketermometer har. I røret er en liten glass- eller metallstav plassert i alkoholen. Denne staven kalles gjerne en flottør. Flottøren kan bevege seg fritt i alkoholen dersom termometeret holdes på skrå. Overflatespenningen til enden av væskesøylen hindrer flottøren i å bevege seg ut i den væskefrie delen av røret. Et minimumstermometer nullstilles ved å holde instrumentet på skrå med kula høyest til flottøren har beveget seg helt fram til enden av væskesøylen. Dette gjør at når temperaturen synker og alkoholen trekker seg sammen, vil flottøren dras sammen med toppen av væskesøylen. Når temperaturen derimot stiger og alkoholen utvider seg og beveger seg i motsatt retning, vil flottøren ligge i ro mens alkoholen strømmer forbi langs sidene. Ved å lese av flottørens posisjon på en skala vil en dermed finne minimumstemperaturen i tidsrommet som har gått siden minimumstermometeret sist ble nullstilt. En kilde til usikkerhet i registreringene er at noe av alkoholen i glassrøret kan fordampe og samles i den øvre enden av glassrøret [17, 19]. Se Figur 2.9 for illustrasjon.



Figur 2.9: Minimumstermometer. Modifisert etter Håndbok for meteorologiske observatører [18].

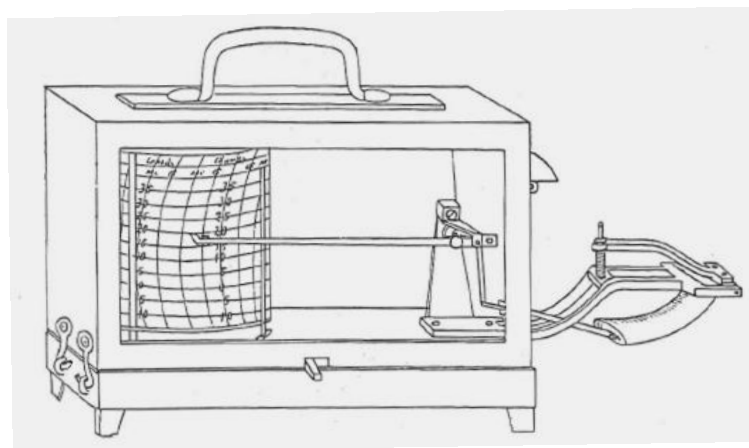
Et maksimumstermometer har et glassrør som er fylt av enten kvikksølv eller alkohol. Termometeret plasseres nesten horisontalt, slik at det henger litt på skrå og med kula lavest. Til forskjell fra et vanlig væsketermometer har maksimumstermometeret en innsnevring like over kula i enden av glassrøret. I tillegg er det smeltet inn en glasstift i kula, og denne går litt inn i glassrøret. Se Figur 2.10 for illustrasjon. Når temperaturen stiger og væsken utvider seg, vil væsken presses gjennom innsnevringen, og maksimumstermometeret fungerer som et vanlig termometer. Men når temperaturen synker og væsken trekker seg sammen, vil ikke væsken klare å passere tilbake gjennom innsnevringen. Væskesøylen vil dermed brytes av ved innsnevringen, og termometeret viser maksimumstemperaturen. Maksimumstermometeret nullstilles ved at det «slås ned», altså ved at det holdes fast i toppen og ristes eller slynges [19].



Figur 2.10: Enden av et maksimumstermometer. Modifisert etter Håndbok for meteorologiske observatører [18].

2.9.3 Jules Richards termograf

Denne type termograf utnytter at alkohol utvider seg og trekker seg sammen mer enn metall ved temperaturendringer. Termografen har en krum metallbeholder som er fylt med alkohol. Den ene enden av metallbeholderen er festet til en støtte som igjen er festet til bunnen av hele innretningen. Den andre enden er forbundet med ei vektstang. I enden av vektstanga er det en stift som skriver på en papirrull. Når temperaturen stiger vil alkoholen utvide seg og utøve et trykk mot metallbeholderen ettersom beholderen ikke utvider seg i like stor grad. Metallbeholderen vil dermed rette seg ut litt og enden av vektstanga som har en stift festet til seg vil dermed løftes, og det vil på papirrullen registreres at temperaturen har økt. Når temperaturen synker vil metallbeholderen krumme seg igjen, og vektstangenden hvor stiften er festet vil synke. Papirrullen drives rundt av et urverk slik at det dannes en kontinuerlig kurve som beskriver temperaturendringen over tid. En slik kurve kalles gjerne et termogram. Se Figur 2.11 for illustrasjon [20].



Figur 2.11: Jules Richards termograf. Hentet fra [20].

2.9.4 Bimetalltermograf

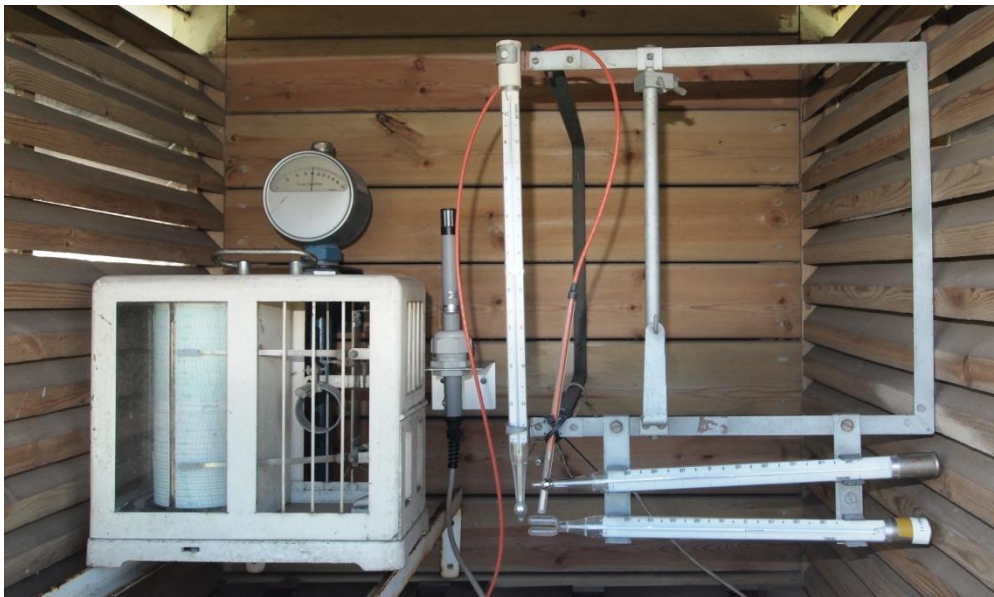
Bimetalltermografen utnytter at ulike metaller utvider seg ulikt ved temperaturendringer. To tynne plater av ulikt metall er sveiset sammen. Ved temperaturendringer vil platene krumme seg, og vha. en stift vil bevegelsen kunne registreres på en papirrull, akkurat som for Richards termograf [19]. Pga. innføringen av elektriske termometre, er termografer er i dag utdaterte instrumenter. Se Figur 2.13 for bilde.

2.9.5 PT100-termometer

Et PT100-termometer er et såkalt motstandstermometer. Hovedprinsippet bak slike termometre er at motstanden i et metall er temperaturavhengig. En kan dermed beregne temperaturen ved å måle motstanden i en metalltråd [19]. Et PT100-termometer består av platina, og har en motstand lik $100\ \Omega$ ved $0\ ^\circ\text{C}$ og $138,4\ \Omega$ ved $100\ ^\circ\text{C}$. Forholdet mellom temperaturen og motstanden er omtrent lineært over mindre temperaturintervall for platina. Ved å anta at temperatur og motstand har et lineært forhold mellom $0\ ^\circ\text{C}$ og $100\ ^\circ\text{C}$, vil en temperaturendring på $1\ ^\circ\text{C}$ gi en endring i motstand på $0,384\ \Omega$. Denne motstandsendringen er veldig liten, noe som krever stor nøyaktighet ved måling av motstanden [21]. Et PT100-termometer har en usikkerhet på omtrent $\pm 0,1\ ^\circ\text{C}$ ved $0\ ^\circ\text{C}$ [5]. Se Figur 2.12 for bilde.



Figur 2.12: PT100-termometer. Hentet fra [5].



Figur 2.13: Termohygrograf og termometeroppstillingen i dagens målehytte. Den røde ledningen er et PT100-termometer. Foto: Signe Kroken.

3 Materiale og metode

3.1 Klimaet i Norge og på Ås

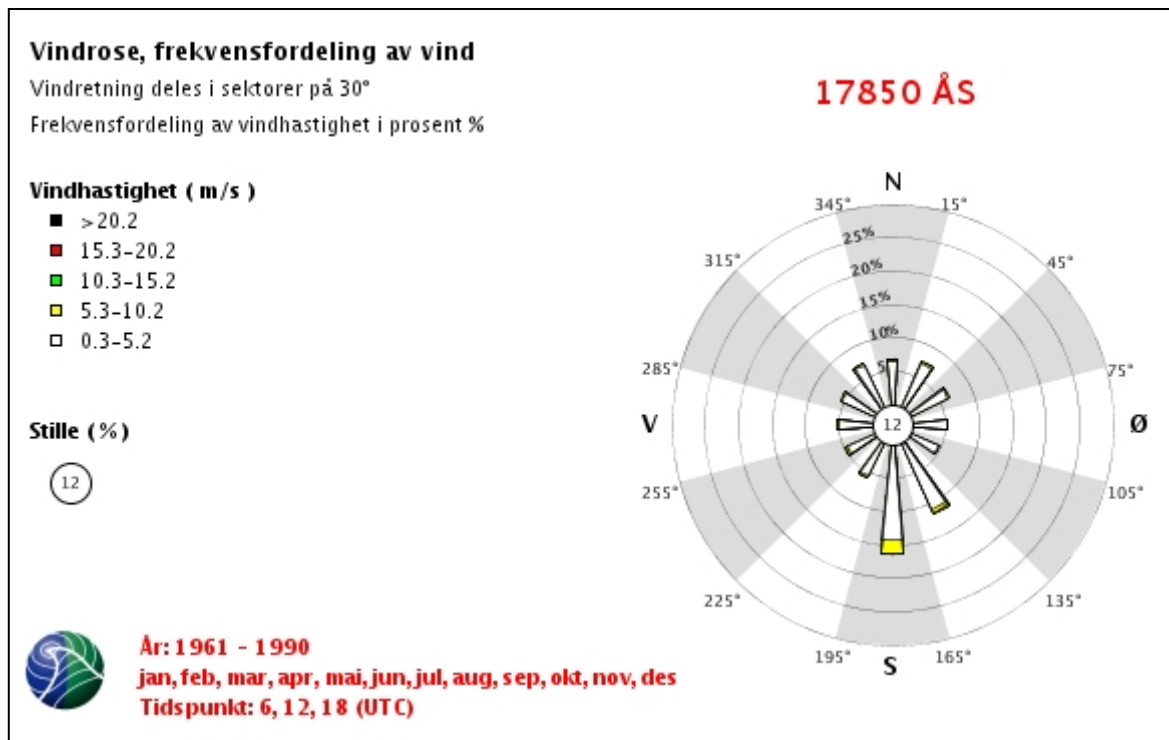
Norge ligger i et vestavindsbelte og har en lang kyst med Golfstrømmen utenfor. Dette gjør at Norge har et mildt klima i forhold til breddegradene [14]. Men fordi Norge strekker seg over 13 breddegrader og har stor årlig variasjon i innstrålt solenergi, har klimaet i Norge store variasjoner. Lavere innlandstrøk, altså indre Østlandet og indre Finnmark, har et kontinentalt klima med lite nedbør og kalde vintre, mens resten av landet har et mer maritimt klima [4].

Ås ligger omtrent 10 km øst for Oslofjorden og 30 km sør for Oslo. Ås har relativt milde vintre og varme somre. Middelsestemperaturen på årsbasis for perioden 1961 – 1990 er 5,3 °C. På Ås er sør den vanligste vindretningen om våren, sommeren og høsten, mens om vinteren dominerer nordavinden. Vindstyrken er større om sommeren enn om vinteren. Dette er fordi luften er mye mer ustabil om sommeren enn om vinteren og det dermed er større vertikal luftblanding. Nedbøren på Ås er ganske jevnt fordelt over året, men med en nedbørstopp om høsten. Gjennomsnittlig årsnedbør for perioden 1961 – 1990 er 785 mm [14].

Tabell 3.1 viser normalverdier for lufttemperatur og nedbør på Ås for normalperioden 1961 – 1990. Figur 3.1 viser en vindrose for Ås i normalperioden 1961 – 1990.

Tabell 3.1: Normaler for middelsestemperatur og nedbør på Ås for normalperioden 1961 – 1990. Hentet fra eKlima [22].

	Middelsestemperatur 1961 – 1990 (°C)	Nedbør 1961 – 1990 (mm)
Januar	-4,8	49
Februar	-4,8	35
Mars	-0,7	48
April	4,1	39
Mai	10,3	60
Juni	14,8	68
Juli	16,1	81
August	14,9	83
September	10,6	90
Oktober	6,2	100
November	0,4	79
Desember	-3,4	53
År	5,3	785



Figur 3.1: Vindrose for Ås i normalperioden 1961 – 1990. Grunnlaget er tre daglige vindobservasjoner over 30 år. Sirkelen i midten av vindrosa angir den prosentvise forekomsten av vindstille vær. Hentet fra eKlima [22].

3.2 Stasjonshistorie

Universitetet for miljø- og biovitenskap ble opprettet i 1859 som Den høiere landbrugsskole i Aas. Værobservasjoner ble satt i gang tidlig, og de første nedtegnelsene av værdata er fra 1863 hvor regnmengde for årene 1859-1863 er registrert. Målestasjonen lå da ved kjøkkenhagen på høgskolen, i det som i dag er sentrum av campus. Stasjonen hadde koordinatene 59°40' N, 10°46' Ø og lå 85,8 moh. Nedtegnelsene av værparametrene fra perioden 1863-1873 er gått tapt, så de eldste værprotokollene er fra 1874. Disse protokollene inneholder registrerte verdier av lufttemperatur, maksimumstemperatur, minimumstemperatur, månedssum av nedbør, dager med nedbør (regn, snø og hagl), dager med tåke, torden m.m., og vindretningsfordeling. I 1882 begynte registreringen av vindstyrke med tilhørende maksimum og minimum [23].

3.2.1 Flytting til Skogsdammen

Målestasjonen ble flyttet til Skogsdammen 1.7.1918. Observatøren ved stasjonen sa opp stillingen sin fra 1.7.1918, og dette gjorde at flytting ble bestemt ettersom stasjonen lå slik til at den før eller siden uansett måtte flyttes pga. økende byggevirksomhet på høgskolen. Stasjonens termograf og jordtermometre ble flyttet til Det meteorologiske observatorium ved

Skogsdammen [24]. Dette observatoriet var opprettet av Det norske meteorologiske institutt i 1885 [23] og hadde allerede de fleste instrumenter slik at det ikke var nødvendig å flytte alle instrumentene fra den gamle stasjonen. Observatoriet hadde i tillegg vindregistrerende instrumenter og flere selvregistrerende instrumenter til kontroll av manuelle avlesninger. Maksimumstermometer fantes det derimot ikke ved observatoriet, og ettersom maksimumstermometeret fra den gamle stasjonen av uvisse grunner ikke ble tatt med til observatoriet, ble maksimumstemperaturen nå lest av fra termogrammet [24]. Fra 1.1.1941 ble Observatoriet lagt ned, og Landbrukshøgskolen tok igjen over driften av målestasjonen [25].

3.2.2 Skogsdammen

Målestasjonen ved Skogsdammen hadde en mye åpnere beliggenhet enn den gamle stasjonen. Koordinatene til den nye stasjonen var $59^{\circ}41' N$, $10^{\circ}46' O$ og lå 95,3 moh. Stasjonen lå omtrent 10 m sør for en grunn dam med en maksdybde på 2 m og med et overflateareal på omtrent 1 da. Dammen ville kunne ha en innvirkning på temperatur og fuktighet, men fordi dammen var såpass liten, ville effektene være ganske små. Stasjonen var moderat skjermet av vegetasjon [26]. Se Figur 3.2 for bilde.



Figur 3.2: Målestasjonen ved Skogsdammen. Bildet er tatt mot øst. Hentet fra [26].

3.2.3 Flytting til Søråsjordet

Stasjonen ble flyttet fra Skogsdammen til forskningsfeltet til Fysisk institutt (nå Institutt for matematiske realfag og teknologi) på Søråsjordet i 1983. Den horisontale avstanden mellom de to stedene er rundt 600 m. Vegetasjonen ved Skogsdammen hadde gradvis vokst, og om målingene ved stasjonen skulle fortsette, måtte enten vegetasjonen kuttes ned, eller stasjonen flyttes. Det var i tillegg planlagt å bygge en idrettshall noen får meter sør for stasjonen, noe som ville fått stor innvirkning på mikroklimaet ved stasjonen. Dermed ble det valgt å flytte stasjonen til Søråsfeltet. Før selve flyttingen ble det foretatt parallelle målinger ved begge stasjonene slik at klimaet ved de to stasjonene kunne sammenliknes og at senere statistisk bruk av tidsseriene skulle være mulig. Parallelle målinger fra november 1978 til august 1981 ble brukt i en korrelasjonsanalyse hvor det ble funnet at minimums- og maksimumstemperaturen var hhv. 0,6 °C og 0,2 °C lavere ved den nye målestasjonen på Søråsfeltet enn ved den gamle [26]. Parallelle målinger fra 1983 til 1987 ble brukt i en korrelasjonsanalyse for månedene mai – september. Det ble funnet at lufttemperaturen var omtrent 0,3 °C lavere på Søråsfeltet enn ved Skogsdammen [27].

3.2.4 Søråsfeltet

Målestasjonens offisielle navn er «Feltstasjon for agroklimatiske studier» (FAGKLIM). Koordinatene for målehytta er 59°40' N, 10°51' Ø og den ligger 93,3 moh. Feltstasjonen ligger i et åkerlandskap på 500 da og disponerer et område på 12 da, hvor 5 da kan brukes til feltforsøk, mens resten er inngjerdet og benyttes av feltstasjonen. Målestasjonens instrumenter er plassert i dette inngjerdede området, og området er dekt av kortklipt gress. Landskapet skråner lett mot sørvest (1 %) og er omgitt av skog og villabebyggelse som har en minsteavstand på 200 m til stasjonen [5].

Feltstasjonen er fullautomatisert, og det registreres døgnkontinuerlig observasjoner for over 50 parametre. I tillegg utføres tilsyn og manuelle kontrollrutiner og -avlesninger i ukedagene. Det registreres bl.a. meteorologiske observasjoner, energiomsetning, strålingsmålinger, jordtemperaturprofiler og lysimetri ved stasjonen. Loggesystemet ved stasjonen registrerer verdier fra alle parametre hvert tiende sekund. Av disse regnes det ut et gjennomsnitt for hvert tiende minutt som kontrolleres manuelt før det lagres i en database [5]. Tabell 3.2 gir en oversikt over når måleseriene for de enkelte størrelsene begynte. Figur 3.3 viser feltstasjonen. Figur 3.4 viser et flyfoto hvor beliggenheten til Kjøkkenhagen, Skogsdammen og Søråsfeltet er markert.

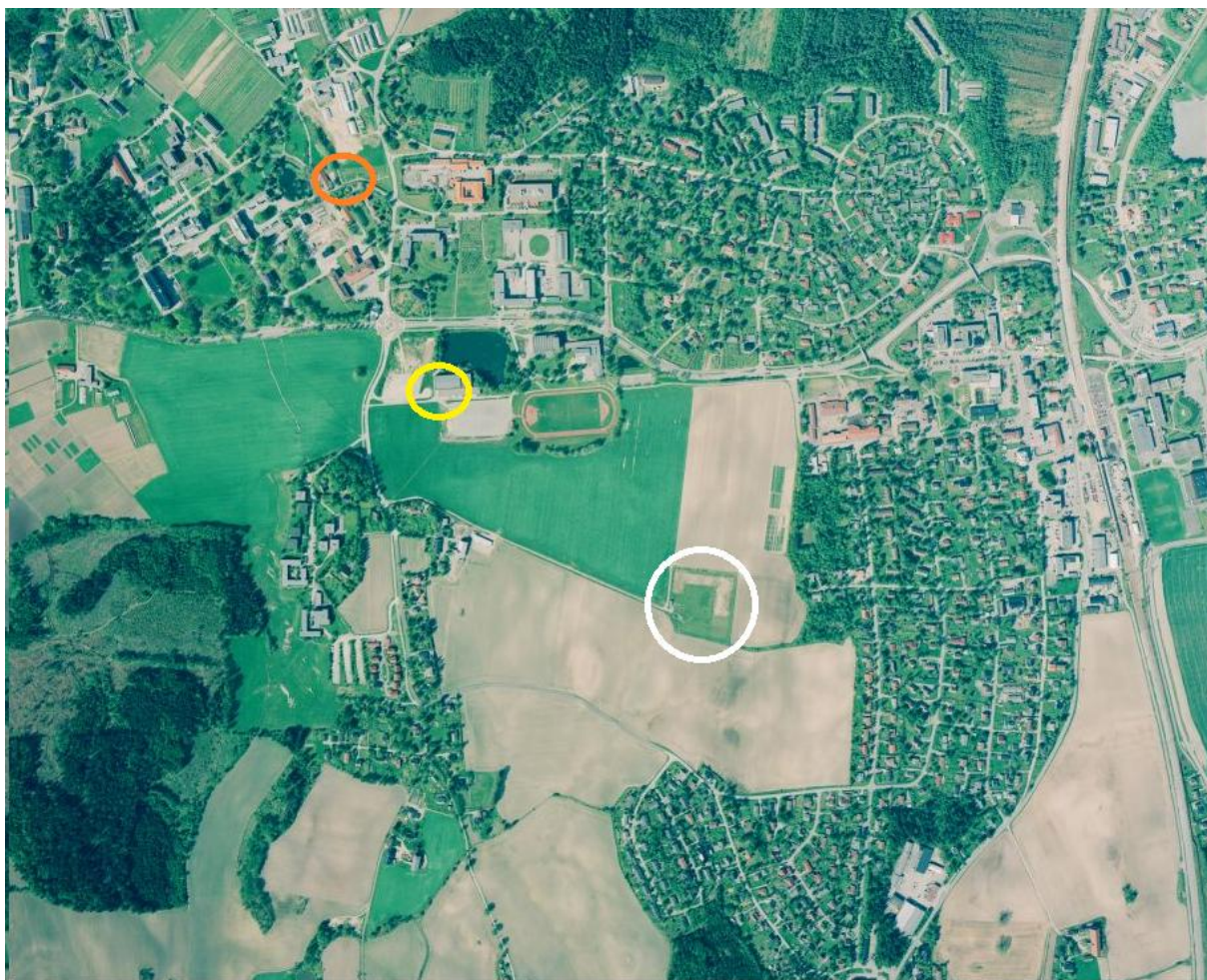
Fram til 1988 var målestasjonen på Ås en del av Meteorologisk institutts observasjonsnettverk, og hadde stasjonsnummer 17850. I perioden 1988 – 2009 var den av uvisse grunner ikke med i nettverket, noe som vi si at registreringene fra målestasjonen ikke lenger ble sendt inn til Meteorologisk institutt. Imidlertid ble stasjonen f.o.m. 1.10.2010 igjen en del av nettverket, og registreringene fra målestasjonen i perioden 1988 – 2009 er nå også registrert hos Meteorologisk institutt. Meteorologisk institutt har plassert egne måleinstrumenter på målestasjonen, og disse måler parallelt med UMBs instrumenter [28].

Tabell 3.2: Oversikt over når måleseriene for de enkelte størrelsene begynte på Ås. I tillegg vises sluttåret for måling av soltimer og jordtemperatur i 25 cm dybde. Hentet fra [5].

År	Størrelse
1874	Lufttemperatur, minimumstemperatur, maksimumstemperatur, relativ fuktighet, nedbør, snødager, vindretning
1882	Vindhastighet, maksimumsvindhastighet, minimumsvindhastighet
1885	Luftrykk
1896 – 1960	Jordtemperatur 25 cm
1897 - 1982	Soltimer
1898	Jordtemperatur 50 cm, 100 cm
1950	Globalstråling
1960	Strålingsbalanse, fordamping, jordtemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm
1966	Diffus stråling, reflektert stråling
1969	Gressminimum
1977	Fotosyntetisk aktiv stråling, stråling RG8 IR, stråling RG2 (630 – 2800 nm), stråling GG14 (495 – 2800 nm), stråling UV (295 – 385 nm)
1983	Jordvarmefluks



Figur 3.3: Målestasjonen på Søråsfeltet.



Figur 3.4: Flyfoto av Ås. Nord er opp i bildet. De tre ulike beliggenhetene for målestasjonen på Ås er merket av med ringer. Den hvite ringen viser Søråsfeltet. Den gule ringen viser Skogsdammen. Den oransje ringen viser Kjøkkenhagen. Universitets campus utgjør den venstre halvparten av området nord for Skogsdammen. Bildet er hentet fra UMBs fotoarkiv.

3.3 Temperaturmålinger på Ås

3.3.1 Instrumenthytter

For å skjerme et termometer fra stråling, plasseres termometeret i ei instrumenthytte. Denne er gjerne hvitmalt for å maksimere refleksjon. I tillegg til å skjerme for stråling, vil hytta også skjerme termometeret for nedbør, slik at det holdes tørt og rent. For å maksimere den konvektive varmevekslingen, er hytta ventilert med sjalusivegger. Dette hindrer stillestående luft inne i hytta som lett vil kunne varmes opp. Hytta bør være plassert på en kortklipt gressplen for å unngå den sterke lokale oppvarmingen av luft som kan forekomme over f.eks. sand om sommeren [19].

I den første tiden var termometrene mest sannsynlig plassert i et veggbur. Det var lagd av tre eller metall og malt gult eller hvitt. Veggbur kunne ha sjalusivegger og vanlige vegger, men det hadde imidlertid ikke noe gulv, noe som gjorde strålingsutveksling mellom bakken og termometeret mulig [31]. Den første frittstående instrumenthytta på Ås var ei «Wildsk» hytte (etter Heinrich Wild). Når denne instrumenthytta kom til Ås er ikke nedtegnet, men første gang den nevnes er i Landbrukshøgskolens årsberetning fra 1904/1905 [29]. I H.Mohns «Meteorologi» fra 1903 [17] er værstasjonen på Ås klassifisert som en stasjon av første orden. En stasjon av første orden hadde på den tiden både en barograf og en termograf, i tillegg til kvikksølvstermometer til måling av lufttemperatur og maksimums- og minimumstermometer. Termometrene, sammen med barografen og termografen, var plassert i ei Wildsk hytte. Termometrene i ei slik Wildsk hytte var vanligvis plassert i et lite bur av metall. Buret hadde vegger og bunn bestående av skråplater (sjalusivegger) og et tak med en skorsteinsformet åpning på toppen. Buret var plassert i et stort hus (den Wildske hytta) som var omtrent 1,5 m høyt, bredt og langt. Hytta var laget av tre. Taket var dobbelt og skråstilt med helning mot sør. Veggene mot øst og vest var sjalusivegger, mens mot nord var det åpent. Sørveggen var tett og dobbel [17]. Se Figur 3.5 for illustrasjon. Den Wildske hytta var svært stor, og vanligvis så høy at termometrene var plassert i 3 m høyde [30]. På Ås var imidlertid termometrene plassert i 1,6 m høyde [29].

I 1915 fikk målestasjonen ei ny meteorologisk hytte. Dette var en standard meteorologisk instrumenthytte. Ved flytting i 1918 endret termometerhøyden seg til 1,8 m. I 1931, mest sannsynlig i forbindelse med ei ny meteorologisk hytte, endret termometerhøyden seg til 2,1 m. I 1951 ble hytta ombygd til MI-46. Ved dagens målestasjon på Søråsfeltet måles lufttemperaturen med tilhørende maksimum og minimum i ei standard meteorologisk instrumenthytte 2 m over bakknivå. Hytta er av typen MI-46. Hytta er hvitmalt for å maksimere refleksjon, og ventilert med doble sjalusivegger i øst og vest. I en dobbel sjalusivegg heller skråplatene i hver sin retning. Sørveggen og nordveggen er dobbel og tett, og døra er plassert på nordveggen [31]. Figur 3.5 viser dagens instrumenthytte.

Da Meteorologisk institutt kom på banen igjen i 2010, satte de opp egne termometre. Et PT100-termometer ble plassert i målehytta. I tillegg satte de opp et PT100-termometer med en nyere type skjerm (MI-74). Denne er sylinderformet, og har doble sjalusivegger som består av plastikkringer [31]. Se Figur 3.5 for bilde.



Figur 3.5: Venstre: En «Wildsk» hytte til plassering av instrumenter. Hentet fra [17]. Midten: Dagens meteorologiske hytte (MI-46). Hentet fra [5]. Høyre: Ny type skjerm (MI-74) for PT100-termometer.

