

# SÄÄTEKIJÖIDEN VAIKUTUS ETELÄ-SUOMEN LUMITUHOIHIN V. 1959

REIJO SOLANTIE JA KARI AHTI

## SUMMARY

THE INFLUENCE OF WEATHER IN THE SNOW DAMAGES FOR FORESTS OF SOUTH-FINLAND IN 1959

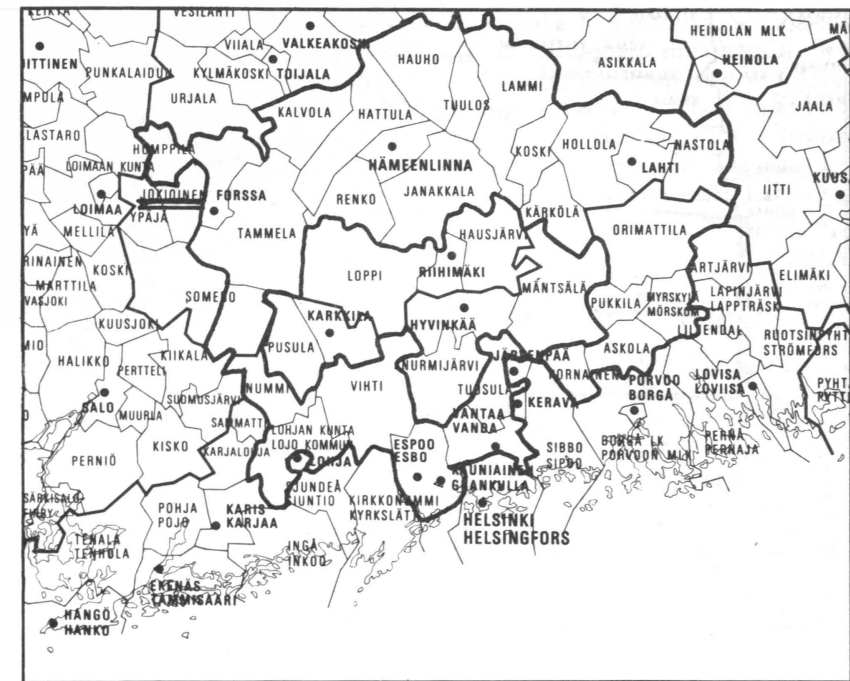
Saapunut toimitukselle 1980-06-15

Tutkimuksessa selvitettiin Pohjois-Uudenmaan metsissä 1.–3. 1. 1959 sattuneisiin lumituhoihin johtaneet säätekijät Suomen aikaisemmin suorittaman lumituhoalueen kartoituksen valossa. Pääosan lumikuormasta muodosti sade kahdesta peräkkäisestä lähes okkludoituneesta matalapaineesta sekä niiden yhteydessä syntyneestä huurteesta. Tuuli puhalsi enimmäkseen kohtisuoraan mereltä maalle, mikä maksimoi orografisen sademäärän n. 70 km leveällä rannikkokaistalla; orografisen sademäärän lisäys laskettiin nostamalla tiivistymiskerrosta kostea-adiabaattisesti maastoa myötäillen. Kauempana sisämaassa vältettiin lumituhoilta, koska siellä ei saatu orografista sadetta. Teoreettinen ja havaittu sademäärän alueellinen jakautuma vastasivat hyvin toisiaan. Tuhoilta välttyneitä metsiä oli selvästi vähiten rinteissä, jotka viettivät latvuserroksessa vallitsevan tuulen suuntaa vastaan. Siten pahoja tuhoja syntyi vain huurteen myötävaikutuksella. Huurtumisaika arvioitiin eri korkeuksille pilvenkorkeuden mukaan ja huurtumisnopeus tuulennopeuteen verrannollisena. Lumituhot ja lasketut huurremäärät lisääntyivät jyrkästi samalta korkeudelta. Lumituhoalueen koillispuolella lumi ei päässyt kiinnittymään puihin, koska siellä ei ollut suojaa. Suurin lukumäärä (6 kpl) vuorottaisia suojia ja pakkasia oli pahimmalla lumituhoalueella sekä sen länsi- ja pohjoispuolella edellä mainitusta pahimpien tuhojen alarajasta alkaen. Lumituhoja alkoi esiintyä tuhoalueen eteläpuolella n. 30 m tätä alemmalta tasolta, jonka kohdalla lumen kiinnittymiskertojen lukumäärä kasvoi ylöspäin mentäessä 3:sta 5:een. Tuhoalueen lounais- ja länsipuolella Itämeren läheisyys aiheutti niin voimakkaat suojat, että lumi tipahti oksilta kesken pois. Tyypilliseksi tuhokohdan puun tykkykuormaksi arvioitiin n. 200-300 kg, josta n. 60 % oli huurretta.

## 1. JOHDANTO

Tammikuun 1.–3. päivinä v. 1959 lumi- ja huurrekuormat aiheuttivat tuhoja metsissä Pohjois-Uudellamaalla sekä Hämeessä Uudenmaan rajan tuntumassa (SUOMINEN 1963). Pahimmat vahingot sattuivat yli 100 m:n korkeudella sijaitseville metsille.

Tässä tutkimuksessa selvitetään meteorologisten tekijöiden osuutta tuhon syntyyn. Kari Ahti on kirjoittanut luvun 5 ja Reijo Solantie luvut 3 ja 4. Muilta osin kirjoitus on laadittu yhdessä.



Kuva 1. Niiden kuntien muodostama alue, joiden metsäalasta vähintään 10 % vahingoittui (sisemmän viivan rajoittama alue) SUOMISEN (1963) mukaan.

Fig. 1. The area of municipalities in which more than 10% of forests were damaged (bounded by the inner line) and the corresponding area for the proportion of 1% (bounded by the outer line).

