

DET KGL. NORSKE VIDENSKABERS SELSKAB  
MUSEET

MISCELLANEA

3



Karl Baadsvik

OM KLIMAET VED JORDOVERFLATEN  
OG DE TEMPERATURFORHOLD  
FJELLPLANTENE LEVER UNDER

TRONDHEIM 1971



OM KLIMAET VED JORDOVERFLATEN OG DE TEMPERATUR-  
FORHOLD FJELLPLANTENE LEVER UNDER.

ON THE CLIMATE NEAR THE GROUND AND THE TEMPERATURE  
ENVIRONMENT OF ALPINE PLANTS.

av

KARL BAADSVIK

Universitetet i Trondheim  
Det Kgl. Norske Videnskabers Selskab, Museet.  
Botanisk avdeling.

University of Trondheim  
The Royal Norwegian Society of Sciences and Letters  
Department of Botany.

ISBN 82-7126-002-2

## Innledning.

Ved kartleggingen av de store klimafordelinger (makroklimaet) søker man å eliminere lokale påvirkninger, og den meteorologiske måleapparat plasseres som regel i en høyde av 2 m over bakken. I luftsjiktet nærmere overflaten finnes som regel andre betingelser. Overflaten absorberer og avgir solenergi, og alt etter strålingsforholdene vil den virke som en varme- eller kuldekilde for den overliggende luft. En finner således en vertikal klimagradiant i det aller nederste luftlag, noe som også har sammenheng med at vindhastigheten og dermed luftmassenes omrøring avtar nær marken, som en følge av økt friksjon. Det klima som råer nær overflaten kalles mikroklimaet. Begrepet er ennå uklart, men Berenyi (1967 s.14) trekker ut det essensielle i tidligere definisjoner idet han sier: "Die bisherige Definition besagt, dass das Mikroklima im Berührungsgebiet einer beliebigen Oberfläche und der Luft entsteht, also eine Übergangserscheinung ist, die überall auftritt, wo Luft mit einem Medium in Verbindung tritt, dessen Aggregatzustand oder Dichte von ihr abweicht."

De offisielle meteorologiske data vil således ofte gi et lite representativt bilde av det klima som hersker i et plantedekke ved jordoverflaten. For å få et innblikk i de temperaturforhold plantene lever under er det derfor nødvendig å foreta målingene i plantenes nære omgivelser. Plantene har imidlertid også sin varmeveksling med omgivelsene, og inne i organismene finner en andre betingelser enn i den omgivende luft. Dette klima benevnes gjerne teleoklimaet og er det som best karakteriserer de forhold som de fysiologiske prosesser foregår under. Registrering av teleoklimaet er forbundet med store metodiske problemer, men overflatemålinger og bruk av teori fra varmelæren kan gi gode holdepunkter (jfr. Wolpert 1962, Dahl 1966, o. a.).

I det følgende gis en generell oversikt over de strålings- og temperaturforhold som hersker nær jordoverflaten. Videre påpekes hvordan vegetasjonen selv



er istand til å modifisere sine omgivelser, og spesielt behandles de temperaturforhold som råder ved bakken i alpine områder og som fjellplantene lever under. Eksemplene her er hentet fra egne undersøkelser ved Kamtjern i Trollheimen (1200 m.o.h.) i årene 1967-68.

### Strålingsbalanse og varmehusholdning ved jordoverflaten.

En forenklet grunnligning for jordoverflatens varmehusholdning kan skrives slik:

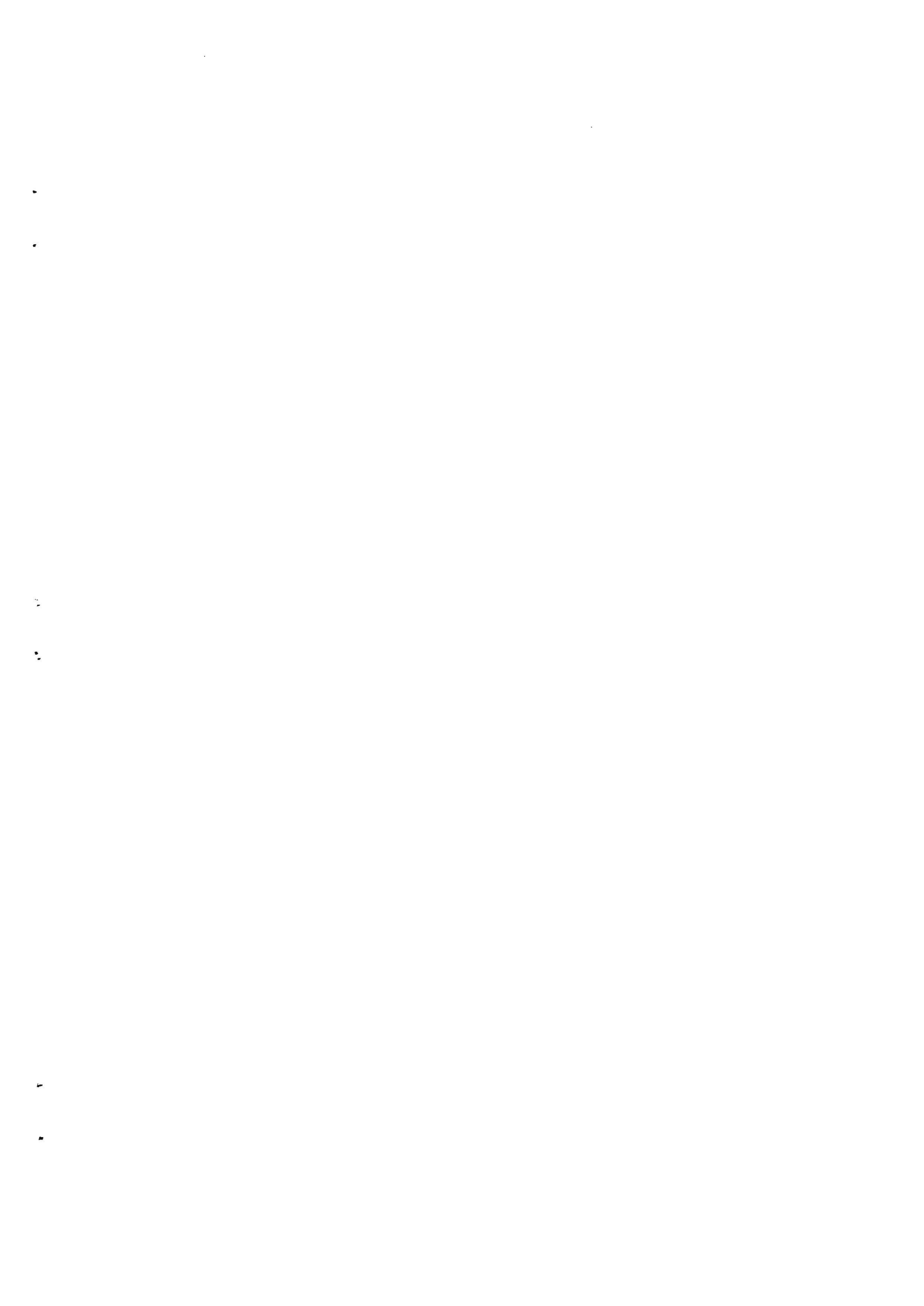
$$(a) \quad S + L + B + V = 0 \quad (\text{modifisert etter Geiger 1961})$$

S står for strålingsbalansen, dvs. den strålingsmengde som overflaten effektivt opptar eller avgir. L er den varmemengde som tilføres den overliggende luft gjennom varmeledning og konveksjon. B er energien som tilføres jorden gjennom varmeledning. Disse faktorene kan etter forholdene være positive eller negative. Størrelsene regnes her som positive når varmestrømmen er rettet mot overflaten. Endelig er V den del av overflatens energiforråd som går med til fordamping av vann. Fordampningsfaktoren er normalt negativ, dvs. den representerer en borttransport av varme fra overflaten. I visse tilfelle, f. eks. ved kondensasjon av vann i forbindelse med duggdannelse, kan den imidlertid være positiv.

Strålingsbalansens størrelse (positiv el. negativ) er avhengig av relasjonene mellom samtlige strålingskomponenter:

$$(b) \quad S = I + H + G - R - \sigma \cdot T^4 \quad (\text{etter Geiger 1961})$$

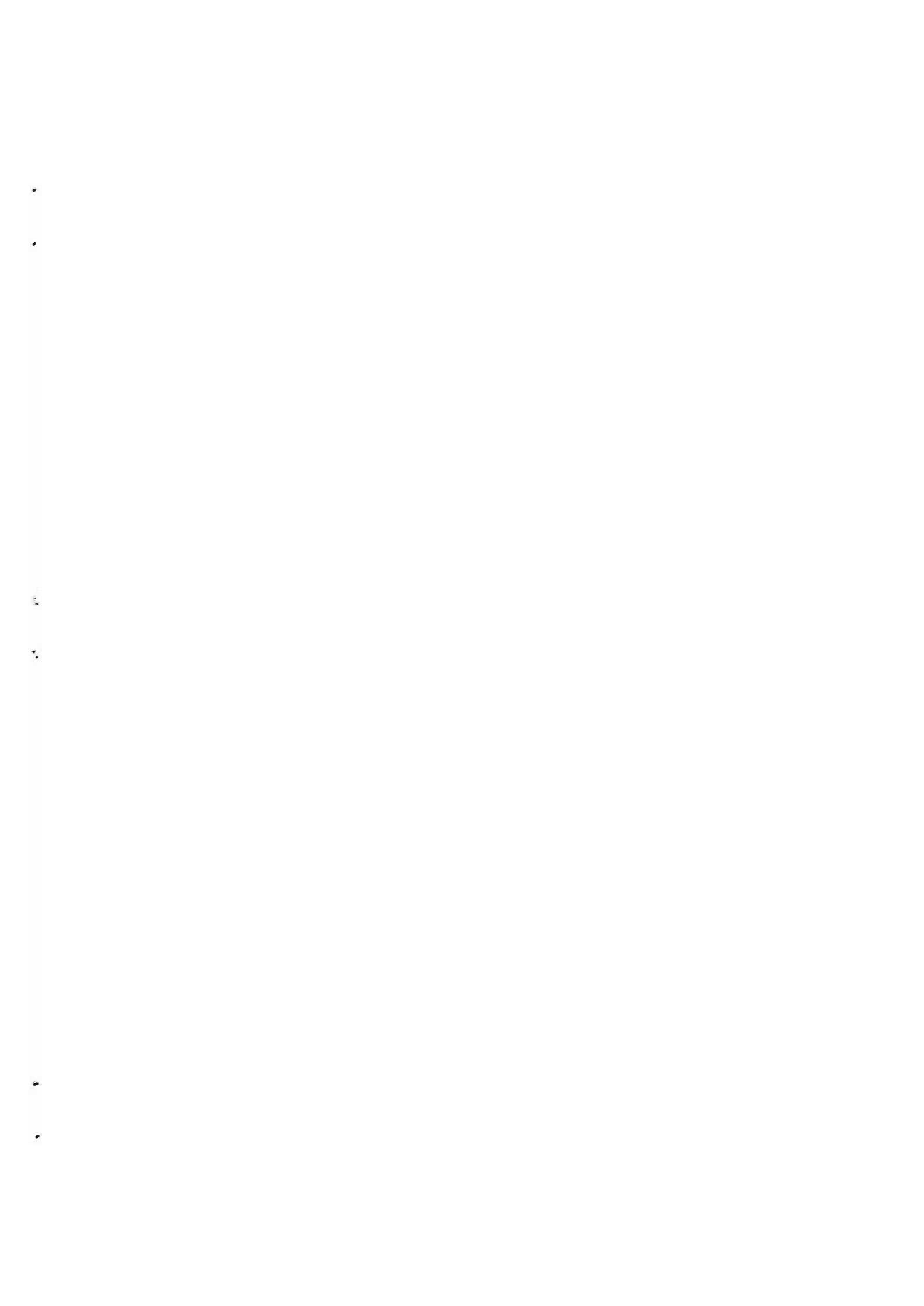
Når solstrålene kommer inn i atmosfæren blir de for en stor del gjenstand for refleksjon, spredning og absorpsjon. I er den del av den direkte solstråling som når ned til jordoverflaten. En del av solstrålene vil spres av luftmolekyler og andre svevende partikler i atmosfæren. H står for den del av denne diffuse himmelstråling som når ned til jordoverflaten. Både H og I betegner kortbølget stråling, men mens den direkte solstråling faller inn på





jordoverflaten under bestemte vinkler bestemt av solhøyde og topografi, så kommer den diffuse himmelstråling inn fra alle retninger. En del av solstrålene blir videre absorbert av vanndamp og  $\text{CO}_2$  i de lavere sjikt av atmosfæren. Komponent  $G$  i ligning (b) står for en langbølget, atmosfærisk varmestråling mot jordoverflaten, forårsaket av denne absorpsjonen. De to siste ledd i ligning (b) representerer den stråling som overflaten avgir til atmosfæren.  $R$  er den del av den kortbølgede innstråling som reflekteres av jordoverflaten, og  $T^4$  står for en langbølget varmestråling fra overflaten til atmosfæren. Man har funnet at overflaten i stor utstrekning følger strålingslovene for et "svart legeme" m.h.t. langbølget, usynlig varmestråling, og ifølge den Stefan-Boltzmannske strålingslov er utstrålingsintensiteten proporsjonal med 4. potens av legemets absolutte temperatur ( $T$ ).  $\sigma$  er proporsjonalitetsfaktoren.