3.3.2 Kjøkkenhagen

Ved den første målestasjonen ble temperaturene avlest tre ganger om dagen: en gang om morgenen, en gang midt på dagen og en gang om kvelden. Et kvikksølvstermometer og en termograf ble benyttet til måling av lufttemperaturen, mens maksimums- og minimumstemperaturen ble registrert med hhv. maksimums- og minimumstermometre [29]. Termografen ble tatt i bruk en gang i begynnelsen av 1890-årene, men nøyaktig når er usikkert [32]. Den nevnes første gang i Landbrukshøgskolens årsberetningen fra 1896/1897. Termogrammet kunne avleses med en nøyaktighet på 0,5 °C, men da de fikk en ny termograf i 1910 var nøyaktigheten forbedret til 0,25 °C. Avlesningene på termogrammet ble korrigeret vha. avlesninger på minimumstermometeret [25]. Termografen (fra Jules Richard) og de andre termometrene var oppstilt i en Wildsk hytte 1,6 m over bakken [29]. I 1915 fikk stasjonen ny instrumenthytte og det antas den var en standard observasjonshytte fra Meteorologisk institutt [33].

Minimumstermometeret ble avlest hver morgen. Etter avlesning ble det nullstilt. Temperaturen som ble avlest anga laveste temperatur i foregående døgn (med observasjonstid kl. 08:00 vil minimumstemperaturen registrert 02.01 da være laveste temperatur i tidsrommet 01.01 08:00 – 02.01 08:00). Maksimumstermometeret ble avlest hver kveld og nullstilt etter avlesning [29].

Fram t.o.m. juni 1877 ble temperaturen registrert i grader Reamur, ikke i grader Celsius. De digitaliserte dataene fra denne perioden er derimot omregnet til grader Celsius. Dette er kontrollert i forbindelse med denne masteroppgaven ved å sammenlikne originalprotokollene med et tilfeldig utvalg av de digitaliserte dataene.

3.3.3 Skogsdammen

Ved målestasjonen ved Skogsdammen ble temperaturene bare avlest morgen og midt på dagen, og ikke lenger om kvelden eller på søndager og helligdager, ettersom observatøren da fikk fri. Temperaturene ble dermed tatt fra termogrammet når observatøren ikke gjorde avlesninger [29]. Stasjonen fikk eget maksimumstermometer i 1951 [33]. Før dette ble maksimumstemperaturen lest av fra termogrammet. I årsberetningen for Norges landbrukshøgskole fra 1953/1954 nevnes det at det ikke er forekommet vesentlige endringer siden 1918 og at følgende temperaturinstrumenter fins ved målestasjonen: Termograf, vanlig kvikksølvtermometer, kvikksølvtermometer for maksimumstemperaturen og termometer for minimumstemperaturen [34].

3.3.4 Sørås

Automatiske målinger ble påbegynt en gang på starten av 1970-tallet. Det meste av dataene fra 70- og 80-tallet gikk dessverre tapt pga. manglende standardisering for lagring og lesing av slike data. Formatet dataene ble lagret i endret seg flere ganger i denne perioden, og da tiden kom for å samle dataene i en database, var mye av utstyret som trengtes for å lese dataene kassert i mellomtiden [35]. Derfor er det først fra 7.5.1988 og Søråsfeltet vi har automatiske målinger. Luft-, maksimums- og minimumstemperaturen ble nå avlest hvert tiende minutt vha. et PT100-termometer. I 1998 begynte en med avlesninger av temperaturene hvert minutt, og middelverdien for hvert tiende minutt ble lagret i databasen. I 2000 økte avlesningsfrekvensen til en gang hvert tiende sekund. Hvert tiende minutt registreres middelen av lufttemperaturen for den foregående timinuttsperioden i databasen. Maksimums- og minimumstemperaturene beregnes som hhv. den høyeste og laveste verdien i løpet av timinuttsperioden [5, 36].

I tillegg registreres lufttemperaturen med en urverksdrevet, mekanisk hygrotermograf (en kombinert bimetalltermograf og hårhygrograf som registrerer både temperatur og luftfuktighet). Lufttemperaturen måles også med et væsketermometer som avleses hverdager kl. 08.00 norsk normaltid. Maksimums- og minimumstemperaturen måles også med væsketermometre som avleses manuelt hverdager kl. 08.00. Den manuelle avlesninga og hygrotermografen fungerer som datakvalitetskontroll [5].

3.3.5 Kalibreringsrutiner

Det har vært vanskelig å finne beskrivelser av kalibreringsrutiner ved målestasjonen. I protokollen fra 1912 står det at minimumstermometeret ble levert inn til korleksjon. I 1920 nevnes det at avlesningene på termogrammet korrigeres vha. avlesningene på minimumstermometeret, og at slik er det bestandig blitt gjort. Mer nevnes ikke om kalibreringer og korrigeringer før målestasjonen ble flyttet til Søråsfeltet. Men det vil være rimelig å anta at vanlige kalibrerings- og korrigeringsmetoder er benyttet.

Hovedtermometre var vanligvis godt kalibrert, og ble kalibrert vha. vann/isbad. Minimumstermometre ble vanligvis ikke kalibrert i noen særlig grad, men det ble sammenliknet med hovedtermometeret. Differansen mellom hoved- og minimumstermometeret ga en korrigering i minimumstemperaturen [37].

På Søråsfeltet er det manuell kontroll og avlesning av temperatur på hverdager. Hovedtermometeret avleses, på minimumstermometeret leses det av både minimumstemperatur og lufttemperatur, og på maksimumstermometeret leses maksimums- og lufttemperaturen av. Slik kan en sammenlikne de tre termometrene, og også sammenlike væsketermometrene med PT100-termometerets målinger.

Fra dagbøkene og loggbøkene ved Søråsfeltet er det funnet følgende om kalibrering. I 1997 ble det anskaffet et nytt PT100-termometer. Før det ble tatt i bruk ble det kalibrert mot isbad og hovedtermometer. I 1998 fikk stasjonen et nytt hovedtermometer, og dette ble naturligvis kalibrert før det ble tatt i bruk. I 2000 kom det et nytt minimumstermometer, og dette ble kalibrert av ITAS (Instrumenttjenesten AS) før det ble tatt i bruk. I 2003 ble PT100-termometeret kalibrert.

3.3.6 Måleusikkerhet

Kilder til usikkerhet i observasjonene er flere. Det kan være usikkerheter i selve termometrene, i strålingsskjermingen og i avlesningene til observatøren.

For termometre er kalibrering viktig for å unngå målefeil. Eldre hovedtermometre kunne være 0,2 °C ute av kalibrering [37]. Som tidligere nevnt har et PT100-termometer en usikkerhet på omtrent $\pm 0,1$ °C. En feilkilde hos væsketermometeret er at kula i termometeret har en tendens til å sakte trekke seg sammen, noe som gir en forskyvning av nullpunktet. Denne sammentrekningen er størst de første årene et termometer er i drift (0,01 °C per år for et termometer med glass av høy kvalitet). Dette viser at jevnlig kalibrering av termometeret er viktig [43].

I tillegg spiller avlesningsnøyaktigheten inn. Væsketermometre har vanligvis en avlesningsnøyaktighet på 0,2 °C. Ved manuell avlesning av væsketermometre må avlesning skje raskt ettersom termometeret eksponeres for pusten til og kroppsvarmen fra observatøren. Observatøren må også passe på å lese av i en linje horisontalt til toppen av termometerets væskesøyle. Noen observatører vil kanskje ikke ha vært helt presise i avlesningen på nærmeste tidels grad, men dette er en type feil som ikke spiller noen rolle når temperaturobservasjonene midles over måneder, sesonger og år. Dette er en såkalt tilfeldig feil. Systematiske feil som kalibreringsfeil blir derimot ikke borte ved midling [43].

Det vil også være en usikkerhet tilknyttet strålingsskjermingen. En perfekt metode for skjerming av termometre fins ikke, så det vil kunne være forskjell mellom temperaturen målt av et termometer i ei målehytte og temperaturen til lufta utenfor målehytta. Denne forskjellen avhenger av selve målehyttetypen, sesong og tid av døgnet [31].

Temperaturen i ei målehytte er forventet å kunne overstige temperaturen til lufta utenfor hytta på dager med klarvær og lite eller ingen vind. Motsatt vil temperaturen i hytta i rolige klare netter kunne bli noe lavere enn temperaturen utenfor hytta. Denne forskjellen ligger vanligvis mellom $-0,5\text{ °C}$ og $2,5\text{ °C}$. Det er vanligvis om sommeren forskjellen er størst [43]. Deler av våren og høsten vil det kunne være at sola står omtrent vinkelrett på sjalusiveggene ved morgen- og kveldsobservasjonene, noe som gjør at solstrålingen kan komme inn i hytta og dermed varme opp lufta [31].

Ulike målehytter vil ha en ulik differanse mellom temperaturen i hytta og temperaturen til den omkringliggende lufta. Sammenlikninger mellom temperaturer målt av et termometer i ei målehytte og temperaturen målt av et ventilert termometer (som er ansett som et bedre mål på faktisk lufttemperatur enn termometre i målehytter) er utført for ulike hyttetyper. For ei wildsk hytte ble det funnet at den gav en høyere temperaturmåling enn det ventilerte termometeret. For vår og sommer var den omtrent $0,26\text{ °C}$ varmere, mens for høst og vinter var den omtrent $0,03\text{ °C}$ varmere, altså neglisjerbar. For ei hytte av gammel norsk type (hvitmalt med doble sjalusivegger) var den $0,15\text{ °C}$ varmere vår og sommer, og $0,03\text{ °C}$ varmere høst og vinter. Ei hytte av typen MI-46 gav en temperatur omtrent $0,02\text{ °C}$ varmere vår og sommer, og $0,06\text{ °C}$ kaldere høst og vinter [31].

3.4 Köppens formel, Føyns formel, klassisk c-formel og Hansteens formel

Med automatiske målestasjoner hvor temperaturen registreres hver time hele døgnet, er utregning av den månedlige gjennomsnittstemperaturen T_m trivielt. Men for tiden før slike automatiske stasjoner kom inn i bildet, må månedsmiddelen beregnes ut fra observasjoner ved tre faste observasjonstider (morgen, midt på dagen, kveld). Fra 1890 ble Köppens formel satt som standard for utregning av månedsmidler ved norske målestasjoner, og formelen er gitt ved [38]:

$$T_m = T_f - k(T_f - T_n) \quad (3.1)$$

hvor T_f er månedsmiddelen av de tre faste observasjonstidene (morgen, midt på dagen, kveld), k er Köppens konstant (kalles også k -verdi) og T_n er månedsmiddelen av døgnet minimumstemperatur [38].

k er en konstant som ligger mellom 0 og 0,30. Den skal korrigere for temperaturkurvens daglige gang og varierer med måned, observasjonstider og sted [38]. Dette vil si at ettersom observasjonstidene på Ås er endret flere ganger, må det beregnes flere sett k -verdier for hver måned.

Köppens formel krever observasjoner av minimumstemperaturen. For å regne ut månedsmidler i tiden før minimumstermometer ble standard ved norske målestasjoner, fins det flere ulike formler som kan benyttes, bl.a. Føyns formel, den klassiske c-formelen og Hansteens formel. Føyns formel er gitt ved [38]:

$$T_m = T_g + k_g(T_2 - T_g) \quad (3.2)$$

hvor T_g er månedsmiddelen av observasjonene morgen og kveld, k_g er en konstant og T_2 er månedsmiddelen av observasjonene midt på dagen [38].

Den klassiske c -formelen er gitt ved [38]:

$$T_m = T_g + c \quad (3.3)$$

hvor c er et korreksjonsledd [38].

En formel for beregning av månedsmiddeltemperaturen ut fra tre daglige observasjoner med observasjonstider 06, 13, 20 UTC er Hansteens formel. Denne er gitt som følger:

$$T_m = \frac{17T_1 + 14T_2 + 17T_3}{48} + C_H \quad (3.4)$$

hvor T_1 er månedsmiddelen av temperaturen ved morgenobservasjonen, T_2 ved observasjonen midt på dagen, og T_3 ved kveldsobservasjonen. C_H er en korreksjonskonstant. Da Hansteen skulle vekte de ulike observasjonstidene tok han utgangspunkt i tidsrommet mellom observasjonene. Med observasjonstider 06,13 og 20 UTC er det 7 timer mellom T_1 og T_2 , 7 timer mellom T_2 og T_3 og 10 timer mellom T_3 og T_1 igjen. Ved å legge sammen timene før og etter hver observasjonstid, ble vektene som følger [37]:

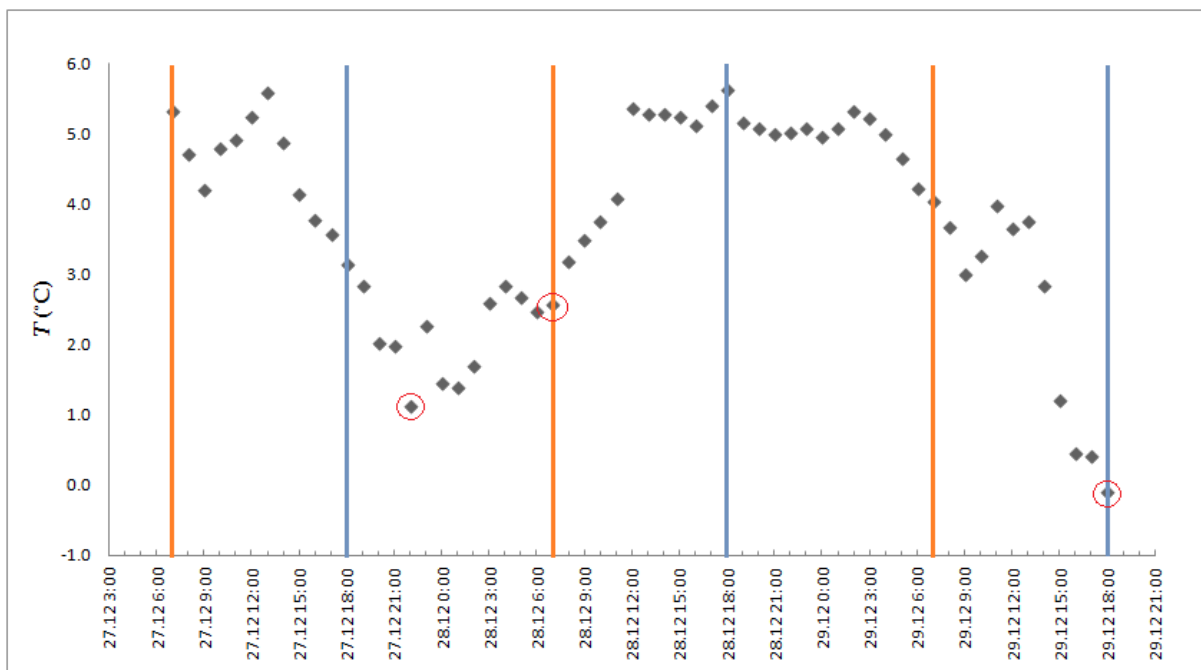
$$(10 + 7)T_1 + (7 + 7)T_2 + (7 + 10)T_3 = 17 T_1 + 14T_2 + 17T_3 \quad (3.5)$$

Hele summen divideres på 48 for at summen av vektene skal bli 1. I tillegg ble en korreksjonskonstant C_H lagt til [37].

3.5 k-verdier i Köppens formel

3.5.1 Døgndefinisjon

Når døgndefinisjonen endrer seg vil minimumstermometeret få ett nytt avlesningstidspunkt, og T_n , gjennomsnittet av minimumstemperaturen, i Köppens formel vil endre seg. Hvorfor en ny k -verdi må beregnes når døgndefinisjonen endrer seg er muligens mindre opplagt enn at den må endres når observasjonstidene endrer seg. Figur 3.6 viser minimumstemperaturen for hver time mellom kl. 07:00 27.12.2011 og kl. 18:00 29.12.2011. For den 28.12 vil T_{in} , minimumstemperaturen for døgn i , være lik for begge døgndefinisjonene, nemlig 1,1°C. For 29.12 vil imidlertid T_{in} for døgndefinisjonene være ulike. For 18 – 18 er T_{in} lik -0,1 °C mens for 07 – 07 er T_{in} lik 2,6 °C. Den månedlige gjennomsnittsverdien av minimumstemperaturen vil derfor være forskjellig for ulike døgndefinisjoner, og hver døgndefinisjon trenger derfor hver sin k -verdi. Døgndefinisjonen er endret én gang i løpet av måleperioden på Ås. Den ble endret fra 07 – 07 til 18 – 18 fra januar 1938. Dette har derfor gitt en ekstra k -verdi. I tillegg var minimumstemperaturen fram til 1894 definert som nattminimum, altså den laveste temperaturen i perioden mellom kveldsobservasjonen og morgenobservasjonen, noe som



Figur 3.6: Minimumstemperaturen for hver time i perioden 07:00 27.12.2011 – 18:00 29.12.2011. De tre punktene med røde sirkler viser minimumstemperaturene for 28.12 og 29.12 for de to døgndefinisjonene. De vertikale linjene viser de to ulike døgndefinisjonene: De oransje strekene representerer 07 – 07, de blå representerer 18 – 18.

også gir en ekstra k -verdi. Ved dagens målestasjon på Søråsfeltet har døgndefinisjonen siden de automatiske målingene ble satt i gang vært 00 – 00. Dette har imidlertid ingen innvirkning på månedsmiddeltemperaturen ettersom minimumstemperaturen ikke lenger er nødvendig for beregningen av månedsmiddelen.

3.5.2 Observasjonstider

Når observasjonstidene endrer seg vil T_f , gjennomsnittet av de tre observasjonene ved faste tidspunkt, i Köppens formel endre seg. For å få en oversikt over observasjonstidene ved målestasjonen på Ås, ble protokollene fra 1874 til 1953 gjennomgått. Tabell 3.3 viser de tre faste observasjonstidene for Ås i ulike perioder. Fra 7.mai 1988 tok automatikken over, og det ble foretatt målinger hvert tiende minutt.

I tillegg ble det sjekket om de digitaliserte dataene fra perioden med automatiske målinger var registrert i norsk normaltid eller ikke. Dette ble gjort for å avgjøre om det måtte tas hensyn til sommertid i utregningene av konstantene i Köppens formel, Føyns formel, Hanstens formel og den klassiske c -formelen. Dette ble sjekket ved å sammenlikne datasettet med en utskrift fra 1999 fra databasen til Meteorologisk institutt som helt sikkert var i normaltid. Det viste seg å være normaltid hele året, og det var derfor ikke nødvendig å ta hensyn til sommertid.

Tabell 3.3: Tidspunkt for de tre faste observasjonstidene (morgen, midt på dagen, kveld) ved målestasjonen på Ås siden temperaturmålingene startet i 1874.

Periode	Tid	Tider
1949.01 – d.d.	UTC	07,12,18
1920.07 – 1948.12	UTC	07,13,18
1881.11 – 1920.06	UTC	07,13,19
1874.01 – 1881.10	UTC	06,13,20

3.5.3 Avvik i observasjonstidspunkt

Som tidligere nevnt, vil flere faktorer ha innvirkning på k -verdiene. En av disse er observasjonstidspunkt. Standard observasjonstid for timedata er hver hele time. Etter gjennomgang av timedataene fra 1988–2011, ble det ikke funnet større tidsavvik i observasjonstidspunkt enn ti minutter over hver hele time. Årene 2003–2011 har observasjonstidspunkt ti minutter over hver hele time, årene 1988–1999 har observasjonstidspunkt hver hele time, mens år 2002 har observasjonstidspunkt hver hele time t.o.m. 01.04. og ti over hver hele time f.o.m. 02.04.. Ti minutter er et lite avvik, og de periodene med observasjonstidspunkt ti over hel trenger derfor ikke sin egen k -verdi. Dette ble sjekket på følgende måte for k -verdiene med observasjonstider 08,13,19 (07,12,18 UTC) og 07,14,21 (06,13,20 UTC). Første steg var å finne temperaturendringen over ti minutter. Det ble regnet ut gjennomsnittsverdier for hver av observasjonstidene (morgen, midt på dagen, kveld) for hver måned for årene 1994–2001 (år med observasjonstidspunkt hver hele time). Kaller denne T_{obs} . Årene før 1994 ble ikke tatt med fordi hvert av disse årene mangler mellom en og to måneder med observasjoner. I tillegg ble det regnet ut gjennomsnittsverdier for timen etter hver observasjonstid for hver måned. Kaller denne T_{etter} . Deretter ble differansen

$$\Delta T = T_{etter} - T_{obs}$$

funnet for hver observasjonstid og måned. Deretter ble ΔT midlet over alle månedene. En hadde altså funnet gjennomsnittlig temperaturendring i løpet av en time for de tre observasjonstidene. Deretter ble temperaturendringen over ti minutter og middelen av denne funnet. Naturlig nok var endringen størst for morgen og kveld, ettersom det er da temperaturen stiger og synker og tidsforskjellen har mest å si. Midt på dagen er temperaturen mer stabil. Resultatet vises i Tabell 3.4. Observasjonstidene 08,13,19 har et større totalt gjennomsnittlig temperaturavvik enn observasjonstidene 07,14,21. Ved utregning av k -verdier vil dette temperaturavviket ha innvirkning på T_f (gjennomsnittet av de tre observasjonstidene). Med et avvik på 0,05 °C (som for observasjonstidene 08,13,19) vil T_f få et gjennomsnittlig tillegg på 0,017 °C (0,05 °C/3). Dette er for lite til å kunne ha innvirkning på k -verdien. k -verdien er gitt med kun to desimaler, og et tillegg på 0,017 °C i T_f vil gi en gjennomsnittlig endring av k -verdien lik $-0,0032$ for observasjonstidene 08,13,19. Dette er ikke signifikant, og en vil altså ikke trenge egne k -verdier for de periodene hvor observasjonstidene har vært ti minutter over hel.

Tabell 3.4: Temperaturdifferansen ΔT mellom observasjoner klokken hel og ti over hel for ulike observasjonstider.

Obs.tider	ΔT_{morgen} (°C)	ΔT_{midt} (°C)	ΔT_{kveld} (°C)	ΔT_{total} (°C)
08,13,19	0,13	0,03	-0,11	0,05
07,14,21	0,12	-0,01	-0,08	0,03

3.6 Standard normal homogenitetstest (SNHT) for enkeltbrudd

Det fins flere ulike metoder for homogenisering av klimadata. Denne masteroppgaven benytter en metode utviklet av Hans Alexandersson. Metoden er en statistisk test som kalles standard normal homogenitetstest (SNHT), og ble første gang brukt på nedbørsdata. Testen bruker en eller flere nabostasjoner (referansestasjoner) som referanse for å finne homogenitetsbrudd i tidsserien til stasjonen som testes (kandidatstasjonen). Ideelt sett skal tidsseriene fra referansestasjonene være homogene. For å finne brudd i en temperaturserie benyttes differanser gitt ved følgende likning [39]:

$$Q_i = Y_i - \sum_{j=1}^k \frac{\rho_j^2 [X_{ji} - \bar{X}_j + \bar{Y}]}{\sum_{j=1}^k \rho_j^2} \quad (3.6)$$

hvor Q_i er differansen ved en gitt tid i (år, måned, dag) og Y_i er kandidatstasjonens temperatur ved tid i . k angir antall referansestasjoner. X_{ji} er referansestasjon j av k antall referansestasjoner sin temperatur ved tid i . ρ_j er korrelasjonskoeffisienten mellom kandidatstasjonen og referansestasjon j og må være positiv. \bar{X}_j er temperaturmiddelen ved referansestasjon j , \bar{Y} er temperaturmiddelen ved kandidatstasjonen, og disse er tatt med for å normalisere differansen. Normaliseringen gjør at Q -verdiene varierer om null og at stasjoner kan brukes som referansestasjon i ulike tidsrom (noe som muliggjør bruken av stasjoner som har en noe kortere tidsserie eller en tidsserie med hull). Middelerverdiene må være beregnet fra samme tidsperiode for alle $j = 1, \dots, k$ for ikke å underestimere eller ikke få med homogenitetsbrudd [39].

Det er antatt at Q er relativt konstant over tid, noe som krever tilstrekkelig korrelasjon mellom kandidat- og referansestasjon(e). En finner homogenitetsbrudd ved å se om det forekommer noen systematiske endringer i Q . En behøver ikke bruke mer enn én referansestasjon i en referanseserie Z_i , men fordelene med å bruke flere er at effekten av romlig variasjon og mulige homogenitetsbrudd hos referanseserien reduseres [40]. Den standardiserte referanseserien beregnes på følgende måte:

$$Z_i = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_Q} \quad (3.7)$$

\bar{Q} er middelerverdien av Q -verdiene og σ_Q er standardavviket til Q -verdiene [39].

Ved å anta at Z_i er normalfordelt vil det at kandidatserien er homogen kunne uttrykkes ved en nullhypotese H_0 [39]:

$$H_0: Z_i \in N(0,1) \quad i \in \{1, \dots, n\}$$

hvor $Z_i \in N(0,1)$ betyr at Z_i er normalfordelt med gjennomsnitt 0 og standardavvik 1. At kandidatserien har homogenitetsbrudd kan uttrykkes med den alternative hypotesen H_1 [39]:

$$H_1: \begin{cases} Z_i \in N(\mu_1, 1) & i \in \{1, \dots, a\} \\ Z_i \in N(\mu_2, 1) & i \in \{a + 1, \dots, n\} \end{cases}$$

hvor μ_1 er gjennomsnittsverdien i de a årene før et homogenitetsbrudd og μ_2 er gjennomsnittsverdien i de $n - a$ årene etter. Det antas at standardavviket ikke endres ved homogenitetsbrudd. For å teste de to hypotesene beregnes en teststatistikk gitt ved [39]:

$$T_{maks}^s = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{T_a^s\} = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{a\bar{z}_1^2 + (n - a)\bar{z}_2^2\} \quad (3.8)$$

hvor \bar{z}_1 og \bar{z}_2 er gjennomsnittet av tidsserien hhv. før og etter bruddet. a er året før det mest sannsynlige tidspunktet for brudd, altså det siste året ved det gamle nivået \bar{z}_1 . Dersom T_{maks}^s er større enn en kritisk verdi, kan nullhypotesen forkastes. Den kritiske verdien avhenger av signifikansnivå og antall verdier n i tidsserien. Tabell 3.5 viser kritiske nivå for teststatistikken for signifikansnivåene 90, 95 og 97,5 % og ulike antall verdier i tidsserien [39].

Tabell 3.5: Kritiske nivå for teststatistikken T_{maks}^s . Hentet fra [39].

n	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	150	250
T_{90}	5,05	6,10	6,65	7,00	7,25	7,40	7,55	7,70	7,80	7,85	8,05	8,35
T_{95}	5,70	6,95	7,65	8,10	8,45	8,65	8,80	8,95	9,05	9,15	9,35	9,70
$T_{97.5}$	6,25	7,80	8,65	9,25	9,65	9,85	10,10	10,20	10,30	10,40	10,80	11,20

Ved et brudd gir SNHT en korrigerings til delen av tidsserien før bruddet. Denne korrigeringen regnes ut som følger [39]:

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2$$

hvor \bar{q}_1 og \bar{q}_2 er de to nivåene for differansene (Q -verdiene) før og etter bruddet. Disse utledes fra likning (3.7) og er gitt som [39]:

$$\bar{q}_1 = \sigma\bar{z}_1 + \bar{Q} \quad (3.9)$$

$$\bar{q}_2 = \sigma\bar{z}_2 + \bar{Q} \quad (3.10)$$

3.7 Homogenitetstesting

Temperaturserien fra Ås var forventet å ha flere homogenitetsbrudd som følge av to flyttinger, endringer i observasjonstider og utskifting av måleutstyr. SNHT håndterer brudd enkeltvis, og serien ble derfor delt opp for å skille ut de ulike bruddene. Slik fikk en en rekke kortere delserier som inneholdt hvert sitt potensielle brudd. Ved oppdelingen av serien var det viktig å ha registreringer på begge sider av bruddet, da SNHT kan være mindre god i endene av en serie.

De færreste nabostasjonene hadde en like lang driftsperiode som stasjonen på Ås, men det at Åsserien måtte deles opp gjorde at flere stasjoner likevel kunne benyttes som referansestasjoner. I alt ble 26 målestasjoner benyttet som referansestasjoner. En oversikt over disse fins i Tabell 3.8. En referansestasjon skal ideelt sett være homogen og ha så likt klima som og ligge så nære kandidatstasjonen som mulig. De fleste referansestasjoner oppfyller ikke disse kravene, og derfor brukes flere referansestasjoner i en referanseserie. En referanseserie består av en gruppe nabostasjoner som alle har en kontinuerlig temperaturserie innenfor referanseseriens tidsrom. Det ble valgt å ta med én fyrstasjon i hver referanseserie. Fyrstasjoner har naturlig nok et maritimt klima som er nokså ulikt klimaet på Ås. Men ved å inkludere en fyrstasjon vil den kunne modifisere de referansestasjonene med kontinentalt klima, da disse fort kan bli dominerende. En referanseserie konstrueres ved å regne ut gjennomsnittet av månedsmidlene til referansestasjonene.