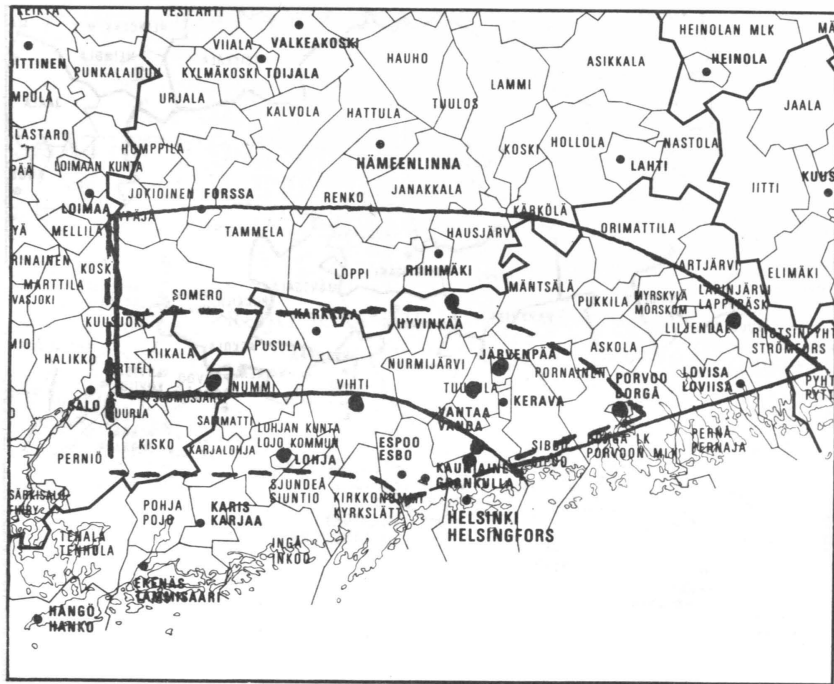
## 2. SÄÄN KEHITYS ENNEN TUHOA JA SEN JÄLKEEN

Lumituhoon johtanut sään kehitys alkoi uudenvuoden yönä. Tällöin Uplannista Keski-Suomeen liikkuneeseen matalapaineeseen liittynyt sadealue saavutti Uudenmaan. Sade alkoi lämpimän rintaman toteutena. Sadealueiden ja rintamien etenemistä voidaan seurata sää- ja ilmastoasemien havainnoista. Lämmin rintama ja siihen liittyvän sadealueen etureuna etenivät lounaasta koilliseen noin 13 km/h. Sadealueen etureuna saavutti Vihti-Sipoonlinjan vuoden vaihtuessa. Säätä ja sen kulkua kuvaavat maanpintahavainnot on tehty tällä linjalla sijaitsevalla Helsinki-Vantaan lentosääasemalla ("lentoasema"), mikäli havaintopaikkaa ei ole erikseen mainittu. Havainnot maanpintaa ylemmistä kerroksista on saatu Jokioisten observatorion luotauksista.

Ilma alkoi lämmetä pilvisyyden lisääntyessä jo ennen lämpimän rintaman saapumista. Sa-

de alkoi lumena, mutta lämpötilan noustua -1 asteeseen sade muuttui jäätäväksi tiheäksi. Tämä kiinnitti sataneen lumen oksiiin (l. kiinnittyminen). Lämpötilan noustua 0-asteeseen (n. klo 4) sade muuttui jälleen rännäksi ja lumeksi. Sateessa oli pitkiä taukoja; sen sijaan pilven alaraja oli koko ajan suhteellisen alhaalla n. 40–200 m:ssä, ja sumupisarointa sekä huurretta kertyi oksistoon. Noin 7 tuntia ennen lämmintä rintamaa (n. klo 7) lämpötila oli Uudenmaan sisäosissa korkeimmillaan (n. +0,0... +0,5° C. Sen jälkeen rintaman etupuolella avoimelta mereltä puhaltava tuuli alkoi heiketä, ja ilma jäähtyi 0-asteen tienoille kolmeksi tunniksi. Samalla syntyi sumua, jonka aikana puissa oleva lumikuorma kasvoi muodostuvan huurteen ansiosta.

Korkeustaso, jonka yläpuolella lämpötila laski tämän lämpötilaminimin aikana pakka-



Kuva 2. Alue, jossa ilman lämpötila oli 1. 1. 1959 klo 14 lämmintä sektoria edeltävässä ja klo 20 sitä seuraavassa minimissään (siis oikeastaan kaksi yhtenevää aluetta; yhtenäinen viiva) sekä alue, jossa 3. 1. klo 8 havaittiin lämmintä sektoria edeltävä lämpötilaminimi (katkoiviiva). Alueiden asemat pistein.

sen puolelle kiinnittäen sataneen rännän ja lumen oksiin (2. kiinnittyminen), voitiin laskea ilmastohavainnoista. Tämän tyyppisessä tilanteessa ilma jäähtyy ylöspäin kostea-adiabaattisesti. Kello 14:n havainnoista (kuva 2) saatiin taksi tasoksi  $74 \pm 15$  m (keskiarvo  $\pm$  keskihajonta).

Lämpimän rintaman saapuessa (Sipoo-Vihti-linjalle n. klo 14.30) lämpötila nousi tunnin aikana n. 0,5 astetta ja sumu hälveni. Lämmin ilmassa ylitti tietyn paikan n. 3 tunnissa. Koko lumituhoalueella oli suojaa, korkeimmilla seuduilla tosin vain pari asteen kymmenystä. Kylmä rintama seurasi lämmintä rintamaa lähes sen suuntaisena ja n. 40 km:n päässä siitä saavuttaen lentoaseman n. klo 17.30. Rintaman jälkipuolella levisi Uudellemaalle ilmassa, joka oli Jokioisissa 2. 1. klo 1.20 tehdyn luotauksen mukaan 300 m:n korkeudella maanpinnasta 4 astetta kylmempää kuin sitä edeltänyt lämmin ilmassa ja 0,5...1,0 astetta kylmempää kuin lämmintä rintamaa edeltänyt ilmassa. 2 m:n korkeudella ilma jäähtyi kylmän rintaman

jälkeen noin 0-asteen tienoille, mutta nousi hetkellisesti 4 tuntia kylmän rintaman jälkeen Etelä-Uudellamaalla merituulen vaikutuksesta sekundäärisen maksimiinsa. Kostea-adiabaattista lämpötilajakautumaa klo 20:n havaintoihin soveltamalla saadaan  $103 \pm 12$  m (keskiarvo  $\pm$  keskihajonta) siksi korkeudeksi, jossa lämpötila oli minimissään  $0^\circ\text{C}$  ja jonka yläpuolella n. tuntia ennen kylmää rintamaa alkaneen lumisateen sisältämä vesi jäättyi ja kiinnitti märän lumen puihin (3. kiinnittyminen). Lumisade kesti noin 5 tuntia. Illalla sää pakastui taivaan seljettyä ja merituulen heikettyä. Tällöin sekundäärisen lämpötilamaksimin aikana satanut lumi kiinnittyi oksiin n. 40 km:n levyisellä rannikkokaistalla (4. kiinnittyminen).