Fig. 1 viser relasjonene mellom de enkelte komponenter i overflatens strålingsbalanse og varmemusholdning. Temperaturforholdene på og nær jordoverflaten vil være avhengig av størrelsen på disse faktorene. Om dagen er det en positiv strålingsbalanse ved overflaten, dvs.  $I + H + G > \sigma \cdot T^4 + R$ . Så lenge  $S$  er positiv vil overflaten avgi varme til den overliggende luft og til jorden, og "innstrålingskurven" viser at temperaturen synker til begge sider (se fig. 2). Når solstrålingen tar slutt om kvelden, bestemmes balansen av den langbølgede stråling. Her er som regel  $\sigma \cdot T^4 > G$ , og følgelig blir  $S$  negativ. Om natten vil overflaten således avkjøles, og denne prosessen går til strålingsbalansen om morgenen passerer 0-punktet fra den negative siden. Under storparten av denne perioden vil lufttemperaturen ligge høyere enn temperaturen i overflaten, og om natten vil varmestrømmen i luften være rettet nedover. "Utstrålingskurven" er en invertert innstrålingskurve, og den viser et minimum ved overflaten. I jorden vil temperaturgradienten i det øverste jordlag skifte retning idet overflatetemperaturen har nådd maksimum og begynner å



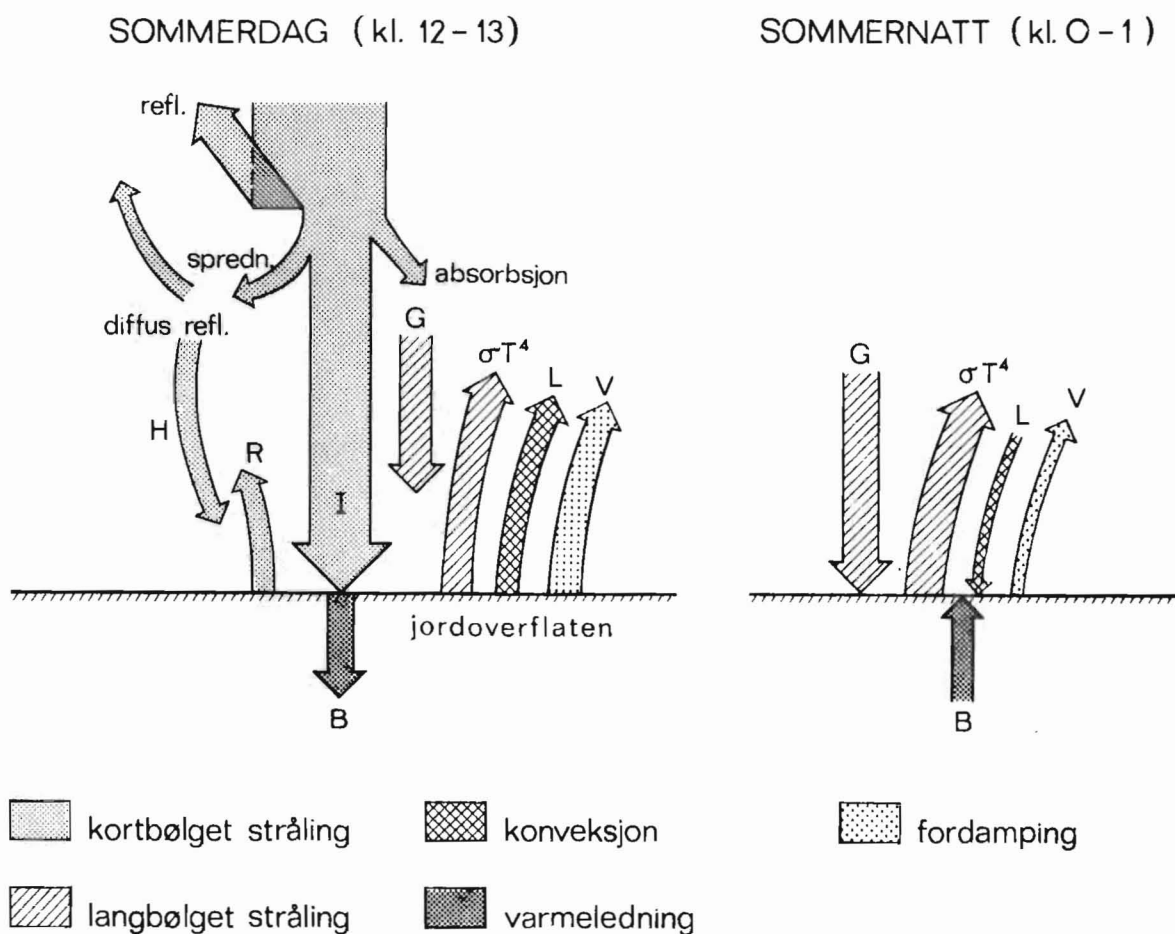


Fig. 1. De viktigste komponenter i strålingsbalansen og varmemusholdningen ved jordoverflaten (utarb. etter Geiger 1961 og Berenyi 1967).

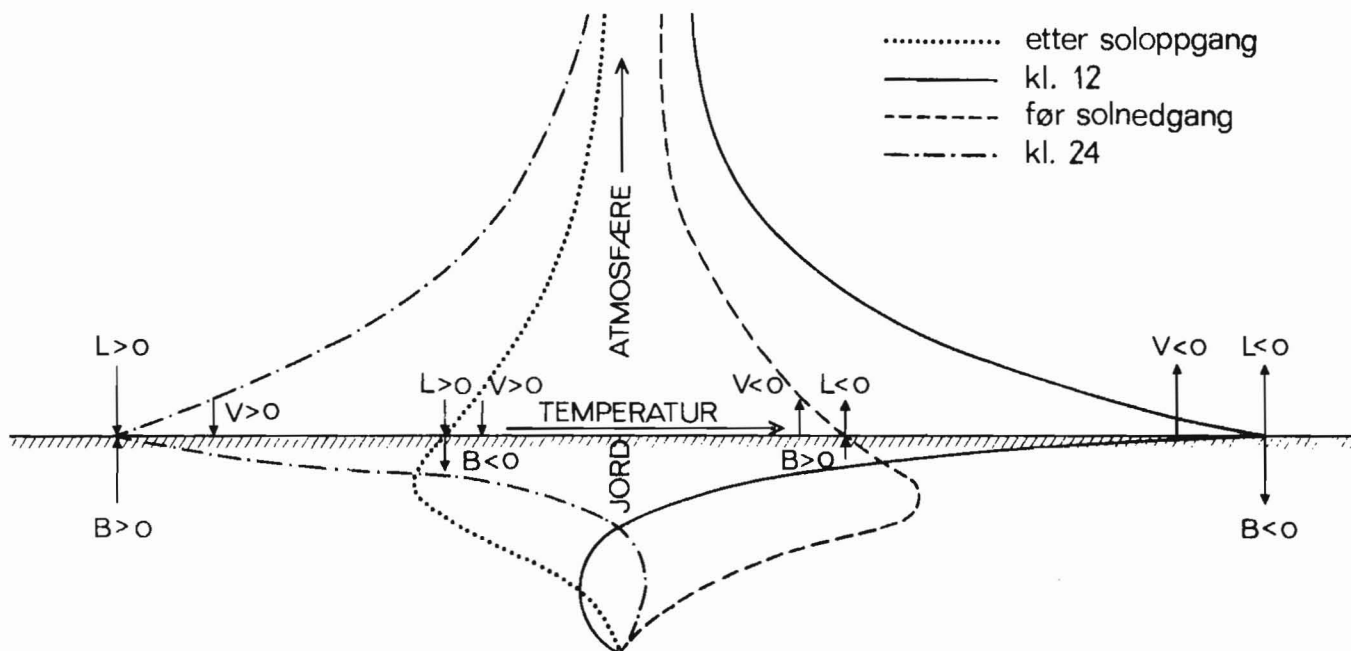


Fig. 2. Idealiserte temperatursnitt ved en naken jordoverflate (utarb. etter Gates 1962).



synke. Varme begynner å strømme til overflaten nedenfra, men i de dypere lag fortsetter varmeledningen nedover. Fig. 2 viser at temperaturkurven har en utbuktning i dette grensenivået, men denne vil med tiden utjevnes på vei nedover. Overflatetemperaturen vil fortsette å synke utover natten, og gjennom en varmestrøm oppover vil avkjølingen forplante seg nedover til strålingsbalansen igjen blir positiv. Da vil det øverste jordlag på ny varmes opp, og på temperaturkurven er det en "kuldesløyfe" som under rask utjevning vandrer nedover. Disse døgn-svingningene i jorden når iflg. Gates (1962) ned til ca. 30 cm. dyp, men dette er sterkt avhengig av bl. a. jordens vanninnhold og mekaniske sammensetning.

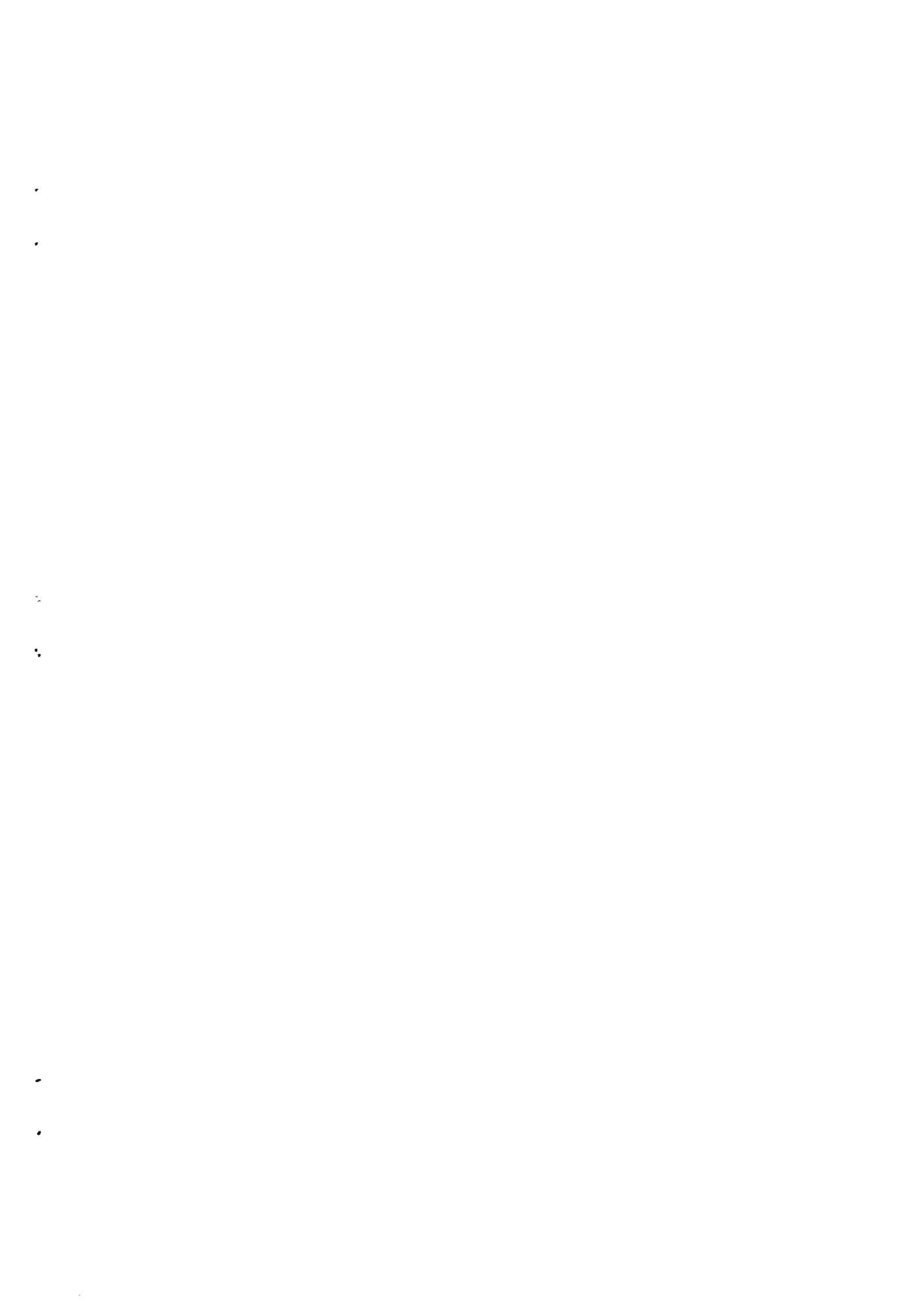
Ved siden av de store vertikale temperaturforskjeller, så finner en også nær jordoverflaten store klimatiske endringer i horisontal retning.

Variasjoner m.h.t. eksposisjon, vind- og jordbunnsforhold o. a. kan skape endringer i samtlige komponenter som inngår i varmeomsetningen ved overflaten, men disse horisontale forskjeller elimineres raskt med tiltagende høyde over bakken. Såvel de vertikale som de horisontale klimaforskjeller nær overflaten er størst i klart, vindstille vær.

#### Vegetasjonens innvirkning på mikroklimaet.

De mikroklimatiske forhold som hittil er beskrevet gjelder for en åpen jordoverflate. De gir imidlertid ikke et riktig bilde av det temperaturklima plantene lever i, bl. a. er vegetasjonen selv i stand til å påvirke og modifisere sine egne klimatiske omgivelser.

På en eng kan den samlede overflate av plantedelene være mellom 20 og 40 ganger større enn jordoverflaten. Denne økningen er i seg selv uten innflytelse på strålingshusholdningen, og det er bare forskjeller i albedo (refleksjonsevne) og overflatetemperatur som kan betinge en forskjell i strålingsbalanse mellom naken og vegetasjonskledd mark. Den vertikale



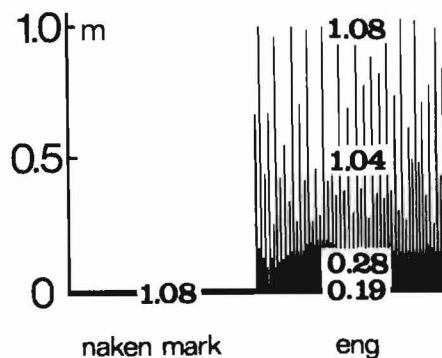
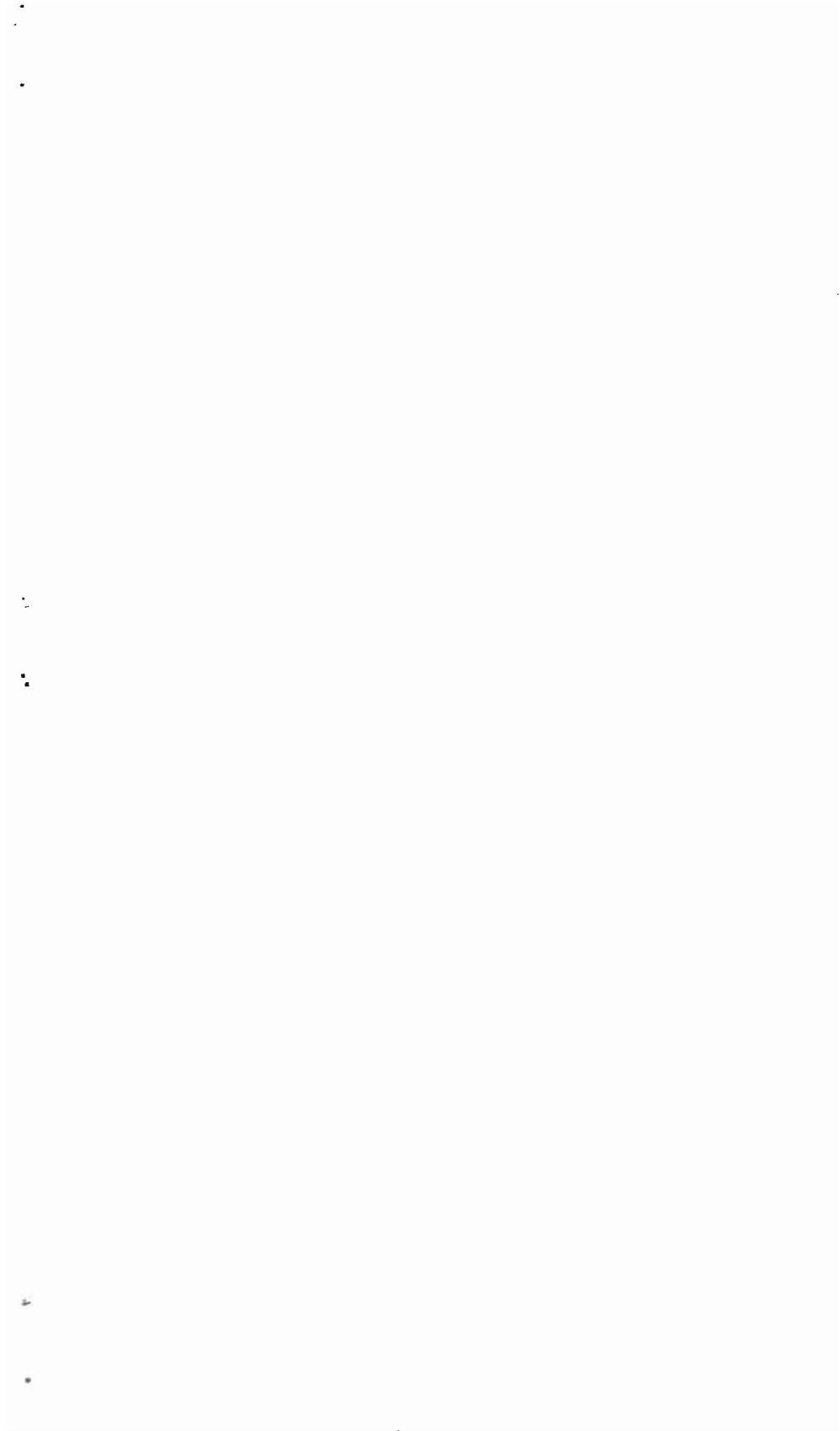