Temperaturserien fra Ås ble testet for homogenitetsbrudd på års- og sesongbasis. Sesongene var definert som følger: Vinter (desember fra foregående år, januar og februar), vår (mars, april, mai), sommer (juni, juli, august) og høst (september, oktober, november). Brudd ble funnet ved å betrakte teststatistikken T_{maks}^S . Programmet AnClim fremstilte denne både grafisk og i tabellform, og ga i tillegg året med høyest teststatistikk (altså året hvor sannsynligheten for brudd er størst) og tilhørende signifikansnivå og korrigeringsfaktor for hver av sesongene og på årsbasis. SNHT vil gi mange homogenitetsbrudd, også der ingenting i metadata tilsier brudd. For å være sikrere på at et brudd som avdekkes med SNHT stemmer, ble referansegruppene for hver referanseserie delt i to og testet hver for seg. Dersom et brudd var med i begge delseriene, kunne en være rimelig sikker på at bruddet stemte.

Et brudd som ble funnet i flere sesonger ville ikke bestandig ha høyest teststatistikk nøyaktig samme år i de ulike sesongene. Tilfeldige variasjoner i referanseseriene gjør at programmet ikke finner bruddåret helt nøyaktig. For å avgjøre bruddåret ble det derfor jamført med metadata. I noen tilfeller avdekket SNHT brudd som ikke kunne understøttes av metadata. For å kunne fastsette bruddåret, ble det året som dukket opp flest ganger valgt.

3.7.1 Dataprogram

Til homogenitetstesting ble gratisversjonen av programmet AnClim benyttet. Dette er et program utviklet av klimatologen Petr Štěpánek ved universitetet i Brno, Moravia i Tsjekia og ligger tilgjengelig på nettet [41].

3.7.2 Referanseserier

Temperaturseriene fra målestasjonene som ble brukt som referansestasjoner i homogenitetstestinga ligger i Meteorologisk institutts klimadatabase, eKlima, og er åpen for alle [22]. Figur 3.7 og Tabell 3.6 viser en oversikt over målestasjonene brukt i referanseseriene, samt målestasjonen på Ås. Metadata for noen av referansestasjonene fins i avsnitt 7.2 i tillegget.

Tabell 3.6: Stasjonsinformasjon for målestasjonen på Ås og målestasjonene brukt som referansestasjoner i homogenitetstesting.

Stasjon					WGS84		Målinger	
Nr.	Navn	Kommune	Fylke	Hoh	Lat	Lon	Fra	Til
1500	Krappeto	Halden	Østfold	105	59.1500	11.5600	1884	1914
3400	Eidsberg	Eidsberg	Østfold	140	59.4981	11.2871	1927	1964
17150	Rygge	Rygge	Østfold	40	59.3786	10.7752	1955	d.d.
4780	Gardermoen	Ullensaker	Akershus	202	60.2065	11.0802	1941	d.d.
4930	Hvam	Nes	Akershus	162	60.1024	11.3849	1945	1983
17850	Ås	Ås	Akershus	89	59.6605	10.7820	1874	d.d.
19400	Fornebu	Bærum	Akershus	10	59.8927	10.6158	1941	1998
19480	Dønski	Bærum	Akershus	59	59.9003	10.5012	1970	2003
19710	Asker	Asker	Akershus	163	59.8561	10.4345	1913	d.d.
18650	Oslo 1	Oslo	Oslo	25	59.9128	10.7175	1877	1937
18651	Oslo 2	Oslo	Oslo	25	59.9128	10.7175	1837	1933
18700	Oslo Blindern	Oslo	Oslo	94	59.9423	10.7201	1937	d.d.
5500	Åbogen	Eidskog	Hedmark	145	60.1167	12.1167	1890	1926
5650	Vinger	Kongsvinger	Hedmark	175	60.2198	12.0280	1942	2004
6040	Flisa	Åsnes	Hedmark	184	60.6173	12.0170	1919	1998
12300	Hamar	Hamar	Hedmark	139	60.8000	11.0667	1883	1934
12550	Kise	Ringsaker	Hedmark	128	60.7667	10.7833	1951	d.d.
11500	Østre Toten	Østre Toten	Oppland	264	60.7002	10.8695	1930	d.d.
20880	Kutjern	Gran	Oppland	493	60.3833	10.5500	1918	1954
27450	Melsom	Stokke	Vestfold	26	59.2300	10.3483	1959	d.d.
27500	Færder fyr	Tjøme	Vestfold	6	59.0272	10.5242	1885	d.d.
30450	Løveid	Skien	Telemark	29	59.2167	9.5167	1884	1907
32100	Gvarv	Sauherad	Telemark	26	59.3885	9.1724	1919	1989
34120	Jomfruland fyr	Kragerø	Telemark	12	58.8653	9.5975	1940	1993
37230	Tveitsund	Nissedal	Telemark	252	59.0256	8.5186	1944	d.d.
36200	Torungen fyr	Arendal	Aust-Agder	12	58.3988	8.7893	1867	d.d.



Figur 3.7: Oversikt over målestasjoner som er benyttet som referansestasjoner. Målestasjonen på Ås er også vist. Kartgrunnlaget er hentet fra Kartverket sine nettsider [42]

3.8 Datagrunnlag

Datagrunnlaget for utregning av konstantene i Köppens formel, Føyns formel, Hansteens formel og den klassiske c-formelen var timedata fra perioden 1995 – 2011. Disse dataene var noe mangelfulle. Dersom deler av et døgn manglet registrerte verdier ble dette døgnet slettet og dermed fjernet fra datagrunnlaget. Tabell 3.7 gir en oversikt over antall manglende dager hver måned hvert år i perioden 1994 – 2011.

Da konstantene var regnet ut, ble Føyns og Köppens formel brukt til utregning av nye temperaturmånedsmidler i perioden før 1988. Denne utregningen ble foretatt av Meteorologisk institutt. Disse månedsmidlene ble så benyttet i homogenitetstesting.

Tabell 3.7: Oversikt over manglende data i perioden 1994 – 2011. Antall manglende dager hver måned og år er angitt.

	2010	2006	2003	2002	1997	1996	1995	1994
Januar								5
Februar								1
Mars								
April								
Mai								
Juni						1		
Juli							1	
August		4		7			1	4
September	2			2	2			3
Oktober							1	
November								
Desember			6					
Sum	2	4	6	9	2	1	3	13

Ettersom dataene er mangelfulle i starten av perioden med automatiske målinger, kan ikke månedsmidler regnes ut for alle år. I homogenitetstesting ble det valgt å sette månedsmidlene i perioden fra mai 1988 til oktober 1994 som manglende. For de månedene utenom denne perioden som ikke har nok data til utregning av månedsmiddel, ble månedsmiddelen funnet vha. jamføring med nabostasjoner. Nabostasjonene som ble brukt var Blindern, Rygge og Asker. Disse ble valgt fordi de har et klima som er ganske likt Ås. For å finne de manglende månedsmidlene, ble det tatt utgangspunkt i følgende formel:

$$T_{m,Ås} - \bar{T}_{m,nabo} = \Delta \tag{3.11}$$

hvor $T_{m,Ås}$ er månedsmiddelen på Ås for den aktuelle måneden, og $\bar{T}_{m,nabo}$ er gjennomsnittet av månedsmiddelen for de tre nabostasjonene for den aktuelle måneden. Ved å regne ut differansen Δ for en tiårsperiode rundt en manglende månedsmiddel, vil en kunne finne

gjennomsnittsdifferansen for denne perioden, $\bar{\Delta}$. Vha. denne kan en dermed finne et estimat for den manglende månedsmiddelen $T_{m,\text{Ås}}$ ved følgende formel:

$$T_{m,\text{Ås}} = \bar{T}_{m,nabo} + \bar{\Delta} \quad (3.12)$$

Tiårsperioden for hver manglende månedsmiddel ble plukket ut etter følgende regel: Bruk de ti årene med minst mulig avstand i tid til den manglende månedsmiddelen. For juli 1983 ble kun Rygge og Blindern brukt i jamføringa ettersom Asker mangler data i perioden 1977 – 1982. Tiårsperiodene som ble benyttet for de manglende månedsmidlene vises i Tabell 3.8.

Tabell 3.8: Tiårsperiodene som ble benyttet ved estimering av månedsmidler for Ås i perioden med automatiske temperaturmålinger.

Måned	År	Tiårsperiode
Januar	2003	1998 – 2002, 2004 – 2008
Juni	1996	1994 – 1995, 1997 – 2004
Juli	1983	1977 – 1982, 1984 – 1987
	1995	1987, 1990, 1993, 1996 – 2002
August	1995	1986 – 1987, 1990, 1996 – 2001, 2003
	2002	1997 – 2001, 2003 – 2005, 2007 – 2008
	2006	2000 – 2001, 2003 – 2005, 2007 – 2011
September	1997	1990, 1995 – 1996, 1998 – 2001, 2003 – 2005
	2002	1996, 1998 – 2001, 2003 – 2007
Oktober	1995	1987, 1991 – 1992, 1996 – 2002
Desember	2003	1998 – 2002, 2005 – 2009
	2004	1998 – 2002, 2005 – 2009

4 Resultater

4.1 k -verdier

For målestasjonen på Ås er det beregnet sju ulike k -verdier. Disse er beregnet fra timedataene i perioden 1995 – 2011. Ved å regne ut månedsmiddelen av lufttemperaturen T_m fra disse dataene og omforme Köppens formel (formel (3.1)) til følgende

$$k = \frac{T_f - T_m}{T_f - T_n}$$

vil en kunne regne ut k -verdier. Hvilke perioder k -verdiene gjelder for er vist i Tabell 4.1, mens k -verdiene er vist i Tabell 4.2. Dagens standard har observasjonstidene 06, 12, 18 UTC og døgnet er definert fra 18 – 18 UTC. Denne standarden ble ikke fulgt opp på Ås, her beholdt en den foregående standarden med observasjonstider 07, 12, 18 UTC og døgndefinisjonen 18 – 18 UTC. k -verdien for dagens standard (k_1) er likevel tatt med i denne oppgaven.

k -verdien er en konstant som skal korrigere for temperaturens daglige gang. Om vinteren vil k -verdiene ha en større usikkerhet tilknyttet seg fordi den daglige gangen er liten. Dette ser vi f.eks. ved at k_1 er lik for oktober og november, selv om innstrålinga er større i oktober enn i november, og k -verdien dermed burde være større i oktober enn november. Dette vises også i Tabell 4.6 i avsnitt 4.3, hvor standardavviket for differansen mellom faktisk månedsmiddel og månedsmiddelen beregnet vha. Köppens formel er vist. Der er standardavvikene større på vinterstid. Gjennomsnittlig standardavvik for månedene desember, januar og februar er 0,07, mens standardavviket for hele året er 0,06.

For å sjekke at k -verdiene i denne oppgaven var riktig utregnet, sammenliknet Meteorologisk institutt de gamle månedsmidlene og månedsmidlene utregnet med denne oppgavens k -verdier. Generelt var det en differanse på noen tidels grader, og ingen systematisk større differanser, noe som tilsier at k -verdiene er riktig utregnet.

Tabell 4.1: Tidsrommene for de sju k -verdiene med tilhørende observasjonstider, døgndefinisjon og minimumstemperaturperioden (T_n -periode).

k	Periode	Tid	Obs.tider	Døgndef.	T_n - periode	Kommentar
k_1	1949.07 - d.d.	UTC	06,12,18	18 – 18	18 – 18	Dagens standard, ikke fulgt på Ås.
k_2	1949.01 - d.d.	UTC	07,12,18	18 – 18	18 – 18	Ås beholdt denne standarden.
k_3	1938.01 - 1948.12	UTC	07,13,18	18 – 18	18 – 18	
k_4	1920.07 - 1937.12	UTC	07,13,18	07 – 07	07 – 07	
k_5	1894.01 - 1920.06	UTC	07,13,19	07 – 07	07 – 07	
k_6	1881.11 - 1893.12	UTC	07,13,19	07 – 07	19 – 07	
k_7	1874.01 - 1881.10	UTC	06,13,20	07 – 07	20 – 06	

Tabell 4.2: k -verdier for Ås beregnet fra timedata fra perioden 1995 – 2011. De sju ulike k -verdiene gjelder for sju ulike perioder.

k-verdier for Ås beregnet fra data fra perioden 1995 – 2011							
	k_1	k_2	k_3	k_4	k_5	k_6	k_7
Januar	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,09	0,08
Februar	0,08	0,10	0,12	0,10	0,08	0,11	0,06
Mars	0,10	0,17	0,19	0,17	0,13	0,15	0,04
April	0,18	0,24	0,25	0,24	0,19	0,20	0,09
Mai	0,21	0,26	0,27	0,26	0,22	0,22	0,11
Juni	0,22	0,26	0,27	0,27	0,23	0,23	0,12
Juli	0,22	0,26	0,27	0,27	0,22	0,22	0,10
August	0,20	0,25	0,26	0,26	0,20	0,20	0,09
September	0,13	0,20	0,21	0,20	0,17	0,18	0,07
Oktober	0,08	0,15	0,16	0,14	0,12	0,15	0,05
November	0,08	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06
Desember	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06

Nordlli og Tveito [38] har regnet ut k -verdier for Ås med en metode som benytter seg av det daglige temperaturspenntet (daily temperature range – DTR), altså forskjellen mellom et døgn maksimums- og minimumstemperatur. Disse ble regnet ut fra data i perioden 1957 – 1988. Disse k -verdiene ble sammenliknet med k -verdiene regnet ut med i denne oppgaven. Tabell 4.3 viser differansen mellom disse. k -verdiene regnet ut i denne oppgaven er gjennomgående litt høyere enn k -verdiene regnet ut etter DTR.

Tabell 4.3: Differansen mellom k -verdiene regnet ut i denne oppgaven og k -verdier regnet ut av Nordlli og Tveito [38] etter DTR.

	k_1	k_2	k_3	k_4	k_5
Januar	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
Februar	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02
Mars	0,02	0,06	0,07	0,06	0,05
April	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mai	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Juni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Juli	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
August	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
September	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04
Oktober	0,01	0,06	0,06	0,05	0,05
November	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01
Desember	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01

4.2 Føyns konstant, Hansteens konstant og konstanten i den klassisk c-formel

Føyns formel, Hansteens formel og klassisk c-formel benyttes for perioden før minimumstermometeret ble introdusert, og for Ås vil det si i perioden fra januar 1874 til desember 1893. Observasjonstidene i denne perioden var 06, 13, 20 UTC.

For å beregne Føyns konstant k_g , ble timedata fra perioden 1995–2011 (hvor månedsmiddelen er kjent) benyttet, og Føyns formel ble omformet til følgende:

$$k_g = \frac{T_m - T_g}{T_2 - T_g}$$

For å beregne Hansteens konstant C_H , ble timedata fra perioden 1995–2011 (hvor månedsmiddelen er kjent) benyttet, og Hansteens formel ble omformet til følgende:

$$C_H = T_m - \frac{17T_1 + 14T_2 + 17T_3}{48}$$

For å beregne konstanten i den klassiske c-formelen, ble timedata fra perioden 1995–2011 (hvor månedsmiddelen er kjent) benyttet, og formelen ble omformet til følgende:

$$c = T_m - T_g$$

Tabell 4.4 viser resultatene. Tabell 4.5 viser månedsmidler for 2011 utregnet med de tre formlene, i tillegg til den faktiske månedsmiddelen regnet ut fra timedataene, og forskjellen mellom månedsmidlene regnet ut fra formler og den faktiske månedsmiddelen.

Tabell 4.4: Føyns konstant, Hansteens konstant og konstanten i den klassiske c-formelen for Ås beregnet fra timedata i perioden 1995–2011.

	Føyns	Hansteen	c-formel
Januar	0,23	-0,12	0,44
Februar	0,28	-0,06	0,97
Mars	0,30	0,02	1,53
April	0,25	-0,20	1,25
Mai	0,20	-0,42	0,89
Juni	0,18	-0,46	0,69
Juli	0,20	-0,36	0,84
August	0,24	-0,24	1,23
September	0,27	-0,10	1,36
Oktober	0,30	0,02	1,18
November	0,27	-0,04	0,59
Desember	0,25	-0,06	0,36

Tabell 4.5: Månedsmidler for 2011 regnet ut med Føyns formel, Hansteens formel, den klassiske c-formelen, og faktisk månedsmiddel regnet ut med timedata. I tillegg vises differansen mellom månedsmidlene regnet ut ved formler og den faktiske månedsmiddelen.

	T_m (°C)				ΔT_m (°C)		
	Føyn	Hansteen	c-formel	Faktisk	Føyn	Hansteen	c-formel
Januar	-5,17	-5,13	-5,33	-5,16	-0,01	0,03	-0,17
Februar	-5,69	-5,72	-5,66	-5,81	0,12	0,10	0,15
Mars	-0,20	-0,22	-0,10	-0,26	0,06	0,04	0,16
April	8,35	8,43	7,95	8,30	0,05	0,13	-0,35
Mai	10,39	10,36	10,44	10,41	-0,02	-0,06	0,02
Juni	14,97	14,86	15,08	14,98	-0,01	-0,11	0,11
Juli	16,86	16,83	16,99	16,90	-0,03	-0,07	0,09
August	15,17	15,15	15,40	15,14	0,03	0,01	0,25
September	12,21	12,21	12,31	12,21	0,01	0,01	0,10
Oktober	7,44	7,43	7,48	7,46	-0,01	-0,02	0,02
November	4,31	4,30	4,59	4,40	-0,09	-0,10	0,19
Desember	0,32	0,32	0,34	0,36	-0,04	-0,05	-0,02

4.3 Sammenlikning av Føyns formel, Hansteens formel og klassisk c-formel

For å beregne månedsmiddeltemperaturer for perioden før minimumstermometeret kom har vi tre formler: Føyns formel, klassisk c-formel og Hansteens formel. For å finne ut hvilke av disse som egner seg best, ble alle tre testet ved å bruke dem på datasettet fra 1995 – 2011, altså samme datasett som ble brukt til å beregne konstantene i formlene. Formlene ble sammenliknet ved å finne differansen mellom månedsmiddelen utregnet ved formel og den faktiske månedsmiddelen (gjennomsnittet av timeobservasjonene for hver måned), og deretter finne standardavviket til disse differansene for hver formel. Dette ble gjort for hver måned og for hele året. Köppens formel (med k_7 for observasjonstidene 06,13,20 UTC) ble også tatt med for sammenlikningens skyld. Resultatet vises i Tabell 4.6. Ut fra dette ser en at Føyns formel kommer best ut. En kan ellers bemerke at den klassiske c-formelen gjorde det svært dårlig sammenliknet med Føyn og Hansteen. I tillegg er Köppens formel faktisk dårligere enn både Føyn og Hansteen i januar, og dårligere enn Føyn i november og desember. Dette er for så vidt ikke overraskende, jamfør avsnitt 4.1.

Tabell 4.6: Standardavvik for differansen mellom faktisk månedsmiddel og månedsmiddel regnet ut med Føyns formel, Hansteens formel, den klassiske c-formelen og Köppens formel.

	Føyn	Hansteen	c-formel	Köppen
Januar	0,068	0,072	0,122	0,077
Februar	0,077	0,079	0,206	0,075
Mars	0,087	0,100	0,389	0,069
April	0,057	0,067	0,253	0,033
Mai	0,089	0,103	0,158	0,054
Juni	0,107	0,112	0,158	0,056
Juli	0,082	0,117	0,123	0,058
August	0,087	0,065	0,276	0,057
September	0,076	0,073	0,271	0,058
Oktober	0,071	0,070	0,370	0,066
November	0,046	0,051	0,200	0,048
Desember	0,058	0,065	0,098	0,062
Totalt	0,076	0,082	0,230	0,059

I tillegg ble det utført en sjekk hvor datasettet fra 1995 – 2011 ble delt i to. Den ene delen av datasettet ble brukt til å beregne konstantene til Føyn, Hansteen og c-formelen på nytt, mens den andre delen av datasettet (valideringsdatasettet) ble brukt til å beregne månedsmidler med de tre formlene og deres nye konstanter. På samme måte som over ble differansen mellom faktisk månedsmiddel og månedsmiddel utregnet ved formler funnet. Deretter ble standardavviket av denne differansen beregnet for å kunne sammenlikne formlene. Gjennomsnittet av differansen ble også regnet ut for å se om noen av formlene ga en slagside (bias) i middelverdien. Resultatet vises i Tabell 4.7. Føyn ga også her et noe bedre resultat enn Hansteen. Resultatene for Føyn og Hansteen er svært gode ved sammenstilling med Tabell 4.6, da standardavvikene øker svært lite. I tillegg har Føyn og Hansteen ingen slagside i middelverdiene. Den klassiske c-formelen ga ikke så gode resultater. Standardavvikene er store sammenliknet med Føyn og Hansteen, og det er en slagside i middelverdiene.

På grunnlag av dette ble Føyns formel valgt til utregning av månedsmidler for perioden januar 1874 til juli 1877 (perioden før minimumstermometeret ble tatt i bruk).

Tabell 4.7: Standardavvik og gjennomsnitt av differansen mellom faktisk månedsmiddel og månedsmiddel regnet ut fra valideringsdatasettet med de ulike formlene.

	Standardavvik for differansen			Gjennomsnitt av differansen (°C)		
	Føyn	Hansteen	c-formel	Føyn	Hansteen	c-formel
Januar	0,046	0,052	0,114	-0,012	-0,030	-0,881
Februar	0,089	0,095	0,190	-0,048	-0,048	-1,956
Mars	0,117	0,105	0,350	-0,041	-0,070	-3,084
April	0,065	0,061	0,261	-0,011	-0,053	-2,491
Mai	0,097	0,138	0,121	-0,095	-0,051	-1,789
Juni	0,145	0,129	0,214	0,032	0,018	-1,379
Juli	0,091	0,133	0,146	-0,026	-0,006	-1,684
August	0,102	0,081	0,301	0,038	0,014	-2,460
September	0,046	0,047	0,284	-0,022	-0,005	-2,730
Oktober	0,053	0,053	0,266	-0,042	-0,036	-2,333
November	0,058	0,061	0,203	0,030	0,037	-1,185
Desember	0,028	0,035	0,088	-0,025	-0,022	-0,715
Total	0,088	0,090	0,755	-0,018	-0,021	-1,891

4.4 Homogenitetstesting

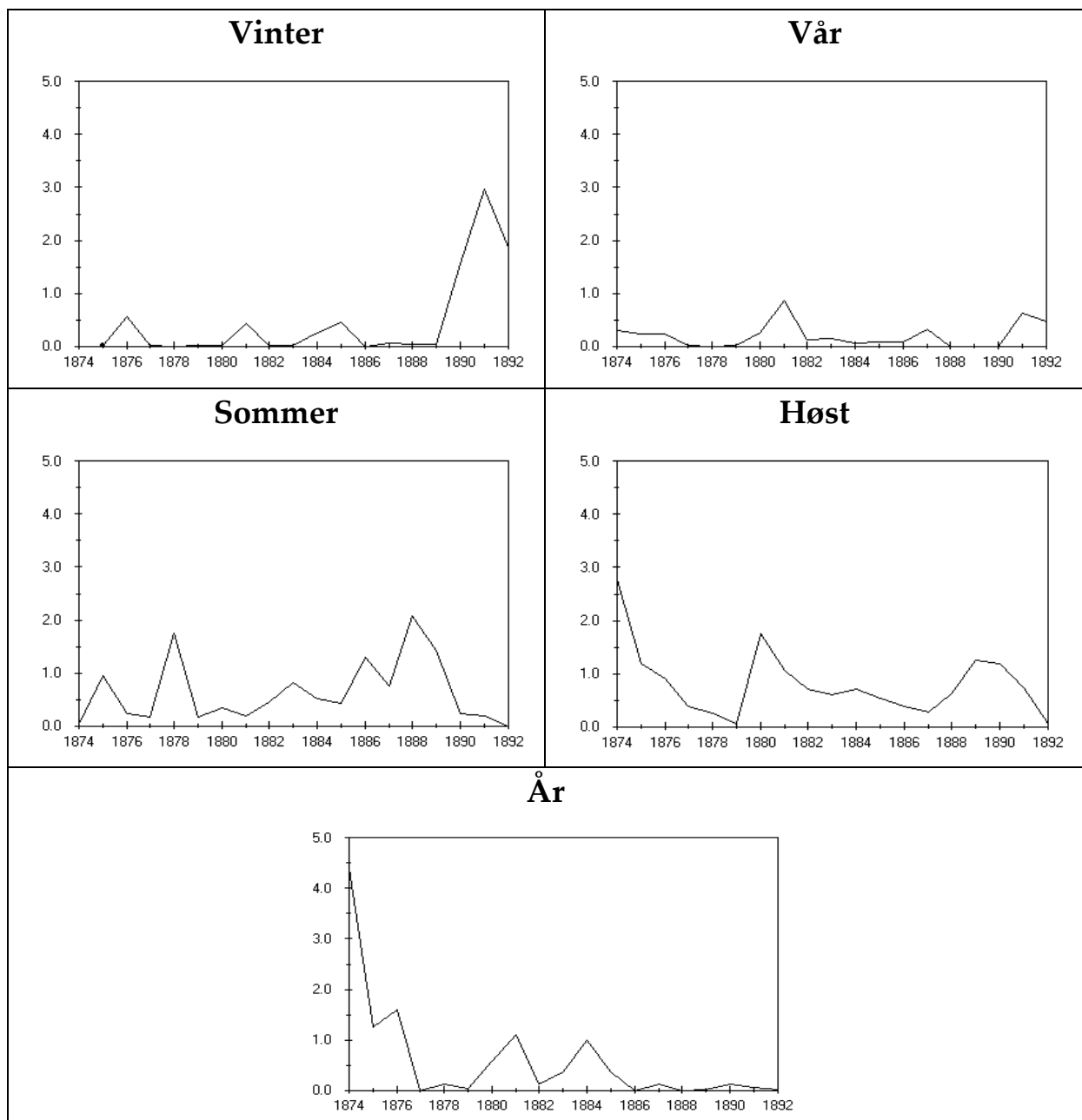
Figur 4.1 og Tabell 4.8 viser resultatene fra homogenitetstesting i perioden 1874 – 1893. Referanseserien består kun av to stasjoner, noe som ikke er ideelt, men det var ikke flere passende referansestasjoner i drift i denne perioden. Testresultatene viser ingen klare signifikante brudd. I august 1877 er formelen for beregning av månedsmiddelen endret fra Føyns formel til Köppens formel. Denne endringen har dermed ikke gjort stort nok utslag til at det syns gjennom de naturlige variasjonene i temperaturserien. Temperaturserien anses derfor som homogen i denne perioden.

Figur 4.2 og Tabell 4.9 viser testresultatene for perioden 1887 – 1906. Resultatene viser et klart brudd rundt 1893. Metadata viser at det fra 1.1.1894 ble innført en ny døgndefinisjon for minimumstemperaturen. Før 1894 var det kun nattminimum, mens fra 1894 ble minimumstemperaturen registrert som den laveste temperaturen fra kl. 07 forrige dag til 07 registreringsdagen. Endring av døgndefinisjon skal egentlig ikke forårsake brudd ettersom dette allerede skal være korrigert for av k -verdiene. Men denne endringen kan ha medført utbytting av minimumstermometer og endring i termometeroppsett, som igjen kan ha ført til homogenitetsbrudd. Vår, sommer og år viser klare signifikante brudd. Vinter viser ikke brudd av noe slag. Høst har et brudd i 1896. Teststatistikken for høst er lavere enn for vår, sommer og år, har et lavere signifikansnivå, toppen er ikke like markert, og kommer i tillegg et par år senere.

Ettersom resultatene viste signifikante brudd, ble referanseserien delt i to for å sjekke bruddet nærmere. Testresultatene for del 1 av referanseserien er vist i Tabell 4.10 og Figur 4.3. Vårsesongen har et tydelig signifikant brudd rundt 1894. I sommersesongen og på årsbasis er det noen signifikante toppe rundt 1894. Høstsesongen viser ingen signifikante brudd, men en ser en topp rundt 1896. Testresultatene for del 2 av referanseserien er vist i Tabell 4.11 og Figur 4.4. Her er det signifikante brudd på årsbasis og i sommer- og høstsesongen. Vårsesongen har en topp rundt 1894. Ettersom bruddene for vår, sommer og år som ble funnet med den opprinnelige referanseserien også dukket opp i da serien ble delt i to, kan en være rimelig sikker på bruddene. Bruddet om høsten er ikke like markant i del 1 og 2 av referanseserien, men det er synlig. Fordi vår, sommer og år viste så klare brudd og fordi metadataene ga en forklaring på bruddet, ble det valgt å justere også i høstsesongen. Dermed ble årene før 1894 justert på årsbasis og i vår-, sommer- og høstsesongen med hhv. 0,2 °C, 0,3 °C, 0,3 °C og 0,2 °C. Justeringene er positive, noe som vil si at endringen i 1894 førte til høyere temperaturregistreringer enn før.

Tabell 4.8: Testresultater for perioden 1874 – 1893. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2 og Torungen fyr.