Tammikuun 2. päivän iltana lämpötila alkoi jälleen nousta ja taivas vetäytyä pilveen uuden matalapaineen lähestyessä. Alimpien pilvien alaraja laski ajoittain 100 m:iin, mikä aiheutti lumikuorman lisäyksen huurteen muodossa. Lämmin ja kylmä rintama saapuivat samasta suunnasta kuin edellisellä kerralla.

la. Lämpimän rintaman etenemisnopeus oli n. 25 km/h ja kylmän n. 35 km/h. Lämpimän rintaman sade alkoi 18.30 lumena, mutta muuttui ensin jäätäväksi tihkuksi (5. kiinnittyminen) ja sitten rännäksi. Tälläkin kerralla lämpötila saavutti ensin sekundäärisen maksimin (n. 10 tuntia ennen lämmintä rintamaa) ja sitten (n. 3 tuntia ennen lämmintä rintamaa) n. 1–2 tunnin pituisen minimin. Maksimi- ja minimilämpötilat olivat jokseenkin samoja kuin edelliselläkin kerralla. Minimien yhteydessä esiintyi sumuun liittyvää huurteen muodostumista ja satoi lunta. Soveltamalla kostea-adiabaattista lämpötilajakautumaa 3. päivän klo 14:n havaintoihin (kuva

2) saadaan 6. kiinnittymisen alarajaksi  $74 \pm 12$  m. Lämpimän ilmassa ylitys kesti n. 3 tuntia. Tällöin lämpötila oli jokseenkin sama kuin edellisellä kerralla. Lämpimän ja kylmän rintaman sateiden välillä ei ollut taukoa, vaan lämpimässä sektorissa satoi vettä ja räntää. Kylmän rintaman jälkeinen ilmassa oli Jokioisten luotauksen mukaan 400 m:n korkeudessa ja sitä ylempänä n. 2 astetta kylmempää kuin sitä edeltänyt lämmin massa. Tällä kertaa merituuli oli kuitenkin niin voimakas, että lämpötila nousi kylmän rintaman jälkeen lentoasemalla + 1,5:een ja Jokioisissa + 0,8 asteeseen. Tämä suoja tiputti lumet oksilta katkaisten tuhoisan kehityksen.

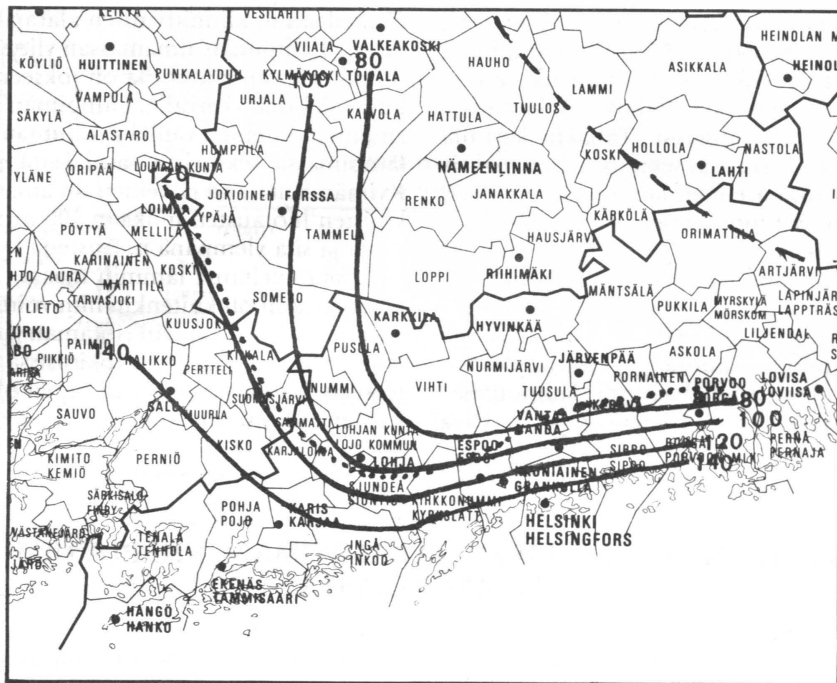
### 3. LUMITUHON ALUEELLISEN JAKAUTUMAN RIIPPUVUUS ILMAN LÄMPÖTILASTA

Edellisessä luvussa havaittiin, että säävaiheita, joissa lumi kiinnittyi oksiin, oli kaikkiaan kuusi. Näistä 1. ja 5. kiinnittyminen, jotka tapahtuivat lämmintä rintamaa edeltävän jäätävän tihkun ansiosta, eivät riippuneet orografiasta, vaan itse säärintamamekanismista ollen laaja-alaisia. 2. ja 6. kiinnittymisissä suojan kostuttamat lumet tarttuivat oksiin alueilla, joiden korkeus on n. 64 m tai enemmän. Verrattaessa lumituhokarttaa (kuva 1) ja maanmittaushallituksen topografikartan (1:10<sup>6</sup>) avulla laatimaani  $2 \times 2$  km:n ruutujen 64 m:n keskikorkeuden käyrää (kuva 3) toisiinsa, havaitaan, että tuhoja alkaa esiintyä heti kun alueen keskikorkeus ylittää tähän arvoon. SUOMISEN (1963) mukaan tuholta säästyneiden metsien osuus kasvaa jyrkästi n. 90–95 m:n korkeudella (lumikuorman korkeus n. 100–105 m). Tämä viittaa siihen, että ensimmäisen lämpimän sektorin jälkeinen kiinnitys, joka tapahtui n. 103 m:n yläpuolella (kuva 3), olisi ollut ratkaiseva (pahimpien tuhojen kannalta) yhdessä tällä korkeudella arvioidun huurrekertymän suurimman kasvun kanssa. Toisin sanoen, mikäli lämpötila ei heti lämpimän sektorin jälkeen laskenut 0-asteen alapuolelle, vuosikaantui oksien lumi siinä määrin, että tipahti alas. Lumituhon johtanut kehitys pääsi siten alkamaan n. 103 m:n alapuolella vasta ensimmäisen kylmän rintaman lumisateen jälkiosan kiinnittyessä oksiin (4. kiinnittyminen).

Varsinais-Suomessa on laajoja alueita 93 m:n yläpuolella. Turun lentosääaseman ja Paimion ilmastoaseman havaintojen mukaan



Kuva 3. Viiva, jonka pohjoispuolella maaston keskikorkeus on yli 93 m (pahojen lumituhojen alaraja) sekä vastaava 64 m:n käyrä (lievien lumituhojen alaraja).  
Fig. 3. The curve on which the mean height of land is 93 m above sea level (the lower limit of severe damage) and the corresponding curve of 64 m (the lower limit of slight damage).



Kuva 4. Sen pinnan korkeudet (yhtenäiset viivat 20 m:n välein), jonka yläpuolella uudenvuodenpäivän (1959) maksimilämpötila oli  $+0,6^{\circ}\text{C}$  (tätä korkeampi maksimilämpötila esti lumituhon); pilkkuviivan pohjoispuolella lakimaat ulottuvat tämän tason yläpuolelle. Katkoviivan koillispuolella ei esiintynyt suojaa em. päivänä alimmillakaan maaston kohdilla (vrk:n maksimilämpötila  $0^{\circ}\text{C}$  80 m:n tasolla).