Fig. 3. Strålingsabsorpsjon i en eng (utarb. etter Geiger 1961, av Ångstrøm).

fordeling av inn- og utstrålingen er imidlertid av stor viktighet. Fig. 3 viser strålingsabsorpsjonen i en eng. Øverst i vegetasjonen er intensiteten den samme som i den nakne overflaten, men ned gjennom plantedekket tiltar absorpsjonen og skyggevirkningen slik at bare ca. 20 % av den opprinnelige stråling når ned til jordoverflaten. En analog fordeling finner en under den natlige utstråling. Strålingstapet fra overflaten er lite, da temperaturen her stort sett er den samme som i den overliggende plantemasse. Oppover blir skyggevirkningen av plantedelene stadig mindre, og på toppen av et tett vegetasjonsdekke er utstrålingsforholdene tilnærmet de samme som på naken mark med samme temperatur. Under et tett plantedekke er dermed jordoverflaten ikke lenger grenseflaten mot atmosfæren, og dens rolle som sted for den største varmeomsetning er overtatt av vegetasjonens øverste del.

Vindhastigheten er mindre inne i vegetasjonen enn over åpen mark, og dette





medfører at varmetransporten i luften nedsettes. Luftfuktigheten er høy p.g.a. plantenes transpirasjon, og inne i vegetasjonen hersker ofte et rolig og fuktig klima (jfr. Geiger 1961.).

Den vertikale endring av strålingsforholdene innebærer at det ikke i noe nivå inne i vegetasjonen opptrer så ekstreme temperaturer som ved en naken overflate. Om dagen er plantedekket kaldere, om natten varmere. Den lavere maksimumstemperatur har også sammenheng med at luftens spesifikke varme øker med fuktigheten. Et vegetasjonsdekke vil altså modifisere (oseanisere) mikroklimaet. Strålingsforholdene medfører også at temperaturekstremene rykkes opp fra overflaten (se fig. 4), til hvilken høyde avhenger av vegetasjonens beskaffenhet. Døgnet minimumstemperatur vil ofte ligge nærmere overflaten enn maksimum, da kaldluften dannet under den nattlige avkjølingsprosess vil synke ned mot bakken.

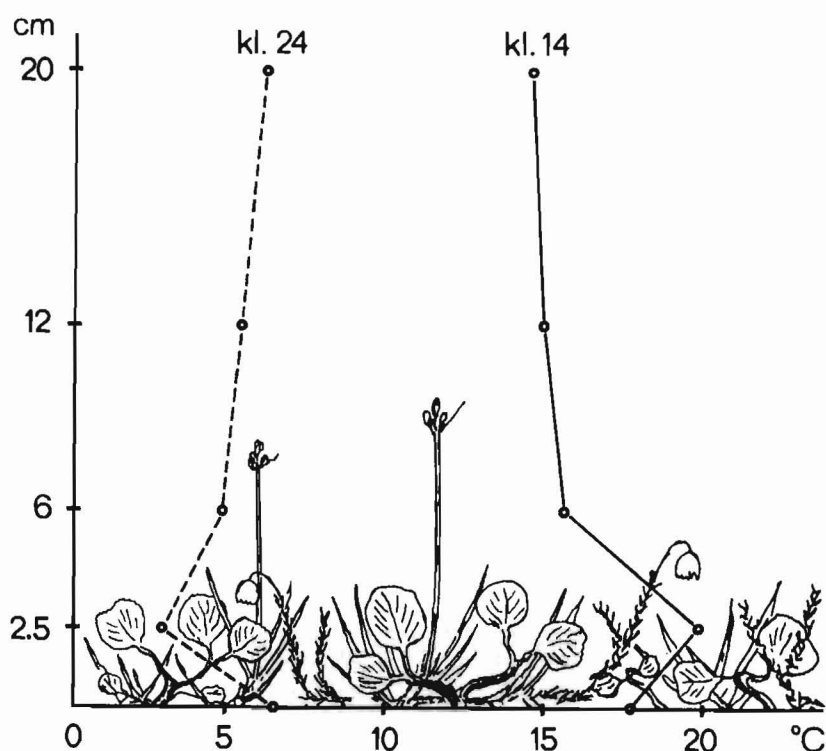
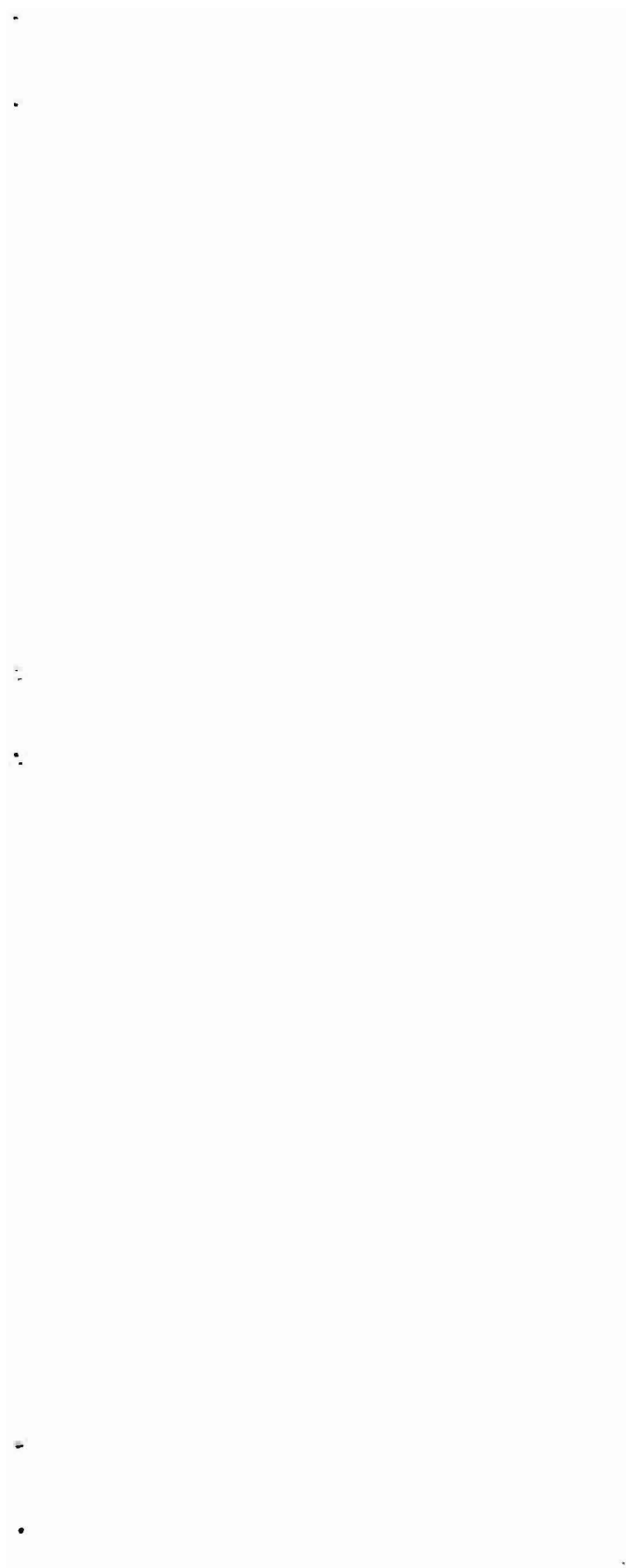


Fig. 4. Temperatursnitt (inn- og utstrålingsfase) i snøleievegetasjon ved Kamtjern i Trollheimen, 6. aug. 1968.



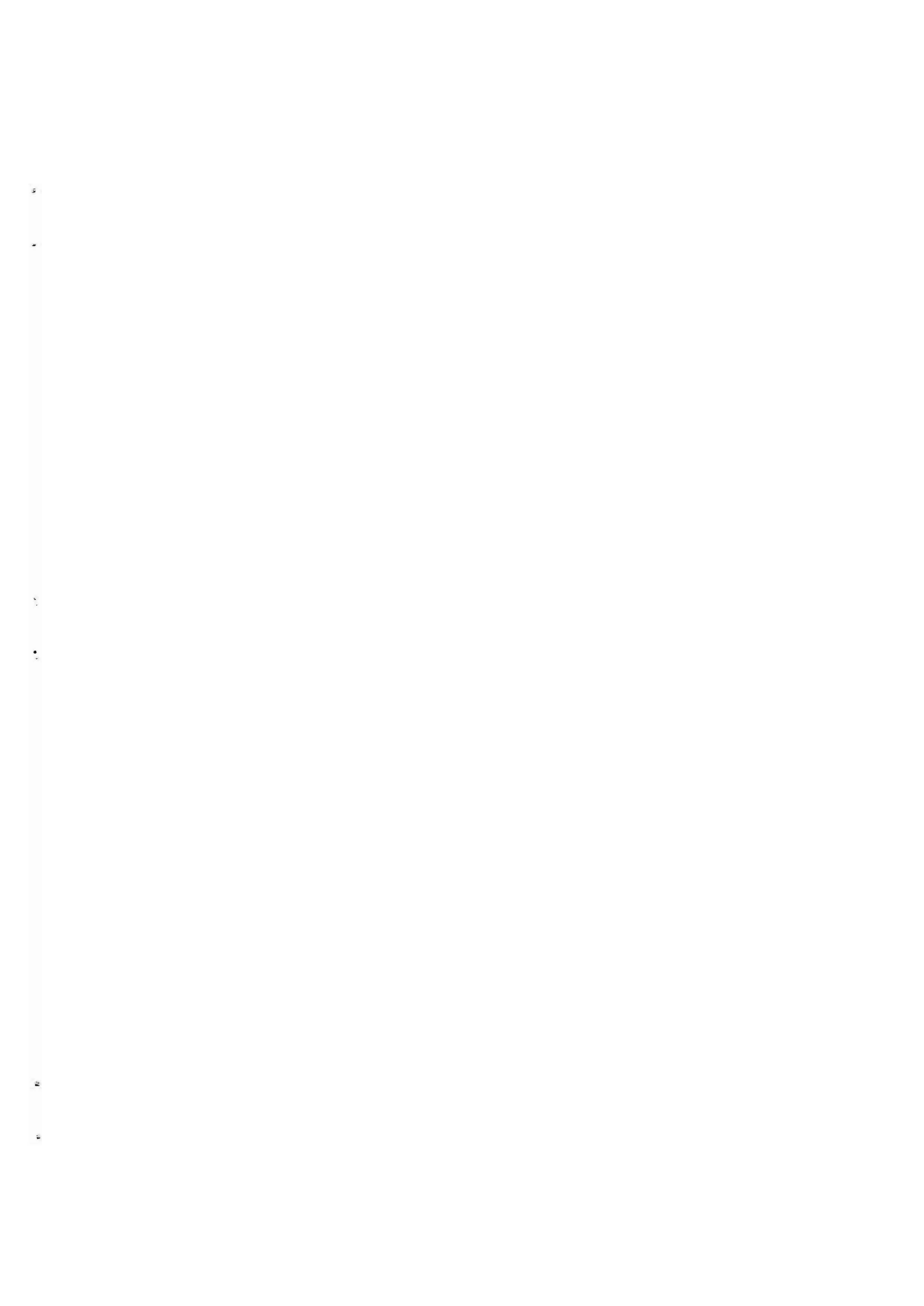
### Mikroklimaet i den alpine region.

Med tiltagende høyde over havet vil den direkte solstråling øke som følge av at atmosfæren blir tynnere. Fra Sveits angir Mørkofer (1947) en gjennomsnittelig økning på 1 % pr. 100 m. Den diffuse himmelstråling avtar noe med høyden i klarvær, men øker sterkt i overskyet vær (Geiger 1961, Turner & Tranquillini 1961). Totalt fant Sauberer (1955) at den samlede kortbølgede innstråling økte med fra 1 til 4 % pr. 100 m. En tilsvarende økning er også funnet av Dirmhirn (1951) og Schedler (1952).

Lauscher (1937) viste at den langbølgede strålingsbalansen, og dermed den effektive nattlige utstråling, er høydekonstant. Utstrålingen avtar gjennom at temperaturen blir lavere, men motstrålingen blir også mindre idet atmosfæren blir tynnere. Samlet innebærer dette en betydelig positiv økning av strålingsbalansen idet en beveger seg fra lavlandet og opp i fjellet. Når man i tillegg tar i betraktning at lufttemperaturen avtar med høyden (ca.  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), så kommer en frem til at temperaturforskjellen mellom luftsjiktet nær overflaten og de høyere luftsjikt øker med høyden over havet. Sammenlignet med lufttemperaturen 2 m over bakken, vil også jordtemperaturen i de forskjellige nivåer gjennomgående ligge høyere enn hva forholdene i lavlandet skulle tilsi (jfr. Maurer 1916).