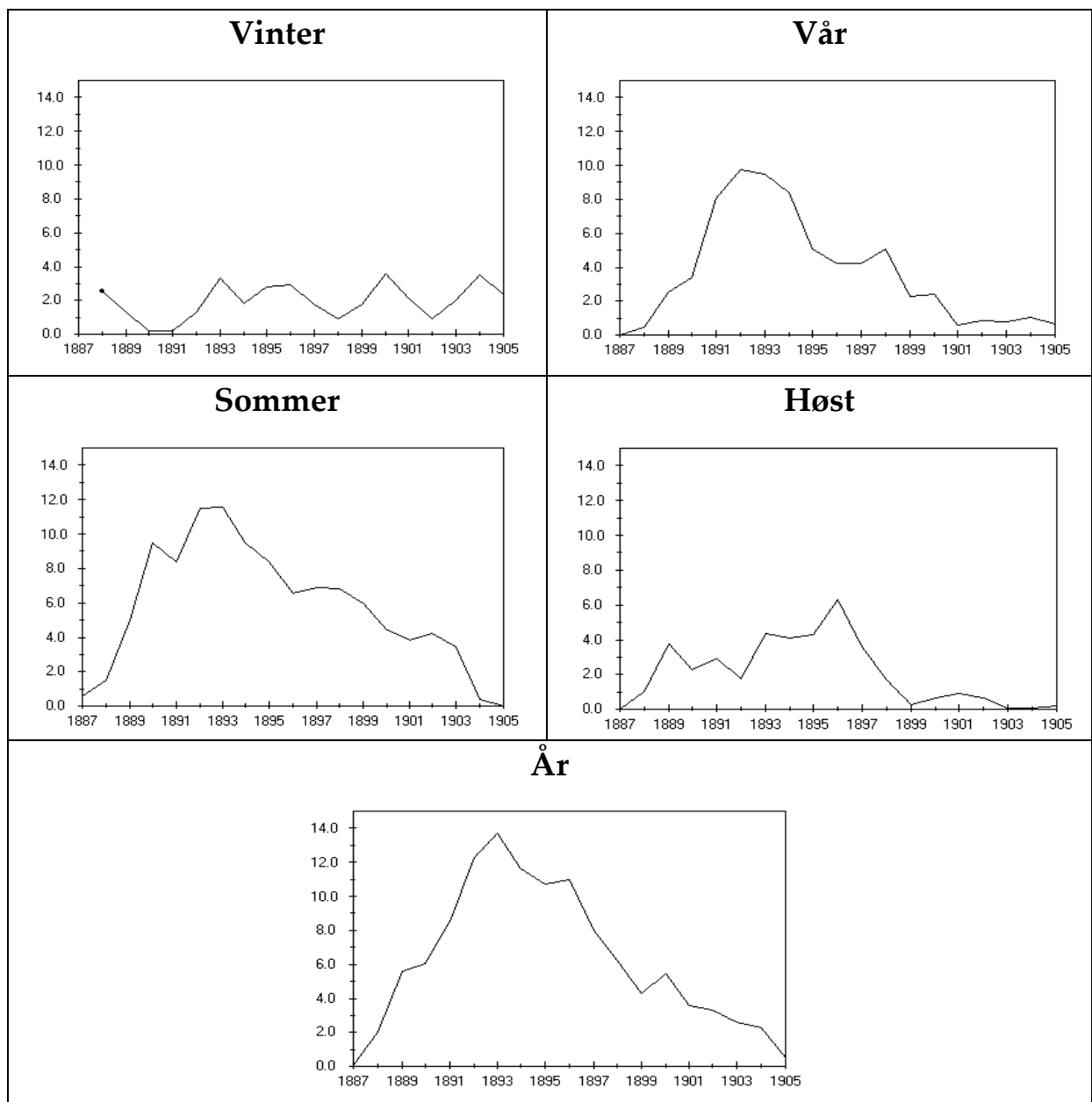
1874 – 1893 (n = 20)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1891	2,974	-	-0,5
Vår	1881	0,874	-	0,1
Sommer	1888	2,083	-	-0,1
Høst	1874	2,759	-	-0,5
År	1874	4,398	-	-0,3



Figur 4.1: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1874 – 1893. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2 og Torungen fyr.

Tabell 4.9: Testresultater for perioden 1887 – 1906. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Færder fyr, Hamar, Krappeto og Løveid.

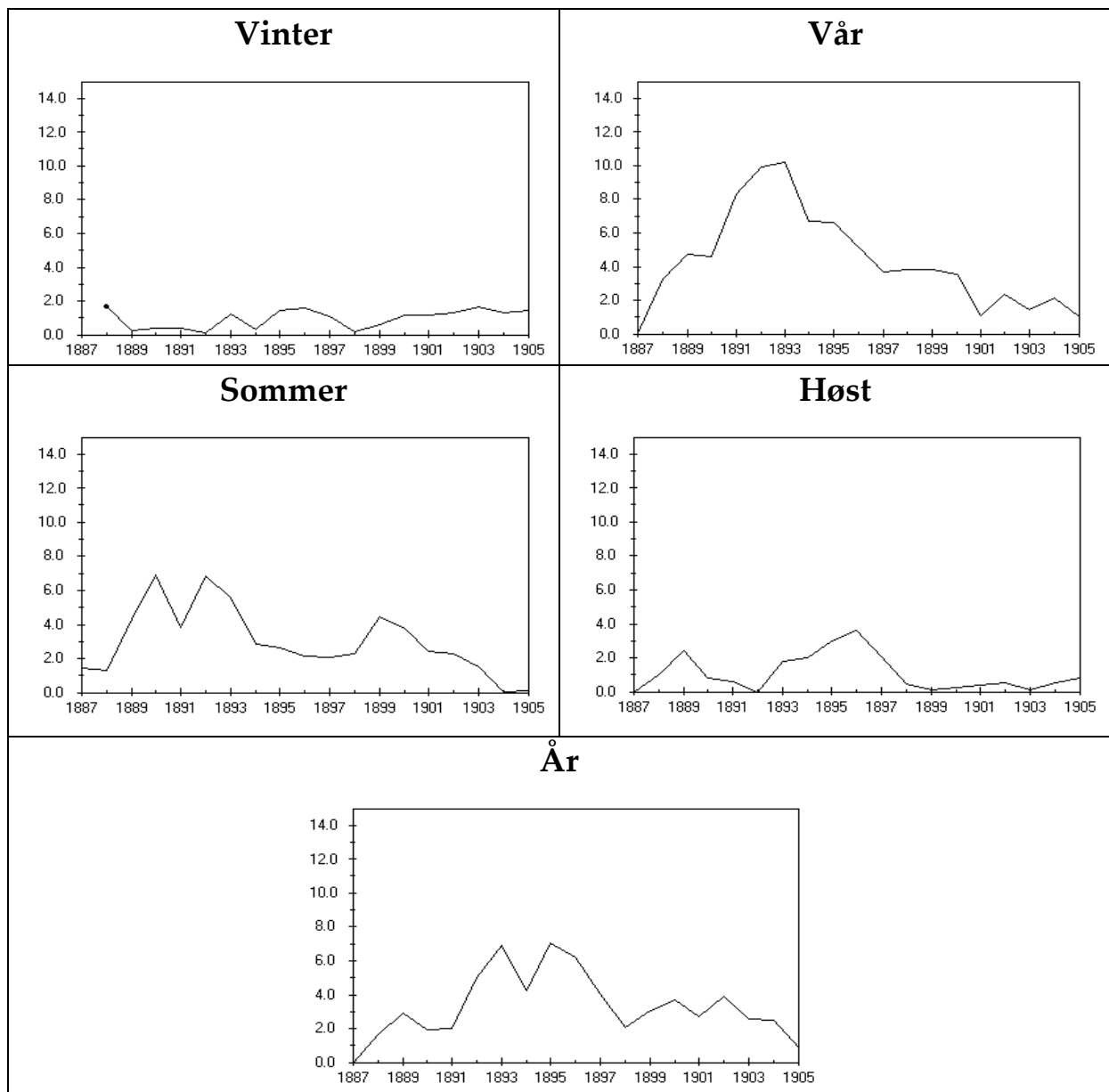
1887 – 1906 (n = 20)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1900	3,566	-	0,2
Vår	1892	9,768	97,5 %	0,3
Sommer	1893	11,566	97,5 %	0,3
Høst	1896	6,261	90 %	0,2
År	1893	13,690	97,5 %	0,2



Figur 4.2: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1887 – 1906. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Færder fyr, Hamar, Krappeto og Løveid.

Tabell 4.10: Testresultater for perioden 1887 – 1906. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Færder fyr og Løveid.

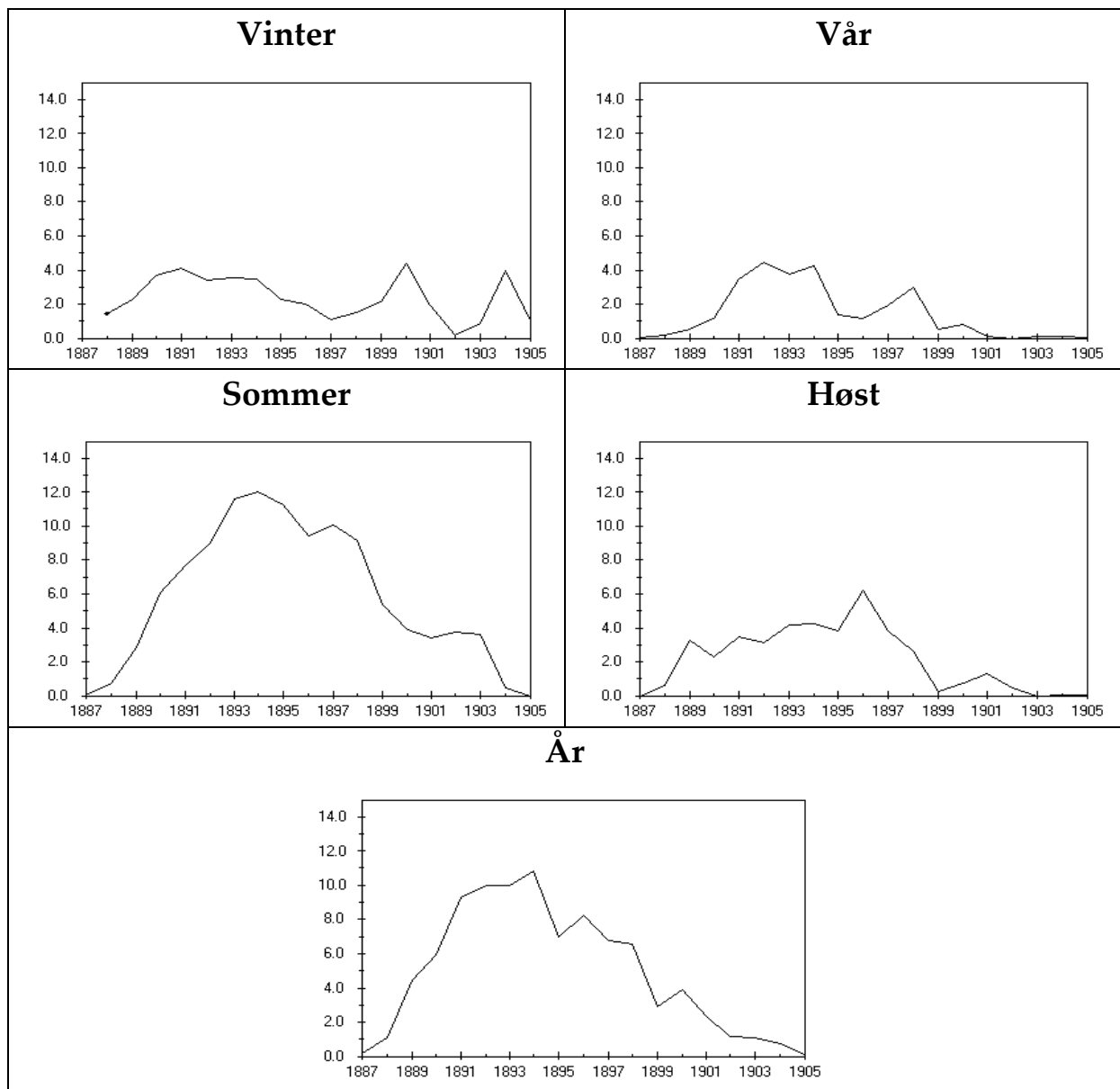
1887 – 1906, del 1 (n = 20)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1888	1,675	-	0,5
Vår	1893	10,215	97,5 %	0,3
Sommer	1890	6,919	90 %	0,2
Høst	1896	3,645	-	0,2
År	1895	7,037	95 %	0,2



Figur 4.3: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1887 – 1906. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Færder fyr og Løveid.

Tabell 4.11: Testresultater for perioden 1887 – 1906. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2, Hamar og Krappeto.

1887 – 1906, del 2 (n = 20)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1900	4,362	-	0,2
Vår	1892	4,415	-	0,2
Sommer	1894	12,029	97,5 %	0,3
Høst	1896	6,182	90 %	0,2
År	1894	10,827	97,5 %	0,2



Figur 4.4: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1887 – 1906. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2, Hamar og Krappeto.

Figur 4.5 og Tabell 4.12 viser testresultatene for perioden 1900 – 1923. Det er et klart brudd i 1918 på årsbasis. Dette bruddet kan også ses i sesongene, men her er det ikke signifikant. I juli 1918 ble værstasjonen flyttet fra Kjøkkenhagen til Skogsdammen. Bruddet er ikke veldig stort ($-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ på årsbasis), noe som kan være grunnen til at det ikke er signifikant i sesongene. Årsmidler har mindre variasjon enn sesongmidler, så det vil være lettere å oppdage mindre brudd på årsbasis enn på sesongbasis. Referanseserien ble delt i to for å undersøke bruddet nærmere. Testresultatene for del 1 av referanseserien er vist i Tabell 4.13 og Figur 4.6. Denne delen har tre referansestasjoner. Dette er lite, men det er likevel godt samsvar mellom testresultatene for del 1 og den opprinnelige referanseserien. Det kan ses en topp rundt 1918 i alle sesonger og på årsbasis. Det er bare bruddet på årsbasis som er signifikant. Testresultatene for del 2 av referanseserien er vist i Tabell 4.14 og Figur 4.7. Testresultatene i denne delen samsvarer ikke like godt med resultatene fra den opprinnelige referanseserien. Særlig i sommersesongen er det vanskelig å se noen markant topp. Men det er en tydelig topp på årsbasis. Denne delen har kun to referansestasjoner, noe som er en svakhet.

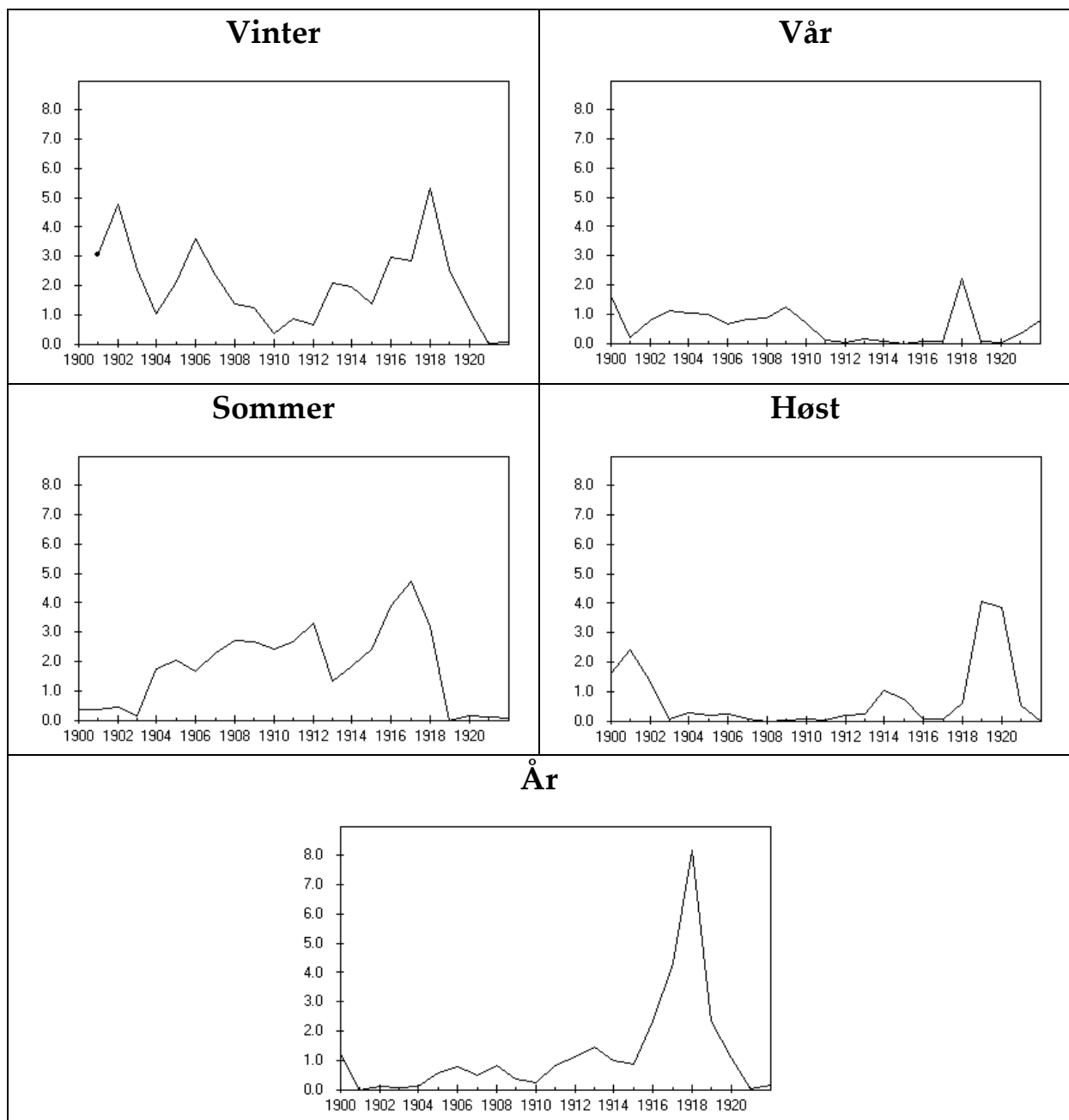
Fordi bruddet ikke er statistisk signifikant i sesongene og fordi det ikke er så lett å se i alle sesongene i del 1 og 2 av referanseserien, kunne en ha valgt å la det ligge. Men fordi det er statistisk signifikant på årsbasis, fordi del 1 og 2 av referanseserien har så få referansestasjoner og fordi metadata understøtter bruddet, ble det valgt å justere likevel. Dermed ble årene før 1918 justert i alle sesonger og på årsbasis. Justeringene vises i Tabell 4.12. Justeringene er negative, noe som vil si at temperaturen ved Skogsdammen var lavere enn ved den gamle beliggenheten.

Figur 4.8 og Tabell 4.15 viser testresultatene for perioden 1920 – 1933. Her der det kun høst som ikke viser et klart brudd i 1925. Vinter, vår og år har statistisk signifikante brudd. Teststatistikken er ikke stor nok til å være signifikant om sommeren, men formen på kurven viser et tydelig brudd. I juni 1925 fikk målestasjonen et nytt minimumstermometer. Dette kan ha medført en endring i oppsettet. For å undersøke bruddet i 1925 nærmere, ble referanseserien delt i to. Testresultatene for del 1 av referanseserien er vist i Tabell 4.16 og Figur 4.9. Testresultatene for del 2 av referanseserien er vist i Tabell 4.17 og Figur 4.10. Del 1 viser signifikante brudd vinter, vår og år. Sommersesongen har et brudd i 1925, men det er ikke signifikant. Del 2 viser signifikante brudd vinter, vår, sommer og år. Ettersom det var samsvar mellom den opprinnelige referanseserien og de to delene, og metadata understøttet bruddet, ble det valgt å justere. Bruddet i sommersesongen var riktig nok ikke signifikant, men fordi det var signifikante brudd vinter, vår og år, og metadata understøttet bruddet, ble sommersesongen også justert. Dermed ble årene før 1925 justert år, vinter, vår og sommer. Justeringene vises i Tabell 4.15. Justeringene er negative, noe som vi si at byttingen av minimumstermometer i 1925 har gitt en lavere månedsmiddel enn før.

I referanseserien for denne perioden ble Asker brukt som referansestasjon. Asker hadde stasjonsflytting i 1922. For å se om dette hadde innvirkning på homogenitetstesting ble Asker fjernet fra referanseserien. Resultatet fra denne kjøringen kan finnes i tillegget i Figur 7.1 og Tabell 7.1. Ved fjerning var det fortsatt signifikante brudd vinter, vår og år, med et tydelig, men ikke signifikant brudd sommer. Justeringene var også de samme. Dette viser at bruddet i Asker-serien ikke er av betydning når stasjonen er i en referanseserie med mange andre referansestasjoner. Derfor ble Asker tatt med i serien igjen.

Tabell 4.12: Testresultater for perioden 1900 – 1923. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Åbogen, Færder fyr og Hamar.

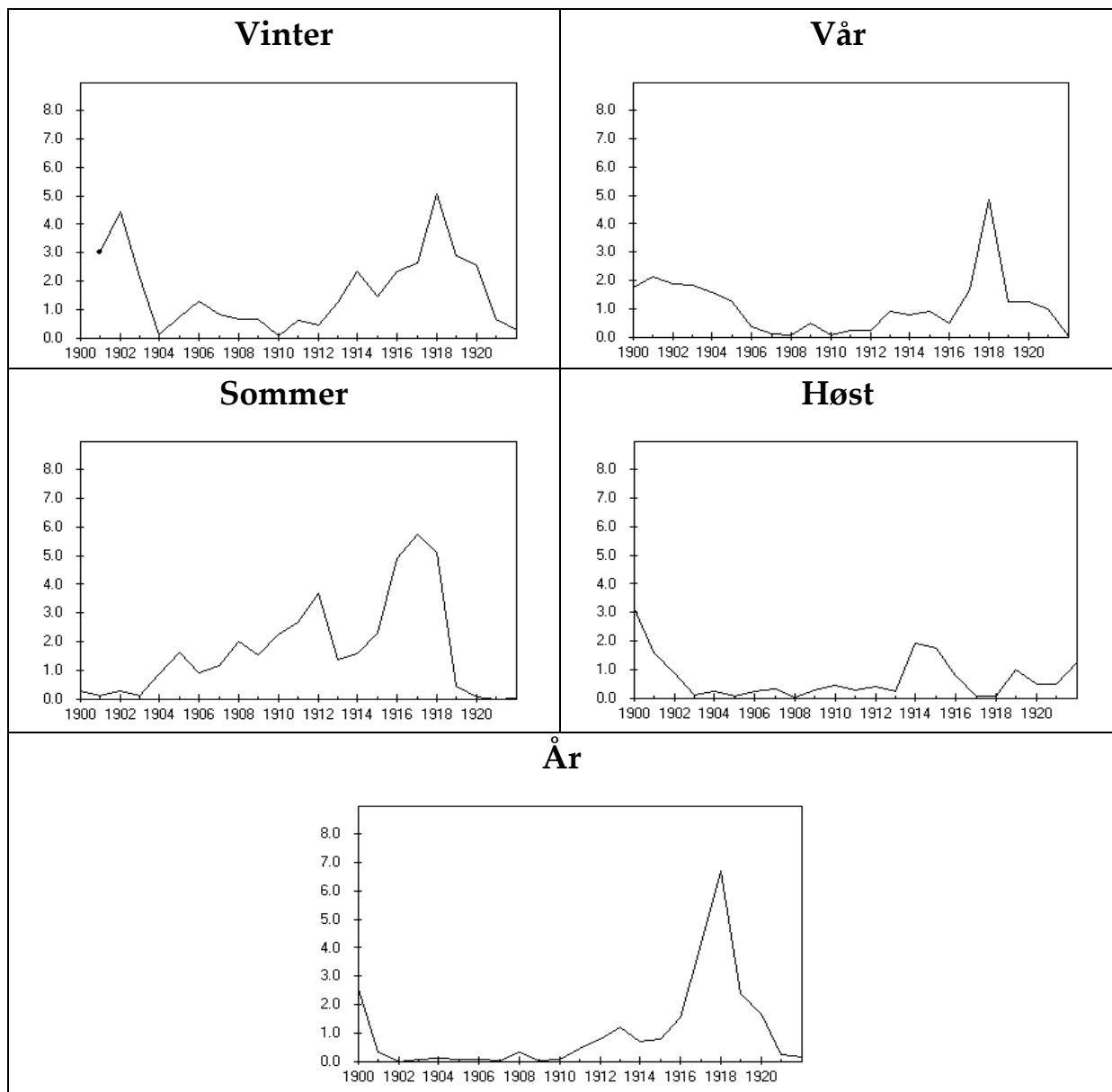
1900 – 1923 (n = 24)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1918	5,314	-	-0,3
Vår	1918	2,237	-	-0,1
Sommer	1917	4,744	-	-0,2
Høst	1919	4,048	-	-0,2
År	1918	8,163	95 %	-0,2



Figur 4.5: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1900 – 1923. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Åbogen, Færder fyr og Hamar.

Tabell 4.13: Testresultater for perioden 1900 – 1923. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2 og Åbøgen.

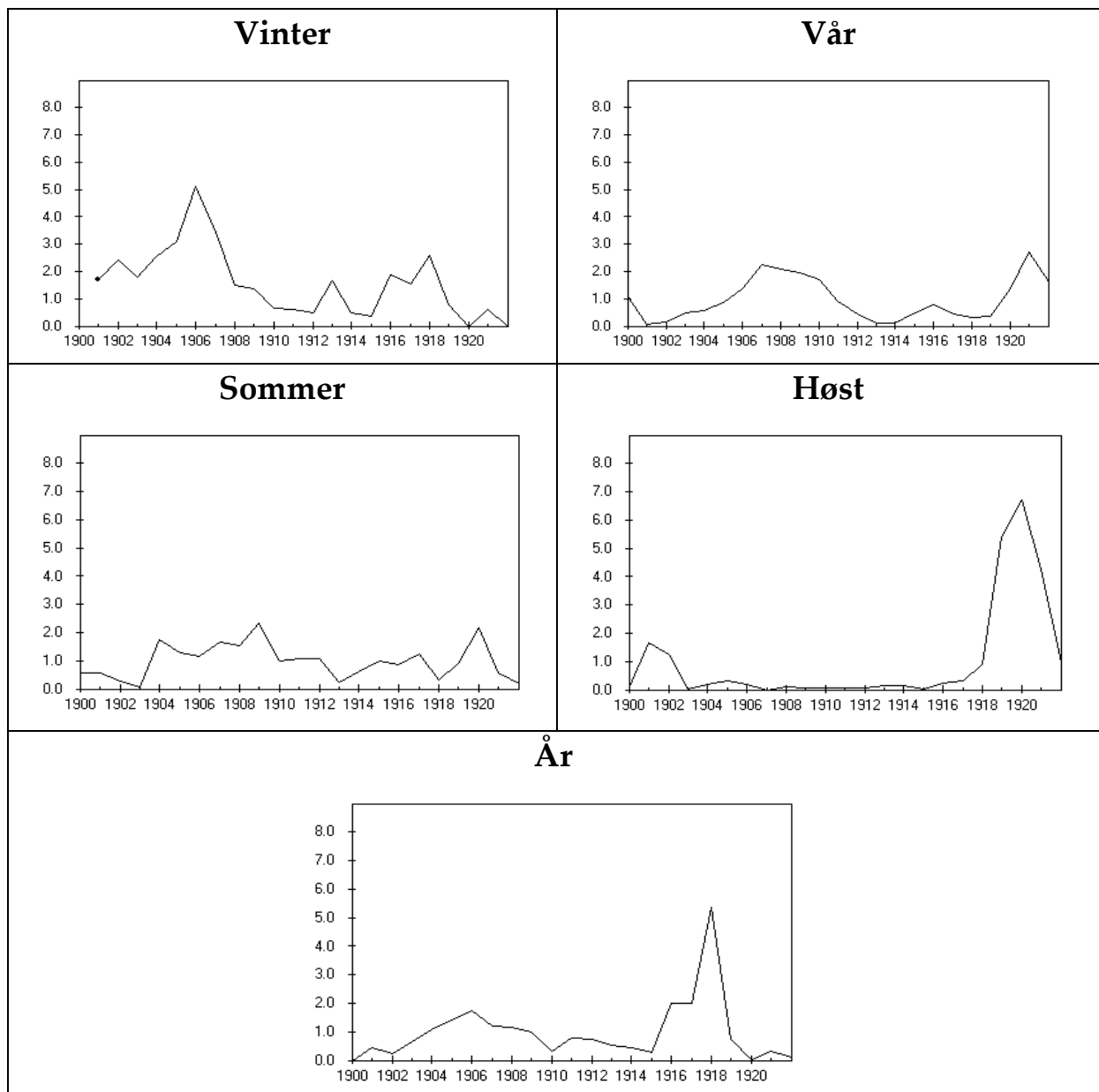
1900 – 1923, del 1 (n = 24)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1918	5,067	-	-0,3
Vår	1918	4,854	-	-0,2
Sommer	1917	5,730	-	-0,2
Høst	1900	3,139	-	0,4
År	1918	6,707	90 %	-0,2



Figur 4.6: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1900 – 1923. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2 og Åbøgen.

Tabell 4.14: Testresultater for perioden 1900 – 1923. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Færder fyr og Hamar.