myös näillä ylämailla tapahtuivat kaikki kiinnittymiset, ja vieläpä hyvin tarkoin samoista korkeuksista alkaen kuin Uudellamaalla. Kuitenkin siellä vältyttiin pahoilta lumituhoilta. Lumituhon alueen länsireuna yhtyy jokseenkin tarkoin käyrään, jolla mäkien lakikorkeus on n. 110 m (lännessä mäet ovat matalampia). Sitten tuhoalueen länsireunalla tykkyä alkoi esiintyä nähtävästi vasta n. 120 m:n korkeudelta. Luontevin hypoteesi Varsinais-Suomen säästymiselle lumituhoilta on, että ilmassa ensimmäisessä lämpimässä sektorissa oli siellä lämpimämpää kuin Uudellamaalla; onhan Hangon itäpuolelle etelästä saapunut ilma kulkenut Baltian ja Suomenlahden yli, mutta Hangon länsipuolelle samasta suunnasta saapunut ilma pitkin Itämeren. Redukoimalla lumituhon alueen länsireunan tienoilla havaitut uudenvuodenpäivän maksimilämpötilat 120 m:n korkeudelle, saadaan tulokseksi  $+0,6^{\circ}\text{C}$ . Toisin sanoen pinta, jolla uudenvuodenpäivän ylin lämpötila oli  $+0,6^{\circ}\text{C}$ ,

ei ollut vaakasuora, vaan laskeutui loivasti koilliseen päin leikaten 120 m:n korkeuden lumituhon alueen länsireunaa pitkin (kuva 4). Kuvassa on annettu myös ne käyrät, joilla tämän lämpötilan pinta leikkaa 140, 100 ja 80 m:n tasot. Tämän korkeuskäyrästä on piirretty pilkkuviiva, jonka koillispuolella lakimaiden puiden oksisto ulottuu ko. lämpötilapinnan yläpuolelle, toisin sanoen rajattiin korkeimmilla lakimailla. Rajattu alue vastaa erinomaisesti SUOMISEN (1963) havaintoja. Lumituhon alueen koillisreunalla pakkasta oli "kiinnittymisvaiheessa" n. 80 m:n korkeudella sijaitseissa laaksoissakin. Lumituhon alueen koillispuolella lumi ei kiinnittynyt oksiin siksi, että laaksomaillakaan ei ollut suojaa lämpimien sektorien aikana. Teoreettinen lumituhon alueen koillisreuna, jolla uudenvuodenpäivän maksimilämpötila oli  $0^{\circ}\text{C}$  80 m:n korkeudella (kuva 4), yhtyy varsin tarkoin havaittuun tuhoalueen rajaan.

Pohjoiseen päin lumituholle otolliset lämpötilat jatkuivat pitkälle sisämaahan. Tässä suunnassa lumituhot kuitenkin vähenivät, to-

sin ilman jyrkkää rajaa. Syynä on orografisen sateen (ja ilmeisesti huurteenkin) väheneminen tässä suunnassa.

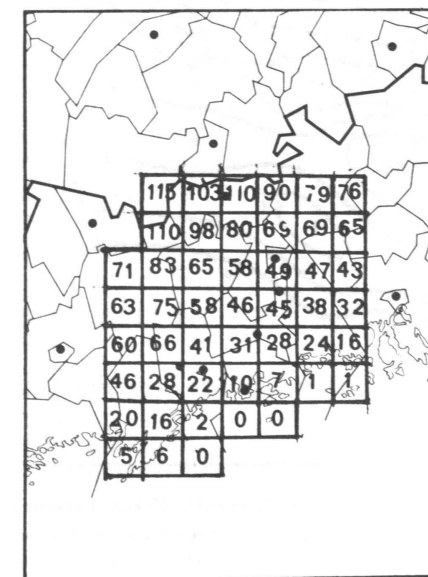
#### 4. OROGRAFISEN SATEEN MERKITYS LUMITUHOSSA

Ilma jäähtyy ylöspäin noustessaan, jolloin siitä tiivistyy kosteutta. Orografinen sade syntyy maaston pakottaessa kostean ilman nousemaan. Orografisen sateen määrä aikayksikössä saadaan kertomalla ilman nousunopeus tiivistymiskerroksessa kostea-adiabaattisella tiivistymismäärällä nousumatkan yksikköä kohti. Talvella tiivistymistaso on yleensä niin alhainen, että ilman liikkeet siinä noudattelevat maaston muotoja tuulen suunnassa, yksittäisten mäkien ja laaksojen mittakaavassa kuitenkin vain tiivistymisen tapahtuessa aivan maanpinnan lähellä (huurre ja sumu). Ilman nousunopeus voidaan siis laskea kertomalla tiivistymiskerroksen keskimääräisen tuulen nopeuden maanpintatuulen suuntainen komponentti rinteiden kaltevuudella tässä suunnassa.

Maasto nousee Uudellamaalla Suomenlahdelta Salpausselälle jyrkimmin (kaltevuus n.  $2\text{‰}$ ) eteläkaakosta pohjoisluoteeseen. Lumituhon tilanteessa sateen aikana puolen tunnin välein tehdyistä 78:sta tuulihavainnosta 65:ssä tuulen suunta poikkesi alle 60 astetta jyrkimmästä maaston noususuunnasta eli tuulen suunta oli tässä mielessä mahdollisimman paha. Keskimääräinen tuulen suunta oli täsmälleen eteläkaakkoinen (sama kuin jyrkin maaston noususuunta). Tiivistymiskerroksen oli Jokioisten luotausten mukaan sateiden aikana keskimäärin 2,5 km paksu ulottuen maanpinnan läheltä 2–3 km:n korkeuteen. Tämän kerroksen keskimääräinen tuulen suunta poikkesi Jokioisten maanpintatuulesta n. 30 astetta myötäpäivään. Tiivistymiskerroksen keskimääräisen tuulen nopeuden (11 m/s) maanpintatuulen suuntainen komponentti oli siten keskimäärin n. 9,5 m/s. Ilman edetessä tällä nopeudella  $2\text{‰}$ :n ylämäkeä, on sen nousunopeus 1,9 cm/s. Kun 2,5 km paksu ilmakerros, jonka keskimääräinen lämpötila ja ilmanpaine on Jokioisten havaintojen mukainen, nousee 1 m:n, tiivistyy siitä vettä 0,0027 mm. Uudenmaan keskikaltevuuden mukainen orografisen sademäärän lisäys oli 0,19

mm/h eli koko sadeaikana (33 h) 6 mm.

Orografisen sateen ja lumituhon riippuvuuden selvittämiseksi laadittiin em.  $2 \times 2$  km:n ruutujen keskikorkeuksien avulla kartta, joka esittää eteläkaakkoistuulilla kertyvän orografisen sademäärän mittalukua (KSSSE). Ensin yhdistettiin tulokset  $10 \times 10$  km:n ruutujen keskikorkeuksiksi (kuva 5). Tämän jälkeen KSSSE laskettiin kahden komponenttinsa keskiarvona. Toinen komponenteista saatiin jakamalla  $10 \times 10$  km:n ruudun ja sen eteläpuoleisen naapuriruudun keskikorkeuksien erotus ruutujen keskipisteiden välisellä etäisyydellä (10 km). Toisen komponentin saamiseksi meneteltiin samoin ruudun ja sitä vain kaakkoiskulmassa koskettavan ruudun keskikorkeuksien suhteen (ruutujen keskipis-



Kuva 5. Maaston keskikorkeus (m m.p.y.)  $100 \text{ km}^2$ :n ruuduissa vuoden 1959 keskellä lumituhon alueella ja sen eteläpuolella.