Fig. 5 viser forholdet mellom lufttemperaturen 1 m over bakken og temperaturen i vegetasjonen like ved bakken. I hele perioden lå maksimumstemperaturen i vegetasjonen høyere enn i luften. Differansen var størst i klarvær og gikk en dag opp i  $25^{\circ}\text{C}$ . Største døgnamplitude i vegetasjonsdekket var  $34^{\circ}$ , mot  $10^{\circ}$  i luften. De høye dagtemperaturer i plantedekket ga også middeltemperaturer som lå opptil  $8^{\circ}$  over luftens døgnmiddel.

I Alpene har Turner (1958) målt temperaturdifferanser på opptil  $50^{\circ}\text{C}$  mellom overflate og luft (2m). Fra Arktis, hvor disse forskjellene er mindre ekstreme angir Porsild (1951), Bliss (1962) og Rønning (1968) maksimale differanser fra  $10\text{-}12^{\circ}$  til  $38^{\circ}\text{C}$ .



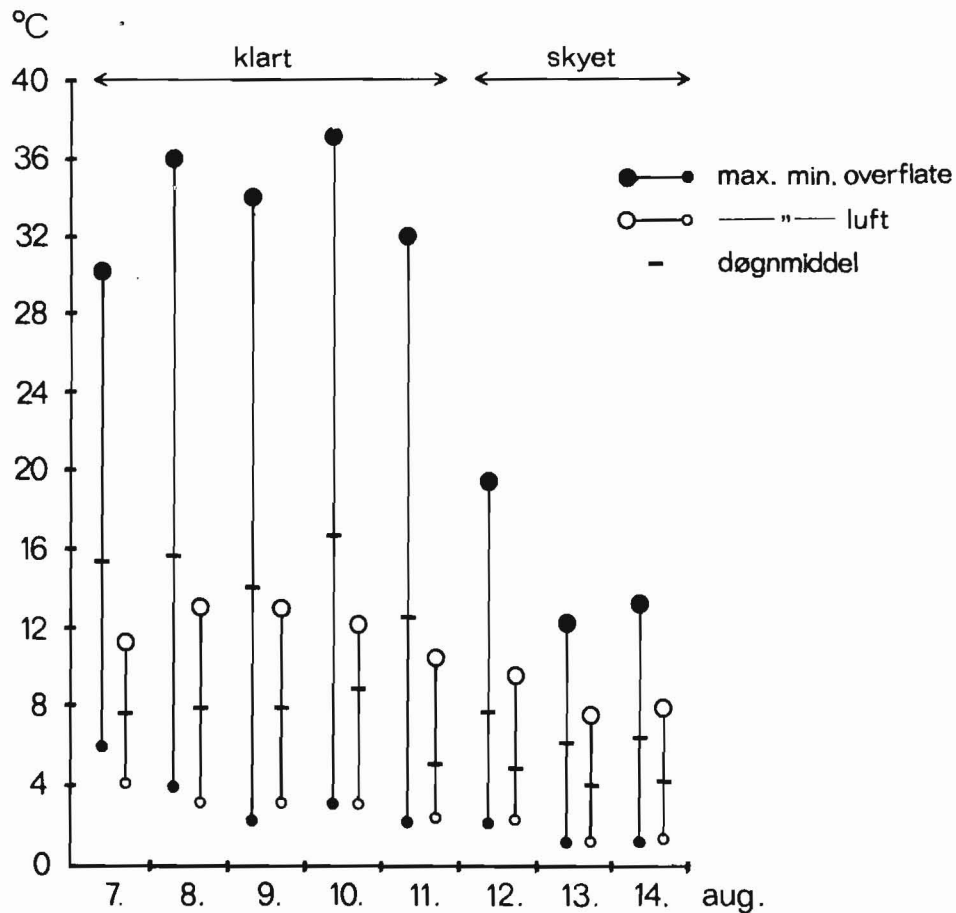


Fig. 5. Ekstrem- og middeltemperaturer i luften og i et vegetasjonsdekke (m/helling  $5^{\circ}$  mot S) ved Kamtjern, aug. 1968.

Disse eksemplene dokumenterer hvor høye differansene kan bli og uttrykker således ikke den alminnelige situasjon. Generelt viser arktiske og alpine planter såvel morfologiske som fysiologiske tilpasninger til lave temperaturer (jfr. Bliss 1962, Billings & Mooney 1968 o.a.). Ovenstående betraktninger demonstrerer først og fremst at det kanskje spesielt for fjellplantenes vedkommende er vanskelig å karakterisere det temperaturklima som råder i plantenes nære omgivelser ut fra isolerte vurderinger av de makroklimatiske forhold. Fjellplantene har også som regel en lav vekstform, og uansett årsakene til dette, så vil de derved kunne nyttiggjøre seg de relativt sett høye

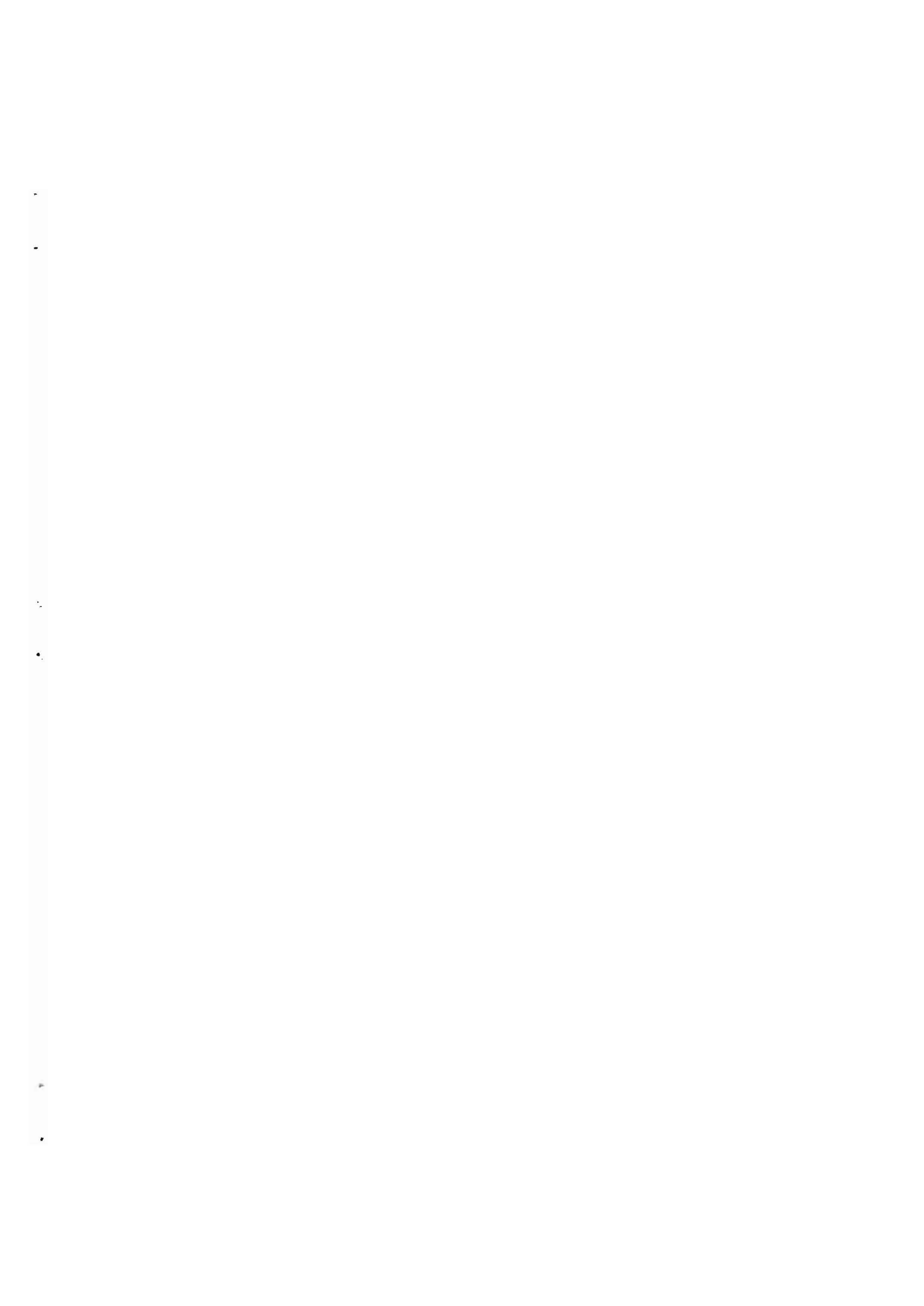


dagtemperaturer som en ofte finner nær bakken i vekstsesongen. Samtidig må de tolerere døgnminimum som ligger lavere enn i de høyere luftsjikt.

Det er imidlertid ikke mulig å gi en enkelt og allmenngyldig beskrivelse av de mikroklimatiske forhold i fjellet, bl.a. er de horisontale skiftninger i mikroklimaet betydelige, og disse er større i fjellet enn i lavlandet. Topografien er vanligvis mer variert, og mens den varmemengde som tilføres jordoverflaten gjennom diffus himmelstråling og langbølget atmosfærisk stråling ikke varierer særlig med terrengets beskaffenhet, så vil energitilførselen fra den direkte solstråling være betinget av overflatens eksposisjon. Når solstrålene faller inn vinkelrett vil det tilføres størst energimengde pr. flateenhet, og jo mer skrått strålene faller inn, desto mindre energi tilføres. Hos oss vil således sørhellinger motta de største varmemengder. Daubermire (1965) påpeker at en helling  $5^{\circ}$  mot nord reduserer jordtemperaturen så mye at det tilsvarer den en finner på flat mark ca. 500 km. lenger nord. På klare dager vil som nevnt den direkte solstrålings del av den totale innstråling øke med tiltagende høyde over havet, og forskjellen i energitilførsel mellom f. eks. sør- og nordhellinger vil da aksentueres når en går fra lavlandet og opp i fjellet.

Terrengets beskaffenhet har også indirekte innflytelse på mikroklimaet gjennom innvirkningen på vindforholdene og på snøens fordeling, begge viktige regulerende faktorer for bl.a. temperaturklimaet. Således vil det være en noe unyansert fremstilling å påstå at mikroklimaet i den alpine region, sammenlignet med temperaturforholdene 2 m over bakken, er karakterisert ved ekstreme temperaturforhold med gjennomgående høye maksimumstemperaturer og vide døgnamplituder. Innenfor korte avstander og med årstiden finner en store forskjeller i aksentuerende og modifierende faktorer som eksposisjon, vind, snø, smeltevann, jordbunn og vegetasjon.

Snødekket er kanskje den viktigste økologiske faktor i fjellet. Egentlig virker det inn på en rekke fysiske parametre i plantenes nære omgivelser:





temperatur, lys, fuktighet, vind osv. Snødekkets viktigste biologiske betydning ligger i at det bestemmer vekstperiodens lengde og beskytter plantene mot lave vintertemperaturer og fare for uttørring ved "passiv" transpirasjon om vinteren og tidlig på våren. En av de første som forsto snødekkets store betydning for fjellvegetasjonen var Vestergren (1902), og senere skandinaviske arbeider på dette område er i grunnen utdypninger av hans iakttagelser og slutninger.

I fjellet er terrenget som regel kupert, det hersker vanligvis en fremherskende vindretning, og den fallende snø er oftest tørr og lett bevegelig.

På rabbene vil snøen således blåse bort, og den akkumuleres i forseninger og lesider. Den ujevne fordeling som da oppstår er påfallende stabil, og en finner igjen de samme barflekker og snøfonner fra det ene år til det andre. Dette medfører at de økologiske forhold og dermed vegetasjonens sammensetning kan bli meget forskjellig innenfor korte avstander.

De mest ekstreme miljøer i fjellet er av to generelle typer: Vindeksponerte tørre rabber og sent utsmeltende snøleier. Rabbeplantene mangler et beskyttende snødekke om vinteren. De er eksponert mot lave temperaturer, vindens uttørrende effekt og mekanisk sliping av snø- og iskrystaller. Til gjengjeld er vekstperioden like lang som den frostfrie periode. Den andre ytterlighet representerer snøleieplantene. Disse er om vinteren og våren effektivt beskyttet mot frost og tørke av et snødekke som kan være flere meter tykt. Derimot er vekstperioden ofte bare noen få uker, og etter rike snøvintre eller i kjølige somre kan det hende at plantene overhodet ikke smelter frem.

La oss se på noen konkrete eksempler som viser hvilke og hvor forskjellige temperaturforhold fjellplantene lever under gjennom året, og hvilken stor betydning nettopp snødekket har for temperaturfaktoren.

Snøens lave varmeledningsevne er her sentral, og selv et meget tynt dekke med tørr nysnø har en sterk isolerende effekt. Fig. 6 viser hvordan et



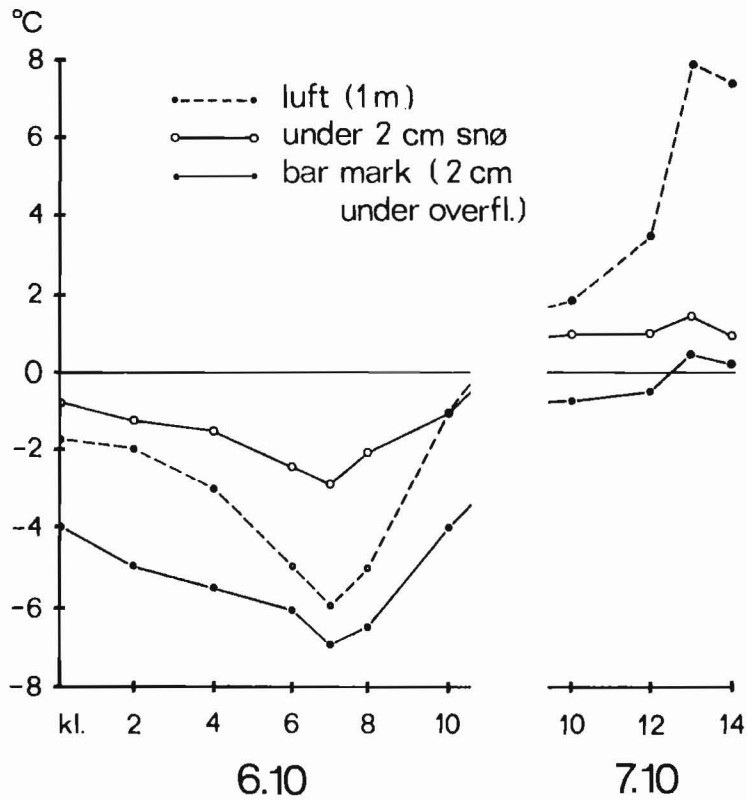


Fig. 6. Temperaturforløp i luften og i snøleivevegetasjon: under 2 cm. snø og like under overflaten på bar mark, Kamtjern høsten 1966.