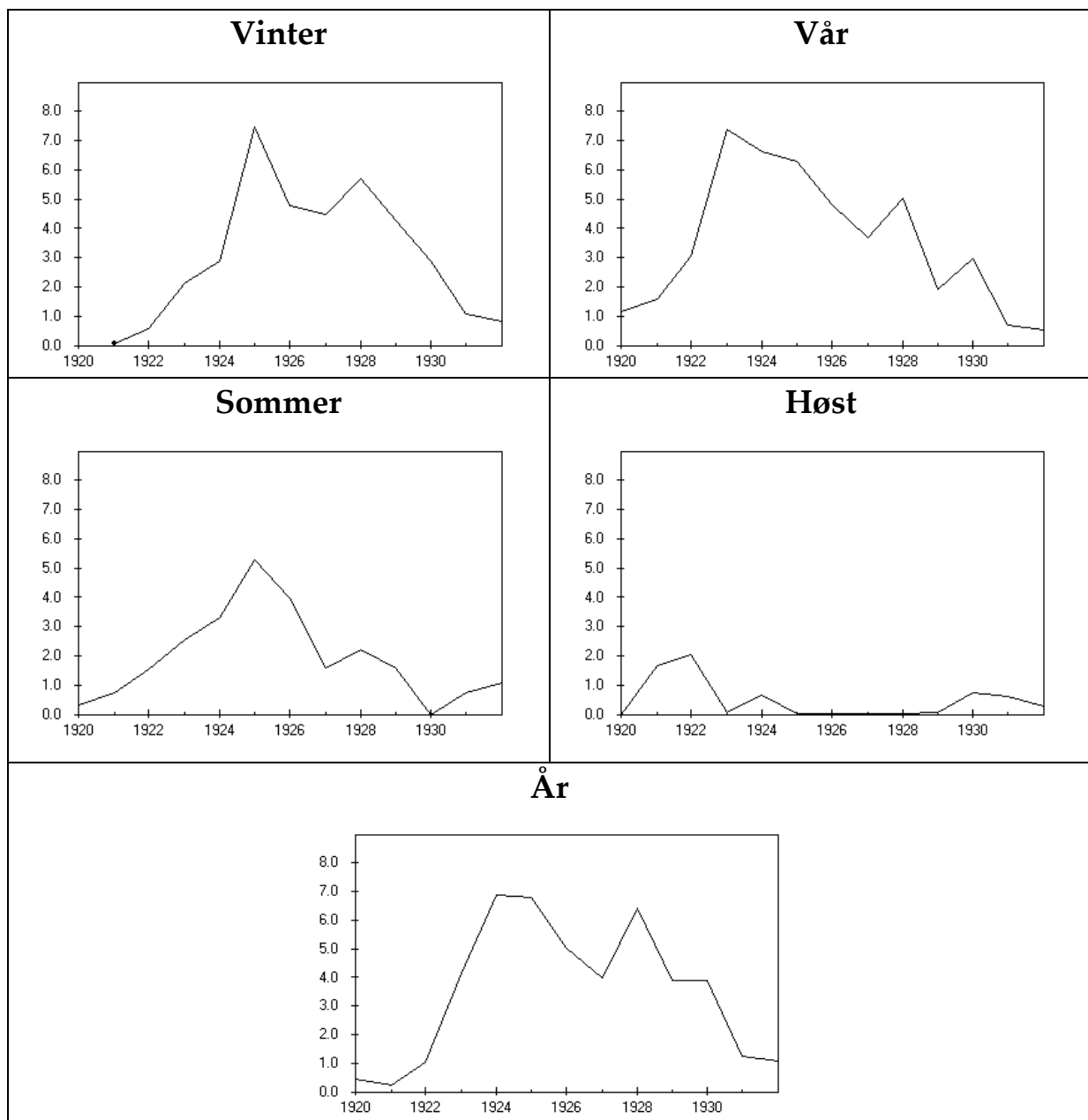
1900 – 1923, del 2 (n = 24)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1906	5,089	-	-0,4
Vår	1921	2,725	-	0,3
Sommer	1909	2,335	-	-0,1
Høst	1920	6,726	90 %	-0,4
År	1918	5,354	-	-0,1



Figur 4.7: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1900 – 1923. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Færder fyr og Hamar.

Tabell 4.15: Testresultater for perioden 1920 – 1933. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Asker, Færder fyr, Gvarv, Kutjern, Flisa og Hamar.

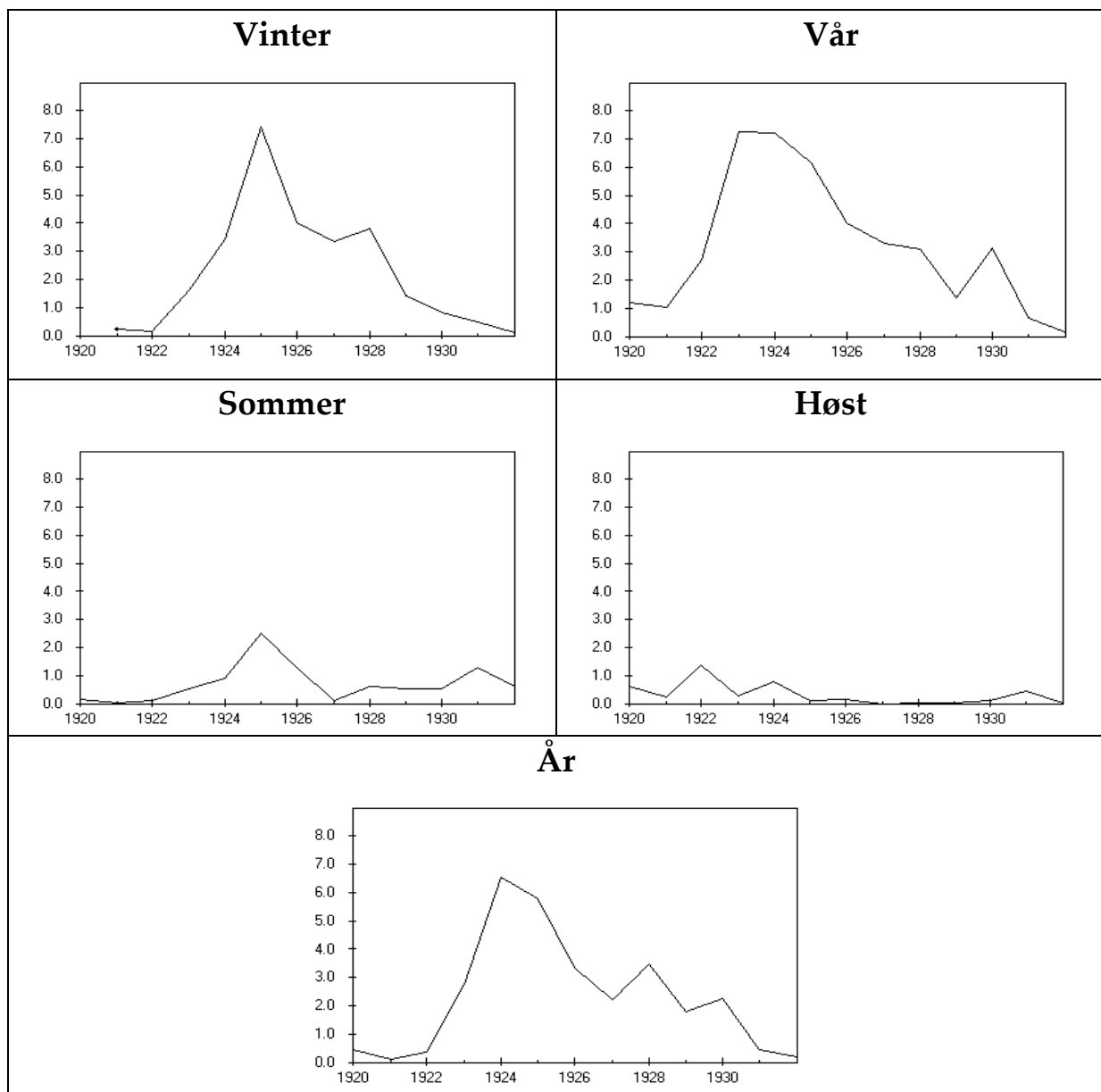
1920 – 1933 (n = 14)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1925	7,471	95 %	-0,4
Vår	1923	7,372	95 %	-0,4
Sommer	1925	5,273	-	-0,2
Høst	1922	2,054	-	0,1
År	1924	6,903	95 %	-0,2



Figur 4.8: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1920 – 1933. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Asker, Færder fyr, Gvarv, Flisa og Hamar.

Tabell 4.16: Testresultater for perioden 1920 – 1933. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Asker, Færder fyr og Flisa.

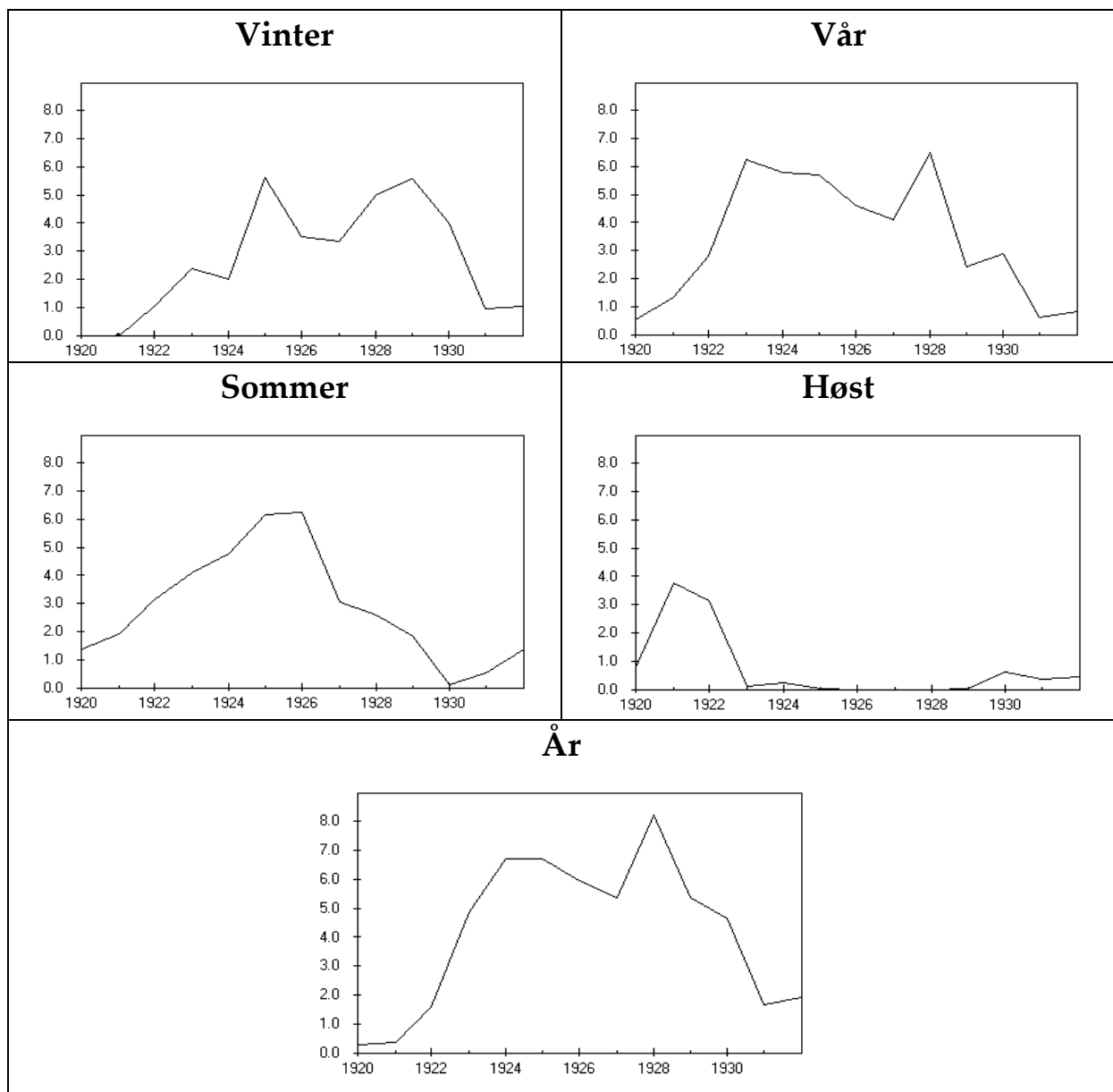
1920 – 1933, del 1 (n = 14)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1925	7,429	97,5 %	-0,4
Vår	1923	7,237	97,5 %	-0,3
Sommer	1925	2,488	-	-0,1
Høst	1922	1,376	-	0,1
År	1924	6,550	95 %	-0,2



Figur 4.9: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1920 – 1933. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Asker, Færder fyr og Flisa.

Tabell 4.17: Testresultater for perioden 1900 – 1933. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2, Gvarv, Kutjern og Hamar.

1920 – 1933, del 2 (n = 14)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1925	5,634	90 %	-0,5
Vår	1928	6,511	95 %	-0,4
Sommer	1926	6,224	90 %	-0,2
Høst	1921	3,774	-	0,2
År	1928	8,234	97,5 %	-0,3



Figur 4.10: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1900 – 1933. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 2, Gvarv, Kutjern og Hamar.

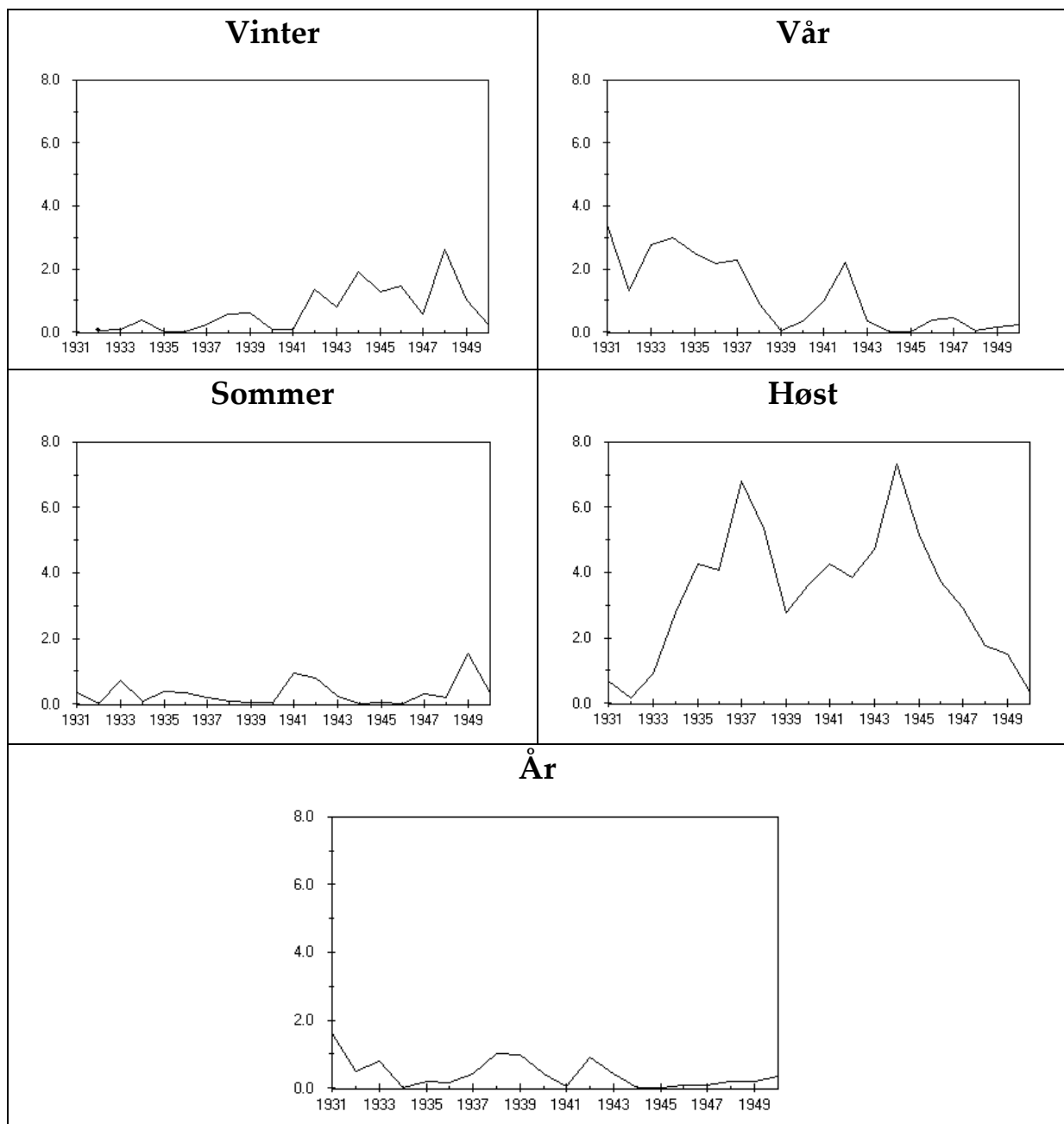
Figur 4.11 og Tabell 4.18 viser testresultatene for perioden 1931 – 1951. Her er det kun høst som har signifikante brudd. Teststatistikken viser to topper, en i 1937 og en i 1944. Ved å utelate årene 1944 – 1951 og kjøre testen på nytt, ble det funnet at bruddet i 1937 ikke lenger var signifikant, og ble derfor ikke gjort noe med. I november 1944 står det i protokollen at termometeret ble stjålet. Noen nærmere beskrivelse står ikke, men det er rimelig å anta at det var hovedtermometeret som da ble stjålet, og at det ble anskaffet et nytt. En skulle ikke tro at et nytt hovedtermometer skulle gi brudd i serien, ettersom hovedtermometre vanligvis var godt kalibrert. Og om det nå skulle gi brudd, ville en forvente at det ville synes i flere sesonger og på årsbasis, noe det ikke gjør. Bruddet i høstsesongen rundt 1944 ble det derfor ikke justert for.

Figur 4.12 og Tabell 4.19 viser testresultatene fra perioden 1941 – 1960. Disse viser brudd på årsbasis, vinter og vår i første del av 1950-tallet. Det eneste av metadata rundt disse årene er at stasjonen i januar 1951 fikk ei ny meteorologisk hytte. Dette er ganske svake metadata, særlig ettersom ei ny målehytte ikke skal ha noe å si på vinterstid. Siden metadataene ikke understøttet bruddet, ble det ikke justert for.

Figur 4.13 og Tabell 4.20 viser testresultatene for perioden 1953 – 1980. Resultatene viser et veldig tydelig brudd rundt 1965 for år, vinter, vår og høst. For å se nærmere på bruddet, ble referanseserien delt i to. Testresultatene for del 1 av referanseserien er vist i Tabell 4.21 og Figur 4.14. Testresultatene for del 2 av referanseserien er vist i Tabell 4.22 og Figur 4.15. Del 1 viser brudd i 1965 for høst og år. Vinter har et signifikant brudd i 1960. Vårsesongen er mer diffus. Det er ingen klar topp. Del 2 viser klare brudd rundt 1965 for vinter, vår sommer og høst. Del 1, del 2 og den opprinnelige referanseserien samsvarer godt. Metadata viser at det i april 1967 kom en ny observatør ved stasjonen. Dersom den forrige observatøren ved stasjonen ikke hadde holdt observasjonstidene konsekvent, mens den nye gjorde det, ville det ha innvirkning på temperaturserien. Men om dette er nok til å kunne forklare bruddet er usikkert. Det er ikke sikkert vi kjenner alle metadata, så kanskje skjedde det noe med stasjonen i forbindelse med observatørskiftet. Det ble valgt å justere bruddet. Dette fordi teststatistikkene er svært høye sammenliknet med teststatistikkene i de andre bruddene (den er f.eks. dobbelt så stor på årsbasis som bruddet i forrige avsnitt) og fordi justeringen om vinteren er relativt stor (0,5 °C). Bruddet er for tydelig og teststatistikken for stor til at en kan la det ligge selv om det mangler metadata. Det ble valgt å justere også vårsesongen, selv om det ikke var noe tydelig brudd i del 1 av referanseserien. Det ble valgt å sette bruddåret til 1967. Dermed ble årene før 1965 justert på årsbasis, vinter, vår og høst. Justeringene er positive. Det vil si at endringen som fant sted rundt 1965 førte til en høyere månedsmiddeltemperatur enn før.

Tabell 4.18: Testresultater for perioden 1931 – 1951. Følgende referansestasjoner er benyttet: Asker, Færder fyr, Gvarv, Kutjern, Eidsberg og Østre Toten.

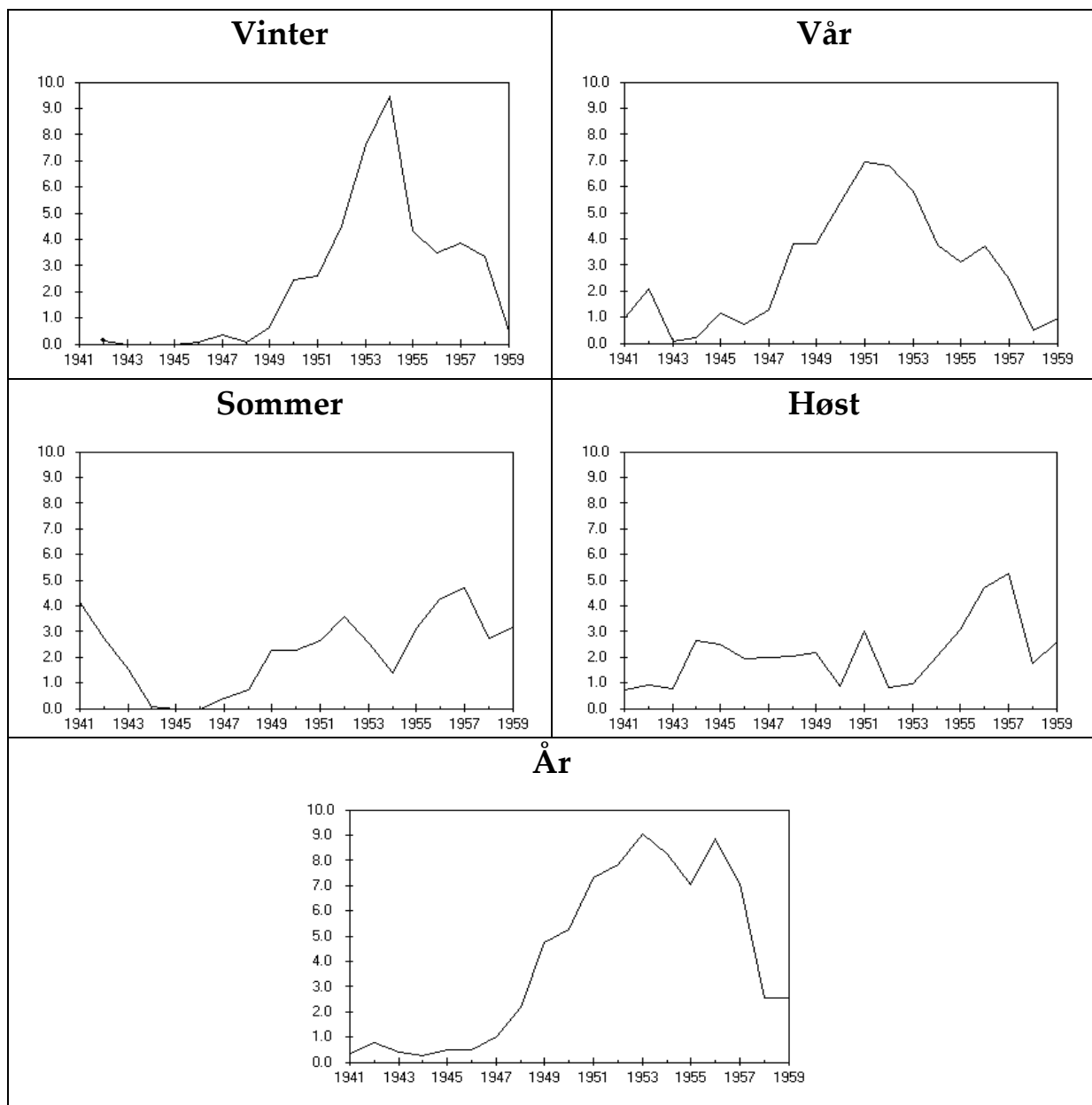
1931 – 1951 (n = 21)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1948	2,604	-	0,3
Vår	1931	3,419	-	0,3
Sommer	1949	1,557	-	-0,1
Høst	1944	7,329	95 %	-0,2
År	1931	1,621	-	0,1



Figur 4.11: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1931 – 1951. Følgende referansestasjoner er benyttet: Asker, Færder fyr, Gvarv, Kutjern, Eidsberg og Østre Toten.

Tabell 4.19: Testresultater for perioden 1941 – 1960. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Asker, Fornebu, Gardermoen, Jomfuland fyr, Gvarv, Eidsberg, Østre Toten og Flisa.

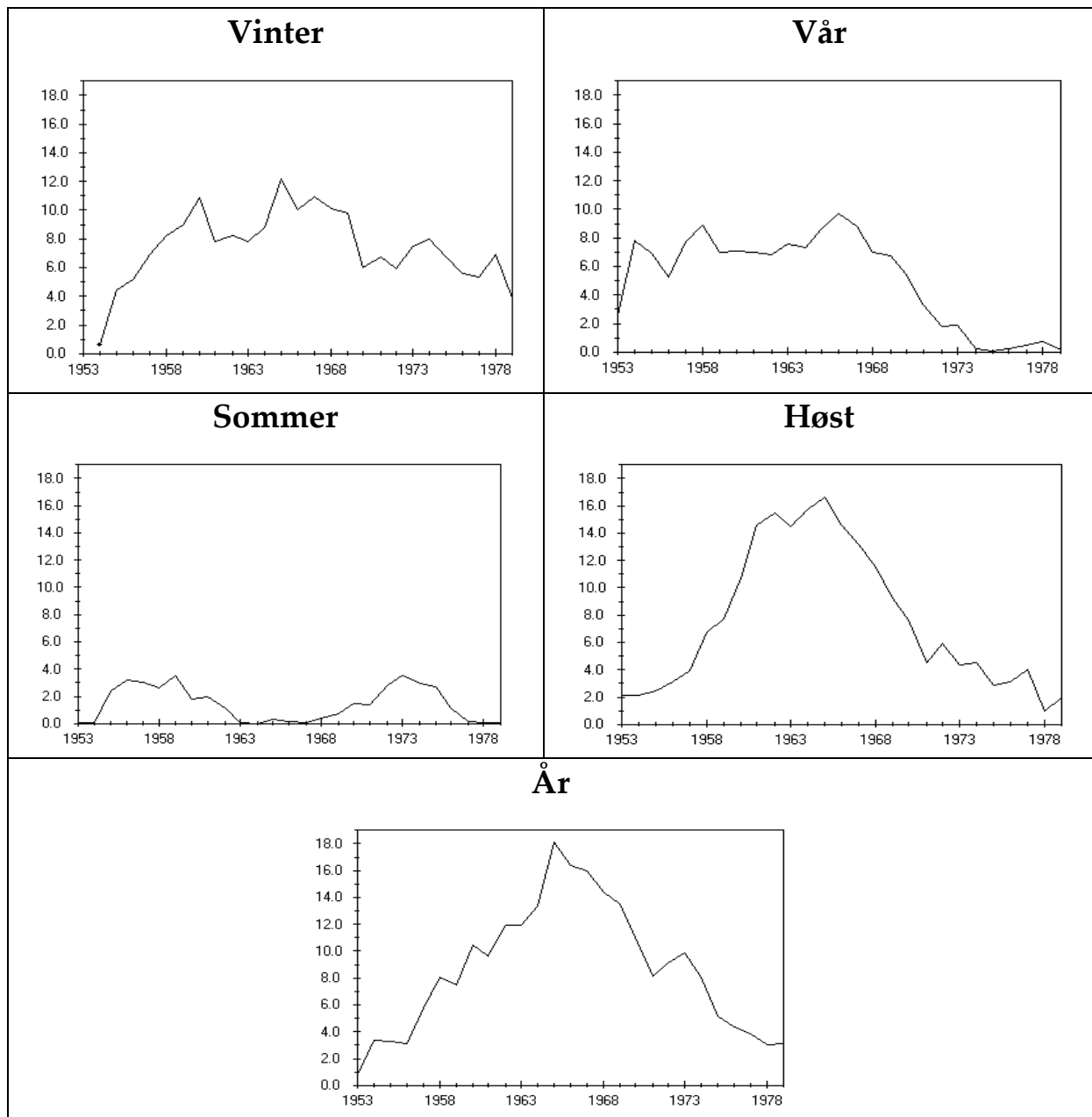
1941 – 1960 (n = 20)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1954	9,439	97,5 %	-0,3
Vår	1951	6,931	95 %	-0,2
Sommer	1957	4,687	-	-0,2
Høst	1957	5,274	-	-0,1
År	1953	9,024	97,5 %	-0,1



Figur 4.12: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1941 – 1960. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Asker, Fornebu, Gardermoen, Jomfuland fyr, Gvarv, Eidsberg, Østre Toten og Flisa.