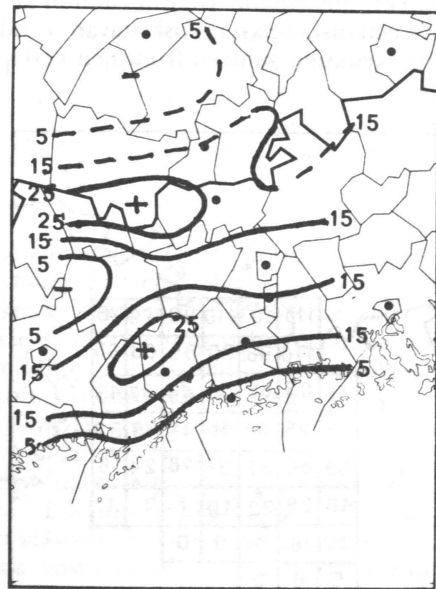
Fig. 5. Altitude above sea level of squares of  $100 \text{ km}^2$  in the central area of forest damage in 1959 and to the south of it.



teiden välinen etäisyys on tässä tapauksessa  $\sqrt{2 \cdot 10}$  km). Ruudun  $K_{SSE}$  ( $^{0}/_{00}$ ) approksimoi maaston kaltevuutta n. 6 km ruudusta eteläkaakkoon. Tällä tavalla huomioidaan sopivasti se orografian vaikutuksen siirtymä tuulen suunnassa, joka aiheutuu lumihiihtäleiden kulkeutumisesta putoamisen aikana; lumihiihtäleiden putoamisnopeus on n. 2 m/s (LILJEQVIST 1962), ja niiden keskimääräinen putoamismatka oli n. 1 500 m vaakasuoran siirtymisnopeuden ollessa n. 10 m/s (Jokioisten luotaukset).

Maasto nousee Uudellamaalla sisämaahan päin jyrkästi kahdessa rannikon suuntaisessa n. 15 km leveässä vyöhykkeessä (kuva 6). Toinen on 10–25 km:n päässä rannikosta ("rannikkoporras") kun taas toinen muodostaa lännessä Tammelan ylängön eteläreunan ja idässä kahtia jakautuen nousun ensin Salpausselän etumaastoon ja sitten Salpausselälle: "Pohjois-Uudenmaan porras").

"Portaissa"  $K_{SSE} \sim 2,0-3,0$  (orografinen



Kuva 6. Maaston keskikaltevuus (m/10 km) nousuna eteläkaakosta pohjoisluoteeseen keskisellä lumituhoalueella ja sen ympäristössä. Kenttää siirretty em. suunnassa 6 km orografian ja orografisen sateen vaihe-eroa vastaavasti.  
Fig. 6. The mean slope of land (in a SSE-NNW direction; m/10 km) in the central area of forest damage and its surroundings. The isopleths are moved in the above-mentioned direction by 6 km corresponding to the shift between the orography and orographic precipitation.

sademäärä n. 8 mm), portaiden välissä n. 0,5–1,0 (o.s. n. 2–3 mm), mutta "Pohjois-Uudenmaan" portaan pohjoispuolella n. 0. Maaston kaltevuuden lisäksi orografista sadetta syntyy Uudenmaan rannikolla, kun mereltä saapuva ilmavirtaus rannikkoon törmätessään hidastuu; tällöin ilma joutuu nousemaan liikkeeseen (jatkuvuuden lain mukaan). Tämä sademäärän lisäys on etelä- ja kaakoistuulilla suurin, keskimäärin n. 0,2 mm/h, n. 20 km:n päässä rannikosta sijaitsevalla vyöhykkeellä, josta se vähenee sekä rannikolle että sisämaahan päin häviten rannikolla ja n. 40 km:n päässä siitä (SOLANTIE 1975). Nyt tutkittavassa tilanteessa sadepilvet olivat n. 2–3 kertaa keskimääräistä paksumpia. Siten ko. lisäys oli 20 km:n päässä rannikosta n. 0,5 mm/h ja "nousuportaiden" välissäkin n. 0,2 mm/h; kaikkiaan saatiin orografista sadetta portaiden välissä saman verran (n. 8 mm) kuin Pohjois-Uudenmaan portaassa, jonne rannikkosade ei enää ulotu. Orografinen sademäärä pieneni siten vain lumituhoalueesta pohjoiseen, mutta ei etelään päin. Siten sademäärä oli lumituhoalueen rajauksen kannalta ratkaiseva vain alueen pohjoisreunalla.

Lumisademäärä saadaan talvella jokseenkin tarkoin mitatuksi vain tuulilta suojatuilla mittauspaikoilla. Koska vain osa mittauspaikoista on tällaisia, antaa lumensyvyyden kasvua 31. 12. klo 8 – 5. 1. klo 8 kuvaava kartta (kuva 7) paremman kuvan lumituhon aiheuttaneen sademäärän alueellisesta jakautumasta, kun otetaan huomioon, että sademäärä oli Uudellamaalla sekä 31. 12. että 4. 1. vain n. 1 mm. Rannikkokunnissa suojajilmat vähensivät kuitenkin lumensyvyyden kasvua selvästi enemmän kuin sisämaassa, joten kartta soveltuu sademäärien tarkasteluun lähinnä sisämaassa. Kartasta selvästi havaittava jyrkkä lumensyvyyden kasvun väheneminen lumituhoalueelta pohjoiseen varmistaa em. päätelmän orografisen sademäärän vastaavasta vähenemisestä varsinkin, kun suojajilmat eivät ainkaan edistä tämän eron näkymistä. Kuvien 6 ja 7 perusteella "Pohjois-Uudenmaan portaassa", missä  $K_{SSE} \sim 2,5$ , lumensyvyys kasvoi n. 12 cm, mutta "portaan" pohjoispuolella  $K_{SSE}$ :n 0-viivalla n. 3 cm. Kun vastasataneen lumen tiheys  $\sim 0,1$  g/cm<sup>3</sup>, sademäärän (R) osittaisderivaataksi K:n suhteen saadaan 3,6 mm/promille, mikä on jokseenkin sama kuin teoreettisesti saatu arvo (3,1 mm).

Orografisella nousuliikkeellä on merkitystä



Kuva 7. Lumensyvyyden kasvu (cm) 31. 12. 1958–5. 1. 1959 ilmatieteen laitoksen havaintoasemilla (pisteet).

Fig. 7. The increase of snow depth from the 31st December 1958 to the 5th January 1959 at the stations of the Finnish Meteorological Institute (points).

myös niiden sumupisaroiden muodostajana, jotka aiheuttavat huurretta. Esimerkiksi siinä alimmassa ilmakerroksessa, joka joutuu kosteadiabaattiseen nousuliikkeeseen ylittäessään tyypillistä 50 m:n korkuista mäkeä, ti-

vistyy sen keskimääräistä 20–30 m:n nousua vastaavasti (ilmavirtaus divergoi mäen laella) kosteutta 0,04 g/m<sup>3</sup>, mikä on varsin tyypillinen sumupisaroiden vesisisältö huurretilanteissa (luku 5).