2 cm. tykt snødekke er istand til å dempe temperatursvingningene ved overflaten. Mens temperaturen i luften og 2 cm. ned i bar, frosset mark sank ned i  $-6 - 7^{\circ}\text{C}$  om natten, så holdt den seg over  $-2^{\circ}$  under snøen. Luftens maksimumstemperatur gikk om dagen opp i  $+8^{\circ}$ , mens den under snøen så vidt oversteg  $0^{\circ}$ . Bühner (1902) hevder at allerede 1 cm. snø har en dempende effekt på temperatursvingningene, og Lundegårdh (1957)

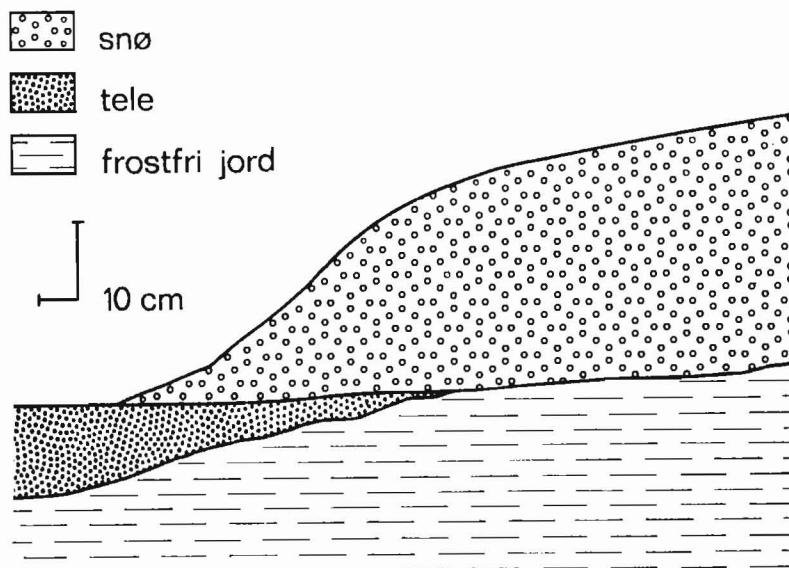
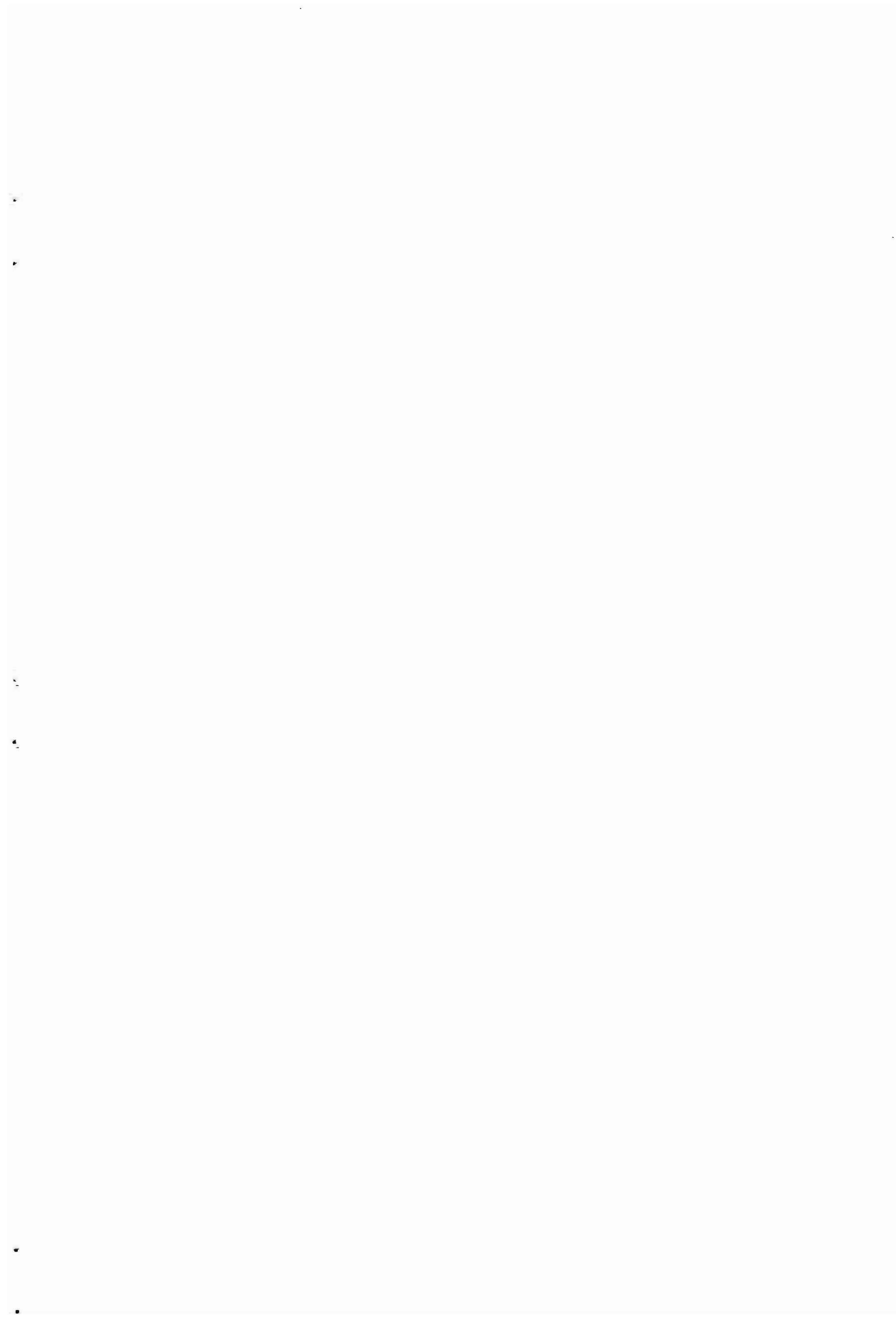


Fig. 7. Snitt ved snøranden i et snøleie ved Kamtjern, 6. okt. 1966.



gir eksempler på at overflatetemperaturen under 3 cm snø lå på ca.  $-3^{\circ}$ , mens lufttemperaturen var  $6-8^{\circ}$  lavere.

Såfremt snøen i fjellet legger seg uten at det på forhånd inntreffer perioder med barfrost, så vil dette kunne bidra til å redusere eller til og med hindre teledannelse i jorden i snøleiene. Fig. 7 viser et snitt gjennom snøen og det øverste jordlag ved randen av et sammenhengende snødekke om høsten. På bar mark var det ca. 15 cm. tele i jorden, under snødekket avtok telelagets tykkelse, og under 25 cm. snø var jorden frostfri. Et tynt snødekke er her særlig effektivt så lenge luftens middeltemperatur ikke ligger lavere enn et par minusgrader, og selv et 10 cm. tykt lag snø kan da hindre all teledannelse (jfr. Beskow 1935). Selv om middeltemperaturen i våre fjelltrakter kan gå ned i  $10-15^{\circ}$  utover vinteren, så vil også snødekket øke i tykkelse, og egne observasjoner fra Trollheimen viser at jorden i snøleiene kan forbli telefri gjennom vinteren. Tab. 1 viser at overflate-temperaturen under 4-5 m snø i et fjellmo (*Salix herbacea*)-snøleie lå rundt  $0^{\circ}$  da målingene ble foretatt, mens lufttemperaturen og temperaturen i eksponert rabbevegetasjon var betydelig lavere. Samtidige stikkprøver med sonder gjennom snøen indikerte også at jorden ikke var frosset. At jorden kan forbli telefri såfremt snøen kommer før frosten om høsten er også observert fra Nord-Norge av Homboe (1912) og fra Alpene av bl. a. Braun (1913).

Tab. 1. Eksempel på vintertemperaturer ( $^{\circ}\text{C}$ ) i tre plantesamfunn med ulik snøbeskyttelse. Målinger fra Kamtjern, vinteren 1966/67.

Dato	2/2 kl. 13			19/3 kl. 12		
Lufttemp. (1m)	- 7.2			- 2.5		
Nivå (cm)	- 10	0	+ 6	- 10	0	+ 6
Dryas-Diapesnsia - rabbe	-10.2	- 7.8	- 4.0	- 5.7	- 4.1	- 1.2
Dryas-hei (ca. 1.5 m snø)	- 2.9	- 3.2	- 5.8	- 1.0	- 1.6	- 3.0
Salix herbacea -snøleie (4-5 m snø)	+ 0.5	- 0.0	- 0.7	- 0.0	- 0.3	- 0.9



Ovenstående viser hvilket beskyttet temperaturklima snøleieplantene lever under om vinteren. De vil heller ikke smelte frem før temperaturforholdene er blitt noenlunde stabile og således unngå å utsettes for f. eks. hypping nattefrost om våren og forsommeren.

I sin morfologi og livsrytme viser snøleieplantene en tilpasning til de forhold de lever under. Plantene er ofte lavvokste urter eller krypende dvergbusker med overvintrende skuddanlegg som ikke er spesielt beskyttet mot vinterfrost og tørke (jfr. bl. a. Resvoll 1917 og Sørensen 1941). Gjennom det beskyttede miljø kan også vegetative knopper og blomsteranlegg overvintre i en høy utviklingstilstand, noe som muliggjør en rask start i den korte vekstperiode snøleieplantene har til disposisjon.

Telefri jord vil medføre at plantene kan starte utviklingen under snøen om våren, og en rekke undersøkelser har vist at dette finner sted (Holmboe 1912, Billings & Bliss 1959, Mooney & Billings 1960, Holway & Ward 1963, Narynian 1965, Rønning 1968 m.fl.). Ved egne iakttagelser fra snøleivegetasjon ved Kamtjern i Trollheimen ble det i alt funnet 12 arter som viste tydelige tegn på vegetativ utvikling under snøen. Selv under 1 m snø ble det observert friske gulgrønne rosetter med 3–4 cm. lange blader av fjelløvetann (Taraxacum croceum). En av de viktigste betingelser for utvikling er at plantene har muligheter for opptak av vann. Tilstrekkelig lys for fotosyntese i første vekstfase er ikke påkrevet da plantene har maganisert store karbohydratreserver fra forrige vekstsesong i rotsystemet (jfr. Russell 1940, Mooney & Billings op.cit., Warren Wilson 1960 o.a.).

Selv et moderat snødekke vil beskytte plantene mot fare for uttørring, og resultater av Keränen (1920), Dahl (1956) o.a. tyder på at et permanent dekke på over  $\frac{1}{2}$  m snø gir god beskyttelse mot lave vintertemperaturer. Under slike forhold vil også snøen smelte av såpass tidlig at vekstsesongen ikke blir alvorlig forkortet. En del lyngarter og busker med hovedutbredelse





i lavere egner, f. eks. einer (Juniperus communis) og blåbær (Vaccinium myrtillus), finnes i fjellet på denne type lokaliteter, dvs. i sonen mellom de ekstreme rabber og snøleiene.

På de vindeksponerte og alltid snøbare rabbene vil plantene utsettes for lave vintertemperaturer (jfr. tab. 1). Undersøkelser, som for en stor del er utført av mellomeuropeiske forskere, viser at plantenes frostherdighet øker kraftig i løpet av høsten og gjør dem resistente mot lave temperaturer. Det alvorligste problem for rabbeplantene er at en kombinasjon av frosset jord og uttørrende vind setter plantene i fare for å tørke ut. De kan således ikke kompensere vanntap ved transpirasjon med opptak av vann gjennom røttene. I så henseende er kanskje våren den mest kritiske periode for rabbeplantene. Innstrålingen mot overflaten er intens. Solen kommer høyere på himmelen, og i tillegg influerer tilbakestrålingen fra de omliggende snømasser som iflg. Geiger (1961) kan reflektere opptil 95-100 % av den kortbølgede stråling. Dette gir en sterkt positiv strålingsbalanse på klare dager (jfr. Turner & Tranquillini 1961), og maksimumstemperaturen ved overflaten kan stige langt over lufttemperaturen. Dette fremgår av fig. 8 som også viser en annen karakteristisk vårsituasjon på rabbene og de tidlige barflekker: Temperaturen under utstrålingsfasen kan i klare netter synke godt under frysepunktet. Til sammenligning er det i fig. 8 tatt med temperaturdata som viser det stabile klima som i samme periode hersket under vel 1 m snø.

Vårklimaet på rabbene er således ofte karakterisert av vide temperatursvingninger til begge sider for  $0^{\circ}$ . Samtidig vil en frostveksling også finne sted i jordens øverste sjikt. De høye dagtemperaturer utsetter rabbeplantene for et høyt transpirasjonsstress, og med periodevis eller permanent frosset jord i rotsonen vil dette innebære en fare for uttørring. Plantene som lever under slike forhold viser imidlertid både morfologiske og fysiologiske tilpasninger til miljøet. Rabbeplantene har en høyere



4. 5. 1967

16.