Tabell 4.20: Testresultater for perioden 1953 – 1980. Følgende referansestasjoner er benyttet: Gvarv, Oslo Blindern, Gardermoen, Jomfruland fyr, Kise, Hvam, Østre Toten, Flisa, Vinger og Tveitsund.

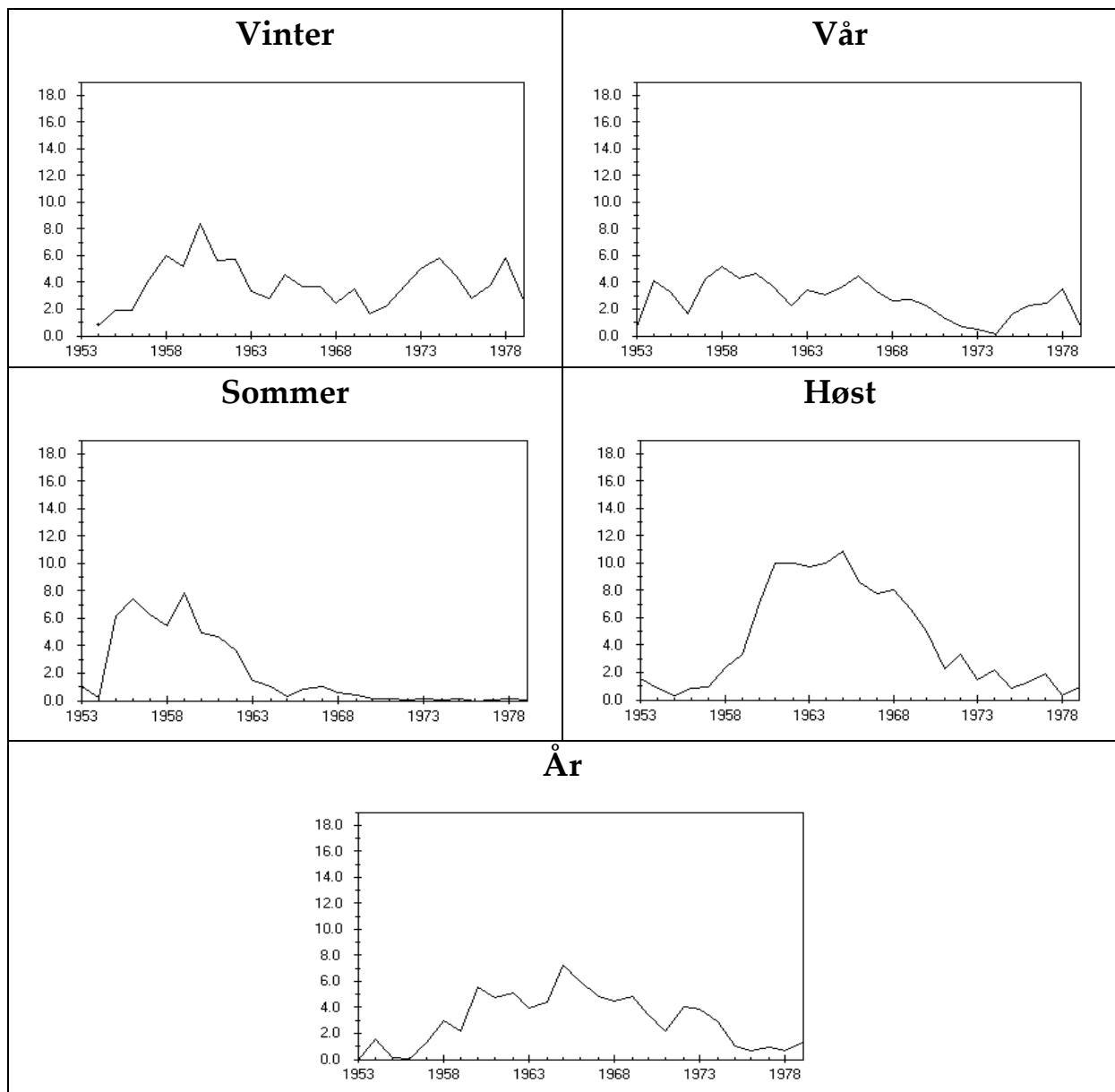
1953 – 1980 (n = 28)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1965	12,139	97,5 %	0,5
Vår	1966	9,684	97,5 %	0,2
Sommer	1973	3,573	-	0,1
Høst	1965	16,668	97,5 %	0,3
År	1965	18,148	97,5 %	0,2



Figur 4.13: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1953 – 1980. Følgende referansestasjoner er benyttet: Gvarv, Oslo Blindern, Gardermoen, Jomfruland fyr, Kise, Hvam, Østre Toten, Flisa, Vinger og Tveitsund.

Tabell 4.21: Testresultater for perioden 1953 – 1980. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Jomfruland fyr, Gvarv, Gardermoen og Kise.

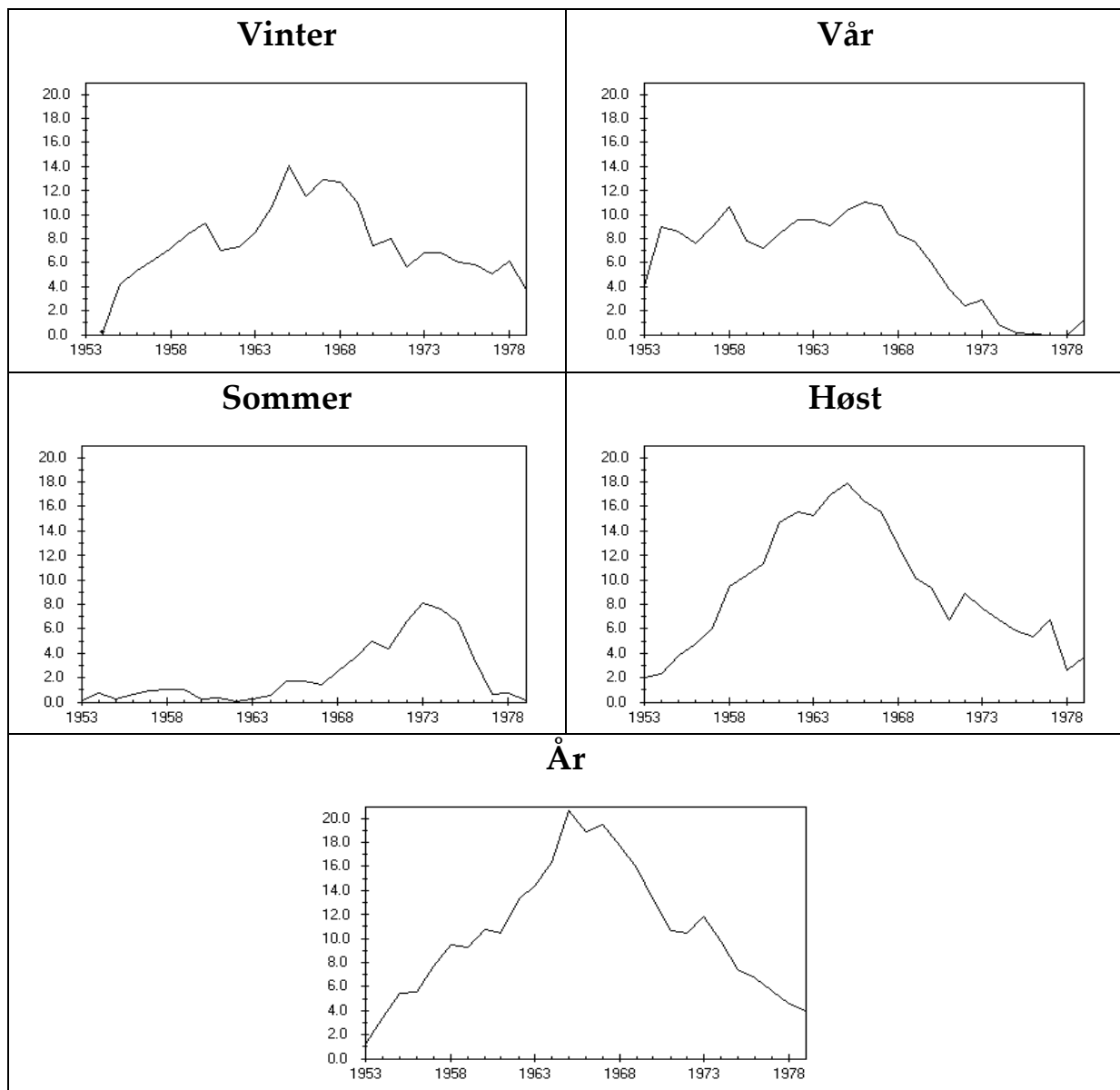
1953 – 1980, del 1 (n = 28)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1960	8,349	95 %	0,3
Vår	1958	5,180	-	0,2
Sommer	1959	7,891	95 %	-0,2
Høst	1965	10,879	97,5 %	0,2
År	1965	7,204	90 %	0,1



Figur 4.14: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1953 – 1980. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Jomfruland fyr, Gvarv, Gardermoen og Kise.

Tabell 4.22: Testresultater for perioden 1953 – 1980. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Hvam, Østre Toten, Flisa, Vinger og Tveitsund.

1953 – 1980, del 2 (n = 28)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1965	14,064	97,5 %	0,7
Vår	1966	11,002	97,5 %	0,3
Sommer	1973	8,053	95 %	0,2
Høst	1965	17,985	97,5 %	0,4
År	1965	20,646	97,5 %	0,4



Figur 4.15: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1953 – 1980. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Hvam, Østre Toten, Flisa, Vinger og Tveitsund.

Figur 4.16 og Tabell 4.23 viser testresultatene for perioden 1971 – 2011. Kurvene er diskontinuerlige fordi Åsserien mangler månedsmidler i perioden 1988 – 1994 (jamfør avsnitt 3.8) og fordi Gardermoen, som ble brukt i referanseserien, mangler månedsmiddel for august og november 2005. Resultatene viser et brudd rundt 1998. I mai 1983 ble målestasjonen flyttet fra Skogsdammen til Søråsfeltet. Parallelle målinger ved stasjonene viste at temperaturen ved Søråsfeltet var omtrent 0,3 °C lavere enn ved Skogsdammen [27]. Ut fra dette skulle det være grunn til å tro at flyttingen ville gi et utslag i testresultatene. I første omgang virker det imidlertid ikke som om flyttingen har gitt noe utslag. I stedet er det et potensielt brudd rundt 1998, omtrent 10 år senere etter flyttingen. Justeringene i dette bruddet stemmer overens med resultatet fra de parallelle målingene ved flytting. En kan derfor begynne å lure på om bruddet fra flyttingen i 1983 er forskjøvet. En forskyvning på 10 år av det reelle bruddet er mye. Men parallelle målinger over fem år er et godt argument for at bruddet i 1998 kommer av flyttingen i 1983. Det kan være noen av stasjonene i referanseserien ikke er helt homogene og dermed bidrar til at bruddet ikke havner der hvor det skal være. Ettersom referanseserien kun består av fem stasjoner, vil problemer med noen av stasjonene kunne ha en større innvirkning på serien. I tillegg var det i 1988 en endring i beregningsmetode for månedsmidlene. Da kom de automatiske målingene, og en gikk fra å benytte Köppens formel til å beregne månedsmiddelen som gjennomsnittet av timedata. Dette kan også ha bidratt til en forskyvning av bruddåret.

Gardermoen ble benyttet som referansestasjon selv om serien mangler to månedsmidler i 2005. Serien ble tatt med for å få så mange referansestasjoner som mulig. I perioden 1971 – 2011 var det kun fire av referansestasjonene som hadde kontinuerlige tidsserier. Fire stasjoner var i minste laget, og siden Gardermoenserien kun manglet månedsmidler ett år og dette året lå i slutten av serien hvor det uansett ikke var forventet brudd i Åsserien, ble Gardermoen inkludert i referanseserien. Et alternativ ville naturligvis være å kutte referanseserien etter 2004 og på denne måten unngå diskontinuitet i referanseserien. Dette ble ikke gjort ettersom det bør være så mye data som mulig på hver side av det potensielle bruddet (i dette tilfellet, 1998).

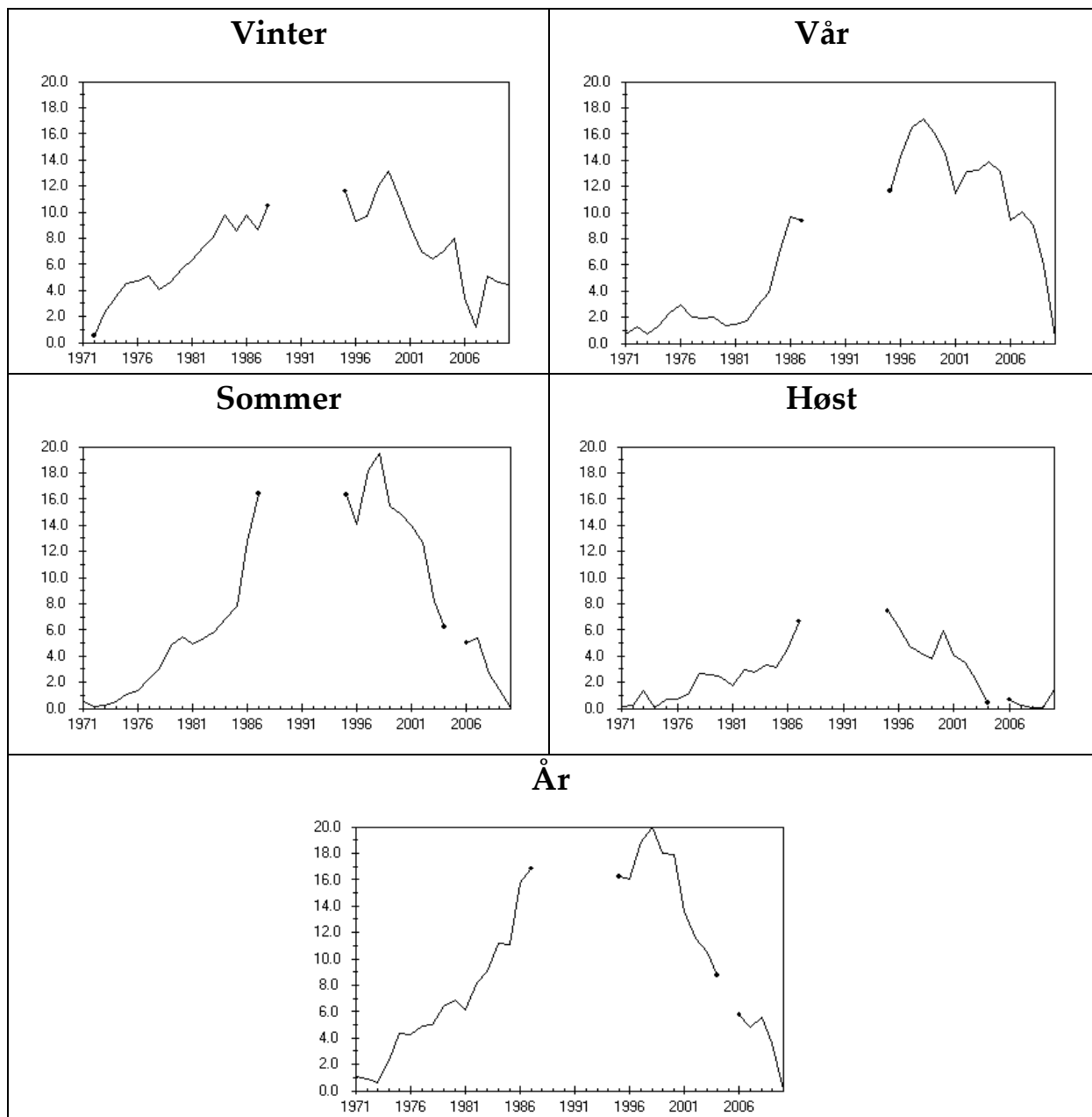
Også denne referanseserien ble delt i to for å undersøke bruddet nærmere. Testresultatene for del 1 av referanseserien er vist i Tabell 4.24 og Figur 4.17. Testresultatene for del 2 av referanseserien er vist i Tabell 4.25 og Figur 18. Del 1 samsvarer godt med den opprinnelige referanseserien og har markerte brudd på årsbasis og i alle sesonger rundt 1998 (vår, sommer og år) og 1987 (vinter og høst). Av disse er det bare høst som ikke har signifikant brudd. Del 2 har markerte signifikante brudd vår, sommer og år rundt 1998. Høst er ikke like tydelig, men har en topp rundt 1995 som ikke er signifikant. Vinter er det vanskelig å lese noe ut av.

Det ble valgt å la resultatet fra de parallelle målingene veie tyngst ved bestemmelse av bruddåret. Det ble også valgt å justere på årsbasis og i alle sesonger, til tross for at vinter i del 2 av referanseserien ikke viste noe tydelig brudd.

Dermed ble årene før 1983 justert på årsbasis og i alle sesonger med justeringene fra homogenitetstesten, som vises i Tabell 4.23.

Tabell 4.23: Testresultater for perioden 1971 – 2011. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Færder fyr, Rygge, Gardermoen og Tveitsund.

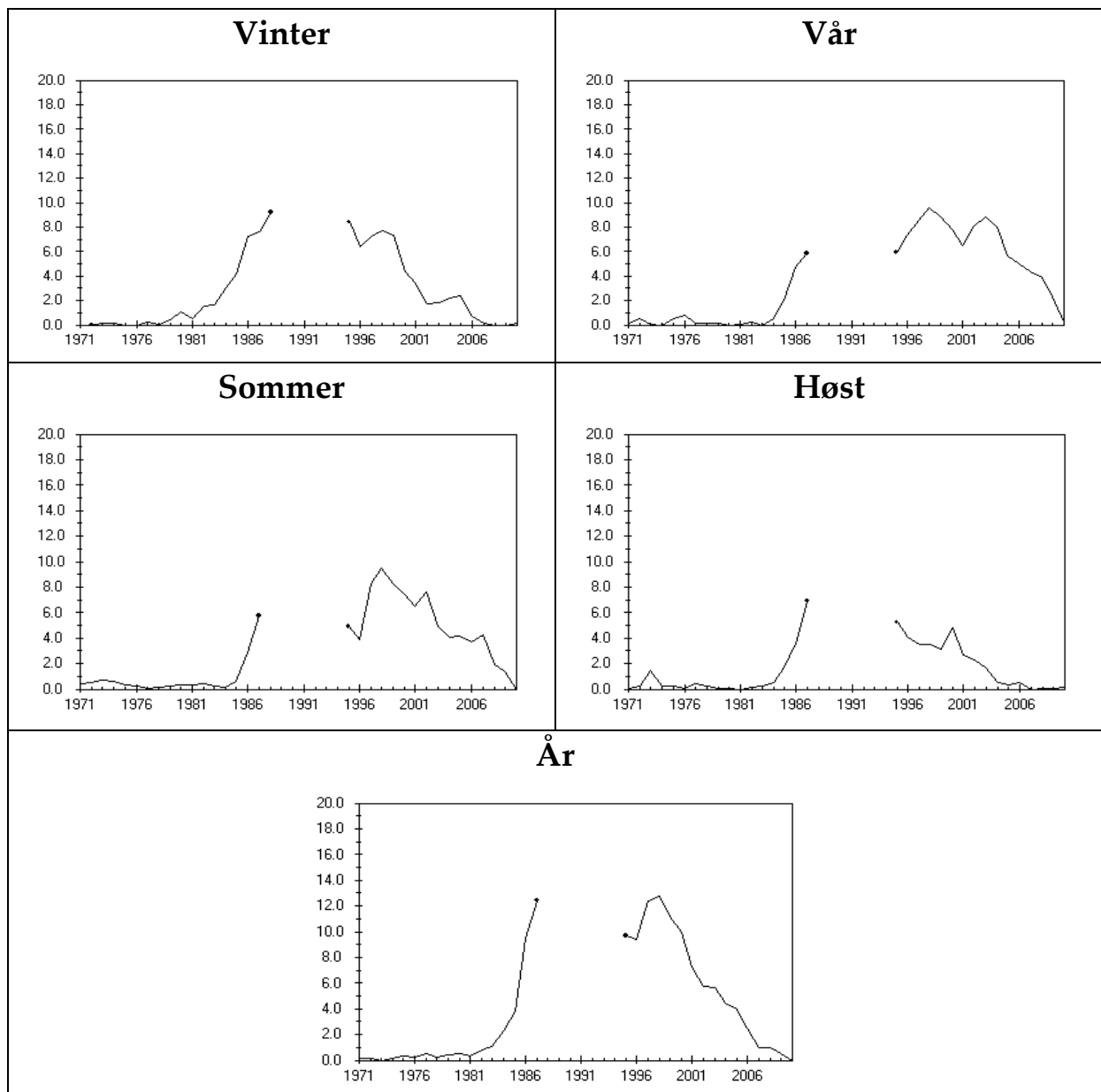
1971 – 2011 (n=41)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1999	13,092	97,5 %	-0,3
Vår	1998	17,181	97,5 %	-0,2
Sommer	1998	19,520	97,5 %	-0,3
Høst	1995	7,440	90 %	-0,2
År	1998	19,980	97,5 %	-0,2



Figur 4.16: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1971 – 2011. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Færder fyr, Rygge, Gardermoen og Tveitsund.

Tabell 4.24: Testresultater for perioden 1971 – 2011. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Rygge og Tveitsund.

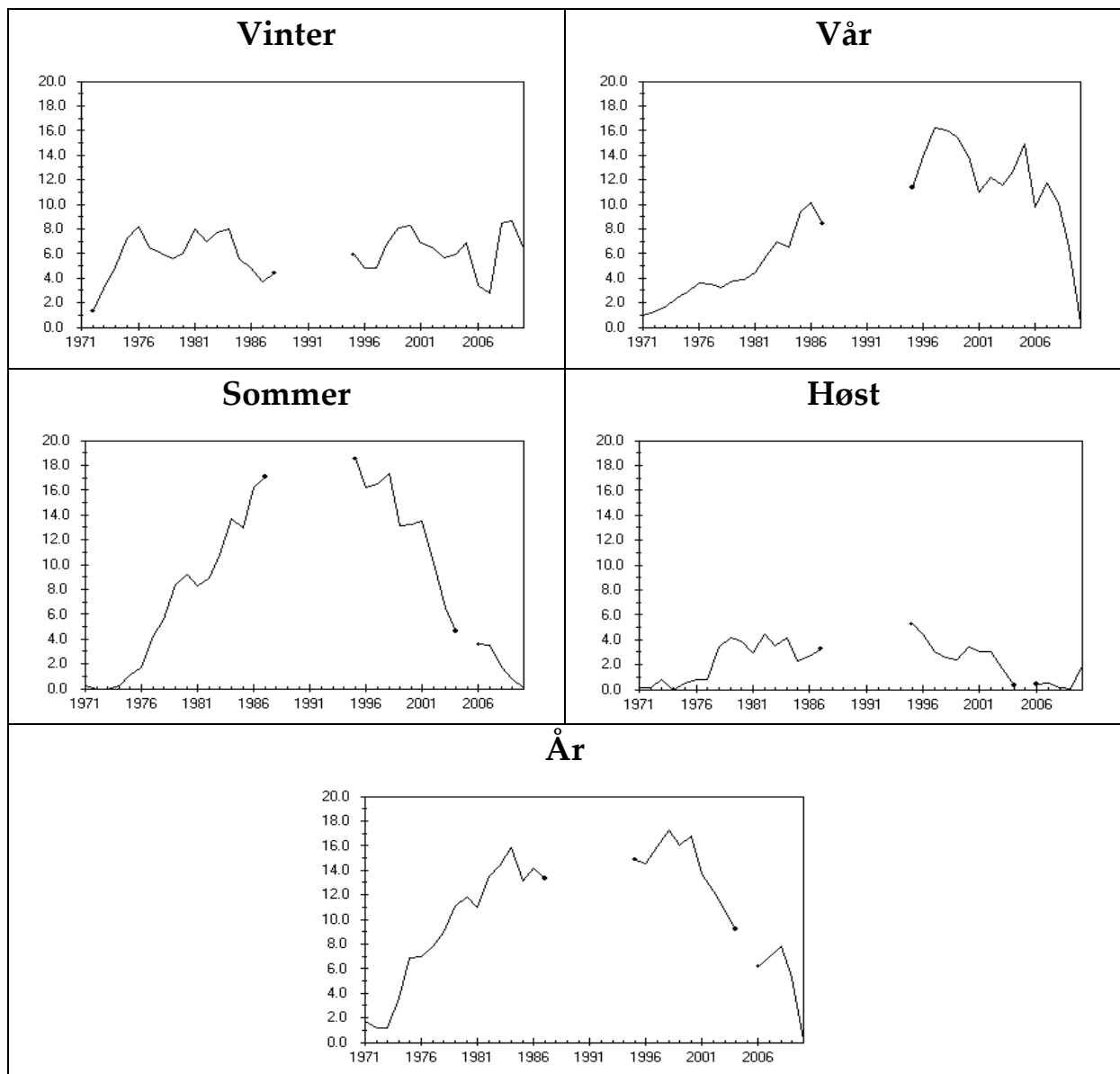
1971 – 2011, del 1 (n=41)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1987	9,224	95 %	-0,4
Vår	1998	9,589	97,5 %	-0,2
Sommer	1998	9,493	97,5 %	-0,2
Høst	1987	6,886	-	-0,2
År	1998	12,763	97,5 %	-0,2



Figur 4.17: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1971 – 2011. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 1 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Rygge og Tveitsund.

Tabell 4.25: Testresultater for perioden 1971 – 2011. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Gardermoen og Færder fyr.

1971 – 2011, del 2 (n=41)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	2009	8,660	95 %	-0,6
Vår	1997	16,202	97,5 %	-0,2
Sommer	1995	18,532	97,5 %	-0,3
Høst	1995	5,264	-	-0,2
År	1998	17,238	97,5 %	-0,2



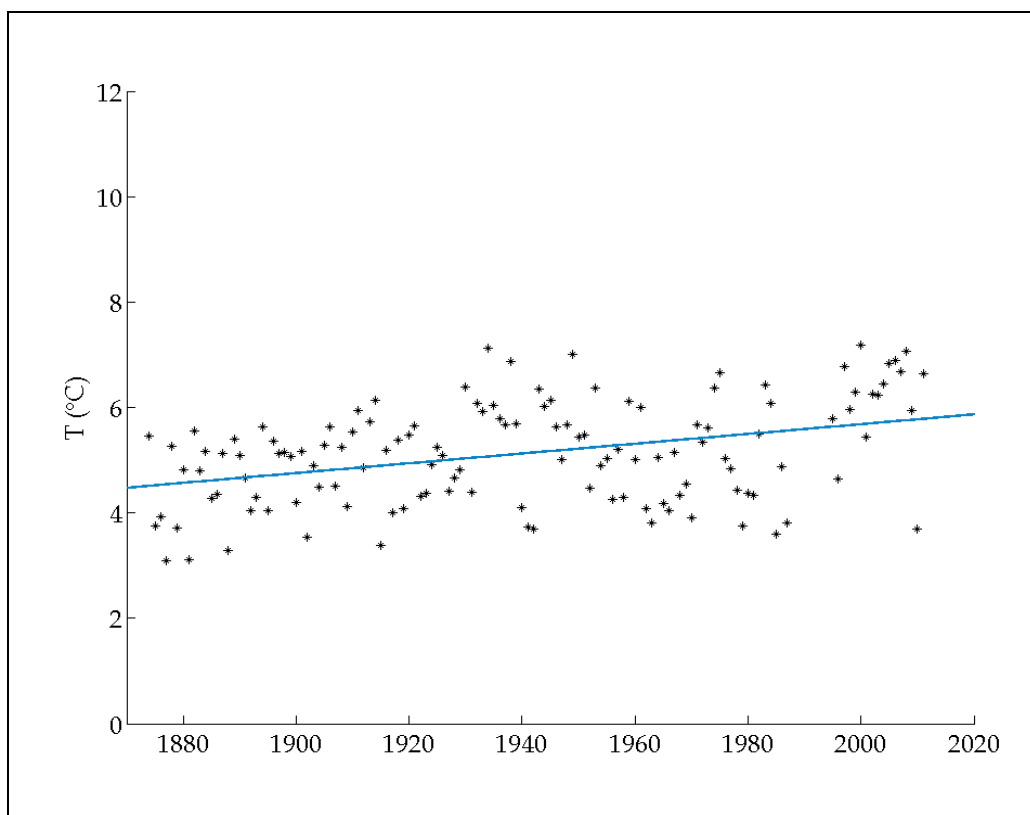
Figur 4.18: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1971 – 2011. Den opprinnelige referanseserien for perioden ble delt i to. Dette er del 2 av den opprinnelige serien. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo Blindern, Gardermoen og Færder fyr.