## 5. HUURTEEN MERKITYS LUMITUHOSSA

Huurretta muodostuu pakkasella alijäähtyneistä pilvi- ja sumupisaroiden törmätyksessä kiinteisiin kappaleisiin, esim. puiden latvuksiin ja jäätyessä niihin kiinni. Huurre on sitä kovempaa, mitä kovemmalla tuulella ja lauhemmalla säällä se muodostuu. Huurre luokitellaan tiivytensä mukaan seuraavasti (WMO 1975):

- 1 Jäahuurre  
kirkasta jäätä, joka irtoaa vain sulattamalla tai rikkomalla
- 2 Kova huurre  
valkea jäämäinen muodostuma, joka ir-

toaa helposti vain sulattamalla tai rikkomalla

- 3 Pehmeä huurre  
lumimainen muodostuma, jota usein luullaankin lumeksi; saattaa irrota kovalla tuulella

Lämpötila oli tässä lumituhutilanteessa 0-asteen lähellä, joten syntynyt huurre oli ilmeisesti hyvin tiivistä ja tarttuessaan puiden oksilla olevaan lumeen, sitoi sen entistä tiiviimmin oksistoon lisäten puiden lumikuormaa. Huurteen syntyvästä seuraa, että vain puiden tuulenpuoleiset sivut huurtuvat (AH-

TI 1976). Samoin vallitsevaa tuulensuuntaa vastaan olevat rinteet ovat alteimpia huurteen aiheuttamille lumituhoille; osaltaan tähän vaikuttaa myös sumun syntyminen ilman joutuessa nousemaan rinnettä ylös. Tämä seikka havaitaan selvästi myös tutkittavassa tilanteessa. Laskettaessa tuhoutuneiden metsien osuus rinteiden viettosuunnan mukaan kussakin suuntaampyrän 30 asteen sektorissa (SUOMINEN 1963), havaitaan, että 61 ja 180 asteen välisessä neljässä sektorissa se oli 2–11 % (keskimäärin 7 %), mutta muissa sektoreissa 12–45 % (keskimäärin 27 %). Rinteiden viettosuunnat voidaan jakaa metsätuhojen kannalta kahteen selvästi toisistaan erottuvaan sektoriin. "Tuhosektorin" mediaani (120°) on 31° vastapäivään huurtumisjaksoina (pilvenkorkeus lentoasemalla ≤ 135 m) vallinneiden, sektorissa 105–195° puhaltaneiden tuulien keskisuunnasta (151°); muiden tuulensuuntien (260° ja 270°) osuus oli vain 8 %. Tyypillinen ero tuulensuunnassa sileän ja rosoisen maaston (tässä tapauksessa lentokentän havaintoalueen ja latvuston alapuolisen metsän) välillä on 30°.

Huurrekertymien mittaamiseen käytetään sylinterimäistä kappaletta, koska sillä saadaan selville tuulensuunnasta riippumatta aina se huuremäärä, joka kertyy 2 Rh:n suuruiselle tuulta vastaan kohtisuoraan asetetulle pinnalle (h on sylinterin korkeus ja R sen säde). Esim. puunrunko ja oksat ovat tällaisia sylintereitä. Tapauksessa, jossa kaikki runkoon osuvat pisarat jäätyvät törmäyksessä, voidaan huurrekuorman kertymisnopeutta kuvata yhtälöllä (AHTI 1978):

$$(1) \frac{dM}{dt} = 2 RhEVw, \text{ missä}$$

M = huurteen massa

t = aika

E = tarttumiskyky

V = tuulennopeus

w = vesipisaroiden yhteenlaskettu massa ilman tilavuusyksikössä

Tämän yhtälön parametreista E:lle ja w:lle voidaan antaa tiettyssä tilanteessa vain karkeat erityistutkimuksiin perustuvat arviot, joten niitä pidetään sovellutuksissa yleensä vakioina. Tällöin sen vesikerroksen paksuus L, jonka huurre sulatettuna ja huurtuneen pinnan tuulta vasten asetetun projektion alalle levitettyä muodostain, voidaan pinnan muodosta ja koosta riippumatta laskea yhtälöstä:

$$(2) L = B V t,$$

kun lauseke  $E w \rho_w^{-1}$  ( $\rho_w$  = veden tiheys) merkitään B:llä. Yhtälö 2 on osoittautunut Suomessa käyttökelpoiseksi (AHTI 1978). Yhtälöä sovellettiin tässä tilanteessa käyttämällä V:n ja t:n määräämiseksi lentosääaseman havaintoja; tällöin huurreajaksi katsottiin se aika, jona pilvien alaraja oli tarkasteltavaa korkeustasoja alempana. Alijäähtyneiden pilvipisaroiden vesisisältö on sumupilvessä 0–5 asteen pakkasella keskimäärin 0,020–0,027 g/m<sup>3</sup> ja suurimmillaan 0,076–0,153 g/m<sup>3</sup> (JONES 1961). Tässä tapauksessa ilmassa oli kulkenut avoimen, ilmaa lämpimämmän merenpinnan yli, joten ilmaan oli siirtynyt meren pinnasta lisää kosteutta. Lisäksi ilman orografinen nousuliike lisää kosteuden tiivistymistä pilvipisaroiksi. Siksi pilven vesisisällön on arvioitu tässä tapauksessa olevan jonkin verran keskimääräistä suuremman (0,045 g/m<sup>3</sup>). Kun E:n arvoksi on arvioitu 0,9, niin  $B \sim 0,4 \cdot 10^{-7}$ . Eri korkeuksille lasketut huurrekertymät on annettu seuraavassa taulukossa; siinä on myös vertailun vuoksi esitetty tuholta säästyneiden metsien prosentuaalinen osuus eri korkeustasoilla (SUOMINEN 1963).

Taulukko 1. Huurrekertymä vetenä (mm) eli lumikuormana (kg/m<sup>2</sup>) tuulta vasten asetetulla pinnalla sekä tuholta säästyneiden metsien osuus (%) eri korkeuksilla (m m.p.y.).

Huurrekertymä		Tuholta säästyneet metsät (SUOMINEN 1963)	
Korkeus (m m.p.y.)	Määrä (mm)	Korkeus (m.m.p.y.)	Osuus (%)
60	0	≤ 80	41
80	0,5	85, 90	42
100	3	95, 100	20
120	12	105, 110	17
140	14	115, 120	17
160	17	125, 130	13
		135, 140	7
		145, 150	0
		155, 160	0

Taulukon vasenta ja oikeata puolta toisiinsa verrattaessa on vasemmanpuoleisista korkeuksista vähennettävä latvuston (ja huurrekuorman) maanpinnasta laskettua keskikorkeutta vastaten n. 15 m. Taulukosta nähdään, että maaston 90–95 m:n korkeus on ollut se-

kä huurrekuormien että tuholta säästyneiden metsien osuuden puolesta ratkaiseva taitekohta. Seuraavassa luvussa, jossa tarkastel-

laan yksittäisten puiden lumikuormia, havaitaan huurrekuormien ratkaiseva merkitys taulukon 1 lukujen valossa.