Lufttemp. (1 m) : kl. 14 : +3°

" 24 : -4°

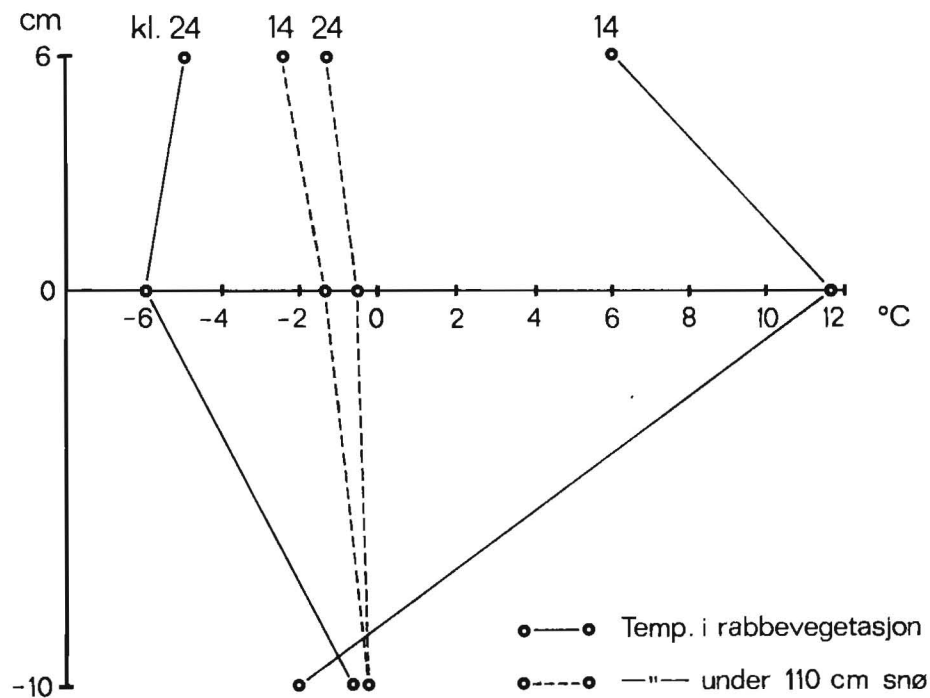
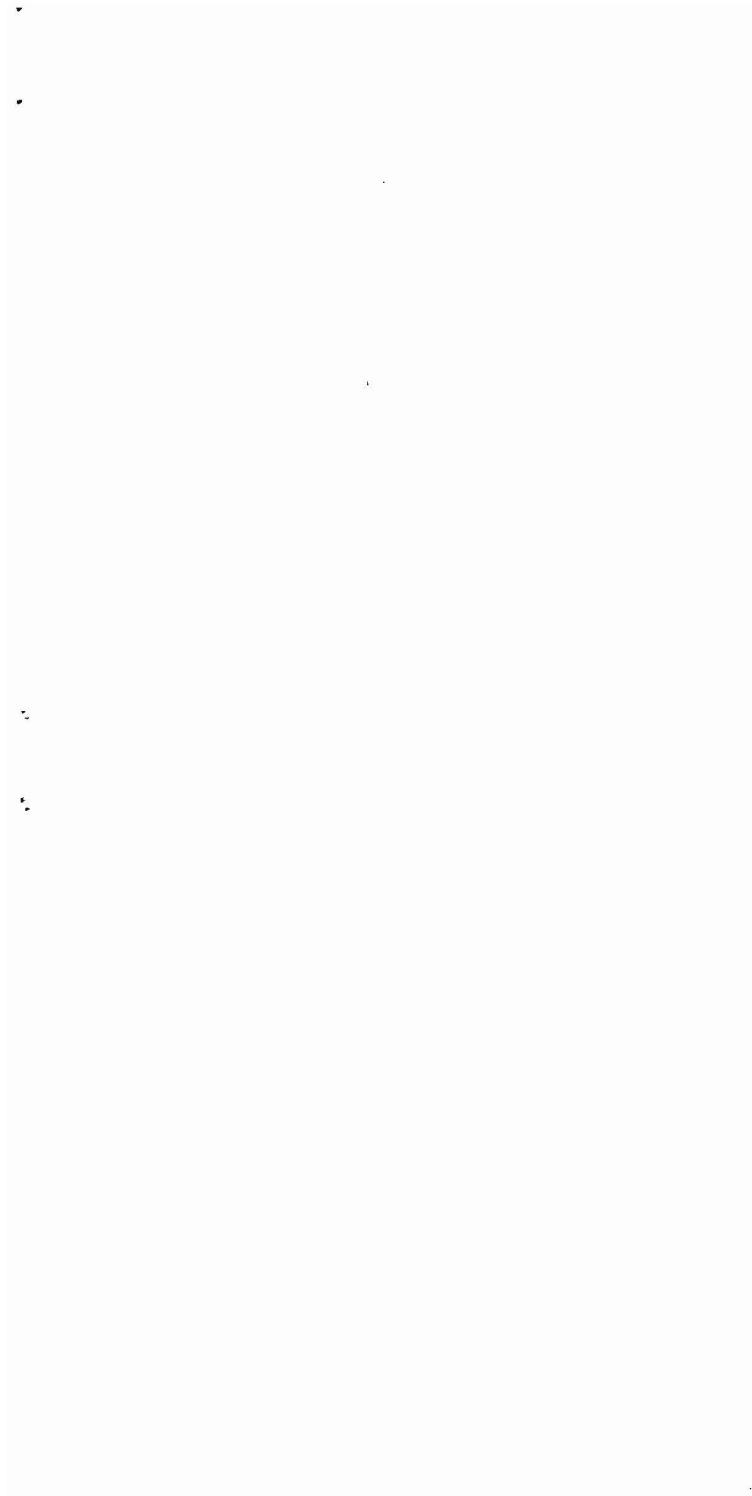


Fig. 8. Temperatursnitt i et rabbesamfunn og ved jordoverflaten under 110 cm snø. Kamtjern, våren 1967.

frostresistens enn snøleieplantene (jfr. Billings & Mooney 1968), og denne vinterherding er nært forbundet med et nedsatt vannpotensial og økt innhold av løselige karbohydrater i cellene. (Larcher 1963, Tranquillini 1964 o. a.). Når plantene utsettes for frost vil det ofte skje en vanntransport fra cellen og ut i intercellular-rommene hvor isdannelse finner sted (jfr. Levitt 1956). P. g. a. dette vanntap ved frysingen er frost- og tørkeherdighet hos plantene nært forbundet med hverandre (Walther 1961). Høyere osmotiske verdier i cellene vil dermed også bidra til å heve tørke-resistensen.

Rabbeplantene nedsetter transpirasjonen i den kritiske periode ved at spaltåpningene er lukket i vinterdvalen (Pisek & Cartellieri 1933, Larcher 1957 m. fl.). Vanntap ved kutikulær transpirasjon vil likevel kunne finne sted. Denne er i første rekke en fysikalsk prosess som er avhengig av damptrykkforskjeller mellom f. eks. bladoverflaten og den omgivende luft. Fordampingen vil dermed intensiveres jo sterkere



plantedelene oppvarmes ved strålingsabsorpsjon, jo tørrere luften er og jo raskere det vanndampsjikt som dannes over den fordunstede overflate transporteres bort.

Mange av de bygningstrekk en finner hos rabbeplantene er med på å redusere vanntap ved kutikulær transpirasjon. På vindeksponerte lokalteter i fjellet vil en kunne finne tørre, tuedannende graminider med xeromorfe bygningstrekk, f.eks. sauesvingel (Festuca ovina) og rabbetust (Kobresia myosuroides). Videre opptrer en rekke lyngarter og dvergbusker med tykke, læraktige og ofte innrullede blader, f.eks. greplyng (Loiseleuria procumbens) og fjellkrekling (Empetrum hermaphroditum). Plantene kan også ha puteform som hos fjellpyrd (Diapensia lapponica). Dette bidrar til å redusere den strålingsabsorberende og fordampende overflate i forhold til den samlede bladmasse, og samtidig vil fordampingen kunne nedsettes ved at det inne i "puten" oppstår vindstille rom mettet med vanndamp. En annen interessant observasjon er gjort av Larcher (1963). Han fant at Loiseleuria i perioder med frostveksling er i stand til å kompensere vanntap ved å nyttiggjøre seg det overflatevann som dannes ved tining av det øverste jordlag om dagen. Opptaket foregår gjennom grunne adventivrøtter.

Rabbeplantene ser ikke ut til å lokkes til en for rask start i utviklingen i den tidlige og klimatiske meget ustabile vårperiode. Egne iakttagelser viser at selv om høye dagtemperaturer i vegetasjonsdekket er vanlige i april og mai, så begynner ikke vekstperioden før i månedsskiftet mai-juni. Hvilke forhold som induserer oppvåkning er ennå ikke klarlagt. Bliss (1966) antyder at den totale varmesum frem til vekststart er av betydning. Sørensen (1941) observerte at arktiske planter startet utviklingen idet jordens middeltemperatur oversteg  $0^{\circ}\text{C}$ , mens Billings et. al. (1965) hevder at fotoperioden i visse tilfelle er en regulerende faktor.

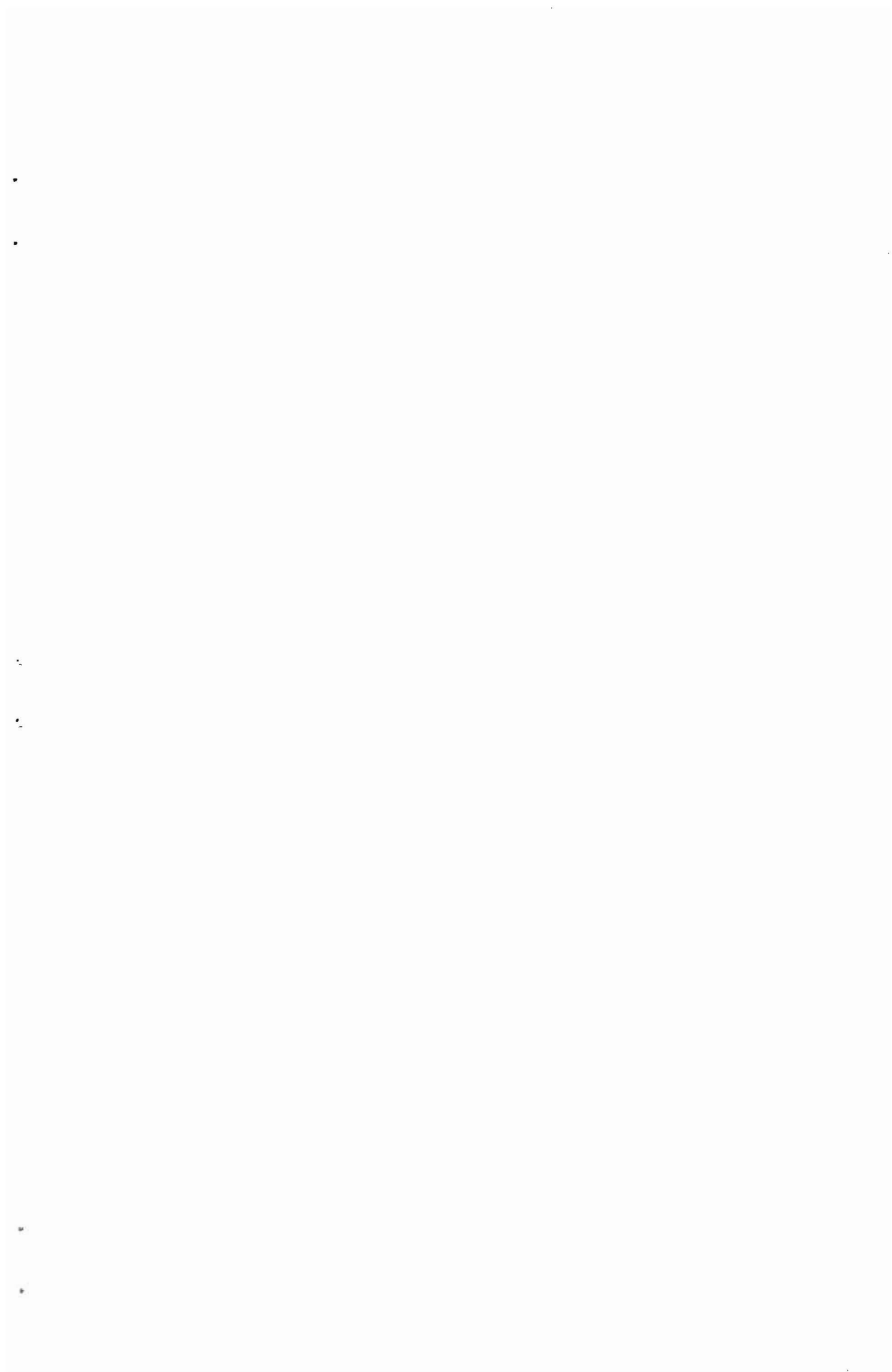




Fig. 9. Fjellpryd (Diapensia lapponica) -  
en rabbeplante som ofte har puteform (foto av forf.).

Selv etter at utviklingen på rabbene er kommet igang kan det komme perioder med hyppig nattefrost (jfr. fig. 10). Egne observasjoner tyder imidlertid på at plantene ikke tar skade av dette, og tilsvarende iakttagelser er gjort av bl.a. Sørensen (1941), Bøcher (1949), Bliss (1962, 1966).

I den snøfrie periode om sommeren kan en også finne betydelige forskjeller i temperaturklimaet i vegetasjonsdekket på ulike lokaliteter. Snøleiene har f.eks. gjennomgående et jevnere temperaturklima med mindre døgnsvingninger enn de ekstreme rabber, noe som bl.a. har sammenheng med en høyere jordfuktighet i snøleiene. Generelt er disse klimatiske forskjellene ikke av avgjørende betydning for vegetasjonsdifferensieringen mellom rabber og snøleier. Det er nok i første rekke forskjellene i de økologiske forhold om vinteren og våren samt vekstperiodens ulike lengde som her er viktigst for fordelingen av arter og samfunnstyper.

Meget markerte klimaforskjeller kan imidlertid registreres mellom lokaliteter med ulik eksposisjon, særlig gjelder dette i klarvær og ved sammenligninger av forholdene i sør- og nord-hellinger (se s. 10). Fig. 11 viser





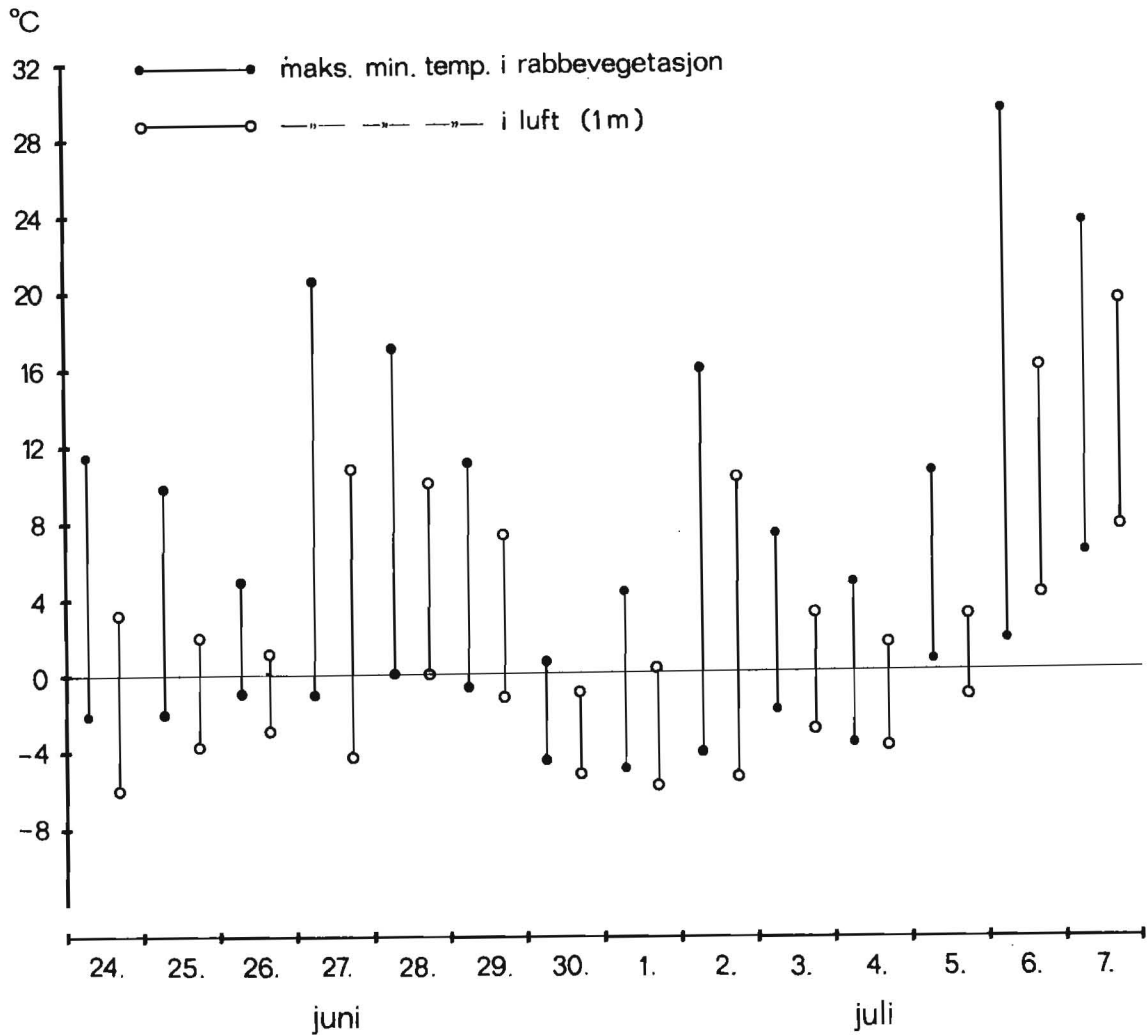


Fig. 10. Døgnamplituder for temperaturen i vegetasjonsdekket på en rabb sammenlignet med forholdene i luften i samme tidsrom. Kamtjern, sommeren 1967.