4.5 Homogenisert temperaturserie

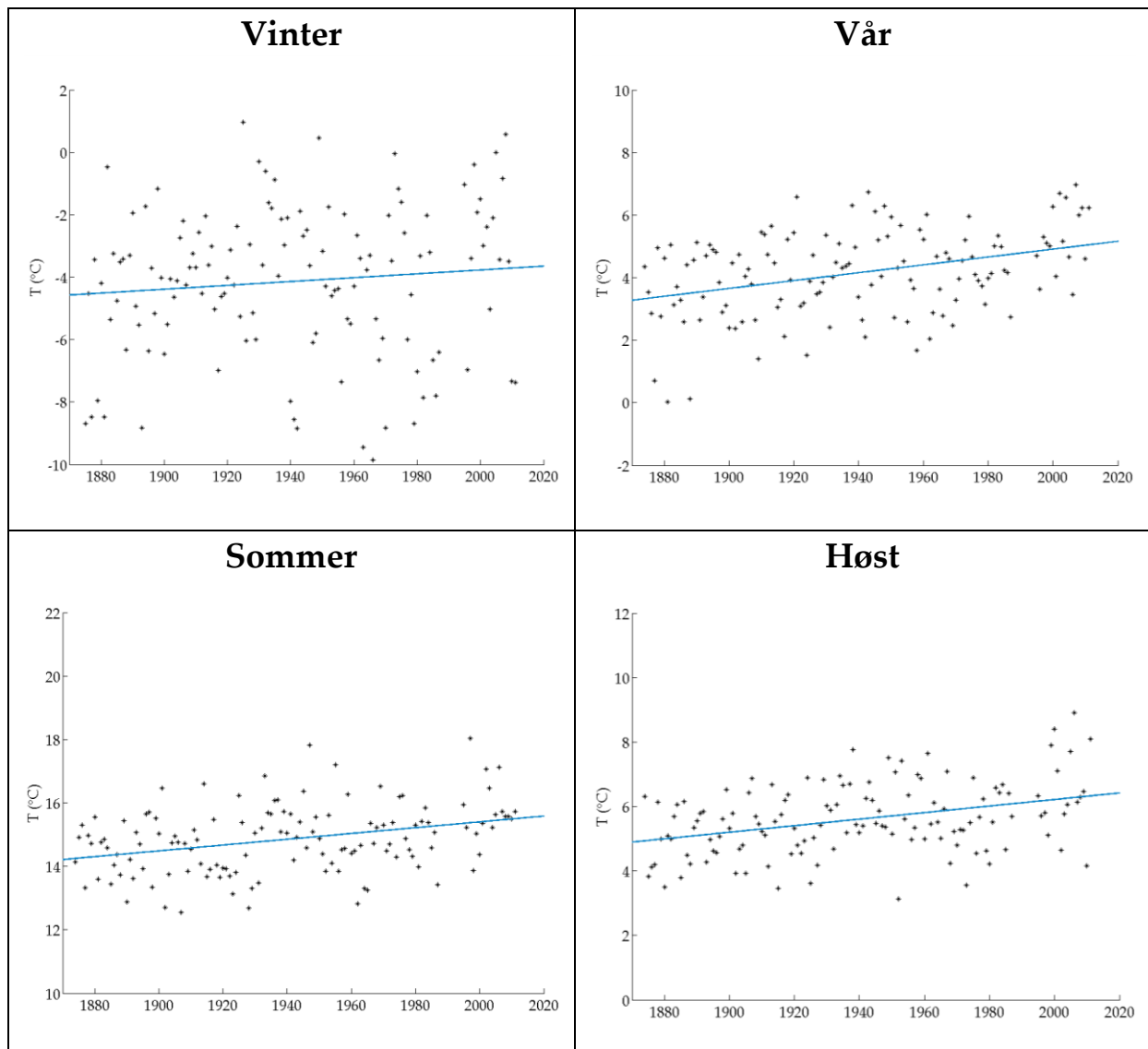
Figur 4.19 viser den homogeniserte temperaturserien fra Ås for årsmidler for perioden 1874 – 2011. Lineære regresjonslinjer vises også. Figur 4.20 viser sesongmidler (vinter, vår, sommer og høst) for den homogeniserte temperaturserien for perioden 1874 – 2011. Lineære regresjonslinjer vises også. Tabell 4.26 viser temperaturendringen per hundre år, gitt som stigningsstallet til den lineære regresjonslinjen, for den homogeniserte temperaturserien for hver av sesongene og for året.

Tabell 4.26: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for den homogeniserte temperaturserien fra Ås.

	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Vinter	0,62	0,54
Vår	1,26	0,28
Sommer	0,91	0,22
Høst	1,02	0,23
År	0,93	0,20



Figur 4.19: Homogenisert temperaturserie for årsmidler i perioden 1874 – 2011. Den blå linjen er en lineær regresjonslinje for punktene.



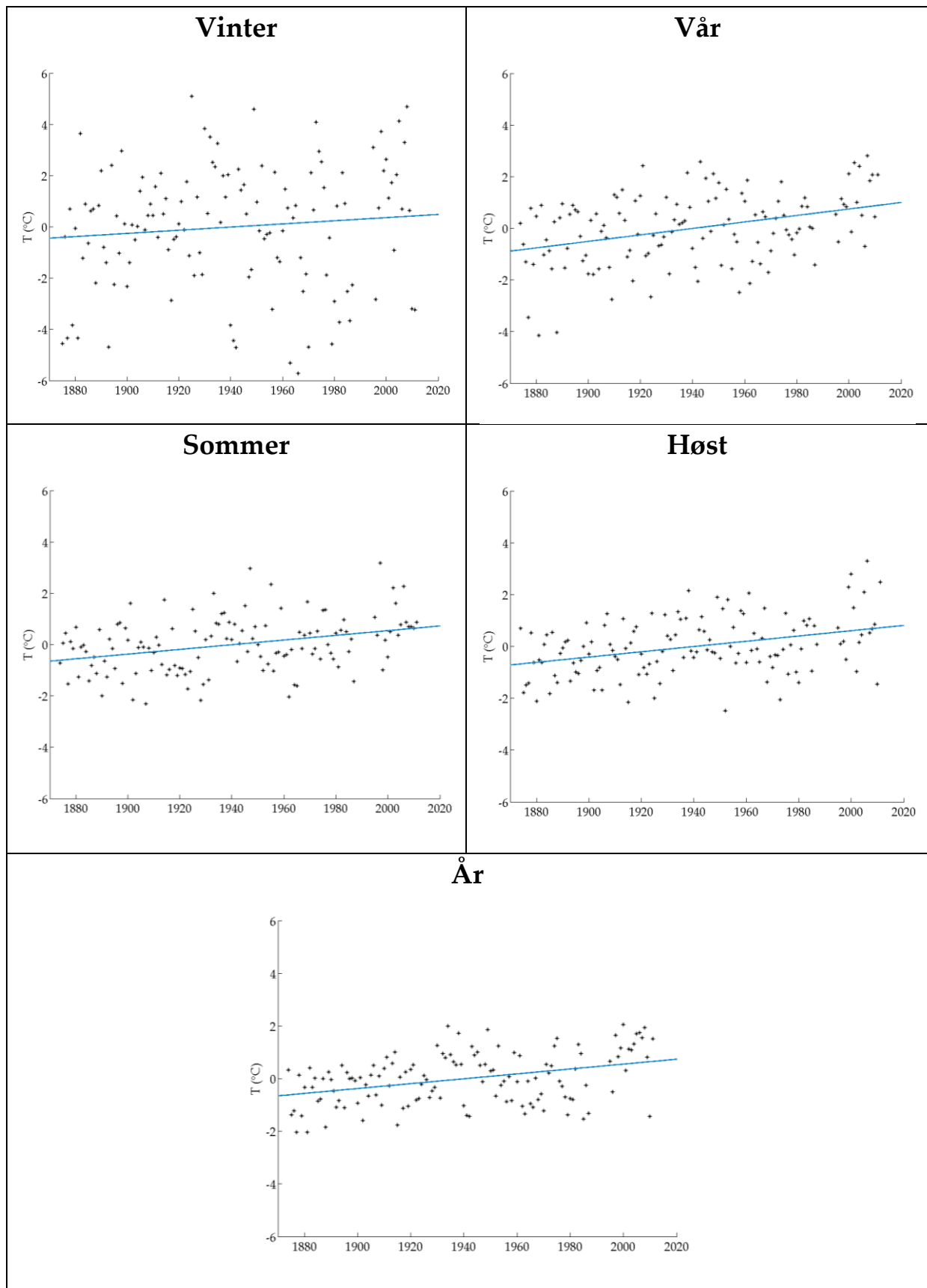
Figur 4.20: Homogenisert temperaturserie for vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august), høst (september – november) i perioden 1874 – 2011. De blå linjene er regresjonslinjer for punktene.

Ved justering av årsmidlene vil det være to alternativer. Det ene er å homogenisere årsmiddelen ved å bruke justeringene for årsbasis fra SNHT. Alternativ nummer to er å først homogenisere sesongene med justeringene fra SNHT, for deretter å regne ut årsmiddelen fra de justerte sesongene. Forskjellen mellom disse to alternativene er gitt i Tabell 7.4 i tillegget. Forskjellen er 0,05 i periodene 1874 – 1924 og 1967 – 1982, noe som er lite. I periodene 1925 – 1966 og 1983 – d.d. er det ingen forskjell. Stigningstallet for den lineære regresjonslinjen for alternativ én (justeringer for årsbasis) er 0,02 $^{\circ}\text{C}$ lavere for alternativ to (justeringer for sesonger). Standardfeilen for de to er like (0,2 $^{\circ}\text{C}$). Forskjellen i stigningstallene er altså ikke signifikant. I Figur 4.19 og Tabell 4.26 er det valgt å presentere årsmiddelen regnet ut fra de justerte sesongene. Resultatet for årsmiddelen homogenisert med justeringene fra årsbasis er lagt ved i tillegget i Figur 7.3 og Tabell 7.3.

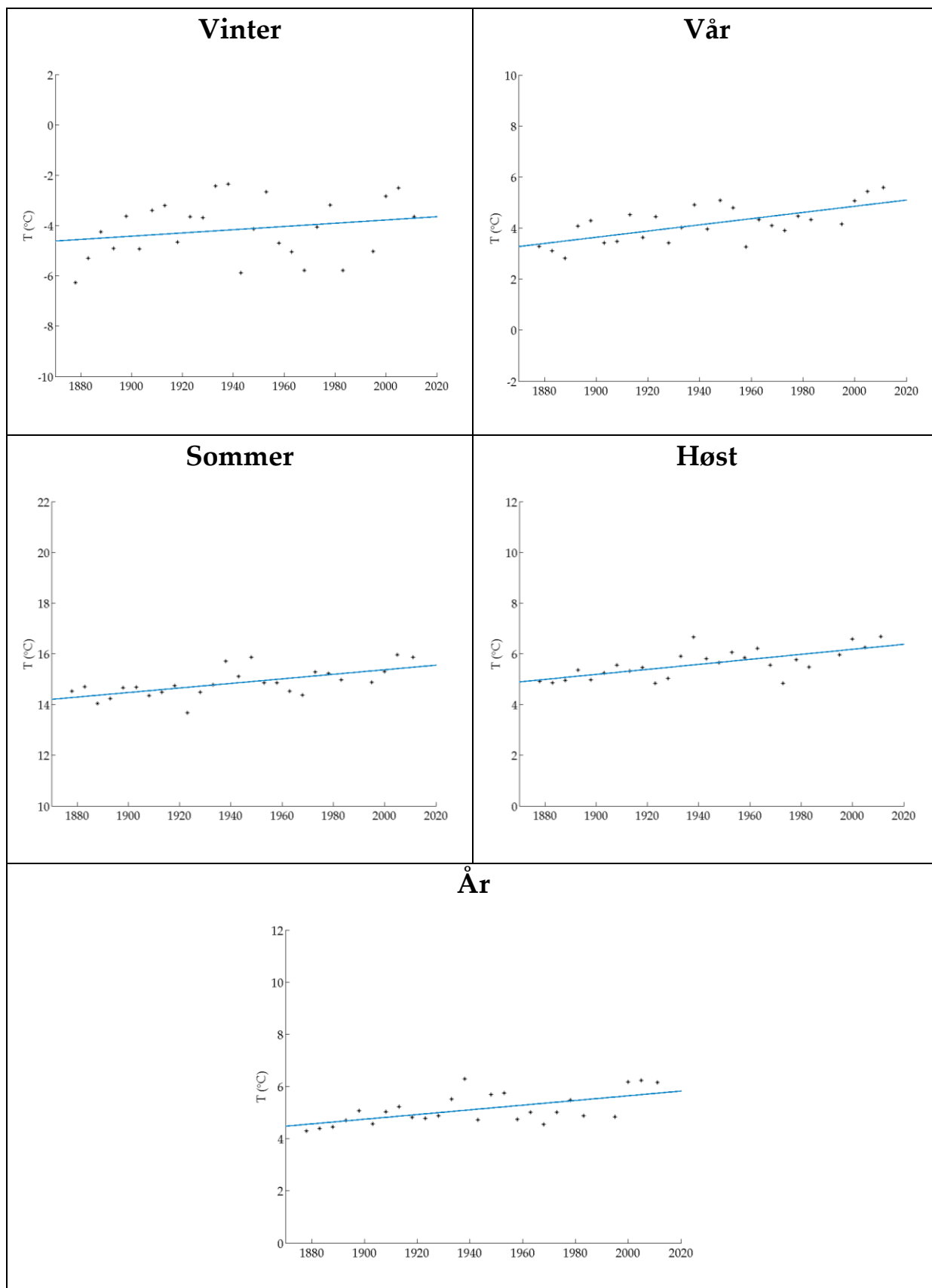
Tabell 4.27: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for femårsmidler og tiårsmidler for den homogeniserte temperaturserien fra Ås.

	Femårsmidler		Tiårsmidler	
	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Vinter	0,64	0,58	0,62	0,56
Vår	1,22	0,27	1,20	0,29
Sommer	0,90	0,23	0,91	0,26
Høst	0,99	0,22	0,99	0,25
År	0,90	0,25	0,90	0,26

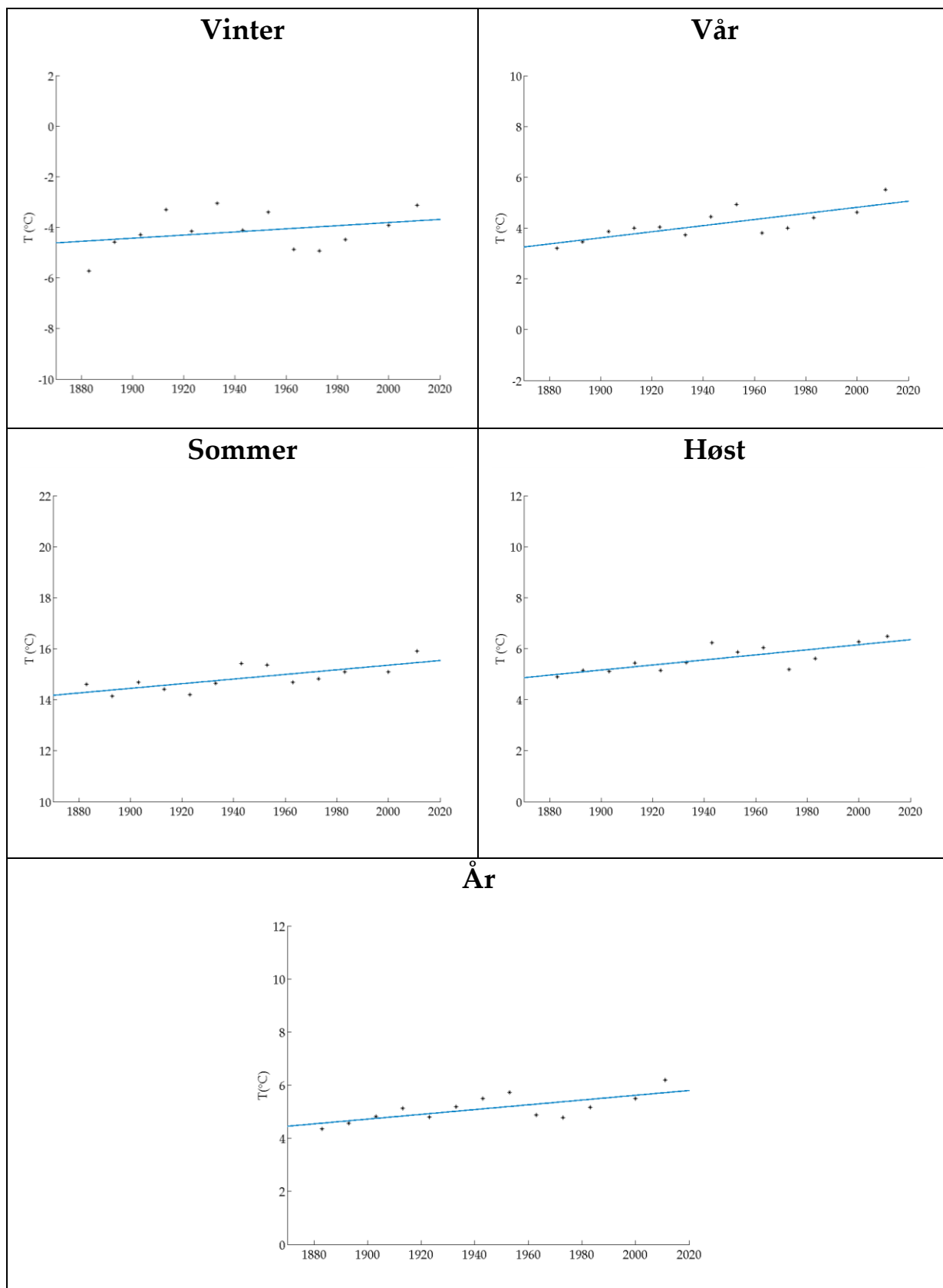
Figur 4.21 viser den normaliserte homogeniserte temperaturserien for sesongene og for året. Temperaturserien er normalisert ved å trekke seriens gjennomsnitt fra hver enkelt sesong/årsmiddel. Lineære regresjonslinjer vises også. Figur 4.22 viser femårsmidler for den homogeniserte temperaturserien, mens Figur 4.23 viser tiårsmidler for den homogeniserte temperaturserien. Tabell 4.27 viser den gjennomsnittlige temperaturendringen per hundre år, gitt som stigningstallet til den lineære regresjonslinjen, for fem- og tiårsmidlene for den homogeniserte temperaturserien. Det er ingen signifikant forskjell i stigningstallet mellom årsmidlet, femårsmidlet og tiårsmidlet serie.



Figur 4.21: Normalisert versjon av den homogeniserte temperaturserien for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august), høst (september – november) i perioden 1874 – 2011. De blå linjene er regresjonslinjer for punktene.



Figur 4.22: Femårsmidler for homogenisert temperaturserie for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august), høst (september – november) i perioden 1874 – 2011. De blå linjene er regresjonslinjer for punktene.



Figur 4.23: Tiårsmidler for homogenisert temperaturserie for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august), høst (september – november) i perioden 1874 – 2011. De blå linjene er regresjonslinjer for punktene.

Tabell 4.28 og 4.29 viser den gjennomsnittlige temperaturendringen per hundre år, gitt som stigningstallet til den lineære regresjonslinjen, for Færder fyr, Dombås, Oksøy fyr og Torungen fyr. Se Figur 7.4 og Figur 7.5 i tillegg for grafisk fremstilling av årsmidlene for disse fire stasjonene. Disse stasjonene er valgt fordi de har gode langtidsserier og dermed gir et godt grunnlag for sammenlikning med Åsserien.

Tabell 4.28: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for de homogene temperaturseriene fra Færder fyr i perioden 1887 – 2011 og fra Dombås i perioden i perioden 1874 – 2011.

	Færder fyr		Dombås	
	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Vinter	0,56	0,51	0,76	0,51
Vår	1,09	0,29	1,30	0,26
Sommer	0,68	0,25	0,46	0,22
Høst	0,98	0,23	1,07	0,25
År	0,82	0,21	0,91	0,18

Tabell 4.29: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for temperaturseriene fra Oksøy fyr og Torungen fyr i perioden 1887 – 2011.

	Oksøy fyr		Torungen fyr	
	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Vinter	0,58	0,42	0,80	0,43
Vår	0,89	0,23	0,77	0,25
Sommer	0,38	0,20	0,17	0,20
Høst	0,91	0,19	0,99	0,19
År	0,70	0,17	0,70	0,18

5 Diskusjon

Første del av oppgaven var å regne ut k -verdier til Köppens formel med automatiske målinger fra perioden 1995 – 2011 som datagrunnlag. Det ble beregnet sju ulike k -verdier, og disse kompenserte dermed for endringer i observasjonstider ved målestasjonen. k -verdiene ble siden brukt i beregning av månedsmidler. Det må imidlertid bemerkes at k -verdiene er regnet ut med data fra Søråsfeltet, men benyttet til utregning av månedsmidler for Kjøkkenhagen og Skogsdammen i tillegg til Søråsfeltet. Dette er ikke ideelt, da månedsmidlene for hver beliggenhet helst skulle vært regnet ut med k -verdier beregnet fra hver enkelt beliggenhets data.

Til utregning av månedsmidler for perioden før minimumstermometeret ble introdusert ved målestasjonen, måtte en annen formel enn Köppens formel benyttes. Det var tre aktuelle formler som kunne benyttes: Føyns formel, Hansteens formel og den klassiske c -formelen. Konstantene i disse tre formlene ble alle regnet ut med de automatiske målingene fra perioden 1995 – 2011 som datagrunnlag. For å finne ut hvilke av formlene som egnet seg best, ble de testet. Testen bestod i å regne ut månedsmidler med formlene med data fra perioden 1995 – 2011, altså samme data som var brukt til å regne ut konstantene i formlene. Deretter ble standardavviket i differansen mellom månedsmiddelen regnet ut med de tre formlene og den faktiske månedsmiddelen sammenliknet. Føyns formel, med et standardavvik på 0,08, ble valgt. Köppens formel ble også testet på samme måte, og hadde et standardavvik på 0,06.

Månedsmidler for Åsserien ble regnet ut av Meteorologisk institutt vha. Føyns og Köppens formel.

Deretter ble temperaturserien testet for homogenitetsbrudd på års- og sesongbasis. Eventuelle brudd som ble funnet ble jamført med metadata. Det ble valgt å justere fem brudd. Bruddårene var 1894, 1918, 1925, 1967 og 1983, og fire av disse var understøttet av metadata. Det var ingenting i metadata som kunne forklare det femte bruddet, men fordi bruddet var så veldig markant, ble det valgt å justere uten metadata. To andre brudd ble også funnet, men da disse ikke var understøttet av metadata og ikke på langt nær så markante som det femte bruddet, ble det valgt å ikke justere for bruddene.

Bruddet i 1894 kunne forklares ved at minimumstemperaturdefinisjonen endret seg fra nattminimum til døgnminimum. Denne endringen kunne ha medført utbytting av termometer og/eller endring i oppsett, som igjen kan ha påvirket temperaturmålingene.

Bruddet i 1918 kunne forklares av at stasjonen dette året ble flyttet fra Kjøkkenhagen til Skogsdammen. Skiftet i temperaturen var omtrent $-0,2$ °C. Dette kommer mest sannsynlig av at målestasjonen var mindre skjermet av bebyggelse ved Skogsdammen enn i Kjøkkenhagen. I tillegg endret termometerhøyden seg. I Kjøkkenhagen var termometrene oppstilt i 1,6 m høyde, mens ved Skogsdammen var de oppstilt i 1,8 m høyde.

Bruddet i 1925 kunne forklares ved at stasjonen i 1925 fikk et nytt minimumstermometer.

Bruddet rundt 1967 kunne ikke forklares skikkelig ut fra metadata, men det ble likevel valgt å justere.

Bruddet i 1983 skyldtes stasjonsflytting fra Skogsdammen til Søråsfeltet. Bruddet i testen var forskjøvet med omtrent 10 år, noe som virket vel mye. Det fantes imidlertid parallelle målinger for de to beliggenhetene, og disse viste en forskjell i lufttemperatur som stemte overens med de foreslåtte justeringene fra testresultatene. Dermed ble det antatt at mulige inhomogeniteter i referansestasjonene gjorde at bruddet var blitt forskjøvet. I tillegg ble det i 1988 en endring i beregningen av månedsmidler. Da gikk det fra å bruke Köppens formel til å bruke gjennomsnittet av automatisk målte timeverdier, noe som også kan ha bidratt til forskyvningen. Skiftet i temperaturen var omtrent $-0,2\text{ °C}$, noe som kan forklares av at Søråsfeltet ligger mer åpent til enn hva Skogsdammen gjorde.

Justeringene av temperaturserien lå mellom $-0,4\text{ °C}$ og $0,5\text{ °C}$. Bruddene i 1894 og 1965 medførte en positiv justering av temperaturserien, mens bruddene i 1918, 1925 og 1983 førte til en negativ justering. Disse justeringene ligger innenfor samme område som hos både Nordli [6] ($[-0,9, 0,6]\text{ °C}$) og Tuomenvirta [8] ($\pm 1\text{ °C}$).

Det bør bemerkes at prosedyren for homogenitetstesting er noe subjektiv. Selve SNHT er objektiv. Valg av referansestasjoner, hvilket signifikansnivå en velger, om en velger å teste års-, sesong- eller månedsmidler, om en velger å teste eventuelle brudd nærmere ved f.eks. oppdeling av referanseserien i undergrupper og hvordan en bruker metadata er derimot subjektive avgjørelser. Der hvor det i denne oppgaven er valgt å justere for et brudd, ville kanskje andre valgt å la være. I tillegg vet en ikke noe om usikkerhetene i justeringene som regnes ut av testen.

Ved lineær regresjon gir den homogeniserte temperaturserien for årsmidlene for årene 1874 – 2011 en gjennomsnittlig endring per hundre år lik:

$$0,9\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$$

Dette er $0,2\text{ °C}$ høyere enn endringen for den inhomogene temperaturserien. Den inhomogene temperaturserien er vist i Figur 7.2 og Tabell 7.2 i tillegget.

Denne temperaturstigningen er ikke lik i alle sesongene. Stigningen er størst om våren og minst om vinteren. Standardfeilen er også mye større om vinteren enn for de andre sesongene.

Tabell 5.1 viser gjennomsnittlig endring for årsmidlene per hundre år ved lineær regresjon for Færder fyr, Torungen fyr, Oksøy fyr og Dombås i tillegg til Ås. Det er ingen signifikant forskjell i endringene for de ulike stasjonene. Det kan imidlertid observeres at endringen virker å være større for innlandsstasjonene enn for fyrstasjonene, og også at endringen har vært større på Østlandet enn hva den har vært på Sørlandet. På sesongbasis er det imidlertid signifikant forskjell mellom noen av stasjonene om sommeren. Her har Ås en signifikant større stigning enn Dombås, Oksøy fyr og Torungen fyr.

Til sammenlikning er IPCCs globale temperaturtrend for hundre år (1906 – 2005) $0,74\text{ °C} \pm 0,018\text{ °C}$ [2]. Trenden per 100 år for Oslo Blindern i perioden 1938 – 2011 er $1,63\text{ °C} \pm 0,48\text{ °C}$.

Tabell 5.1: Temperaturendring per 100 år gitt som stigningstallet til den lineære regresjonslinjen for årsmidler for Ås (for perioden 1874 – 2011), Færder fyr (1887 – 2011), Torungen fyr (1874 – 2011), Oksøy fyr (1874 – 2011) og Dombås (1874 – 2011).

	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Ås	0,9	0,2
Færder fyr	0,8	0,2
Torungen fyr	0,7	0,2
Oksøy fyr	0,7	0,2
Dombås	0,9	0,2

Videre arbeid

Det ville være interessant å jamføre den homogeniserte temperaturserien med den homogeniserte jordtemperaturserien fra Ås, ettersom jordtemperatur ikke er påvirket av adveksjon og andre høyfrekvente temperaturpåvirkninger som f.eks. endringer i skydekke. En jamføring med temperaturserien fra Oslo når den er ferdig homogenisert ville også være interessant. I tillegg ville det være interessant å forsøke å finne mer metadata som kunne forklare bruddet rundt 1965. Annet av interesse kunne være å utføre homogenitetstesting på månedsbasis, se på forskjellen i temperaturen målt i dagens instrumenthytte og temperaturen målt med nye instrumenter og utstyr satt opp av Meteorologisk institutt, i tillegg til en mer omfattende trendanalyse.