## 6. PUIDEN LUMIKUORMISTA

Tarkastellaan sellaisen puun lumikuormaa, jonka oksat peittävät metrin säteisen ympyränmuotoisen alan. Lumipeitteen vesi-arvon kasvaessa Vantaan valuma-alueella tuhon aikana n. 29 mm (Hydrografinen toimisto 1959), kertyi sateesta lumikuormaa tällaiseen puuhun n. 100 kg, pahimmalla tuhoalueella alun toista sataa. Koska taulukon 1 tulokset on laskettu lentoaseman tuulennopeuksia käyttäen, ne soveltuvat parhaiten aivan latvaan. Koko oksistoa ajatellen riittänee 10 mm tuulta vastaan olevan pinnan huurrekertymäksi pahimmilla tuhoalueilla. Pidettäessä kuusen oksistoa kartiona, jonka korkeus on 15 ja pohjan säde 1 m, saadaan sen huurrekuormaksi n. 150 kg ja kokonaiskuormaksi n. 250 kg. Maaston 93 m:n keskikorkeuden alapuolella, jossa kaikki lumi ei kiinnittynyt pui-

hin ja jossa huurtuminen oli vähäistä, jäi yksittäisten kuusien lumikuorma yleensä alle 100 kg:n, ja lumituhot jäivät vähäisiksi. Lumituhoalueen keskustasta sen pohjoiselle lievealueelle siirryttäessä esimerkkipuumme lumikuorma taas väheni n. 30 kg vastaten 10 mm:n sademäärän pienentymistä. Nämä suuruusluokkakalkelmat sekä lumituhojen keskittyminen huurtumiselle alttiisiin tuulenpuoleisiin rinteisiin osoittaa selvästi, että vain runsas lumentulo ja huurtuminen yhdessä pystyivät aikaansaamaan tuhoa. Pienin kuorma, joka pystyy esimerkkipuumme murtaamaan, on ilmeisesti n. 200 kg. Männyllä kuormat olivat tietysti vähän pienempiä, mutta vääntömomentti tuulussa suurempi kuin kuusella.

## 7. SUURIEN LUMIKUORMIEN ESIINTYMISESTÄ MUUALLA KUIN TYKKYISILLÄ VAARANLAILLA SEKÄ KORKEILLA YLÄNKÖALUEILLA

Korkeilla yläköalueilla sekä vaarojen lakimailla lumituhoja esiintyy usein runsaan huurteen muodostuksen vuoksi (HEIKINHEIMO 1920). Muualla Suomessa huurre ei yksinään pysty aikaansaamaan lumituhoja, vaan niitä sattuu vain alueilla, joilla sekä huurteen muodostuminen että sademäärä ovat tavallista runsaampia ja niilläkin vain tietyinä aikana talvesta. Niin runsaita sateita kuin tutkittavassa tapauksessa esiintyi, sattuu suurimmassa osassa maatamme vain niin varhain syksyllä tai myöhään keväällä, että sade tulee vetenä tai räntänä, joka tippuu oksilta alas. Yli 50 mm:n viisivuorokautisten lumisademäärien todennäköisyys on varteenotettava tekijä keväällä ja syksyllä Kemi-Kajaani-linjan pohjoispuolisella alueella, joka on kauimpana alinta ilmakerrosta lämmittävästä Itämerestä, sekä keskitalvella n. 50 km leveällä eteläisellä rannikkokaistalla, erittäinkin Uu-

dellamaalla, jossa tähän vuodenaikaan yleiset etelänpuoleiset tuulet antavat erityisen runsaasti sadetta (SOLANTIE 1975). 30–49 mm:n suuruisissa viisivuorokautisissa lumisateiden määrissä vain Kainuu pystyy kilpailemaan etelärannikon kanssa, koska pitkätalvinen Kainuu on pohjoisin seutu, jossa tämän suuruisia sademääriä esiintyy keskitalvellakin. Edellä mainitut seikat näkyvät selvästi taulukosta 2, jossa on tarkasteltu asiaa lumipeitteen vesi-arvon viisivuorokautisten havaintojen avulla.

Pohjois-Suomen alangoilla huurretta esiintyy sumupäivätilastojen valossa huomattavasti vähemmän kuin Uudellamaalla (HEINO JA SOLANTIE 1977). Siten Uudellamaalla on lumituhojen riski suurempi kuin muualla maassa Pohjois-Suomen tykkyalueita lukuunottamatta. Lumisademääriä, jotka ovat vähintään yhtä suuria kuin nyt tutkittavassa

Taulukko 2. Suurten lumentulojen keskimääräinen lukumäärä vuosikymmenessä. Mukaan on otettu tapaukset, joissa lumipeitteen vesiaron kasvu (L) oli pentadeittain ( kuukausien 5, 10, 15, 20, 25 ja viimeisen päivän rajoittamina viisi-vuorokautisjaksoina) 30–39, 40–49 tai 50 mm talvien 1949/1950 – 1974/1975 havaintojen valossa. Tulokset on ilmoitettu alueittain siten, että ensin ilmoitetaan asemien keskiarvo ja sitten ääriarvot (suluissa).

L(mm)	Uusimaa	Kainuu	Keski-Suomi	Perä-Pohjola	Lappi
30–39	6,3 (6,0; 6,7)	6,7 (5,0; 8,3)	2,3 (1,0–3,3)	1,7	0,2
40–49	2,0 (1,6; 2,3)	2,6 (2,5; 2,6)	} 0,6 (0,0–1,2)	0,4	0,8
≥ 50	0,2 (– ; 0,4)	0,6 (– ; 1,3)		0,4	0,4

Uusimaa: Helsinki, Ilmala; Lohja

Kainuu: Suomussalmi, Alavuokki; Suomussalmi, Hossa

Keski-Suomi: Kuru, Lavia, Pori, Punkaharju, Revonlahti, Riistavesi, Tampere

Perä-Pohjola: Ylitornio

Lappi: Inari

tapauksessa, Uudellamaalla esiintyy keskimäärin kuudesti vuosikymmenessä. Lumituhota ei luonnollisesti esiinny näin usein. Osa lumisateista saadaan pakkasella, osa suojalla ja osa tuholla otollisista lämpötiloista huoli-

matta ilman samanaikaista huurteen muodostumista; näin ollen lumituhot ovat tälläkin alueella suhteellisen harvinaisia, ja niitä esiintyy yhdellä seudulla keskimäärin ehkä kerran pari vuosisadassa.