temperaturforløpet gjennom to døgn i vegetasjonsdekket og i rotsjiktet i en skråning  $25^{\circ}$  mot sør og  $20^{\circ}$  mot nord. Begge lokaliteter ligger i samme område og i en høyde av 1200 m. o.h. Temperaturforskjellene var som ventet minst i overskyet vær, men i klarvær lå maksimums-temperaturen i overflaten i sørhellingen ca.  $15^{\circ}$  høyere enn i skråningen mot nord. Det var små differanser i nattens minimum, noe som har sammenheng med at intensiteten av den langbølgede stråling ikke er eksposisjonsbetiget (jfr. Clanton 1953). P.g.a. de høyere dagtemperaturer i sørskråningen viste langtidsregistreringer sommeren 1968 at



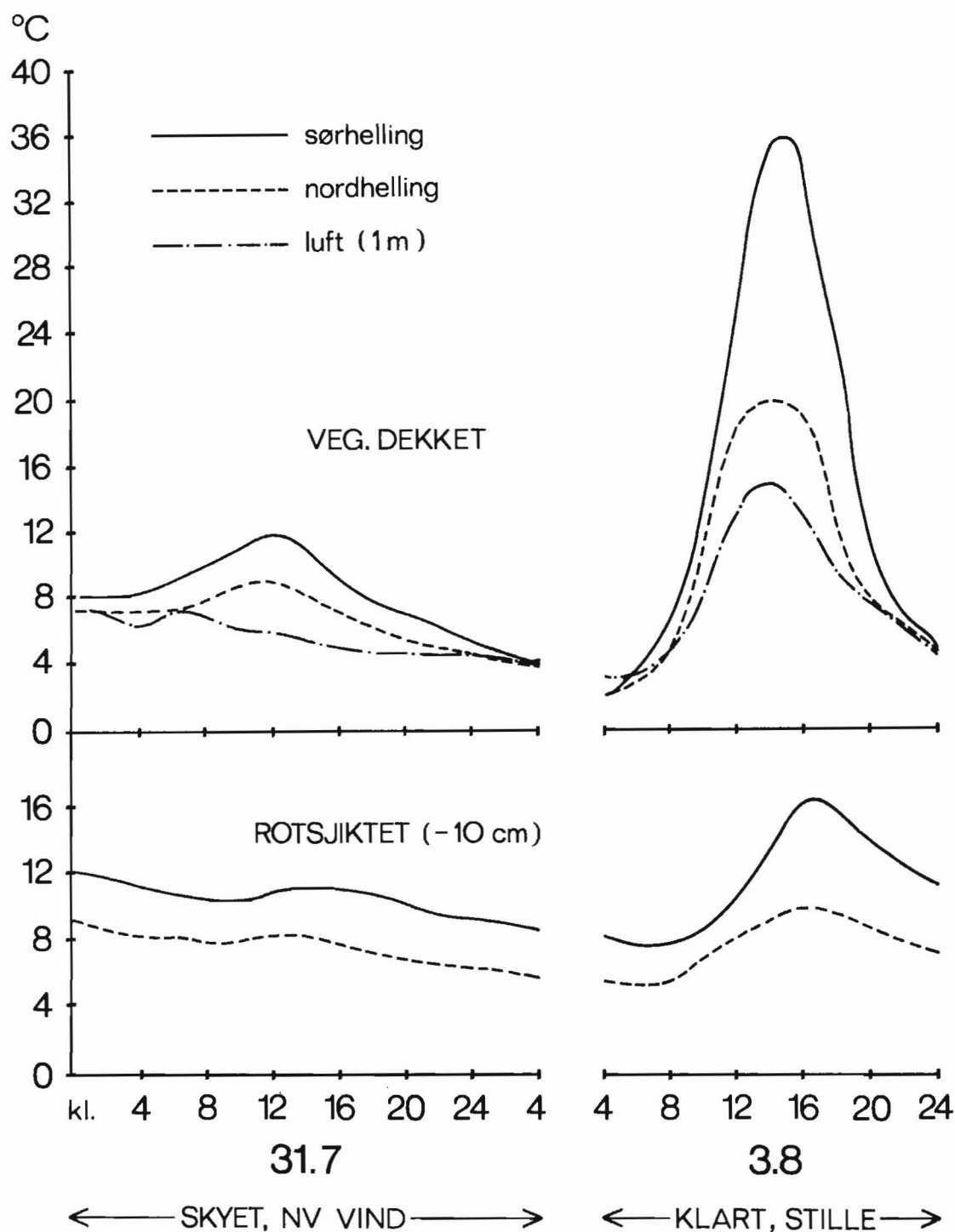
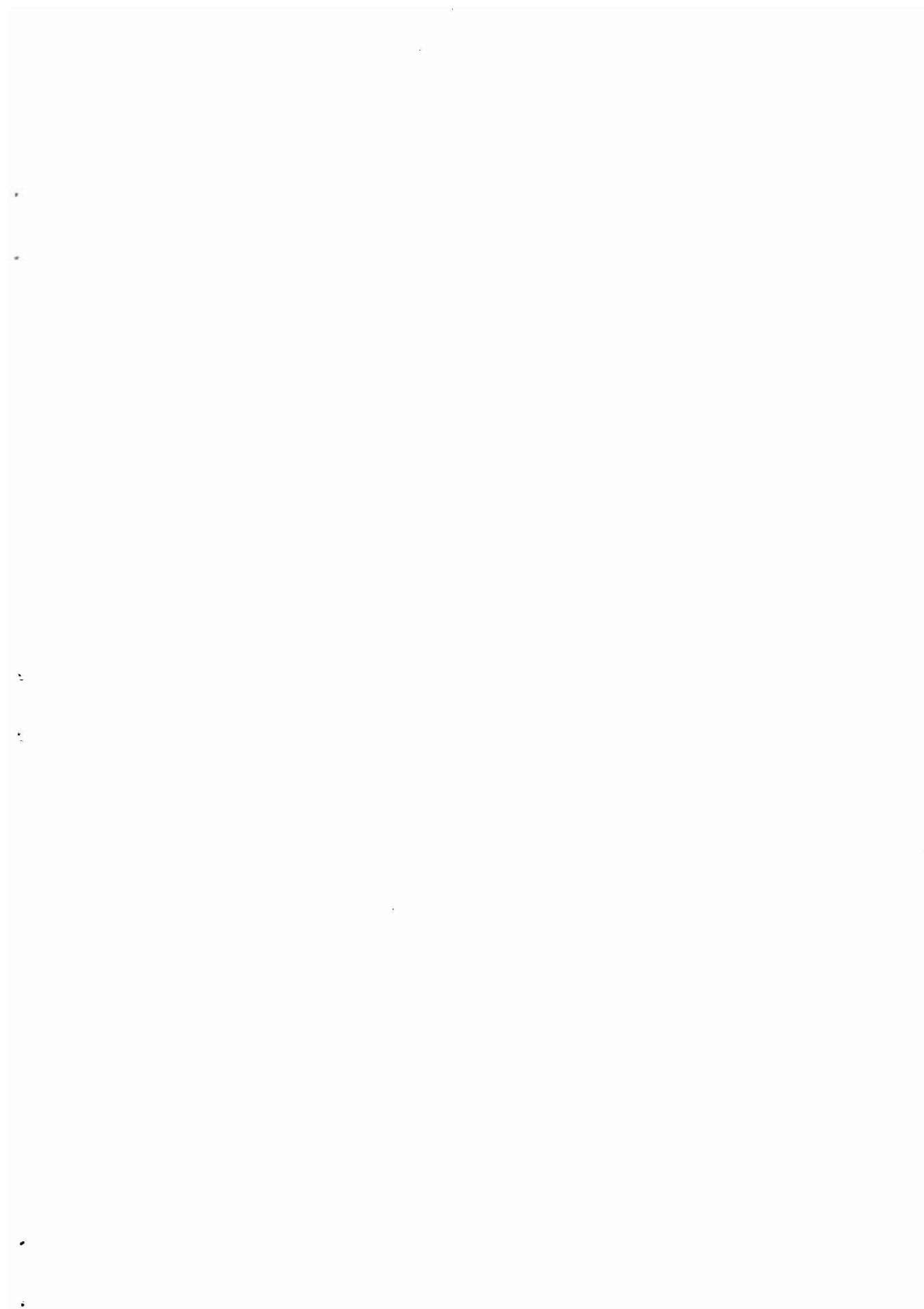


Fig. 11. Temperaturforløp under vekslende værforhold i vegetasjonsdekket og i rotsjiktet i en nord- og en sørhelling.

Kamtjern, sommeren 1968.



døgnmiddeltemperaturen i vegetasjonsdekket gjennomgående lå  $5 - 8^{\circ}$  høyere i sør- enn i nordhellingen.

Eksposisjonsbetingede klimaforskjeller i den alpine region er registrert av en lang rekke forskere (Geiger 1927, Shanks & Norris 1950, Mac Hattie & Mc Cormack 1961, Lundquist 1968 m.fl.), og utvilsomt er disse forskjeller mange steder av betydning for vegetasjonens og artenes fordeling. Generelt vil en på den nordlige halvkule finne at den øvre grense for planteliv ligger høyest i fjellenes sørhellinger (jfr. Daubenmire 1943, Braun-Blanquet 1964 o.a.). Under ellers like forhold vil en også kunne se at arter og samfunns-typer med hovedutbredelse i lavere egner vil være begrenset til sørvendte og dermed temperaturklimatisk gunstige lokaliteter etterhvert som en kommer opp i høyden. Det kan f.eks. nevnes at i området hvor de refererte registreringer ble foretatt var sørskrånningen den eneste lokalitet for urte-rike plantesamfunn som plantesosiologisk er nært beslektet med de sub-alpine høystaudesamfunn.



## SUMMARY.

This paper gives a short survey of radiation and temperature conditions in microenvironments near the ground. Temporal variations in the different components determining net radiation are briefly discussed, and the most important factors involved in the heat energy exchange of a soil surface are considered. Idealized day- and night-time temperature profiles are presented, showing that, in general, greater temperature fluctuations occur at the surface level than at any level in the air and the soil. Furthermore, it is pointed out how the gain and loss of heat energy is retarded by a plant cover. This implies that diurnal temperature fluctuations of both soil and air within vegetation normally are less wide than those found on bare sites.

The general ecological features of alpine microenvironments are outlined, and differences in microclimatic conditions are emphasized, especially when comparing the two most severe types of alpine environments. These are latelying snowbank areas with an extremely short growing season and windswept, dry ridges without a protecting snow cover in winter.

Results from temperature measurements in the Trollheimen Mts, Central Norway are presented. The insulating effect of a snow cover is documented, and snowbed plants were observed to hibernate in a stable temperature environment near  $0^{\circ}$  C. In the same site it was noted that soil water was not frozen during winter. A minimal snow cover of about 0.5 m. seems to protect against severe winter frost.

Windswept ridges provide the most extreme alpine environment in terms of temperature, drought stress and wind abrasion. It is demonstrated how the microclimate on these ridges often are characterized

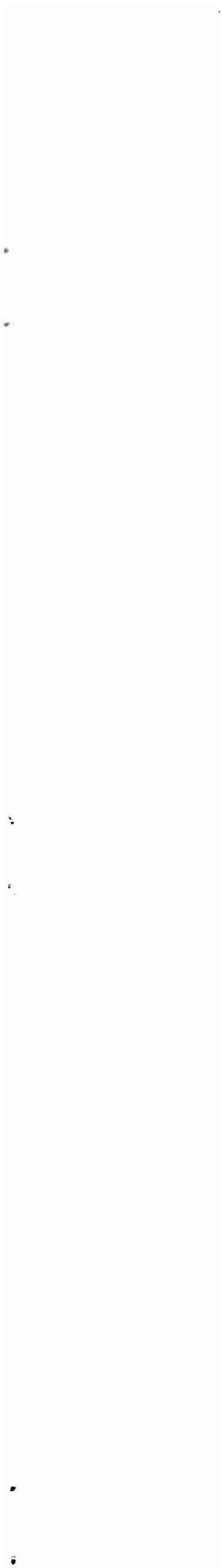




by wide diurnal temperature fluctuations to both sides of  $0^{\circ}\text{C}$  in early spring and even after break of dormacy.

Examples showing how plants from different sites are adapted to their environmental conditions are given.

Exposure has a marked influence on the microclimate, and mean temperatures in the vegetation cover were in general  $5 - 8^{\circ}\text{C}$  higher in a south-facing than in a north-facing slope during summer.



LITTERATUR.

BERENYI, D. 1967 Mikroklimatologie. G. Fischer Verl.,  
Stuttgart. 328 pp.

BESKOW, G. 1935. Tjälbildningen och tjällyftningen. Sver. Geol. Unders.  
Ser. C. Årb. 26 (1932). Nr. 3. 242 pp.

BILLINGS, W.D. & L.C. BLISS. 1959. An alpine snowbank  
environment and its effects on vegetation, plant development  
and productivity. Ecology 40, 388-397.

BILLINGS, W.D., GODFREY, P.J. & R.D. HILLIER 1965.  
Photoperiodic and temperature effects on growth, flowering and dormancy  
of widely distributed populations of Oxyria, Bull. ecol. Soc. Am. 46 . 189 (Abstr.).