6 Referanser

- [1] Aguado, E. and J.E. Burt, *Understanding weather and climate*. 4th ed. 2007: Pearson Prentice Hall, Pearson Educations, Inc., Upper Saddle River, New Jersey 07548.
- [2] IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*, 2007: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. p. 996 pp.
- [3] Brunet, M. and P. Jones, *Data rescue initiatives: bringing historical climate data into the 21st century*. Climate Research, 2011. **47**: p. 29-40.
- [4] Meteorologisk institutts hjemmeside. [cited 2012 22.februar]; Available from: <http://met.no/>.
- [5] Hjemmesiden til feltstasjon for agroklimatiske studier (FAGKLIM) ved UMB. [cited 2012 15.februar]; Available from: <http://www.umb.no/fagklm>.
- [6] Nordli, P.Ø., *Homogenisering av norske temperaturserier, ajourført 2. utgåve*, in *DNMI-Klima, rapport nr. 29/971997*. p. 43 pp.
- [7] Andresen, L., *Homogenization of monthly long-term temperature series of mainland Norway*, in *Meteorologisk institutt, met.no note nr.02/20112011*: Oslo.
- [8] Tuomenvirta, H., *Homogeneity adjustments of temperature and precipitation series - Finnish and Nordic data*. International journal of climatology, 2001. **21**: p. 495-506.
- [9] Keiser, D.T. and J.F. Griffiths, *Problems associated with homogeneity testing in climate variation studies: A case study of temperature in the northern Great Plains, USA*. International journal of climatology, 1997. **17**: p. 497-510.
- [10] Utaaker, K., *Mikro- og lokalmeteorologi – Det atmosfæriske miljø på liten skala*. 1991: Alma mater forlag AS, Bergen.
- [11] Oke, T.R., *Boundary layer climates, second edition*. 1987: Routledge, London.
- [12] Tipler, P.A. and G. Mosca, *Physics for scientists and engineers with modern physics, sixth edition*. 2008: . W. H. Freeman and Company, New York.
- [13] Sonntag, E.R. and C. Borgnakke, *Introduction to engineering thermodynamics, second edition*. 2007: John Wiley & Sons, Inc.
- [14] Heldal, B., *Klimaet i Ås*, in *Kapittel fra Jorda i Ås av Semb, G.* 1975, Landbruksforlaget, Oslo.
- [15] Archer, D., *Global warming: Understanding the forecast*. 2007: Blackwell Publishing Ltd, Victoria, Australia.
- [16] Meteorologisk leksikon fra Meteorologisk institutt. [cited 2012 22.februar]; Available from: <http://metlex.met.no/wiki/Hovedside>.
- [17] Mohn, H., *Meteorologi*. 1903, Kristiania: Aschehoug & co.
- [18] Det Norske Meteorologiske Institutt, *Handbok for meteorologiske observatører I*. 1965, Oslo.
- [19] Liljequist, G.H., *Meteorologi*. 1962, Stockholm: Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag.
- [20] Brunchorst, D.J., *Norske naturforskere. Professor Mohn og det norske meteorologiske institut. III. Institutets organisation*. Naturen - Illustrert maanedsskrift for populær naturvidenskab, 1895.
- [21] <http://www.picotech.com/applications/pt100.html>. [cited 2012 22.februar].
- [22] Meteorologisk institutts klimadatabase. [cited 2012 03.april]; Available from: <http://eklima.met.no>.

- [23] Kvifte, G., *Værobservasjoner i Ås gjennom 125 år*. Artikkel i Follominne nr. 27, Årbok 1989, Follo historie- og museumslag.
- [24] Stephansen, E., *Veiret paa Aas og temperaturmaalinge i jorden 1918*, in *Beretning om Norges landbrukshøiskoles virksomhet 1918-1919*. Kristiania.
- [25] *Protokoller for værdata 1874-1982*.
- [26] Hansen, V., *The climate of Aas VII: Climate correlations between neighbouring meteorological stations*. Meldinger fra Norges landbrukshøgskole, Fysisk institutt, Melding nr. 55, 1982. **61**.
- [27] Antonsen, I., *Jordtemperatur på Ås gjennom 100 år - Homogenisering og analyse*, 2006, Masteroppgave for Institutt for matematiske realfag og teknologi, Universitetet for miljø og biovitenskap: Ås.
- [28] Pressemelding 15.3.2010, *Gammel klimakjærlighet ruster ikke - Meteorologisk institutt tilbake til Ås etter 22 års pause*.
- [29] Holtmark, G., *Veiret paa Aas 1904*, in *Beretning om Norges landbrukshøiskoles virksomhet 1904-1905*. Kristiania.
- [30] Middleton, W.E.K., *A history of the thermometer and its use in meteorology*. 1966, Blatimore, Maryland: The John Hopkin Press.
- [31] Nordli, P.Ø., et al., *The effect of radiation screens on nordic time series of mean temperature*. International journal of climatology, 1997. **17**: p. 1667-1681.
- [32] Norges landbrukshøgskole, *Norges landbrukshøgskole 1859-1959*. 1959, Oslo.
- [33] *Lufttemperaturen i Norge 1861-1955 bind I og II*. 1958, Oslo: I kommisjon hos Aschehoug & co: Utgitt av Det norske meteorologiske institutt.
- [34] Fysisk Institutt NLH, *Været i Ås og temperaturmålinger i jorda i årene 1953 og 1954*, in *Årsberetning fra Norges Landbrukshøgskole 1953-1955*. Oslo.
- [35] Thue-Hansen, V., *Personlig kommunikasjon*, Professor ved Institutt for matematiske realfag og teknologi ved Universitetet for miljø- og biovitenskap.
- [36] *Meteorologiske data for Ås*. 1988,1998,2000: Institutt for matematiske realfag og teknologi, Universitetet for miljø- og biovitenskap. Fra 1990 til 2005 er utgivers navn: Institutt for tekniske fag, Norges landbrukshøgskole. Før 1990 utgitt av: Fysisk institutt, Norges landbrukshøgskole.
- [37] Nordli, Ø., *Personlig kommunikasjon*, Klimaforsker og dr.philos ved Meteorologisk institutt.
- [38] Nordli, Ø. and O.E. Tveito, *Calculation of monthly mean temperature by Köppens formula in the Norwegian station network*, in *Meteorologisk institutt, met.no report nr. 18/2008*, 2008.
- [39] Alexandersson, H. and A. Moberg, *Homogenization of Swedish Temperature Data. Part I: A Homogeneity Test for Linear Trends*. in: Moberg, A.: *Temperature Variations in Sweden Since the 18th Century*. The Department of Physical Geography, Stockholm University, Dissertation Series No. 5, 1996: p. 98.
- [40] Tuomenvirta, H., *Homogeneity Testing and Adjustment of Climatic Time Series in Finland*. Geophysica, 2002. **38 (1-2)**: p. 15-41.
- [41] Štěpánek, P. *AnClim - software for time series analysis: Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1,47 MB. 2008*; Available from: <http://www.climahom.eu/AnClim.html>.
- [42] Kartverkets hjemmeside. [cited 2012 25.april]; Available from: <http://www.kartverket.no/>.
- [43] World Meteorological Organization, *WMO guide to meteorological instruments and methods of observation, Part I: Measurement of meteorological variables*. WMO – No.8 (seventh edition), 2008

7 Tillegg

7.1 Metadata for Ås

1874	Temperatur måles i Reamur
1877	Stasjonen fikk minimumstermometer i august. F.o.m. 1.juli er temperaturen gitt i °C
1885	Observatør: V. Dircks (H. Olsen)
1888	Observatør: Hans Olsen
1895	Siden 18. oktober er avlesningene utført av herr Jørgen Fjeld
1897	Termografen nevnes første gang i Landbrukshøgskolens årsberetning
1903	Termometerets høyde er 1,6m. Angitt i tabell i Landbrukshøgskolens årsberetning.
1904	Termografen sammen med termometrene er oppstilt i en Wilds hytte, tett ved siden av hverandre og i 1,6 m høyde. Observasjonstider: 08,14,20. Minimumstermometer avleses hver dag kl. 08 om morgenen. Maksimumstermometeret avleses hver dag kl. 20.
1910	Ny termograf i oktober
1912	Minimumstermometer levert il korreksjon 24.-25. september
1915	Ny instrumenthytte i juli
1918	Flytting av målestasjonen. Ikke lenger eget maksimumstermometer. Leses nå av fra termogram. Kun manuelle avlesninger morgen og midt på dagen mandag til lørdag. Søndager, helligdager og kveldsobservasjoner avleses termogrammet. Observatør: Herr instrumentmaker Bråthe Ny termometerhøyde: 1,8 m.
1920	Endring i observasjonstid: 08,14,19.
1921	Ny observatør fra 21.august: herr instrumentmaker Jens Aurud
1925	Nytt minimumstermometer 10.juni
1931	Ny termometerhøyde i tabellene i Landbrukshøgskolens årsberetning: 2,1 m.
1942	Landbrukshøgskolen overtok driften av observatoriet. Instrumentene står fremdeles på samme sted. Ny observatør: Tønseth.
1944	Termometeret stjålet 8.november
1949	Nye observasjonstider: 08,13,19. Maks- og minimumstemperatur observeres hhv. 08 og 19.
1951	Stasjonen fikk eget maksimumstermometer Målehytte ble ombygd til MI-46 i juni. Inspeksjon av termometer 19. juni
1967	Ny observatør fra april: Hopland
1983	Flytting av målestasjonen. 19.september: Hærverk i meteorologisk hytte. Hovedtermometer gjernet. Hygrometer ødelagt. Maks- og minimumstermometre mulig forstyrret. 23. september: Nytt hovedtermometer

1988	Automatiske registreringer
1991	Skiftet termohydrograf
1993	Ny meteorologisk hytte
1997	Nytt PT100-termometer 16.september
1998	21.juli: Kalibrert termometre 17.august: Nytt termometer
2000	Nytt minimumstermometer

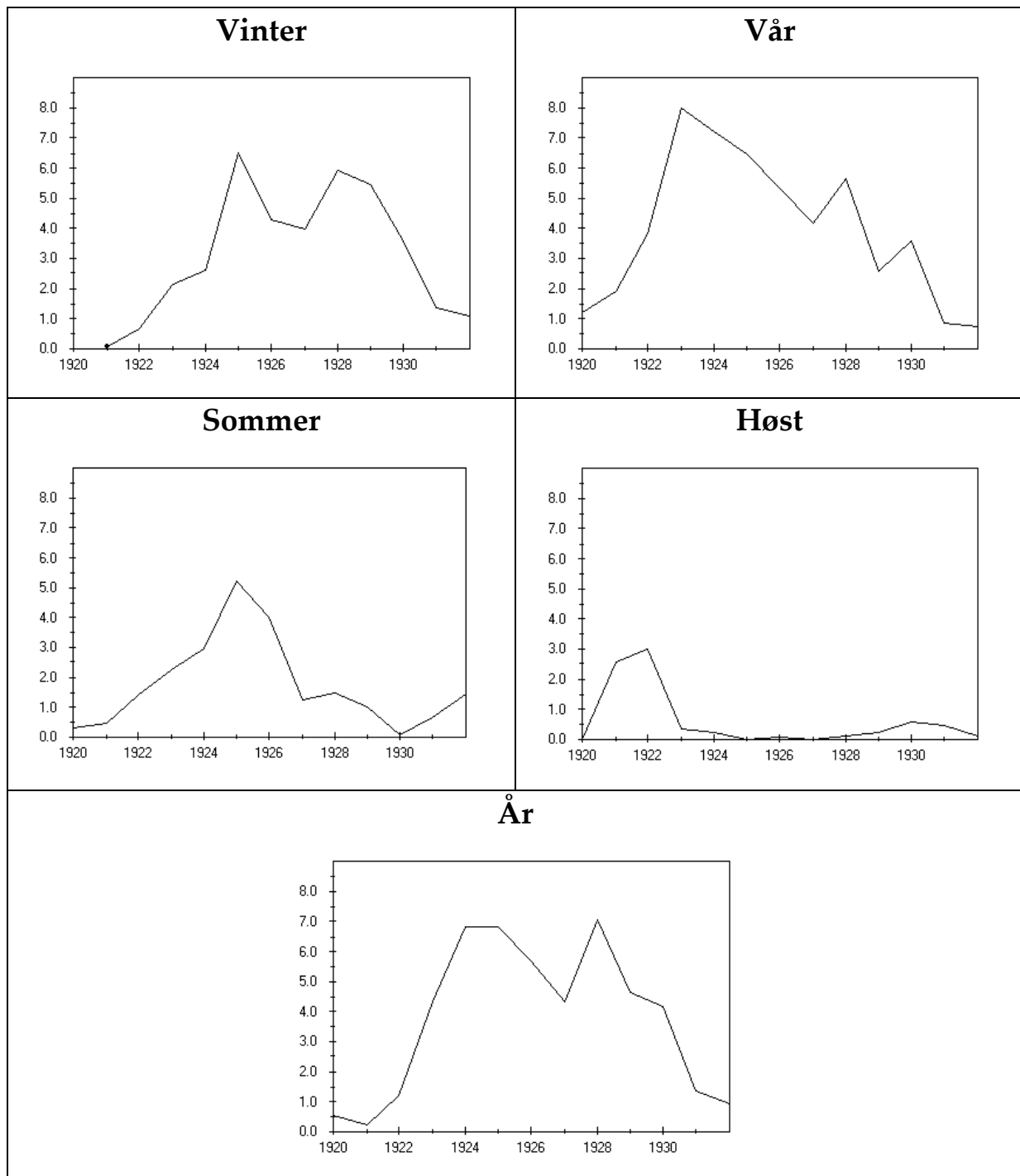
7.2 Metadata for referansestasjonene

Stasjon		Metadata	
Nummer	Navn	År	Beskrivelse
3400	Eidsberg	1964	Flytting
19400	Fornebu	1960	Flytting
19710	Asker	1922	Flytting

7.3 Flere resultater fra homogenitetstesting

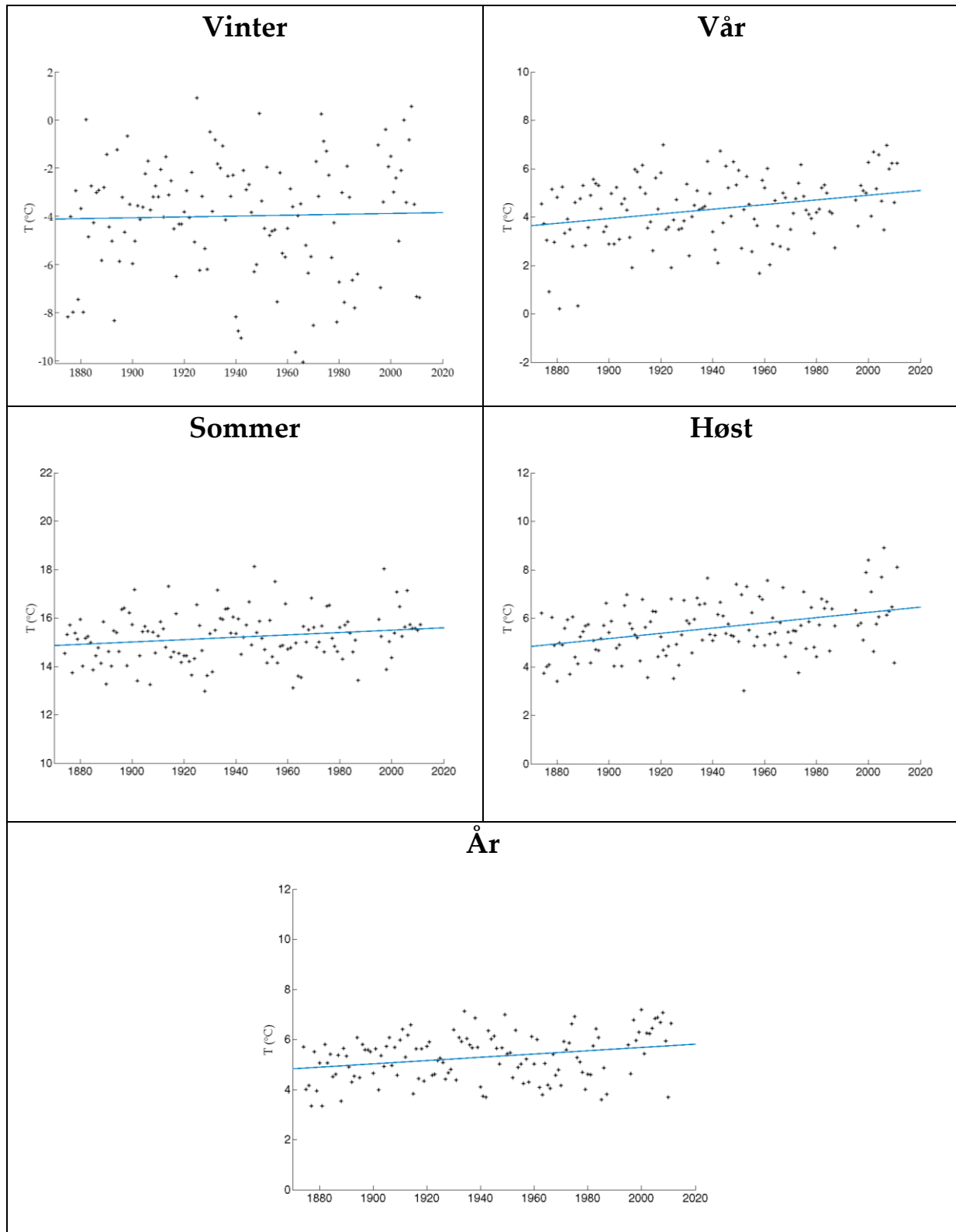
Tabell 7.1: Testresultater for perioden 1920 – 1933. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Færder fyr, Gvarv, Flisa, Hamar.

1920 – 1933 (n=14)				
Sesong	År	T-verdi	Signifikansnivå	Justering
Vinter	1925	6,518	95 %	-0,4
Vår	1923	7,973	97,5 %	-0,4
Sommer	1925	5,233	-	-0,2
Høst	1922	2,998	-	0,2
År	1928	7,058	97,5 %	-0,2



Figur 7.1: Grafisk framstilling av teststatistikken for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august) og høst (september – november) for perioden 1920 – 1933. Følgende referansestasjoner er benyttet: Oslo 1, Oslo 2, Færder fyr, Gvarv, Flisa, Hamar.

7.5 Inhomogen temperaturserie

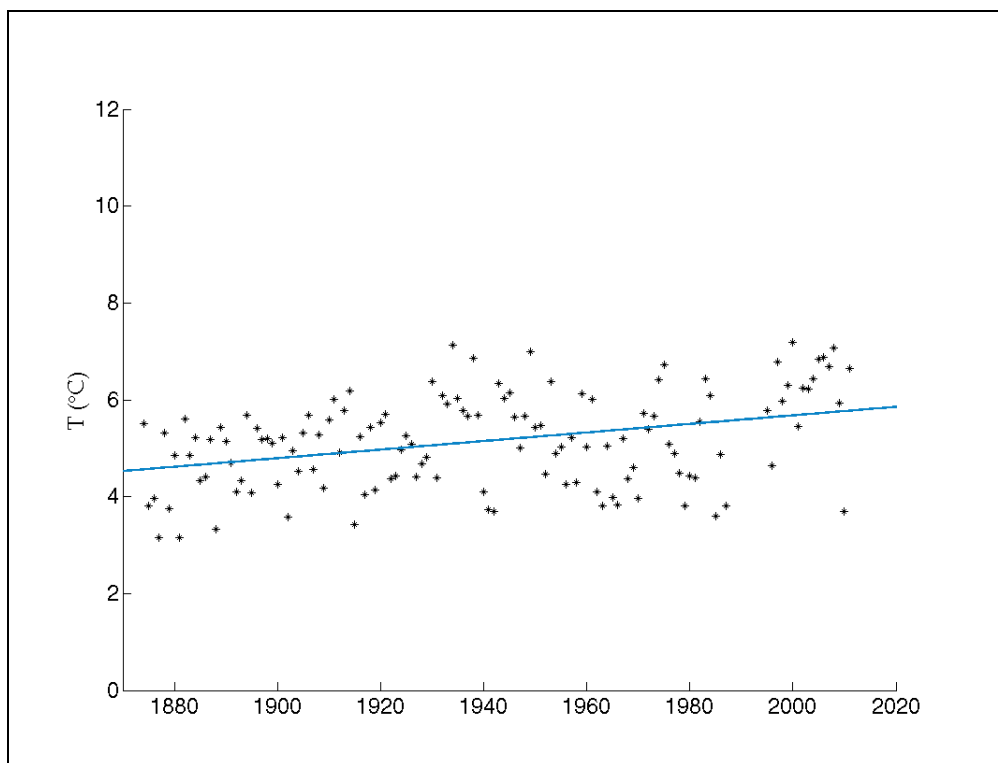


Figur 7.2: Inhomogen temperaturserie for år, vinter (desember – februar), vår (mars – mai), sommer (juni – august), høst (september – november) i perioden 1874 – 2011. De blå linjene er regresjonslinjer for punktene.

Tabell 7.2: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for den inhomogene temperaturserien fra Ås.

	Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
Vinter	0,09	0,49
Vår	0,97	0,28
Sommer	0,49	0,22
Høst	1,08	0,23
År	0,66	0,20

7.6 Årsmidler homogenisert med justeringer for årsbasis



Figur 7.3: Homogenisert temperaturserie for årsmidler i perioden 1874–2011. Årsmidlene er homogenisert med justeringene for årsbasis fra SNHT. Den blå linjen er en lineær regresjonslinje for punktene.

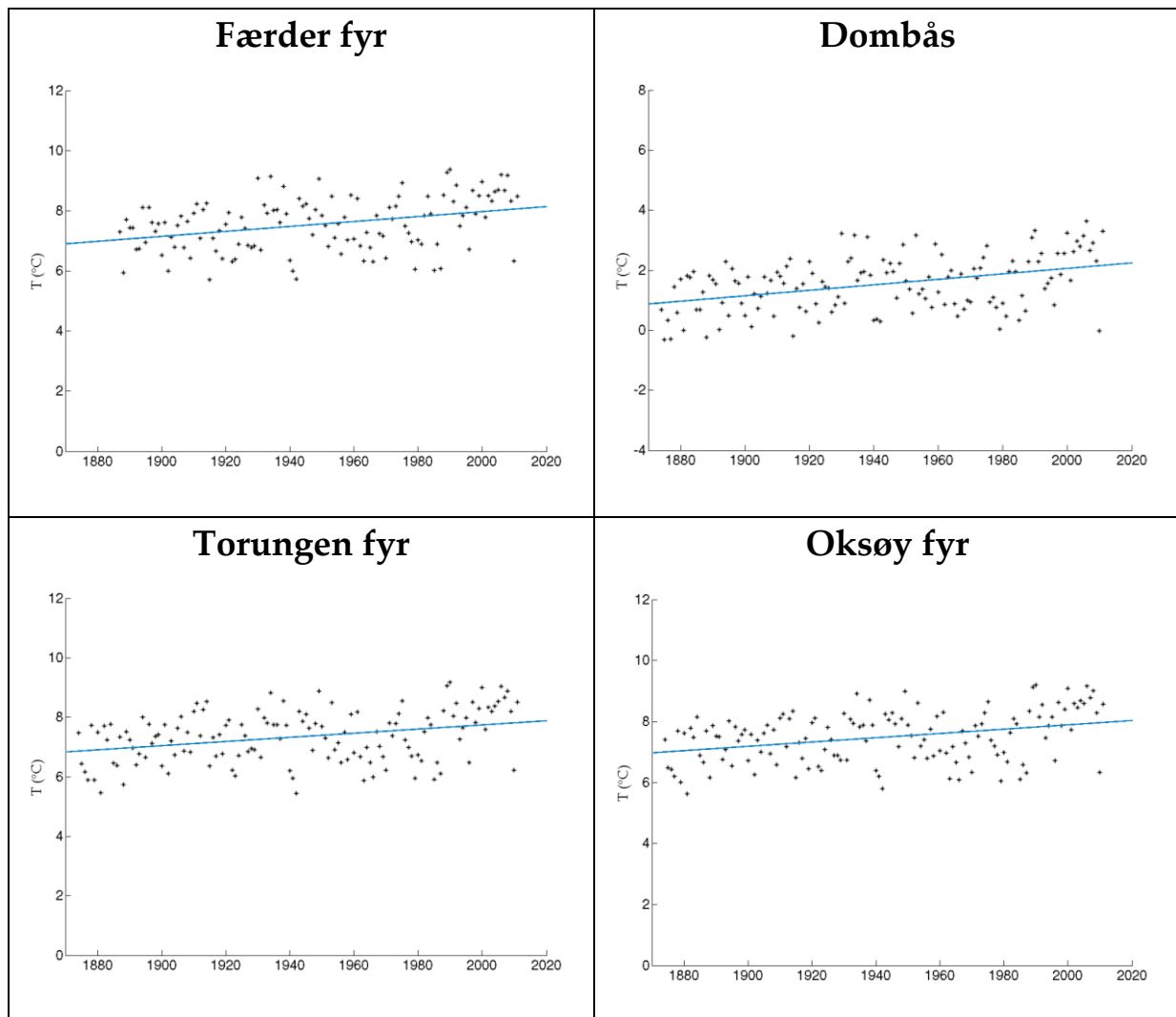
Tabell 7.3: Gjennomsnittlig temperaturendring per hundre år med tilhørende standardavvik for årsmidler for den homogeniserte temperaturserien fra Ås. Årsmidlene er homogenisert med justeringene for årsbasis fra SNHT.

Endring per 100 år (°C)	Standardfeil (°C)
0,88	0,20

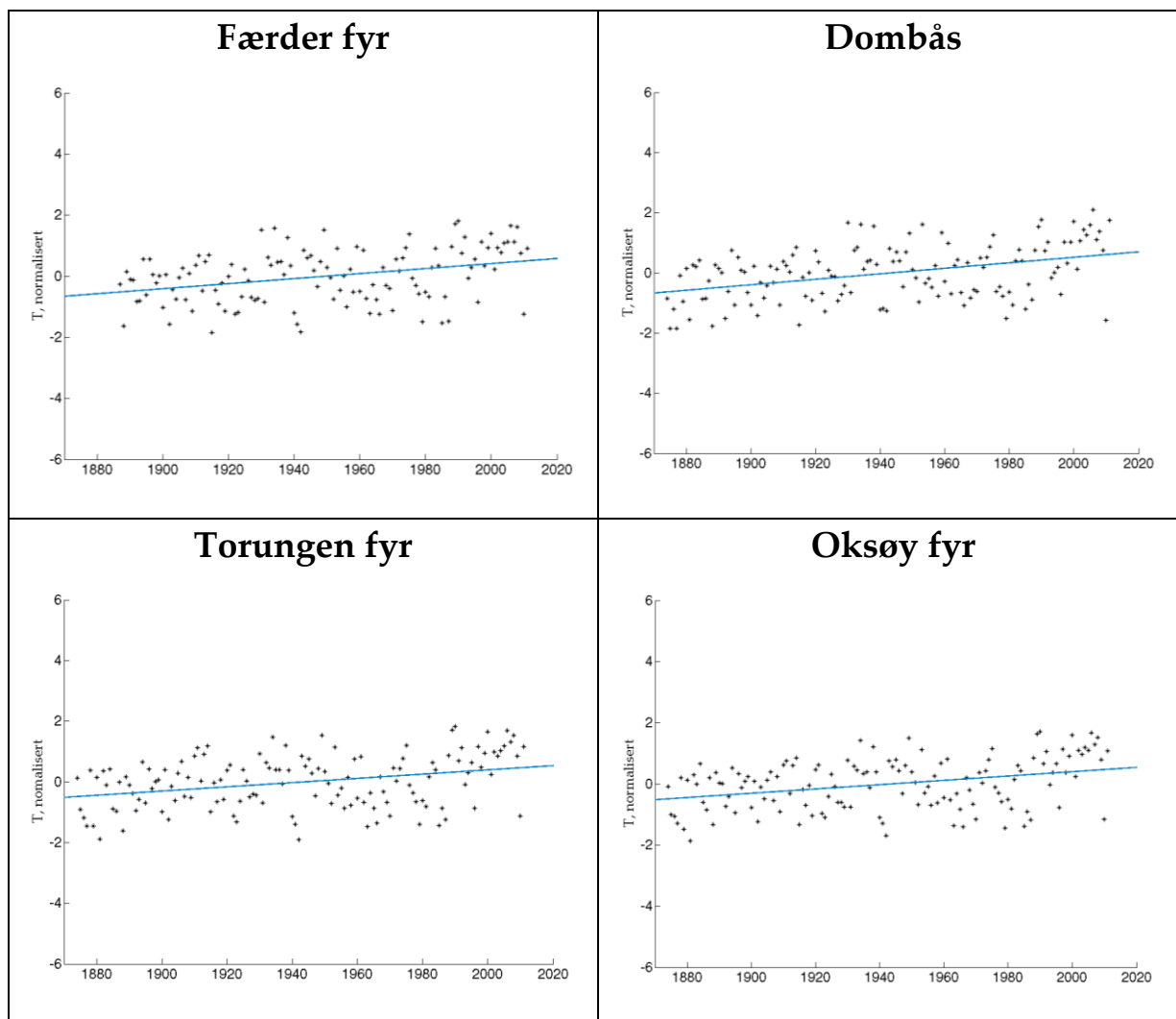
Tabell 7.4: Forskjellen mellom årsmidlene homogenisert med justeringene for årsbasis og årsmidlene regnet ut fra de homogeniserte sesongene.

	ΔT
1874 - 1924	0.05
1925 - 1966	0
1967 - 1982	0.05
1983 - 2011	0

7.7 Trender for Færder fyr, Dombås, Torungen fyr og Oksøy fyr



Figur 7.4: Temperaturserier for årsmidler for stasjonene Færder fyr (i perioden 1887 – 2011), Dombås (1874 – 2011), Torungen fyr (1874 – 2011) og Oksøy fyr (1874 – 2011). De blå linjene er lineære regresjonslinjer for punktene.



Figur 7.5: Normaliserte temperaturserier for årsmidler for stasjonene Færder fyr (i perioden 1887 – 2011), Dombås (1874 – 2011), Torungen fyr (1874 – 2011) og Oksøy fyr (1874 – 2011).. De blå linjene er lineære regresjonslinjer for punktene.