## LÄHDEVIITTEET

- AHTI, K. 1976. On the formation and measurement of rime in Finland. Report No. 61 from the Väriö Subarctic Research Station of the University of Helsinki.
- ” – 1978. Huurteen muodostumiseen ja määrään vaikuttavista tekijöistä Suomessa. Helsingin yliopiston meteorologian laitos, pro gradu -tutkielma.
- HEIKINHEIMO, O. 1920. Suomen lumituhoualueet ja niiden metsät. Referat: Die Schneeschadengebiete in Finnland und ihre Wälder. Commun. Inst. For. Fenn. 3.
- HEINO, R. & SOLANTIE, R. 1977. Sumu liikenteen häirtana. Tie ja liikenne 10/1977: 346–350.
- Hydrografinen toimisto/Hydrographical Office 1959. Kuukausikatsaus: joulukuu 1958 ja tammikuu 1959.
- JONES, R. F. 1961. Ice formation on aircraft. WMO, Technical Note No. 39. WMO – No. 109. TP. 47.
- LILJEQUIST, G. 1962. Meteorologi: 166. Centralsta-bens litografiska anstalts förlag. Stockholm.
- SOLANTIE, R. 1975. Talvikauden sademäärän ja maaliskuun lumensyvyyden alueellinen jakautuma Suomessa. Summary: The areal distribution of winter precipitation and snow depth in March in Finland. Ilmatieteen laitoksen tiedonantoja N.o. 28.
- SUOMINEN, O. 1963. Metsiköiden alttius lumituhouon. Tutkimus Etelä-Suomessa talvella 1958–59 sattuneesta lumituhosta. Summary: Susceptibility of stands to devastation by snow. Investigation into snow devastation in South Finland in winter 1958–59. Silva Fennica 112.5: 1–33.
- WMO, 1975. Manual on the observation of clouds and other meteors. International Cloud Atlas. Vol. 1. WMO – No. 407: 117

## SUMMARY

### THE INFLUENCE OF WEATHER ON SNOW DAMAGE IN FORESTS OF SOUTH-FINLAND IN 1959

On 1 to 3 January 1959, snow and rime attached to trees during the passage of two nearly occluded cyclones, seriously damaged forests in a region of 11 000 km<sup>2</sup> of southern Finland (Fig. 1). The extent of this region and da-

mage there were investigated by SUOMINEN (1963). In our study the weather, responsible for this damage, is analyzed. The results are given in this summary in the light of the main factors and their roles.

*Precipitation (excluding rime).* The increase of the water equivalent of snow cover during the event in the Vantaanjoki basin situated in the middle part of the region, amounted to 29 mm (Hydrographical Office 1959). This amount is equal to the precipitation because marked thaws did not occur farther than 20 km from the Gulf of Finland. According to precipitation observations, precipitation was approximately uniform in amount from the coast to 70 km inland but decreased markedly farther inland. This decrease, illustrated in Fig. 7, is obviously responsible for the decrease of the damage northwards. The occurrence of very copious precipitation in the 70 km deep coastal zone, and only there, is due to orography. During 33 of the 39 precipitation hours (85 % of total duration) the wind was blowing from the sector  $155 \pm 60^\circ$  (north =  $0/360^\circ$ ), the mean direction ( $157^\circ$ ) being exactly the same as that of the mean topographic gradient of the land. The orographic addition to the precipitation has been calculated by lifting the condensed layer of air moist-adiabatically at a rate determined by the slope of land in the direction of  $157^\circ$  and the component of the mean wind speed in the condensed layer (data observed by sounding are from Jokioinen, see Fig. 1).

In the coastal belt of 70 km air was forced to rise at an angle of  $2 \pm 1^\circ$ ; in the northern part of this belt, where the most serious damage occurred, even at an angle of  $2.5^\circ$ . As seen in Fig. 6 (where the isolines are displaced inland by 6 km to allow for the transport of snowflakes by the wind), the isoline of  $0^\circ$  runs a little north of this region. The decrease of the orographic precipitation by 8 mm, corresponding to a decrease of  $2.5^\circ$  in the angle of ascent of air north of the region of damage, is in good agreement with observations of precipitation and with those of the increase of snow depth (Fig. 7).

*Temperature.* The cyclones moved over the region from southwest to northeast, the air mass getting cooler near the ground after reaching the Finnish mainland. In connection with the first cyclone, temperature was at a maximum during the period ahead of the warm front, when the wind from the direction of the sea was at its strongest, falling to a minimum just before the front itself. In the warm sector, the temperature rose to the level of the first maximum. In the period between the cyclones, the temperature first had a secondary minimum separated by a slight maximum (during the period of the strongest wind from the direction of the sea) from the main minimum. In connection with the second cyclone the events were similar up to the passage of the cold front. Thereafter

warm air spread inland terminating the damaging period. Damage only occurred in regions where snow became attached to branches by alternate wetting and freezing. Consequently, northeast of the region damage did not occur because the temperature remained continuously below  $0^\circ\text{C}$ . Further, at the southern boundary of the region most serious damage occurred only at sufficiently high altitudes where temperatures fell below  $0^\circ\text{C}$  during all minima, and did not occur at low levels where temperatures fell below  $0^\circ\text{C}$  only during the main minimum between the cyclones (Fig. 3). However, west of the region no damage occurred even at the higher levels; here, wind blowing from the sea area east to Gothland, raised the temperature at its maxima high enough ( $0.6^\circ\text{C}$  or more during 3 hrs) to cause release of snow loads.

*Rime.* Markedly less forests saved from damage were found by SUOMINEN (1963) on slopes sloping towards the sector between  $61^\circ$  and  $180^\circ$  than on slopes sloping towards other directions. Taking into account the fact that due to friction the wind direction is backed by about  $30^\circ$  in forests in comparison to that in open places (e.g. an airport), the forests suffering most damage were situated on windward slopes, which indicates that rime formed a marked part of the load on firs. The rime load (mm) on a surface at right angles to the wind can be calculated by a formula (AHTI 1978), where it is proportional to the formation time, wind velocity and the mass of liquid water in a unit volume of air. It was assumed that rime formed at places which were higher (above sea level) than the base of cloud cover at Helsinki-Vantaa airport (also wind observations made there were used in the calculations). The content of liquid water was estimated to be  $0.045 \text{ gm}^{-3}$  from observations by JONES (1961). (Also, in the lowest air layer, being forced to ascend moist-adiabatically on average 20 to 30 m as flowing over a typical hill, 50 m high,  $0.04 \text{ g}$  vapour condenses in  $1 \text{ m}^3$  of air.) The amounts of rime thus calculated, increasing from 0 to 3 mm between heights of 60 and 100 m (above sea level), to 12 mm between heights of 100 and 120 m and to 17 mm between heights of 120 and 160 m, indicate an abrupt increase of rime load at 110 m.

*Loads on trees.* Using the values of precipitation and rime formation so calculated to form cover on the conical form assumed by a typical spruce, and by regarding in the case of rime the wind speed below the crowns as being about 30 % lower than above them, we obtain a load of 200 to 300 kg per tree in the region of the most serious damage; rime comprises about 60 % of it.