BILLINGS, W.D. & H. A. MOONEY 1968. The ecology of arctic and alpine  
plants. Biol. Rev. 43, 481-529.

BLISS, L. C. 1962. Adaptions of arctic and alpine plants to environmental  
conditions. Arctic 15, 117-144.

1966. Plant productivity in alpine microenvironments on Mt.  
Washington, New Hampshire. Ecol. Monogr. 36, 125-155.

BRAUN, J. 1913. Die Vegetationsverhältnisse der Schneestufe in  
den Rätisch-Lepontischen Alpen. Neue Denkschr. schweiz.  
naturf. Ges. 48. 347 pp.

BRAUN-BLANQUET, J. 1964. Pflanzensoziologie. 3. Aufl.  
Springer-Verl., Wien. 865 pp.

BÜHRER, W. 1902. Über den Einfluss der Schneedecke auf die Temperatur  
der Erdoberfläche. Met. Z. 19, 205-211.

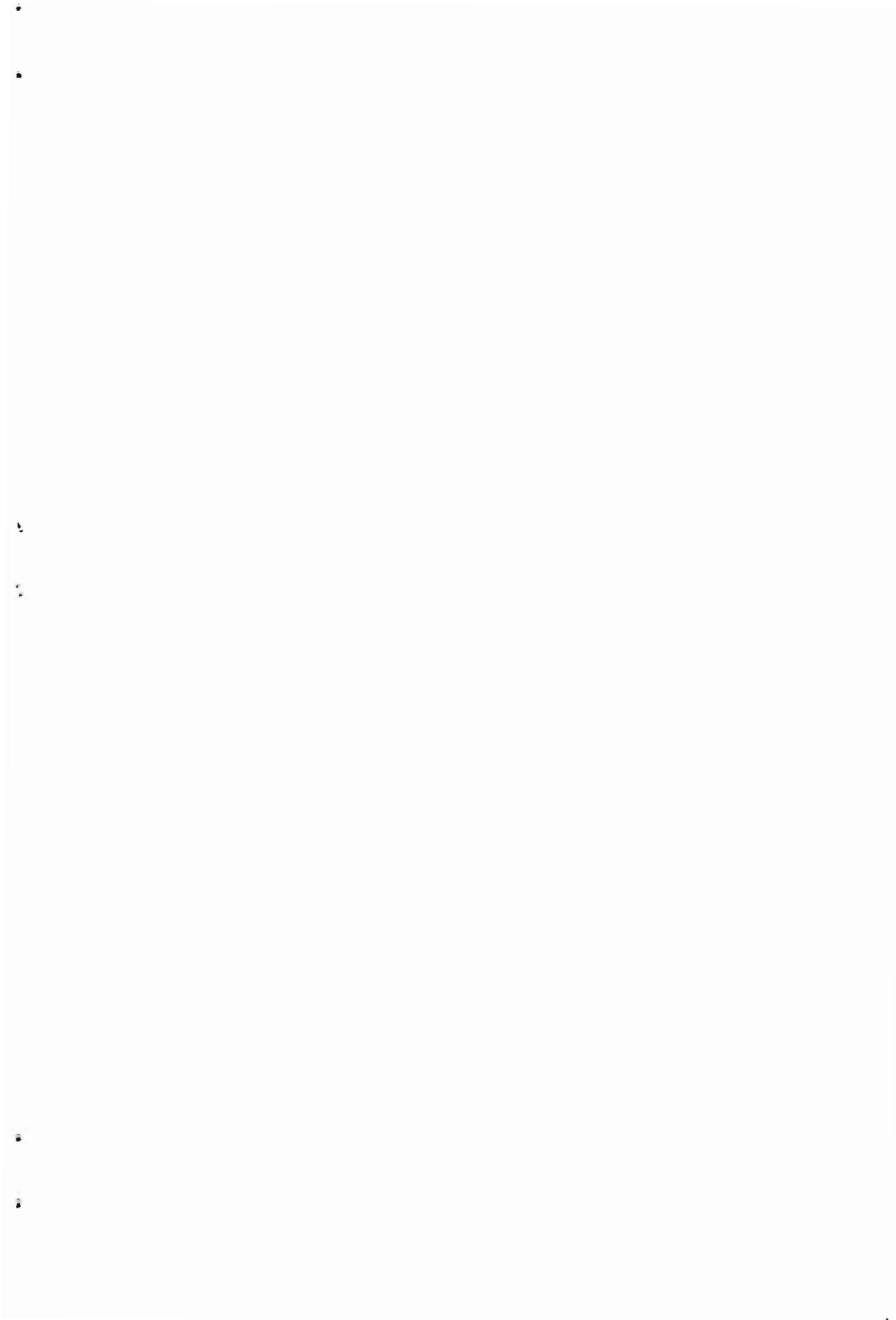
BØCHER, T.W. 1949. Climate, soils and lakes in continental west Greenland  
in relation to plant life. Meddr Grønl. 147 (2). 63 pp.



- CLANTON, J. E. 1953. Vegetation and microclimates on north and south slopes of Cusketunk Mountain, New Jersey. Ecol. Monogr. 23, 241-270.
- DAHL, E. 1956. Rondane. Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment. Skr. norske Vidensk.-Akad. I. Mat.-naturv. Kl. 1956. Nr. 3. 374 pp.
1966. Plantenes varmeveksling med omgivelsene og dens betydning for plantenes morfologi og utbredelse. Blyttia 24, 105-129.
- DAUBENMIRE, R.F. 1943. Vegetational zonation in the Rocky Mountains. Bot. Rev. 9, 325-393.
1965. Plants and Environment. 4 ed. J. Wiley & Sons, New York. 422 pp.
- DIRMHIRN, I. 1951. Untersuchungen der Himmelstrahlung in den Ostalpen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Höhenabhängigkeit. Arch. Met. Geophys. Bioklim. Ser. B. 4, 301-346.
- GATES, D. M. 1965. Energy Exchange in the Biosphere. Harper Reprint Ser. in Plant Physiology. III. 151 pp.
- GEIGER, R. 1927. Messung des Expositionsklimas. Forstwiss. Zent Bl. 49, 665-675.
1961. Das Klima der Bodennahen Luftschicht. 4. Aufl. Fr. Vieweg & Sohn, Braunschweig. 646 pp.
- HOLMBOE, J. 1912. Vaarens utvikling i Tromsø Amt. Fænologiske undersøkelser. Bergens Mus. Aarb. 1912. Nr. 1, 248 pp.
- HOLWAY, J.G. & R.T. WARD. 1963. Snow and melt water effects in an area of Colorado Alpine. Am. Midl. Nat. 69, 189-197.

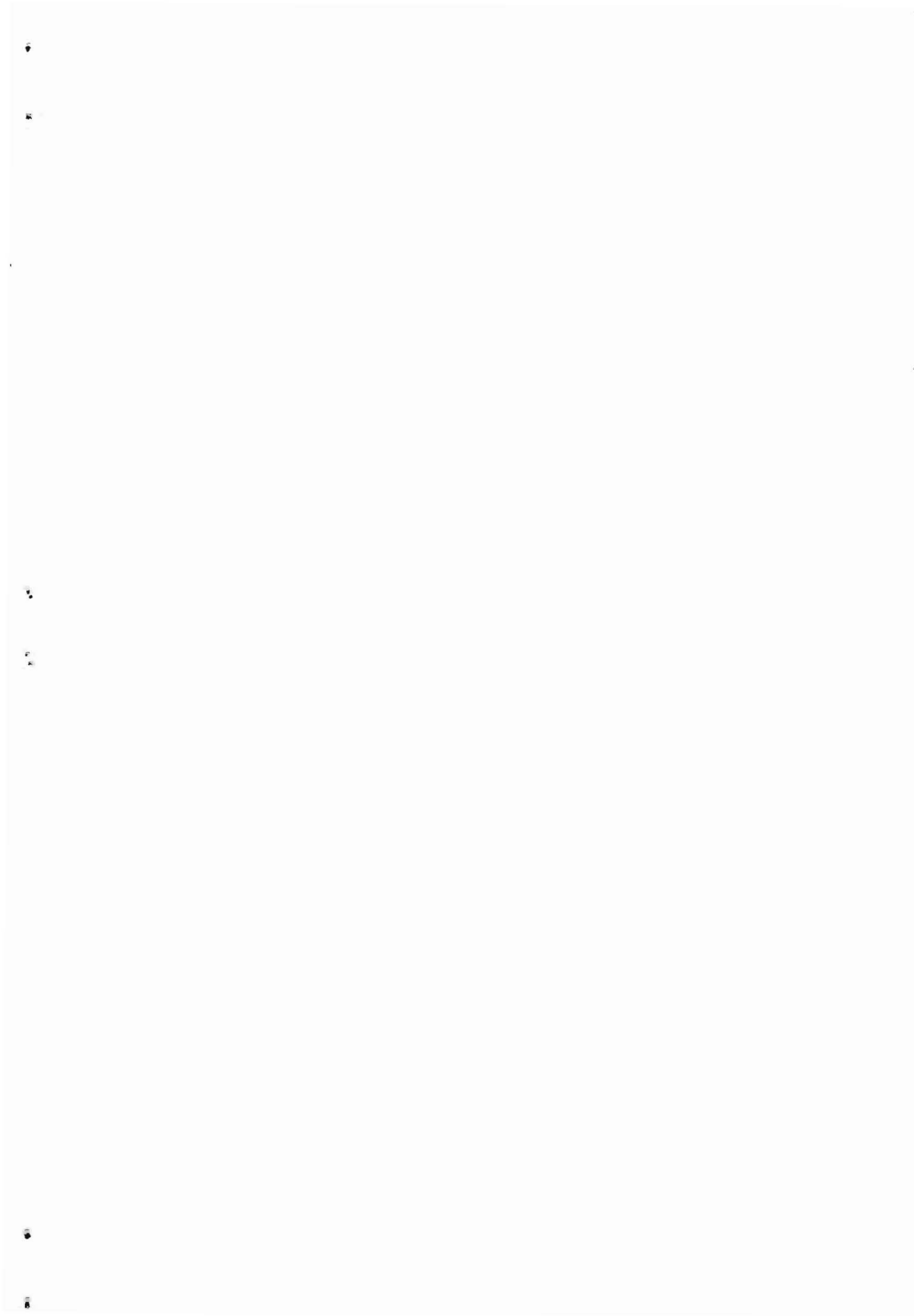


- KERÄNEN, J. 1920. Über die Temperatur des Bodens und der Schneedecke in Sodankylä. Annls Acad. Scient. fenn. Ser. A. 13, 1-197.
- LARCHER, W. 1957. Frostrocknis an der Waldgrenze und in der alpinen Zwergstrauchheide auf dem Patscherkofel bei Innsbruck. Verøff. Mus. Ferdinandeum Innsbruck 37, 49-81.
1963. Zur spätwinterlichen Erschwerung der Wasserbilanz von Holzpflanzen an der Waldgrenze. Ber. naturw.-med. Ver. Innsbruck 53, 125-137.
- LAUSCHER, F. 1937. Dampfdruck und Ausstrahlung in einem Gebirgsland. Beitr. Geophys. 51, 234-249.
- LEVITT, J. 1956. The Hardiness of Plants, New York.
- LUNDEGÅRDH, H., 1957. Klima und Boden. 5. Aufl. VEB G. Fischer Verl., Jena. 584 pp.
- LUNDQUIST, J. 1968. Plant cover and environment of steep hillsides in Pite Lappmark. Acta phytogeogr. suec. 53. 153 pp.
- MacHATTIE, L.B. & R.J. McCORMACK. 1961. Forest microclimate: A topographic study in Ontario. Ecology 49, 301-323.
- MAURER, J. 1916. Bodentemperatur und Sonnenstrahlung in den Schweizer Alpen. Met. Z. 33, 193-199.
- MOONEY, H. A. & W.D. BILLINGS. 1960. The annual carbohydrate cycle of alpine plants as related to plant growth. Am. J. Bot. 47, 594-597.
- MØRIKOFER, W. 1947. Das Strahlungsklima der Südschweiz. Annln schweiz. baln. Ges. 38, 99-127.
- PISEK, A. & E. CARTELLIERI. 1933. Zur Kenntniss der Wasserhaushalts der Pflanze. III. Alpine Zwergsträucher. Jb. wiss. Bot. 79, 131-190.





- PORSILD, A. E. 1951. Plant life in the arctic. Can. geogr. J. 42, 120-145.
- RESVOLL, Th. R. 1917. Om planter som passer til kort og kold sommer. Arch. Math. Naturv. 35 (6). 224 pp.
- RUSSELL, R. S. 1940. Physiological and ecological studies on an arctic vegetation. J. Ecol. 28, 289-309
- RØNNING, O. I. 1968. Features of the ecology of some arctic Svalbard (Spitsbergen) plant communities. Arctic and Alpine Res. 1, 29-44.
- SAUBERER, F. 1955. Zur Abschätzung der Globalstrahlung in verschiedenen Höhenstufen der Ostalpen. Wett. Leben 7, 22-29.
- SCHEDLER, A., 1952. Ein Beitrag zur Kenntnis der Global- und Himmelstrahlung in Hochgebirge der Alpen. Arch. Met. Geophys. Bioklim. Ser. B. 4. 14-25.
- SHANKS, R. E. & F. H. NORRIS. 1950. Microclimatic variation in a small valley in eastern Tennessee. Ecology 31, 532-539.
- SØRENSEN, Th. 1941. Temperature relations and phenology of the northeast Greenland flowering plants. Meddr Grønl. 125 (9). 305 pp.
- TRANQUILLINI, W. 1964. The physiology of plants at high altitudes. A. Rev. Pl. Physiol. 15, 345-362.
- TURNER, H. 1958. Maximaltemperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze. Wett. Leben 10, 1-12.
- & W. TRANQUILLINI. 1961. Die Strahlungsverhältnisse und ihr Einfluss auf die Photosynthese der Pflanzen. Mitt. forstl. BundVersAnst. Mariabrunn 59, 60-103.
- VESTERGREN, T. 1902. Om den olikformiga snøbetäckningens inflytande på vegetationen i Sarekfjällen. Bot. Notiser 1902, 241-268.



WALTHER, H. 1961. Einführung in die Phytologie. III. Grundlagen der Pflanzen-verbreitung. Standortlehre., 2. Aufl. E. Ulmer, Stuttgart. 566 pp.

WARREN WILSON, J. 1960. Observations on net assimilation rates in arctic environments. Ann. Bot. N. Ser. 24, 372-81.

WOLPERT, A. 1962. Heat transfer analysis of factors affecting plant leaf temperature. Plant Physiol. 37, 113-120.

